

分类号： P5

单位代码： 10335

密 级： 公开

学 号： 11838017

浙江大学

博士学位论文



中文论文题目： 塔里木克拉通西北缘新元古代
构造—岩浆事件及其地球动力学意义

英文论文题目： **Neoproterozoic tectono-magmatic events in
the northwestern margin of Tarim Craton
and their geodynamic significance**

申请人姓名： 吴鸿翔

指导教师： 章凤奇 教授

 陈汉林 教授

专业名称： 构造地质学

研究方向： 前寒武纪大地构造

所在学院： 地球科学学院

论文提交日期 2022 年 4 月 18 日

塔里木克拉通西北缘新元古代构造—岩浆事件
及其地球动力学意义



论文作者签名: 吴鸿翔

指导教师签名: 章凤奇

论文评阅人 1: _____ (隐名评阅人)
评阅人 2: _____ (隐名评阅人)
评阅人 3: _____ (隐名评阅人)
评阅人 4: _____ (隐名评阅人)
评阅人 5: _____ (隐名评阅人)

答辩委员会主席: 杨树锋\教授\浙江大学
委员 1: 魏国齐\教授级高工\中国石油勘探开发研究院
委员 2: 贾东\教授\南京大学
委员 3: 郭召杰\教授\北京大学
委员 4: 肖安成\教授\浙江大学
委员 5: 程晓敢\教授\浙江大学

答辩日期: 2022年6月1日

Neoproterozoic tectono-magmatic events in the northwestern margin of Tarim Craton and their geodynamic significance



Author's signature: Wu Hongxiang

Supervisor's signature: Fengqi Zhang

External Reviewers: _____
Anonymous Reviewer

Anonymous Reviewer

Anonymous Reviewer

Anonymous Reviewer

Anonymous Reviewer

Examining Committee Chairperson:

Yang Shufeng\Professor\Zhejiang University

Examining Committee Members:

Wei Guoqi\ Professorate Senior Engineer \Research

Institute of Petroleum Exploration & Development

Jia Dong\Professor\Nanjing University

Guo Zhaojie\Professor\Peking University

Xiao Ancheng\Professor\Zhejiang University

Cheng Xiaogan\Professor\Zhejiang University

Date of oral defence: 2022-06-01

浙江大学研究生学位论文独创性声明

本人声明所提交的学位论文是本人在导师指导下进行的研究工作及取得的研究成果。除了文中特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含其他人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得浙江大学或其他教育机构的学位或证书而使用过的材料。与我一同工作的同志对本研究所做的任何贡献均已在论文中作了明确的说明并表示谢意。

学位论文作者签名：吴鸿翔 签字日期：2022 年 6 月 8 日

学位论文版权使用授权书

本学位论文作者完全了解 浙江大学 有权保留并向国家有关部门或机构送交本论文的复印件和磁盘，允许论文被查阅和借阅。本人授权 浙江大学 可以将学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索和传播，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。

(保密的学位论文在解密后适用本授权书)

学位论文作者签名：吴鸿翔

导师签名：章凤奇

签字日期：2022 年 6 月 8 日

签字日期：2022 年 6 月 8 日

致谢

攻读博士学位的四年生涯旋即宣告过去，亦是我在浙江大学第七个年头。站在这个回溯以往和希冀将来的学术道路转折点，不禁感慨韶光易逝，所幸赤诚之心未抛。但觉在追逐真理之光的路途上叠嶂层峦、磨砺险阻，非破釜沉舟之心不能抵尔。幸而遥遥征途中不乏良师益友相傍，内心不胜感激。

感谢恩师章凤奇教授引领我不断的向广袤的塔里木盆地和遥远的前寒武纪发起探索。甫一进门，我就深切感受到章老师对待科研的浓厚热情、深邃全面的思考和严谨不苟的学术态度，如高山景行，时常鞭策我马不停蹄的奋起直追，以期望其项背而已。从博士论文的选题、到野外工作，到深夜挑灯的激烈辩论，最后到论文的撰写和成稿，无不倾注了章老师大量的心血。

感谢恩师陈汉林教授给与我挥洒汗水的机遇和自由探索的驰骋舞台。陈老师对待学术问题的敏锐嗅觉和研究过程中的关键点拨，每每令我醍醐灌顶，受益良多。陈老师时常在我学术生涯过程中道路方向的提点和关切，学生铭感于内。

感谢构造课题组杨树锋教授、程晓敢教授、林秀斌教授、肖安成教授、吴磊副教授、龚俊峰副教授、石许华研究员、杨蓉副教授和邓洪旦研究员的指导与帮助；感谢 Yildirim Dilek 教授、朱孔阳副教授、王勤燕教授以及陈欢师兄、向璐师兄、安凯旋师兄和魏晓椿师兄在论文写作过程中的指导和讨论；感谢杨莉老师和邱素文老师在学习和实验过程中的无私帮助。

感谢课题组程小鑫、王彩云、黄伟康、李磐、卢启业、尹启航和李丰在野外工作中的支持与帮助；感谢李春阳、仇度伟、张欲清和黄凯在科研上的讨论与帮助；也感谢实验室诸多同窗好友的帮助和支持。

由衷感谢参与博士论文评阅的五位匿名专家，感谢你们对论文提出的宝贵意见。感谢杨树锋教授、魏国齐（教授级）高工、贾东教授、郭召杰教授、肖安成教授和程晓敢教授参加我的博士学位论文答辩，感谢你们对论文提出的宝贵建议。

特别感谢我的父母和家人，在你们对地质学一无所知的情况下，仍毫无保留的选择相信、支持和鼓励我所做的人生抉择；你们将时代的焦虑啜咽，将生活的重担无私肩负，为了令我能够在纯粹的兴趣驱使和知识的滋润下无虑的像鸿雁一样翱翔。蒙恩于父母，死无以为报，唯此处潸然泪下，不能自禁。

谨以此文致敬我们的时代，致敬我们滚烫的理想，致敬探索山河壮阔的“理性”之美。

中文摘要

中亚造山带作为世界上最大的增生型造山带之一，记录了新元古代到晚古生代期间众多前寒武纪微陆块、岩浆弧以及海底高原等持续而复杂的碰撞-拼贴构造演化历史。塔里木克拉通、中天山地块和伊犁地块作为中亚造山带南缘几个重要的陆壳组成单元，其大地构造演化过程和亲缘联系长期以来是中亚造山带研究热点之一。同时，这些陆块保存了丰富的新元古代岩浆活动、变质作用和连续的沉积地层等地质记录，也是理解中亚造山带前寒武纪演化和中亚地区微陆块来源归属的重要窗口。目前，学术界对于塔里木克拉通与伊犁、中天山地块的前寒武纪构造亲缘性以及它们在罗迪尼亚超大陆中的古地理位置具有不同的认识。厘清塔里木克拉通与伊犁、中天山地块的新元古代大地构造演化过程及其相互关系是帮助我们准确理解中亚造山带南缘微陆块的构造起源的关键，同时也是认识这些块体与罗迪尼亚超大陆演化关系的重要地质依据。

本文以塔里木克拉通西北缘地区新元古代几期关键构造-岩浆事件为主要研究对象，通过详细的野外地质调查、岩相学观察、锆石年代学和 Hf 同位素分析以及元素地球化学和同位素地球化学分析等手段，进一步明确了塔里木克拉通西北缘地区新元古代关键性构造-岩浆事件的构造背景。结合塔里木北缘及邻区地质资料和数据，研究塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块之间新元古代岩浆活动、变质作用、盆地沉积和源汇关系的时空演变规律，探讨了中亚造山带南缘陆块新元古代聚散演化的新框架。取得如下几点认识：

(1) 基于阿克苏-乌什地区出露的火山岩-侵入杂岩形成时间、构造关系、岩相学以及地球化学特征分析，探讨新元古代早期洋内岛弧地体演化与就位机制。火山岩-侵入杂岩中新识别出包括玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩、火山角砾岩和碎屑岩夹层组成的火山岩地层，以及变辉长岩、碎裂（辉长）岩和斜长花岗岩等组成的侵入岩体。本文锆石年代学分析和前人数据揭示，该火山岩-侵入杂岩形成于青白口纪早期（~930-870 Ma）。岩石地球化学分析表明火山岩-侵入杂岩具有岛弧岩浆的典型特征，其原始岩浆形成演化受俯冲板片流体交代改造。火山岩-侵入杂岩的 Nd 同位素和岩浆锆石 Hf 同位素指示其源区为亏损的软流圈地幔，岩浆活动成因与洋内俯冲构造背景有关。基于构造关系和分析结果，结合岛弧岩浆作用的持续时间、同期弧岩浆岩空间分布及区域地层发育特点等情况，本文认为该岛弧地体可能曾经是伊犁-中天山地块南缘活动陆缘的重要组成部分，是新元古代中期通过弧-陆或陆-陆碰撞被逆冲推覆到塔里木西北缘之上。

(2) 基于对阿克苏群蓝片岩地体中新识别出的一条复式岩墙的锆石年代学、元素地球化学和同位素地球化学研究，为阿克苏群变质时代限定以及塔里木北缘新元古代中期

构造转换提供了新的证据。该复式岩墙与北西向基性岩墙群近于平行发育，由变形的花岗岩和未变形的辉绿岩组成，分别代表了阿克苏群蓝片岩-绿片岩相变质之后的两期岩浆活动。锆石 U-Pb 年代学结果显示花岗岩的结晶年龄为~780 Ma，辉绿岩捕获锆石年龄显示其侵位时代晚于 780 Ma，与前人在该地区获得的辉绿岩墙结晶年龄（770-760 Ma）一致。同时从阿克苏群变质沉积岩中获得的碎屑锆石年龄结果显示其原岩的最大沉积年龄为~800 Ma。由此，阿克苏群的变质年龄可以被限定在 800-780 Ma。岩石地球化学及同位素结果显示，该花岗岩可能是在后造山阶段阿克苏群变质增生杂岩等地壳岩石重熔形成；辉绿岩则来自于石榴石-尖晶石二辉橄榄岩地幔源区部分熔融，是非造山期板内构造背景下岩石圈伸展减薄阶段的产物。因此，塔里木克拉通北缘从挤压到伸展的构造转换时间被限定为 780-760 Ma。

(3) 基于阿克苏-乌什地区典型震旦系剖面详细的野外地质调查，并重点开展了震旦系苏盖特布拉克组上部玄武岩夹层的岩石学、元素地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素研究，结合玄武岩上、下砂岩碎屑锆石年代学研究，提出在早震旦世时期塔里木西北缘经历了一次重要的从大陆裂谷到裂离漂移的构造转换事件。该事件不仅发育了苏盖特布拉克组显著大陆溢流玄武岩（~615 Ma），而且记录了盆地从下震旦统滨岸相碎屑岩沉积到上震旦统台地相碳酸盐岩的迅速转变，特别是在玄武岩喷发前后还伴随了一次重要的碎屑物源转变，即玄武岩喷发前碎屑岩中存在显著的青白口纪（890-800 Ma）岩浆岩物源区，而在玄武岩喷发之后该物源突然消失。根据区域的岩浆岩发育分布和时代特征，推测这些青白口纪早期的岩浆岩物源区可能不是来自塔里木本身，而很可能来自北部的一个陆缘弧地块（伊犁-中天山）。玄武岩的岩石地球化学和同位素结果显示其具有典型的洋岛玄武岩（OIB）性质，是来自板内环境富集地幔源区低程度部分熔融的岩浆产物。玄武岩的大规模集中喷发和盆地沉积充填转变以及碎屑物源的切换响应，代表了塔里木西北缘在~615 Ma 再次经历了一次大陆裂谷并由此开始向被动大陆边缘演变，并且指示北侧陆缘弧地块从塔里木北缘迅速裂离和洋盆开启过程。

(4) 通过对塔里木北缘、中天山和伊犁地块新元古代构造、岩浆、沉积地层及源汇系统等地质记录的梳理，本文提出了塔里木北缘与伊犁-中天山地块之间在新元古代时期经历了从陆-陆汇聚到碰撞造山，再到大陆裂解-漂移的构造新模型。地质证据包括：(a) 塔里木和伊犁-中天山具有性质截然不同的中元古代-新元古代早期（~1.4-0.85 Ga）岩浆结晶基底和表壳岩盖层，指示二者在此期间处于独立的陆块单元演化阶段；(b) 自新元古代中期开始（~830-760 Ma），塔里木和伊犁-中天山开始发育可对比的镁铁质和长英质

岩浆活动, 以及相似的新元古代晚期(南华纪-震旦纪)盆地沉积序列, 指示二者在此期间进入相似构造演化阶段; (c) 来自塔里木西北缘地区阿克苏群和南华-震旦系碎屑锆石年龄和 Hf 同位素指示, 其沉积物源主要来自于伊犁-中天山的新元古代早期弧岩浆碎屑和塔里木古元古代基底物质的混合; (d) 塔里木和伊犁-中天山的新元古代岩浆岩同位素证据反映二者共同经历了从新元古代中期(~830-790 Ma) 大规模古老基底重熔, 到新元古代晚期(~780-600 Ma) 新生幔源物质贡献显著提升的岩浆过程, 指示了二者共同经历了挤压造山到岩石圈伸展的构造演化。由此, 本文认为新元古代早期(~960-850 Ma) 塔里木北缘发育被动陆缘, 伊犁-中天山南缘发育活动陆缘, 中间被较广阔的洋盆分隔。该洋盆持续向北俯冲消减导致塔里木与伊犁-中天山以及岛弧地体在新元古代中期(~830-790 Ma) 发生碰撞, 形成广泛的花岗质岩浆和区域变质; 在新元古代晚期(~780 Ma), 塔里木与伊犁-中天山进入造山后伸展阶段, 发育阶段性板内岩浆活动(780-760 Ma, 750-720 Ma, 650-615 Ma) 和持续的南华-震旦纪裂谷盆地; 伴随最后一期(~615 Ma) 大规模玄武质岩浆活动的形成, 塔里木与伊犁-中天山最终裂离, 南天山洋形成, 塔里木与伊犁-中天山进入被动陆缘演化阶段。

(5) 塔里木与伊犁-中天山新元古代“碰撞造山模型”的提出, 为上述中亚造山带南缘陆块在罗迪尼亚超大陆的板块位置重建提供了新的地质条件约束。塔里木北缘与伊犁-中天山新元古代构造演化受控于二者的简单威尔逊旋回过程。新元古代的汇聚和碰撞过程(塔里木运动) 可能是罗迪尼亚超大陆完成最终聚合的重要造山事件。基于塔里木西北缘地区两期(780 Ma 和 615 Ma) 关键性岩浆事件, 中亚造山带南缘陆块从裂谷到被动陆缘的盆地演化过程以及陆块的基底岩石组成特点的分析, 本文认为塔里木与伊犁-中天山可能与劳伦西缘具有一定的亲缘性关系, 即塔里木与伊犁-中天山在新元古代晚期裂解之前可能位于劳伦大陆西侧, 但塔里木克拉通能否成为澳大利亚和劳伦大陆之间的“Missing-link”模型仍有待进一步研究。

关键词: 塔里木克拉通; 伊犁-中天山地块; 构造-岩浆事件; 新元古代构造演化; 罗迪尼亚超大陆

Abstract

The Central Asian Orogenic Belt (CAOB) has been considered as an archetype of one of the largest accretionary orogenic belts that developed through steady-state subduction–accretion processes, punctuated by short-lived, microcontinent, island arc, and oceanic plateau collision events, during Neoproterozoic to Late Paleozoic Era. The Tarim Craton, the Central Tianshan Block and the Yili Block are several important continental entities in the southern margin of the CAOB, and their tectonic evolution and affinity have long been considered as research focus. Meanwhile, abundant igneous activities, metamorphism and continuous sedimentary strata in Neoproterozoic are all well-preserved in these blocks, which give vital insights into the Precambrian evolution of CAOB and the origin of microcontinents in central Asia. Different views of Precambrian tectonic affinity between the Tarim Craton, Yili and Central Tianshan blocks are currently proposed, and the palaeogeographic positions of these continents in the Supercontinent Rodinia are also hotly debated. Clarifying the Neoproterozoic tectonic history between the Tarim Craton, Yili and Central Tianshan blocks is the prerequisite for understanding the origin of these microcontinents in the southern margin of the CAOB, which is also essential for constraining their positions in Rodinia.

In this dissertation, we carried out a detailed field investigation, petrology, zircon U-Pb geochronological and Hf isotopic analyses, whole-rock geochemical and isotopic analyses for the Neoproterozoic tectono-magmatic events to further constrain the Neoproterozoic geological setting and tectonic history of the northwestern Tarim margin. Combining with the archives of geological data from the northern Tarim margin and neighboring blocks, this dissertation further considers the Neoproterozoic spatial-temporal evolution of the magmatic activity, metamorphism, deposition and source- to sink system among the northern margin of the Tarim Craton and Yili and Central Tianshan Block, and accordingly propose an innovative framework of amalgamation and dispersal history of the southwestern margin of CAOB during the Neoproterozoic. The main conclusions are as follows:

(1) Based on analyses of the formation age, structural relations and petrological and geochemical characteristics of the volcanic-intrusive complex exposed in the Aksu-Wushi region, this dissertation discussed the evolution and emplacement of the early Neoproterozoic island arc terrane. Volcanic strata consisted of andesite, dacite, rhyolite, basalt, volcanic breccia and clastic interlayers, and intrusive complex composed of meta-gabbro, cataclastic gabbro and plagiogranite are newly identified. Zircon geochronological analysis and previous data suggest that the volcanic rocks and intrusive complex were generated during the early Qingbaikou Period (~930-870 Ma). Petrogeochemical analysis shows that the volcanic rocks and intrusive

complex have typical characteristics of island-arc magma, and their mantle source was metasomatized by slab-derived fluid. The whole-rock Nd isotopic compositions and zircon Hf isotopic compositions reveal that these magmas were derived from depleted asthenosphere mantle, and the generation of arc-magmatism was related to the intra-oceanic subduction. Based on the duration of island arc magmas, the spatial distribution of coeval igneous rocks and the relationship of regional strata, as well as the structural relationship and analysis results in this study, it is suggested that this island arc terrane might have been an essential part of the active continental margin along the southern margin of Yili-Central Tianshan Block and been thrust onto the northwestern Tarim margin following the arc-continent/continent-continent collision event in the mid-Neoproterozoic.

(2) Based on zircon chronological, petrogeochemical, and isotopic studies from a newly identified composite dike intruding the Aksu blueschist terrane, this dissertation provides a new constraint for the metamorphic age of the Aksu Group and further evidence for the mid-Neoproterozoic tectonic switching in the northern Tarim margin. The composite dike developed parallel to the NW-trending mafic dike swarm, and consisted of deformed granites and undeformed diabases, which represented two-stage magmatism after the peak metamorphism of the Aksu Group, respectively. Zircon geochronology shows that the granites were crystallized at ~780 Ma. In comparison, the diabases were not emplaced before 780 Ma, broadly consistent with the intrusive age (770-760 Ma) of the diabase dike swarm suggested by previous studies. Besides, detrital zircon dating results from one metagreywacke of the Aksu Group indicate that their protolith deposited later than ~800 Ma. Accordingly, the metamorphic age of the Aksu Group could be constrained between 800 Ma and 780 Ma. Petrogeochemical and isotopic results show that the granites were likely derived from remelting of the accretionary complex (Aksu Group) during the post-orogenic stage, whereas the diabases were likely generated by partial melting of spinel-garnet lherzolite field in a non-orogenic stretching setting. The timing of tectonic switching from contraction to extension in the northern margin of Tarim Craton could thus be limited between 780-760 Ma.

(3) Based on the geological investigation of a typical section of the Sinian System in the Aksu-Wushi region, this study carries out detailed petrological, geochemical, and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic analysis for the basaltic lava flows in the Sugetbrak Formation and detrital zircon dating analysis for the sub- and epivolcanic sedimentary strata. According to the integrated analyses, this study proposes that the northwestern margin of Tarim Craton experienced a critical tectonic transition from rift to continental drift during the early Sinian. This event caused the eruption of the Sugetbrak basaltic lava (~615 Ma) and recorded an abrupt basin transition

from the offshore facies deposition to the platform carbonate sedimentation at the end of early Sinian. Meanwhile, a vital provenance switching was recorded in these sub- and epivolcanic sedimentary strata, which witnessed the abrupt disappearance of the igneous source rocks of the Qingbaikou ages (890-800 Ma) after the eruption. According to the spatial distribution and temporal characteristics of regional magmatic rocks, these early Qingbaikou-aged magmatic clasts are suggested to be sourced from a continental margin arc terrane (Yili-Central Tianshan) to the north. Geochemical and isotopic results indicate that the Sugetbrak basalts have typical ocean-island basalt (OIB) affinity and are likely derived from partial melting of an enriched mantle source (EM I) in an intra-plate setting. The evidence points to a tectonic scenario that the northwestern margin of Tarim Craton underwent a significant tectonic transition from continental rifting to passive margin evolution in the Sinian, that is, the breakup of the Yili-Central Tianshan Block and the Tarim Craton and the simultaneous opening of the South Tianshan Ocean.

(4) Based on the process analysis of Neoproterozoic tectono-magmatic, sedimentary strata and source to sink system in the northern margin of Tarim Craton, Yili and Central Tianshan blocks, a new Neoproterozoic tectonic model of the North Tarim Craton and Yili-Central Tianshan Block are proposed. This new tectonic model suggests that the North Tarim Craton and Yili-Central Tianshan Block experienced coherent tectonics from plate convergence to collision-orogeny and continental rifting to the final fragmentation. Geological evidences show that: (a) Tarim and Yili-Central Tianshan have distinct Mesoproterozoic to early Neoproterozoic (~1.4-0.85 Ga) crystalline basements and supercrustal rocks, indicating the independent evolution history of the two blocks; (b) Comparable mafic and felsic magmatism since mid-Neoproterozoic (~830-760 Ma) and similar late Neoproterozoic (Nanhua-Sinian) sedimentary cover on these blocks suggest a related tectonic evolution stages they have experienced; (c) Detrital zircon age pattern and isotopic Hf composition from the Aksu Group and Nanhua-Sinian System in the northwestern Tarim Craton indicate a hybrid source signature that contains early Neoproterozoic igneous clasts from the Yili-Central Tianshan and the Paleoproterozoic basement materials from the Tarim; (d) Isotopic evolution of Neoproterozoic igneous rocks from North Tarim and Yili-Central Tianshan indicate the magmatic processes from ancient basement reworking during the mid-Neoproterozoic (~830-790 Ma) to significant growth of juvenile mantle-derived material during the late Neoproterozoic (~780-600 Ma). Herein, the new tectonic model suggests that the northern margin of Tarim Craton was dominated by the passive margin evolution in the early Neoproterozoic (~960-850 Ma). In contrast, the southern margin of Yili-Central Tianshan developed an active continental margin simultaneously. A

broad oceanic basin separated the two independent blocks at that time. The seafloor subduction caused the final collision between the Tarim, Yili-Central Tianshan and the island-arc terrane during the mid-Neoproterozoic (~830-790 Ma), forming extensive granitic magma and regional metamorphism. Post-orogenic extension occurred since the late Neoproterozoic (~780 Ma), which induced the pulsed outpouring of intraplate magmas (780-760 Ma, 750-720 Ma, 650-615 Ma) and the continuous Nanhua-Sinian rift basin. The latest basaltic magma event (~615 Ma) witnessed the final separation of Tarim and Yili-Central Tianshan and the formation of the nascent South Tianshan Ocean.

(5) The “collision model” between the Tarim and Yili-Central Tianshan proposed here will provide new geological conditions for the reconstruction of these blocks within the Rodinia supercontinent. The Neoproterozoic evolution of the North Tarim Craton and Yili-Central Tianshan Block was controlled by the Wilson Cycle. The Neoproterozoic convergence and collision process (Tarim orogeny) was likely an important tectono-thermal event for the final amalgamation of Rodinia. Based on two igneous events in the northern margin of Tarim Craton at ~780 Ma and ~615 Ma, rift-drift tectonics in the southern margin of CAOB, and the characteristics of basement composition of these continental blocks, this dissertation suggested that the Tarim and Yili-Central Tianshan were likely attached to the west Laurentia during the late Neoproterozoic. However, whether the Tarim Craton could serve as the "Missing-link" configuration between Australia and Laurentia awaits further study.

Keywords: Tarim Craton; Yili-Central Tianshan Block; Tectonomagmatic events; Neoproterozoic tectonic evolution; Rodinia Supercontinent

目次

中文摘要	I
Abstract	IV
目次	VIII
1. 绪论	1
1.1 选题背景及研究意义	1
1.1.1 塔里木克拉通与罗迪尼亚超大陆	1
1.1.2 中亚造山带南缘新元古代构造演化	5
1.2 研究现状及存在的问题	8
1.2.1 塔里木克拉通新元古代地质演化	8
1.2.2 塔里木克拉通与中天山-伊犁地块的亲缘性	12
1.2.3 塔里木克拉通北缘构造模型与超大陆重建	16
1.3 拟解决的科学问题	21
1.4 研究思路与方法	22
1.5 论文完成工作量	25
1.6 取得的创新性认识	26
2. 区域地质背景	27
2.1 塔里木克拉通地质概况	27
2.1.1 塔里木克拉通北部前寒武系发育情况	27
2.1.2 塔里木克拉通北部前寒武纪岩浆活动	31
2.2 中天山-伊犁地块地质概况	34
2.2.1 中天山-伊犁地块前寒武系发育情况	34
2.2.2 中天山-伊犁地块前寒武纪岩浆活动	37
3. 新元古代早期岛弧地体岩浆事件与构造就位	39
3.1 研究背景	39
3.2 火山岩-侵入杂岩野外特征及样品	41
3.2.1 野外特征	41
3.2.2 样品情况	44
3.3 锆石年代学及 Hf 同位素特征	48
3.3.1 火山岩锆石 U-Pb 年代学	48
3.3.2 侵入岩锆石 U-Pb 年代学	50

3.3.3 碎屑岩锆石年代学	52
3.3.4 锆石 Hf 同位素特征	54
3.4 岩浆岩地球化学特征	55
3.4.1 主微量元素特征	55
3.4.2 Sm-Nd 同位素	60
3.5 岩石成因与构造背景	61
3.5.1 岩石系列	61
3.5.2 火山岩岩石成因与构造背景	62
3.5.3 侵入岩岩石成因与构造背景	67
3.6 岛弧地体演化与构造就位探讨	68
4. 阿克苏群复式岩墙侵入事件与新元古代中期构造体制转换	74
4.1 研究背景	74
4.2 阿克苏群变质岩的年龄争议	76
4.3 阿克苏群及复式岩墙地质特征	78
4.4 锆石年代学特征	81
4.4.1 花岗岩锆石年代学	81
4.4.2 辉绿岩锆石年代学	83
4.4.3 阿克苏群碎屑锆石年代学	84
4.5 复式岩墙的地球化学特征	86
4.5.1 花岗岩地球化学特征	86
4.5.2 辉绿岩地球化学特征	87
4.6 岩浆岩石成因学	89
4.6.1 花岗岩岩石成因	89
4.6.2 辉绿岩岩石成因	92
4.7 塔里木北缘构造转换过程	94
4.7.1 阿克苏群变质时代限定的新证据	94
4.7.2 构造转换过程的岩浆记录	96
5. 震旦纪从大陆裂谷到被动陆缘演化的岩浆活动和盆地充填响应	101
5.1 研究背景	101
5.2 代表性野外地质剖面地层发育特征	103
5.3 苏盖特布拉克玄武岩地球化学特征	107

5.3.1 主微量元素特征	107
5.3.2 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素特征	109
5.4 震旦系砂岩碎屑锆石 U-Pb 年代学	110
5.5 岩石成因与构造背景	113
5.6 震旦系碎屑物源的变化及地质意义	118
5.7 从大陆裂谷到被动陆缘转换的动力学过程探讨	121
6. 中亚造山带南缘新元古代构造演化与块体聚散过程	126
6.1 塔里木北缘、中天山和伊犁地块新元古代地层和地壳建造	126
6.1.1 新元古代早期地层和岩浆记录	126
6.1.2 新元古代中期塔里木北缘构造变质事件	128
6.1.3 新元古代晚期构造地层和岩浆事件	129
6.2 新元古代塔里木克拉通北缘碎屑物源变化特征	131
6.3 新元古代岩浆岩的钨-铪同位素变化特征	135
6.4 构造背景与模型争议	137
6.4.1 青白口纪塔里木北缘陆缘性质的悖论	137
6.4.2 现存构造模型的分歧和争论	138
6.5 “碰撞造山”新模型与新元古代陆块聚散演化	139
7. 塔里木北缘新元古代中期碰撞造山模型对罗迪尼亚重建的影响	142
7.1 塔里木在罗迪尼亚超大陆中的重建及问题	142
7.1.1 超大陆外部模型	142
7.1.2 超大陆内部模型	146
7.2 “碰撞造山模型”对塔里木古地理位置认识的初步探讨	149
8. 结论与展望	158
8.1 主要进展与结论	158
8.2 存在的问题与研究展望	160
参考文献	161
作者简历及阶段性科研成果	192
附录	194
S.1 实验测试方法	194
S.1.1 测试前处理	194
S.1.2 全岩主-微量元素分析	194

S.1.2 全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析	195
S.1.3 锆石原位 U-Pb 年代学分析	195
S.1.4 锆石原位 Lu-Hf 同位素分析	197
S.2 塔里木及周缘陆块岩浆事件锆石年龄统计附表	198
S.2.1 塔里木克拉通北部太古代-中元古代岩浆岩锆石年龄统计	198
S.2.2 塔里木克拉通库鲁克塔格地区新元古代岩浆岩年龄统计	204
S.2.3 塔里木克拉通阿克苏-库车地区新元古代岩浆岩锆石年龄统计	210
S.2.4 中天山地区中-新元古代岩浆岩锆石结晶年龄统计	211
S.2.5 伊犁地区中-新元古代岩浆岩锆石结晶年龄统计	217
S.3 新元古代早期火山岩及侵入杂岩年代学及地球化学分析数据	220
S.3.1 火山岩及侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试分析数据	220
S.3.2 火山岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学测试分析数据	223
S.3.3 长石岩屑砂岩 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学测试分析数据	224
S.3.4 火山岩-侵入杂岩岩浆锆石与砂岩碎屑锆石原位 Hf 同位素数据	227
S.3.5 火山岩-侵入杂岩全岩主微量元素分析结果	230
S.3.6 火山岩-侵入杂岩全岩 Nd 同位素分析结果	237
S.4 塔西北阿克苏群及复式岩墙年代学及地球化学测试分析数据	239
S.4.1 复式岩墙 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试分析数据	239
S.4.2 阿克苏群砂屑片岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试分析数据	241
S.4.3 复式岩墙全岩主微量元素分析结果	244
S.4.4 复式岩墙全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析结果	246
S.5 塔西北震旦纪玄武岩地球化学及砂岩碎屑锆石分析数据	248
S.5.1 苏盖特布拉克玄武岩全岩主微量元素分析结果	248
S.5.2 苏盖特布拉克玄武岩全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析结果	250
S.5.3 苏盖特布拉克组砂岩 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学分析结果	251
S.6 塔里木克拉通北缘及伊犁-中天山地区岩浆岩同位素数据表	259
S.6.1 塔里木克拉通北缘地区镁铁质岩石 Sr-Nd 同位素数据	259
S.6.2 塔里木克拉通北缘地区花岗质岩石 Sr-Nd 同位素数据	267
S.6.3 伊犁-中天山地区岩浆岩 Sr-Nd 同位素数据	271

1. 绪论

1.1 选题背景及研究意义

1.1.1 塔里木克拉通与罗迪尼亚超大陆

新元古代 (1.0-0.54 Ga) 作为前寒武纪的最后一个地质历史时期, 是地球演化进程中关键的转折阶段, 见证了诸如罗迪尼亚 (Rodinia) 超大陆的形成与裂解、“雪球地球”、独特的碳循环和大洋氧化以及复杂的多细胞真核生物出现等一系列重大地质事件的发生 (Mcmenamin and Schulte-Mcmenamin, 1990; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991; Hoffman et al., 1998; Campbell and Allen, 2008; Canfield et al., 2007; Shields et al., 2019)。其中, 备受学界关注的罗迪尼亚超大陆的聚合与裂解是地球岩石圈尺度经历的最重要的标志性事件, 广泛并深刻地影响了地球岩石圈板块构造格局、岩浆活动和成矿、壳-幔动力的运行以及大陆地貌和极端气候环境演变等 (Kirschvink, 1992; Hoffman and Li, 2009; Santosh, 2010; Cawood et al., 2016; Liu et al., 2017; Li et al., 2019)。

罗迪尼亚超大陆的形成经历了中元古代以来持续的板块俯冲增生和陆块碰撞等漫长复杂的地质过程 (Davidson, 1998; Clark et al., 2000; Karlstrom et al., 2001; Li Z. X. et al., 2008)。中元古代末到新元古代初期 (1090-980 Ma) 的格林威尔碰撞造山通常被认为是罗迪尼亚超大陆最终形成的重要标志性事件 (Karlstrom et al., 1999; Rivers, 2021)。研究表明世界上大多数的克拉通或者微陆块均记录到了这一期广泛的构造-岩浆事件, 从而也被认为参与了罗迪尼亚的形成和演化 (Dalziel, 1991; Hoffman, 1991)。在对变质造山和共轭裂谷等地质过程进行对比的基础之上, 通过古地磁研究对罗迪尼亚超大陆的主要陆块展开了一系列古地理重建 (Dalziel, 1992, 1997; Torsvik et al., 1996; Meert and Torsvik, 2003; Pisarevsky et al., 2003)。越来越多的板块被纳入新元古代罗迪尼亚超大陆蓝图, 引起了学术界的广泛关注 (图 1.1A; Li et al., 1995, 2008; Evans et al., 2000; Chen et al., 2004; Bogdanova et al., 2009; Evans, 2009, 2013; Levashova et al., 2011; Merdith et al., 2017; Ding et al., 2021)。

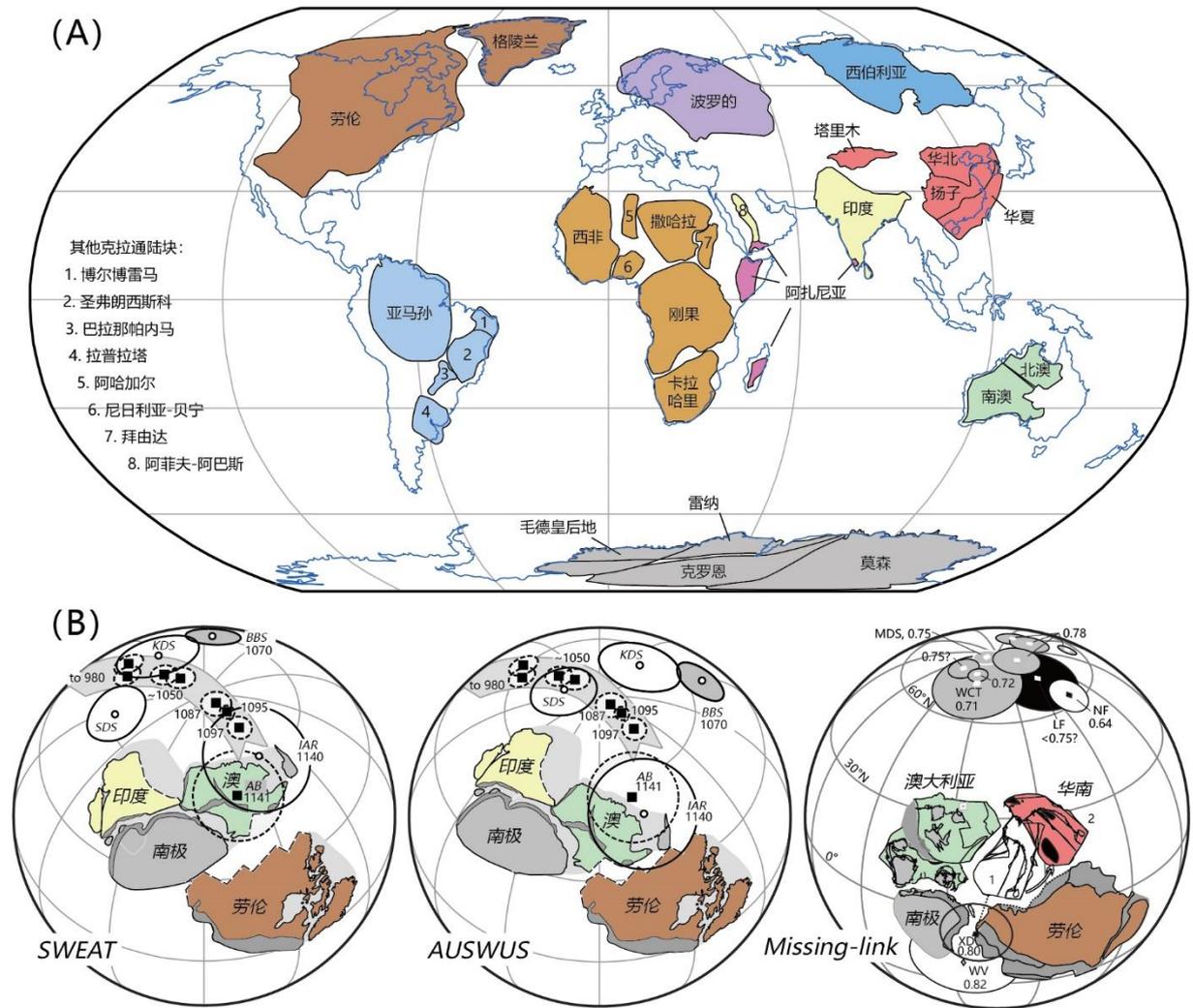


图 1.1 (A) 纳入罗迪尼亚超大陆重建的主要前寒武纪克拉通陆块及分布 (据 Merdith et al., 2017 修改); (B) 罗迪尼亚超大陆重建代表方案 (据 Wingate et al., 2002 和 Li et al., 2011 修改)

目前, 学术界存在几种较流行的罗迪尼亚古地理模型 (图 1.1B), 如“SWEAT”模型 (东南极-劳伦西南; Moores et al., 1991; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991), “AUSWUS”模型 (澳大利亚-劳伦西南; Karlstrom et al., 1999, 2001; Burrett and Berry, 2000) 和 “Missing-link”模型等 (澳大利亚-华南-劳伦; Li Z. X. et al., 1995, 2008)。这些模型均承认以劳伦大陆 (北美) 构成罗迪尼亚超大陆核心, 并将世界上主要大型克拉通围绕着劳伦大陆周缘展开一系列古地理重建。如在 Hoffman (1991) 与 Li Z. X. et al. (2008) 等先后重建的罗迪尼亚超大陆方案均认为澳大利亚与东南极陆块位于劳伦大陆西侧, 波罗的、亚马孙、刚果以及西非等板块与劳伦大陆东缘相连接, 西伯利亚克拉通则处于劳伦大陆北缘。二者的重建方案中最大的不同点是 Li Z. X. et al. (2008) 在劳伦大陆与澳大利亚之间引入华南板块。然而, 除上述大型克拉通以外, 还存在许多克拉通陆块或具有前寒武基底的微陆块在上述超大陆模型中尚未获得意见一致的重建方案。这些仍未取得一致重

建认识的陆块主要分布于现今东亚及中亚地区，如华北、印支、塔里木、卡拉库姆、柴达木、羌塘和拉萨等地块，以及中亚造山带内的众多微陆块（图 1.1A；陆松年等，2004；Yakubchuk, 2004；Kheraskova et al., 2010；Zuza and Yin, 2017；Zhao et al., 2018；Huang Z. Y. et al., 2019；Kanygina et al., 2021）。

塔里木、扬子以及华北是位于中国境内的三个主要克拉通陆块，也是理解东亚和中亚陆块参与前寒武纪超大陆演化和旋回过程的重要地质载体（Li Z. X. et al., 1995, 2008；陆松年等，2004；Lu et al., 2008；李献华等，2012；Zhao and Cawood, 2012；张克信等，2018；Wen et al., 2018；Zhao et al., 2018；耿元生等，2020）。然而，对于中国三大克拉通在罗迪尼亚超大陆中的重建方案目前仍存在巨大的分歧意见。三大克拉通的一个重要构造特征是它们在空间上夹持于古亚洲构造域、特提斯构造域和太平洋构造域三大构造域之间（图 1.2；Zuza and Yin, 2017）。如塔里木克拉通北缘在新元古代到晚古生代时期见证了中亚造山带的俯冲增生演化（Windley et al., 2007；Wilhem et al., 2012；Xiao et al., 2015）；而在此期间其南缘则经历了多旋回的特提斯构造带开合过程（潘裕生，1989；姜春发等，1992；Wu et al., 2016；吴福元等，2020），还有学者提出塔里木和华北克拉通可能见证了新元古代古太平洋的开启（Wen et al., 2017；Zhao et al., 2020；Ding et al., 2021）。正是由于三大克拉通经历了长时期、多旋回和构造域叠加等复杂的地质演化历史，使得目前在解读它们的前寒武纪演化和古地理位置面临巨大的挑战。

大量岩浆岩石记录、沉积盆地和古地磁资料表明塔里木和扬子克拉通在新元古代和古生代的构造演化具有相似性（程裕琪，1994；陆松年等，2003, 2004；罗志立等，2006；Lu et al., 2008），同时二者也通常被认为是组成罗迪尼亚超大陆的重要陆块单元。然而目前依托于古地磁对塔里木或扬子克拉通的新元古代古地理重建却存在两种代表性模型。如以“Missing-link”模型为代表主张将扬子陆块置于澳大利亚和劳伦古陆之间的核心位置（Li Z. X. et al., 2008）；但最新的古地磁数据却支持将扬子克拉通放置在印度克拉通北部，即罗迪尼亚超大陆外围较为合适（Jing et al., 2020；Park et al., 2021）。塔里木克拉通的新元古代古地理重建也面临同样的古地磁困惑。如 Wen et al. (2017) 根据塔里木克拉通北缘地区获得的南华纪和震旦纪古地磁极认为塔里木克拉通在新元古代时期处于低纬度位置，并且与裂解时期的劳伦大陆西缘的板块运动学轨迹吻合，因而提出塔里木克拉通占据罗迪尼亚核心的新“Missing-link”模型；但是 Zhao et al. (2021) 依据塔里木北缘新元古代早期新的古地磁极却提出塔里木克拉通与华南板块共同处于澳大利亚西缘，并认为塔里木北缘与扬子北缘在该时期都受到了罗迪尼亚超大陆外缘的环形俯冲作用。



图 1.2 欧亚大陆主要克拉通陆块及构造域划分图 (据 Zuzi and Yin, 2017 修改)

除古地磁极作为板块在地球表面的运动学约束以外，对克拉通周缘的造山和成盆过程进行详细的厘定和对比分析也是超大陆重建中不可缺少的地质学要素。不同类型的造山过程及其动力机制，不同类型的沉积建造和成盆过程，对于理解克拉通在超大陆聚散过程中具体扮演的角色起到关键作用 (Cawood et al., 2016, 2021)。针对上述两种古地理重建位置，学术界往往依据板块边界经历的造山过程是属于俯冲增生机制还是陆陆碰撞机制的地质学证据来加以判别，即陆块之间的碰撞造山运动可以与超大陆内部的陆块碰撞聚合过程相对应，而板块周缘的俯冲增生造山过程则往往认为与超大陆外部的环形俯冲机制相关 (Cawood and Buchan, 2007; Cawood et al., 2013; Ge et al., 2014a; Cawood et al., 2018; Zhao et al., 2021)。因此，准确厘定塔里木克拉通板块新元古代大陆边缘性质和构造演化过程，尤其是结合板块周缘造山带形成-垮塌过程中的岩浆-变质记录和沉积盆地的长时间尺度源汇过程分析，以此揭示从板块汇聚到最终裂离过程的动力学转换机制，从而为塔里木克拉通在罗迪尼亚超大陆拼合和裂解背景下的构造古地理位置提供可靠的地质条件限定。

1.1.2 中亚造山带南缘新元古代构造演化

塔里木克拉通地处中亚腹地，不仅是组成中国大陆的三大克拉通之一，也是直接对接中亚造山带和特提斯造山带两条横贯亚欧大陆巨型造山系统的陆块枢纽（图 1.2；许志琴等，2011）。理解中亚造山带和特提斯构造带的显生宙构造演化过程，本质上是理解从新元古代罗迪尼亚超大陆裂解导致古亚洲洋和特提斯洋的打开，到古生代晚期古亚洲洋和特提斯洋的闭合导致潘吉亚超大陆形成的过程（Zhao et al., 2018; Wan et al., 2018）。塔里木克拉通广泛记录到与罗迪尼亚超大陆汇聚和裂解时期相关的地质记录，因而较早地就被学术界认定作为超大陆重建的一个重要构造单元（陆松年，1992；Lu et al., 2008；Li Z. X. et al., 2008）。正是由于塔里木克拉通的构造地理位置特殊性，厘清塔里木克拉通新元古代的构造-岩浆活动及裂谷阶段盆地演化过程，不仅是追溯古亚洲构造域和原特提斯构造域的发源，也是认识两大构造域进入显生宙构造演化阶段的地质前提，同时还为理解新元古代以来两个超大陆的旋回过程及动力机制提供宝贵的契机。

塔里木克拉通北缘发育一系列丰富的新元古代火山岩、深成侵入体等岩浆岩，保存了高压变质条件下世界上最古老的蓝片岩变质记录（李继磊，2020），还完整的出露了青白口纪早期和南华-震旦纪沉积地层，因而也被视为探索塔里木克拉通新元古代构造演化和动力学机制的理想窗口（高振家和朱诚顺，1984；高振家等，1985；陆松年，1992；新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993；Lu et al., 2008；Zhang et al., 2013）。同时，紧邻现今塔里木克拉通北部的中天山和伊犁地块，是中亚造山带内部最南部的两个微陆块，也常被视作研究中亚造山带形成和演化的典型陆块（Windley et al., 2007；Gao et al., 2009；Biske et al., 2010；Charvet et al., 2011；Xiao et al., 2015；Han et al., 2011；Han and Zhao, 2018；Wang X. S. et al., 2018）。中天山和伊犁地块发育了与塔里木克拉通北缘十分相似的新元古代岩浆事件和裂谷层序地层以及冰期事件沉积（舒良树等，2013；Wang et al., 2014a；Gao et al., 2015），因此有许多学者认为塔里木克拉通可能是中亚造山带内部微陆块的一个重要起源（Levashova et al., 2011；Shu et al., 2011；Ma et al., 2012a, 2012b；Kröner et al., 2013；Ge et al., 2014a；Rojas-Agramonte et al., 2014；Käßner et al., 2017；Alexeiev et al., 2020；Skoblenko et al., 2021）。

中亚造山带作为全球最大的增生型造山带之一，历经新元古代到晚古生代长时间演化，造就了由一系列前寒武纪微陆块、海山、海底高原、岛弧、俯冲增生楔以及蛇绿混杂岩等地体单元相继拼贴而形成的巨型复杂造山系统（Windley et al., 2007；Yakubchuk, 2017）。针对中亚造山带古生代以来的形成和演化机制存在多种解释模型，主要包括沿波罗的-西伯利亚克拉通俯冲增生形成的单一岛弧演化模式（Şengör et al., 1993），多岛弧-

盆系统下的马蹄形造山模式 (Yakubchuk, 2002, 2004; Seltnann et al., 2014) 和印度尼西亚型群岛模式等 (Khain et al., 2003; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010); 而针对中亚造山带前寒武纪的大地构造演化过程却较少有系统性研究。造成以上古生代构造演化模型争议的一个重要因素在于对中亚造山带内部微陆块的基底亲缘性归属的认识不同, 即前两种构造模型的核心思想在于俯冲后撤的岛弧和微陆块起源于波罗的和西伯利亚克拉通的活动陆缘, 而第三种模型的核心在于增生拼贴到波罗的和西伯利亚克拉通的微陆块是南方冈瓦纳大陆或者塔里木克拉通裂解的产物 (Windley et al., 2007)。因此, 准确判别中亚造山带最南缘的中天山-伊犁地块的前寒武纪来源, 尤其是它们与塔里木克拉通之间的新元古代构造演化关系, 是建立和评价中亚造山带形成及演化模式的一个重要标准 (龙晓平和黄宗莹, 2017)。

目前, 对塔里木克拉通、中天山和伊犁地块之间的构造演化关系的认识主要是建立在对早古生代以来的地质资料基础之上。而学术界对于这些陆块的古生代演化过程则重点聚焦于南天山洋盆的俯冲极性和古亚洲洋的最终关闭时间两个科学问题 (高俊等, 2006)。对于古亚洲洋西段的最终闭合时间主要存在晚石炭世 (Han et al., 2011) 和中-晚三叠世 (Song et al., 2021) 两种观点。针对洋盆俯冲极性问题则主要存在三种代表性认识, 包括南天山洋向北 (即中天山之下) 俯冲模型 (图 1.3A; Allen et al., 1993; Gao et al., 2009; Qian et al., 2009; Han et al., 2011, 2016), 南天山洋向南 (图 1.3B; 即塔里木克拉通北缘之下) 俯冲模型 (Charvet et al., 2007; Wang et al., 2011; Lin et al., 2013), 以及双向俯冲闭合模型 (图 1.3C; Huang et al., 2013; Wang X. S. et al., 2018; Yang G. X. et al., 2018)。建立以上不同构造演化模型的一个前提条件是学术界广泛认可的天山微陆块起源于塔里木克拉通的假设, 即首先由中天山地块与塔里木克拉通在新元古代末到志留纪期间实现裂离, 南天山洋在此期间孕育并打开 (图 1.3)。模型差异性除了体现在中天山地块从塔里木克拉通北缘分离的时间, 也表现在其他几个重要层面, 比如南天山洋盆打开的动力学机制 (地幔柱或俯冲后撤; Gao et al., 2015), 天山造山带内古生代主要控制洋盆的归属, 以及包括提及的南天山洋盆晚古生代以来的俯冲极性等 (图 1.3)。

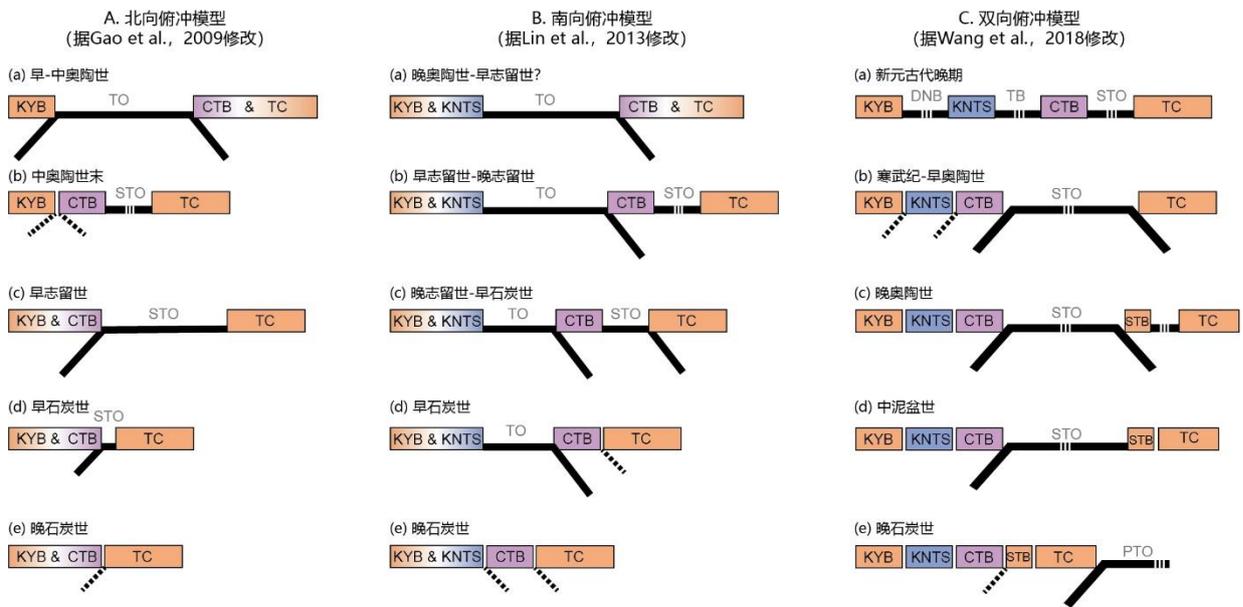


图 1.3 新元古代晚期到古生代南天山洋的构造演化过程代表性模型。TC-塔里木克拉通，CTB-中天山地块，KNTS-吉尔吉斯北天山，KYB-哈萨克伊犁地块，STB-南天山陆块，STO-南天山洋，TO-Terskey 洋，TB-Terskey 盆地，DNB-Djalair-Naiman 盆地。在以上模型中，中天山地块从塔里木克拉通北缘分离的时间差异体现在新元古代晚期和早古生代两种观点；南天山洋盆打开的动力学机制包括罗迪尼亚裂解 (Gao et al., 2015) 和早古生代俯冲后撤两种观点；天山造山带内古生代主要控制洋盆归属分为以南天山洋盆为主导 (模型 C) 和以 Terskey 洋盆为主导 (模型 B) 两种观点

由此可知，认识伊犁-中天山地块来源属性和它们与塔里木克拉通的裂离过程是建立中亚造山带南缘不同构造演化模型的重要前提。这些陆块早期的大地构造演化，尤其是新元古代的聚散过程，是认识古生代以来中亚造山带南缘构造演化格局和微陆块重新组合的关键。然而，需要指出的是，伊犁-中天山地块与塔里木克拉通的前寒武纪构造亲缘性本身就存在极大争议 (龙晓平和黄宗莹, 2017; Huang Z. Y. et al., 2015, 2017)。不少学者已经注意到新元古代时期塔里木克拉通与中亚造山带南部微陆块的重要联系 (舒良树等, 2013)，并开始通过研究对塔里木克拉通北缘的新元古代变质事件、岩浆活动和盆地演化的关系建立与中天山-伊犁地块之间的大地构造演化过程。然而由于地质记录的复杂性和不完整性，加上缺乏构造事件的系统对比，目前也尚未取得对中亚造山带西南缘新元古代的构造演化过程的统一认识。Ge et al. (2014a) 通过对塔里木东北缘库鲁克塔格地区新元古代-早古生代广泛发育的花岗岩侵入体开展大量年代学、地球化学和锆石同位素研究，首次提出中天山地块和伊犁地块等中亚造山带微陆块可能是在新元古代晚期通过俯冲后撤的方式从塔里木北缘裂离出去，从而开启古生代阶段的构造演化。Gao et al. (2015) 则依据中天山地块内发育的新元古代早期 (~900 Ma) 片麻状花岗岩类侵入体和 新元古代晚期 (~730 Ma) 双峰式侵入杂岩的证据，提出中天山-伊犁地块在新元古代先后

与塔里木发生了俯冲汇聚和地幔柱裂解两阶段过程的认识，并且将该过程认为受控于罗迪尼亚超大陆聚散效应。

综上所述，塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块的新元古代构造演化对理解后期古生代块体之间俯冲汇聚和碰撞过程起到了先导性作用，也直接制约了我们对显生宙中亚造山带形成和演化的理解。同时，中亚造山带南缘新元古代的陆块汇聚和裂解事件又制约我们对于罗迪尼亚超大陆的重建和演化过程的认识。如上节所述，这些陆块的新元古代块体边界条件，造山形式和过程，后期的裂谷成盆过程及其动力机制，是我们确定陆块在超大陆重建中具体位置的重要地质依据。

1.2 研究现状及存在的问题

1.2.1 塔里木克拉通新元古代地质演化

塔里木克拉通、华北克拉通以及华南板块（包括扬子克拉通和华夏地块）共同构成了中国大陆大地构造的基本框架（图 1.2）。其中，塔里木克拉通地处我国西陲，欧亚大陆中心；其北临中国天山造山带，西抵帕米尔高原，南倚西昆仑造山带，东侧则以阿尔金走滑断裂带与柴达木盆地分隔（图 1.4）。前人研究资料表明塔里木克拉通整体是一个由前寒武纪变质基底和新元古代—显生宙盖层所构成的具有二元结构的古老地质单元（高振家和朱诚顺，1984；新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993）。塔里木克拉通前寒武纪地层和岩浆岩记录主要沿盆缘山前几个构造带出露，包括塔里木东北缘的库鲁克塔格地区、西北缘的阿克苏地区、西昆仑山前铁克里克地区，以及东南缘的阿尔金地区（图 1.4）。

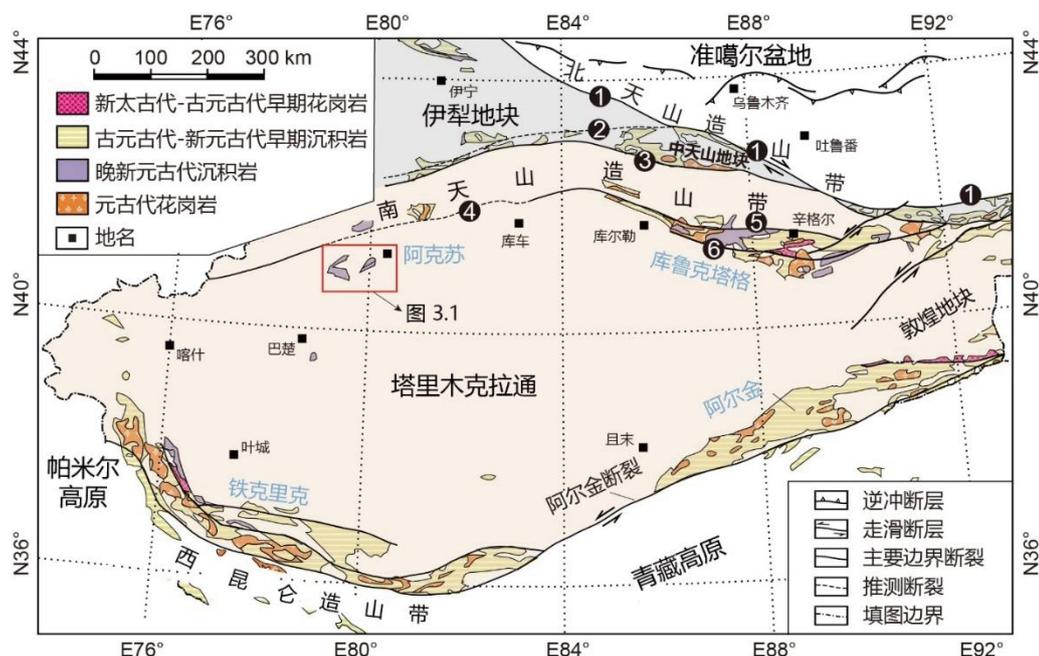


图 1.4 塔里木克拉通及北部中天山地块和伊犁地块前寒武纪地质简图（据 Ge et al., 2014a 修改），

主要展示了前寒武纪岩石单元的类型和分布, 以及主要的构造边界断裂划分, 包括: ①—北天山断裂; ②—北那拉提断裂; ③—南那拉提断裂; ④—北塔里木断裂; ⑤—辛格尔断裂; ⑥—兴地断裂

塔里木克拉通变质基底主要由上太古界和下元古界古老变质岩系和不整合于之上的中元古界和新元古界下部的变质沉积地层组成 (张传林等, 2012); 新元古界上部地层, 包括南华系 (成冰系) 和震旦系 (埃迪卡拉系), 是塔里木克拉通上第一套未遭受区域变质作用的沉积盖层 (高振家和朱诚顺, 1984)。新元古代早期, 塔里木克拉通经历了一次重要的构造热事件, 该事件伴随广泛的变质作用和岩浆活动, 造成青白口系 (拉伸系) 及以下地层全部遭受区域性热变质或动力变质, 并造成南华系-震旦系与下伏地层之间广泛发育角度不整合 (陆松年, 1992; 新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)。前人将这次构造事件定义为“塔里木运动”, 并认为是造成塔里木最终完成克拉通化的一次强烈构造事件 (图 1.5; 陆松年, 1992)。

然而, 对于“塔里木运动”的具体活动时间, 早期研究存在很多不同的认识。如, 最早根据塔里木西北缘阿克苏群变质基底蓝片岩中的多硅白云母 K-Ar 同位素研究获得的 ~720 Ma 的年龄 (Liou et al., 1989), 肖序常等 (1990) 认为塔里木造山运动造成克拉通北缘新元古代晚期高压变质带的形成, 并提出该事件可与中国南方的“澄江运动”对比。随后, 陆松年 (1992) 则根据塔里木东北缘库鲁克塔格地区侵入的一套黑云母花岗闪长岩-黑云母花岗岩的 Rb-Sr 年龄 (921±91 Ma), 认为塔里木造山运动发生于新元古代早期 (900-800 Ma), 与扬子古陆块上的“晋宁运动”相当。高振家等 (1993) 则通过一系列单矿物 K-Ar 同位素法和锆石 U-Pb 同位素法等不同手段将该地区青白口系帕尔岗塔格群与库鲁克塔格群 (南华-震旦系) 之间的不整合分界面限定在 850-800 Ma。此外, 李曰俊等 (1999) 在塔中隆起带巴楚县附近的一套新元古代基性—超基性岩中获得了 821-881 Ma 的全岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄; 对塔里木中央隆起带内寒武系之下钻遇的闪长岩和花岗闪长岩中测得了 1195-891 Ma 的角闪石 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄 (李曰俊等, 2003, 2005), 由此也提出塔里木克拉通中部曾广泛参与了“晋宁期造山”。但是, 邬光辉等 (2009) 进一步对该钻遇的同一段花岗闪长岩岩芯进行了锆石 U-Pb 年代学研究, 并获得了 757±6 Ma 的可靠同位素年龄, 提出塔里木中央隆起带内存在“晋宁造山运动”的论断是值得商榷的。

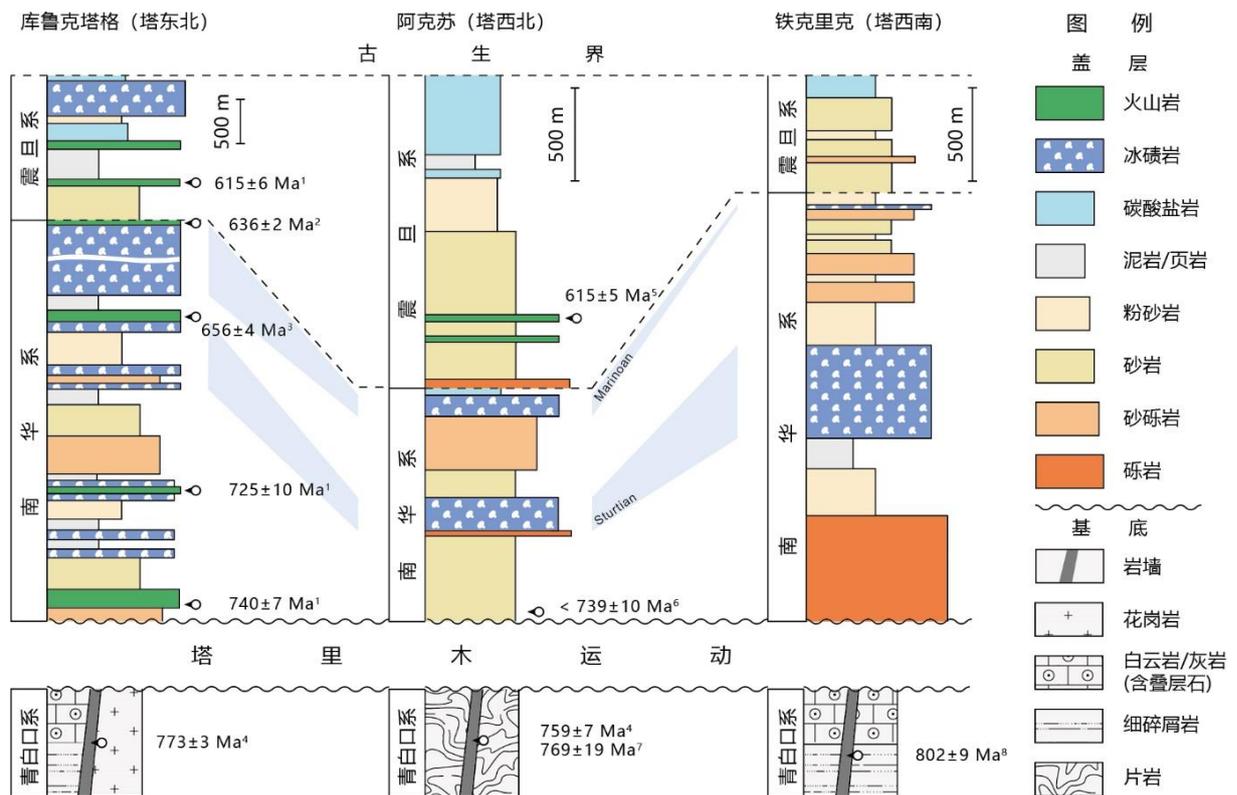


图 1.5 塔里木克拉通库鲁克塔格地区、阿克苏地区和铁克里克地区新元古界变质基底(青白口系)及沉积盖层(南华-震旦系)柱状图(据 Ren et al., 2018 修改); 地层年代框架依据锆石 U-Pb 年代学数据, 来自 1. Xu et al. (2009), 2. Ren et al. (2020), 3. He J. W. et al. (2014a), 4. Zhang C. L. et al. (2009), 5. Xu B. et al. (2013), 6. Wu L. et al. (2021), 7. Xia et al. (2019) 和 8. Zhang et al. (2010)

随着近年来锆石原位 U-Pb 定年技术的成熟和广泛运用, 积累了大批准确的年代学数据。Shu et al. (2011) 在库鲁克塔格地区发现了 1048 Ma 的片麻状花岗岩和 933 Ma 时期的面理化花岗岩, 推断塔里木克拉通北缘曾经历了与劳伦“格林威尔运动”同期的造山事件, 并指示塔里木参与了新元古代早期罗迪尼亚超大陆的聚合过程。然而, 截止目前塔里木北缘格林威尔期的造山事件年龄仅见 Shu et al. (2011) 报道的上述两个花岗岩年龄。大量的年代学证据表明, 塔里木克拉通北缘新元古代岩浆活动大多形成于 830-630 Ma 期间(舒良树等, 2013; Ge et al., 2012, 2014a; Cao et al., 2014; Chen W. et al., 2019, 2020; Xiao et al., 2019)。因此, 近年来不断有学者质疑塔里木克拉通北缘究竟是否曾经经历过显著的格林威尔碰撞造山(Ge et al., 2014a; Zhang et al., 2016; Zheng et al., 2020; Zhou et al., 2021)。

面临同样问题的还有塔里木西南缘铁克里克地区, 张传林等(2003)首次在西昆仑北坡中元古代地层喀拉喀什群下段石榴石角闪石变粒岩和变流纹岩中获得 1050-1021 Ma 的角闪石和黑云母 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄, 将其解释为角闪岩相变质年龄。Zhang C. L. et al. (2019b) 随后在侵入桑株塔格群的花岗闪长岩—眼球状花岗岩岩体中获得~1117 Ma 的锆石 U-Pb

年龄, 并进一步指出塔里木西南缘经历了格林威尔期的碰撞造山作用。然而 Zhou et al. (2021)对喀拉喀什群剖面重新开展锆石 U-Pb 定年后却获得一系列 900-850 Ma 的年龄, 并指出喀拉喀什群实际上是一套新元古代裂谷火山岩-沉积岩序列, 而非前人厘定的中元古代地层。与此同时, 塞拉加兹塔格群发育一套以熔岩为主夹少量碳酸盐岩和碎屑岩的海相双峰式火山岩建造, 其下段也获得了~890 Ma 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 (Zhang C.L. et al., 2019a)。这些证据指示青白口纪早期塔里木克拉通西南缘经历了一次重要的伸展裂谷事件。铁克里克地区大量的碎屑锆石年代学数据资料揭示该地区最重要的岩浆事件发育于 835-810 Ma, 亦支持鲜有格林威尔造山期岩石记录的观点 (Wang et al., 2015a; Wang P. et al., 2020; Zhou et al., 2021)。此外, 广泛分布于铁克里克构造带的埃连卡特群, 是一套以二云石英片岩为主的被强烈改造的低绿片岩相变质岩系, 通过对其碎屑锆石开展 U-Pb 定年后揭示其最大沉积年龄峰在 790-808 Ma (Zhang C.L. et al., 2016; Long et al., 2019), 也指示塔里木克拉通西南缘经历了一次与北缘近乎同期的挤压造山事件 (叶现韬和张传林等, 2020)。

除了早期研究对于“塔里木运动”的具体活动时间认识不同以外, 前人对“塔里木运动”的大地构造性质也存在分歧。肖序常和格雷厄姆 (1990) 携斯坦福大学中国构造调查团队对塔里木西北缘阿克苏群蓝片岩开展了详细的野外考察后提出, 阿克苏群存在低温-高压变质作用, 可能是形成于新元古代中期的俯冲增生杂岩体, 代表了塔里木克拉通北部的洋壳俯冲消减过程 (Nakajima et al., 1990; Liou et al., 1996)。肖序常等 (1990) 则认为该变质事件使塔里木北缘、天山和邻近的哈萨克斯坦等陆块聚合成为统一的“新疆古克拉通”。而根据近年来最新的锆石年代学测试数据, 目前将西北缘高压变质事件大致限定在 820-760 Ma (张健等, 2014) 或者 805-770 Ma (Xia et al., 2019)。根据库鲁克塔格地区的一套麻粒岩-角闪岩相变质岩的变质锆石定年数据, 塔里木东北缘同样记录到了同期 830-790 Ma 的高压变质造山事件 (He et al., 2012; Ge et al., 2016)。此外, 根据塔中隆起带塔参 1 井钻遇的花岗闪长岩基底和高磁异常条带的证据, Xu Z.Q. et al. (2013) 提出青白口纪南、北塔里木沿塔中缝合带发生碰撞, 从而形成目前统一的塔里木克拉通基底。尽管目前没有可靠的锆石年代学资料证明存在新元古代早期的中央碰撞造山带, 然而较多的已钻遇的基底花岗岩锆石年龄均显示该构造带很可能存在古元古代造山事件 (Yang H.J. et al., 2018), 不过关于南、北塔里木的新元古代早期碰撞拼合的观点依然被一些学者所坚持 (Wu et al., 2016; Zusa and Yin, 2017; Wen et al., 2018; Zhao et al., 2021)。

塔里木克拉通北缘除保留了上述丰富的新元古代造山作用的岩浆和变质记录以外, 也出露了保存最为完整的新元古代晚期盆地记录 (图 1.5), 因此也为认识和了解塔里木

克拉通新元古代构造演化提供了重要线索。早在二十世纪三十年代, 库鲁克塔格地区就已经建立了不整合覆盖于青白口系之上的南华-震旦系层序单元, 并命名为库鲁克塔格群 (Norin, 1937)。库鲁克塔格群整体为一套超过 6 km 厚的陆源碎屑岩建造并含有丰富的火山岩和冰碛岩夹层。其底部出露近 400 m 厚的玄武岩、英安岩及火山碎屑岩组成的双峰式火山岩建造 (图 1.5)。Xu et al. (2009) 通过 SHRIMP 锆石年代学将底部的火山岩年龄限定在 740 ± 7 Ma (图 1.5)。岩石学和地球化学等资料表明, 该套双峰式火山岩形成于大陆裂谷背景, 其深部动力机制可能与地幔柱相关 (姜常义等, 2000; Xu et al., 2005)。由此也展开了塔里木北缘自 740 Ma 始正式进入南华-震旦纪伸展裂谷演化阶段。在此期间, 塔里木还广泛发育了 740-730 Ma 的玄武质熔岩 (徐备等, 2008), 650-630 Ma 的 A 型花岗岩 (Xiao et al., 2019) 以及 615 Ma 的溢流玄武岩 (图 1.5; Zhang Z. C. et al., 2012; Xu B. et al., 2013) 均指示伸展裂谷构造背景。阿克苏地区和铁克里克地区也广泛出露南华-震旦纪地层 (图 1.5; 高振家等, 1985; 朱光有等, 2018); 最新的盆地勘探资料也证实克拉通内部发育广泛的伸展构造和裂陷盆地群 (李勇等, 2016; Wu L. et al., 2018; 何碧竹等, 2019; 杨鑫等, 2021)。根据地层沉积记录, 塔里木南北缘均经历了从南华纪大陆裂谷到震旦-寒武纪被动大陆边缘的陆缘构造演化过程 (Turner, 2010; Chen H. L. et al., 2019; Zhang F. Q. et al., 2019)。

然而, 目前对塔里木克拉通新元古代构造演化认识存在的最大争议是, 塔里木北缘甚至于整个克拉通地区是如何从青白口纪挤压造山, 即“塔里木运动”, 向南华-震旦纪以大陆伸展构造为主导的裂谷作用阶段所转变的 (Wu G. H. et al., 2021)。目前, 学术界主张两种不同的观点: 一是强调多期地幔柱活动为深部动力主导引发大规模的陆内裂谷机制 (bottom-up; Lu et al., 2008; Zhang C. L. et al., 2007, 2009, 2012a; Xu Z. Q. et al., 2013; Zhang Z. C. et al., 2012; Xu B. et al., 2013); 二是以塔里木北缘经受西太平洋型俯冲后撤为主要浅部动力的弧后裂谷机制 (up-down; Zhu et al., 2011a; Ge et al., 2012, 2014a; Wu G. H. et al., 2018, 2021; Ren et al., 2020)。这两种观点分别衍生出两派不同的构造模型来解释塔里木克拉通新元古代演化过程, 并由此引发了塔里木在罗迪尼亚超大陆中重建位置的激烈争论。相关内容将在 1.2.3 节详细陈述。

1.2.2 塔里木克拉通与中天山-伊犁地块的亲缘性

塔里木克拉通作为中亚大型古板块之一, 长期以来是中亚造山带内诸多微陆块构建亲缘性关系的重要陆块之一 (Levashova et al., 2011; Kröner et al., 2013; Rojas-Agramonte et al., 2014; Käbner et al., 2017; Alexeiev et al., 2020; Skoblenko et al., 2021), 尤其是

现今位于中亚造山带南缘的中天山地块和伊犁地块，成为组建中-新元古代时期“大塔里木陆块”起源假说的重要地块单元 (Kröner et al., 2013; Ge et al., 2014a)。由于中天山和伊犁地块与塔里木克拉通的构造亲缘性问题涉及中亚大地构造单元的划分，因而倍受学术界关注 (舒良树等, 2019)。然而，目前针对中天山地块和伊犁地块的来源及其构造联系却存在不同的认识。本文根据目前学界的主要研究进展及地质证据，现将中天山地块和伊犁地块的亲缘性话题陈述如下，并将争议归纳为两派观点。

第一派观点认为在中元古代至新元古代早期中天山-伊犁地块 (天山造山带) 与塔里木克拉通各自经历了迥异的地壳演化过程，是具有不同构造环境和地质背景的独立陆块。Hu et al. (2000) 首先对新疆地区的前寒武纪变质基底和显生宙花岗质侵入体开展了大范围 Sm-Nd 同位素样品采样填图后认为，天山造山带 (包括中天山地块和伊犁地块) 的前寒武纪基底岩石主要由古元古界-中元古界的角闪岩、条带状或眼球状片麻岩、混合岩、片岩、石英岩和大理岩组成，而塔里木克拉通北缘则广泛出露更为古老的太古界 TTG 岩套 (英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩组合) 和上太古界-下古元古界片麻岩、角闪岩和片岩；并且塔里木克拉通北缘和天山造山带以辛格尔断裂为界 (图 1.4)，两侧前寒武纪岩石基底显示出明显不同的 Sm-Nd 同位素模式年龄和地壳演化趋势，即塔里木克拉通北部以 3.3-2.2 Ga (古太古代-古元古代早期) 地壳模式年龄为主，而天山造山带则以 2.1-1.7 Ga (古元古代中晚期) 地壳模式年龄为主，并且从中元古代到新元古代期间二者也呈现截然的同位素地壳演化趋势 (图 1.6A)。由此推断，塔里木克拉通和天山造山带经历了各自不同的地壳形成阶段和此后的演化过程，因此二者在元古宙以来不具备陆块的亲缘性 (Hu et al., 2000)。Liu et al. (2004) 通过对中天山东段出露的变沉积岩和侵入其中的花岗质片麻岩开展锆石 U-Pb 定年和 Nd 同位素分析后得出，中元古晚期 (~1.2 Ga) 中天山处于活动陆缘构造带并经历了显著的壳幔物质混合，这与塔里木克拉通出露的古老基底和中元古代的稳定的被动陆缘环境显著不同。Li et al. (2005) 根据星星峡群变沉积岩元素地球化学和同位素研究，也认为星星峡群原岩接受了 ~1.2 Ga 年轻的岩浆弧碎屑物质，由此认为中天山地块与塔里木在该时期不具备构造亲缘关系。

近年来，随着锆石原位微区定年和 Lu-Hf 同位素分析的快速发展，中天山的花岗质变质基底的年龄和地壳演化也获得了新的约束，同时也新增了一批变沉积岩的碎屑锆石年龄和同位素数据来弥补露头信息不足的缺陷。胡霏琴等 (2006) 利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年在天山东段星星峡片麻岩中首次获得了准确的 1.4 Ga 的结晶年龄，证实了中天山也同期发育劳伦和波罗的等陆块广泛出现的岩浆事件。随后，Lei et al. (2011) 和 He Z. Y. et al. (2014) 在天山东段的花岗闪长岩和变沉积岩中先后发现普遍存在 ~1.4 Ga 的捕获

锆石和碎屑锆石, 进一步佐证了中天山地块发育 1.4 Ga 的显著岩浆事件。此后, 该期花岗质岩浆作用在中山天的星星峡、尾亚和阿克塔格等多地被陆续证实, 锆石 Hf 同位素反映这期花岗质岩浆岩具有明显年轻的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值特征 (-1.0-8.2), 揭示了该时期中天山地块发生了一次重要的地壳生长 (施文翔等, 2010; He et al., 2015, 2018; Yuan et al., 2019; Huang et al., 2021)。此次花岗质岩浆事件, 在塔里木克拉通北缘未见报导, 仅在库鲁克塔格地区中部见有少量的 1.47 Ga 基性岩床侵入下元古界兴地塔格群 (Wu et al., 2014)。因此, 有部分学者推测, 中天山地块与塔里木克拉通在中元古代时期相对独立演化, 而前者可能与波罗的板块有潜在亲缘关系 (He Z. Y. et al., 2014; Huang Z. Y. et al., 2019)。

此外, 新元古代早期 (960-900 Ma) 花岗质岩浆活动也在中天山地块上广泛发育 (Yang et al., 2008; 胡霏琴等, 2010; 彭明兴等, 2012; 舒良树等, 2013; Huang B. T. et al., 2014, 2015; Huang Z. Y. et al., 2015, 2017; 刘崴国等, 2016; 任晓峰, 2019; Song et al., 2022)。该期岩浆岩的形成往往伴随同期的变质和变形, 多数以混合岩化花岗岩、花岗片麻岩和眼球状花岗片麻岩等岩石类型出现, 并且具有 I 型和 S 型等不同的岩石类型, 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值大多在 -7 到 5 之间, 反映该时期存在地壳增厚和重熔改造事件 (舒良树等, 2013; Huang Z. Y. et al., 2015; Song et al., 2022)。大多数学者认为, 该期持续的花岗质岩浆活动可能与新元古代早期俯冲相关。而在塔里木克拉通北部仅 Shu et al. (2011) 在库鲁克塔格地区报导过一例年龄约为 933 Ma 的片理化花岗岩体。

伊犁地块上同样广泛发育了新元古代早期花岗质岩浆活动, 其时间序列可以完全与中天山地块的同期岩浆事件对比 (胡霏琴等, 2010; Long L. L. et al., 2011; 李孔森, 2012; 李孔森等, 2013; Wang B. et al., 2014a; 李婷等, 2015; 黄宗莹, 2017; Xiong et al., 2019; Zhu et al., 2019; 曾祥武等, 2020)。因此, 新元古代早期伊犁地块可能与中天山地块处于相同的活动大陆边缘构造背景 (Sun et al., 2021)。虽然, 伊犁地块上尚未发现上述中元古代花岗质岩浆活动, 目前仅见黄宗莹 (2017) 报导一例产于伊犁地块北部温泉群中的细粒花岗质片麻岩, 其结晶年龄为 ~1.33 Ga。然而, 大量的中-上元古界变质沉积岩基底中的碎屑锆石研究表明, 伊犁地块和中天山地块均广泛存在大量的 1.0-1.8 Ga 的碎屑锆石, 指示两者具有相似的基底岩石组成, 可能是来源于同一个大型陆块裂解的产物 (Huang et al., 2016; Huang H. et al., 2019; Zhu et al., 2020)。基于上述地质现象和年代学证据, 一部分学者提出中天山地块与伊犁地块可能来源于波罗的、西伯利亚和劳伦板块等假设, 而与塔里木可能不存在直接的构造亲缘演化关系 (He Z. Y. et al., 2014; Huang Z. Y. et al., 2019; Huang H. et al., 2019)。

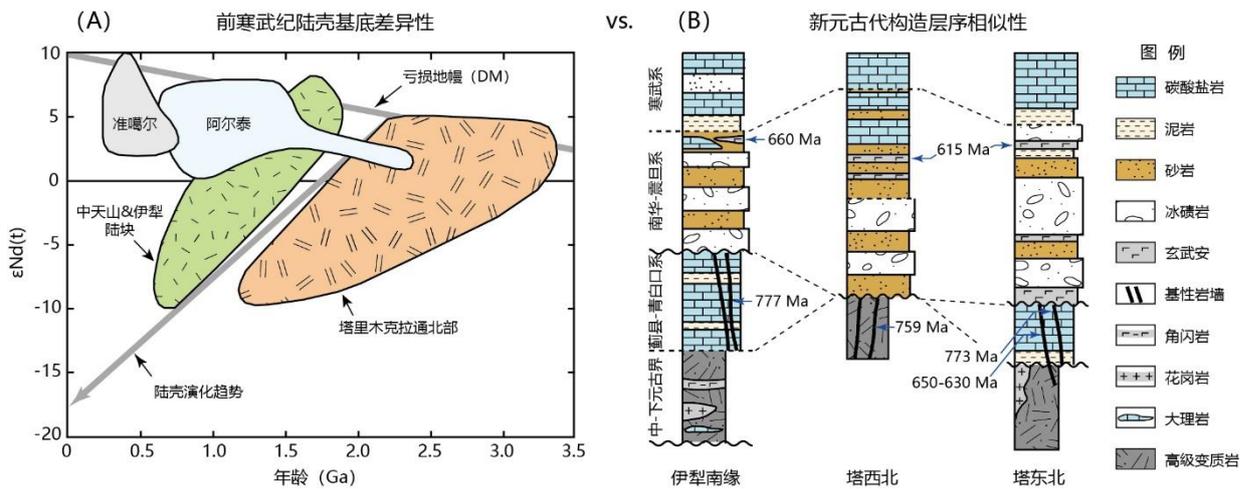


图 1.6 塔里木克拉通与中天山-伊犁地块基底-构造亲缘性图示。(A) 变质基底的 Nd 同位素数据揭示塔里木克拉通与中天山-伊犁地块具有不同的中-新元古代陆壳基底演化过程 (据 Hu et al., 2000 修改); (B) 新元古代构造地层揭示的不整合事件、冰期事件、裂谷层序和岩浆活动等均具可比性, 反映相似的构造演化过程 (据 Wang B. et al., 2014b 修改)

第二派观点认为中天山-伊犁地块 (天山造山带) 具有可与塔里木克拉通对比的古元古代变质基底和极其相似的新元古代-早古生代地层岩石组合和构造-岩浆事件演化, 因而提出中天山-伊犁地块可能与塔里木克拉通曾经组成一个统一的大陆块体 (舒良树等, 2013, 2019)。较多的学者也倾向于认为中天山地块可能是在寒武纪至志留纪从塔里木克拉通北缘裂离出来, 直到石炭纪重新沿中天山南缘缝合带与塔里木发生碰撞拼合, 从而成为中亚造山带的一部分 (Gao et al., 1998; 马中平, 2007; 钱青等, 2007; Charvet et al., 2007, 2011; Gao et al., 2009; Qian et al., 2009; Wang et al., 2011; 雷如雄, 2012; Lin et al., 2008, 2013; Alexeiev et al., 2015)。Ma et al. (2012a) 通过对中天山地块泥盆系砂岩进行碎屑锆石物源分析后认为, 中天山地块上古元古代早-中期、中元古代早期、新元古代早期以及新元古代晚期的主要年龄峰分布可以与塔里木上多期构造热事件比对, 塔里木克拉通北缘前寒武系可能是中天山地块泥盆系的一个潜在物源区。此外, 中天山下元古界变沉积岩中广泛出现的新太古代至古元古代晚期 (2.54-1.88 Ga) 变质锆石也反映了中天山地块与塔里木克拉通共同经历了哥伦比亚超大陆的汇聚 (Ma et al., 2013)。近年来, 通过详细的锆石年代学确认中天山地块上乌瓦门混杂岩中黑云二长片麻岩和黑云斜长角闪片麻岩的原岩属于新太古代末 (2.5 Ga) 形成的基底岩石, 角闪岩原岩属于古元古代 (2.2 Ga) 形成的基底岩石, 二者后期经历了晚古元古代 (1.8 Ga) 角闪岩相变质作用 (Wang X. S. et al., 2017, 2020)。这一发现确认了中天山地块中存在与塔里木克拉通可类比的古老变质基底。

伊犁地块上至今仍未见明确的新元古代之前的基底报导, Liu et al. (2014) 对伊犁地

块北部温泉群变沉积岩开展碎屑锆石定年分析, 同样获得了广泛的 2.2 Ga 以来的古老锆石, 认为伊犁地块北部具有潜在的元古宇基底, 可以与中天山、吉尔吉斯北天山和塔里木进行对比, 而与西伯利亚克拉通不同。同样地, 对伊犁南部发育的中元古界的碎屑锆石进行定年分析后也发现了新太古代和古元古代的碎屑组分 (Zhu et al., 2020)。此外, Zhu et al. (2019) 对伊犁地块南缘新元古代花岗岩侵入体中的锆石进行系统年代学统计分析后发现大量古元古代-中元古代继承性锆石的存在, 同时全岩 Nd 同位素和锆石 Hf 同位素模式年龄也支持新元古代花岗岩的源区可能来自古元古代中期到中元古代早期 (~2.0-1.4 Ga) 变沉积岩地壳的部分熔融。

认为伊犁和中天山地块与塔里木克拉通具有前寒武纪亲缘性的观点, 更重要的是来自于对这些陆块新元古代晚期以来的构造地层和岩浆事件的调查 (图 1.6B; 舒良树等, 2013)。如在上述陆块上同期发育的新元古代中期基性岩墙 (Wang B. et al., 2014b), 南华-震旦纪的同裂谷碎屑岩建造, 同步的新元古代冰期事件 (He J. W. et al., 2104a, 2015) 以及寒武系碳酸盐岩和含磷层建造 (冯博, 2013) 等地质证据均指示二者处于相似或相同的构造环境和地质背景。此外, 中天山地块上发育的 830-780 Ma 花岗岩 (Glorie et al., 2011), 740-730 Ma 的 A 型花岗岩和双峰式岩浆岩 (Lei et al., 2013; Gao et al., 2015)、630 Ma 左右的花岗质片麻岩等 (陈义兵等, 2012), 均可与塔里木克拉通北缘的新元古代岩浆事件一一对比。

综上所述, 塔里木克拉通与中天山-伊犁地块的前寒武纪构造亲缘关系仍然存在很大不确定性, 双方都各自具有可靠的地质论据和数据资料支撑。而目前的争议主要可以概括为两个要点: 一是, 主张以中元古代-新元古代早期期间的地壳岩浆事件和岩石记录为切入点的学者认为, 中天山-伊犁地块以显著的地壳增生和俯冲岩石记录区别于塔里木克拉通北缘的稳定被动陆缘环境; 二是, 主张以太古界-古元古界变质基底对比性和新元古代晚期构造地层记录为切入点的研究者则认为, 二者发育明显可对比的构造事件。如何有效的理解以上论点可能需要引入一种新的构造机制来调和以上地质观察。

1.2.3 塔里木克拉通北缘构造模型与超大陆重建

目前学术界主要存在两种大地构造模型来分别解释塔里木克拉通北缘的新元古代岩浆过程与南华-震旦纪裂谷盆地演化。第一种模型依据塔里木北缘发育的大量新元古代基性岩浆事件主要集中在 820-800 Ma、780-760 Ma、740-720 Ma 和 650-610 Ma 几个年龄区间 (Xu B. et al., 2009, 2013; Zhu et al., 2008; Zhang C. L. et al., 2012a), 由此提出塔里木克拉通新元古代的裂谷过程和动力机制受控于罗迪尼亚超大陆裂解时期配套的几期

重要地幔柱事件控制 (Zhang C. L. et al., 2012a; Xu Z. Q. et al., 2013)。第二种模型依据塔里木克拉通北缘, 尤其是东北缘的库鲁克塔格地区广泛出露新元古代花岗岩侵入体, 以及西北缘地区出露近同期的低温-高压蓝片岩相变质岩, 从而认为塔里木克拉通北缘受长期的主动大陆边缘构造控制 (Zhu et al., 2011a), 并且经历了从早期安第斯型增生造山到后期俯冲后撤诱发大规模伸展裂谷的动力转换 (Ge et al., 2014a, 2016)。

地幔柱模型和俯冲转换模型各自均获得了一定的支持证据。如地幔柱模型强调具有板内构造背景性质的大规模基性岩墙群在空间上广泛以近北西-南东向高角度截切于北部陆缘, 并且在时间上包括了 780-760 Ma 和 650-630 Ma 两次集中性事件 (Zhang C. L. et al., 2009; Zhu et al., 2011b)。此外, 塔里木东北缘兴地沟附近发育的 735 Ma 双峰式侵入杂岩 (Zhang C. L. et al., 2012a)、库鲁克塔格群底部贝义西组双峰式火山岩 (Xu et al., 2005) 和塔里木西北缘震旦纪溢流玄武岩 (615 Ma) 等, 均具有洋岛玄武岩 (OIB) 岩石地球化学特征属性, 同样也支持高温裂谷作用下的地幔柱模型 (图 1.5; Zhang Z. C. et al., 2012a)。此外, 也有部分学者通过对库鲁克塔格地区发育的新元古代晚期闪长玢岩-花岗斑岩 (735-717 Ma) 开展系统地球化学分析后, 认为该期花岗质岩浆生成于地幔柱活动控制下的板内裂谷环境 (Chen et al., 2020)。并且, Gao et al. (2015) 在中天山乌瓦门附近发现了~730 Ma 的双峰式侵入杂岩, Lei et al. (2013) 在中天山东段地区也发现了同时代 (~740 Ma) 的红柳井板内花岗岩, 也证实了新元古代晚期塔里木克拉通和中天山地区广泛发育板内裂谷背景下的岩浆活动。

同样, 俯冲转换模型建立在塔里木东北缘多期持续的钙碱性花岗质岩浆活动的研究基础之上。如 Ge et al. (2014a) 通过岩石地球化学和锆石 Hf 同位素较好的揭示了在新元古代中期 (~780 Ma) 存在一次显著的造山带升温和降压过程以及伴随的壳幔物质相互作用增强的事件 (图 1.7)。这些现象也可以很好的运用北缘安第斯型俯冲向西太平洋型俯冲转换的模型来解释。此外, 西北缘出露的一套前寒武纪蓝片岩因较好地保存了低温-高压条件下的变质过程而吸引了众多研究者。通常认为阿克苏群蓝片岩是一套俯冲增生杂岩 (Nakajima et al., 1990), 其变质时代约为新元古代中期 (820-760 Ma), 因此也可以与提出的塔里木克拉通北缘洋壳向南俯冲的构造背景相匹配 (Xia et al., 2019)。He et al. (2012) 在库鲁克塔格地区报道了一期 820-790 Ma 的重要造山事件, 造成了塔里木东北缘局部地区经历了高压麻粒岩相变质作用; 随后, Ge et al. (2016) 也进一步厘定该期造山作用发生于 830-800 Ma, 并提出此次造山事件是由于安第斯型俯冲作用导致的地壳挤压增厚。He et al. (2019) 通过在阿克苏地区新发现的一套新元古代早期钙碱性安山岩认为, 塔里木克拉通北缘的俯冲起始时间可以追溯至 900 Ma 左右。Wu G. H. et al. (2021)

通过系统统计大量岩浆岩和碎屑锆石的 Hf 同位素随时间的变化规律，进一步提出了塔里木克拉通北缘经历从挤压造山到陆内伸展的构造转换时间发生于 800-760 Ma，为俯冲转换模型提供了进一步的证据支持。

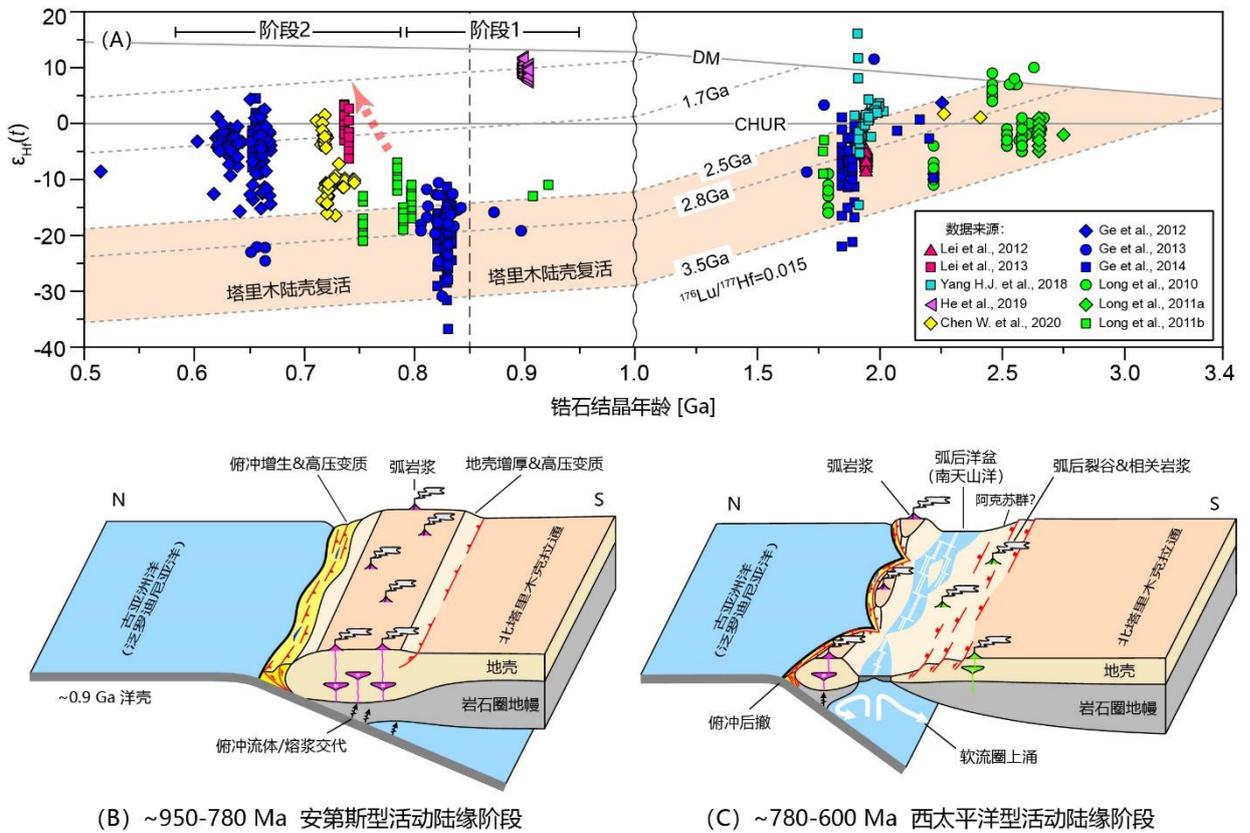


图 1.7 塔里木克拉通北缘构造演化和岩浆作用过程 (据 Ge et al., 2014a 修改); (A) 新元古代岩浆岩锆石结晶年龄与锆石 Hf 同位素变化关系; (B) 塔里木克拉通与北部中天山等陆块经历新元古代早-中期的安第斯型俯冲; (C) 塔里木克拉通与北部中天山等地块因新元古代晚期弧后伸展而发生裂离

综上，目前存在的两种主要构造模型对解释区域岩浆作用和成盆过程均存在一定的合理性，但同时两者又存在彼此不能较好兼容的一些方面。尽管地幔柱模型很好地解释了新元古代中-晚期丰富的基性岩浆活动，然而对于阿克苏群蓝片岩的记录却难以用单一的裂谷模式来解释。此外，地幔柱活动理论很难兼容新元古代中期造山事件的近同时发生。尽管也有部分学者提出塔里木克拉通北缘新元古代构造过程同时受到俯冲作用和多期地幔柱活动的共同影响 (Zhu et al., 2021)，但是究其地球动力学机制仍存在较大的不确定性。

同样的，俯冲转换模型也并非全然不存在问题。尽管该模型将北缘新元古代广泛发育的花岗质岩体与俯冲作用过程下的地壳重熔相联系，但目前为止区域上并未发现该时期弧火山岩带的发育，虽然持俯冲观点的部分学者倾向于将该现象解释为火山岩带可能

受构造作用或沉积作用而被掩埋，或着在后期遭到完全剥蚀 (Zhu et al., 2011a)。此外，建立俯冲模型的一个重要地质前提条件是将中天山地块或者伊犁地块等北缘块体作为塔里木克拉通的一部分，以此来建立大规模陆缘弧的空间分布 (Ge et al., 2014a)。然而根据此前所述，中天山和伊犁地块在该时期是否属于塔里木克拉通北缘的一部分仍存在较大的争议。另外，俯冲模型还需要通过俯冲后撤导致弧后拉张的动力机制来解释塔里木克拉通北缘广泛发育的南华-震旦系裂谷到被动陆缘演化等过程 (Turner, 2010)。如果该构造模型成立，那么势必需要在中天山-伊犁地块北侧发育向南俯冲的活动陆缘，并且在新元古代晚期中天山-伊犁地块需要从塔里木克拉通北缘裂离。然而，目前尚无充足证据表明中天山-伊犁地块北侧发育新元古代晚期的俯冲增生杂岩或者沟-弧-盆体系。相反，在塔里木克拉通西北缘地区却保存了早于南华纪（或者部分学者倾向于认为早于震旦纪）构造伸展之前就已形成的蓝片岩相变质记录。问题是，在洋壳板片向南俯冲并发育后撤作用的过程中，中天山-伊犁地块北缘的俯冲增生杂岩是通过什么样的构造方式跨越中天山地块被向南推覆到现今的塔里木西北缘（图 1.7）？这些疑问都亟待回答。

更重要的是，上述两种不同的构造模型分别对应了目前塔里木克拉通在罗迪尼亚超大陆重建的两种主流方案，即俯冲转换模型支持塔里木克拉通及周缘陆块位于罗迪尼亚超大陆外围，而地幔柱模型则主张塔里木克拉通新元古代的岩浆活动和盆地记录与澳大利亚和劳伦大陆之间的核心部位相匹配（图 1.8）。Li and Zhong (2009) 通过对超大陆和超级地幔柱的演化周期分析以及三维数值模拟验证得出，环超大陆周缘的持续俯冲作用能够导致超级地幔柱的形成，从而诱发超大陆的裂解。Cawood et al. (2016) 通过对罗迪尼亚超大陆中主要构成陆块的碰撞造山作用和增生造山作用分析，认为超大陆外围俯冲的时间与超大陆内部岩石圈伸展的时间一致 (~760 Ma)，并且超大陆裂解是由沿外围俯冲增生构造驱动的自上而下的过程开始。因此，较多的学者认为塔里木北缘新元古代中期的俯冲活动是罗迪尼亚超大陆外围俯冲带的重要组成部分，并且认为塔里木北缘俯冲转换的时间标志着超大陆的同步裂解，从而主张将塔里木克拉通及周缘陆块群置于澳大利亚西侧，形成塔里木北部面朝泛大洋的构造格局（图 1.8A）。

而认可塔里木克拉通新元古代地幔柱模型的学者则认为，塔里木克拉通上发育的几期主要基性岩浆事件均可与澳大利亚和劳伦大陆大火成岩省事件进行对比，如 820-800 Ma 的基性-超基性岩浆活动可与澳大利亚南部同时期的 Gairdner 大火成岩省相匹配 (Huang Q. Y. et al., 2015)，780-760 Ma 的阿克苏-库鲁克塔格基性岩墙群则可以与劳伦西部同期的 Gunbarrel 基性岩墙群事件对比 (Harlan et al., 2003)，740-720 Ma 的贝义西组双峰式裂谷岩浆活动也可以在劳伦北部和西部分别找到年龄对应的 Franklin 大火成岩

省以及花岗质岩浆活动 (Li et al., 2003; Ernst et al., 2016)。因此, 塔里木克拉通几乎记录到了所有澳大利亚东部和劳伦西部在新元古代裂解时期的岩浆事件, 与“Missing-link”模型具有较好的匹配关系 (图 1.8B; Lu et al., 2008)。近年来, Wen et al. (2017, 2018) 利用一批质量较高的古地磁数据佐证了塔里木克拉通具有低纬度的新元古代古地磁极, 以及与劳伦大陆裂离时期同步的大规模右旋运动, 这些观察和解释与澳大利亚和劳伦之间的古地理位置是可以匹配的。

综上所述, 塔里木克拉通北缘的构造演化对于认识新元古代罗迪尼亚超大陆的配置和动力学过程是十分重要的。理解塔里木北缘构造模型争议的根源并能够找到合理的解释方案, 协调以上看似矛盾的地质证据, 对于理解该时期的陆块构造演化至为关键。

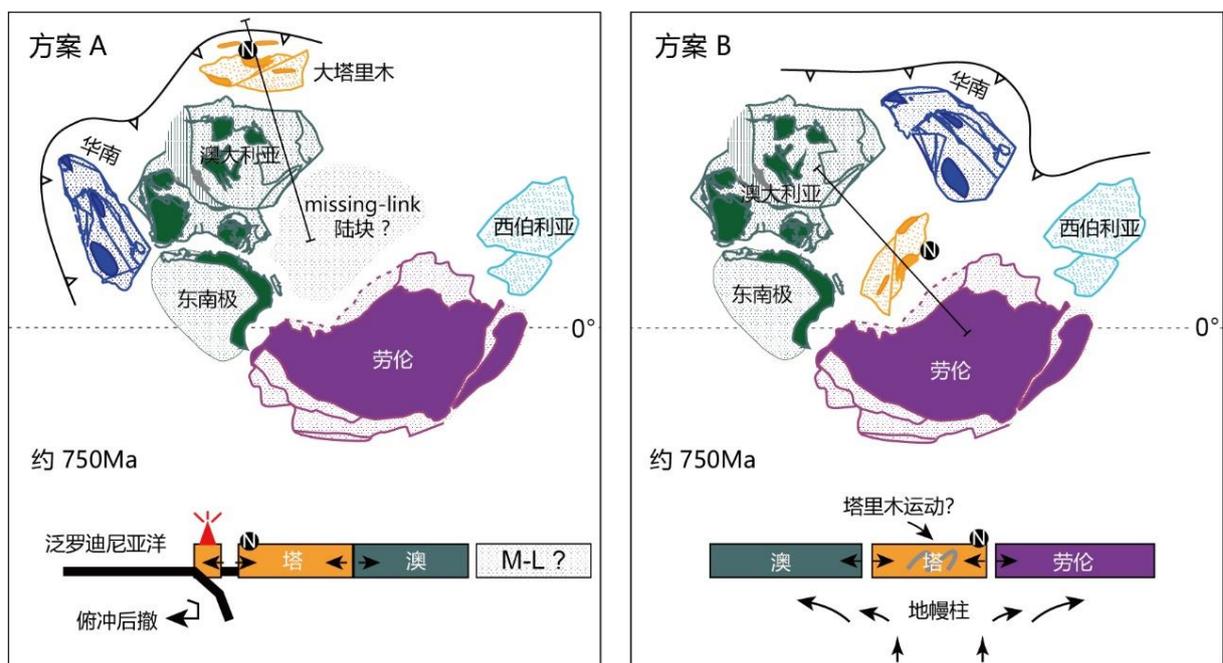


图 1.8 目前塔里木克拉通在罗迪尼亚超大陆重建中的两种主流方案 (据 Li et al., 2011 和 Wen et al., 2018 修改)

1.3 拟解决的科学问题

中亚造山带南缘经历了新元古代至中生代漫长且复杂的陆块构造演化历史。前人针对塔里木克拉通以及伊犁-中天山地块前寒武纪构造演化已经开展了大量地质调查研究,尤其是对陆块的基底属性、新元古代的岩浆活动历史、南华-震旦纪裂谷盆地演化和冰期事件沉积等方面积累了大量翔实的研究资料和数据。但与此同时,对塔里木克拉通北缘新元古代几期构造转换事件的时代和构造背景认识仍存在不同程度的意见分歧。另外,对塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地块之间的新元古代构造演化关系也存在争议,从而制约了我们对中亚造山带南缘陆块的前寒武纪大地构造演化的理解。据此,本文提出了以下几个亟待解决的科学问题:

(1) 塔里木克拉通北缘新元古代早期(青白口纪)保存了一套较为完整的被动陆缘台地相碳酸盐岩沉积,与近年来在北缘地区新发现的一套~0.9 Ga 钙碱性“陆缘弧安山岩”的构造背景不匹配。针对塔里木克拉通北缘新元古早期“俯冲作用”相关岩浆事件的启动和持续时间、岩浆岩的类型及空间分布,岩石成因和构造动力背景以及塔里木克拉通北缘陆缘性质等问题仍值得进一步探讨;

(2) 塔里木克拉通北缘新元古代中期变质造山记录 and 大规模基性岩墙群事件揭示了该时期经历了重要的构造背景转换,然而目前对于该构造转换事件的具体时间、深部岩浆作用过程以及动力学机制仍存在不同看法。探讨和刻画新元古代中期的构造转换过程对于理解塔里木克拉通北缘造山性质和后期南华-震旦纪裂谷作用的开启均具有极其重要的研究价值;

(3) 塔里木克拉通北缘新元古代晚期发育广泛的南华-震旦纪裂谷岩浆活动和盆地沉积,是塔里木克拉通参与罗迪尼亚超大陆裂解过程的重要地质记录。目前对于塔里木克拉通究竟何时,又是以何种地质作用方式与罗迪尼亚超大陆中的陆块发生裂离,仍存在不同的理解,同时在地球动力学机制解释方面也存在显著分歧。这些问题需要进一步从塔里木克拉通保存的震旦纪裂谷层序和相关岩浆记录中找寻答案。

(4) 塔里木克拉通与伊犁-中天山地块之间的前寒武纪构造亲缘性关系一直是学术界非常关注的基本地质问题,也直接关系到对中亚造山带南缘的前寒武纪和显生宙期间的拼合演化过程的理解。目前对于二者的新元古代构造演化过程和构造亲缘性存在较大的争论。进一步系统梳理塔里木克拉通与伊犁-中天山地块的新元古代构造-岩浆事件时空规律,并开展盆地沉积充填记录和碎屑源汇系统时空演变等研究,具有迫切的必要性。

1.4 研究思路与方法

区域地质过程往往受控于连贯的大地构造演化和一定的地球动力学过程。对塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地块新元古代构造演化的研究需要对各个阶段地质事件进行时间上和空间上的统筹性分析。针对以上提出的几个拟解决关键科学问题,本文选取新元古代变质基底、沉积地层和岩浆岩均出露较佳的塔里木克拉通西北缘地区作为开展详细工作的研究区,以板块构造思维和地块分析方法为指导,将塔里木克拉通北缘新元古代几期关键构造-岩浆事件作为研究关键切入点,通过开展野外地质调查、岩相学观察、锆石 U-Pb 年代学、主微量元素地球化学、同位素地球化学以及锆石 Hf 同位素等方面研究,建立塔里木克拉通北缘地区新元古代构造背景的系统理解。在此基础上,通过进一步对塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地块新元古代的地质记录(如地层记录、岩浆活动、变质事件和沉积物源)的综合对比,试图摸清二者之间的构造演化的时空脉络,探讨二者之间的大地构造演化过程。

具体的研究内容和技术方法如下:

(1) 塔里木西北缘地区新元古代早期弧岩浆岩的形成演化机制及就位过程:

通过对塔里木克拉通西北缘阿克苏-乌什地区新发现的一套新元古代早期火山岩-侵入杂岩(包括基性-酸性火山岩、碎屑岩以及基性和酸性侵入岩)开展系统的岩相学、岩浆锆石 U-Pb 年代学、锆石原位 Hf 同位素分析、全岩主微量元素分析、全岩 Nd 同位素分析,厘清岩浆活动的持续时间,火山岩-侵入杂岩的岩石类型及空间展布,岩浆岩的岩石成因学和构造背景。通过对比区域上的岩浆活动发育情况和地球动力学条件,探讨塔里木克拉通北缘新元古代早期的陆缘性质。

(2) 塔里木西北缘新元古代中期从挤压造山事件到岩石圈伸展的构造转换过程:

基于阿克苏地区野外地质调查新识别的一条侵入阿克苏群蓝片岩基底中的复式岩墙,开展详细的野外接触关系和构造变形观测,并针对复式岩墙中不同岩浆岩类型开展系统的岩相学、锆石 U-Pb 年代学、全岩主微量元素分析和全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析,厘清复式岩墙的岩浆期次、侵位时代、岩石学成因和构造背景。同时,结合阿克苏群变质沉积岩的碎屑锆石 U-Pb 定年分析及其与复式岩墙的切割关系,为阿克苏群蓝片岩的变质时代提供新的约束。结合前人在该地区对蓝片岩相变质事件和镁铁质基性岩墙群的研究以及塔里木克拉通东北缘库鲁克塔格地区同时期变质事件和岩浆事件的研究,探讨塔里木北缘从挤压造山到陆内伸展的构造转换过程及其动力学机制。

(3) 塔里木西北缘新元古代晚期从裂谷盆地到被动大陆边缘演化过程及动力机制:

本文选取阿克苏-乌什地区下震旦统(苏盖特布拉克组)的一条典型沉积剖面,通过

对剖面上两层震旦纪玄武质火山岩夹层进行详细野外观察和采样, 并开展全岩主微量元素地球化学和 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析, 确立玄武质熔岩的喷发环境、源区特征以及构造背景。同时结合该剖面震旦系砂岩的碎屑锆石 U-Pb 年代学研究, 厘清震旦纪盆地的源汇关系与物源变化特点。结合对该剖面与区域其他震旦纪剖面的沉积学观察和沉积相分析, 建立玄武岩喷发事件、盆地沉积演化与源汇体系变化之间的地质过程联系, 来探讨新元古代晚期塔里木西北缘裂谷盆地到被动陆缘演化的具体时代、发育过程、岩浆响应以及动力学过程。

(4) 塔里木克拉通北缘及伊犁-中天山地块新元古代构造、岩浆和盆地沉积综合地质过程的大地构造演化分析:

在上述对塔里木克拉通北缘新元古代几期关键构造-岩浆事件的构造背景厘定基础之上, 通过进一步对塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地块现有的新元古代数据资料进行梳理, 包括地层序列、岩浆岩年代学数据、岩浆岩同位素数据、岩浆岩锆石 Hf 同位素数据、碎屑锆石年龄及 Hf 同位素等。开展塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块的地层记录、岩浆活动、变质事件和沉积物源的综合对比分析, 厘清二者之间的构造演化的时空发展脉络, 探讨二者之间的大地构造演化过程和板块边界地质条件。进一步帮助准确理解中亚造山带南缘微陆块的构造起源关系, 也为上述地质块体在罗迪尼亚超大陆中扮演的角色以及古地理重建提供新的地质前提制约。

本文研究思路与方法路线如图 1.9 所示, 所涉及的主要室内实验分析测试的相关测试单位、具体实验流程及处理参数描述详见附录 S.1:

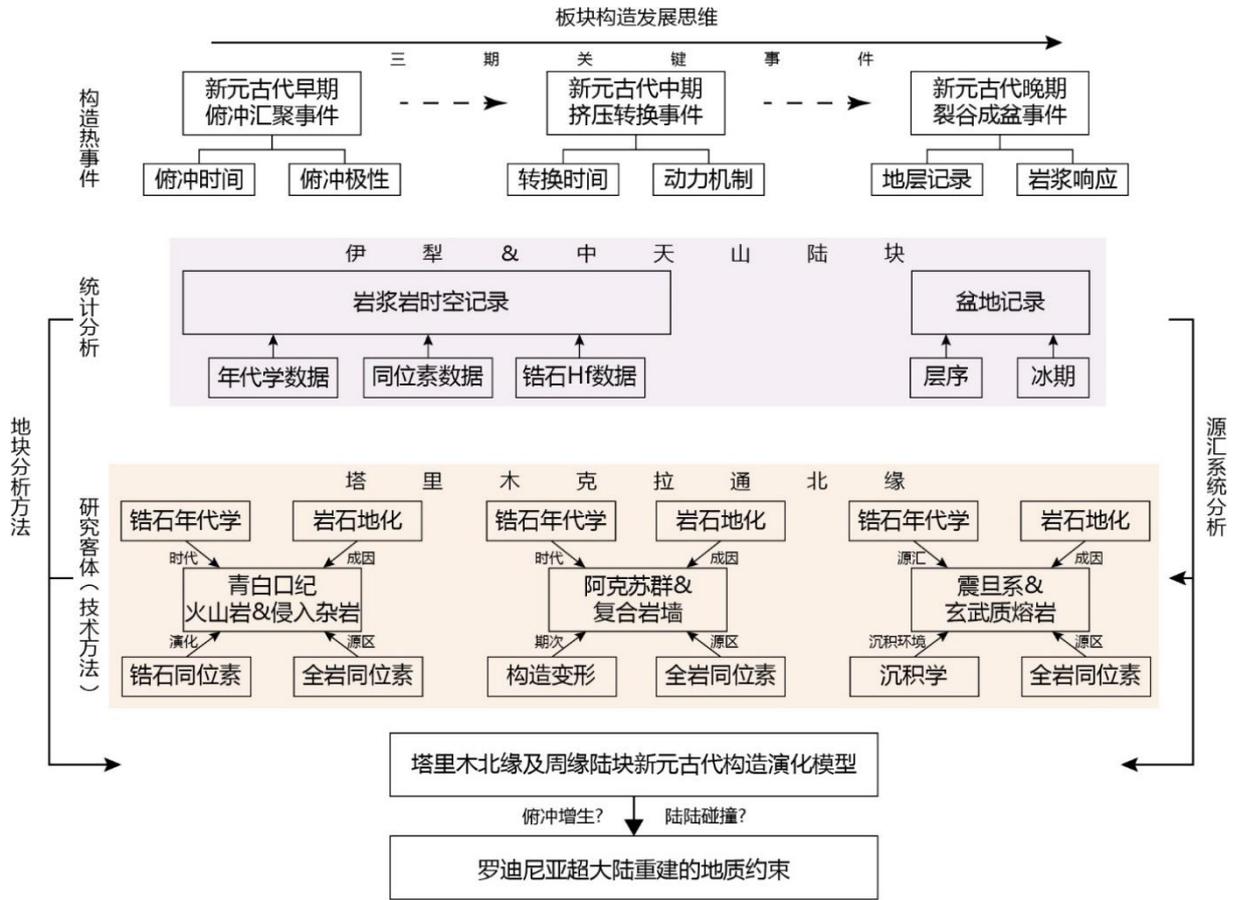


图 1.9 论文研究思路与方法路线

1.5 论文完成工作量

本论文围绕上述关键科学问题，主要完成的具体工作任务见下表 1.1:

表 1.1 论文实际完成工作量

序号	工作任务	完成工作量
野外工作		
(1)	野外地质考察	计 21 天/共 4 次
(2)	岩石样品采集	364 件
(3)	地质照片拍摄	1066 张
分析测试工作		
(4)	镜下薄片鉴定	138 片
(5)	锆石 CL 图像	538 张
(6)	岩浆岩锆石 U-Pb 年代学分析	9 件/共 152 点
(7)	碎屑岩锆石 U-Pb 年代学分析	4 件/共 322 点
(8)	锆石 Lu-Hf 同位素分析	7 件/共 60 点
(9)	全岩主微量成分分析	55 件
(10)	全岩 Sr 同位素分析	8
(11)	全岩 Nd 同位素分析	24
(12)	全岩 Pb 同位素分析	8
(13)	全岩 Hf 同位素分析	8
资料整理统计工作		
(13)	本论文涉及参考文献	502 篇
(14)	岩浆岩锆石年代学数据统计	308 个
(15)	碎屑锆石年代学数据统计	2219 个 (未列于附录)
(16)	岩浆岩锆石 Hf 同位素数据统计	1140 个 (未列于附录)
(17)	碎屑岩锆石 Hf 同位素数据统计	683 个 (未列于附录)
(18)	全岩 Sr-Nd 同位素数据统计	375 组

1.6 取得的创新性认识

本文以塔里木克拉通西北缘新元古代关键构造-岩浆事件为研究对象,通过系统的野外地质调查、岩相学观察、年代学和地球化学等手段,建立塔里木克拉通西北缘新元古代构造背景和地质演化过程的认识。结合伊犁-中天山地块地质资料和数据归纳梳理,探讨新元古代中亚造山带南缘大地构造演化过程和动力学背景。取得的创新性认识归纳为以下几点:

(1) 塔里木西北缘阿克苏-乌什地区新识别的火山岩(玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩、火山角砾岩,及碎屑岩夹层)和侵入杂岩(变辉长岩、斜长花岗岩等)来自于新元古代早期(~930-870 Ma)洋内俯冲形成的岛弧地体,是伊犁-中天山地块南缘活动陆缘的重要组成部分,后期经弧-陆及陆-陆碰撞被构造推覆至塔里木西北缘就位。

(2) 提出阿克苏群中新识别的复式岩墙(由变形花岗岩和辉绿岩组成)代表了塔里木克拉通西北缘造山阶段后的两期岩浆活动事件,具体限定了阿克苏群发生蓝片岩相变质的时代(~800-780 Ma),也揭示了塔里木克拉通北缘新元古代中期(780-760 Ma)由挤压造山到板内伸展的构造体制转换。

(3) 提出塔里木克拉通西北缘震旦纪苏盖特布拉克玄武岩(~615 Ma)的喷发与相应的盆地沉积环境转变和物源转变是新元古代晚期从大陆裂谷向被动陆缘演化的重要响应,也是伊犁-中天山地块与塔里木西北缘发生最终裂解的重要标志。塔里木西北缘与伊犁-中天山的裂解是新元古代晚期罗迪尼亚超大陆最终解体的一次重要构造事件。

(4) 建立了塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块的新元古代“碰撞造山”构造新模型,明确了二者新元古代的板块边界条件和构造演化过程,认为经典威尔逊旋回板块体制对新元古代中亚造山带南缘陆块的构造控制。该模型较好地解释了新元古代一系列岩浆活动、变质作用、盆地沉积和源汇过程,为理解中亚造山带南缘前寒武纪大地构造过程和微陆块起源提供了重要的信息,也为中亚陆块/微陆块在罗迪尼亚超大陆中扮演的角色提供了新的地质条件约束。

2. 区域地质背景

塔里木克拉通位于青藏高原北缘，其南部以西昆仑造山带和阿尔金断裂为界与青藏高原分隔；北部则以南天山北侧的南那拉提断裂为界与中天山和伊犁地块相分隔(图 1.4)。在行政区划上，塔里木及其北部的中天山和伊犁地区同属于新疆维吾尔自治区管辖；从现代地貌上，以南天山为分水岭，塔里木地区归属南疆地区，而伊犁和中天山归属北疆地区。由于新生代以来 (~60 Ma) 印度和欧亚大陆的强烈碰撞挤压，塔里木克拉通上沉积了巨厚的新生界，形成了中国最大的内陆盆地，面积近 56 万平方千米，习惯上称为塔里木盆地 (Watson et al., 1987)；而与之毗邻的天山造山带由于新生代强烈复活隆升，造就了当今世界上规模最大的纬向山系之一 (Neil and Houseman, 1997)。

塔里木克拉通是中国三大古老克拉通之一，也是唯一一个地处我国内陆，靠近中亚中心的克拉通，是东西构造走向上连接东亚陆块群和东欧克拉通的重要陆块枢纽(图 1.2)。中天山地块和伊犁地块分别呈狭带状和向西开口的喇叭状横亘于塔里木克拉通北侧，是中亚造山带最南部的两个重要地质块体。由于共同受北部晚古生代中亚造山带和南部中生代古特提斯造山带的对峙，塔里木克拉通对于理解亚欧陆块群和南部冈瓦纳陆块群的前寒武纪陆块差异演化和显生宙的大陆聚合过程具有独一无二的中间优势。详细研究和解剖塔里木克拉通北缘和天山造山带内各陆块的前寒武纪地质过程将有助于我们更好地理解这些陆块的起源和构造演化联系。本章将分别对塔里木克拉通北部、中天山地块和伊犁地块展开地质概述，着重介绍它们的前寒武纪地层发育情况以及岩浆活动历史。

2.1 塔里木克拉通地质概况

2.1.1 塔里木克拉通北部前寒武系发育情况

塔里木克拉通是已被证实具有始太古代陆核的世界上最古老的克拉通之一，前寒武纪地层主要沿盆地周缘几个构造隆起带出露(图 1.4)。其中，出露于东南缘阿尔金地区的阿克塔拉英云闪长质片麻岩是目前报道塔里木克拉通最古老的岩石记录 (~3.7 Ga; Ge et al., 2018, 2020)。塔里木北部迄今所发现的最古老岩石是位于库鲁克塔格西部库尔勒市附近的新太古代 TTG 片麻岩。Ge et al. (2014b) 对其中的正片麻岩和斜长角闪岩进行锆石 U-Pb 定年后获得 2.71-2.74 Ga 的结晶年龄，并且该套岩石的锆石 Hf 同位素二阶段模式年龄(3.4-3.5 Ga)显示库鲁克塔格地区可能还存在更古老的古太古代陆壳岩石单元。此外，许多学者也通过锆石定年对库尔勒 TTG 中的其他高级变质岩获得过 2.37-2.66 Ga 的原岩结晶年龄(郭召杰等, 2003; 董昕等, 2011; Long et al., 2010, 2011a; Zhang C.

L. et al., 2012b)。葛荣峰 (2014) 通过对变质锆石定年还发现该套 TTG 片麻岩后期广泛记录到了 2.0-1.8 Ga 和 0.8-0.6 Ga 两期变质作用。此外, 在库鲁克塔格地区的辛格尔南也保存了一套由 TTG 和花岗片麻岩以及少量表壳岩包体组成的托格拉克布拉克杂岩(群), 时代被限定在新太古代末期 (2.52-2.58 Ga) (图 2.1; Long et al., 2010; 葛荣峰, 2014)。

古元古界兴地塔格群不整合发育于托格拉克布拉克杂岩之上, 该群广泛分布于库鲁克塔格地区, 经历了角闪岩相变质, 主要由石英片岩、云母片岩、石英岩和大理岩以及斜长片麻岩等组成, 其原岩主要为一套浅海相碎屑岩-碳酸盐岩沉积 (陆松年, 1992; 杨瑞东等, 2010)。葛荣峰 (2014) 通过对库鲁克塔格西段库尔勒和西山口兴地塔格群的云母片岩和副片麻岩开展碎屑锆石定年后, 将该群沉积年龄约束在 2.05-1.93 Ga, 此外变质锆石也揭示存在一期~1.85 Ga 混合岩化变质事件。王明阳 (2016) 在该地区兴地塔格群中发现孔兹岩系存在, 锆石 U-Pb 年代学研究表明其记录到~1.92 Ga 和~1.85 Ga 两期变质事件, 显示与华北克拉通古元古代晚期地质演化过程极为相似。此次变质事件及其导致的古元古界兴地塔格群与上覆中元古界波瓦姆群的地层不整合, 在塔里木克拉通被称为“兴地运动”, 可能是参与全球哥伦比亚超大陆聚合造山事件的构造响应 (图 2.1)。

波瓦姆群主要分布于兴地以南, 遭受绿片岩相区域变质。该群下段主要以四个沉积韵律的云母石英片岩、石英岩与大理岩互层所组成, 底部出现变质砾岩, 总体反映了从石英砂岩等粗碎屑岩向粉砂质泥岩等细碎屑岩, 或海相碳酸盐岩过渡的特点 (曹晓峰, 2012); 上段主要发育石英岩、云母石英片岩和绿泥石英片岩互层 (图 2.1)。波瓦姆群原岩主要为碎屑岩、泥岩和白云岩, 沉积时代可能与长城系相当 (1.8-1.4 Ga; 曹晓峰, 2012)。

中元古界爱尔基干群主体为碳酸盐岩组成的滨浅海相建造, 伏于青白口系帕尔岗塔格群之下。爱尔基干群可明显分为两段, 下段以厚层状大理岩、结晶白云岩夹少量的千枚岩和绿泥石英片岩为主要岩性特点; 上段以出现片状大理岩化白云岩和大理岩互层为主要岩石特征 (图 2.1)。上部层段局部含绿片岩相变质的中-酸性火山岩发育, 顶部火山岩经 Rb-Sr 法获得全岩等时线年龄 1006 ± 35 Ma (蔡土赐, 1999)。爱尔基干群下段中产叠层石, 主要分子含 *Tungussia* f., *T.minula*(f.nov.), *Jacutophyton* f., *Jurusania* f., *Baicalia* f., *B.rara*, *B.minuta*, *Patomia* f., *Conophyton* f.和 *Colonnella* f.等, 此外产核形石 *Osagia* 等, 其地层时代大致与蓟县系相当 (高振家等, 1993)。

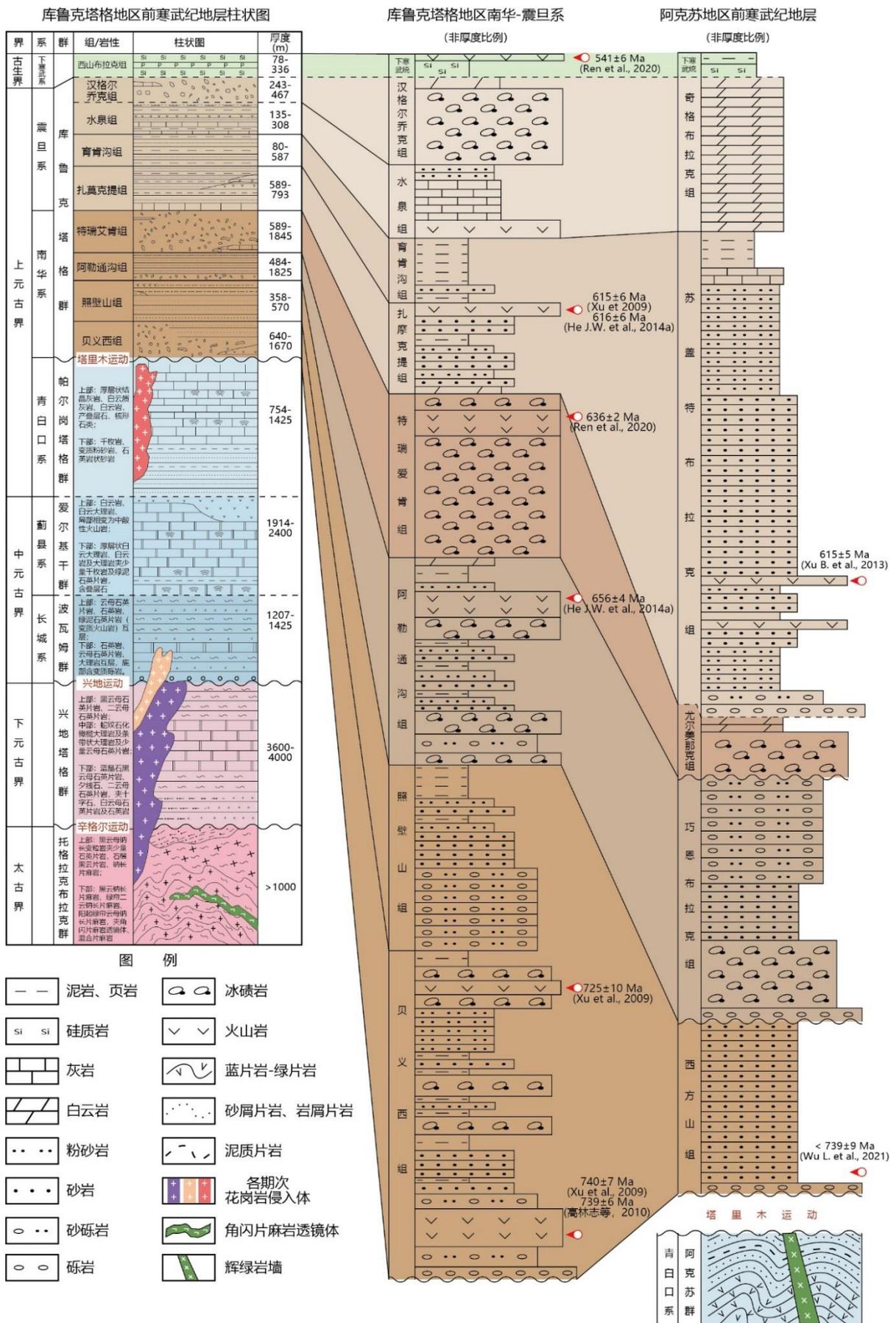


图 2.1 塔里木克拉通部库鲁克塔格地区和阿克苏地区前寒武纪地层柱状图 (据葛荣峰, 2014 和 Ren et al., 2020 修改)

上元古界帕尔岗塔格群标准剖面位于库鲁克塔格东部帕尔岗塔格地区。在兴地塔格北坡与南坡,该群与下伏爱尔基干群呈整合接触关系(李长和,1983;高振家等,1993)。该群可分上、下两部分,下部是一套以石英岩、千枚岩或绿泥石英片岩和变质砂砾岩组成的厚度不大的变质浅海相碎屑岩;上部为浅海相结晶灰岩、微晶白云岩和泥质灰岩等岩石类型组合(图 2.1)。上段富含叠层石礁体化石,主要包括 *Inzeria f.*, *Patomia f.*, *Svetliella kuluketagensis*, *Katavia f.*, *Katavia minuta*, *Baicalia f.*, *Kotuikania f.*, *Gymnosolen f.*, *G. paergangensis*, *Jurusania F.*, *J. procera*, *Xinjiangella florifera* 等(赵文杰等,1985)。近年来开展的 1:5 万填图中,在库鲁克塔格西部西山口一带发现一套蚀变流纹岩整合覆盖于帕尔岗塔格群顶部。经锆石 U-Pb 被定年获得该流纹岩 841 ± 1.4 Ma 的结晶年龄(吕彪等,2016)。因此,帕尔岗塔格群沉积时代应被限定在~840 Ma 以前,属于青白口纪早期。

南华-震旦系库鲁克塔格群与下伏地层呈明显角度不整合接触,变质变形程度微弱,以巨厚的碎屑岩沉积为主,厚度可达 6000 米。该套碎屑岩沉积变化快速,其主体应当位于深水沉积环境,有典型浊流沉积(魏震等,2017)和冰筏海洋沉积发育(徐备等,2008)。库鲁克塔格群自下而上划分为南华系贝义西组、照壁山组、阿勒通沟组和特瑞爱肯组,以及震旦系扎摩克提组、育肯沟组、水泉组和汉格尔乔克组(图 2.1)。贝义西组主体为双峰式火山岩夹碎屑岩及冰碛混杂岩,其时代通过火山岩层的锆石 U-Pb 定年限定在 740-725 Ma 之间(Xu et al., 2009)。阿勒通沟组、特瑞爱肯组以及汉格尔乔克组发育冰川沉积,扎摩克提组和水泉组均有双峰式火山岩发育。阿勒通沟组顶部火山岩夹层经锆石 U-Pb 定年确定喷发时代为 656 ± 4 Ma,也限定了阿勒通沟组沉积结束的时间(He J. W. et al., 2014a),时代上与 Sturtian 冰期结束大体一致。特瑞爱肯组顶部火山岩经锆石 U-Pb 定年获得了 635 ± 2 Ma 的年龄(Ren et al., 2020),表明其冰川沉积结束时间与 Marinoan 冰期事件可完全对比。此外,扎摩克提组顶部获得~615 Ma 的火山岩喷出年龄(Xu et al., 2009; He J. W. et al., 2014a)。因此,汉格尔乔克组发育的冰期沉积建造可以与 Gaskiers 冰期相对比。库鲁克塔格群整体上应当属于伸展背景下的裂谷盆地沉积产物,其时代可限定在 740-541 Ma 之间(Ren et al., 2020)。

此外,塔里木西北缘阿克苏地区保存了相当完整的南华-震旦系沉积剖面,其沉积环境与时代均可与上述东北缘库鲁克塔格群对比。南华-震旦系呈角度不整合覆盖于该地区出露最古老的地层阿克苏群之上。阿克苏群发育蓝片岩到绿片岩相变质岩石组合,下部(北段)以镁铁质片岩和泥质片岩为主,上部(南段)以砂屑片岩和岩屑片岩为主。阿克苏群被北西-南东走向未遭受变质作用的基性岩墙群切穿(图 2.1),其顶部被震旦系不整合覆盖。阿克苏地区南华系自下而上分为西方山组、东巧恩布拉克组、牧羊滩组、东屋组

以及尤尔美那克组。为方便起见, 本文将东巧恩布拉克组、牧羊滩组、东屋组合并为巧恩布拉克组叙述(图 2.1)。震旦系可分为下震旦统苏盖特布拉克组和上震旦统奇格布拉克组。西方山组发育厚度达 1600 m 的岩屑长石砂岩、长石岩屑砂岩和长石石英砂岩以及粉砂岩组成的韵律层, 局部夹含砾粗砂岩层, 主体上属于裂谷环境下的深海浊流沉积(高振家等, 1985)。巧恩布拉克组由冰碛岩段、钙质砂岩段和砂砾岩段组成, 层位上可能相当于东北缘的阿勒通沟组。上覆尤尔美那克组与巧恩布拉克组可见小角度不整合接触, 尤尔美那克组野外露头呈零星分布, 侧向上厚度发育极不稳定, 其中常见有紫红色冰碛岩, 可见冰川坠石、冰川擦痕、条痕石和冰川漂砾等, 底部基岩保存较好的冰溜面, 为典型大陆冰川堆积沉积(高振家等, 1985), 时代推测与 Marinoan 冰期可进行对比(Vandyk et al., 2019)。下震旦统苏盖特布拉克组不整合覆盖于尤尔美那克组之上, 主体是一套向上从紫红色含砾砂岩、砂泥岩交互层逐渐过渡到石英砂岩和泥页岩的河流相到滨岸相沉积地层(Turner, 2010)。苏盖特布拉克组的上段顶部石英砂岩之下发育有两层玄武岩夹层, 时代经锆石 U-Pb 测年为~615 Ma(Xu B. et al., 2013)。此外, 该组底部可见局部发育 2-4 层顺层侵入的基性岩床, 其侵位时代为早二叠世(吴鸿翔等, 2020), 应注意与上部喷发相玄武岩夹层相区分。上震旦统奇格布拉克组与苏盖特布拉克组为整合过渡接触, 沉积了一套厚约 200 m 以白云岩-灰岩为主的稳定碳酸盐岩台地相建造, 叠层石较为发育, 代表晚震旦世稳定的浅海相环境。

2.1.2 塔里木克拉通北部前寒武纪岩浆活动

塔里木克拉通北部广泛发育太古代至新元古代岩浆岩(见附件 S.2.1-3)。其中, 太古代至古元古代早期岩浆岩主要出露于东北缘库鲁克塔格地区, 如库鲁克塔格北部的辛格尔断裂以南出露~2.5 Ga 的 TTG 火成片麻岩(陆松年, 1992; 胡霏琴和韦刚健, 2006; Long et al., 2010), 库鲁克塔格南部兴地附近出露 2.6–2.46 Ga 的 TTG 片麻岩、辉长岩和钾质花岗岩(Long et al., 2010; Shu et al., 2011; Zhang C. L. et al., 2012b), 以及库鲁克塔格西段库尔勒杂岩中~2.7-2.46 Ga 的火成片麻岩和斜长角闪岩(Long et al., 2011a; Ge et al., 2014b)。总体而言, 塔里木克拉通北缘地区主要经历了 2.7 Ga 和 2.5 Ga 两期主要的太古代岩浆活动(Cai et al., 2018)。此外, 古元古代早期还发育少量~2.4-2.2 Ga 期间地岩浆活动(He et al., 2013; Ge et al., 2013; 图 2.2)。

古元古代晚期岩浆岩分布相对更为广泛, 也是塔里木克拉通一次重要的构造岩浆事件。库鲁克塔格西段库尔勒附近、中段兴地附近和北部辛格尔地区均有该期岩浆岩的出露, 其结晶年龄分布在 1.94-1.83 Ga 之间(Lei et al., 2012; Ge et al., 2013, 2015)。此

外，塔里木北缘库车南部以及塔中隆起带上的多口石油钻井也钻遇到该套岩石基底，其主要岩性为花岗岩和花岗质片麻岩类，结晶年龄分布在 1.97-1.82 Ga 之间。同时，该时期还广泛发育变质作用和地壳重熔，通过变质锆石定年获得的年龄主要集中在 1.89-1.80 Ga (Wu et al., 2020)。因此，有学者认为古元古代晚期广泛发育的岩浆和变质事件是塔里木克拉通参与全球哥伦比亚超大陆汇聚碰撞过程的重要构造标志，同时也是造成南、北塔里木陆块在该时期沿塔中缝合带碰撞拼合成统一克拉通的重要地质事件 (Yang et al., 2018)。从本文统计的岩浆年龄分布来看，古元古代晚期岩浆岩可以大致分为 1.96-1.90 Ga 和 1.86-1.80 Ga 两个发育阶段 (Wu et al., 2020)。

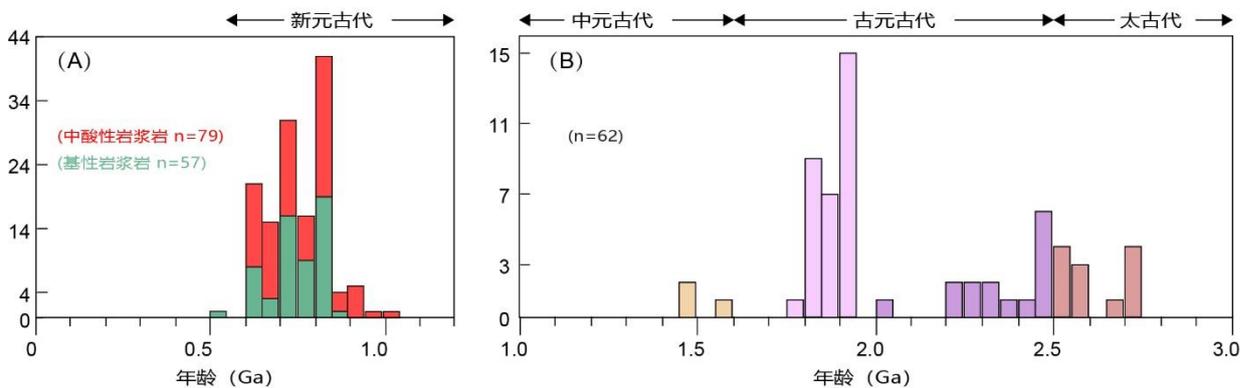


图 2.2 塔里木克拉通北缘前寒武纪岩浆岩年龄分布 (数据来源依据附表 S.2)

中元古代岩浆活动事件相对贫乏 (图 2.2)。Wu et al. (2014) 在库鲁克塔格兴地断裂以南阿斯廷布拉克报道了侵位于下元古界兴地塔格群的辉绿岩床，通过锆石 U-Pb 定年确定其侵位时代在中元古代早期 (~1.47 Ga)。此外，Wang X. D. et al. (2018) 在该地区还发现了侵入兴地塔格群的辉绿岩墙，经锆石 U-Pb 测年获得侵位年龄在 ~1.5 Ga。而张健等 (2019) 在相同地区对该辉绿岩床进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年后又获得 ~1.55 Ga 的结晶年龄。

新元古代是塔里木克拉通北部岩浆活动重新开始活跃的一个重要阶段。该时期岩浆活动分布遍及塔里木北缘，包括库鲁克塔格地区、库车地区和阿克苏地区 (图 2.3)。根据对整个塔里木北缘的新元古代岩浆岩年龄统计来看 (见附件 S.2.2 和 S.2.3)，绝大多数新元古代岩浆活动发育于 840 Ma 以后，尽管在近年来也有极个别早于 840 Ma 的岩体或者火山岩被发现并报道。例如 Shu et al. (2011) 在库鲁克塔格兴地附近采集了两块片麻状花岗岩和面理化花岗岩，分别获得两个 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均谐和年龄为 1048 ± 19 Ma 和 933 ± 11 Ma，该组年龄也是塔里木北缘迄今为止报道的较为少见的格林威尔期年龄。然而本文发现这两组锆石年龄虽然位于谐和线之上，但 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值均较

为分散，年龄点分别落于 1100-980 Ma 和 980-790 Ma 年龄区间内，因而计算的平均标准权重偏差 (MSWD) 较大 (8.9 和 7)。并且，前人对该地区大量的年代学研究并未揭示类似的岩浆岩年龄，因此该组数据能否作为塔里木北缘新元古代最早的岩浆活动时间仍需仔细验证。除此以外，较为明确的属于新元古代早期的岩浆岩露头分布在西北缘阿克苏地区。He et al. (2019) 在阿克苏地区尤尔美那克剖面附近报道的一套露头面积为~0.4 平方公里，年龄为~0.9 Ga 的安山质火山岩，是目前较为可信的新元古代早期岩浆事件。然而，He et al. (2020) 对该套火山岩展开详细地球化学研究后认为该套岩石应属于洋内岛弧的岩浆产物，这对于该套火山岩能否作为塔里木克拉通北缘新元古代早期的岩浆事件仍需要进一步分析研究。此外，韩强等 (2016) 在阿克苏地区以东的沙雅隆起一口石油钻井内获得锆石 U-Pb 年龄为 879±4 Ma 的角闪二辉岩。

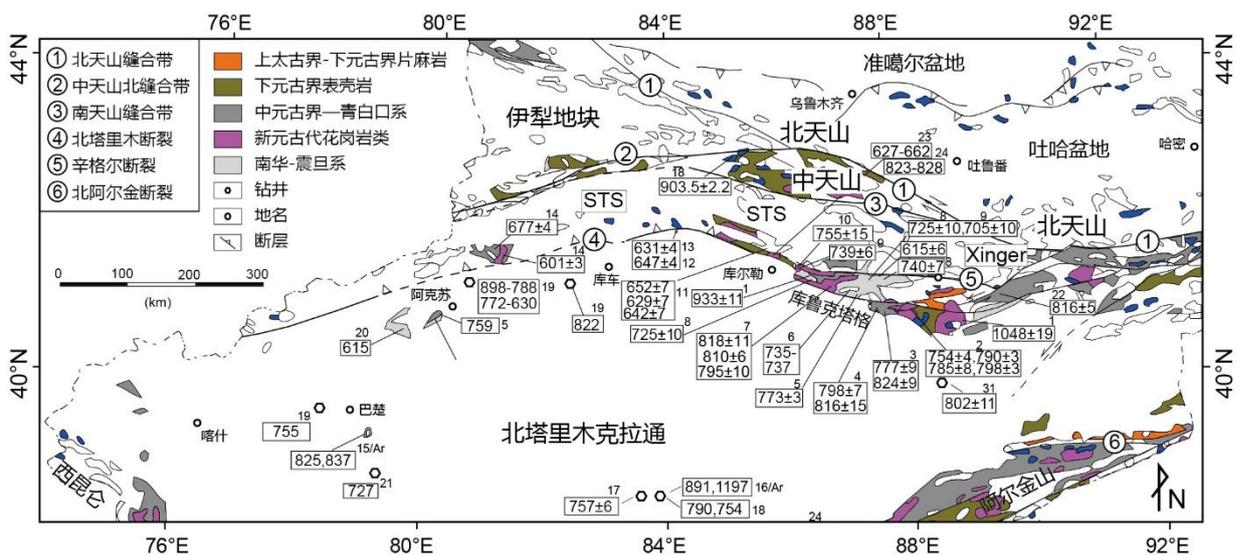


图 2.3 塔里木克拉通北部新元古代岩浆岩分布 (地质底图据 Ge et al., 2014a 修改), 年代学数据 (其中 Ar-Ar 年龄[Ma]标记在参考文献代码之后, 其余为锆石 U-Pb 年龄[Ma]数据) 分别来源于 1. Shu et al., 2011; 2. Long et al., 2011b; 3. Zhang Z. Y. et al., 2009; 4. 邓兴梁等, 2008; 5. Zhang C. L. et al., 2009; 6. Zhang C. L. et al., 2012a; 7. Zhang C. L. et al., 2007; 8. Xu et al., 2009; 9. 高林志等, 2010; 10. Xu et al., 2005; 11. Zhu et al., 2008; 12. 罗金海等, 2011; 13. 何登发等, 2011; 14. 魏永峰等, 2010; 15. 李曰俊等, 1999; 16. 李曰俊等, 2005; 17. 邬光辉等, 2009; 18. Guo et al., 2005; 19. Xu Z. Q. et al., 2013; 20. Xu B. et al., 2013; 21. 何碧竹等, 2019; 22. Cao et al., 2011; 23. Ge et al., 2012; 24. Ge et al., 2013

根据前人对该地区大量的岩浆岩年代学研究结果，新元古代的岩浆活动可大致划分为如下几个重要期次：830-785 Ma 期间广泛分布于库鲁克塔格地区的埃达克质花岗岩及少量镁铁-超镁铁质岩-碳酸岩 (Long et al., 2011b; Zhang Y. et al., 2017); 780-760 Ma 期间发育的大规模侵入下元古界基底和阿克苏群的库鲁克塔格-阿克苏基性岩墙群 (Zhang

C. L. et al., 2009; Zhang Z. Y. et al., 2009; 张健等, 2014); 750-720 Ma 期间在东北缘喷发的贝义西组双峰式火山岩和同期的兴地双峰式侵入杂岩以及辉长岩、花岗斑岩等 (Xu B. et al., 2005, 2009; Cao et al., 2014; 展新忠等, 2014; 王鹏等, 2016; Tang et al., 2016; Chen H. J. et al., 2017; 郭瑞清等, 2018; Chen W. et al., 2020), 此外还有 650-615 Ma 发育的库尔勒镁铁质岩墙、库尔勒-吐格勒明 A-型花岗岩以及苏盖特布拉克-扎摩克提玄武岩 (Zhu W. B. et al., 2008, 2011b; Ge et al., 2012, 2014a; Xiao et al., 2019; Xu B. et al., 2009, 2013)。

2.2 中天山-伊犁地块地质概况

2.2.1 中天山-伊犁地块前寒武系发育情况

中天山地块位于中亚造山带西南缘, 呈一近东西走向狭长造山带, 向西延伸进入吉尔吉斯斯坦境内, 习惯上以东经 89 度为界将中天山划分为东段和西段。中天山地块南部以南那拉提断裂为界与南天山造山带相分隔, 北部以北那拉提断裂为界线分别与伊犁地块和北天山造山带相接壤 (图 1.4 和图 2.5)。伊犁地块常被学者认为与中天山地块来源于统一的古老大陆块体 (Liu et al., 2014; Huang et al., 2016; Huang H. et al., 2019; Zhu et al., 2020)。伊犁地块呈向西变宽的喇叭状开口, 可延伸进入哈萨克陆块; 沿其南侧的北那拉提断裂和北侧的北天山断裂向东快速收敛, 至托克逊县西 (88°E) 附近尖灭消失 (图 2.5)。

目前对中天山地块和伊犁地块基底形成时代的讨论焦点在于二者是否存在古元古代及太古代的结晶基底。胡霏琴等 (1997) 通过对中天山地块花岗质片麻岩、混合岩和其他高级变质岩 Sm-Nd 同位素年代学认为中天山地块基底是大约在 2.0-1.80 Ga 由壳幔分异作用形成的新生地壳。部分学者根据中天山地块上元古界及古生界变质岩中存在大量古元古代和少许太古代锆石, 以及这些锆石 Hf 同位素揭示的 3.3-2.7 Ga 二阶段模式年龄等地质信息, 认为中天山地块存在太古代结晶基底 (Ma et al., 2012b, 2013)。

中天山西段出露最古老的变质基底地层单元归为那拉提群、特克斯群和木扎尔特群, 主要分布在西天山那拉提山、博尔塔拉河和木扎尔特河一带 (陈新跃等, 2009)。那拉提群主体岩性由角闪斜长片麻岩、条带状混合岩、片麻岩、石英岩、白云质大理岩以及少量绿片岩组成; 特克斯群则主要包括浅变质碳酸盐岩夹钙质、泥质和凝灰质粉砂岩, 其上整合沉积覆盖科克苏群和库什台群, 主体是一套浅变质富含叠层石的浅海相碳酸盐岩夹粉砂岩建造 (新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)。木扎尔特群岩性可分为两群, 下亚群为条带状、眼球状混合岩以及黑云斜长片麻岩; 上亚群则以二云斜长片麻岩、变粒岩

以及浅变质碳酸盐岩和细碎屑岩为主（陈新跃等，2009）。以往将这几套变质基底的地层年龄归为古元古界（新疆维吾尔自治区地质矿产局，1993）。近年来对这些变质基底的锆石 U-Pb 年代学研究揭示，其原岩年龄可能不早于青白口纪。如，陈新跃等（2009）对西天山东部冰达坂变质岩系中的眼球状花岗片麻岩进行锆石定年后获得 926 ± 8 Ma 和 948 ± 8 Ma 的年龄。同样，刘崴国（2016）对那拉提山东段的黑云斜长片麻岩和条带状片麻岩分别获得了 946 ± 4 Ma 和 924 ± 9 Ma 的 SHRIMP 锆石年龄，确认其时代为青白口纪。Wang X. S. et al.（2017）在中天山地块南缘（巴伦台以南）乌瓦门变质杂岩体内发现一套锆石 U-Pb 年龄在 2529-2513 Ma 的黑云二长片麻岩和黑云斜长角闪片麻岩，该变质杂岩体证明中天山地块存在晚太古代变质基底。后又经 Wang X. S. et al.（2020）再次研究确认，乌瓦门变质杂岩分别是由 ~ 2.55 Ga 和 ~ 2.21 Ga 两期基性岩浆岩经过 ~ 1.83 Ga（晚古元古代）的角闪岩相变质作用改造形成。

中天山地块东段的前寒武纪变质基底主要包括出露于星星峡和卡瓦布拉克等地区的长城系星星峡群、蓟县系卡瓦布拉克群以及青白口系天鹅湖群。星星峡群岩性复杂，变质程度差异很大，主体是一套经角闪岩相到麻粒岩相变质的混合岩、片麻岩、斜长角闪岩、大理岩和片岩。星星峡群中各类混合岩和片麻岩的 Nd 模式年龄均在 1.6-2.0 Ga 之间，但这一时期的岩浆岩体目前却并没有发现（胡霏琴等，2006）。但在喀拉塔格地区石炭纪辉长岩中见有 ~ 2.35 Ga 麻粒岩捕虏体存在，可能代表中天山东段下地壳存在古元古代基底岩石（李建星等，2015）。卡瓦布拉克群不整合覆盖于星星峡群之上，主要岩性为大理岩、白云质大理岩、白云岩夹石英片岩、变质砂岩、石英砂砾岩以及片麻岩等，代表一套原岩为碳酸盐岩及陆源碎屑岩组成的变质岩系。天湖群与下伏卡瓦布拉克群呈断层接触关系，主要岩性为各类片麻岩、角闪片岩、石英片岩和局部混合岩。根据星星峡群底部的副变质岩碎屑锆石最大沉积年龄（Huang Z. Y. et al., 2019）和新元古代早期花岗岩的侵入接触关系（彭明兴等，2012；Huang B. T. et al., 2015），星星峡群的沉积年龄可以被限定在 985-942 Ma。同样地，根据卡瓦布拉克群与该新元古代早期花岗岩的侵入关系，卡瓦布拉克群最小沉积年龄也可以被约束在 ~ 942 Ma（黄宗莹，2017）。

伊犁地块的前寒武纪地层主要出露于北缘赛里木湖附近以及南缘那拉提山北坡。伊犁地块最古老的地层为温泉群，温泉群下部为眼球状片麻岩、混合片麻岩、长英质片麻岩、大理岩和片岩，上部则为结晶灰岩、大理岩和片岩。以往根据变质程度将温泉群划归为下元古界，近年来的锆石 U-Pb 年代学研究表明，温泉群实际上为复杂的变质杂岩系，主要可解体为新元古代早期正变质岩、副变质岩和混合岩，以及早古生代的辉长岩和闪长岩（李孔森，2012；黄宗莹，2017）。根据温泉群下部的副变质岩通过碎屑锆石定年获

得的最大沉积年龄，以及侵入温泉群下部的淡色花岗岩结晶年龄，可以将温泉群下部的岩石沉积时代限定在 900-845 Ma；采用同样的方法，温泉群上部沉积年龄则被限定为 880-857 Ma (Huang et al., 2016)，均属于青白口纪早期。伊犁地块特克斯群、科克苏群和库寺台群以往分别划归给长城系、蓟县系和青白口系。特克斯群主体为千枚岩、石英岩和粉砂岩，科克苏群和库寺台群主要是浅变质碳酸盐岩 (新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993)。同样依据碎屑锆石年龄和岩体接触关系, Huang H. et al. (2019) 将特克斯群沉积时代限定在 1040-960 Ma, 库寺台群的最大沉积年龄则为 930 Ma 左右, 并被 778 Ma 基性岩墙切穿 (Wang B. et al., 2014b)。

南华-震旦系 (凯拉克提群) 在伊犁地块北缘赛里木湖南部果子沟出露较好, 地层从下到上依次划分为库鲁铁列克提组、吐拉苏组、别西巴斯套组、喀英迪组、塔尔恰特组和塔里萨伊组 (图 2.4)。其中, 库鲁铁列克提组和别西巴斯套组分别为两套冰碛岩; 库鲁铁列克提组还包括一套碎屑沉积夹一套火山岩建造, 底部不整合于青白口系碳酸盐岩之上。吐拉苏组主要岩性为凝灰岩和岩屑砂岩; 喀英迪组和塔尔恰特组为别西巴斯套冰期之后全球气候转暖阶段沉积的一套滨海-浅海碎屑岩。塔里萨伊组主要为灰到深灰色厚层砾岩, 可见冰川坠石沉积 (冯博等, 2013)。He J. W. et al. (2015) 通过最小碎屑锆石年龄将塔里萨依组的最大沉积年龄限定在~592 Ma, 与库鲁克塔格地区上震旦统汉格尔乔克组冰期时代相当。

地 层 单 元	伊犁陆块果子沟-科古琴山地区				塔里木北缘库鲁克塔格地区			
	组	地层柱	沉积特征	沉积环境	组	地层柱	沉积特征	沉积环境
寒武系	磷矿沟组	si — si — si —	半深海	硅质泥岩、页岩	西山布拉克组	si si si si	硅质岩、火山岩	半深海-斜坡
震旦系	上 统	塔里萨依组	厚层冰碛砾岩与泥质粉砂岩互层具坠石	滨海-浅海	汉格尔乔克组	冰碛砾岩、冰碛泥砾岩、冰碛纹层	冰湖、冰下沉积	
		He et al., 2015) 592±5Ma (MDZ)			水泉组	砂质灰岩	浅海	
	下 统	塔尔恰特组	粉砂岩、泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、灰绿色泥质条带, 发育水平纹层	滨海-浅海	育肯沟组	粉砂岩、泥岩	浅海	
		喀英迪组			扎摩克提组	粉砂岩、泥岩、火山岩	浊流	
南华系	别西巴斯套组	岩屑砂岩、冰碛砾岩	浅海	特瑞爱肯组	粉砂岩、泥岩、冰碛砾岩	浅海-半深海		
	吐拉苏组	凝灰岩、岩屑砂岩	浅海	阿勒通沟组	石英砂岩、粉砂岩、泥岩	浅海		
	库鲁铁列克提组	块状冰碛砾岩夹玄武岩	冰川、海洋冰川	照壁山组	冰碛砾岩、双峰式火山岩	冰川、海洋冰川		
青白口系	库松木切克群	微晶灰岩	浅海	贝义西组	白云岩	浅海		
				北塞纳尔塔格组				

图 2.4 伊犁地块果子沟地区南华-震旦系地层序列及与库鲁克塔格地区地层对比 (根据冯博等, 2013, He J. W. et al., 2015 修改; MDZ-最大沉积年龄)

2.2.2 中天山-伊犁地块前寒武纪岩浆活动

中天山-伊犁地块经历了长期的中-新元古代岩浆活动（见附件 S.2.4-5）。近年来，在中天山东段星星峡、阿拉塔格以及尾亚地区陆续报道了广泛存在的~1.4 Ga 花岗闪长质片麻岩，是目前该地区获得最古老的岩浆岩（施文翔等，2010；He Z. Y. et al., 2015, 2018；Huang et al., 2021）。中元古代早期岩浆岩记录在北山、吉尔吉斯北天山等多地也有发现（Kröner et al., 2013）。此外，吉尔吉斯北天山广泛发育格林威尔期（中元古代晚期）的岩浆变质事件（图 2.5），而在伊犁和中天山地块上尚未发现该期岩浆事件的存在。目前仅一例报道了伊犁地块的中元古代的岩浆岩记录，时代为 1329±10 Ma（黄宗莹，2017），但大量碎屑锆石中保留有中元古代的岩浆事件活动记录（Huang H. et al., 2019）。

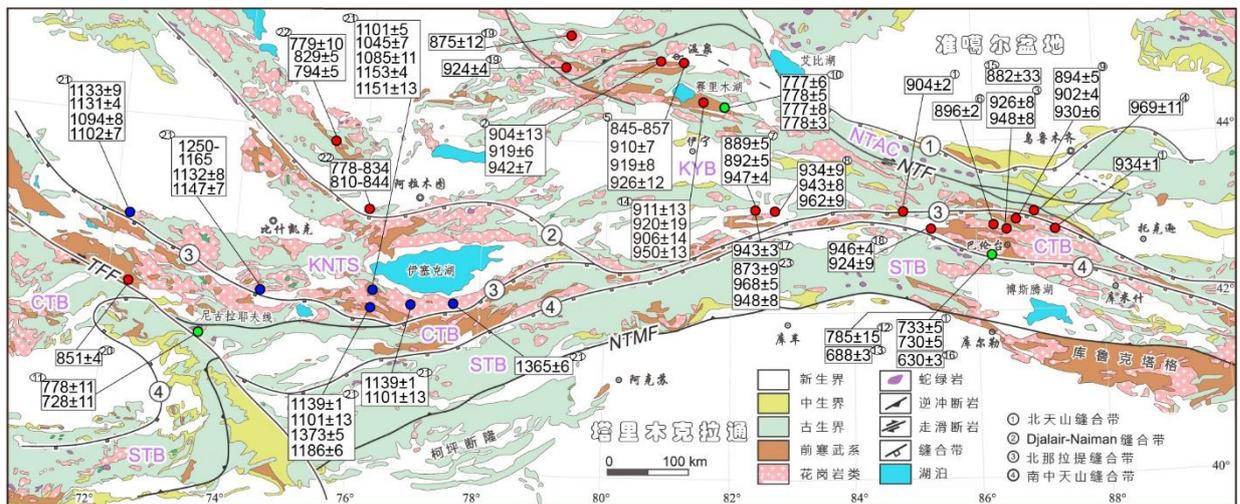


图 2.5 伊犁地块和中天山地块西段新元古代岩浆岩分布（地质底图据 Wang X. S., 2018 修改）；STB-南天山，CTB-中天山地块，KNTS-吉尔吉斯北天山，KYB-哈萨克-伊犁地块，NTAC-北天山增生杂岩，NTMF-北塔里木断裂。锆石 U-Pb 年代学数据分别来源于 1. Gao et al., 2015；2. 胡霭琴等，2010；3. 陈新跃等，2009；4. Yang et al., 2008；5. Wang B. et al., 2014a；6. Long L. L. et al., 2011；7. Xiong et al., 2019；8. Zhu et al., 2019；9. Huang Z. Y. et al., 2015；10. Wang B. et al., 2014b；11. Konopelko et al., 2013；12. Wang X. S., 2014；13. Wang X. S., 2020；14. 曾祥武等，2020；15. 陈义兵等，1999；16. 陈义兵等，2012；17. 李婷等，2015；18. 刘崑国等，2016；19. Alexeiev et al., 2021；20. Khudoley et al., 2021；21. Kröner et al., 2013；22. Skoblenko et al., 2021；23. Sun et al., 2021

新元古代岩浆岩在中天山和伊犁地块均广泛发育，并且它们的时代跨度十分接近，从青白口纪早期持续到震旦纪早期，长达近 340 Ma。目前伊犁地块上年龄最老的新元古代岩浆岩为 968±5 Ma 的眼球状花岗岩（Sun et al., 2021），最年轻的新元古代岩浆岩年龄为 660±3 Ma（李孔森，2012）。中天山地块上报道最老的新元古代岩浆岩年龄是 975±6

Ma 的冰达坂花岗岩 (Song et al., 2022), 而最年轻的新元古代岩浆岩年龄为 630 ± 5 Ma (陈义兵等, 2012)。新元古代的岩浆活动, 尤其是 960-850 Ma 期间的岩浆活动在时间上非常连续 (图 2.6A), 在空间上分布也十分广泛 (图 2.5)。这与塔里木克拉通北缘在青白口纪早期的岩浆活动沉寂特点形成鲜明的对比 (图 2.6B)。另外, 中天山和伊犁地块上均发育 780 Ma 以后的新元古代晚期岩浆岩 (图 2.4), 主要包括分布于伊犁地块北缘年龄为 ~ 778 Ma 的基性岩墙以及花岗岩类 (Konopelko et al., 2013; Wang B. et al., 2014b), 中天山南缘记录到的年龄为 ~ 780 Ma 的淡色花岗质岩墙 (Wang X. S. et al., 2014), 以及 ~ 740 Ma 的 A 型花岗岩 (Lei et al., 2013) 和 ~ 730 Ma 的双峰式侵入杂岩 (Gao et al., 2015)。

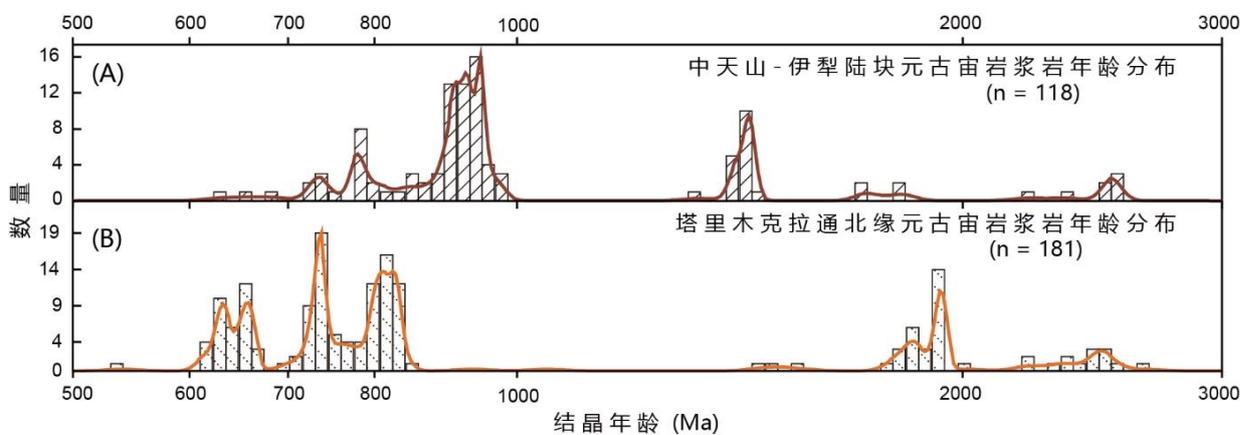


图 2.6 (A) 中天山-伊犁地块元古宙岩浆岩年龄统计分布及与 (B) 塔里木克拉通同时期岩浆活动记录对比图 (岩浆岩年龄数据参考附件 S.2, 统计投图不包括塔里木北缘少量被本文认定为外来地体的岩浆岩年龄)

3. 新元古代早期岛弧地体岩浆事件与构造就位

3.1 研究背景

目前, 塔里木克拉通北缘新元古代早期经历的“塔里木运动”被许多研究者视作由安第斯型挤压造山引发的一次构造热事件 (Ge et al., 2014a, 2016)。此次造山事件在塔里木克拉通北缘被 830-790 Ma 广泛的钙碱性花岗质岩浆活动 (Zhang et al., 2007; Cao et al., 2011; Long X. P. et al., 2011b; Shu et al., 2011; Ge et al., 2014a; 陈邦学等, 2020; 崔涛等, 2021) 以及角闪岩-麻粒岩相高级变质作用所记录 (He et al., 2012; Ge et al., 2016)。然而, 此次俯冲事件由于缺乏同时期的相关弧火山岩和前陆盆地等地质记录, 因而部分学者也认为其尚存在不确定性 (Zhu et al., 2011a)。尽管塔里木克拉通西北缘保留了可靠的洋壳俯冲岩石证据—阿克苏蓝片岩, 但鉴于目前的研究对其形成时代仍存在不同意见, 如 820-760 Ma (张健等, 2014), 805-770 Ma (Xia et al., 2019), 以及 730-602 Ma (Zhu et al., 2011a), 因此也无法作为代表新元古代早期活动陆缘的关键证据。此外, 关于阿克苏蓝片岩的俯冲极性长期以来也存在争议 (Liou et al., 1996; Zhu et al., 2011a; Xia et al., 2019)。更重要的一点是, 塔里木克拉通东北缘库鲁克塔格地区保存了一套青白口系帕尔岗塔格群碳酸盐岩与细碎屑岩交互沉积地层。Zheng et al. (2020) 针对这套地层开展了系统的碎屑锆石年代学分析后, 发现其仅反映了古元古代及太古代年龄的再旋回物源记录, 而缺乏同时期新元古代早期的相应锆石年龄, 反映了当时北缘处于相对稳定的被动陆缘台地相沉积环境。这些地质证据使得新元古代早期的塔里木北缘俯冲造山过程显得扑朔迷离。

近年来, He et al. (2019, 2021) 在塔里木西北缘阿克苏-乌什地区发现一套钙碱性的安山质火山岩和与之空间伴生的侵入杂岩体 (辉长闪长岩和斜长花岗岩) (见图 3.1 中位置)。通过锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学分析, He et al. (2019, 2021) 认为该套喷出-侵入的中酸性岩石组合与 910-870 Ma 期间向塔里木北缘的主动大陆边缘岩浆作用有关。这套岩石组合成为新元古代早期存在俯冲消减及俯冲持续时间的可靠的岩浆岩记录。此外, Zhao et al. (2021) 针对该套安山质火山岩地层开展了古地磁研究, 依据获得的较高古纬度信息, 提出了 870-820 Ma 期间南、北塔里木之间发生了碰撞拼合事件, 同时也认为该事件是实现罗迪尼亚超大陆最终聚合的重要造山记录。这一模型的提出凸显了该套火山岩在重建新元古代超大陆古地理中的重要价值。

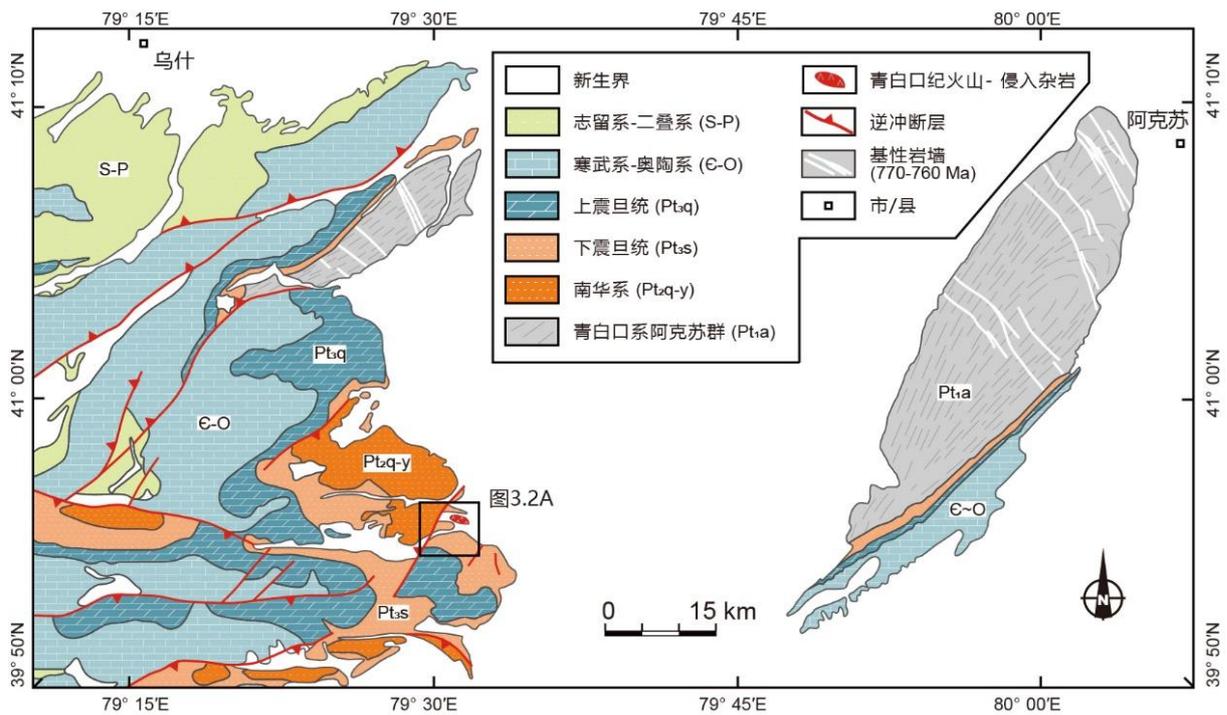


图 3.1 塔里木克拉通西北缘阿克苏-乌什地区区域地质图，图内小方框指示新元古代早期火山岩-侵入杂岩的位置（据 He J. W. et al., 2014b 和 Lu et al., 2017 修改）

本章内容通过对阿克苏-乌什地区的多次野外地质调查，针对该套火山岩地层及同期侵入岩体开展了系统研究。野外调查过程中，不仅发现了前人已经报道的安山质火山岩和花岗岩，同时还发现了大套玄武岩、酸性火山岩、火山角砾岩和丰富的碎屑岩夹层，以及经历低绿片岩相变质的辉长岩和碎裂岩等组成的侵入杂岩体。这些岩石组合丰富了新元古代早期弧岩浆活动相关的岩石证据，并且也为进一步厘定该时期的俯冲汇聚持续时间和俯冲形式提供了更全面的地质约束。

此外，在调查这套火山岩-侵入杂岩的过程中，本文作者一直在思考如下问题：是什么原因导致新元古代中期塔里木北缘区域岩石地层发生了普遍变质作用，而年龄更老的该套火山岩石组合（~0.9 Ga）却没有经历这次区域变质？另外，该套岩石组合是形成于塔里木克拉通的陆缘弧岩浆（He et al., 2019），还是代表了洋内俯冲的岛弧记录（He et al., 2021）？如果是如 He et al. (2021) 所认为的洋内俯冲岛弧，那么该套岩石组合又是何时以何种形式就位于现今的塔里木西北缘？塔里木克拉通北部的洋盆又具有何种构造含义等等？鉴于以上问题，本章将就該岩浆岩石组合开展了系统的锆石 U-Pb 年代学、锆石 Hf 同位素、岩石地球化学和同位素地球化学研究，试图回答其年代跨度、岩石成因和构造就位过程等重要地质问题。

3.2 火山岩-侵入杂岩野外特征及样品

3.2.1 野外特征

新元古代早期的火山岩和侵入杂岩在阿克苏-乌什地区分布十分局限(图 3.1),在 1:20 万乌什幅地质图中,该套岩石组合单元被划为前寒武纪未分基性岩。研究区内的火山岩地层和侵入杂岩主要分布在北东-南西向主断层两侧(图 3.2A)。其中,断层东侧的火山岩地层和侵入岩位于克孜勒阔坦村附近,出露面积相对较大,约 0.39 km²;断层西侧以火山岩地层为主,出露较局限(图 3.2A)。因此,本章的主要研究对象为断层东侧露头较好,岩性较全的火山岩和侵入杂岩(图 3.2B)。

火山岩和侵入杂岩露头整体呈孤立残块分布于下震旦统苏盖特布拉克组砂岩地层之中(图 3.2A)。火山岩地层位于露头区西部,占露头总面积约 2/3,整体呈现不完整背斜形态(图 3.2C),主要由安山岩、英安岩、流纹岩、玄武岩和火山角砾岩以及局部的碎屑岩夹层组成。侵入杂岩则出露于露头区东部,与火山岩地层呈断层接触(图 3.2C),其主体由经历了低绿片岩相变质的辉长岩组成,后期被花岗质岩墙或岩枝切割。火山岩地层与变辉长岩侵入体之间还出露两块面积较小的白色碎裂(辉长)岩岩体和肉红色碎裂花岗岩(图 3.2B 和图 3.3A)。此外,He et al. (2021) 还在该露头位置报道了局部出现的辉长闪长岩。以上火山岩地层和侵入杂岩内部被多条断层复杂化,后期整体又被多条基性岩墙及火成碳酸岩岩脉分别侵入(图 3.2B)。基性岩墙目前暂未获得准确侵位时代,而火成碳酸岩据最新研究认为其形成于早二叠世(程小鑫等, 2021)。

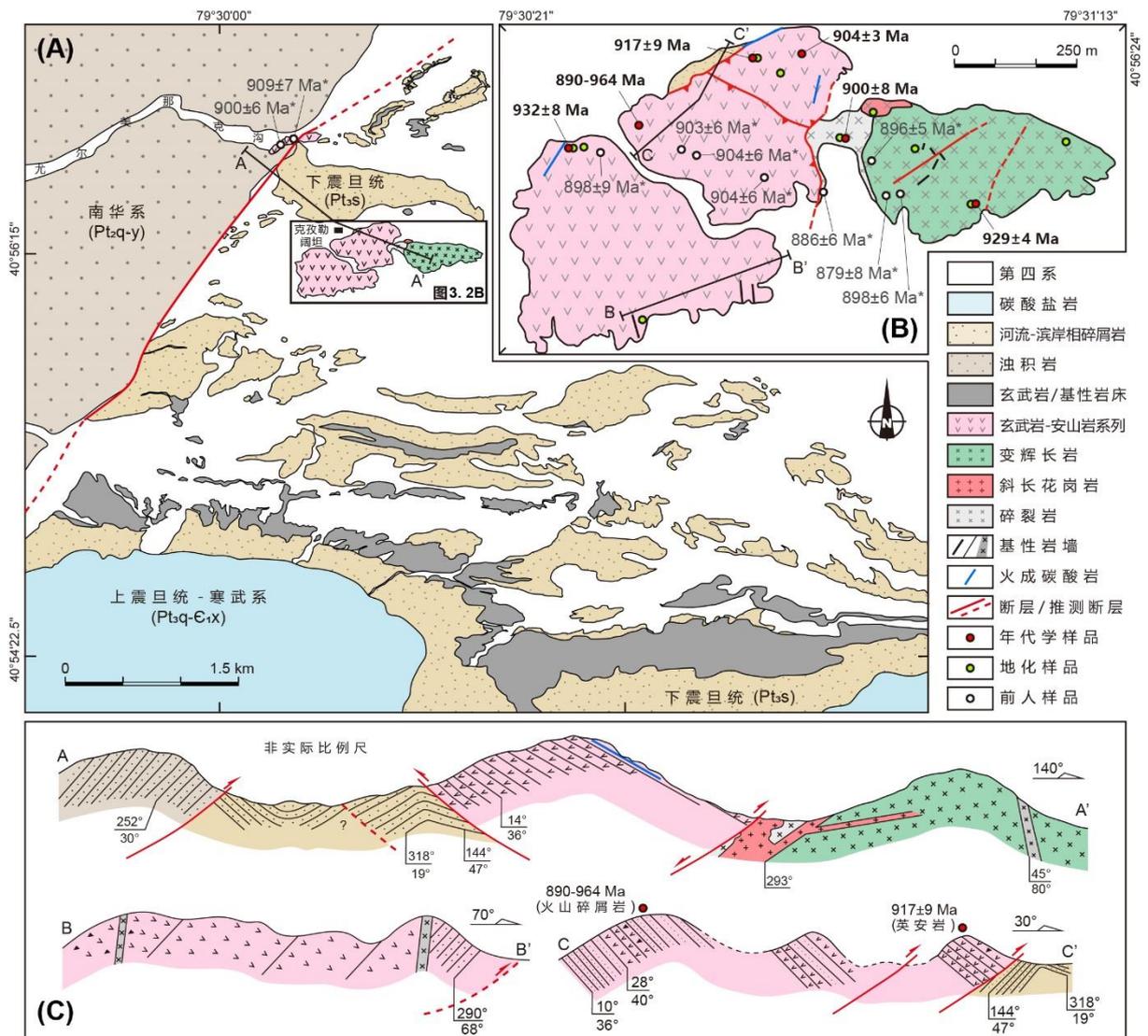


图 3.2 (A) 阿克苏-乌什地区尤尔美那克沟南部地质图 (据 1: 20 万乌什幅地质图结合遥感解译编制); (B) 克孜勒阔坦村附近新元古代早期火山岩和侵入杂岩平面分布图, 以及前人与本次研究地质年代学样品位置与年龄结果 (前人数据来自 He et al., 2019, 2021); (C) 火山岩和侵入杂岩野外信手剖面 (非实际比例), 剖面位置分别见图 3.2 (A) 与 3.2 (B)

火山岩-侵入杂岩大部分露头四周均被第四系沉积物覆盖 (图 3.2A 和图 3.3A), 与周围南华-震旦纪地层的直接接触关系仅在局部区域可见。在区域主断裂西侧可见南华系西方山组砂岩呈南东向逆冲于安山岩之上 (图 3.3B), 断裂附近可见破碎带和断面钙化现象。考虑到南华纪裂谷沉积地层时代明显晚于火山岩地层, 该断层可能系早先正断层发生后期逆冲反转造成。在主断层东侧的克孜勒阔坦村附近, 局部可见安山岩地层北西向逆冲于下震旦统苏盖特布拉克组紫红色细砂岩之上 (图 3.3C), 并且下伏震旦系可见发育宽缓背斜和向斜构造 (图 3.2C)。此外, 露头区西部的火山岩地层与露头区东部的侵入杂岩体亦呈断层接触关系, 可见安山岩地层向东逆掩于白色碎裂 (辉长) 岩之上 (图 3.3D)。考虑到断层下盘的岩体应当属于岩浆系统的下部岩石结构单元, 并经历了明显碎裂化构造

变形，而安山岩属于岩浆喷出产物，系地表岩石单元，因此推测该地点的安山岩与侵入杂岩的接触关系有可能是南华-震旦纪正断层的后期逆冲反转，也有可能是断层上盘的火山岩地层远距离推覆逆掩而形成。

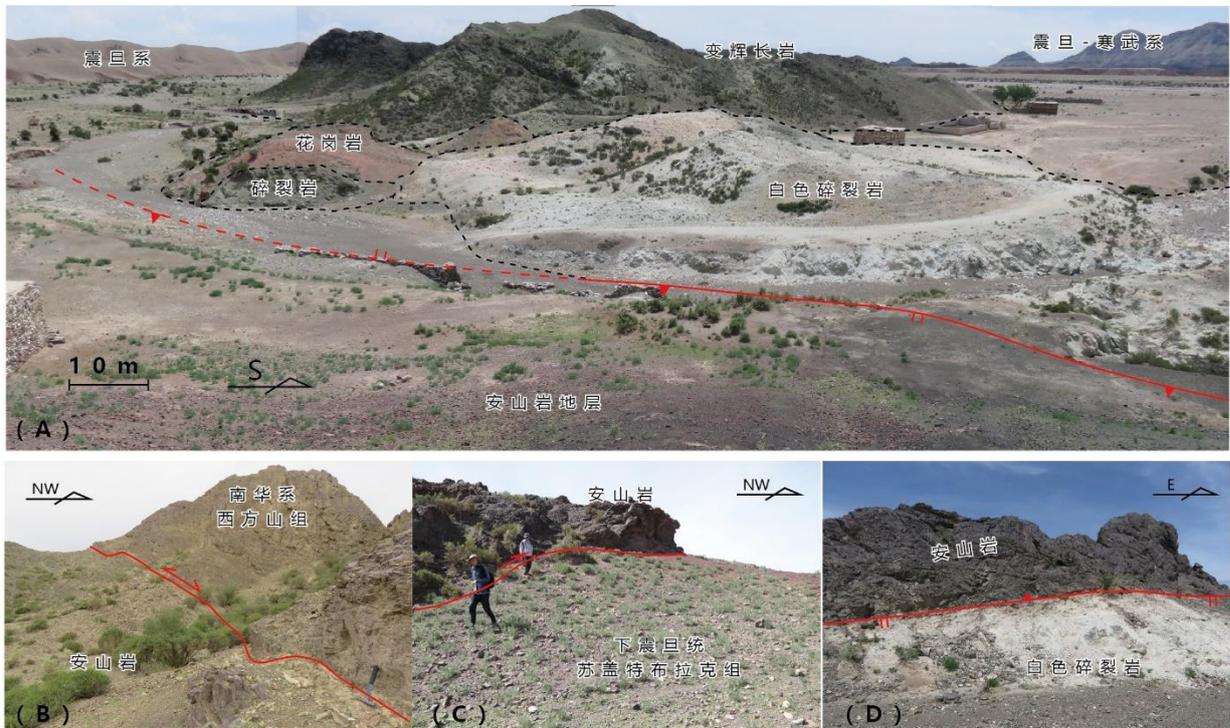


图 3.3 (A) 安山质火山岩地层与侵入杂岩体露头；(B) 南华系西方山组地层与安山岩断层接触；(C) 安山岩逆冲于下震旦统苏盖特布拉克组红色细砂岩之上；安山岩地层逆冲于侵入杂岩体之上

火山岩露头区西部主要分布玄武质火山岩（图 3.2B），呈灰黑色块状地层产出。玄武岩可见气孔-杏仁状构造普遍发育（图 3.4A），局部肉眼可见辉石斑晶。玄武岩地层中被后期多条直立的辉绿岩墙穿插。中酸性火山岩在该露头区中部较为发育（3.2B），主体由英安岩以及安山岩构成，呈暗红色块状地层产出，肉眼常见白色板状斜长石斑晶。其中，中酸性火山岩地层局部发育浅灰绿色长石岩屑砂岩夹层，可见平行层理发育（图 3.4B）。此外，部分层段中还发育安山质/英安质火山角砾岩，局部角砾或砾石可见大量裂纹发育（图 3.4C），疑为火山口喷发时隐爆导致。

侵入杂岩体位于露头区东部（图 3.2B），主体为深黑绿色变辉长岩（图 3.3A），经历了一定程度的低级变质作用和碎裂变质作用，局部见强碎裂变形导致的劈理发育和局部肉眼可见的白色矿物定向拉长（图 3.4D）。白色碎裂（辉长）岩野外产出和岩性特征十分复杂，整体呈白色或浅灰绿色色调，其中可见部分灰绿色斑杂状物。野外露头可观察到白色碎裂（辉长）岩在局部呈约 1 m 左右宽的岩墙侵入到深黑绿色变辉长岩之中，由此判断与侵入杂岩体中的深黑绿色变辉长岩可能为侵入接触关系。室内镜下薄片观察可见

其强烈碎裂化，推测可能与附近推覆断层活动有关。白色碎裂（辉长）岩附近被肉红色花岗岩岩墙侵入（图 3.4E）。此外，在远离碎裂带的变辉长岩岩体之中存在多组花岗质岩墙或岩枝（图 3.4F）。

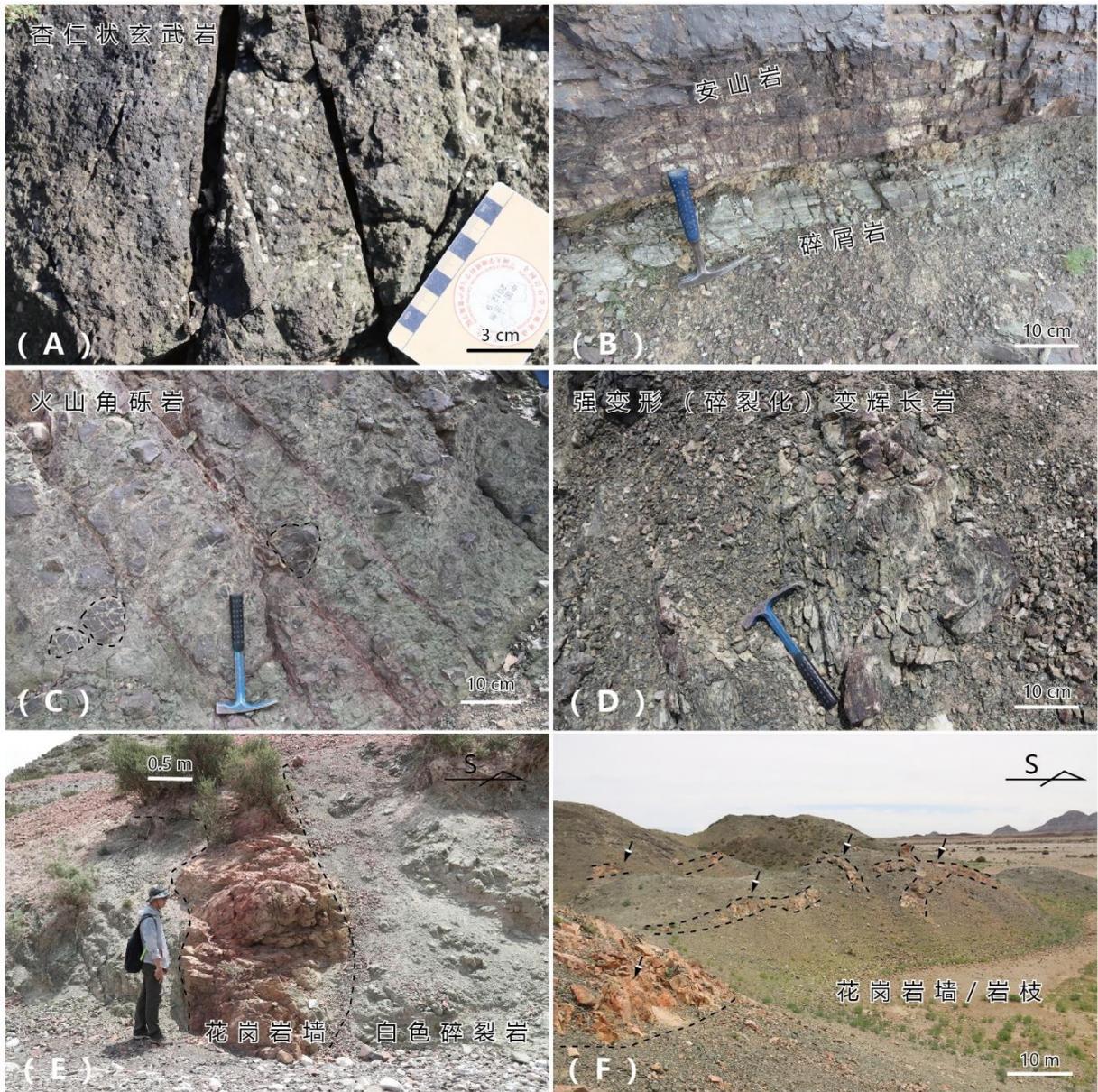


图 3.4 (A) 具气孔-杏仁状构造的玄武岩；(B) 块状安山质火山岩地层中含长石岩屑中砂岩夹层；(C) 安山质/英安质火山角砾岩，可见火山喷发时砾石的震裂纹；(D) 强变形（碎裂化）的变辉长岩，手标本可见劈理以及白色矿物的定向拉长；(E) 肉红色花岗岩墙侵入白色碎裂（辉长）岩；(F) 不同期次的花岗岩岩墙或岩枝侵入变质基性杂岩体；

3.2.2 样品情况

本次研究采集该套新元古代早期火山岩和侵入杂岩样品，采样具体位置见图 3.2B，并开展了系统的岩相学、锆石 U-Pb 年代学、锆石 Hf 同位素、全岩地球化学和同位素等

测试分析。代表性样品的镜下观察结果描述如下：

采自火山岩露头区东部的英安岩样品（18SG03）具斑状结构，斑晶主要为斜长石（图 3.5A）。斜长石呈较自形到半自形柱状晶体，单偏光镜下可见其表面浑浊，局部可见港湾状溶蚀边。正交偏光镜下可见卡式双晶发育，亦可见钠长石（聚片）双晶，此外也有无明显双晶纹发育的斜长石斑晶，局部可见斜长石聚斑结构。斜长石粒径最大可达 2.5 mm。此外，薄片镜下偶见呈洁净、它形，具港湾状溶蚀边的石英斑晶。可见它形不透明矿物存在。岩石基质中多为细小长石和石英微晶，占总成分约 50-60%。

采自火山岩露头区中部的安山岩样品（QGBLK07）斑晶主要为斜长石，单偏光镜下斜长石表面较浑浊，正交偏光镜下可见卡钠复合双晶和卡斯巴双晶律发育（图 3.5B），亦可见无双晶纹发育的斜长石。斜长石斑晶以板状为主，粒径可达 2.5 mm，斑晶占比约 40-45%。基质主要为斜长石微晶以及少量玻璃质，呈玻晶交织（安山）结构。

采自火山岩露头区最南部的玄武岩样品（20YM05）呈斑状结构，主要斑晶为自形到半自形粒状橄榄石（图 3.5C）和自形-半自形柱状单斜辉石。橄榄石斑晶粒径约 1-2.2 mm，单偏光镜下呈无色，正极高突起，正交偏光镜下可见最高干涉色二级黄绿。橄榄石裂纹较发育，偶见红色伊丁石化，占岩石薄片总成分约 10-15%；单斜辉石斑晶粒径约 2 mm，具微弱多色性，可见最高干涉色二级蓝，见一组节理尤其发育，另一组 90 度相交节理不完全发育，可见斜消光。此外，局部可见少量柱状斜长石斑晶，粒径约 0.5 mm 左右。基质主要由隐晶质矿物、微粒不透明矿物和针状斜长石矿物微晶，含少量石英微晶。该样品发育气孔-杏仁状构造，主要充填方解石矿物和沸石的扇形集合体。

采自火山岩露头区中部的玄武岩样品（20YM12）呈斑状结构（图 3.5D），斑晶主要为自形-半自形单斜辉石，粒径约 1.2-2 mm，约占 10-15%，最高干涉色可见二级蓝；其次见半自形粒状或板状橄榄石斑晶，粒径约 1-2.5 mm，含量约占 25%，镜下呈无色，最高干涉色可见二级蓝绿。亦可见自形柱状斜长石斑晶，直径在 0.6-1.2 mm，含量约占 5%，斜长石斑晶发育条带较宽的聚片双晶。此外，岩石含较多气孔充填的粒状方解石，粒径为 1.0 mm 左右，以及具少量它形粒状不透明矿物，具隐晶质和玻璃质基质。单斜辉石的绿泥石化蚀变在该岩石中较常见。

除上述火山岩以外，安山岩地层中发现较多的碎屑岩夹层（图 3.4B），野外采集一袋中砂岩样品（41AKS19），经样品薄片镜下鉴定为长石岩屑中砂岩（图 3.5E），长石颗粒占比约 35%-45%，主要为斜长石，多见棱角状，磨圆度差；岩屑颗粒主要为凝灰质岩屑，占比约 45-55%，此外可见少量石英（5%），以及极少量辉石等重矿物（<1%）。

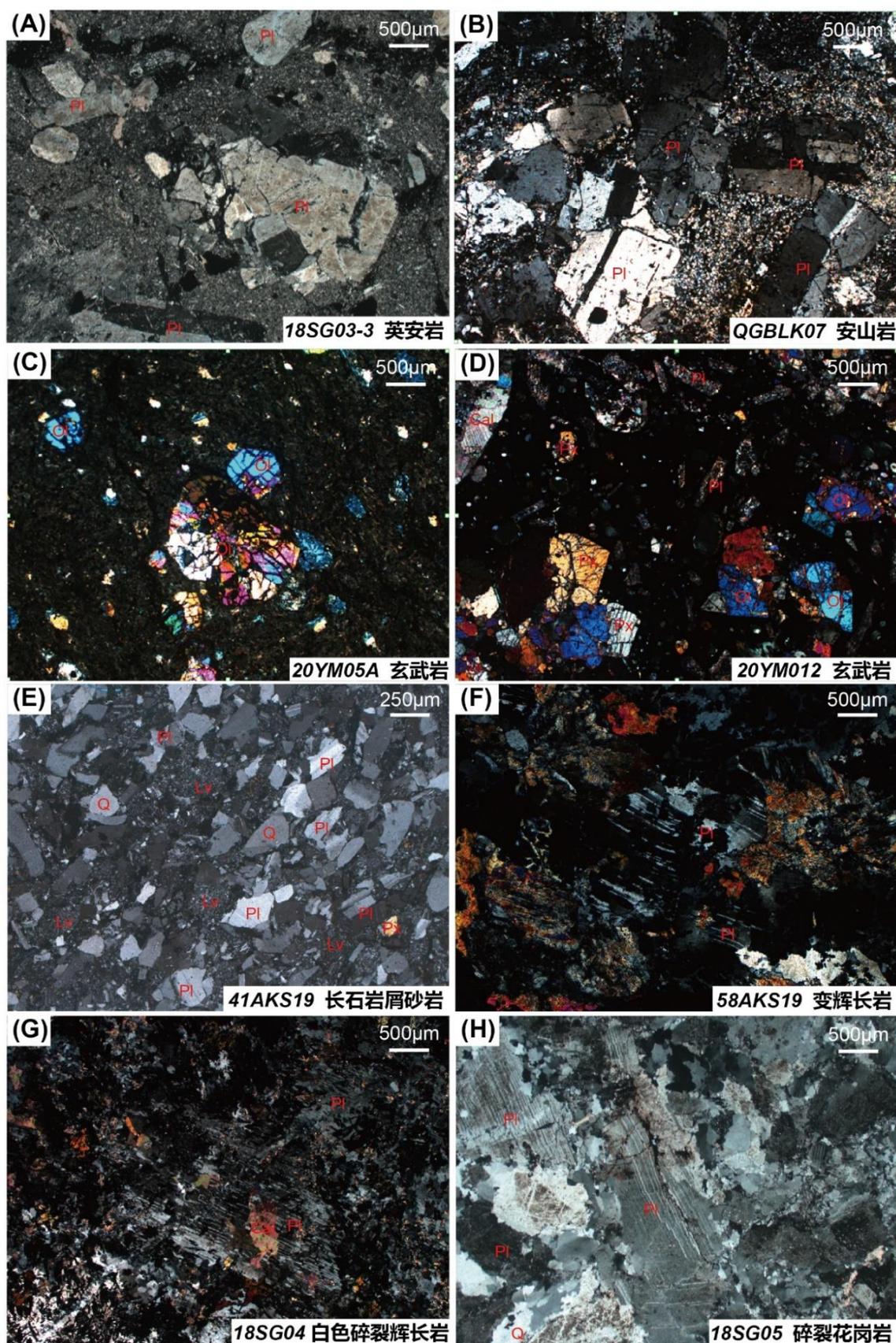


图 3.5 (A) 英安岩样品正交偏光镜下特征；(B) 安山岩样品正交偏光镜下特征；(C) 玄武岩样品正交偏光镜下特征，含橄榄石斑晶；(D) 玄武岩样品正交偏光镜下特征；(E) 长石岩屑中砂岩样品正交偏光镜下特征；(F) 变辉长岩正交偏光镜下特征；(G) 白色碎裂（辉长）岩正交偏光镜下特征；(H) 肉红色碎裂花岗岩正交偏光镜下特征

该地区侵入杂岩经历了不同程度的低绿片岩相变质作用和碎裂变质作用，造成岩石中的矿物发生亚颗粒化和颗粒边界迁移等动态重结晶现象，增加了镜下观察岩石矿物的难度。其中采自侵入岩体中部的变辉长岩（58AKS19）可见粗粒变晶结构和变余斑状结构，亦偶见筛状变晶结构，可见明显呈聚片双晶的斜长石残余斑晶（图 3.5F）。变辉长岩镜下可见主要矿物为黝帘石和阳起石。黝帘石呈柱状，最高为一级干涉色；阳起石多具聚片双晶，呈二级蓝干涉色，此外可见钠长石、绿泥石以及斜黝帘石等变质矿物。岩石形成以黝帘石+阳起石+绿帘石+钠长石+绿泥石的变质特征矿物组合，整体为低绿片岩相变质岩，其原岩为基性侵入岩。

白色碎裂（辉长）岩样品（18SG04）采自变辉长岩岩体西侧，碎裂花岗岩附近（图 3.2B）。该岩石经历了强烈的碎裂变质作用，在手标本上几乎难以分辨矿物颗粒，岩石色率较低，整体呈现为白色，但局部含有灰绿色斑杂状包体。显微镜下可见变形较强，呈碎裂结构，可见较大的斜长石碎斑，发育聚片双晶（图 3.5G）。此外可见黝帘石、钠长石以及绿帘石等变质矿物，表明经历了与变辉长岩程度大致相当的变质作用，其原岩镁铁质（辉石和橄榄石）矿物含量较少，以斜长石为主要矿物成分，主体属于辉长岩系列，并具有向斜长岩过渡的基性岩石类型。

肉红色碎裂花岗岩采自靠近岩体西侧部位（图 3.4F），镜下可见中粒的斜长石斑晶和少量的石英斑晶，斜长石斑晶占比约 65-80%，石英占比约 20-35%。可见斜长石聚片双晶发育，斜长石斑晶发生明显变形，颗粒边界模糊，可见双晶纹膝折现象（图 3.5G）。石英斑晶可见动态重结晶（膨凸到亚颗粒化变形阶段）现象（图 3.5G）。

本文对长英质火山岩共采集，英安岩样品 5 件（18SG03 和 QGBLK07b-c），安山岩样品 1 件（QGBLK07a）以及流纹岩样品 3 件（QGBLK06 和 47AKS19）开展全岩地球化学分析。其中，对 2 件英安岩样品（18SG03），1 件安山岩样品（QGBLK07）以及 1 件流纹岩样品（QGBLK06）开展了锆石 U-Pb 年代学和锆石 Hf 同位素分析。针对玄武岩共采集 5 件样品进行相关全岩地球化学分析（20YM05 和 20YM12）。针对变辉长岩采集 1 件样品（58AKS19）开展了锆石 U-Pb 年代学和锆石 Hf 同位素分析，同时采集 9 件样品开展全岩地球化学分析（58AKS19，59AKS19，20YM07）。针对碎裂花岗岩采集 1 件年代学样品，挑选出的锆石在阴极发光（CL）图下全部显示较为细小的深黑色颗粒，因岩浆锆石具有较高的 U、Th 含量发生蜕晶化导致（吴福元等，2015）。对该件样品进行 25 个点位的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析后，未获得有效的结晶年龄（未展示）。同时采集 6 件样品（18SG05）开展了相关全岩地球化学分析。针对白色碎裂（辉长）岩共采集 1 件样品（20YM11）进行锆石 U-Pb 年代学和锆石 Hf 同位素分析，以及 3 件样品（18SG04）

开展全岩地球化学分析。此外,采集长石岩屑中砂岩样品(41AKS19)进行了碎屑锆石 U-Pb 年代学和锆石 Hf 同位素分析。

3.3 锆石年代学及 Hf 同位素特征

3.3.1 火山岩锆石 U-Pb 年代学

从两件英安岩样品(18SG03-1 和 18SG03-3)中分离获得的锆石形态比较均一,呈无色透明的短柱状或粒状晶体,晶体呈自形到半自形,粒径大多介于 80-150 μm 之间,锆石长宽比约 1:1 至 1:3。阴极发光图显示这些锆石均具有十分显著的岩浆震荡环带(图 3.6),表明两件样品中的锆石均为典型的岩浆成因锆石(Hoskin and Schaltegger, 2003)。

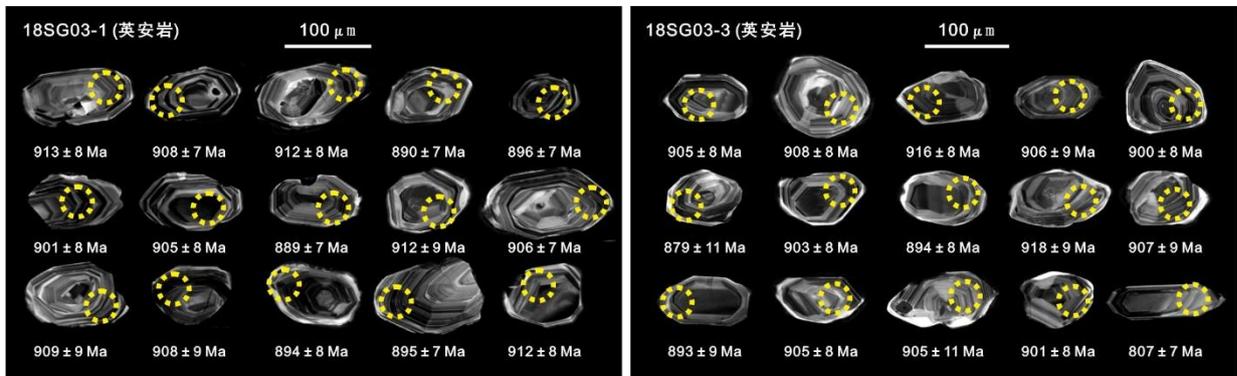


图 3.6 英安岩样品中代表性锆石颗粒阴极发光 (CL) 图及其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄 (Ma)

本文实验测试采用 LA-ICP-MS 方法分别对两件英安岩样品进行了 30 个锆石点位的 U-Pb 年代学测试。测试分析结果表明,样品 18SG03-1 锆石颗粒的 Th/U 比值介于 0.52-0.78,样品 18SG03-3 锆石颗粒的 Th/U 比值介于 0.33-0.71。两件英安岩样品获得了较为一致的年龄结果。样品 18SG03-1 中除获得一个 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 964 ± 10 Ma 的继承性锆石颗粒外,其余锆石给出的加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 904 ± 3 Ma (图 3.7A)。同样,样品 18SG03-3 也获得一颗 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 964 ± 11 Ma 的继承性锆石,此外还获得了一颗具有 807 ± 7 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄的锆石,该年龄明显小于其余锆石颗粒给出的谐和年龄,可能是锆石污染或成岩后期铅丢失导致。样品 18SG03-3 剩余 28 颗锆石同样给出了与样品 18SG03-1 一致的加权平均年龄(图 3.7B)。本次研究认为 904 ± 3 Ma 年龄值可以代表两件英安岩样品的结晶年龄。

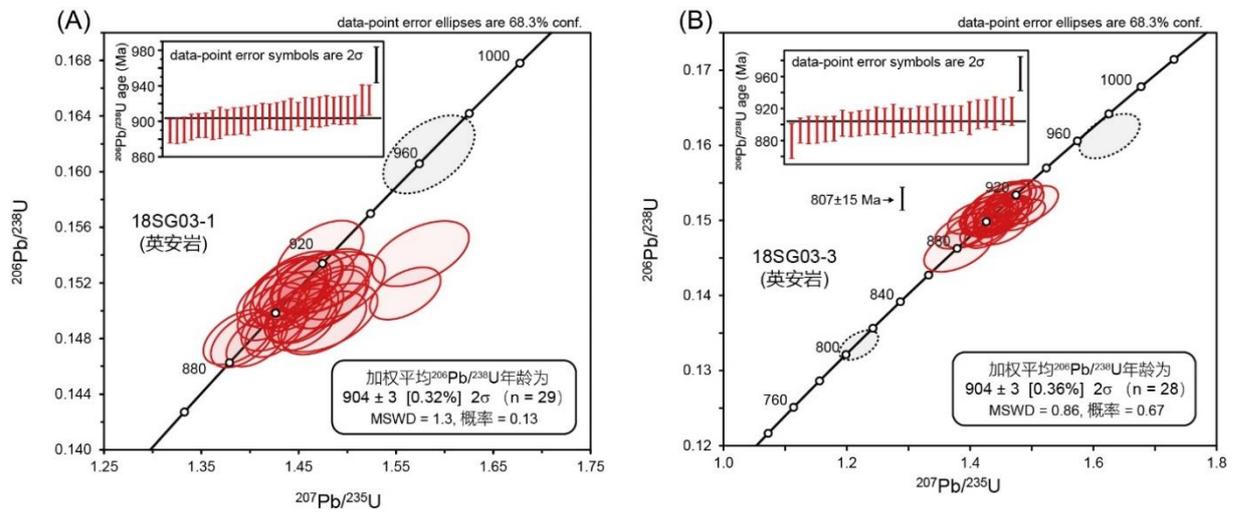


图 3.7 两件英安岩样品（18SG03-1 和 18SG03-3）的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析结果

从安山岩样品（QGBLK-07a）和流纹岩样品（QGBLK-06）中分离获得的锆石形态较为多样。安山岩样品中分离的锆石主要呈无色透明的自形-半自形的颗粒，锆石具长柱状到短柱状形态，粒径介于 50-120 μm ，锆石长宽比为 1:3 至 1:1.5。流纹岩样品中分离的锆石主要呈长柱状到粒状形态，粒径介于 40-100 μm 之间，锆石长宽比为 1:4 至 1:1。锆石阴极发光图上同样显示这两件样品的锆石均具有较清晰的岩浆震荡环带发育（图 3.8），流纹岩样品中少部分锆石还具有核-幔结构（图 3.8B）。

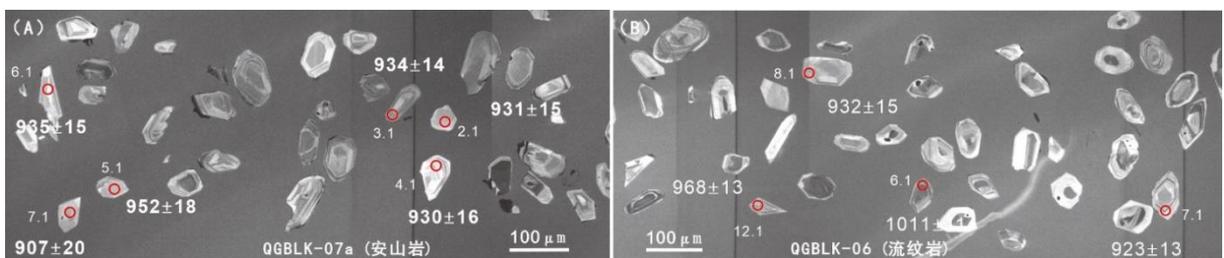


图 3.8 (A) 安山岩样品（QGBLK-07a）和 (B) 流纹岩样品（QGBLK-06）中的代表性锆石颗粒阴极发光（CL）图及其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄（Ma）

本文实验测试采用 SHRIMP 方法分别对安山岩样品（QGBLK-07a）和流纹岩样品（QGBLK-06）进行了 13 个锆石点位和 12 个锆石点位的年代学测试。测试分析结果表明，安山岩样品的锆石 Th/U 比值介于 0.50-0.87，流纹岩样品的锆石 Th/U 比值介于 0.53-0.91，表明这些锆石均为岩浆结晶锆石（Belousova et al., 2002）。安山岩样品的锆石分析数据显示其 13 个锆石点位的 U-Pb 年龄结果较为一致，获得了一个加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $932 \pm 8 \text{ Ma}$ （图 3.9A）。而流纹岩样品中存在多颗年龄较老的继承性锆石，以及一颗年龄偏年轻的锆石，其余锆石给出的加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $917 \pm 9 \text{ Ma}$ （图 3.9B）。本

次研究认为 932 ± 8 Ma 和 917 ± 9 Ma 两个加权平均年龄值分别代表安山岩和流纹岩样品的结晶年龄。

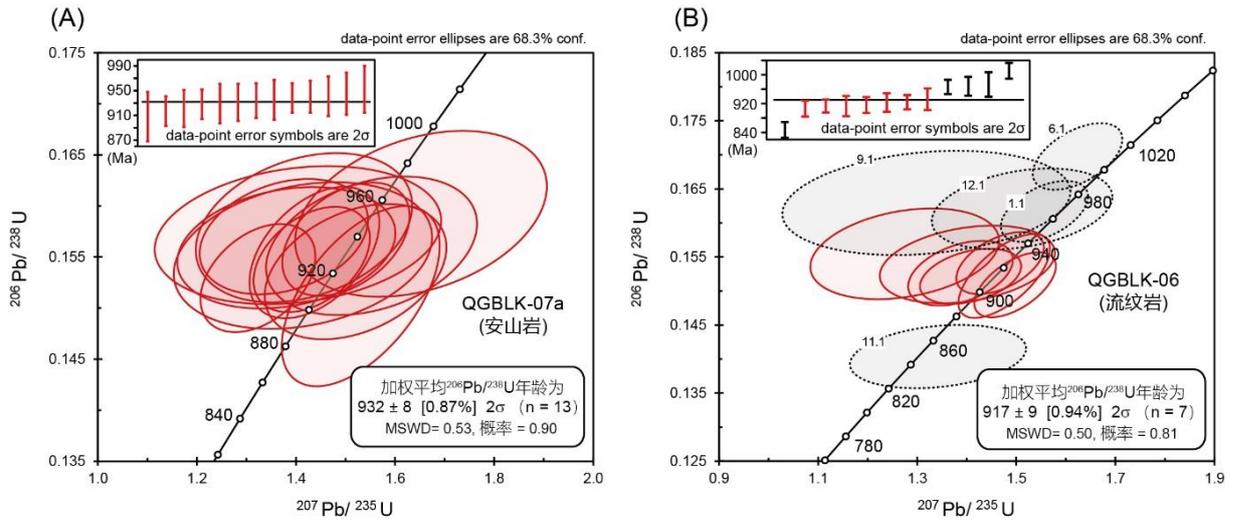


图 3.9 (A) 安山岩样品 (QGBLK-07a) 和 (B) 流纹岩样品 (QGBLK-06) 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学分析结果

3.3.2 侵入岩锆石 U-Pb 年代学

本次研究从变辉长岩中共分离出约 2000 颗锆石，这些锆石颗粒呈无色透明粒状，粒径通常较大，且分离过程中有部分颗粒破碎，粒径介于 100-200 μm 。锆石长宽比约 1:1 至 1:2。阴极发光图显示这些锆石均具有十分显著的密集岩浆震荡环带 (图 3.10A)，指示了两件样品中的锆石均为岩浆成因 (Hoskin and Schaltegger, 2003)。从白色碎裂 (辉长) 岩中分离的锆石颗粒大于 2000 粒，锆石呈无色透明粒状，粒径约 100-120 μm ，具长宽比约 1:1 至 1:1.5。阴极发光图显示这些锆石大多数具有岩浆震荡环带，部分具有扇状环带，少部分锆石无显著震荡环带发育 (图 3.10B)。

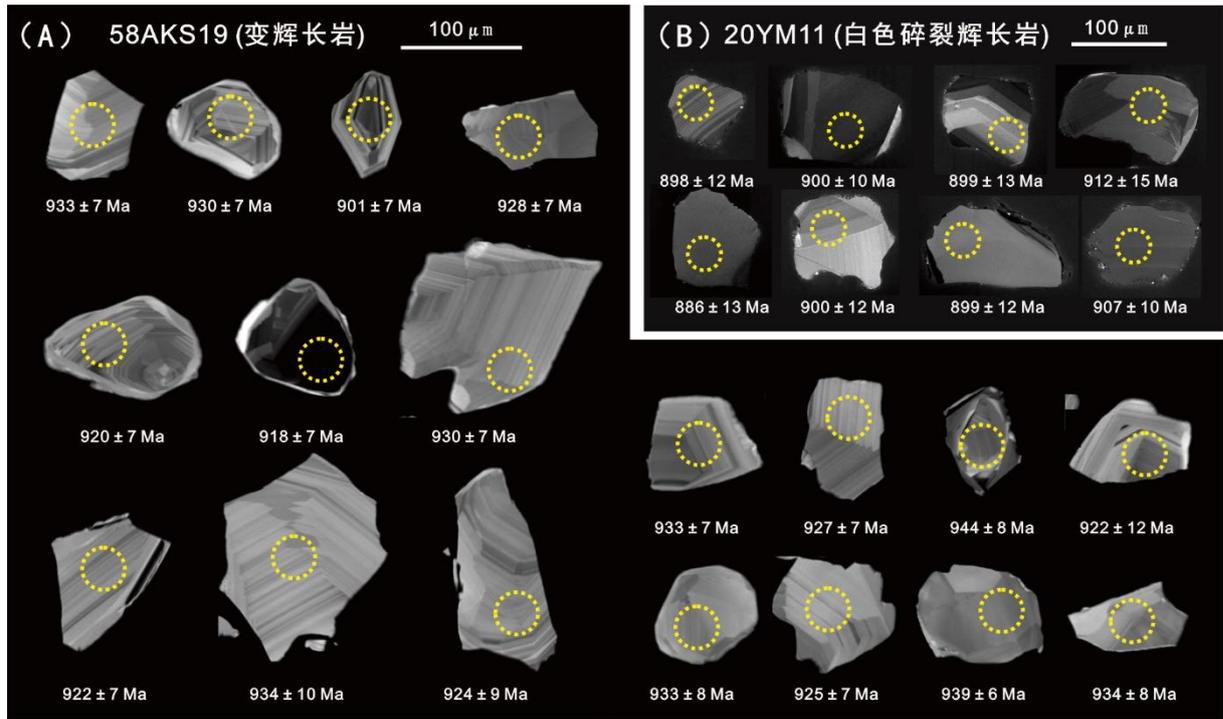


图 3.10 (A) 变辉长岩样品 (58AKS19) 和 (B) 白色碎裂 (辉长) 岩样品 (20YM11) 中的代表性锆石颗粒阴极发光 (CL) 图及其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄 (Ma)

本文实验测试采用 LA-ICP-MS 方法分别对变辉长岩和白色碎裂 (辉长) 岩样品进行了 18 个锆石点位和 8 个锆石点位的 U-Pb 年代学测试。测试分析结果表明, 变辉长岩样品锆石颗粒的 Th/U 比值介于 0.27-0.79, 进一步表明这些锆石均为岩浆结晶成因 (Belousova et al., 2002)。样品中除获得一个相对较年轻的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 901 ± 7 Ma 外, 其余 17 颗谐和锆石给出的加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 929 ± 4 Ma (图 3.11A), 该年龄代表变辉长岩的结晶年龄。白色碎裂 (辉长) 岩样品的锆石 Th/U 比值介于 0.33-0.50, 也表明为岩浆成因锆石。获得的所有白色碎裂 (辉长) 岩锆石年龄均较和谐且年龄一致, 给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 900 ± 8 Ma (图 3.11B)。

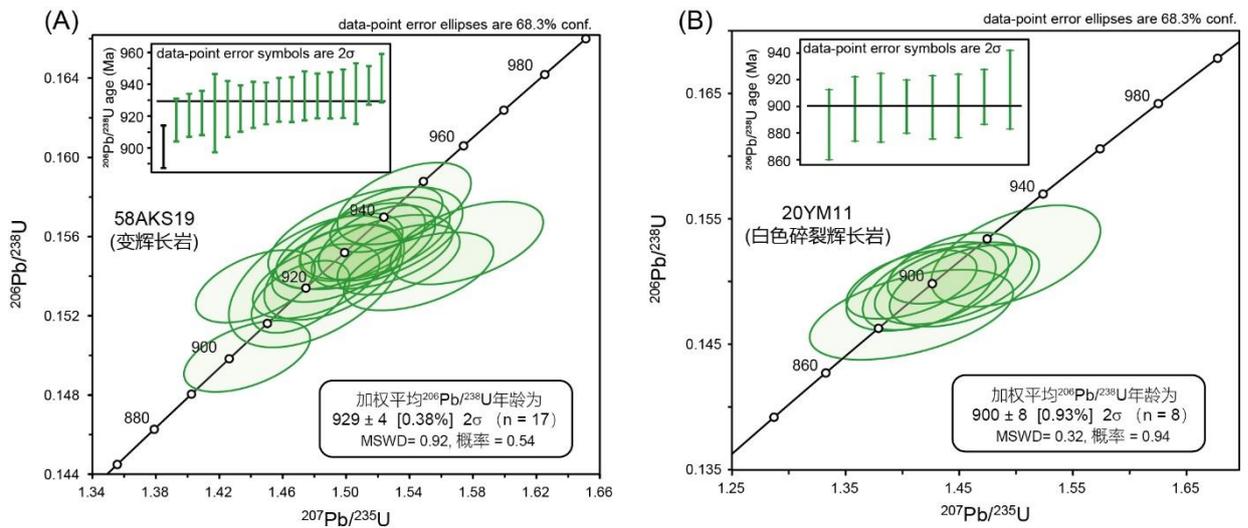


图 3.11 (A) 变辉长岩样品 (58AKS19) 和 (B) 白色碎裂 (辉长) 岩样品 (20YM11) 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学分析结果

3.3.3 碎屑岩锆石年代学

本次研究除了对上述 6 件岩浆岩样品开展锆石年代学分析以外，还采集火山岩中碎屑岩夹层中的一件长石岩屑砂岩样品 (41AKS19) 进行碎屑锆石 U-Pb 定年。碎屑锆石形态较为一致，均呈无色透明短柱状或粒状，晶体较为自形，粒径大多介于 90-150 μm 之间，锆石长宽比约 1:1 至 1:2.5。阴极发光图显示这些碎屑锆石均具有十分显著的密集型岩浆震荡环带 (图 3.12)。值得注意的是，该碎屑岩样品的锆石形貌和阴极发光图像特征与上述两件英安岩的锆石特征十分相似 (图 3.6)，且该长石岩屑砂岩发育于火山岩中的碎屑岩夹层，暗示可能是上述英安质或安山质火山岩喷发间歇期间来自附近火山岩等岩浆岩的风化剥蚀搬运后的碎屑沉积。

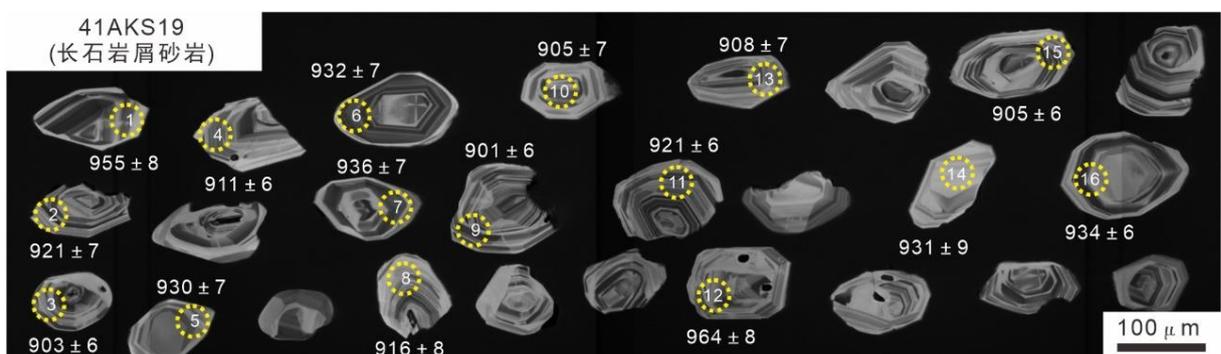


图 3.12 长石岩屑砂岩样品 (41AKS19) 中代表性碎屑锆石颗粒阴极发光 (CL) 图及其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄 (Ma)

针对该样品共随机挑选了 62 颗锆石的点位进行 U-Pb 同位素定年分析。分析结果显

示,所有的年龄数据均落于谐和曲线之上(图 4.13A)。所有分析的碎屑锆石 Th/U 比介于 0.42-0.88, 指示这些锆石为典型的岩浆成因 (Hoskin and Schaltegger, 2003)。此外,从碎屑锆石 Th/U 比值以及上述各类火山岩和侵入岩的岩浆锆石 Th/U 比值特征来看,长石岩屑砂岩样品的碎屑锆石 Th/U 比值特征与火山岩的锆石特征十分吻合(图 4.13B),进一步支持碎屑岩的物源可能主要来自于当时地表喷出火山岩的剥蚀贡献。根据年龄分布谱图结果,这些碎屑锆石的年龄集中在 890 Ma 至 960 Ma 的新元古代早期,其中最老的锆石获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 964 ± 8 Ma,最年轻的锆石获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 890 ± 6 Ma。在锆石年龄核密度估计(KDE)谱图上出现了 906 Ma, 910 Ma 和 930 Ma 三个主要年龄峰,以及 944 Ma 和 956 Ma 两个年龄次峰(图 4.13C)。

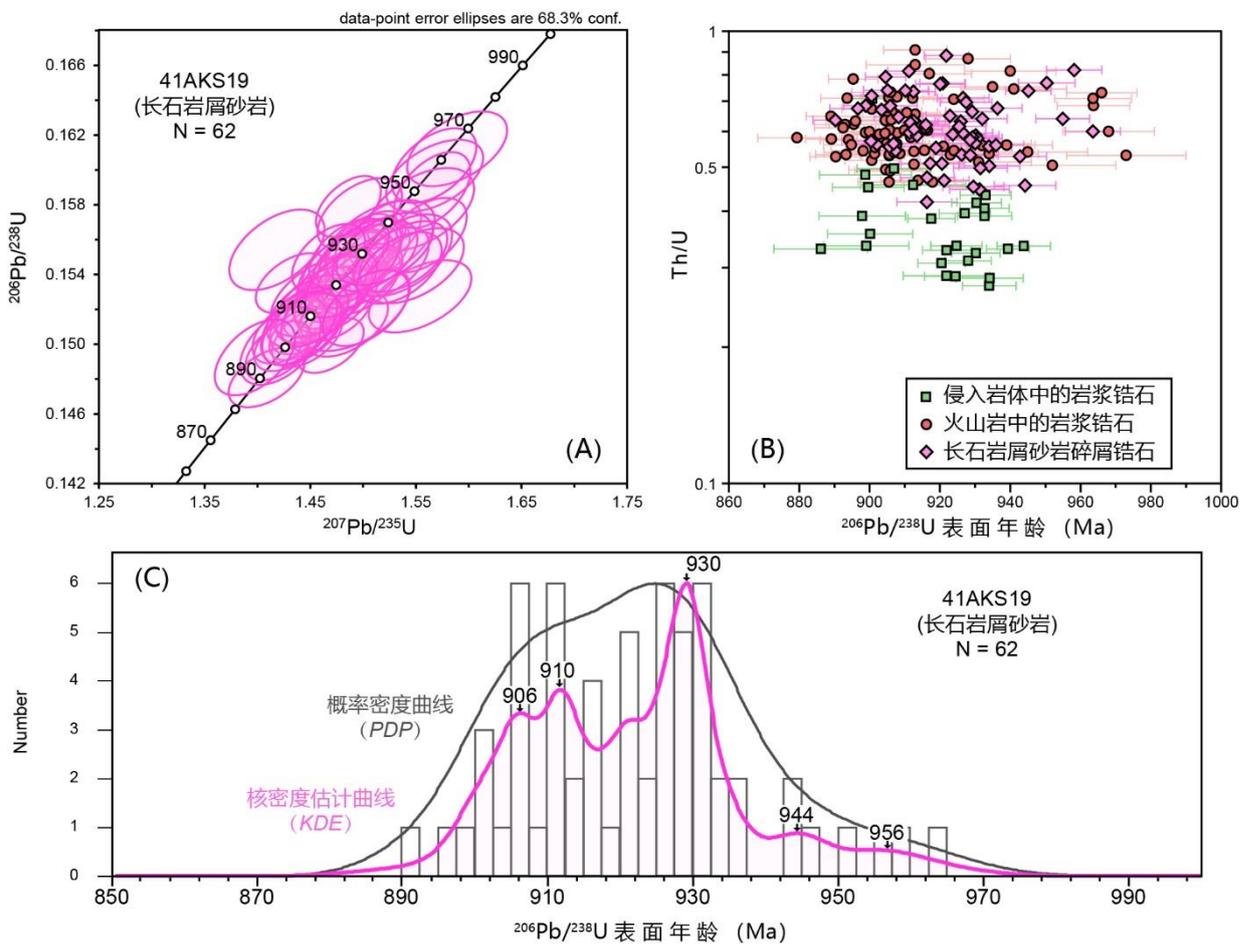


图 3.13 长石岩屑砂岩夹层样品 (41AKS19) 的 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学分析结果: (A) 碎屑锆石年龄谐和曲线图; (B) 碎屑锆石 Th/U 比值与锆石颗粒年龄关系图; (C) 碎屑锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄谱图, 其中 KDE 核密度估计和 PDP 概率密度曲线分别根据 Vermeesch (2012) 和 Ludwig (2012) 绘制

3.3.4 锆石 Hf 同位素特征

本次研究针对火山岩-侵入杂岩的岩浆锆石以及砂岩的碎屑锆石开展了原位 Hf 同位素分析。对于两件英安岩 (18SG03-1 和 18SG03-3) 样品, 其结晶年龄大约为 904 Ma 的岩浆锆石具有相对一致的较高的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值 (0.282467-0.282548) 和较高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (9.2-12.1) (图 3.14A)。这些锆石获得了较年轻的 Hf 二阶段模式年龄 (T_{DM^2}), 大致介于 1012-1195 Ma 之间 (图 3.14B)。在结晶年龄大约为 932 Ma 的安山岩样品 (QGBLK-07a), 其岩浆锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值为 0.282461-0.282505, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 9.6-11.2 (图 3.14A), 这些锆石的 Hf 二阶段模式年龄 (T_{DM^2}) 介于 1092-1190 Ma 之间 (图 3.14B)。结晶年龄约为 917 Ma 的流纹岩样品 (QGBLK-06) 同样具有类似的较高的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值 (0.282383-0.282503) 和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (6.5-10.8) 以及较年轻的 Hf 二阶段模式年龄 ($T_{\text{DM}^2} = 1105-1374$ Ma)。

对于结晶年龄约为 929 Ma 的变辉长岩侵入体, 其岩浆锆石具有相对最亏损的 Hf 同位素组成, 初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.282497-0.282562 之间, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 10.8-13.1 之间。从变辉长岩的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与结晶年龄投图来看 (图 3.14A), 其 Hf 同位素最亏损的值已经相当于亏损地幔的 Hf 同位素演化趋势线附近。变辉长岩的锆石产生的 Hf 二阶段模式年龄 (T_{DM^2}) 介于 965-1111 Ma 之间 (图 3.14B)。对于结晶年龄相对最年轻 (900 Ma) 的白色碎裂(辉长)岩而言, 其具有相对最富集的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值 (0.282435-0.282473) 和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (8.0-9.3) 以及相对偏古老的 Hf 二阶段模式年龄 ($T_{\text{DM}^2} = 1184-1270$ Ma)。以上火山岩和侵入岩的岩浆锆石 Hf 同位素二阶段模式年龄产生的核密度估计 (KDE) 峰值为 ~1100 Ma (图 3.14B)。

对于碎屑锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄跨 964-890 Ma 的长石岩屑砂岩而言, 其具有与上述岩浆岩锆石可以完全类比的锆石 Hf 同位素特征。长石岩屑砂岩碎屑锆石的初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值介于 0.282459-0.282565 之间, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 9.1-13.0 之间 (图 3.14C)。这些碎屑锆石获得的 Hf 二阶段模式年龄 (T_{DM^2}) 为 978-1208 Ma, 并形成了两个核密度估计 (KDE) 峰值分别为 1060 Ma 和 1150 Ma (图 3.14D)。

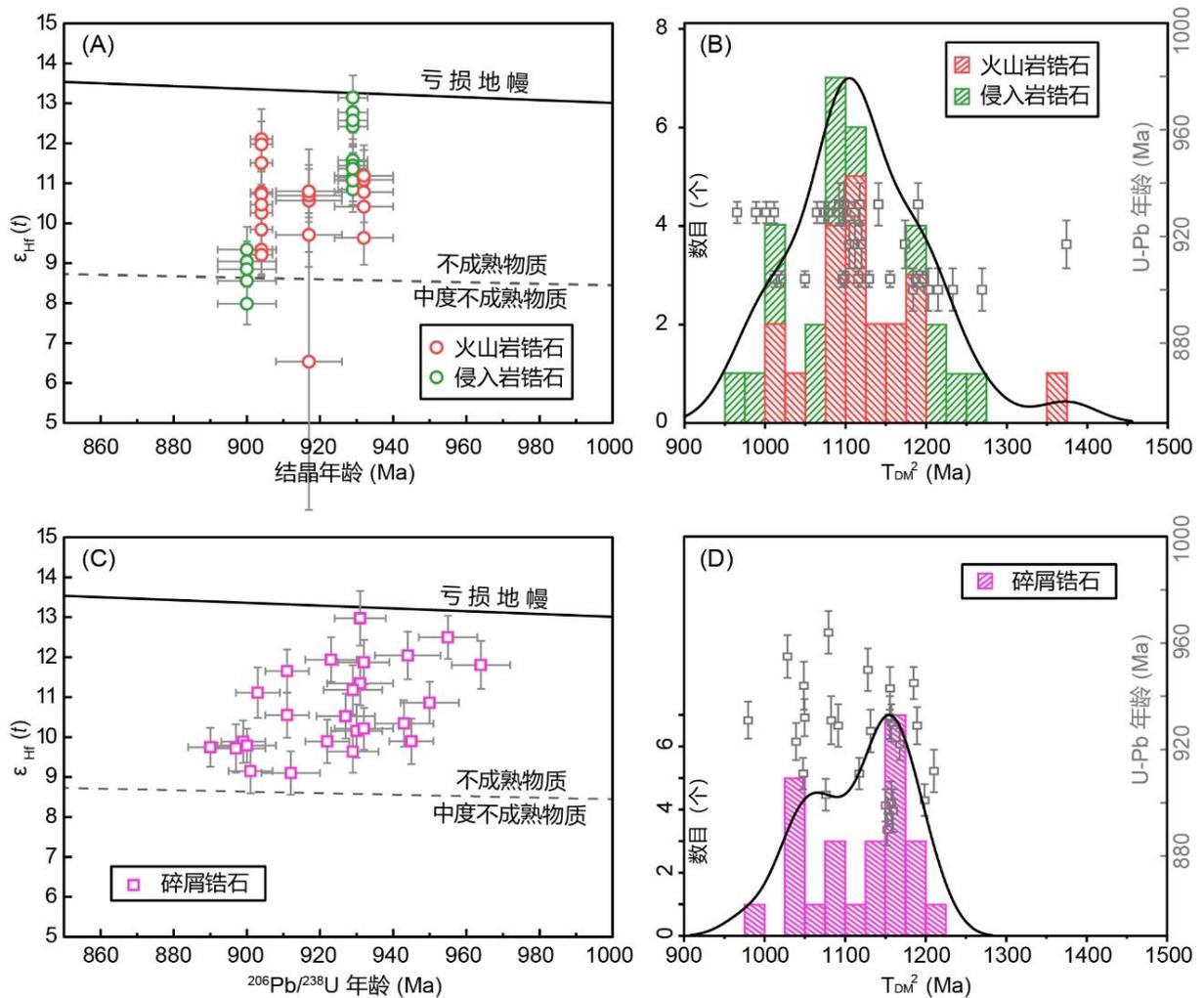


图 3.14 (A) 火山岩与侵入杂岩的结晶年龄 (Ma) 与锆石原位 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值投图; (B) 火山岩与侵入杂岩的锆石 Hf 同位素亏损地幔两阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 分布图; (C) 长石岩屑砂岩碎屑锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄与锆石原位 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值投图; (D) 碎屑锆石 Hf 同位素亏损地幔两阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 分布图; 不成熟物质和中度不成熟物质界线依据 Santiago et al. (2020)

3.4 岩浆岩地球化学特征

3.4.1 主微量元素特征

火山岩样品

玄武岩样品具有较高的烧失量 (3.02-10.81 wt%) 以及变化的 SiO_2 含量。其中, 含有橄榄石斑晶的玄武岩样品 (20YM05) 具有相对较高的 SiO_2 含量 (53.46 wt%) 和 Mg# 值 (62.9), 以及相对较高的全碱含量 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5.14$ wt%) 和 Al_2O_3 含量 (15.19 wt%), 而 CaO 含量相对偏低 (6.37 wt%)。而以辉石为主要斑晶的玄武岩样品 (20YM12) 则具有相对较低的 SiO_2 含量 (39.59-49.34 wt%) 和 Mg# 值 (57.5-60.4), 以及相对较低的全碱含量 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=1.73-2.26$ wt%) 和 Al_2O_3 含量 (10.11-11.63 wt%), 而 CaO 含量相对

偏高 (11.62-17.57 wt%)。此外, 以上所有玄武岩样品具有中等的 MgO 含量为 6.80-7.34 wt%, TiO₂ 含量为 0.76-1.15 wt%, 以及 Fe₂O_{3t} 含量 8.46-10.35 wt%。除此以外, 上述玄武岩样品具有较高的 Cr 含量 (156.57-215.79 ppm) 以及相对较低的 Co (39.60-46.46 ppm) 和 Ni 含量 (39.39-49.45 ppm)。在硅碱图 (Middlemost, 1994) 与 Zr/Ti-Nb/Y 分类图上 (Pearce, 1996), 以上样品均落于亚碱性玄武岩范围 (图 3.5)。

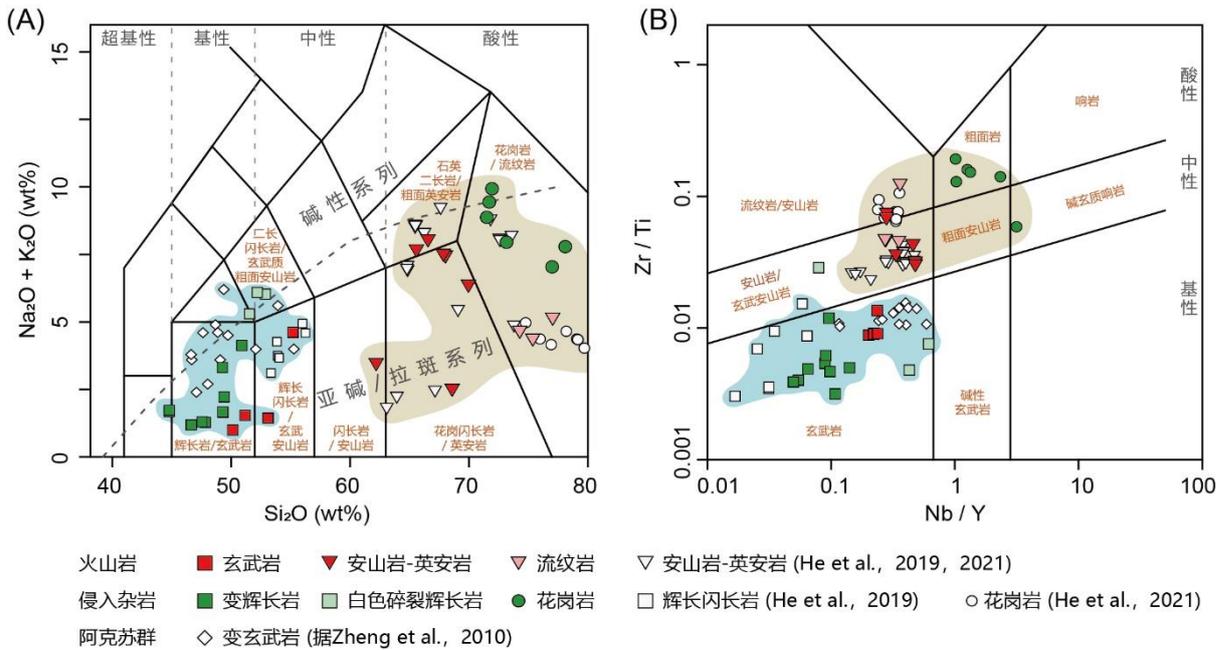


图 3.15 (A) 侵入岩-火山岩硅碱分类图 (据 Middlemost, 1994); (B) 微量元素比值 Zr/Ti-Nb/Y 火山岩分类图 (据 Pearce, 1996)

本次研究的玄武岩样品具有较低的稀土元素总含量 (52.25-66.06 ppm), 同时具有非常相似的球粒陨石标准化稀土配分模式 (图 3.16A)。玄武岩样品呈轻稀土元素略微富集, 重稀土元素较为平坦的趋势, 其(La/Yb)_N 比值介于 3.55-5.64, (Gd/Yb)_N 比值介于 1.41-1.64, 整体与 E-MORB 稀土元素配分特点较为接近。其中, 含橄榄石斑晶的玄武岩样品 (20YM05) 具有整体相对较低的重稀土元素。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上可以看到 (图 3.16B), 玄武岩样品大离子亲石元素元素略微富集的特点, 并且具有较明显的 Nb-Ta 和 P 负异常, 此外具有轻微 Sr 正异常, 无明显的 Zr-Ti-Hf 元素异常。

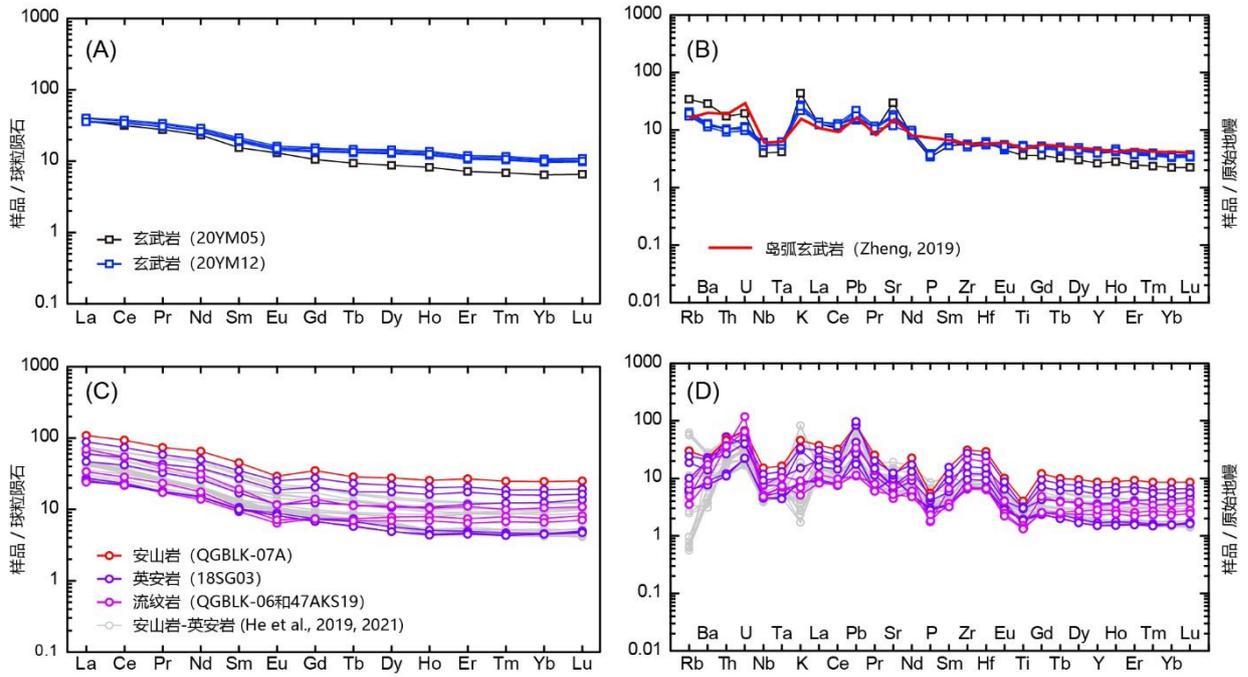


图 3.16 (A) 新元古代早期玄武岩球粒陨石标准化稀土配分模式图；(B) 新元古代早期玄武岩原始地幔标准化蛛网图；(C) 新元古代早期中酸性火山岩球粒陨石标准化稀土配分模式图；(D) 新元古代早期中酸性火山岩原始地幔标准化蛛网图；其中，球粒陨石和原始地幔标准化值来源于 Sun and McDonough (1989)

野外采集到的安山岩样品较为有限，其中一件安山岩样品 (QGBLK-07A) 具有 SiO_2 含量为 59.73 wt%， Na_2O 含量为 2.70 wt%， K_2O 含量为 1.32 wt%， Al_2O_3 含量为 15.57 wt%， CaO 含量 6.18 wt%，以及 Fe_2O_{3t} 含量为 6.59 wt%。而以出现少量石英斑晶的英安岩是该地区主要的代表性喷出岩。英安岩样品具有中等的 SiO_2 含量为 64.02-69.01 wt%，变化较大的 Na_2O 含量介于 2.22-8.04 wt%，较低的 K_2O 含量为 0.25-0.97 wt%， Al_2O_3 含量为 13.12-16.34 wt%， CaO 含量 1.4-5.69 wt%，以及 Fe_2O_{3t} 含量为 3.81-6.45 wt%。流纹岩样品具有相对较高的 SiO_2 含量为 71.75-72.67 wt%， Na_2O 含量为 4.71-5.37 wt%，极低的 K_2O 含量为 0.15-0.25 wt%， Al_2O_3 含量为 10.38-11.1 wt%， CaO 含量 1.91-4.63 wt%，以及相对较低的 Fe_2O_{3t} 含量为 2.24-2.61 wt%。上述中-酸性火山岩样品和该地区的玄武岩样品相较，具有明显较低的烧失量 (1.64-4.07 wt%)。这些中-酸性火山岩样品在 Middlemost (1994) 的火山岩硅碱图上的岩石分类与镜下岩相学判断基本吻合 (图 3.15A)，在 Pearce (1996) 的 $\text{Zr}/\text{Ti}-\text{Nb}/\text{Y}$ 分类图上，样品落于安山岩到流纹岩的不同区域 (图 3.15B)。

该地区中-酸性火山岩的稀土元素配分曲线特征也极为相似 (图 3.16C)。其中，安山岩样品具有最高的稀土元素总含量 (155.39 ppm)，英安岩和流纹岩的稀土元素总含量相对较低 (34.98-122.43 ppm)。以上中-酸性火山岩具有轻稀土较富集 ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3.21-6.68$ ；

($Gd/Yb)_N = 0.98-1.61$) 和重稀土较平坦的特征。此外, 流纹岩和安山岩显示出相对英安岩 ($\delta Eu = 0.79-1.02$) 较轻微的 Eu 亏损, 其 δEu 值为 $0.70-0.79$ (图 3.16C)。在蛛网图中, 这些中-酸性火山岩样品显示出较为明显的 Nb-Ta, P 以及 Ti 元素亏损, 而显示出较显著的 U、Pb、Zr 以及 Hf 元素正异常 (图 3.16D)。

侵入岩样品

该地区采集的变辉长岩样品相对于基性火山岩具有明显较低的烧失量 (2.24-3.87 wt%)。样品具有中等的变化的 SiO_2 含量 (43.16-49.64 wt%) 和 Fe_2O_{3t} 含量 (4.95-11.18 wt%), 较低的 TiO_2 含量 (0.12-0.99 wt%) 和 Na_2O 含量 (0.95-3.97 wt%), 极低的 K_2O 含量 (0.06-0.2 wt%), 较高的 MgO 含量 (平均 9.21 wt%) 和 Mg# 值 (60.7-77.8), Al_2O_3 含量 (12.53-22.29 wt%) 和 CaO 含量 (11.62-15.15 wt%)。此外, 变辉长岩具有变化显著的 Cr 含量 (79.55-1698.25 ppm) 和 Ni 含量 (137-259.87 ppm), 以及相对较低的 Co (19.27-68.41 ppm)。在硅碱图与 Zr/Ti-Nb/Y 分类图上, 上述样品均分别投入亚碱性变辉长岩以及亚碱性玄武岩系列 (图 3.15)。

变辉长岩样品具有普遍偏低的稀土元素总含量 (8.86-23.93 ppm), 在球粒陨石标准化稀土配分模式图上其整体显示较平坦的趋势, 个别样品显示轻微的右倾趋势 (图 3.17A)。样品的 $(La/Yb)_N$ 比值介于 0.64 至 5.25 之间, $(Gd/Yb)_N$ 比值介于 1.31 至 1.91 之间。此外, 可以观察到样品具有较明显的 Eu 正异常 ($\delta Eu = 1.25-2.67$)。在蛛网图上可以看到, 辉绿岩样品普遍具有如 Th、Nb、Ta、Zr、Hf、P 等高场强元素的亏损现象 (图 3.17B)。

白色碎裂 (辉长) 岩样品具有 ~50 wt% 的 SiO_2 含量, 其 Na_2O 含量较高 (4.85-5.57 wt%), 而 K_2O (0.21-0.78 wt%), MgO 含量 (0.67-1.14 wt%) 及 Mg# 值 (50.9-59.5), Fe_2O_{3t} 含量 (0.90-2.01 wt%) 以及 TiO_2 含量 (0.05-0.15 wt%) 均明显较低。此外, 白色碎裂 (辉长) 岩样品的 Al_2O_3 含量极高 (24.41-25.83 wt%), CaO 含量也明显较高 (10.91-13.37 wt%), 烧失量相对中等 (3.14-4.35 wt%)。此外, 相容元素 (如 Cr、Co、Ni 等) 在白色碎裂 (辉长) 岩样品中也普遍显示极低的含量值。在硅碱图上, 白色碎裂 (辉长) 岩样品均落于二长闪长岩范围, 而在 Zr/Ti-Nb/Y 分类图上则落于玄武岩到玄武质安山岩变化系列, 显示其基性到偏基性的化学成分 (图 3.15)。

稀土配分模式图上, 白色碎裂 (辉长) 岩显示轻微右倾的趋势 (图 3.17A), $(La/Yb)_N$ 比介于 3.45-8.48, 其稀土元素总含量较低 (5.08-26.68 ppm)。此外, 白色碎裂 (辉长) 岩具有显著的 Eu 正异常 ($\delta Eu = 1.32-3.60$)。在蛛网图上可见 Nb、Ta、Zr 和 Hf 元素的亏损 (图 3.17B)。

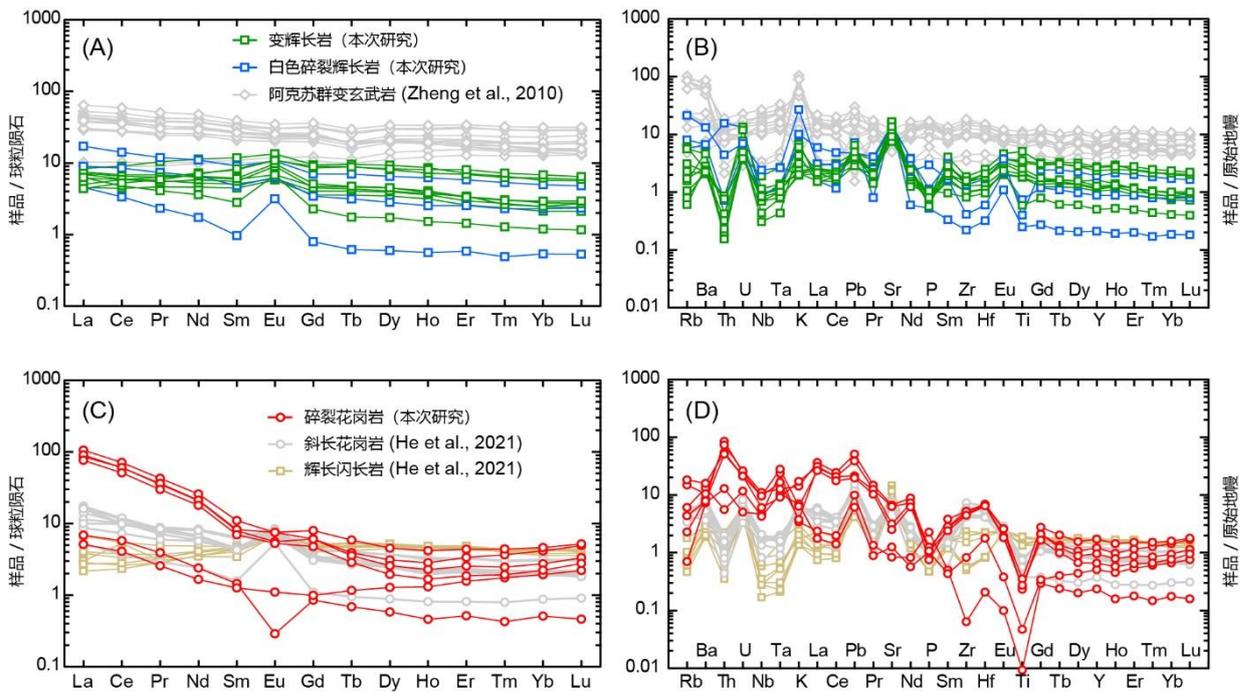


图 3.17 (A) 新元古代早期变辉长岩及白色碎裂(辉长)岩球粒陨石标准化稀土配分模式图; (B) 新元古代早期变辉长岩及白色碎裂(辉长)岩原始地幔标准化蛛网图; (C) 新元古代早期碎裂花岗岩球粒陨石标准化稀土配分模式图; (D) 新元古代早期碎裂花岗岩原始地幔标准化蛛网图; 其中, 球粒陨石和原始地幔标准化值来源于 Sun and McDonough (1989)

肉红色的花岗岩岩墙样品 SiO_2 含量较高 (70.51-77.17 wt%), 样品具有较低的 MgO 含量 (0.02-0.42 wt%) 及 Mg\# 值 (25.1-50.8), Fe_2O_{3t} 含量 (0.12-1.2 wt%), TiO_2 含量 (< 0.08 wt%), CaO 含量 (0.3-1.8 wt%) 以及 K_2O 含量 (0.10-0.51 wt%), 其铝饱和指数 (A/CNK) 介于 0.87-1.03。此外, 样品 Na_2O 含量 (6.80-9.76 wt%) 较高, Al_2O_3 含量 (12.56-16.66 wt%) 中等。花岗岩样品烧失量在所有样品中为最低 (0.97-1.7 wt%)。花岗岩样品具有一定变化的稀土元素总含量 (6.31-91.65 wt%)。在稀土配分模式图上, 大部分样品显示不同程度的轻稀土富集和重稀土亏损, 仅一件样品显示出中稀土元素相对于轻、重稀土元素亏损的情况 (图 3.17A)。此外, 除一件样品具有明显的 Eu 负异常外 ($\delta\text{Eu}=0.25$), 其余样品均不显示 Eu 元素异常。在蛛网图上可见花岗岩样品富集大离子亲石元素, 而强烈亏损 Ti 元素 (图 3.17B)。

值得注意的是, 不论是火山岩还是侵入岩, 这些样品均具有一个显著的特征是其 K_2O 含量极低, 大多数样品的 K_2O 含量小于 1 wt% (图 3.18A)。这一特征与大洋岩石系列较为类似。根据标准矿物计算后的长石分类图 (图 3.18B), 基性侵入岩中多含基性斜长石 (培长石和拉长石为主), 中-酸性火山岩中则出现中长石到钠长石系列, 花岗岩中则以钠长石为主。根据花岗岩主量成分, 本次研究的花岗岩样品与 Coleman and Peterman (1975)

定义的具有高硅、高钠，中等铝和低的铁镁含量以及极低的钾含量为特征的大洋斜长花岗岩特点一致。花岗岩样品具有极低的 Rb/Sr 比值（平均 0.07）也与大洋斜长花岗岩类似。此外，前人也在研究区内报道了 880 Ma 左右的斜长花岗岩岩脉（He et al., 2021）。尽管玄武岩样品在长石三角投图上多数落入含钾的基性-中性斜长石，这可能与玄武岩蚀变导致的烧失量过高有关。

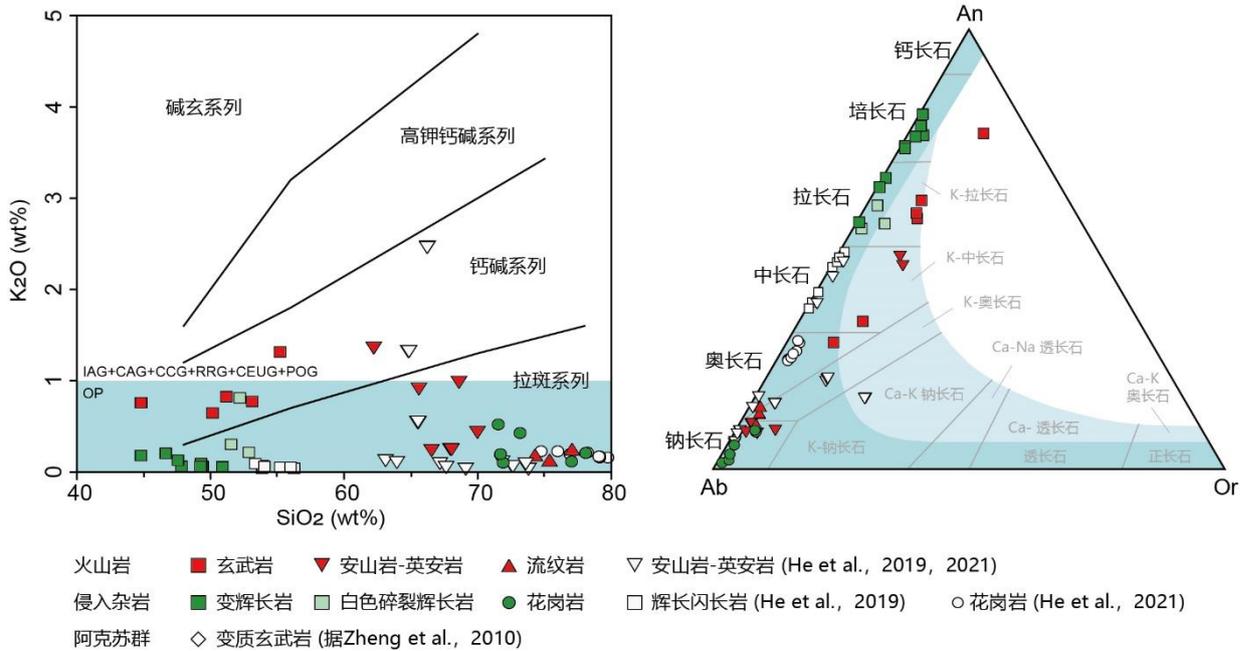


图 3.18 (A) K₂O 与 SiO₂ 投图 (OP-大洋斜长花岗岩; IAG-岛弧花岗岩; CAG-陆弧花岗岩; CCG-大陆碰撞花岗岩; RRG-裂谷作用花岗岩; CEUG-大陆造山隆起花岗岩; POG-后碰撞花岗岩; 据 Maniar and Piccoli, 1989 修改); (B) 标准矿物长石三角分类图, 其中 An 代表钙长石分子, Ab 代表钠长石分子, Or 代表钾长石分子 (O'Connor, 1965)。

3.4.2 Sm-Nd 同位素

本次研究中, 变辉长岩和白色碎裂 (辉长) 岩样品的初始同位素比值分别采用其结晶年龄 929 Ma 和 900 Ma 计算, 玄武岩样品初始同位素比值拟采用 930 Ma 计算, 流纹岩和安山岩以及英安岩样品的初始同位素比值分别采用其结晶年龄 900 Ma、917 Ma 和 932 Ma 计算, 而花岗岩样品的初始同位素比值采用 He et al. (2021) 在该露头报道的斜长花岗岩脉年龄 880 Ma 计算。五件变辉长岩样品具有 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 1.33 至 4.65, 产生的二阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 为 1340-1742 Ma; 一件白色碎裂 (辉长) 岩样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 2.31, 产生的二阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 为 1603 Ma; 三件玄武岩样品具有 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 4.13 至 4.76, 产生的二阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 为 1326-1403Ma; 两件流纹岩样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 4.82 和 3.50, 产生的二阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 分别为 1286-1297 Ma; 三件安山岩及英安岩样

品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 4.00-5.14, 产生的二阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 为 1165-1257 Ma; 以及两件花岗岩样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 0.23 和 4.30, 产生的二阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 为 1346-1840 Ma。

整体来看, 研究区内的这些岩浆岩均具有亏损的 Nd 同位素组成, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值呈现一定的变化但总体相对球粒陨石亏损 (图 3.19)。尤其值得一提的是, 这些岩浆岩获得的最富集 Nd 同位素组成与同一时期的伊犁-中天山基底的同位素最大值较一致, 而与塔里木克拉通的古老基底的 Nd 同位素特征区别显著 (Hu et al., 2000)。

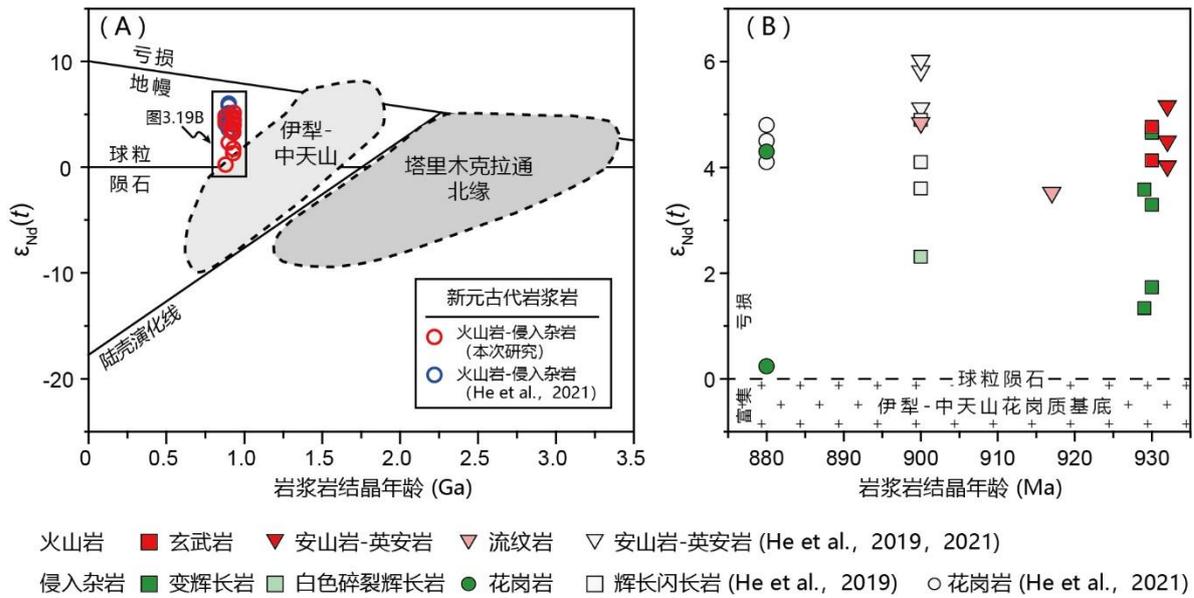


图 3.19 本次研究的火山岩和侵入杂岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值与岩浆结晶年龄投图; 伊犁-中天山以及塔里木克拉通基底的 Nd 同位素和结晶年龄图版据 Hu et al. (2000) 修改。

3.5 岩石成因与构造背景

3.5.1 岩石系列

与目前在阿克苏-乌什地区已经发现并报道的火山岩 (安山岩和英安岩) 和侵入岩 (辉长闪长岩和斜长花岗岩) 类型相比 (He et al., 2019, 2021), 本次研究还确定了较多的玄武岩、流纹岩、变辉长岩以及白色碎裂辉长岩等岩石类型, 丰富了该地区的新元古代早期岩浆岩类型和组合的认识。在 Irvine and Baragar (1971) 的 AFM 三角图上, 本此研究的基性岩类, 包括玄武岩和变辉长岩样品, 显示出拉斑到钙碱性岩石系列过渡的特点, 而所有中-酸性岩类均明显表现为钙碱系列 (图 3.20A)。考虑到该地区的玄武岩具有偏高的烧失量 (3.02-10.81 wt%), 如果采用 Na、K 等活性较强的元素来计算 AFM 图解中全碱含量值可能会造成一定的不确定性。Miyashiro (1974) 提出以岩石的 FeOt/MgO 比值与 SiO₂ 含量的变化可以区分钙碱和拉斑岩石系列。在 FeOt/MgO 与 SiO₂ 的岩石系列图

解中可以发现，几乎所有的中-酸性岩石样品一致的落入钙碱性岩石系列范围，但同样基性岩样品仍显示出介于拉斑到钙碱系列界线附近的特点（图 3.20B）。可以注意到，这些基性岩样品的 $FeOt/MgO$ 比值均低于 2，而 Miyashiro (1974) 也明确指出该类岩石在采用 $FeOt/MgO$ 值与 SiO_2 含量变化图进行岩石系列判断不具有明显的参考意义。事实上，这些基性岩样品显示出较高的 Al_2O_3 含量（平均 17.10 wt%）的特点，接近于高铝玄武岩成分 ($Al_2O_3 > 17 \text{ wt\%}$)。在矿物学上，高铝玄武岩本身便具有拉斑质到碱性玄武岩过渡成分的复杂特征 (Kuno, 1996)。

通常认为高场强元素 (HFSE) 在成岩后的蚀变和变质等过程中较为稳定。在 Zr/Y 与 Th/Yb 组成的高场强元素比值图解中 (Ross and Bédard, 2009)，中-酸性火山岩以及花岗岩样品表现为明显的钙碱性，与主量元素判别结果一致。变辉长岩样品全部落入拉斑系列范围内，玄武岩样品则全部落入过渡系列，白色碎裂（辉长）岩样品无明显规律性表现（图 3.20C）。

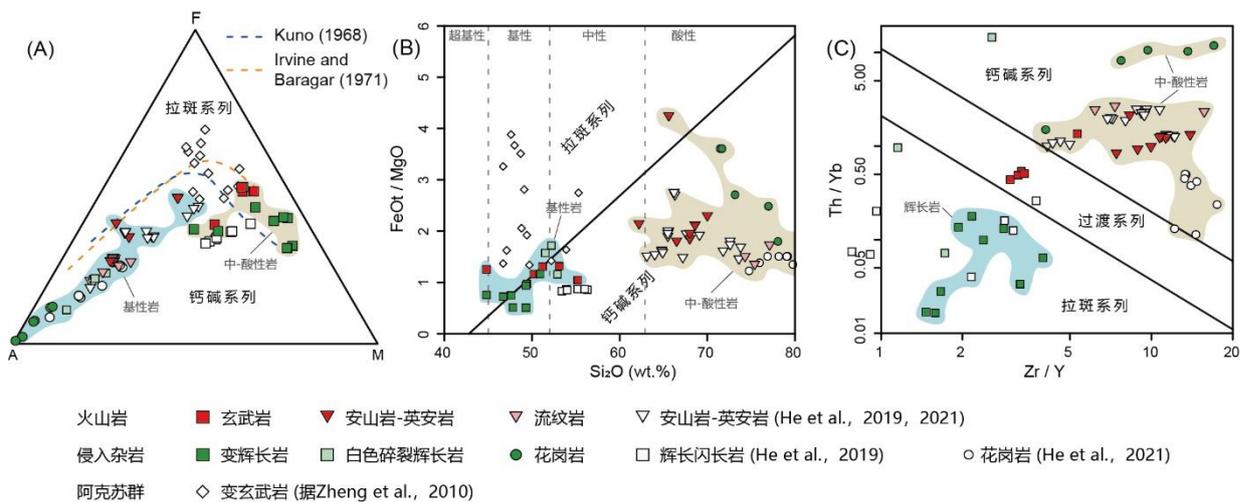


图 3.20 (A) 岩浆岩石系列的 AFM 分类图，其中 A 代表全碱含量 (Na_2O+K_2O)，M 代表 MgO 含量以及 F 代表 $FeOt$ 含量，区分拉斑系列和钙碱系列的分界线依据 Kuno (1968) 和 Irvine and Baragar (1971)；(B) 岩浆岩石系列的 $FeOt/MgO$ 与 SiO_2 协变图 (Miyashiro, 1974)；(C) Zr/Y 与 Th/Yb 比值的岩石系列判别图 (Ross and Bédard, 2009)

3.5.2 火山岩岩石成因与构造背景

研究区内新元古代早期的火山岩包含了从基性、中性到酸性岩石类型。这些火山岩样品的 SiO_2 含量在 39.59-75.45 wt% 范围内变化，在 AFM 分类图上表现出较为明显的分离结晶作用，尤其是中-酸性岩浆岩样品较好的遵循钙碱系列的岩浆演化趋势，表现为镁铁矿物 (M 和 F 端元) 的减少和碱性长石矿物 (A 端元) 的增加 (图 3.20A)。火山岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (3.5-5.14) 普遍较高，且随 SiO_2 的含量变化而基本保持一致 (图 3.21A)，基

本不受到地壳混染作用的影响。此外，除两个流纹岩样品的 La/Sm 比值介于 4.91-5.57，其余中-酸性火山岩样品的 La/Sm 比值保持在 4.0 左右，基本不随 La 元素含量的升高而变化，与岩浆结晶分异过程较匹配（图 3.21B）。

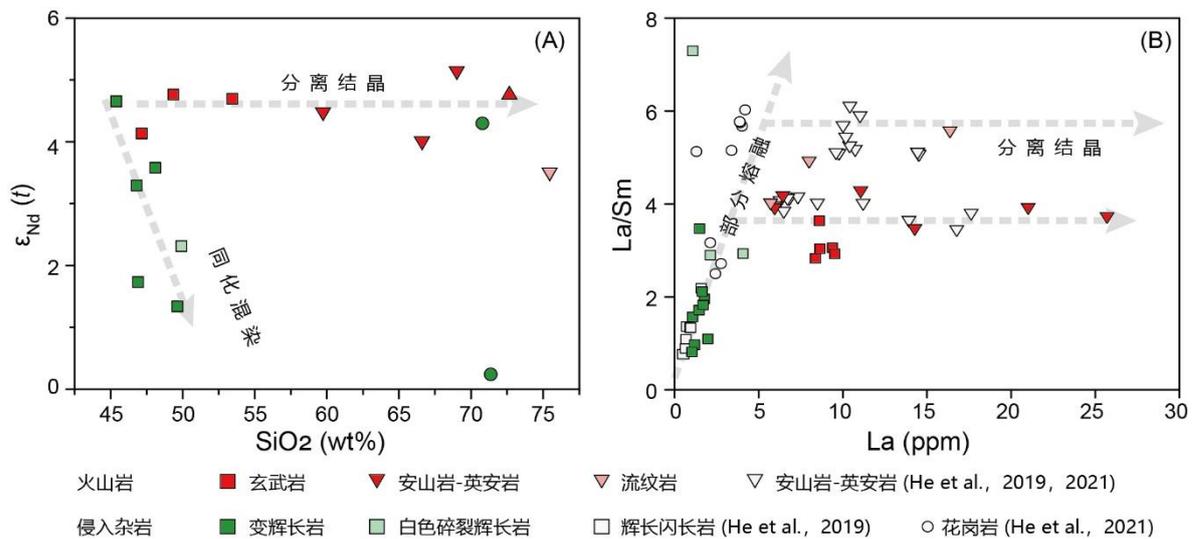


图 3.21 (A) 火山岩-侵入岩样品 SiO_2 含量 (wt%) 与 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化图；(B) 火山岩-侵入岩样品的 La (ppm) 与 La/Sm 比值的协变图（据 Treuil and Joron, 1975）

中-酸性火山岩和玄武岩具有一致的微量元素和稀土元素配分模式，均表现为较小程度的轻稀土和大离子亲石元素富集和平坦的重稀土元素配分（图 3.16）。此外，两者具有相当程度亏损的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值（图 3.21A），这些微量元素和同位素特征反映了它们可能是来自相同或相似地幔源区的岩浆分离结晶的产物。通过观察哈克图解可以发现，火山岩样品之间的主量元素呈现出较明显的岩浆演化相关性（图 3.22），表现为 MgO 、 TiO_2 、 FeO_t 以及 CaO 含量与 SiO_2 的含量显示出较强的负相关性（图 3.22），而 Na_2O 与 SiO_2 含量则呈现明显正相关性，可能反映了在氧逸度较高条件下岩浆房内辉石和钛铁氧化物分离结晶共同起到了控制作用。同时，玄武岩样品中具有极低的 Co (39.60-46.46 ppm) 和 Ni (39.39-49.45 ppm) 相容元素含量，以及中等偏低的 $\text{Mg}\#$ 值 (57.5-62.9)，表明其非原始岩浆成分，可能经历了橄榄石的分离结晶过程。这与玄武岩样品中存在橄榄石以及辉石斑晶的岩相学观察一致（图 3.5D）。此外，中-酸性火山岩相较于玄武岩具有微弱的负 Eu 异常 ($\delta\text{Eu} = 0.70-1.02$) 和 Sr 负异常。从哈克图中也可以发现，中-酸性火山岩样品的 Al_2O_3 与 SiO_2 具有较强的负相关性（图 3.22），这些现象反映了中-酸性火山岩经历了微弱的斜长石分离结晶过程。此外，与玄武岩样品相比，中-酸性火山岩在蛛网图上可见 Ti 的明显亏损，薄片中对英安岩和安山岩的岩相学观察中可见不透明矿物，这指示可能与上述的钛铁氧化物分离结晶有关。

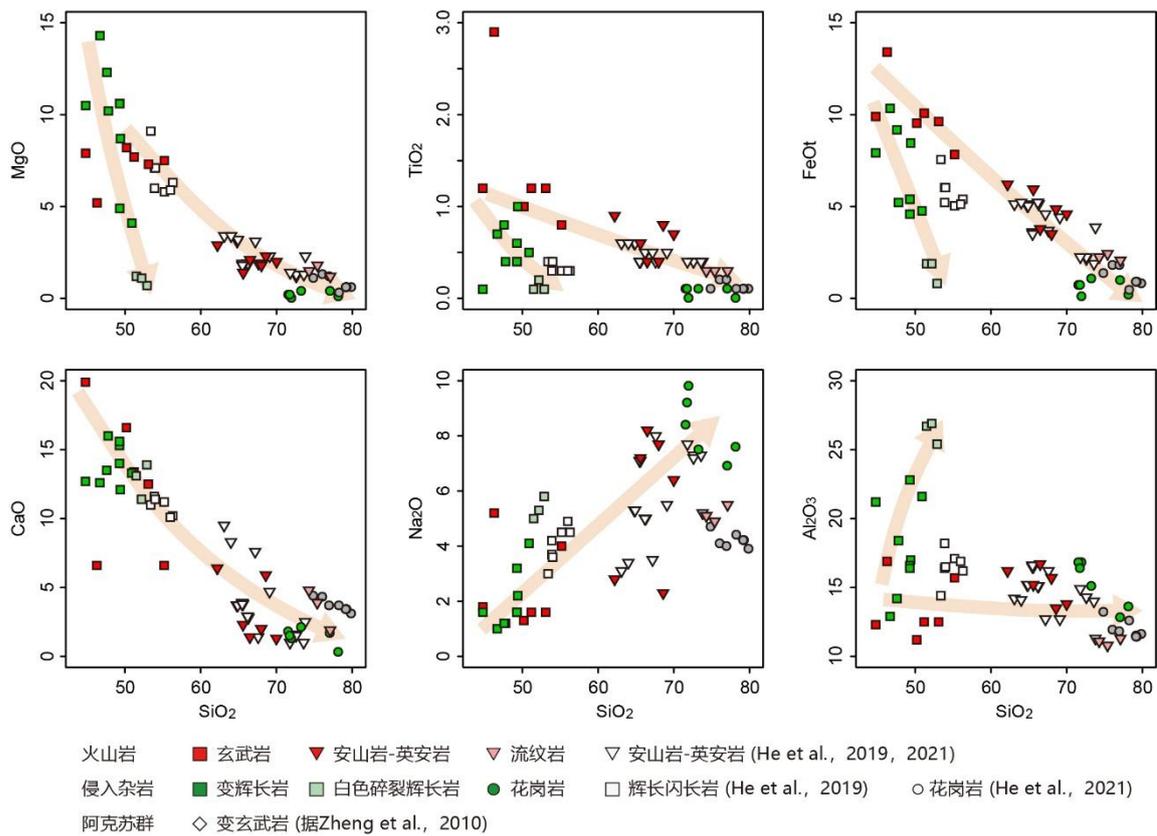


图 3.22 塔里木西北缘阿克苏-乌什地区新元古代早期火山岩-侵入杂岩的哈克图解

火山岩样品的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 3.5-5.14，其锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 6.5-12.1，这些极亏损的同位素特征指示该地区新元古代早期的火山岩源自亏损地幔源区。火山岩的 Nd 同位素二阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 为 1165-1286 Ma，而其岩浆锆石的 Hf 同位素二阶段模式年龄 (T_{DM}^2) 为 1012-1374 Ma，均表明火山岩来自于新生地幔物质。同时，火山岩样品普遍相对富集轻稀土元素 (LREE) 和大离子亲石元素 (LILE) 以及高场强元素 U、Th、Pb，并且明显亏损 Nb 和 Ta (图 3.16)，这些微量元素特征与岛弧火山岩类似 (图 3.16B)。其中，玄武岩样品具有较高的 Th/Nb 比值 (>0.2) 和 La/Nb 比值 (大于 1.9) 而区别于典型的大洋玄武岩 (通常 Th/Nb <0.1 ; La/Nb <1.2)。Nb/Zr 与 Th/Zr 图解显示火山岩样品的岩浆源区可能受到了俯冲流体交代的改造 (图 3.23A)。在 Pearce (2008) 的 Nb/Yb 与 Th/Yb 图解上，火山岩样品显示出受不同程度俯冲板片成分交代的地幔楔熔融特征，表现为随 SiO₂ 含量的增加，岩浆受俯冲交代作用逐渐加强的规律 (图 3.23B)。以上证据均表明研究区内火山岩的源区为来自于俯冲流体交代的亏损地幔。

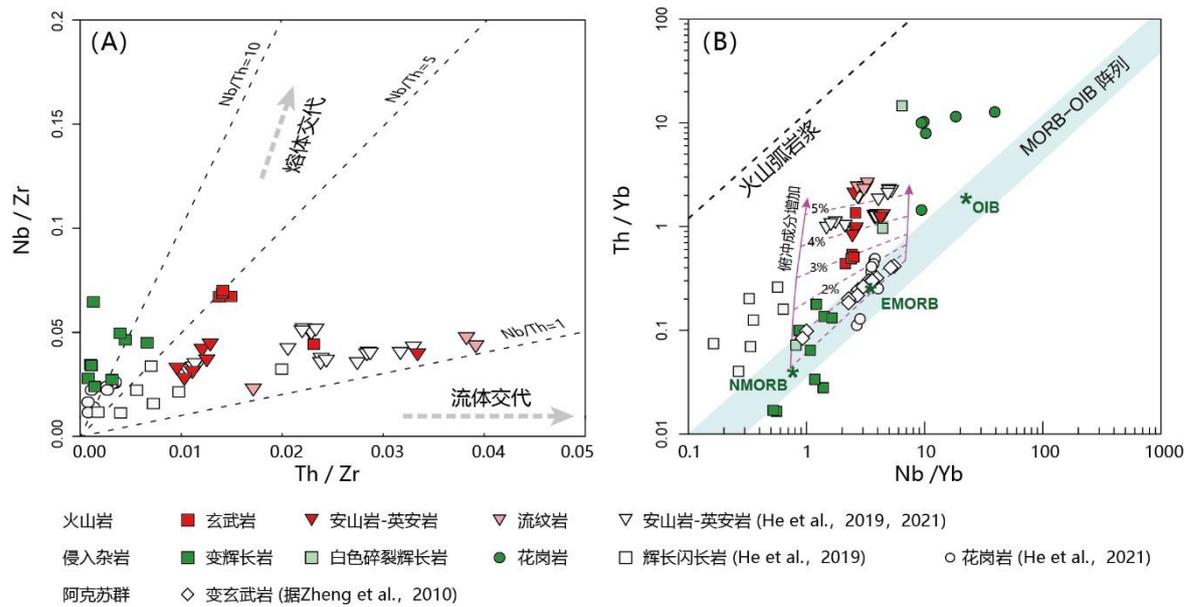


图 3.23 Nb/Zr 与 Th/Zr 比值图解区分地幔源区受俯冲流体交代和熔体交代作用 (据 Kepezhinskas et al., 1997); (B) Nb/Yb 与 Th/Yb 比值图解区分大洋玄武岩和火山弧岩浆岩 (据 Pearce, 2008)

弧火山岩是俯冲带最广泛的岩浆岩类型。火山弧岩浆可以分为形成于洋内岛弧 (如伊豆-小笠原-马里亚纳)、大陆边缘岛弧 (如千岛群岛) 以及大陆弧 (如美洲安第斯) 等不同的构造环境 (Bailey, 1981; 徐义刚等, 2020)。通常, 大陆弧及大陆边缘岛弧主要发育钙碱性的玄武安山岩、安山岩和英安岩等中-酸性火山岩, 而洋内岛弧通常发育拉斑和钙碱性玄武岩 (徐义刚等, 2020) 或者与流纹岩组成双峰式火山岩系列 (如伊豆-小笠原弧; 张晓智等, 2021)。从硅碱图可以发现, 研究区内的新元古代早期火山岩主要以玄武岩和英安岩为主, 在硅碱图上具有一定程度的双峰式特征 (图 3.15A)。此外, 洋内岛弧岩浆起源于洋壳俯冲于洋壳之下的地幔楔, 因此常具有极低的 K_2O 含量 (Bailey, 1981); 而大陆弧或陆缘弧岩浆由于陆壳混染往往具有较高的 K_2O 含量。本次研究的火山岩样品绝大多数具有小于 1 wt% 的 K_2O 含量 (图 3.18A), 也与大洋岛弧火山岩特点一致 (Bailey, 1981)。

在 Nb-Zr-Y 构造三角判别图解中, 玄武岩主要落入岛弧玄武岩与 N-MORB 的共同范围, 其中有一个样品落入岛弧玄武岩与拉斑玄武岩的共同范围 (图 3.24A); 在 La/10-Y/15-Nd/8 构造判别三角图中, 玄武岩样品主要落入钙碱性玄武岩与拉斑岛弧玄武岩的过渡区域 (图 3.24B)。此外, 通常俯冲带由于具有较高的氧逸度从而导致磁铁矿的优先结晶分异 (Osborn, 1959; 徐义刚等, 2003), 因此俯冲带内形成的基性岩浆岩常具有较低的 Ti 以及较高的 V 含量。在 V-Ti 图解上, 与俯冲岛弧相关的玄武岩往往投入较小的 Ti/V 值区域, 或具有较陡峭的分异趋势 (Shervais, 1982)。即便是在该图解上岛弧拉斑

玄武岩与洋中脊玄武岩有一定的重叠，也可以通过岛弧玄武质岩浆通常具有更高的分异性质（比如更富集 SiO_2 ）而加以区分（Wang et al., 2008）。玄武岩样品显示具有较小的 Ti/V 比和较陡峭的分异趋势，在 V-Ti 图解上落入岛弧拉斑玄武岩和洋中脊玄武岩的范围（图 3.24C）。然而，据上述分析，玄武岩样品以具有富集大离子亲石元素元素（如 Rb、Ba、Th）的特征，此外玄武岩样品也具有更富集的 SiO_2 含量（图 3.15A），因此玄武岩在化学成分上更接近岛弧岩浆。此外，通过 La/Yb-Th/Yb 和 La/Y-Th 图解对安山质和英安质火山岩的构造判别结果显示，本次研究的所有样品分别较好的落入岛弧火山岩或演化的洋内弧范围内（图 3.24D-E）。因此，本文认为研究区内的新元古代早期玄武质-流纹质火山岩系列与当时的洋内俯冲构造环境密切相关。

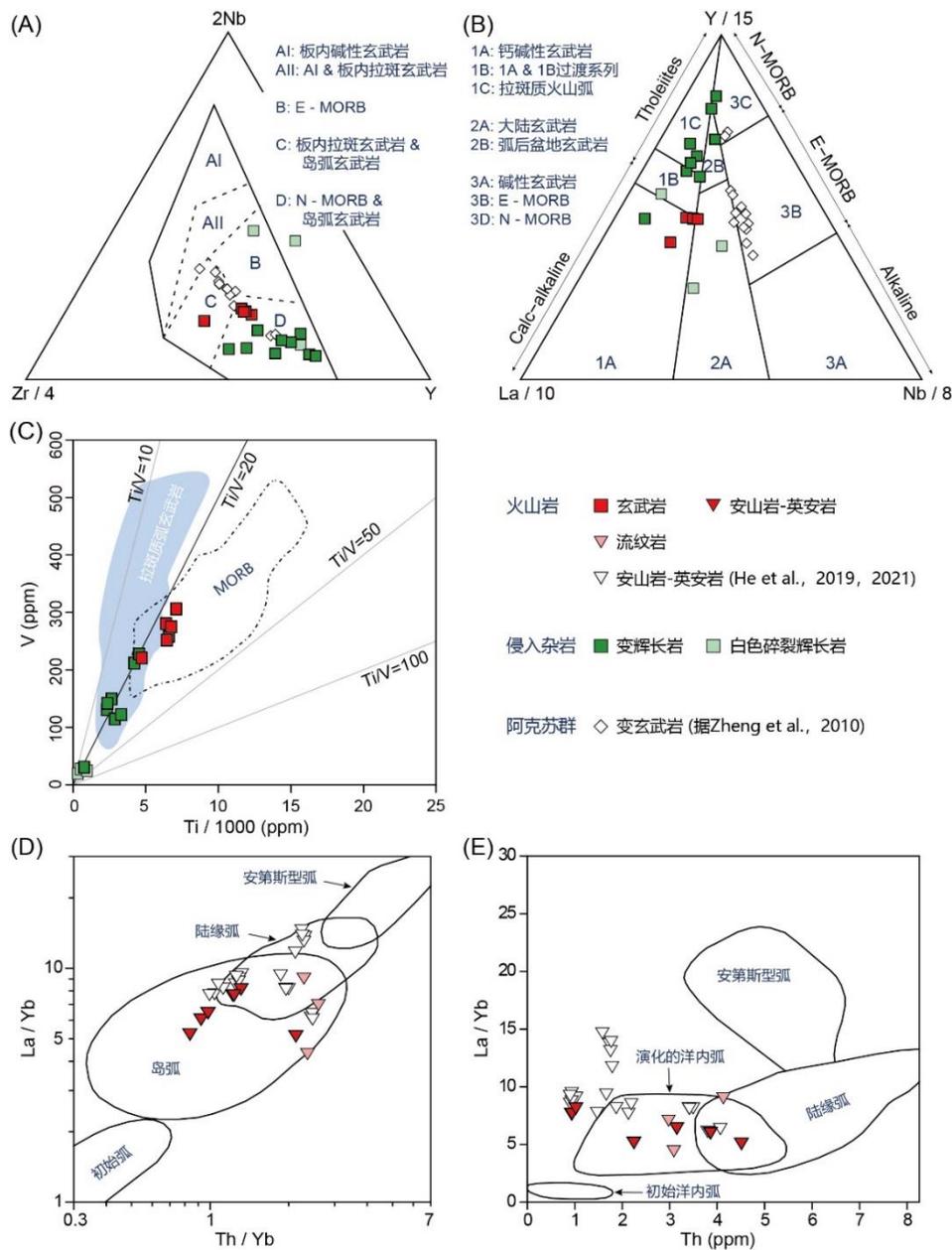


图 3.24 (A) Nb-Zr-Y 玄武岩构造判别三角图 (Meschede, 1986); (B) La/10-Y/15-Nd/8 构造判别

三角图 (Cabanis and Lecolle, 1989); (C) V-Ti/1000 玄武岩构造判别图 (Shervais, 1982); (D) La/Yb-Th/Yb 安山岩构造判别图 (Condie, 1989); (E) La/Y-Th 安山岩构造判别图 (Bailey, 1981)

3.5.3 侵入岩岩石成因与构造背景

侵入杂岩体中的基性和偏基性岩类与火山喷出岩的岩浆演化过程并不一致。在 SiO_2 含量与 Nd 同位素投图上, 变辉长岩与白色碎裂 (辉长) 岩样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与 SiO_2 呈较明显的负相关变化 (图 3.21A), 表明其受到一定程度同化混染影响。但整体上基性岩类样品的 Nd 同位素值仍然显示较亏损, 指示了地壳混染作用可能仍较为有限。值得注意的是, 变辉长岩样品中的最高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (4.65) 与玄武岩样品中的最高值 (4.76) 十分接近, 指示了变辉长岩与玄武岩来源于相似或相同的亏损地幔源区。在 La/Sm 与 La 的变化图中可以观察到这些侵入岩均显示较明显的正相关演化趋势 (图 3.21), 表明其可能是亏损地幔源区经过部分熔融形成。

低程度的变质作用与强烈的碎裂变形叠加使得基性侵入岩类的岩相学观察十分困难, 但在哈克图解中仍可以发现, 变辉长岩与白色碎裂 (辉长) 岩样品的 Al_2O_3 含量则随 SiO_2 的升高呈逐渐增长趋势, 这可能反映了岩浆源区经历了一定程度的斜长石堆晶作用。在变辉长岩与白色碎裂 (辉长) 岩的稀土元素配分图上可以看到, 这些样品的具有较明显的 Eu 和 Sr 元素正异常 (图 3.17A-B), 这一现象也证实了斜长石堆晶作用的存在。与变辉长岩样品相对比, 白色碎裂 (辉长) 岩的微量元素配分模式基本类似, 表明可能来源于相似或相同岩浆源区。但白色碎裂 (辉长) 岩明显具有更低的 MgO、 SiO_2 、 TiO_2 以及 FeO_t 含量 (图 3.22), 并且蛛网图上出现明显 Ti 负异常。此外, 白色碎裂 (辉长) 岩具有明显偏低的相容元素 Cr、Co、Ni 以及 V, 这些特征表明白色碎裂 (辉长) 岩可能是在岩浆房降温过程中经历了强烈钛铁氧化物和橄榄石的结晶分异的产物, 这也导致了白色碎裂 (辉长) 岩中镁铁质矿物含量极低。

变辉长岩与白色碎裂 (辉长) 岩样品显示的高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (1.33-4.65) 和高的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (8.0-13.1) 指示其来源于亏损地幔源区。这些岩石样品的稀土配分模式较平坦 (图 3.17A), 整体上与该地区阿克苏群中报道的新元古代 MORB 型洋壳成分的变质玄武岩稀土配分形式较接近 (Zheng et al., 2010), 但变辉长岩和白色碎裂 (辉长) 岩样品的稀土元素总含量相对较低。在 Nb/Zr 与 Th/Zr 图解上显示基性侵入岩样品的岩浆源区受俯冲流体交代的程度远没有火山岩显著 (图 3.23A)。而在 Nb/Yb 与 Th/Yb 图解上, 基性侵入岩样品基本落入大洋玄武岩阵列, 并且其微量元素成分介于正常和富集型洋中脊玄武岩 (MORB) 之间 (图 3.23B)。但与此同此, 这些样品相比于洋中脊玄武岩具有更低的高

场强元素 Th、Nb、Ta、Zr 和 Hf 以及更高的 Pb 含量 (图 3.17B)。这些微量元素特征表明, 变辉长岩与白色碎裂 (辉长) 岩同样经历了消减带内俯冲物质的交代。尽管少量的地壳混染作用也可以造成较明显的 Nb-Ta 亏损和 Pb 富集, 但地壳混染的同时也能够导致 Zr-Hf 的富集 (Zhao et al., 2010)。显然, 这些样品中的 Zr-Hf 负异常无法通过单纯的地壳混染来解释。因此, 这些基性侵入岩可能也是来源于消减带地幔楔部分熔融的岩浆产物。在 Nb-Zr-Y 构造三角判别图解中, 变辉长岩样品主要落入岛弧玄武岩与 N-MORB 的共同范围 (图 3.24A), 在 La/10-Y/15-Nd/8 构造判别三角图中, 变辉长岩样品主要落入拉斑质火山弧范围 (图 3.24B)。而白色碎裂 (辉长) 岩在上述判别图内分布零散, 似乎没有太强的构造判别指示含义。此外, 在 V-Ti 图解上, 变辉长岩样品较好的落入拉斑质火山弧玄武岩范围之内 (图 3.24C)。

肉红色花岗岩具有较高的 SiO₂ 含量 (70.51-77.17 wt%), 这些花岗岩样品还具有较高的 Na₂O (6.80-9.76 wt%) 和 Al₂O₃ 含量的 (12.56-16.66 wt%) 的特征。野外侵入关系证实这些肉红色花岗岩墙及花岗岩枝为晚期侵入的岩浆产物。此外, 样品中显著极低的 Zr/Hf (11.13-28.05) 和 Nb/Ta 比值 (3.42-15.15), 显示其具有向高分异花岗岩演化的特征 (吴福元等, 2017)。此外, 本文注意到对该花岗岩所挑锆石均为富 U-Th 的“黑”锆石, 这通常也是高分异花岗岩中常见的矿物特征 (周士旭等, 2017)。目前学术界对于这类具有高分异演化特征的花岗岩的岩浆演化过程仍有极大的争议。有观点认为该类型花岗岩的形成很可能与岩浆热液作用关系密切 (吴福元等, 2017), 也有观点认为是 I 型或 S 型花岗岩的辉石和角闪石强烈的结晶分异致使其向富铝方向演化 (Chappell, 2012)。但大部分观点均认可该类高硅花岗岩类是玄武质的原始岩浆经结晶分异作用向中性岩浆方向演化, 最后在地壳浅部 (低压条件下) 经过高分异的硅质堆晶作用形成 (Lee et al., 2015; 吴福元等, 2017; Lu et al., 2021)。根据本次研究的花岗岩样品显示, 其铝饱和指数 (A/CNK = 0.87-1.03) 并没有显著的向过铝质方向增加, 相反从哈克图上可以看到 Al₂O₃ 含量与 SiO₂ 含量呈负相关, 表明斜长石可能参与这一结晶分离过程。根据花岗岩样品具有正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (0.23-4.30) 和与基性侵入岩密切的空间关系, 深部的基性侵入体或许是该花岗岩的部分熔融源区。

3.6 岛弧地体演化与构造就位探讨

前人通过对塔里木克拉通北缘新元古代中期 (~830 Ma) 花岗岩类的岩石学和地球化学研究认为塔里木北缘在该时期经历了安第斯型俯冲增生构造过程, 并且依据南华-震旦系中丰富的新元古代早期碎屑锆石 (~950-850 Ma) 和有限的花岗岩继承锆石 (~900 Ma)

(图 1.7A; 来自于 Ge et al., 2013 和 Long et al., 2011b) 推测北缘俯冲作用的开启可以追溯到青白口纪早期 (~950 Ma; Ge et al., 2014a)。塔里木北缘的新元古代俯冲模型较好的解释了阿克苏群俯冲蓝片岩的变质过程与同期稍早 (830-790 Ma) 的大量花岗岩类侵入的时空关系。然而, 该模型不足之处是至今没有发现同期大规模发育的弧岩浆岩带。He et al. (2019) 首次在塔里木西北缘阿克苏地区发现了 ~900 Ma 的钙碱性安山质火山岩, 并将其作为支持塔里木北缘新元古代早期俯冲开启的一个重要岩石学证据。随后, He et al. (2021) 在同一地区内 (即本文研究区) 发现了更丰富的钙碱性岩浆岩记录, 并报道了与安山质火山岩同期侵入的玻安质辉长闪长岩和斜长花岗岩的存在。通过对这套侵入杂岩的锆石年代学、锆石同位素以及岩石地球化学研究, He et al. (2021) 提出该地区出露的实际上是一套形成时代在 910–870 Ma 洋内岛弧的岩石组合系列, 并认为该岛弧地体通过新元古代中期的一次弧-陆碰撞事件而拼贴到塔里木克拉通西北缘。

910–870 Ma 弧岩浆岩是目前塔里木北缘已发现的最古老的新元古代岩浆活动记录, 为认识塔里木克拉通新元古代构造演化过程提供了确切的火山岩石学证据 (He et al., 2019, 2021)。该时期弧岩浆岩的出现以及低温-高压的蓝片岩相变质可以确认塔里木克拉通北部在新元古代早-中期曾存在一个广阔的洋盆, 并且该洋盆经历了持续俯冲消减 (Nakajima et al., 1990; Liou et al., 1996; Zhu et al., 2011a; He et al., 2021)。然而, 对于塔里木北缘的新元古代俯冲模型仍然存在诸多地质条件的不确定性。首先, 910–870 Ma 岛弧岩浆岩的发现可以局部但不能完全解决塔里木北缘南华-震旦系中存在的大量 950-850 Ma 碎屑锆石来源问题 (Ge et al., 2014), 这暗示着北缘的俯冲活动是否更早就已经启动? 其次, 按照俯冲模型的构造必要条件, 伊犁-中天山地块需充当俯冲带上盘板块, 并经受新元古代早期的持续俯冲相关弧岩浆活动, 从而能够为南华-震旦纪塔里木盆地提供该时期的大量岩浆岩碎屑 (Ge et al., 2014a; Ren et al., 2020)。这就意味着塔里木克拉通与伊犁-中天山地块之间曾被一个大洋分隔随后又因洋盆消减而发生闭合; 同时也暗示了两者的汇聚可能不止通过洋-陆俯冲的单一消减形式, 可能还包括了洋内俯冲行为 (He et al., 2021)。此外, 新元古代早期洋内俯冲的极性是怎么样的? He et al. (2021) 认为该岛弧记录了塔里木克拉通北缘活动陆缘的发育, 并形成了类似现今西太平洋的弧-弧后俯冲体系。然而塔里木克拉通北缘青白口纪地层记录显示, 其长期处于稳定的被动陆缘碳酸盐岩台地沉积环境 (Zheng et al., 2020), 并没有弧后裂谷作用的地质记录。以上存疑都亟待回答。

本章在现有研究基础之上发现了塔里木西北缘地区存在的一系列岛弧相关的玄武岩、变辉长岩以及白色碎裂 (辉长) 岩等不同种类的岩石。这些新发现的玄武岩和侵入杂岩

及前人已经报道的火山岩，共同组成了一套包含下部的侵入岩建造和上部的喷出岩建造的俯冲岛弧地体的岩浆岩系统。岩浆岩锆石年代学结果表明，这些侵入岩和火山岩的形成时代跨度在~930-900 Ma。尽管本次研究没有获得前人报道的斜长花岗岩和辉长闪长岩年龄 (He et al., 2021)，但综合目前所有已获得的年代学数据结果，这套岛弧系统的发育时代至少从 930 Ma 持续到 870 Ma。更重要的是，本次研究还对火山岩地层中发现的一套长石岩屑砂岩夹层进行了碎屑锆石年代学分析，获得了~960-890 Ma 的年龄谱区间 (图 3.13)。由于沉积岩可以记录到更广泛的区域岩浆岩碎屑，因此这暗示了该时期俯冲开启的时间或许可以追溯到 960 Ma 左右。当然，由于碎屑单颗粒锆石的年龄仍然存在 6-9 Ma 的误差值 (1σ)，这一俯冲启动时间还需要待进一步的岩浆岩证据支持。此外，研究区内已发现的大套火山岩主体属于拉斑到钙碱性过渡的玄武岩以及钙碱性安山岩-英安岩-流纹岩系列，这也在一定程度上反映了这些火山岩可能是俯冲作用持续了一定时间的成熟弧岩浆产物 (Ishizuka et al., 2011)。新的岩石记录为厘定新元古代早期俯冲活动的开启时间提供了更确切的年代学数据。

通过岩石地球化学分析数据表明，火山岩和侵入岩均与俯冲带的岛弧型岩浆类似 (图 3.24)。此外，这些岩浆岩锆石具有显著亏损的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (6.5-13.1) 和年轻的 Hf 同位素二阶段模式年龄，表明这些岩石直接来源于分异的亏损地幔或新生的地幔物质 (图 3.14A)，与洋内俯冲岛弧的岩浆产物十分类似 (Pimentel and Fuck, 1992)。碎屑锆石同样也揭示了与岩浆岩一致的 Hf 同位素规律，表明碎屑岩来源于岛弧地块本身的剥蚀沉积。该碎屑岩沉积期间没有显示接受任何来自古老基底锆石的再旋回迹象，也排除了岛弧岩浆作用过程中存在古老的基底物质参与。这暗示了现今位于塔里木克拉通西北缘的新元古代早期岩浆岩属于拼贴仰冲到塔里木板块之上的外来岛弧地体。并且依据区域地层关系，此次弧-陆碰撞事件应当发生于新元古代中期 (~770-760 Ma) 之前，随后才进入大规模的南华-震旦纪区域伸展背景 (Zhang C. L. et al., 2009; Xu et al., 2009; 何碧竹等, 2019)。

从该套岩石的岛弧性质来看，Zhao et al. (2021) 通过这套安山质火山岩地层的古地磁数据所认为的在 900-870 Ma 期间北塔里木陆块位于较高的纬度位置的这一结论值得商榷。事实上，该地层获得的古地磁极是岛弧地体的新元古代早期古地理位置，而非北塔里木陆块的古纬度。而该岛弧地体与塔里木北缘的之间的纬向距离实际上共同取决于二者之间的洋盆宽度以及俯冲极性。按照 He et al. (2021) 的观点认为该洋盆属于岛弧地体与塔里木之间拉开的弧后盆地，并且该洋盆的岩石记录被保存在阿克苏群蓝片岩中。这一观点显然可以缩小岛弧地体与塔里木北缘之间的构造距离，然而在向南俯冲的该模型下，需要类似于西太平洋型俯冲带的模式，经历弧后盆地的打开到向洋内俯冲跃迁的完

成(图 3.25A)。前述已经阐明塔里木北缘青白口纪没有弧后裂谷的地质记录, 反而保存了一套完整的台地相沉积建造(陆松年, 1992)。因此, 不能排除仍然存在的另一种可能性是该洋盆可能向北发生俯冲消减。如果是后者假设, 那么可以推测该岛弧与塔里木之间仍存在一个可以容纳至少 60 Ma 俯冲时间跨度的较开阔洋盆(图 3.25B)。

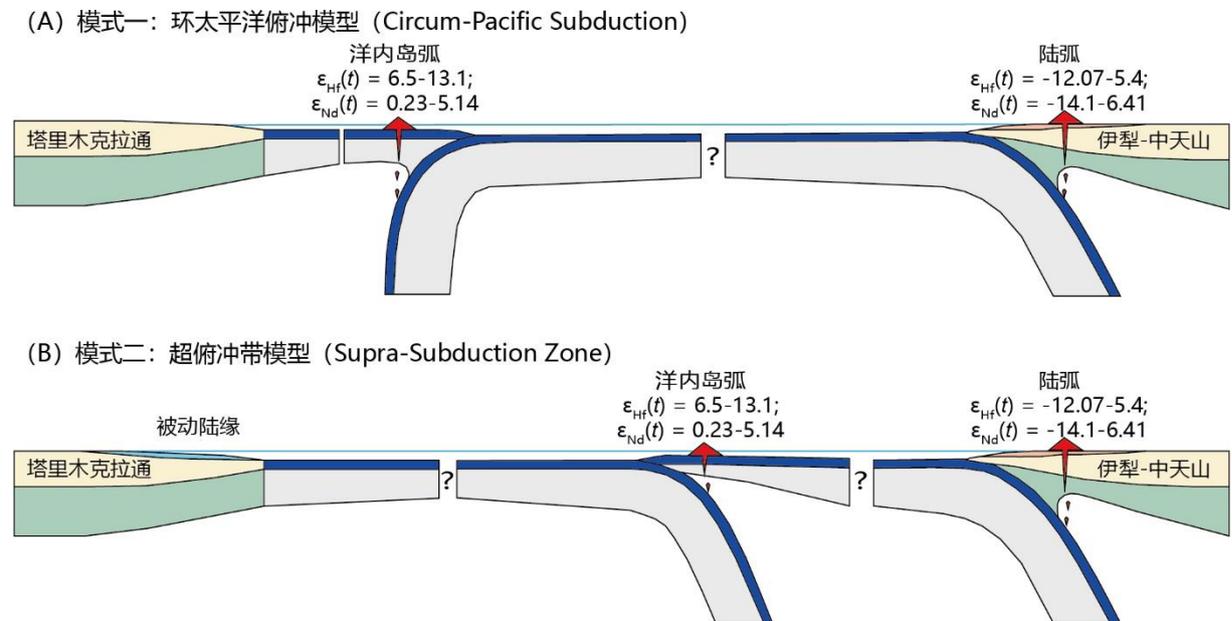


图 3.25 (A) 塔里木克拉通、伊犁-中天山与岛弧地体形成的新元古代早期 (~930-880 Ma) 环太平洋式俯冲体系, 或 (B) 向北消减的超俯冲带模式 (洋内岛弧 Nd 同位素数据与锆石 Hf 同位素数据来源于本文; 伊犁-中天山陆弧 Nd 同位素数据根据附件 S.6.3, 锆石 Hf 同位素数据来源于 Konopelko, 2013; Lei et al., 2013; Huang B. T. et al., 2014, 2015; Wang X. S. et al., 2014, 2017, 2020; Wang Z. M. et al., 2014; Gao et al., 2015; He Z. Y. et al., 2015, 2018; Huang Z. Y. et al., 2015, 2017; Xiong et al., 2019; Yuan et al., 2019; Zhu et al., 2019)

一个不容忽视的现象是, 本次研究厘定的岛弧发育时间 (至少 930-870 Ma 期间) 与伊犁-中天山地块上的新元古代早期岩浆活动持续时间十分一致。从目前的伊犁和中天山上保存的新元古代岩浆记录来看, 960-880 Ma 的花岗岩类侵入体是该地区发育最为广泛, 也是持续时间最长的岩浆活动事件 (图 3.26B; 陈新跃等, 2009; 胡霏琴等, 2010; He Z. Y. et al., 2014; Huang B. T. et al., 2014, 2015; Wang B. et al., 2014a; Huang Z. Y. et al., 2015, 2017; Gao et al., 2015; Xiong et al., 2019; Zhu et al., 2019; Sun et al., 2021; Song et al., 2022)。前人岩石地化研究表明这些花岗岩主要形成于活动大陆边缘构造环境, 并且由古元古代地壳重熔演化而来 (胡霏琴等, 2010; Sun et al., 2021; Xiong et al., 2019; Huang B. T. et al., 2015), 其岩浆锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值主要集中在 -10 至 5 区间以内 (图 3.25 和图 3.26A)。很显然, 930-870 Ma 洋内岛弧岩浆岩记录到的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值明显高于伊犁-

中天山活动陆缘的花岗质岩浆岩（图 3.25 和图 3.26A）。此外，岛弧岩浆岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值位于 0.23-5.14 区间范围内，绝大部分也高于来自伊犁-中天山同期的花岗质基底（图 3.25 和图 3.19A；Hu et al., 2000）。但比较巧合的是，其中地壳混染程度最高的一个花岗岩样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值（0.23）与伊犁-中天山的基底同位素值接近（图 3.19B），这一现象是否指示伊犁-中天山的陆壳基底或与岛弧岩浆发生过混染仍有待进一步研究。但可以推测的一种可能性是，930-870 Ma 洋内岛弧很有可能曾经与伊犁-中天山陆弧一同形成向北消减的超俯冲带（SSZ）构造（图 3.25B）。尤其是考虑到砂岩夹层中出现的 964-944 Ma 期间的碎屑锆石可能无法由目前所发现的该洋内岛弧岩浆岩（930-870 Ma）来提供物源。如上所述，这一点暗示了该岛弧的初始启动时间或许更早，并且很可能与伊犁-中天山上记录到的最早一期的新元古代岩浆活动时间一致（~960 Ma）。如果以上数据是可靠的话，那么可以假设该岛弧可能是起源于伊犁-中天山活动陆缘一侧，而非塔里木克拉通一侧。并且，这一推测也可以合理解释塔里木克拉通北缘的被动大陆边缘沉积持续到了~840 Ma（吕彪等，2016）。洋内岛弧最后与塔里木克拉通之间的汇聚拼贴可能发生在新元古代中期（~830-790 Ma），即同时期造成了阿克苏群变质的造山事件（820-760 Ma；张健等，2014；Xia et al., 2019）。该岛弧由于处在俯冲带上板片构造位置而被北倾逆冲断裂推覆到现今塔里木克拉通的西北缘，同时这也合理解释了为什么该岛弧地体残块没有经历塔里木北缘以阿克苏群为代表的蓝片岩相变质作用，尤其是岛弧地体上的火山岩地层没有显示任何变质和强构造变形的迹象。

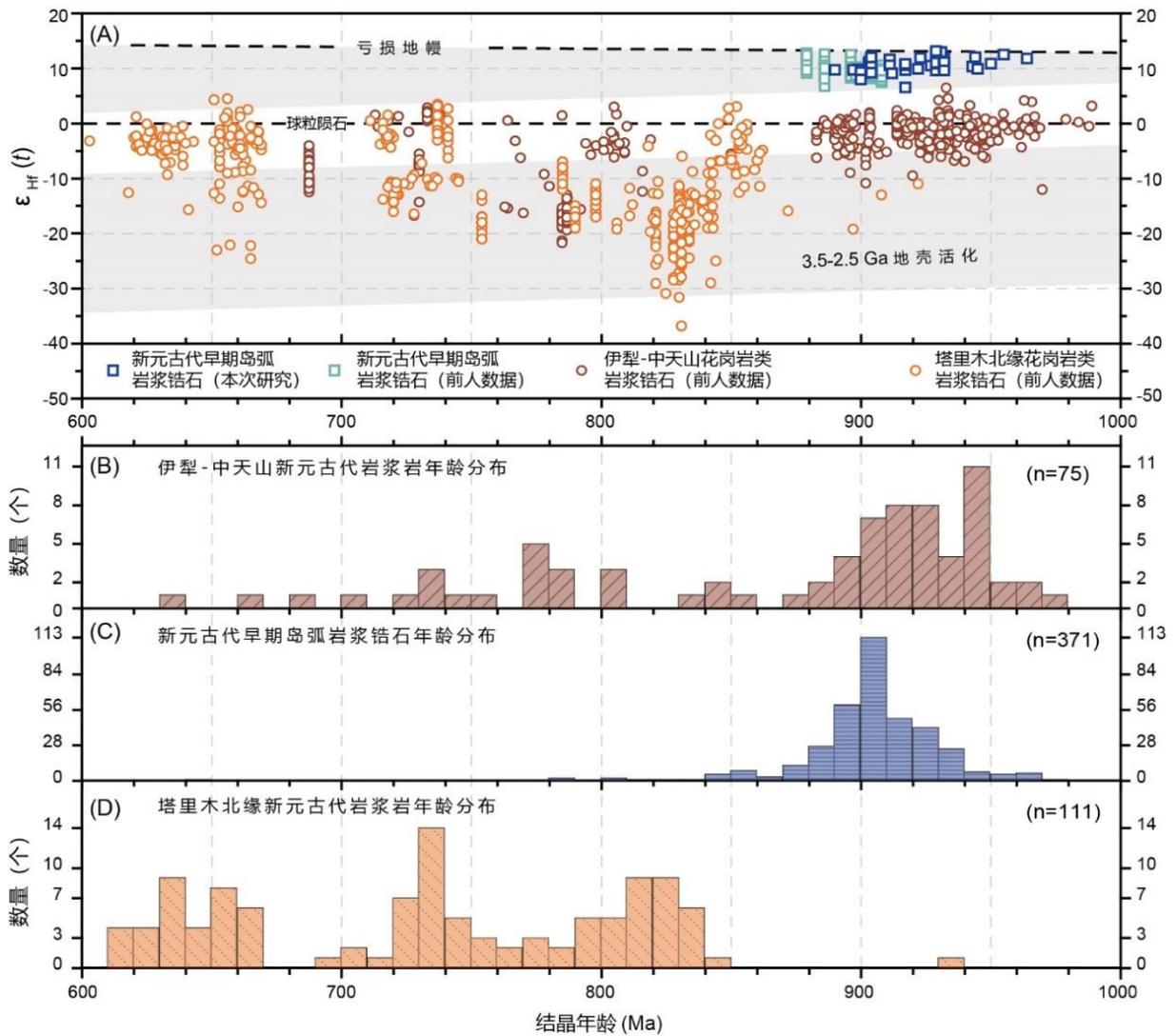


图 3.26 (A) 岛弧岩浆岩、伊犁-中天山以及塔里木克拉通北缘新元古代岩浆岩锆石与结晶年龄对比图 (前人发表数据来源于 Long X. P. et al., 2011b; Ge et al., 2012, 2013, 2014a; Konopelko et al., 2013; Lei et al., 2013; Huang B. T. et al., 2014, 2015; Wang X. S. et al., 2014, 2017, 2020; Wang Z. M. et al., 2014; Gao et al., 2015; Huang Z. Y. et al., 2015, 2017; 吕彪等, 2016; Wu G. H. et al., 2018; He et al., 2019, 2021; Xiong et al., 2019; Zhu et al., 2019; Chen W. et al., 2020); (B) 伊犁-中天山新元古代岩浆岩年龄分布; (C) 新元古代早期岛弧岩浆岩锆石年龄分布; (D) 塔里木北缘新元古代岩浆岩年龄分布 (岩浆岩年龄数据参考附录 S.2)

4. 阿克苏群复式岩墙侵入事件与新元古代中期构造体制转换

4.1 研究背景

蓝片岩是由玄武质原岩经高压 ($> 6 \text{ kbar}$) 以及低温 ($< 550 \text{ }^\circ\text{C}$) 条件下形成的一类以含蓝闪石、硬柱石、文石、硬玉和迪尔闪石等特征性矿物的变质岩石 (Miyashiro and Banno, 1958; 李继磊等, 2020)。在该低地温梯度下的形成和保存的蓝片岩一般仅限于俯冲带环境出现, 俯冲深度大约在 30-60 千米 (Ota and Kaneko, 2010; 李继磊等, 2020)。通常, 新元古代以前的地质历史时期由于地温梯度较高从而形成角闪岩或麻粒岩等高温条件下的变质岩, 因此以低温-高压变质矿物为特征的蓝片岩的出现是开启以冷俯冲为动力机制的现代板块构造标志之一 (Stern, 2007)。

塔里木克拉通西北缘阿克苏-乌什地区出露的阿克苏蓝片岩地体是目前世界上发现的最为古老的前寒武纪蓝片岩之一, 也是为数不多的保存较好且有直接地层接触关系证据的前寒武纪蓝片岩 (Liou et al., 1989; 肖序常和格雷厄姆, 1990)。阿克苏蓝片岩在前寒武纪板块构造研究以及新元古代古大陆重建 (尤其是中亚陆块的古地理重建) 中具有重要地质意义, 因此受到了国内外研究者的广泛关注 (Nakajima et al., 1990; Liou et al., 1996; 张立飞等, 1998; 郑碧海等, 2008; 张志勇等, 2008; 黄文涛等, 2009; Zhu et al., 2011a; 张健等, 2014; Lu et al., 2017; Xia et al., 2019; 王富军等, 2021)。

阿克苏蓝片岩产于塔里木克拉通西北缘已知最古老的变质基底阿克苏群中 (图 4.1A)。阿克苏群在西北缘地区主要出露于阿克苏市西和乌什县东南两个变质基底地块, 其中阿克苏市西的蓝片岩地体的研究工作始于二十世纪九十年代, 研究程度相对较高 (图 4.1B)。阿克苏群整体上为一套构造连续, 缺乏混杂岩的蓝片岩-绿片岩相变质岩石组合, 其主要岩性包括砂屑片岩、泥质片岩、镁铁质片岩和少量的石英岩、变铁质岩以及变燧石岩 (图 4.1C; 肖序常和格雷厄姆, 1990)。根据前人对阿克苏蓝片岩地体的野外测量剖面, 镁铁质片岩主要出露于北部, 地层整体呈简单的北东-南西走向的向-背斜构造; 长英质片岩则主要出露于地体南部, 地层相对变形复杂, 多呈复式褶皱, 褶皱形态较为紧闭 (图 4.1D; 肖序常和格雷厄姆, 1990)。经过原岩恢复研究, 阿克苏群中镁铁质片岩主要由玄武质凝灰岩、枕状和块状熔岩组成 (Liou et al., 1989); 长英质片岩主要由火山碎屑岩、砂岩以及杂砂岩组成 (刘昌伟等, 2017)。

阿克苏蓝片岩地体被震旦系苏盖特布拉克组底部砾岩层以角度不整合覆盖 (图 4.1C-D), 因此从地层关系上可以确认阿克苏蓝片岩发育于前震旦纪。阿克苏蓝片岩地体中还发育大量近北西-南东走向的基性岩墙, 岩墙多成直立侵入且未发现变质和构造变形, 表

明基性岩墙侵位于阿克苏群变质之后。此外，本次研究还观察到基性岩墙切割阿克苏群，但并未侵入震旦系地层。在发现复式岩墙地点附近（图 4.1B），可以看到震旦系明显不整合于辉绿岩墙之上，并且震旦系底砾岩中出现大量片岩砾石，这些现象表明基性岩墙发育于震旦系沉积之前。

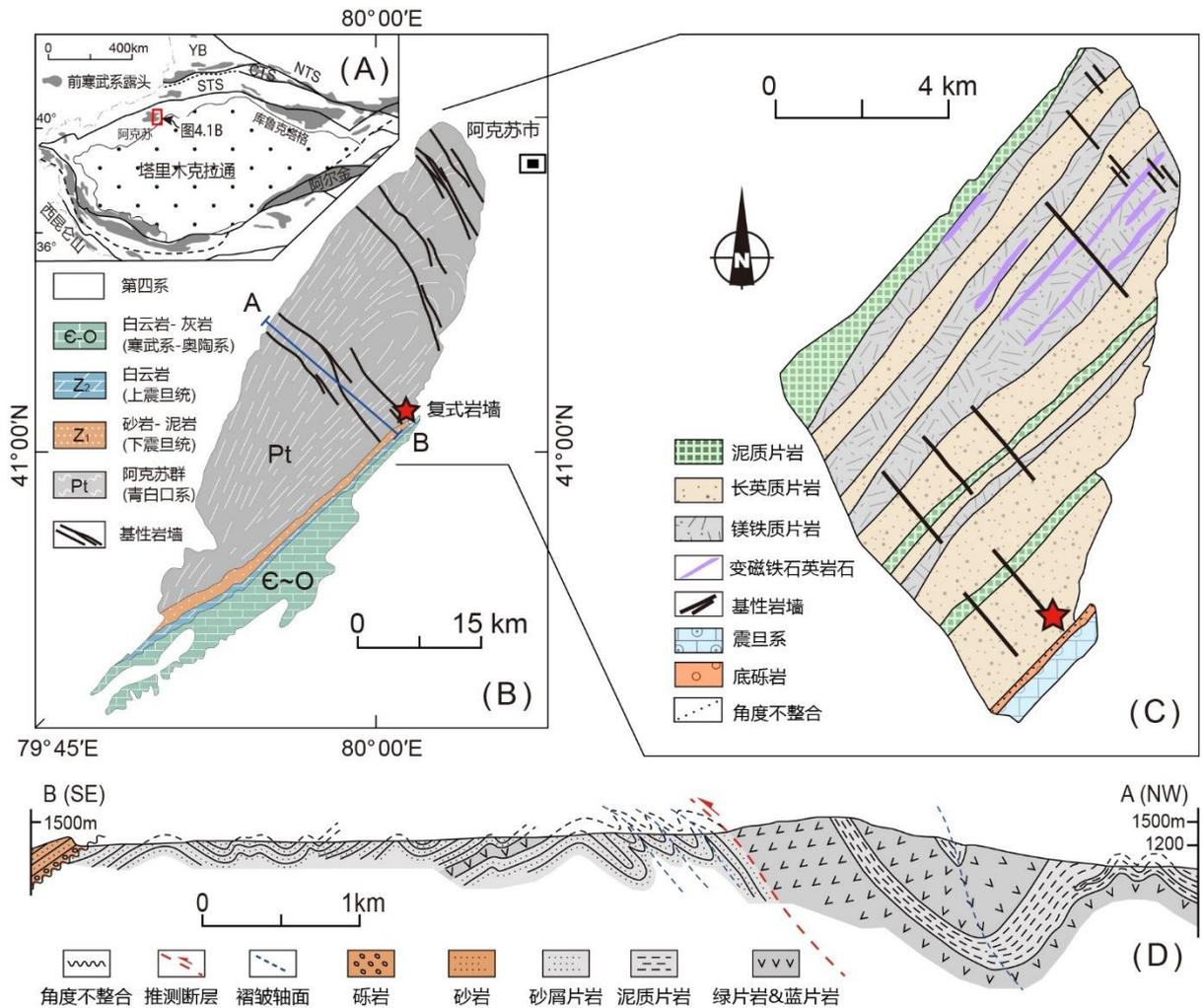


图 4.1 (A) 研究区地理位置图；(B) 塔里木克拉通西北缘阿克苏地区地质图（据 He J. W. et al., 2014b 修改），其中红色五角星为本文工作及采样地点；(C) 阿克苏市西蓝片岩地体地质简图（据张立飞等, 1998 和 Xia et al., 2019 修改）；(D) 阿克苏市西侧切穿阿克苏群变质地体的北西-南东向地质剖面（据肖序常和格雷厄姆, 1990 修改）

学界通常依据阿克苏群中发育的 MORB 型玄武质熔岩及其中夹少量的硅质岩原岩，认为阿克苏蓝片岩为洋壳板片俯冲的变质产物，阿克苏群很可能是俯冲过程下形成的增生杂岩 (Nakajima et al., 1990; Liou et al., 1996)。然而对于阿克苏群究竟是洋壳板片向南俯冲到塔里木克拉通之下的俯冲增生产物，还是向北俯冲到另一个大陆之下并在后期与塔里木克拉通发生拼合而残留在塔里木北缘的构造残片，学界对此则存在不同的意见。

Liou et al. (1996) 通过对阿克苏蓝片岩地体的变质矿物组合的空间分析认为地体北带的变质程度明显高于南带, 从而推断阿克苏蓝片岩极有可能是向北俯冲随后又拼贴到塔里木克拉通之上形成。另一部分学者则通过蓝片岩中的多硅白云母压力计计算得到南部所受压力较大, 北部较小的相反结果 (黄文涛等, 2009); 在此之上, 学者利用阿克苏群中碎屑锆石定年分析认为大量古元古代年龄的碎屑锆石来源于塔里木克拉通基底, 从而推断阿克苏蓝片岩地体是向塔里木克拉通俯冲的产物 (Zhu et al., 2011a; Xia et al., 2019)。此外, 塔里木克拉通在新元古代经历了从“塔里木运动”的挤压造山到南华-震旦纪的伸展裂谷的构造过程, 但对构造转换的时间与动力背景仍具有争议。Wu G. H. et al. (2020) 通过塔里木克拉通上的新元古代岩浆岩锆石和碎屑锆石的 Hf 同位素统计分析, 认为在 800-760 Ma 之间存在地幔新生物质增多而古老地壳活化作用减弱的突变, 并将该同位素变化解释为塔里木新元古代的构造转换, 该构造过程与塔里木北缘由前进式向后撤式俯冲转换的机制相联系。而 Zhang C. L. et al. (2009) 基于塔里木北缘广泛发育的 770-760 Ma 的基性岩墙群事件认为, 塔里木克拉通新元古代的大规模岩石圈构造伸展可能与全球罗迪尼亚超大陆裂解时期的地幔柱活动有关。

阿克苏蓝片岩地体为我们理解上述俯冲过程以及从构造挤压到区域伸展的构造转换过程提供了宝贵线索。本章以新识别的一条侵入阿克苏群变质岩的复式岩墙 (变形花岗岩墙和辉绿岩墙) 为对象, 开展了锆石 U-Pb 年代学、岩石学、元素地球化学和同位素地球化学等研究, 以及利用阿克苏群的碎屑锆石年代学约束其最大沉积年龄, 以此来限定阿克苏群的变质时代, 进而探讨塔里木北缘从挤压向伸展的构造转换及其动力学背景。

4.2 阿克苏群变质岩的年龄争议

由于阿克苏蓝片岩对理解塔里木克拉通甚至是中亚地区的新元古代构造演化过程具有特殊地质意义, 因此对阿克苏蓝片岩的准确变质时间厘定十分重要。迄今为止, 不同学者采用各种定年手段分别对阿克苏蓝片岩的变质年龄开展了大量的年代学研究, 尽管这项工作已经持续近三十年, 然而学界目前依旧没有取得一致的认识 (Nakajima et al., 1990; 高振家等, 1993; Zhang C. L. et al., 2009; Zhu et al., 2011a; Yong et al., 2013; Xia et al., 2019)。总体而言, 目前主要依据三种方式对阿克苏群的变质年龄进行约束, 一种是对蓝片岩的全岩和变质矿物 (如多硅白云母、蓝闪石和青铝闪石等) 进行直接同位素定年; 第二种是对阿克苏群中的砂屑片岩开展碎屑锆石 U-Pb 定年来获得阿克苏群原岩的最大沉积年龄, 属于间接约束其变质年龄; 第三种是通过阿克苏群中的基性岩墙进行岩浆锆石 U-Pb 定年以获得岩墙的侵位年龄, 从而对阿克苏群的最小变质年龄进行约

束，此方法亦属间接手段。

本文依据目前已发表的关于阿克苏群年龄及基性岩墙年龄统计结果绘制了下图 4.2，从中可以发现不同学者利用不同方法所获得的年代学结果大相径庭。高振家等（1993）利用蓝片岩全岩的 Rb-Sr 同位素法获得了 962 ± 12 Ma 和 944 ± 12 Ma 两个年龄。Zheng et al.（2010）对镁铁质片岩进行了全岩 Sm-Nd 同位素分析后获得 890 ± 23 Ma 等时线年龄，并将该年龄解释为蓝片岩的原岩年龄。Chen et al.（2004）通过与张立飞的通讯获得一个蓝闪石 Ar-Ar 年龄为 862 ± 1 Ma 和一个青铝闪石 Ar-Ar 年龄为 872 ± 2 Ma。Yong et al.（2013）对蓝片岩中的多硅白云母进行了 Ar-Ar 同位素定年后，获得了 741 ± 3 Ma 到 757 ± 5 Ma 的五个坪年龄以及一个 737 ± 2 Ma 的总气体年龄。Liou et al.（1996）则通过青铝闪石的 Rb-Sr 法获得 ~ 754 Ma 的 Ar-Ar 年龄。此外，Nakajima et al.（1990）对蓝片岩的全岩以及其中的多硅白云母分别开展 Rb-Sr 和 Ar-Ar 同位素定年后获得了四组集中在 ~ 700 Ma 的年龄。

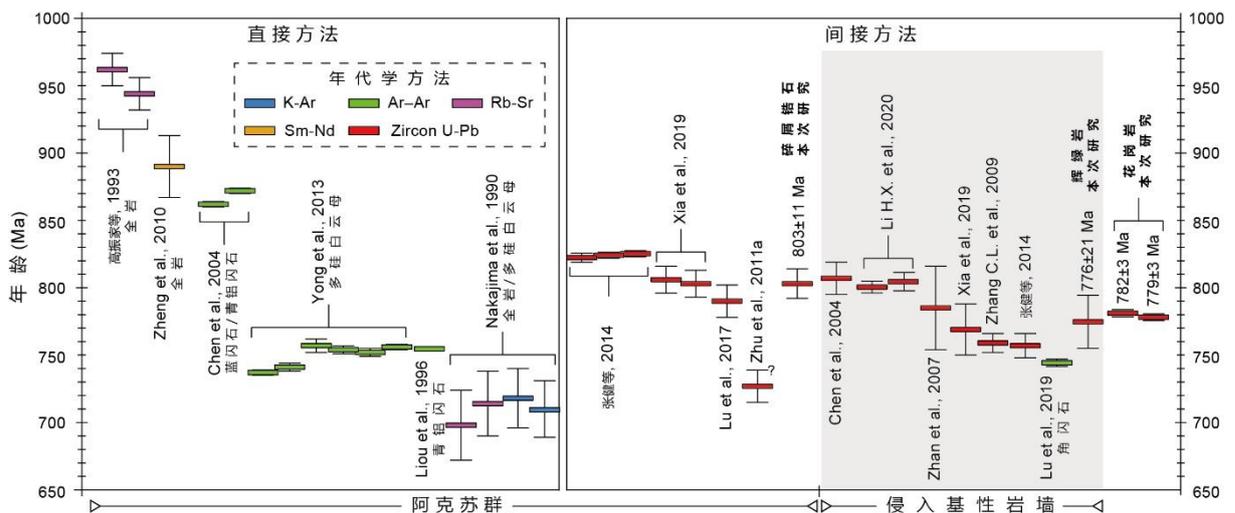


图 4.2 目前通过多重手段方法对阿克苏蓝片岩地体变质年龄的年代学约束的统计结果

此外，还有许多学者对阿克苏群中的变质沉积岩开展了大量的碎屑锆石定年手段，并获得了阿克苏群最大沉积年龄（图 4.2），分别为 825 Ma（张健等，2014）， 805 Ma（Xia et al., 2019）， 790 Ma（Lu et al., 2017）以及 730 Ma（Zhu et al., 2011a）。可以发现，除 Zhu et al.（2011a）所获得的最大沉积年龄明显小于其他学者的年龄数据以外，其余结果均获得了早于 790 Ma 的沉积时代限定。此外，针对侵入阿克苏蓝片岩地体中的基性岩墙也开展了大量的年代学研究。研究结果显示，尽管这些来自于基性岩墙的锆石年代学结果也存在一定的差异性，但所有锆石数据都指向基性岩墙的结晶年龄应该不晚于 760 Ma 左右。但也有学者通过其他方法获得了不一致的结论。如 Lu et al.（2019）从基性岩墙中

分离的角闪石矿物通过 Ar-Ar 同位素分析获得了一个 745 ± 3 Ma 的坪年龄。

通过以上对所有已经发表的年代学数据进行统计分析后可以发现，虽然目前对阿克苏蓝片岩的准确变质年龄仍存在争议，但近些年来采用的锆石 U-Pb 年代学方法显著比传统 Ar-Ar 和 Rb-Sr 等同位素方法所获得的年龄范围更为缩小，因此可以对阿克苏群的变质年龄利用其最大沉积年龄与基性岩墙的结晶年龄进行更为有效的区间约束。但同时，其中至今仍存在一些无法排除的不一致因素。例如，如何评估 Zhu et al. (2011a) 报道的与其他结果相较明显偏年轻的阿克苏群碎屑锆石？以及如何排除基性岩墙中锆石的捕获成因可能性 (Li et al., 2020) 而造成解释年龄偏老等不确定因素？

4.3 阿克苏群及复式岩墙地质特征

前人以及本次研究均观察到，阿克苏群整体经历了多期复杂的构造变形 (Liou et al., 1996; 王富军等, 2021)。根据野外变形特征，可以将阿克苏群的前寒武纪主要变形期次划分四期：第一期变形造成阿克苏群所有岩石中形成主要的 S_1 面理和线理构造，并且发育中等规模的横卧褶皱及同斜褶皱，该期变形过程可能伴随了高压变质作用 (Liou et al., 1996)。根据 Xia et al. (2019) 对阿克苏蓝片岩中的含黑硬绿泥石绿帘石蓝片岩以及绿帘石蓝片岩进行相平衡模拟，造成该期蓝片岩相变质作用的峰期温压条件分别为 $320-410\text{ }^\circ\text{C}$ 和 $6.8-8.7\text{ kbar}$ ，以及 $310-380\text{ }^\circ\text{C}$ 和 $6.5-8.0\text{ kbar}$ 。在第一期变形阶段末期形成了大量平行于 S_1 面理贯入的长英质脉体 (图 4.3A)。第二期变形主要表现为一系列轴面与第一期褶皱大角度相交的褶皱变形，同时也造成长英质脉体与 S_1 面理的协调褶皱变形 (图 4.3B)。第三期变形变为剖面尺度的北东-南西向开阔褶皱 (图 4.1B 和 D)。以上三期变形均为挤压构造变形，可能分别与蓝片岩形成的板片俯冲过程及随后的折返过程相关。而第四期变形主要表现为北西-南东向的平行断层，并在后期或近同时发育一系列基性岩墙侵入 (图 4.1B; 肖序常和格雷厄姆, 1990)，该期变形与区域北东-南西向的伸展构造作用有关。

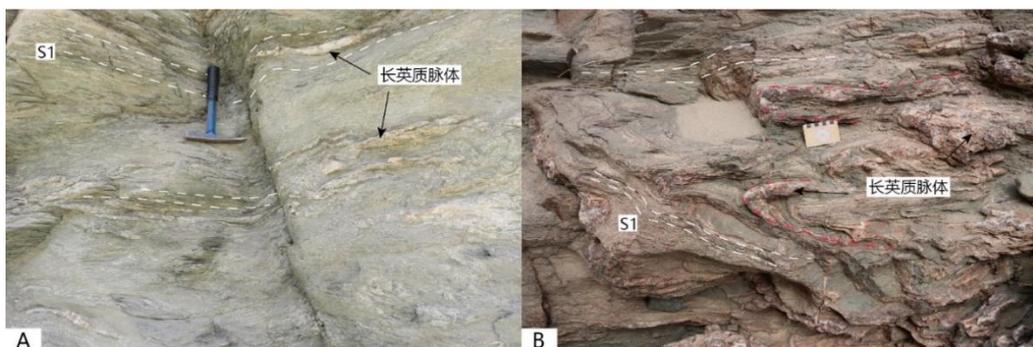


图 4.3 阿克苏群片岩的野外露头构造变形特征

本章研究剖面点位于阿克苏市西南 25 km 处冲沟内 (图 4.1B)。该剖面可见一条复式岩墙近直立侵入于阿克苏群砂屑片岩之中 (图 4.4), 岩墙整体宽度呈轻微向上部收敛趋势, 岩墙下部宽近 30 m。该复式岩墙由灰绿色的辉绿岩墙与肉红色的花岗岩组成 (图 4.5A-B)。辉绿岩在与花岗岩接触的边部常呈现数条辉绿岩枝伸入花岗岩体内部, 并且辉绿岩和花岗岩之间局部发育明显的突变接触关系 (图 4.5C)。此外, 辉绿岩墙内可见发育 5-10 m 左右宽的岩浆混染带 (图 4.4)。岩浆混染带内岩石明显表现为辉绿岩中含有大量红色的未被吸收完全的长英质矿物 (图 4.5D)。并且, 岩浆混染带内可见较大块的花岗岩石捕虏体 (图 4.4 和图 4.5E) 以及残留的花岗岩枝 (图 4.4 和图 4.5B)。辉绿岩墙与花岗岩体之间的突变接触关系现象表明, 这可能属于两期岩浆过程形成的复式岩墙。并且很有可能是花岗岩冷却结晶以后辉绿岩墙侵入花岗岩体, 所以才导致了在辉绿岩墙内裹挟的块状花岗岩包裹体以及未被完全吸收融合的岩浆混染带等现象。

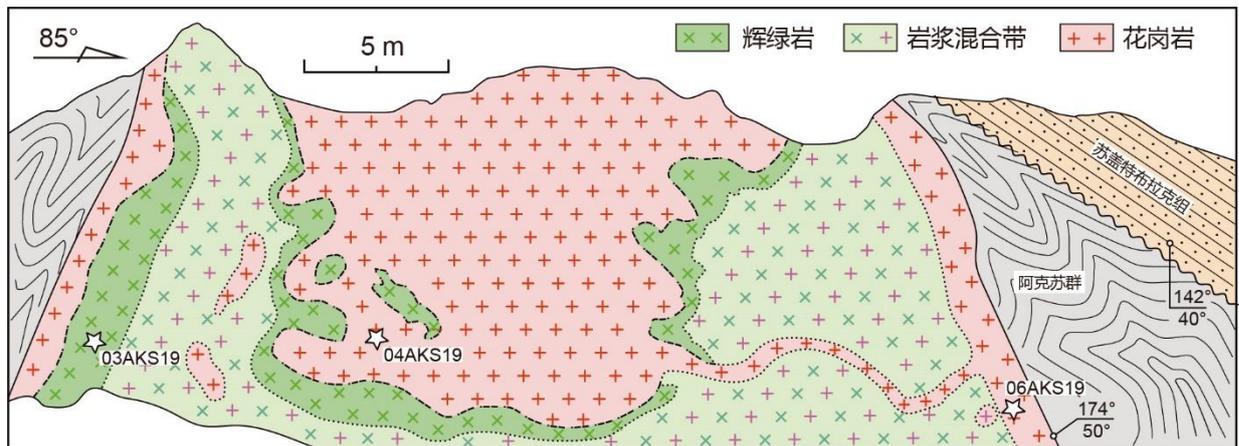


图 4.4 位于阿克苏市西南的阿克苏群冲沟露头及侵入的复式岩墙地质现象 (剖面点位置见图 4.1B)

在该复式岩墙剖面上可见两边与围岩阿克苏群片岩直接呈侵入接触的花岗岩墙 (图 4.4)。围岩阿克苏群中发育两期构造变形。表现为第一期变形阶段形成的 S1 面理发育后期过程的褶皱变形 (图 4.5F), 此外在阿克苏群片岩与花岗岩体边部均可以见到大量浅色长英质脉体的发育 (图 4.5G), 并且在局部可以观察到阿克苏群片岩和花岗岩体边部以及平行于 S1 面理贯入的浅色长英质脉体之间呈协调的小尺度褶皱变形 (图 4.5H)。然而, 野外并未观察到辉绿岩墙中存在类似的变形现象。

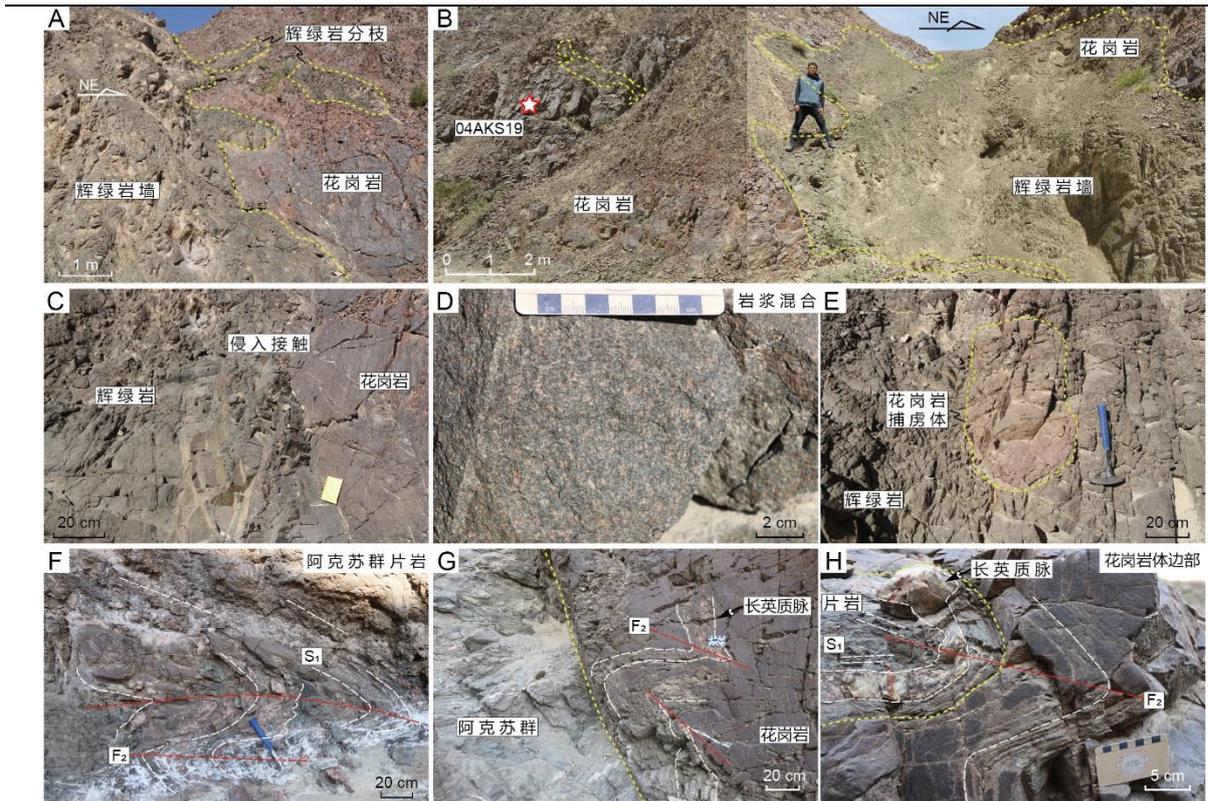


图 4.5 (A-B) 辉绿岩墙与花岗岩的侵入接触关系；(C) 辉绿岩与花岗岩的突变接触关系；(D) 岩浆混合带岩石；(E) 辉绿岩墙中的花岗岩捕虏体；(F) 阿克苏群片岩围岩两期构造变形；(G) 花岗岩体与阿克苏群侵入接触关系及花岗岩体边部的长英质脉体和褶皱变形；(H) 花岗岩体边部与阿克苏群片岩围岩的协调变形褶皱

通过室内对辉绿岩和花岗岩的进一步镜下岩石薄片的观察和鉴定可以发现，辉绿岩混染吸收带内的玄武质岩石主要由自形的板状斜长石以及少量的单斜辉石矿物组成（图 4.6A），单斜辉石呈它形充填于斜长石矿物搭建的矿物间隙中。此外，岩石中可见大量的它形石英单晶充填于由斜长石矿物颗粒之间，这些石英晶体可能是辉绿岩侵入于花岗岩体过程中未被完全吸收的矿物，反映了岩浆混染的特点。而露头上未见明显岩浆混染的辉绿岩主要由板状斜长石晶体和单斜辉石以及磁铁矿组成（图 4.6B），辉绿岩中的单斜辉石矿物明显大于混染吸收带内的单斜辉石，且常见绿泥石蚀变成分。花岗岩体的结晶粒度较细，镜下普遍可以见到花岗岩经历了动态重结晶过程。花岗岩边部的岩石中可见大量石英、白云母以及少量的斜长石和方解石交代物，白云母呈短片状充填于石英矿物间隙之间，并且石英颗粒边部常发育膨凸现象（图 4.6C）。花岗岩内部的岩石出现大量的亚颗粒化石英，常可见方解石交代物，此外薄片可见矿物明显的定向性排列，该岩石经历了动力变形过程中的亚颗粒旋转阶段（图 4.6D）。上述花岗岩的动态重结晶特征反映了该岩体经历了低绿片岩相到高绿片岩相的变质条件（纪沫等，2008）。

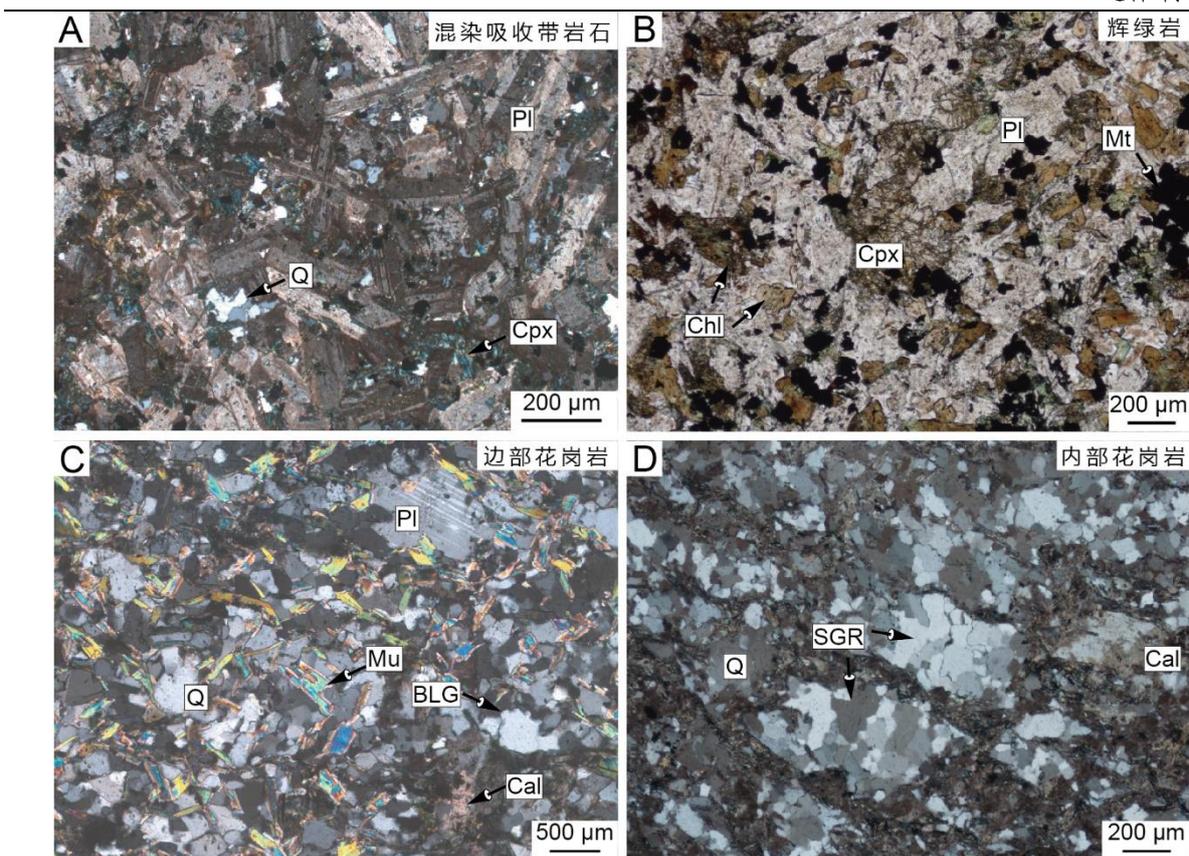


图 4.6 (A) 正交偏光镜下岩浆混染吸收带内的玄武质岩石主要由板状斜长石 (Pl) 及少量单斜辉石 (Cpx) 和不透明矿物组成, 可见未被完全吸收的它形石英单晶 (Q) 充填于斜长石晶体间隙; (B) 单偏光镜下辉绿岩主要由斜长石、单斜辉石和磁铁矿 (Mt) 组成, 辉石常见绿泥石 (Chl) 蚀变; (C) 花岗岩侵入体边部发育的细粒花岗岩 (正交偏光), 含大量石英和白云母 (Mu) 和少量斜长石以及交代方解石 (Cal), 可见石英颗粒边部发育动力变形的膨凸现象 (BLG); (D) 正交偏光镜下花岗岩体内部的可见矿物颗粒的定向性以及石英颗粒的亚颗粒旋转重结晶 (SGR)

本次研究分别对变形花岗岩体中部 (04AKS19) 和边部 (06AKS19) 各采集一个岩石样品用于 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试 (图 4.4), 在远离岩浆混染带的辉绿岩墙内采集一个样品 (03AKS19) 进行相同的年代学测试, 此外对复式岩墙附近的阿克苏群围岩采集一件砂屑片岩样品 (18SK02) 开展碎屑锆石年代学测试。此外, 分别对花岗岩体和辉绿岩墙的非混染带各采集 5 块岩石样品开展全岩主微量和同位素分析。详细测试方法和数据分析结果可分别参考附录 S.1 和 S.4。

4.4 锆石年代学特征

4.4.1 花岗岩锆石年代学

从两块花岗岩样品中分离的锆石大多呈无色透明的自形到半自形晶体, 其中有少数锆石颗粒呈滚圆状。本次研究对花岗岩样品 04AKS19 中具有不同形态类型的 30 颗锆石

分别进行了 30 个点位的定年分析；对 06AKS19 则进行了 21 个点位的定年分析。采自花岗岩体内部的岩石样品 (04AKS19) 中的自形锆石大多呈长约 100 μm 的短柱状晶体，且具有清晰的岩浆震荡环带 (图 4.7)，表明这些锆石属于岩浆结晶锆石 (Hoskin and Schaltegger, 2003)。从样品中分离得到的半自形到滚圆状的锆石颗粒大多也具有岩浆震荡环带，并且其中个别锆石外部可见狭窄的白色变质边。这些特征表明，该花岗岩体中锆石的来源具有复杂的多元性，因此需要对这些不同类型的锆石进行分别解释。

30 个锆石分析结果显示，所有年龄数据均较好的落在谐和曲线上 (图 4.7)。其年龄结果分布范围跨越了古元古代至新元古代，其中最老的锆石获得的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 $2491 \pm 14 \text{ Ma}$ ，最年轻的锆石获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $773 \pm 5 \text{ Ma}$ 。所有的锆石年龄结果大致可以分为几群：古元古代年龄 2499-1859 Ma ($n=11$)，中元古代年龄 $1536 \pm 9 \text{ Ma}$ ($n=1$)，早新元古代年龄 875-828 Ma ($n=6$) 以及新元古代中期年龄 792-773 Ma ($n=12$)。其中，对 12 个最年轻的锆石年龄进行加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄计算获得的结果为 $779 \pm 3 \text{ Ma}$ (图 4.7)，并且这些最年轻的锆石的 Th/U 比值介于 0.79-1.51，因此本文将该组具有最年轻年龄的锆石解释为花岗岩体的岩浆结晶锆石，其余古元古代到新元古代早期年龄的锆石可以解释为花岗岩从原岩重熔过程中获得的继承性锆石。

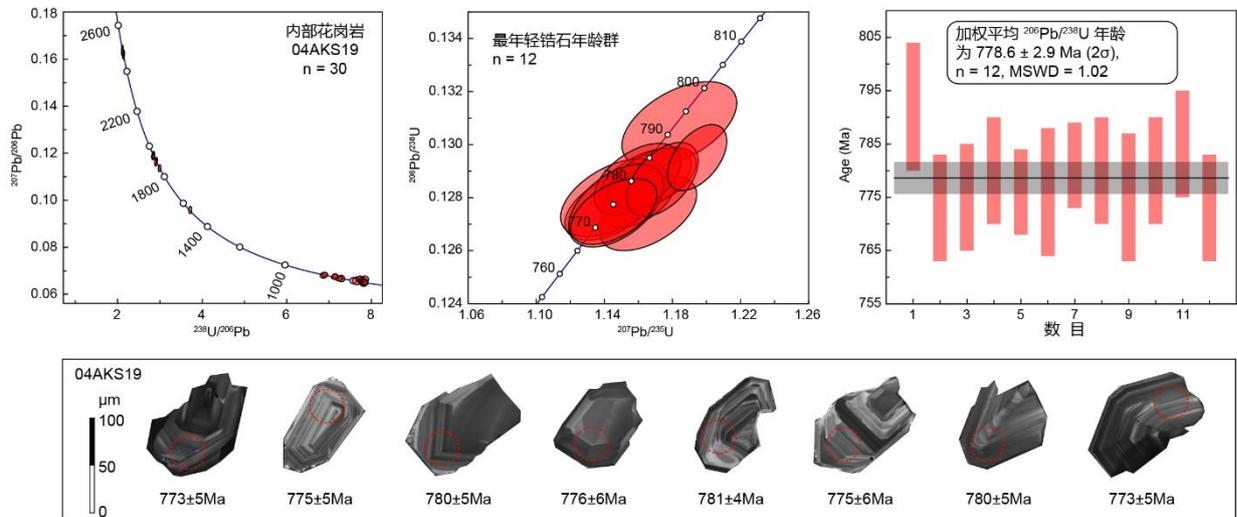


图 4.7 采自花岗岩体内部样品 (04AKS19) 的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析结果及锆石 CL 图

采自花岗岩体边部的另一个样品 (06AKS19) 与上述内部花岗岩样品具有十分类似的锆石特征，大多数锆石呈无色透明的自形到半自形晶体，也有少数锆石颗粒呈滚圆状，大多数锆石均具有较清晰的岩浆震荡环带。此外，我们在该样品中还观察到部分自形程度较高的锆石中具有明显的核幔结构，锆石幔部具清晰的岩浆震荡环带 (图 4.8)。这反映了该花岗岩体中的部分锆石是在老的继承锆石核基础之上通过岩浆再结晶形成。

本次研究对其中 21 个晶型较为自形的锆石进行上机测试。定年分析结果显示，所有年龄数据也均较好的落于谐和曲线上（图 4.8），年龄集中于新元古代早-中期。年龄结果中最老的一颗锆石获得了 887 ± 6 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄；而最年轻的一颗锆石获得了 771 ± 5 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。对该样品的 14 个最年轻的锆石进行加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄计算，获得的年龄结果为 782 ± 3 Ma（图 4.8），在误差范围内与上述样品年龄结果相似。这些最年轻的锆石的 Th/U 比值介于 0.63-1.19，也表明这些锆石属于的岩浆成因。综合上述两组花岗岩样品的年代学数据，本文认为该花岗岩体的结晶年龄为 780 Ma 左右。

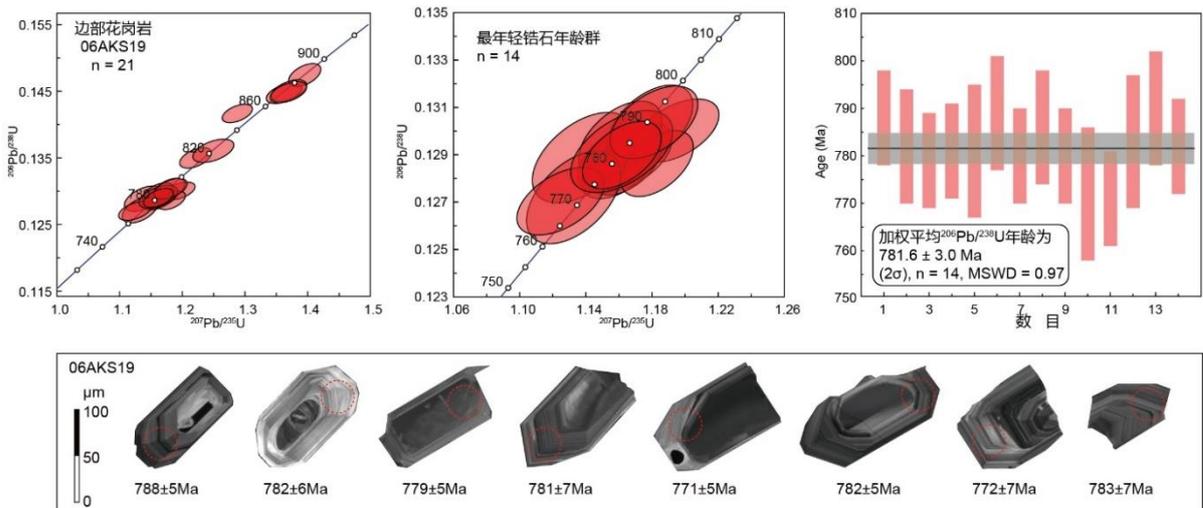


图 4.8 采自花岗岩体边部样品（06AKS19）的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析结果及锆石 CL 图

4.4.2 辉绿岩锆石年代学

本次研究在辉绿岩样品（03AKS19）中总共获得锆石颗粒 15 粒。通常，由于基性岩浆是由于 Zr 含量较低以及 Si 不饱和的原因，基性岩中较少含有岩浆自生的锆石。分离获得的这批锆石呈无色透明晶体，具有复杂的颗粒形态。根据锆石的颗粒粒径，本文大致将该批锆石分为两组（图 4.9）。第一组为较大粒径的锆石颗粒，最大粒径介于 70-140 μm ，长宽比为 1 到 1.5。这些锆石通常呈滚圆状或破碎状晶体，并具有较明显的裂痕和表面撞击坑。第二组为粒径较小的锆石颗粒，最大粒径在 30-65 μm 之间，长宽比约 1 到 2.5。两组锆石颗粒在 CL 照片中均可见一定程度的岩浆震荡环带。本次研究对其中 12 颗粒径满足激光束斑要求的锆石进行了点位年龄分析，并获得了 12 组谐和的年龄数据（图 4.9）。其中，7 组年龄数据集中于新元古代（997-773 Ma；图 4.9），2 组年龄数据分别给出 1034 ± 16 Ma 和 1788 ± 13 Ma 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄。此外还有 3 组年龄数据分别给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 449 ± 9 Ma， 219 ± 2 Ma 以及 136 ± 2 Ma。12 组测试锆石获得的 Th/U 比值介于 0.16-4.0，表明这些锆石具有岩浆成因（Belousova et al., 2002）。本文认为这些辉绿岩中

的前寒武纪锆石代表了该期基性岩浆从围岩中捕获的锆石。其中具有新元古代年龄的三组最年轻数据的加权平均年龄(776±21 Ma)与上述花岗岩的结晶年龄十分接近(图 4.9),可能是侵位花岗岩体的过程中捕获所得,这一解释也与野外露头上观察到的基性岩墙与花岗岩体之间出现较宽岩浆混染带的现象所吻合。此外,还有三组显生宙锆石年龄显然与野外地质接触关系相矛盾,可能是岩浆上升过程中的混合或成岩后期的铅丢失的结果。

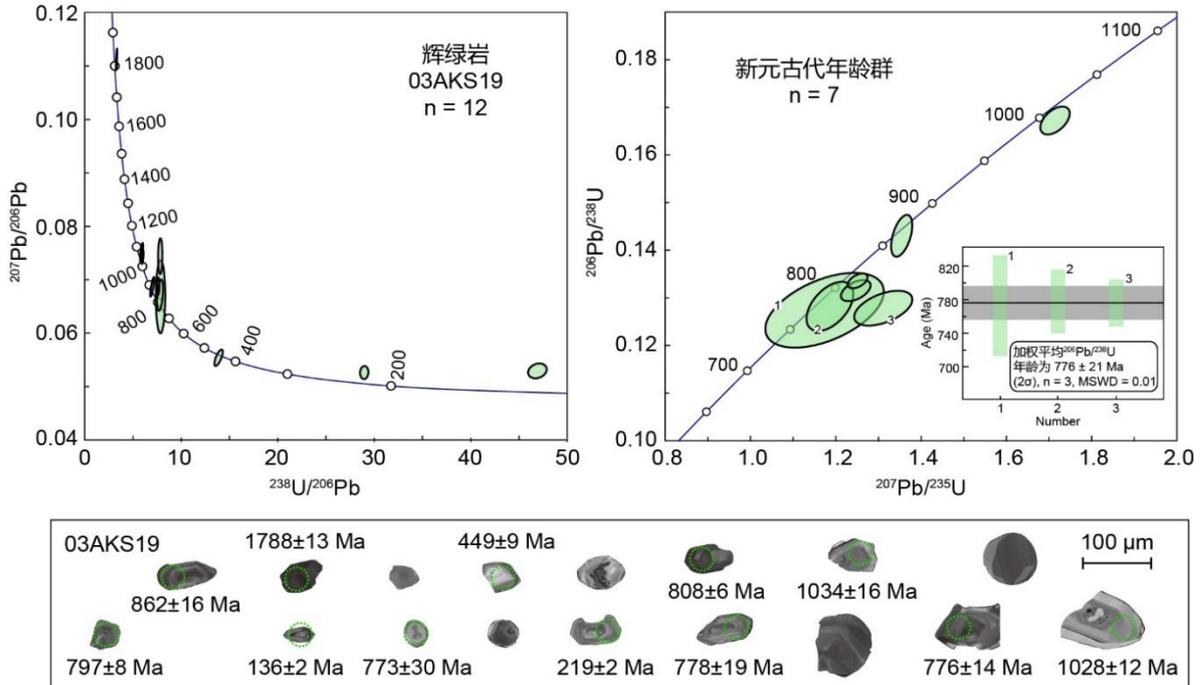


图 4.9 采自辉绿岩墙样品 (03AKS19) 的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析结果及锆石 CL 图

4.4.3 阿克苏群碎屑锆石年代学

本次研究对复式岩墙侵入附近的阿克苏群围岩采集一件砂屑片岩样品 (18SK02) 开展碎屑锆石年代学测试。阿克苏群片岩中碎屑锆石的形态从较自形到磨圆状均有出现,表明这些锆石颗粒经历了不同程度的搬运距离或其中部分锆石经历了沉积再旋回过程。锆石阴极发光 (CL) 图像显示 (图 4.10), 大部分锆石均具有较为清晰的岩浆震荡环带, 表明阿克苏群中的碎屑锆石来源于岩浆成因。此外, 部分碎屑锆石具有核幔结构, 表现为老的锆石继承核基础上外部被具有震荡环带的锆石幔包裹, 表明这些锆石具有岩浆再生长的过程 (Hoskin and Schaltegger, 2003)。对其中部分具核幔结构的锆石幔部进行点位分析后获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为新元古代早中期 (840-800 Ma; 图 4.10)。此外, 少数锆石还观察到具有典型的白色变质生长边, 表明这类锆石经历了一定程度的变质作用 (Hoskin and Schaltegger, 2003)。对其中变质边较宽的锆石进行点位分析后分别获得了 2461±43 Ma 的古元古代年龄以及 795±10 Ma 的新元古代中期年龄 (图 4.10)。

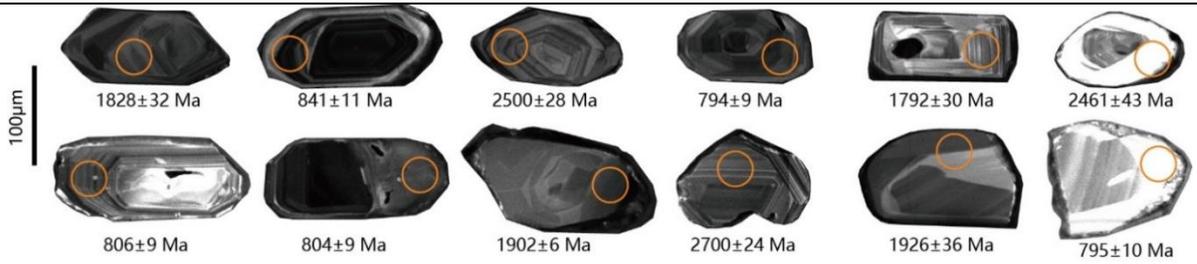


图 4.10 阿克苏群片岩 (18SK02) 碎屑锆石阴极发光 (CL) 图

针对该样品共随机挑选了 60 颗锆石的点位进行 U-Pb 同位素定年分析。分析结果显示,所有的年龄数据均较好的落于谐和曲线上(图 4.11A-B)。所有分析锆石的 Th/U 比值介于 0.22-1.96, 指示这些锆石大多数可能具有岩浆成因 (Hoskin and Schaltegger, 2003)。碎屑锆石年龄结果分布范围跨越了新太古代至新元古代, 其中最老的锆石获得的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 2700 ± 24 Ma, 最年轻的锆石获得的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 794 ± 9 Ma。在锆石年龄分布谱上出现 800 Ma、836 Ma、1860 Ma、1900 Ma 以及 1932 Ma 多个年龄主峰和 898 Ma 以及 2.5-2.7 Ga 等多个年龄次峰 (图 4.11C)。所有的锆石年龄结果大致可以分为以下几群: 新太古代年龄 2.7-2.5 Ga (n=3), 古元古代年龄 2461-1743 Ma (n=38), 早-中新元古代年龄 896-794 Ma (n=19; 图 4.11B)。其中, 对 11 个最年轻的锆石年龄进行加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄计算获得的结果为 803 ± 11 Ma (图 4.11D)。该最年轻锆石的加权平均年龄指示阿克苏群变质沉积岩原岩的最大沉积年龄为 800 Ma 左右。

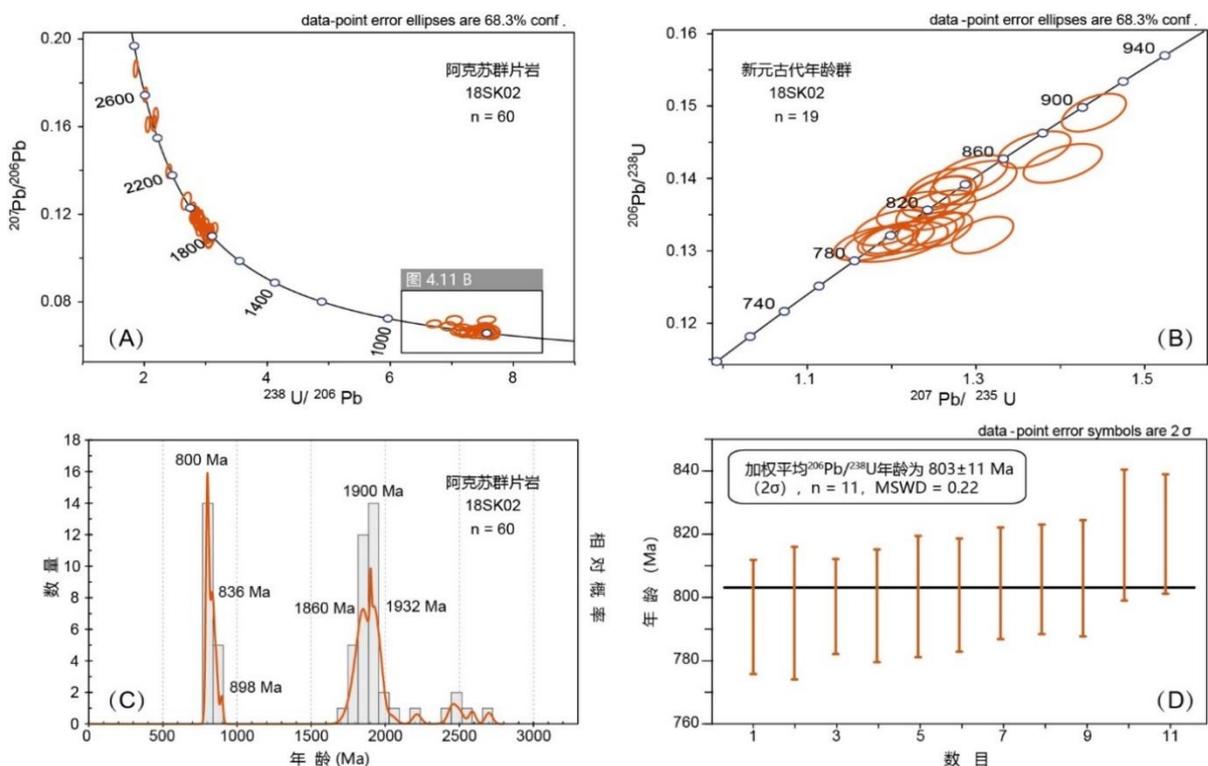


图 4.11 阿克苏群片岩 (18SK02) 的 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学分析结果

4.5 复式岩墙的地球化学特征

4.5.1 花岗岩地球化学特征

复式岩墙中的花岗岩样品具有较低的烧失量 (1.01-1.22wt%), 并且具有较高的 SiO_2 含量 (73.6-74.6 wt%; 图 4.12A) 和较高的 Al_2O_3 含量 (12.8-13.0 wt%), 全碱含量介于 6.9 wt%到 7.3 wt%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值介于 1.2-1.7; 此外, 样品还具有较低的 CaO (0.7-0.9 wt%), MgO (0.8-1.1 wt%), P_2O_5 (~0.1 wt%) 以及 Fe_2O_{3t} 含量 (2.4-2.9 wt%)。花岗岩样品具有轻微过铝质成分, 铝饱和指数 ASI 介于 1.1 和 1.2 之间 (图 4.12B)。根据 Frost et al. (2001) 的地球化学分类投图, 这些样品分别属于钙碱性花岗岩 (图 4.12C) 以及镁质花岗岩系列 (图 4.12D)。由于该复式岩墙中的花岗岩经历了一定程度的动态重结晶过程, 因此从岩石薄片下鉴定矿物成分比例难度较大。本次研究采用 CIPW 标准矿物计算对这些样品进行矿物成分估计。根据标准矿物计算, 花岗岩样品中具有 33.7-35.0 wt%的石英, 15.3-19.8 wt%的正长石, 34.6-37.4 wt%的钠长石, 2.8-4.0 wt%的钙长石, 1.3-2.0 wt%的刚玉, 5.2-6.1 wt%的紫苏辉石, ~0.2 wt%的磷灰石和~0.1 wt%的锆石, 以及 0.7-0.9 wt%的钛铁矿和~0.4 wt%的磁铁矿。

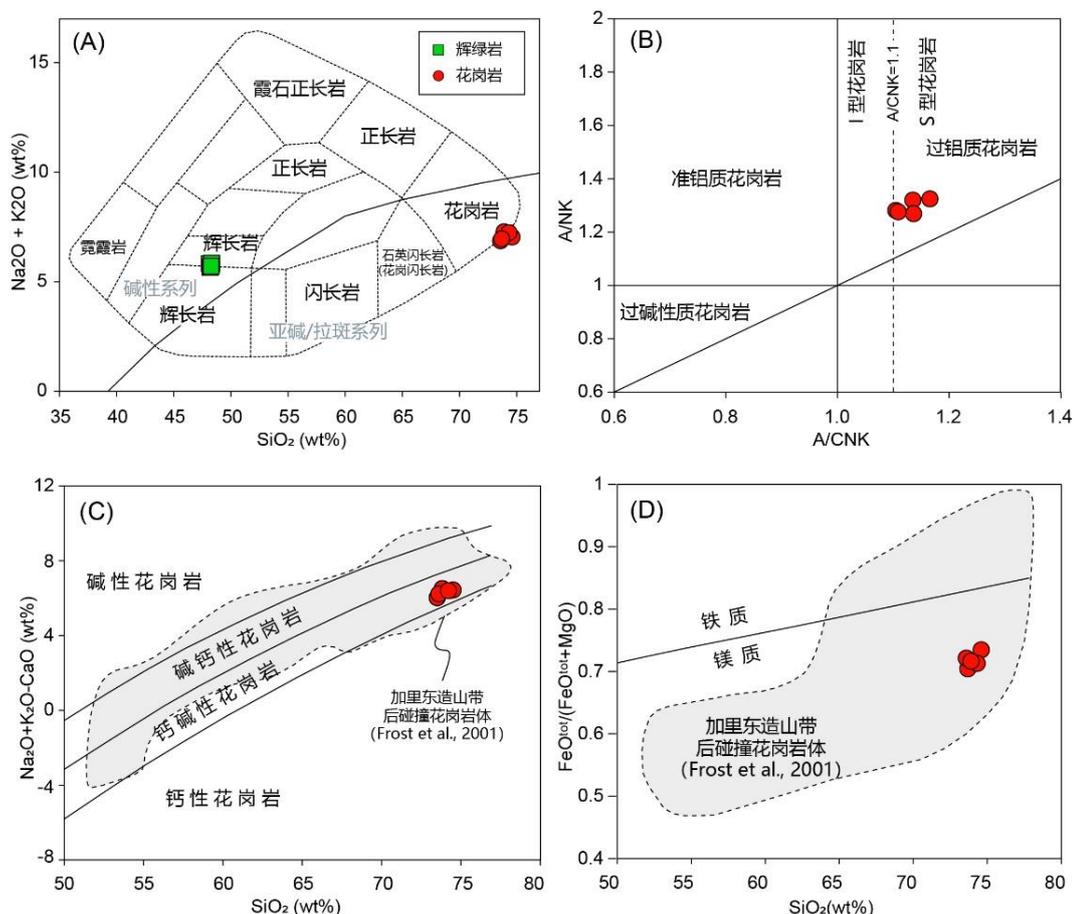


图 4.12 (A) 侵入岩硅碱分类图 (Cox et al., 1979); (B) A/NK 与 A/CNK 投图 (Maniar and

Piccoli, 1989); (C) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (wt%) 与 SiO_2 (wt%) 投图 (Frost et al., 2001); (D) $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ 与 SiO_2 (wt%) 投图 (Frost et al., 2001)

花岗岩样品的微量元素含量特征总体较为均一, 具有稀土元素 (REE) 总含量为 163 ppm 至 216 ppm。在球粒陨石标准化稀土配分模式图上, 花岗岩样品明显富集轻稀土元素 (LREE), 且具有相对平坦的重稀土 (HREE) 元素配分 (图 4.13A)。样品的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值介于 12.87 至 17.78, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 比值介于 4.98 至 5.57。此外, 还可以观察到对于元素 Sm 和 Gd 呈相对亏损的 Eu 的负异常 ($\delta\text{Eu} = 0.54-0.65$), 指示了花岗岩形成过程中的斜长石分异结晶作用。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上可以看到, 花岗岩样品明显富集 Rb、Ba、Th、U 等元素, 并且明显亏损 Nb、Ta、Ti 以及 Sr 元素 (图 4.13B)。

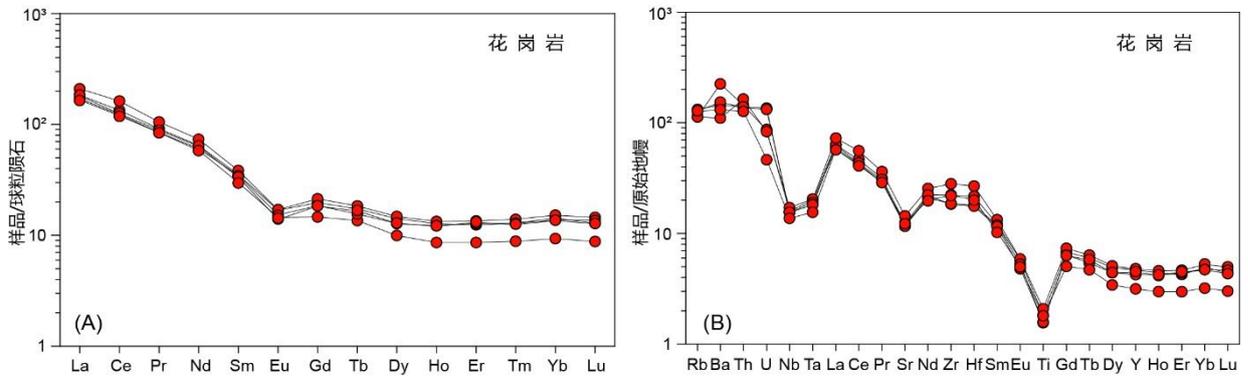


图 4.13 (A) 花岗岩球粒陨石标准化稀土配分模式图; (B) 花岗岩原始地幔标准化蛛网图; 其中, 球粒陨石和原始地幔标准化值来源于 Sun and McDonough (1989)

本次研究中, 样品初始同位素比值采用报道的花岗岩的结晶年龄 780 Ma 计算。两件花岗岩样品具有初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分别是 0.7084 和 0.7081, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值分别是 -10.68 和 -11.79。计算的两件花岗岩样品 Pb 同位素初始比值分别是, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 为 41.4956 和 38.1412, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 为 15.6262 和 15.5118, 以及 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 为 19.0059 和 17.3625。两件花岗岩样品的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别是 -14.1 和 -11.8, 产生的 Hf 二阶段模式年龄分别是 2.41 Ga 和 2.55 Ga。

4.5.2 辉绿岩地球化学特征

辉绿岩样品的烧失量为 1.87-2.23 wt%。这些辉绿岩样品具有十分均一的 SiO_2 含量 (48.1-48.3 wt%), 并且普遍具有较高的 Fe_2O_{3t} (14.0-14.3 wt%), TiO_2 (2.80 wt%) 以及 P_2O_5 (0.9-1.0 wt%) 等含量, 中等的 Al_2O_3 (14.1-14.3 wt%) 和 CaO (6.1-6.4 wt%) 含量, 较低的 MgO 含量 (5.00-5.27) 及 Mg# 值 (39.0-39.9)。这些辉绿岩样品显示出较高的全碱含量 ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 5.63-5.81$ wt%), 然而这个现象可能是由于基性岩后期蚀变过程中该

类碱性大离子亲石元素的活动性较强所导致。在 [Winchester and Floyd \(1977\)](#) 的投图中，辉绿岩样品均落于亚碱性玄武岩区域中（图 4.14A）。由于该图版使用 Nb、Y、Zr 以及 Ti 这些较为稳定的元素，可以较好的对后期蚀变作用较强的岩石进行岩石类型判别。在 [Miyashiro \(1974\)](#) 的 FeO_t/MgO 比值与 SiO_2 判别图中，所有样品均显示拉斑系列成分（图 4.14B）。

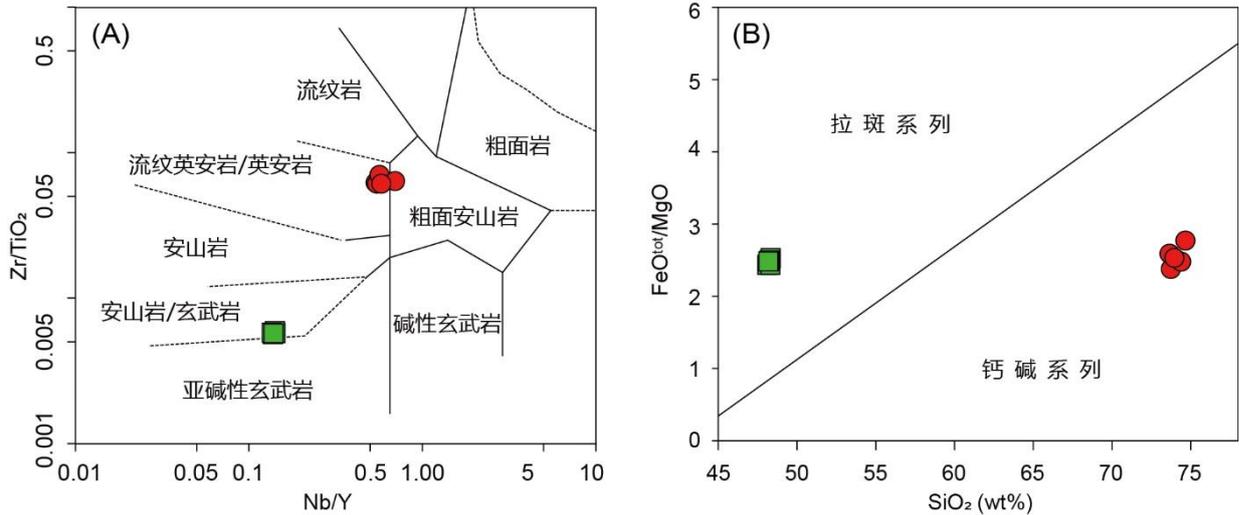


图 4.14 (A) Zr/TiO_2 与 Nb/Y 的岩石类型判别图 ([Winchester and Floyd, 1977](#)); (B) FeO_t/MgO 与 SiO_2 的岩石系列判别图 ([Miyashiro, 1974](#))

与这些辉绿岩样品所具有的低 MgO 等含量相匹配，样品具有较低的相容元素丰度，如 Ni (19.71-22.16 ppm)， Cr (18.97-21.31 ppm) 和 Co (34.15-36.01 ppm) 等元素。并且，这些样品普遍具有较高的稀土元素 (REE) 含量 (174.67-180.08 ppm)。在球粒陨石标准化稀土配分模式图上，辉绿岩样品富集轻稀土元素 (LREE) 且亏损重稀土 (HREE) 元素 (图 4.15A)。样品的 $(La/Yb)_N$ 比值介于 5.59 至 5.72， $(La/Sm)_N$ 比值介于 2.01 至 2.09。此外，可以观察到样品具有轻微的 Eu 正异常 ($\delta Eu = 1.20-1.27$)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上可以看到，辉绿岩样品富集大离子亲石元素而相对亏损高场强元素，具有明显的 Nb、Ta 槽和 Zr、Hf 以及 Ti 的负异常 (图 4.15B)。然而，辉绿岩整体的不相容元素含量较高，显示比典型的俯冲带玄武岩更为富集的特点 (图 4.15B)。

辉绿岩样品的初始同位素比值采用大致 780 Ma 计算。两件辉绿岩样品具有初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值分别是 0.7072 和 0.7071， $\epsilon_{Nd}(t)$ 值分别是 -6.04 和 -5.93。计算的两件样品 Pb 同位素初始比值分别是， $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ 为 37.1379 和 37.2789， $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ 为 15.3440 和 15.3861，以及 $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ 为 16.5290 和 16.6443。两件样品的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值分别是 -1.9 和 -0.7，产生的 Hf 二阶段模式年龄分别是 1.80 Ga 和 1.72 Ga。

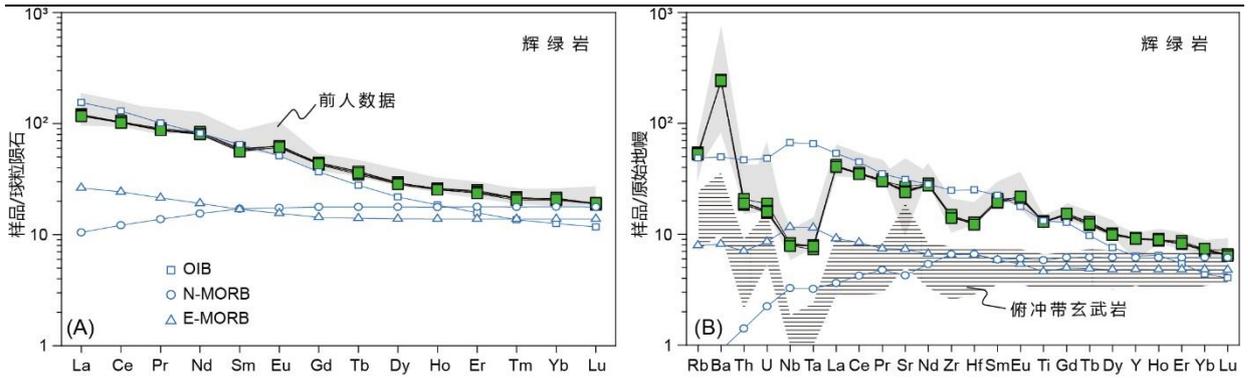


图 4.15 (A) 辉绿岩球粒陨石标准化稀土配分模式图；(B) 辉绿岩原始地幔标准化蛛网图；其中，球粒陨石，原始地幔以及 OIB, E-MORB 和 N-MORB 等标准化值来源于 Sun and McDonough (1989)；俯冲带玄武岩微量元素范围参考 Zheng (2019)

4.6 岩浆岩石成因学

4.6.1 花岗岩岩石成因

依据花岗质岩浆的不同来源，传统上可以将花岗岩分为 I 型，S 型和 M 型三种岩石类型。其中，M 型花岗岩由来源于地幔的基性岩浆通过结晶分异演化而形成，因此，此类花岗岩通常具有亏损的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值。另外两种类型的花岗岩主要分别是来源于地壳源区的变火成岩原岩 (I 型) 和来源于变沉积岩原岩 (S 型)。本次研究中，侵入阿克苏群的复式岩墙中的花岗岩具有显著富集的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值，与典型的 M 型花岗岩不符。此外，该花岗岩具有显著高的 SiO_2 (~74 wt%) 含量，岩石成分表现为钙碱性和过铝质 (A/CNK 值 [$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ 分子比] > 1.1) 等特点 (图 4.12B)。根据 CIPW 标准矿物计算，该花岗岩具有 > 1.3 wt% 含量的刚玉，也指示样品的过铝质特征 (Chappell and White, 2001)。地球化学和实验岩石学研究表明该类过铝质花岗岩可以由贫铝的岩浆熔体通过强分异结晶作用形成或通过表壳沉积岩的部分熔融形成 (吴福元等, 2017)。本次研究的花岗岩具有相对较低的 Rb/Sr 比 (0.28-0.34)，较高的 Zr/Hf 比 (37-40) 和 Nb/Ta 比 (14-15)，以及高的 REE 总含量 (163-216 ppm)，这些元素特征表明这些花岗岩样品经历了低程度的结晶分异过程。根据花岗岩样品中普遍出现的中度亏损的 Eu 元素 ($\delta Eu = 0.54-0.65$) 以及 Al_2O_3 与 SiO_2 含量的明显负相关性 (未展示)，表明斜长石是主要的结晶分异矿物相 (图 4.13A)。因此，本次研究的花岗岩不应该是由于贫铝的母质岩浆经过强烈结晶分异作用形成。

原始地幔标准化蛛网图上显示明显的 Rb、Th 及 U 等元素富集，表明这些花岗岩具有地壳来源成因 (图 4.13B)。通常 S 型花岗岩由于在沉积岩原岩经历的风化作用过程中

斜长石的消耗而导致其普遍具有 >1.1 的 A/CNK 值和过铝质成分特征(Chappell and White, 2001)。本次研究的花岗岩具有低的 CaO (0.7-0.9 wt%) 和 Na₂O (4.0-4.4 wt%) 含量以及低的 CaO/Na₂O 比 (0.15-0.21), 符合贫斜长石矿物的变泥质岩源区成分。此外, 在对花岗岩年代学研究中出现的大量继承性锆石也佐证了来源于变质沉积岩源区的假设(图 4.7 和图 4.8), 因为具有大量的继承性锆石往往也是用于鉴别 S 型花岗岩的一个适用准则(Zheng and Gao, 2021)。尽管这些花岗岩样品显示的低 K₂O (2.5-3.3 wt%) 和低 K₂O/Na₂O 摩尔比 (<0.5) 表明其似乎具有接近镁铁质的岩石成分(Chappell and White, 2001), 但样品具有的 Rb/Ba 比 (<0.1) 和 Rb/Sr 比 (0.28-0.34) 也可以指示它们可能源于镁铁质的泥岩或变质杂砂岩(Sylvester, 1998)。考虑到本次研究的花岗岩样品中普遍存在的石英重结晶和变质白云母的现象(图 4.6C-D), 以及上述的 K 和 Na 等活泼元素在后期蚀变过程中的流动效应, 仅仅考虑岩石主量和微量元素成分可能会影响我们对岩浆源区的判断。

同位素地球化学对于我们追踪岩浆源区具有不可替代的作用, 因为例如 Sm-Nd 和 Lu-Hf 等同位素体系通常不会因为岩浆结晶分异过程或后期变质作用而受到影响。本次研究的花岗岩样品普遍具有负的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(-11.79 和 -10.68), 根据 $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 投图, 该值比塔里木克拉通的下地壳值略微偏高, 并且样品落于 EMII 地幔单元附近(图 4.16A), 表明花岗岩的母质岩浆可能与表壳岩相关。花岗岩样品的 Hf 同位素组成也具有负值 (-14.1 和 -11.8), 据此推算的花岗岩二阶段模式年龄为古元古代初期 (2.4-2.5 Ga); 并且根据 $\epsilon_{Hf}(t)$ 随年龄的演化趋势图, 花岗岩样品落于塔里木新太古代-早古元古代的地壳演化线附近(图 4.16C; Long X. P. et al., 2010, 2011b)。根据第二章的地质背景描述, 塔里木北缘具有丰富的新太古代-早古元古代变质岩石系列, 或许是该花岗岩的潜在岩浆源区。此外, 值得注意的是两件花岗岩样品中存在大量的古元古代到新元古代早期的继承性锆石(图 4.7 和 4.8), 并且大多数新元古代早期的年龄集中在 887-816 Ma, 这表明新元古代早期的地壳单元成分参与了花岗岩母质岩浆的形成。据此, 本文认为塔里木西北缘的青白口纪阿克苏群可能是复式岩墙中过铝质花岗岩的岩浆重熔源区, 理由如下: 首先, 阿克苏群被认为是塔里木北缘的一套变质增生杂岩, 其岩石组成包括变质泥岩、变质杂砂岩和镁铁质片岩(图 4.1C-D), 并且阿克苏蓝片岩地块与复式岩墙存在紧密的时空联系(图 4.4)。其次, 阿克苏群是目前已知的塔西北最古老的变质岩石单元, 更重要的是, 通过本次研究对阿克苏群中砂屑片岩的碎屑锆石年代学研究, 发现阿克苏群的变质沉积岩的物源大量来自于古元古代 (2461-1743 Ma) 变质基底及新元古代 (896-794 Ma) 的陆缘弧岩浆碎屑(图 4.11; Zhu et al., 2011a; Xia et al., 2019)。阿克苏群中的碎屑锆石年龄成分特征与花岗岩体中所具有的古元古代年龄成分 (2499-1859 Ma) 和新元古代年龄

成分 (875-828 Ma) 完全匹配 (图 4.7)。此外, 野外观察到阿克苏群中贯入的大量平行于 S_1 面理的长英质脉体指示阿克苏蓝片岩地体在峰期变质或后阶段经历了一定程度的部分熔融 (图 4.3; Sawyer et al., 1986)。花岗岩的初始铅同位素比值也遵循了铅构造模型的造山带演化趋势线 (图 4.16B; Zartman and Doe, 1981), 表明可能与阿克苏蓝片岩形成过程的同期或稍晚期的造山过程有关。

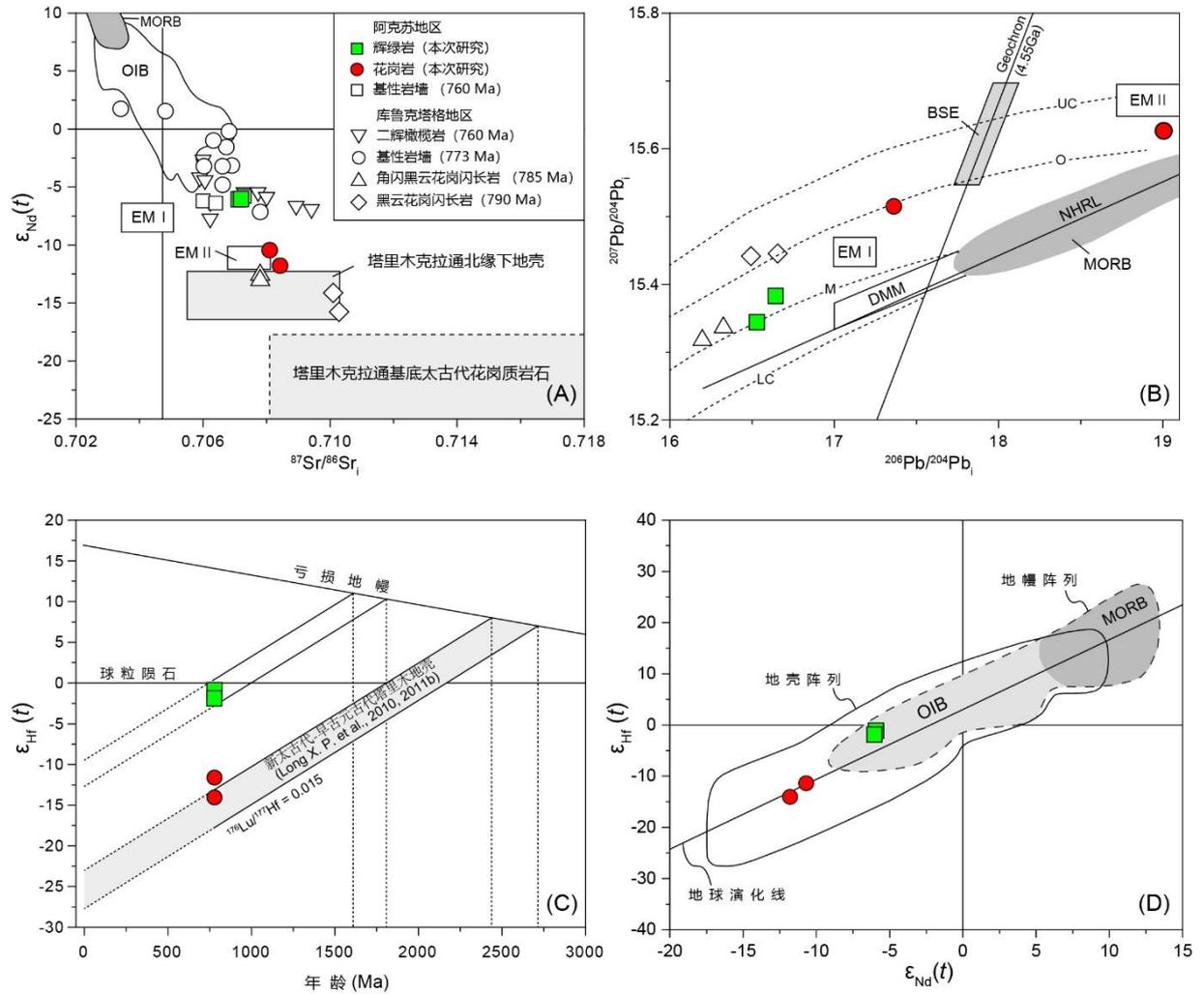


图 4.16 (A) 复式岩墙中花岗岩和辉绿岩及同时期的塔里木克拉通北缘岩浆岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 投图, 同期的岩浆岩数据来自 Zhang C. L. et al. (2009, 2011) 和 Zhang et al. (2017), 地幔端元根据 Zindler and Hart (1986), EM I和 EM II-两类富集地幔, DM-亏损地幔, MORB-洋中脊玄武岩, OIB-洋岛玄武岩, 塔里木克拉通北缘下地壳和太古代花岗质岩石的范围依据 Zhang et al. (2017); (B) 本次研究的花岗岩和辉绿岩以及塔里木东北缘库鲁克塔格地区花岗闪长岩 (Zhang et al., 2017) 的 Pb 同位素组成 (据 Zartman and Doe, 1981 修改), UC-上地壳演化线, O-造山带演化线, M-地幔演化线, LC-下地壳演化线, DMM-亏损地幔单元; (C) 本次研究花岗岩和辉绿岩的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 与岩石年龄投图; (D) 本次研究花岗岩和辉绿岩的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 投图 (据 Vervoort et al., 1999 修改)。

4.6.2 辉绿岩岩石成因

复式岩墙中辉绿岩最显著地球化学特征是普遍出现的大离子亲石元素的富集与 Nb、Ta 元素的亏损 (图 4.15B), 以及明显偏富集的 Nd 同位素组成 ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-6$; 图 4.16A)。辉绿岩具有的低 Nb/U 比值 (14.8-17.8) 显著小于典型的洋岛玄武岩的该值 ($\text{Nb}/\text{U}=47\pm 10$; Hofmann et al., 1986)。这些特征表明, 基性岩浆可能经历了壳幔混染作用, 或者与大陆岩石圈地幔的熔体混合, 也可能是继承了岩浆源区的地球化学和同位素信息 (Xu et al., 2014)。野外露头上清晰可见的岩浆混染带 (图 4.4) 以及辉绿岩中存在少量的捕获锆石 (图 4.9) 表明, 基性岩墙的岩浆在上升过程中可能受到了一定程度的地壳混染。然而, 本次研究采集自远离岩浆混染带的辉绿岩样品以及前人在该露头区域内采集的基性岩墙样品数据表明, 辉绿岩的 Nd 同位素组成与岩浆的混染过程显示不相关, 即样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值不随 SiO_2 含量的变化而变化, 而呈现简单的结晶分异线性趋势 ($r=-0.05$; 图 4.17A); 类似的, 这些样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值也不随它们的 Nb/U 比值变化而变化 ($r=0.04$ 图 4.17B)。这一现象表明, 尽管地壳混染现象可能局部存在, 但在远离混染带的岩墙部位的基性岩可能并未明显受到地壳混染作用。少量的地壳混染会导致基性岩浆的 Nb、Ta 负异常, 但同时也会造成 Zr-Hf 正异常 (Zhao et al., 2010), 而本次研究的辉绿岩样品具有明显的 Zr-Hf 亏损 (图 4.15B), 这也说明了地壳混染作用可能较为局限。此外, 这些辉绿岩样品普遍具有较低的 SiO_2 含量 (平均为 48.2 wt%), 并且具有一致的低的 Nb/La 比 (0.2-0.21), 这一关系不太可能由仅仅通过地壳混染可以简单的解释 (Campbell and Griffiths, 1993)。因此, 我们有理由相信这些基性岩中保留的地壳信息可能是继承于它们的岩浆源区, 并在岩浆上升过程中受到了较为有限的地壳混染。

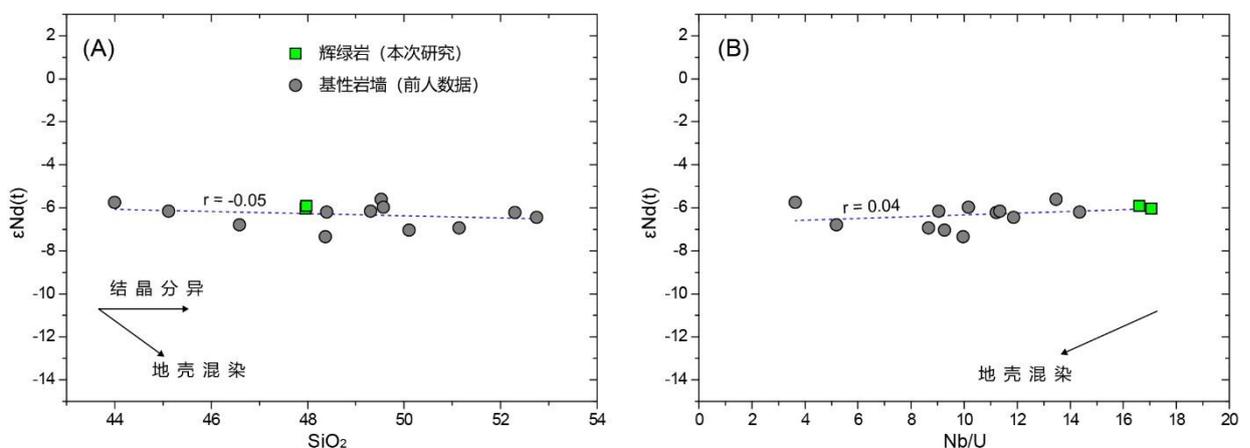


图 4.17 (A) 阿克苏群中侵入的辉绿岩岩墙的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 SiO_2 关系; (B) 阿克苏群中侵入的辉绿岩岩墙的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 Nb/U 关系; 基性岩墙的前人数据来源于 Zhang C. L. et al. (2009) 和 Li et al. (2020)

辉绿岩普遍具有低的 $Mg\#$ 值 (39-40) 以及低的 Ni (19.7-22.2 ppm) 和 Cr (19.0-21.3 ppm) 等相容元素含量, 指示这些基性岩的岩浆经历了高度的演化分异, 而非直接来自于原始地幔物质, 并且, 结晶分异作用在这些基性岩的岩浆演化过程中扮演了重要的角色。辉绿岩样品的 Ni、Cr 与 FeO_t 含量以及 CaO/Al_2O_3 比值显示与 MgO 含量具有一定的正相关关系 (图 4.18), 这表明基性岩浆经历了一定程度的橄榄石与辉石的分离结晶作用。此外, 辉绿岩的稀土配分模式中可见轻微的正 Eu 异常 (图 4.15A), 表明微弱的斜长石堆晶作用在基性岩浆演化过程中起到了一定作用, 这也与岩相学观察中存在大量的斜长石斑晶现象所吻合 (图 4.6B)。此外, 样品中还观察到 FeO_t 含量与 MgO 含量也具有一定的正相关关系 (图 18), 表明可能存在磁铁矿的分离结晶。

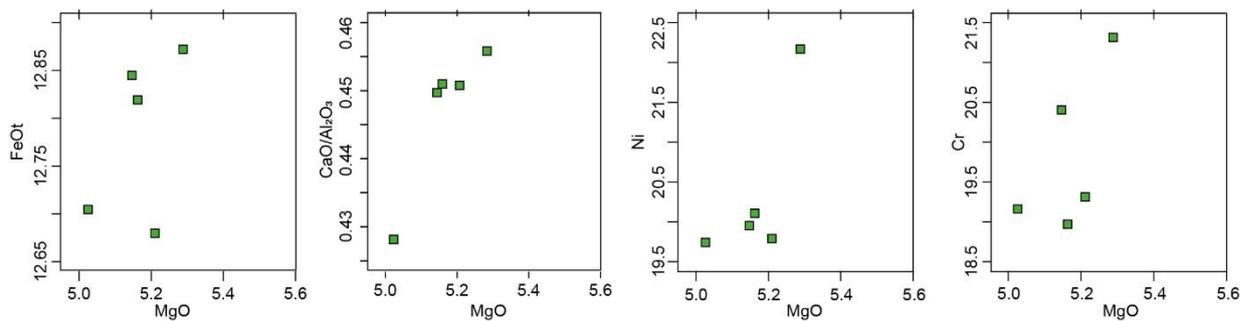


图 4.18 复式岩墙中辉绿岩样品的哈克图

大陆岩石圈地幔通常具有比软流圈地幔温度更低的性质, 同时也具有更强刚性的特殊地幔性质, 因此大陆岩石圈地幔往往通过不直接参与地幔对流的过程而使其成为具有特殊地球化学属性的地幔储库 (Wang et al., 2008)。本次研究的辉绿岩样品因具有显著低于塔里木东北缘新元古代的镁铁-超镁铁质侵入岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 负值而表明其来源于强烈富集的地幔端元 (图 4.16A)。 $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ 和 $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ 初始同位素比值显示辉绿岩样品与典型的富集型地幔有所差异 (图 4.16B), 样品的铅同位素值与塔里木东北缘来源于古元古代地壳的新元古代花岗质岩石较为接近 (Zhang et al., 2017)。此外, 本次研究的两件辉绿岩样品具有略低于球粒陨石的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值 (-1.9 和 -0.7) 以及具有 1.7-1.8 Ga 的两阶段模式年龄 (图 4.16C), 指示其可能来源于古元古代岩石圈地幔的部分熔融产物。通常, 由于大陆岩石圈地幔容易遭受俯冲大洋板片的岩浆熔体以及经脱水释放的流体的交代作用, 而导致其保存了类似弧岩浆的地球化学特征 (La Flèche et al., 1998; Wang et al., 2008)。本次研究的辉绿岩样品明显富集大离子亲石元素以及亏损高场强元素, 并且, 这些样品还具有较低的 Nb/La (0.20-0.21) 和 Nb/Th (3.4-3.6) 比值, 以及较高的 Th/Ta (5.0-5.4) 和 $(La/Yb)_N$ (5.6-5.7) 比值。这些岩石地球化学特征表明这些辉绿岩可能来源于曾经

被俯冲洋壳交代过的富集型岩石圈地幔。这一被俯冲交代的岩浆源区性质的推论在 La Flèche et al. (1998) 的 $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{PM}}$ 与 $(\text{Ta}/\text{La})_{\text{PM}}$ 图解中也获得了进一步印证 (图 4.19A)。Sm/Yb 与 Sm 投图常被用于揭示石榴石二辉橄榄岩源区及尖晶石二辉橄榄岩源区对基性岩的贡献, 因为 Sm/Yb 比值大小与石榴石密切相关。石榴石二辉橄榄岩源区的部分熔融会导致 Sm/Yb 比值的明显升高, 而在尖晶石二辉橄榄岩源区部分熔融过程中该比值大小可以保持较为稳定 (Aldanmaz et al., 2000)。本次研究的辉绿岩样品在 Sm/Yb 与 Sm 投图上落于石榴石二辉橄榄岩和尖晶石二辉橄榄岩源区的混合曲线上, 并显示较低的部分熔融程度 (5-6%)。

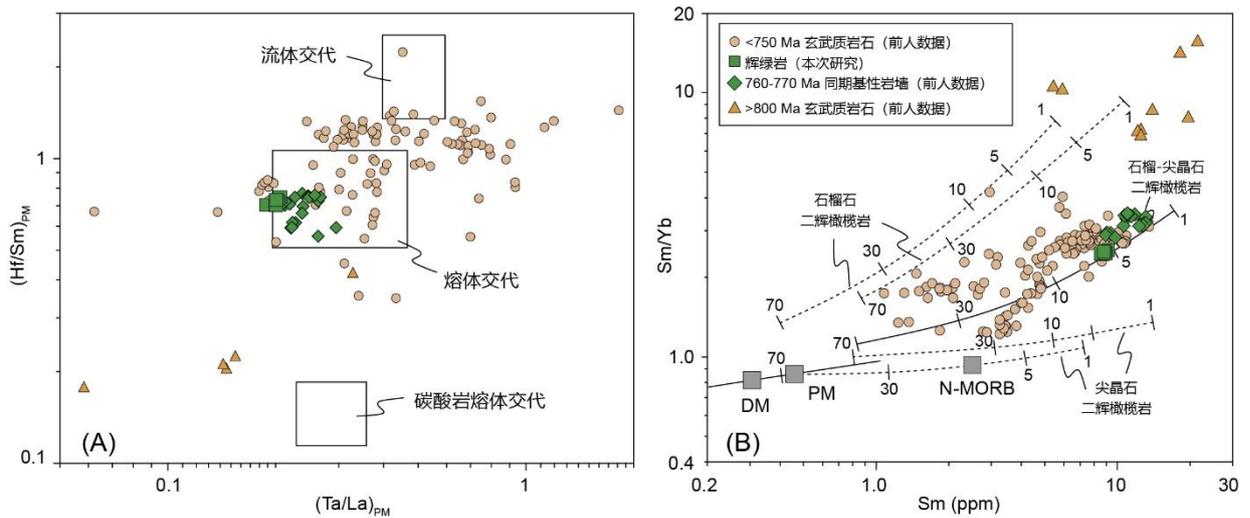


图 4.19 (A) $(\text{Hf}/\text{Sm})_{\text{PM}}$ 与 $(\text{Ta}/\text{La})_{\text{PM}}$ 图解揭示基性岩石地幔源区受俯冲过程的不同形式交代作用 (据 La Flèche et al., 1998 修改); (B) Sm/Yb 与 Sm 投图揭示玄武质岩石的不同源区性质 (据 Aldanmaz et al., 2000 修改)

4.7 塔里木北缘构造转换过程

4.7.1 阿克苏群变质时代限定的新证据

本章第二节详细介绍了目前对塔里木西北缘阿克苏蓝片岩地体的变质年龄存在的较大争议情况 (图 4.2)。由于阿克苏群变质岩是塔里木克拉通北缘保存的“塔里木运动”中一期关键的构造变质记录, 因此准确厘定其形成时代和构造过程十分重要。前人揭示了一系列年龄跨度非常大的阿克苏蓝片岩的年代学数据, 造成较大的年龄不确定性因素主要是由于蓝片岩是基性岩高压变质的岩石产物, 其缺乏适合用于年代学测试的稳定矿物。除了蓝片岩自身定年难度大之外, 近年来不少学者开始通过对辉绿岩墙的锆石定年来间接约束阿克苏蓝片岩的变质年龄上限 (图 4.2), 然而由于不加区分地对基性岩墙中分离

获得的锆石颗粒进行年代学数据解释, 造成基性岩墙中的捕获锆石的年龄也成为了其中一个重要的干扰因素。通常, 由于基性岩浆中的 Si 和 Zr 元素的不饱和等原因, 基性岩中很形成自身结晶的锆石 (ZrSiO₄; Hoskin and Schaltegger, 2003)。大多数从基性岩中分离获得的锆石可能都是基性岩浆上升过程中从围岩捕获而来的锆石, 这一可能性在本次研究对辉绿岩岩墙的年代学样品中可以充分体现 (图 4.9)。但是, 花岗质岩浆因其达到中度到饱和的 Si 含量而普遍会形成自身结晶的锆石 (Watson and Harrison, 1983; Zheng and Gao, 2021), 从而也可以对花岗岩类进行锆石定年获得有效的岩浆结晶年龄。

本章报道了一条侵入于阿克苏群片岩的复式岩墙, 该岩墙由经历了一定程度动力变形的 S 型花岗岩和拉斑质辉绿岩所构成。形成该复式岩墙的原因是源自于阿克苏蓝片岩地块深部经部分熔融形成的花岗质岩浆与来自于被交代的大陆岩石圈地幔经部分熔融形成的玄武质岩浆先后侵位所造成。通过对复式岩墙中的辉绿岩成分和花岗岩成分分别进行了锆石年代学分析后发现, 本次研究中从一件辉绿岩样品获得的锆石可能属于捕获锆石, 其中最年轻的三颗锆石给出了 776 ± 21 Ma 的加权平均年龄, 该年龄说明了基性岩墙的侵入应该发生于该时间之后。而在两件花岗岩样品中获得了一致的最年轻锆石和锆石加权平均年龄为 779 ± 3 Ma 和 782 ± 3 Ma。此外, 对侵入岩墙的围岩阿克苏群片岩的碎屑锆石定年结果揭示, 阿克苏群变质沉积岩中的最小锆石年龄峰值为 800 Ma 左右, 该年龄值与 Xia et al. (2019) 在该地区阿克苏群中获得的最小锆石年龄平均值 806 ± 10 Ma 和 803 ± 10 Ma 一致, 显示了对阿克苏群原岩的最大沉积年龄进行了有效约束。同时, 阿克苏群变质沉积岩中的最小锆石年龄峰也决定了本次研究在花岗岩中获得的两个最小平均年龄不可能是花岗质岩浆从源区获得了继承性锆石的结果。因此, 可以较有把握的将该花岗岩体的结晶 (侵位) 年龄限定在 ~ 780 Ma。

此外, 从野外观察可以发现复式岩墙中的花岗岩体具有明显的动力变形现象。镜下薄片观察也可以发现花岗岩体中的石英矿物普遍经历了膨凸到亚颗粒旋转的动态重结晶变形过程。根据矿物变形的温压条件估算, 该花岗岩体可能经历了高绿片岩相程度的变质条件, 温度大约在 400 °C 至 500 °C (胡玲等, 2009)。此外, 根据 Liou et al. (1996) 对阿克苏蓝片岩的共生矿物和钠角闪石成分分析, 推算阿克苏蓝片岩的变质条件在 4-6 kbar 压力和 300-400 °C 温度。根据 Xia et al. (2019) 通过相平衡模拟对变质峰期矿物的分析, 阿克苏蓝片岩的变质温压条件在 6.8-8.7 kbar 和 320-410 °C。上述峰期变质温压条件无法造成阿克苏群变质岩的部分熔融并形成大量的花岗质熔体以及岩石中的长英质脉体。由此, 本文推测这些侵位于阿克苏群的花岗质熔体及贯入的长英质脉可能是阿克苏蓝片岩地体在经历峰值变质后通过减压及升温的后造山过程中形成。因此, 可以利用复式岩墙

中的花岗岩体的结晶年龄与阿克苏群原岩的最大沉积岩年龄来对阿克苏蓝片岩的变质时间进行约束，峰期变质年龄应该位于 800-780 Ma 区间范围内。

值得注意的是, [Zhu et al. \(2011a\)](#) 在阿克苏群变质沉积岩中获得了晚于 730 Ma 的原岩最大沉积年龄 (图 4.2)。该最大沉积年龄使得阿克苏蓝片岩的变质时代推迟到了晚新元古代 (南华纪), 这将造成阿克苏蓝片岩的变质作用与南华纪早期裂谷盆地成为同时异相的构造过程 ([Ding et al., 2015](#))。然而从塔里木西北缘南华纪裂谷盆地沉积序列及塔里木东北缘库鲁克塔格地区 740-720 Ma 的贝义西组双峰式火山岩来看 ([Xu et al., 2005, 2009](#)), 塔里木克拉通北缘地区在南华纪早期已经进入板内裂谷阶段, 区域上也没有明确的同期弧火山岩记录或弧火山沉积碎屑。此外, 尽管目前没有发现露头上南华系巧恩布拉克群与阿克苏群的直接不整合接触关系, 然而前人在巧恩布拉克群中发现了蓝闪石重矿物以及蓝片岩砾石 ([高振家等, 1985; Wu L. et al., 2021](#)), 这些可靠的地质事实表明阿克苏蓝片岩的变质应当发育于巧恩布拉克群沉积 (南华纪) 之前。此外, 晚于 730 Ma 的变质时间也与前人报道的侵入阿克苏群中的基性岩墙群的年龄 (770-760 Ma; [Zhang C. L. et al., 2009; 张健等, 2014; Xia et al., 2019](#)) 以及本次研究中获得的花岗岩侵入体年龄 (~780 Ma) 事实不相符。另外, 本次研究在 [Zhu et al. \(2011a\)](#) 采样剖面附近对阿克苏群片岩采集的一块样品进行碎屑锆石定年后, 获得的最小年龄峰为 803 ± 11 Ma (图 4.11D), 该年龄结果与区域上的基性岩墙以及与阿克苏群等地层的野外切割先后关系的判断是相一致的。

4.7.2 构造转换过程的岩浆记录

目前, 学界普遍认为阿克苏蓝片岩的形成与洋壳俯冲下的增生杂岩变质有关 ([Nakajima et al., 1990; Liou et al., 1996; Zhu et al., 2011a; Xia et al., 2019](#))。值得注意的是, 塔里木西北缘阿克苏蓝片岩的形成时间 (800-780 Ma) 与东北缘库鲁克塔格地区记录到的 830-790 Ma 的埃达克质花岗岩类, 以及同一时间区间内发育的麻粒岩-角闪岩相变质过程相吻合 ([Long et al., 2011b; He et al., 2012; Ge et al., 2016](#))。这些岩浆岩石学记录表明, 在该时期内 (新元古代中期) 塔里木克拉通北缘经历了与挤压造山相关的显著地壳增厚, 并造成了区域性不同程度的变质和抬升剥蚀, 亦即“塔里木运动”。这次广泛的造山事件造成了塔里木北缘前南华纪地层与南华-震旦纪地层之间普遍的角度不整合接触关系。塔里木克拉通发育大规模的南华-震旦纪裂谷表明该时期塔里木北缘已经进入了强烈的大陆伸展阶段。然而, 塔里木克拉通北缘从挤压造山到大陆伸展的构造过程转换的具体时间和动力过程仍存在分歧。

部分学者认为塔里木克拉通北缘的新元古代构造转换是由于向塔里木板块之下俯冲洋壳的板片回卷后撤导致 (Ge et al., 2014a; Ren et al., 2020; Wu L. et al., 2022)。然而, 该过程很难解释区域上缺乏同期弧火山记录而以广泛发育造山带内钙碱性花岗岩为特点, 以及后期裂谷阶段广泛发育的板内基性岩浆活动, 如 780-760 Ma 的拉斑质基性岩墙, 650-630 Ma 的 OIB 型库尔勒岩墙, 以及 615 Ma 的大陆溢流玄武岩 (Zhang C. L. et al., 2012a; Zhu et al., 2011b; Xu B. et al., 2013)。此外, 俯冲后撤模型也很难与南华-震旦纪发育的陆内裂谷型沉积层序相兼容 (Turner, 2010; Shen et al., 2022)。Wu G. H. et al. (2020) 依据岩浆岩锆石和碎屑锆石存在阶段性的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值突增, 提出塔里木新元古代的构造转换发生于 800-760 Ma, 并将该构造过程与塔里木北缘的俯冲转换机制相联系。

阿克苏蓝片岩地体因记录到了 800-780 Ma 的塔里木克拉通北缘低温-高压变质作用, 并在随后不久被大规模的基性岩墙群侵入等地质过程, 因而成为认识和研究新元古代从构造挤压向区域伸展转变过程的绝佳对象。本次研究中复式岩墙的 S 型花岗岩侵位时代在 780 Ma 左右, 该年龄与塔里木东北缘报道的具有可靠斜锆石年龄 (773 ± 3 Ma) 约束的基性岩墙群时代十分接近 (Zhang C. L. et al., 2009), 表明塔里木北缘地区在此期间可能已经开始转入岩石圈伸展阶段。尽管本次研究没有获得复式岩墙中拉斑质辉绿岩的准确年龄, 仅限定了该辉绿岩墙的侵位时代应晚于 ~ 776 Ma 的结论, 但依据前人对侵入阿克苏群的基性岩墙最新的年代学研究结果, 其侵位时代可能介于 ~ 770 -760 Ma (Zhang C. L. et al., 2009; Xia et al., 2019)。这与本次研究对辉绿岩时代限定是一致的。

此外, S 型花岗岩由陆壳收缩和推覆作用下的表壳岩部分熔融而形成, 通常出现于同造山阶段或后造山的岩石圈去根阶段 (Sylvester, 1998)。复式岩墙中的花岗岩地球化学和同位素研究表明其形成于俯冲于岩石圈下的阿克苏群变质增生杂岩的深熔作用, 并且依据前人对阿克苏蓝片岩峰期变质条件的估算认为产生部分熔融的条件可能出现在变质峰期之后。野外的构造变形特征表明, 该花岗岩体与围岩中的大量长英质脉体共同经历了阿克苏群的第二期韧性变形, 并与阿克苏群 S_1 面理形成系列协调褶皱 (图 4.5F-H)。在 Maniar and Piccoli (1989) 与 Pearce (1996) 的相关判别图中, 花岗岩样品均落于后造山花岗岩或后碰撞花岗岩范围内 (图 4.20)。因此, 花岗岩的形成可能与塔里木北缘后造山阶段增厚的岩石圈拆沉过程, 以及伴随的软流圈上涌带来的压力下降、温度升高的动力学背景有关 (Zheng and Gao, 2021)。

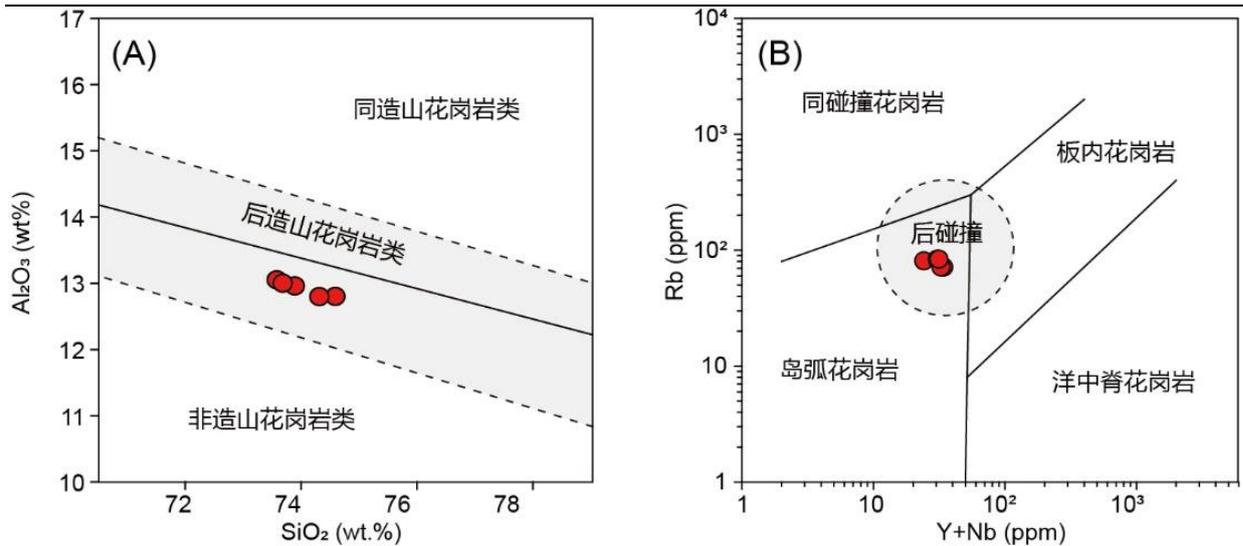


图 4.20 (A) Al_2O_3 与 SiO_2 花岗岩判别图解 (据 Maniar and Piccoli, 1989 修改); (B) Y+Nb 与 Rb 花岗岩判别图解 (据 Pearce, 1996)

复式岩墙中的辉绿岩具有明显的富铁、富钛等拉斑系列岩石地化特征。活动性弱的微量元素也常用于判别玄武质岩浆岩发育的构造背景。例如 Shervais (1982) 的 Ti-V 图解中, 通常岛弧玄武岩因俯冲作用带来的较高的氧逸度岩浆演化环境从而会导致出现较低的 Ti/V 比值 (< 20), 而板内环境的形成的基性岩则与此相反 (Wang et al., 2008)。本次研究中所有的辉绿岩样品具有明显较高的 Ti/V 比值 (45.3-77.6), 不同于典型的岛弧拉斑质基性熔岩, 而是更接近于洋岛玄武岩和大陆溢流玄武岩的岩石化学成分(图 4.21A)。这与上节展示的这些辉绿岩样品具有类似 OIB 的 Nd、Hf 同位素特征相吻合(图 4.16D)。此外, 在 Ti-Zr 投图中, 所有辉绿岩样品落于板内玄武岩区域 (图 4.21B; Li X. H. et al., 2008)。前人对阿克苏地区同时期基性岩墙的研究表明, 这些基性岩墙可能来源于非造山阶段的地幔柱成因 (Zhang C. L. et al., 2009)。根据本文对辉绿岩样品的简单的模式批次熔融模拟结果, 这些基性岩墙经历了石榴尖晶石二辉橄榄岩源区 $< 6\%$ 的低程度部分熔融, 与前人在库鲁克塔格地区报道的 > 800 Ma 的基性岩的高 Sm/Yb 源区特征具有明显差异, 这表明这些基性岩墙 (770-760 Ma) 形成于相对深度较浅的大陆岩石圈地幔, 可能与该时期显著的岩石圈伸展减薄作用有关。

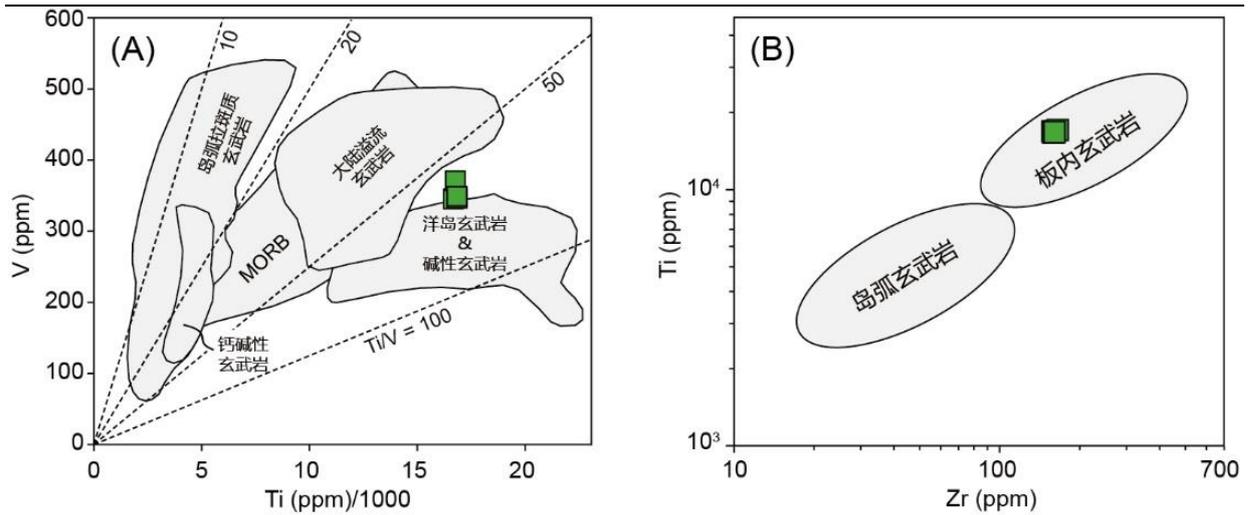


图 4.21 (A) 玄武质岩石的 Ti-V 图解 (据 Shervais, 1982 和 Rollinson, 1993 修改); (B) 玄武岩的 Ti-Zr 图解 (据 Li X. H. et al., 2008 修改)

因此，复式岩墙中的花岗岩与辉绿岩实际上是代表了塔里木克拉通西北缘新元古代中期经历的两次岩浆事件。花岗岩的形成和侵位过程伴随着造山过程的部分熔融和构造变形，而未变质变形的辉绿岩墙则代表了该阶段塔里木克拉通进入了非造山期的伸展构造背景。本次研究将塔里木克拉通西北缘经历的从挤压到伸展的构造转换时间限定在 780-760 Ma 之间。此外，结合塔里木东北缘记录的大量新元古代的花岗岩地球化学信息，利用 Sr/Y 与 Dy/Yb 两个微量元素比值可以较好的揭示地壳厚度随时间的变化规律 (He et al., 2011; Profeta et al., 2015)。从 Sr/Y 比以及 Dy/Yb 比和岩石年龄的变化关系来看，830-790 Ma 阶段花岗岩类的 Sr/Y 比和 Dy/Yb 比均显示比较高 (图 4.22A-B)。前人研究也显示该阶段塔里木东北缘发育埃达克质花岗岩 (Long X. P. et al., 2011b)，对应了塔里木北缘地区的地壳收缩增厚过程；而在大约 785 Ma 左右，两个元素比值均有所下降 (图 4.22A-B)，反映了地壳可能开始出现减薄的过程；而到了 760 Ma 以后，北缘的花岗岩类的 Sr/Y 比值具有大幅度的下降 (图 4.22A)，且 Dy/Yb 比值也出现不同程度的下降 (图 4.22B)，这反映了该时期以后塔里木克拉通北缘的持续伸展作用。这一现象与区域上南华-震旦纪裂谷的发育很好地相互印证。此外，花岗岩类的岩石锆饱和温度显示与上述元素比值相反的变化规律，表现为~785 Ma 之后花岗质岩浆温度的快速升高 (图 4.22C)。这与该时期区域上的地壳减薄过程带来的高热流值背景相匹配。此外，值得注意的是在 780-760 Ma 的时间区间内，目前很少有花岗岩类岩石记录的报告，然而该阶段内塔里木克拉通北缘却发育了大规模的基性岩墙群 (Zhang C. L. et al., 2009; Zhang Z. Y. et al., 2009)。这一现象与塔里木北缘在该阶段的构造转换调整过程具有时间上的一致关系。

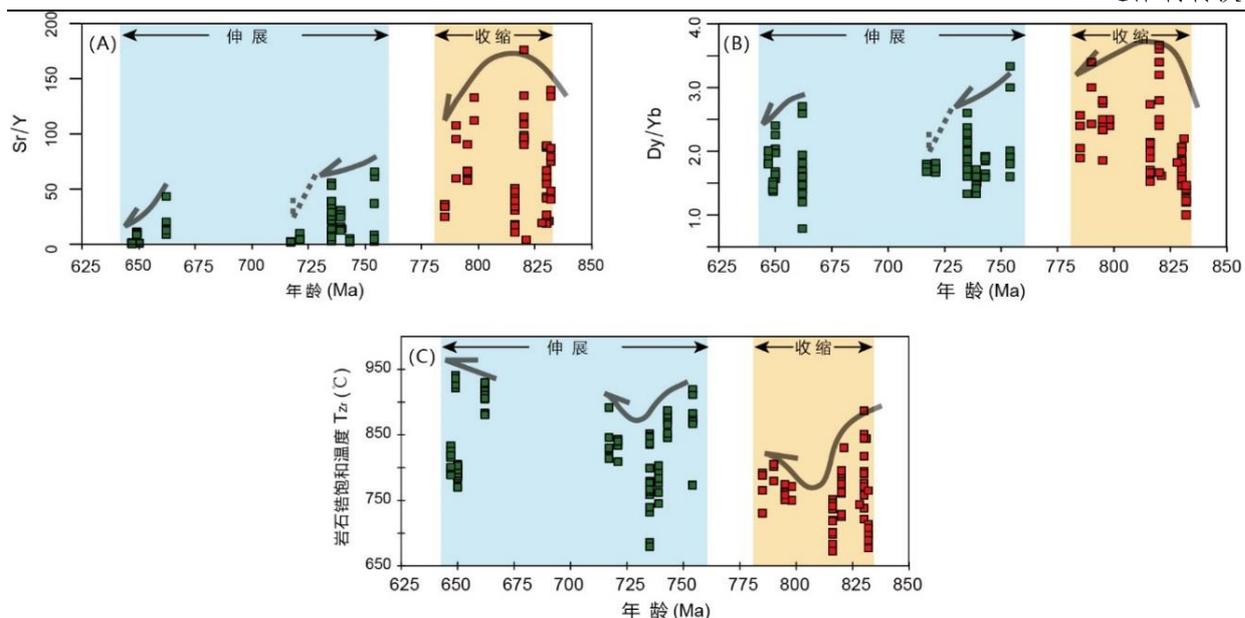


图 4.22 (A) 塔里木克拉通北缘新元古代花岗岩类 Sr/Y 比值与岩石年龄变化关系图；(B) 北缘新元古代花岗岩类 Dy/Yb 比值与岩石年龄变化关系图；(C) 北缘新元古代花岗岩类全岩锆饱和温度计算值 (T_z) 与岩石年龄变化关系图 (数据来源于 Zhang C. L. et al., 2007, 2012a; Cao et al., 2011, 2014; 罗金海等, 2011; Ge et al., 2012, 2014a; Long X. P. et al., 2011b; Xiao et al., 2019; Chen W. et al., 2020; 陈邦学等, 2020; Cai et al., 2021), 岩石锆饱和温度计算根据 Watson et al. (1983)

5. 震旦纪从大陆裂谷到被动陆缘演化的岩浆活动和盆地充填响应

5.1 研究背景

新元古代晚期是罗迪尼亚超大陆的大规模裂解阶段。在此期间，全球主要克拉通均不同程度的记录到了与长期裂解背景相关的板内裂谷和同期的镁铁质岩浆活动 (Li Z. X. et al., 2008)。其中，~820 Ma、~780-720 Ma 以及~615 Ma 等几个重要的阶段性构造热事件在全球许多克拉通上均有所记录。这几期重要的构造热事件往往伴随着大火成岩省的形成和喷发，如澳大利亚东南部发育的 830-820 Ma 大规模 Gairdner 基性岩墙群 (Huang Q. Y. et al., 2015) 以及 788 Ma 左右的 Boucaut 双峰式火山岩 (Armistead et al., 2020)，北美西部广泛发育的 780 Ma 的 Gunbarrel 基性岩墙群 (Harlan et al., 2003) 和同期的 Little Dal 玄武质火山岩 (Milton et al., 2017)，还有北美北部记录到的 720 Ma Franklin-Irkutsk 大火成岩省事件 (Ernst et al., 2016) 以及北美东部和波罗的板块均经历的大规模 620-550 Ma CIMP (Central Iapetus) 大火成岩省 (Tegner et al., 2019) 等等。与这些大规模区域基性岩浆事件相伴生的还有各期次的同裂谷盆地发育和显著的岩石圈伸展 (Preiss, 2000; Yonkee et al., 2014; Brennan et al., 2021)。许多学者认为，这些大范围的基性岩浆活动可能与地幔柱活动甚至是超级地幔柱事件相联系 (Puffer, 2002; Li et al., 1999, 2003, 2009; Wang et al., 2007, 2008; Li X. H. et al., 2010; Tegner et al., 2019; Zou et al., 2021)。并且，这些关键的裂谷-岩浆事件常被认为是促成并最终导致的超大陆解体和各个陆块之间洋盆打开的前兆，各个陆块自此开始由陆内裂谷向被动大陆边缘的演化 (Bingen and Demaiffe, 1998; Direen and Crawford, 2003; Buitter and Torsvik, 2014; Tegner et al., 2019)。

前人大量的研究表明，新元古代晚期塔里木克拉通也广泛记录到了多期裂谷-岩浆事件。例如沿塔里木东北缘和西北缘侵入的北西-南东向基性岩墙群，其形成时代在 770-760 Ma (Zhang C. L. et al., 2009; Zhang Z. Y. et al., 2009)，东北缘库鲁克塔格地区发育的贝义西组双峰式火山岩，其喷发时代被限定在 740-720 Ma (Xu B. et al., 2005, 2009)，以及西北缘震旦系苏盖特布拉克组和东北缘扎摩克提组上部地层记录到的~615 Ma 的玄武质火山岩夹层 (Xu B. et al., 2009, 2013; He J. W. et al., 2014a)。以上塔里木北缘各个岩浆活动世代与上述超大陆裂解过程中的几幕重要的基性岩浆事件的年龄显然高度吻合，因此可以认为塔里木克拉通保留了超大陆裂解过程中相对完整的裂谷-岩浆事件 (Lu et al., 2008)。这些基性岩浆活动发育的同时，塔里木上开始广泛发育南华-震旦纪裂陷群。这些裂陷盆地群主要围绕塔里木北缘、西南缘以及克拉通内部形成一系列近东西向的断陷构

造和盆地沉积, 标志着塔里木克拉通岩石圈进入了持续的大规模伸展阶段(周肖贝等, 2015; 李勇等, 2016; 管树巍等, 2017; Wu L. et al., 2018; 陈永权等, 2019; 何碧竹等, 2019)。

目前, 塔里木克拉通北缘记录到最早的裂谷地层记录是位于库鲁克塔格地区南华系底部的贝义西组双峰式火山岩(~740 Ma)以及阿克苏地区南华系出露底段的西方山组油流沉积。根据 Wu L. et al. (2021) 对西方山组底部地层的碎屑锆石年代学分析, 其最大沉积年龄大约是 739 ± 9 Ma, 也标志了塔里木西北缘地区强烈的裂谷作用的开启。然而, 塔里木北缘地区晚前寒武纪同裂谷作用的结束以及裂谷阶段向被动大陆边缘转换的具体时间和动力学机制仍然存在争议。根据 Tuner (2010) 对阿克苏地区震旦系沉积层序的观察, 认为早震旦世持续发育陆内裂谷至晚震旦世到达裂谷高峰期(syn-rift), 直到寒武纪才发生大陆裂离, 并正式进入后裂谷(post-rift)阶段。而根据 Huang et al. (2005) 对库鲁克塔格地区贝义西组火山岩的古地磁认识, 认为塔里木北缘在 820-750 Ma 期间可能已经与澳大利亚大陆分离。此外, 根据 Stampfli and Borel (2002) 对中亚陆块的地体起源假设模型, 认为塔里木直至早泥盆世才与华南、华北等陆块一起从东冈瓦纳分离。而近年来, Wen et al. (2017) 依据北缘南华-震旦系地层的古地磁分析, 提出塔里木从罗迪尼亚超大陆裂离的时间在 625 Ma 左右。

塔里木克拉通北缘从大陆裂谷到被动陆缘演化过程不仅意味着对全球超大陆裂解过程动力机制的响应, 其大陆裂离的时间甚至可能标志着罗迪尼亚超大陆重要的解体事件(Wen et al., 2017)。厘定塔里木克拉通北缘的同裂谷到后裂谷阶段的构造过程以及其岩浆-沉积的响应不仅能帮助我们更好地认识塔里木克拉通新元古代的大地构造演化过程, 而且为我们进一步确认塔里木克拉通与其他大陆或地体之间构造亲缘性关系提供了关键信息。塔里木西北缘保留了十分连续的上新元古界到下古生界盆地地层记录, 因而也被认为是揭示克拉通南华-震旦纪裂谷发育和演化规律的最佳地区之一(图 5.1; 高振家等, 1981)。本章将通过分析阿克苏地区早震旦世的基性岩浆过程与构造环境, 以及其同时期相伴的盆地沉积充填过程和物源特征, 试图理解塔里木克拉通北缘如何从大陆裂谷盆地向被动陆缘盆地转换的大地构造过程, 以及厘定该关键过程的具体时间。

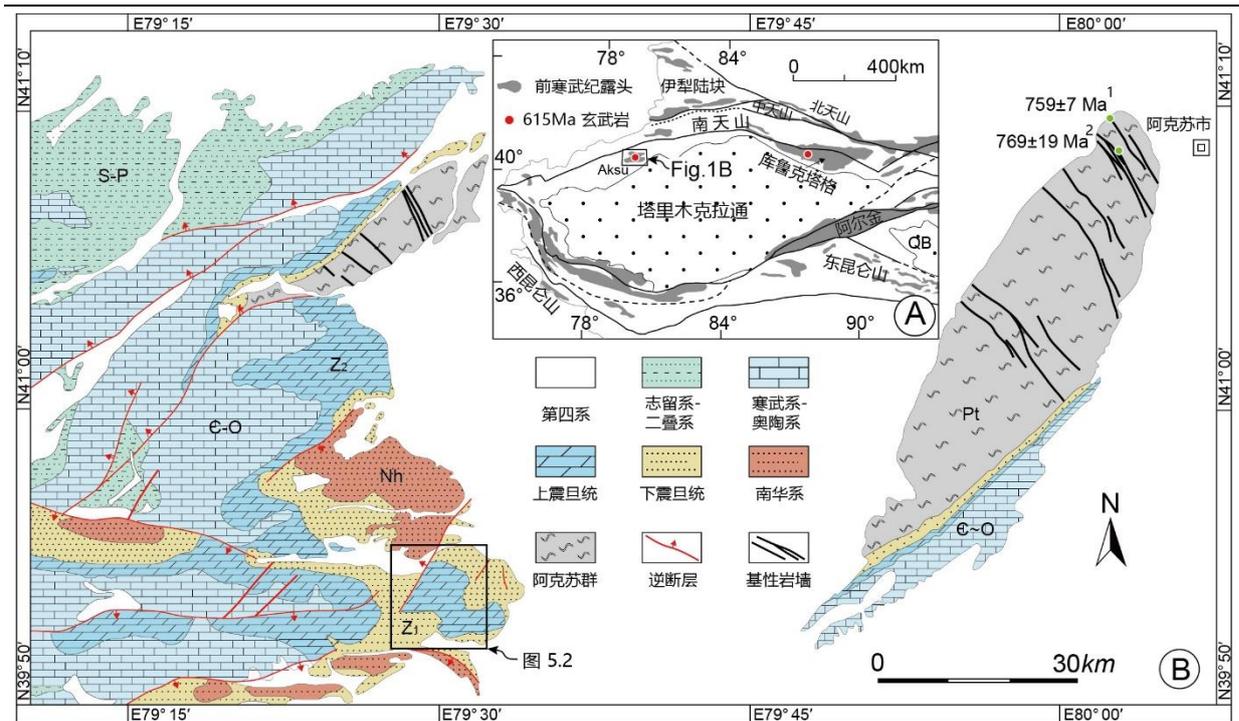


图 5.1 (A) 中国西北地区塔里木克拉通及周缘陆块简图 (据 Lu et al., 2008 修改); (B) 阿克苏-乌什地区区域地质图 (据 He J. W. et al., 2014b 和 Lu et al., 2017 修改), 基性岩墙的锆石年代学数据分别来源于 1: Zhang C. L. et al., 2009 和 2: Xia et al., 2019

5.2 代表性野外地质剖面地层发育特征

阿克苏地区西部保存了连续的南华纪到寒武纪沉积地层(图 5.1 和 5.2)。南华系包括巧恩布拉克群和尤尔美那克组, 震旦系包括苏盖特布拉克组和奇格布拉克组(图 5.2C)。巧恩布拉克群整体是一套底部为灰绿色调的深水浊积成因的砂岩和砂砾岩, 向上逐渐过渡为页岩和砂岩互层沉积以及砾岩、含砾砂岩沉积; 上部可见被尤尔美那克组冰碛砾岩层角度不整合覆盖(图 5.3A)。尤尔美那克组向上由冰碛砾岩整合过渡为灰绿色粉砂岩, 地层厚度约 10-95 米。下震旦统苏盖特布拉克组平行不整合覆盖于尤尔美那克组之上(图 5.3A), 苏盖特布拉克组的主体岩性包括下段的河流相砾岩、砂岩以及泥岩互层(图 5.3B), 向上逐渐演变为石英砂岩、页岩以及碳酸盐岩。苏盖特布拉克组下段顶部夹两套玄武质熔岩层, 经 Xu B. et al. (2013) 锆石年代学测年确定该期玄武岩喷发时间为~615 Ma (615.2±4.8 Ma 和 614.4±9.1 Ma; 图 2C)。苏盖特布拉克组上段紫红色石英砂岩层内常见潮汐交错层理发育(图 5.3C), 并在局部层段发现混积岩(由石英和白云石颗粒构成; 图 5.3D), 指示该层段的沉积环境由近滨相逐渐向浅海相过渡。上震旦统奇格布拉克组层厚较为稳定(~250 米), 整合覆盖于苏盖特布拉克组顶部灰绿色泥岩段之上(图 5.3E)。奇格布拉克组主要由厚层白云岩组成, 可见叠层石大量发育(图 5.3F), 代表了一套大规模

层（图 5.3G），向上逐渐演变为白云岩和灰岩台地相沉积序列。

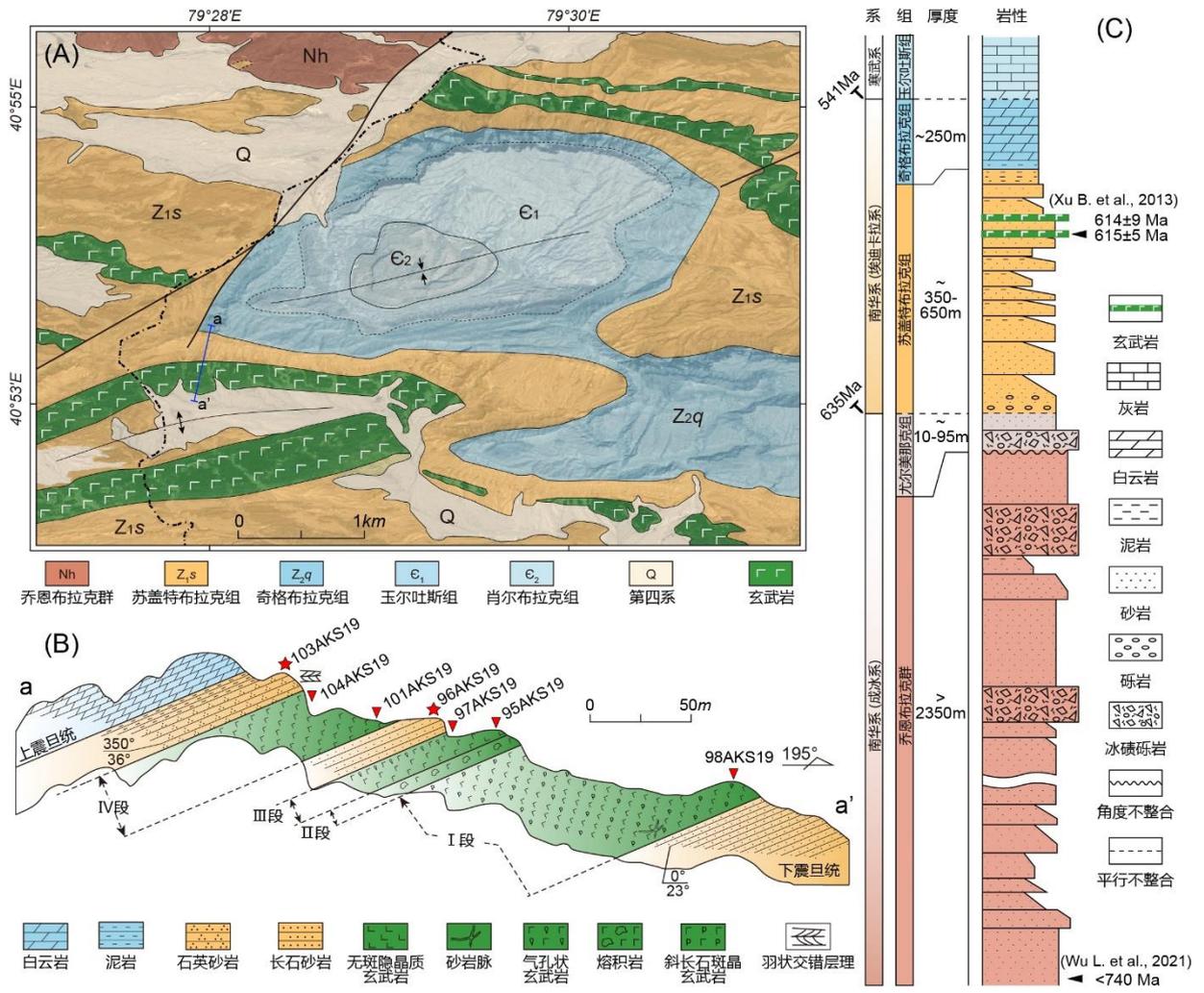


图 5.2 (A) 研究区地质图，根据野外和遥感填图绘制，研究区位置见图 5.1；(B) 下震旦统苏盖特布拉克组上部野外实测剖面及样品编号及采样层位，剖面展布位置见 (A)；(C) 研究区南华-震旦系地层柱状图

本章选取研究区内西南部的震旦系到寒武系地层出露较好的一个区域开展详细剖面实测和样品采集（图 5.1）。工作区内被北东-南西向断裂分为两部分（图 5.2A）。南华系出露于断层以北，断层以南区域内震旦系到寒武系地层露头连续，南部以玄武岩夹层为核部形成较紧闭背斜，北部以中寒武统为核部形成宽缓向斜。玄武岩夹层在向斜南北翼均有出露。实测剖面位于向斜南翼，剖面起点为上震旦统苏盖特布拉克组上段，剖面终点为上震旦统奇格布拉克组白云岩段底部（图 5.2B 和 5.4A）。

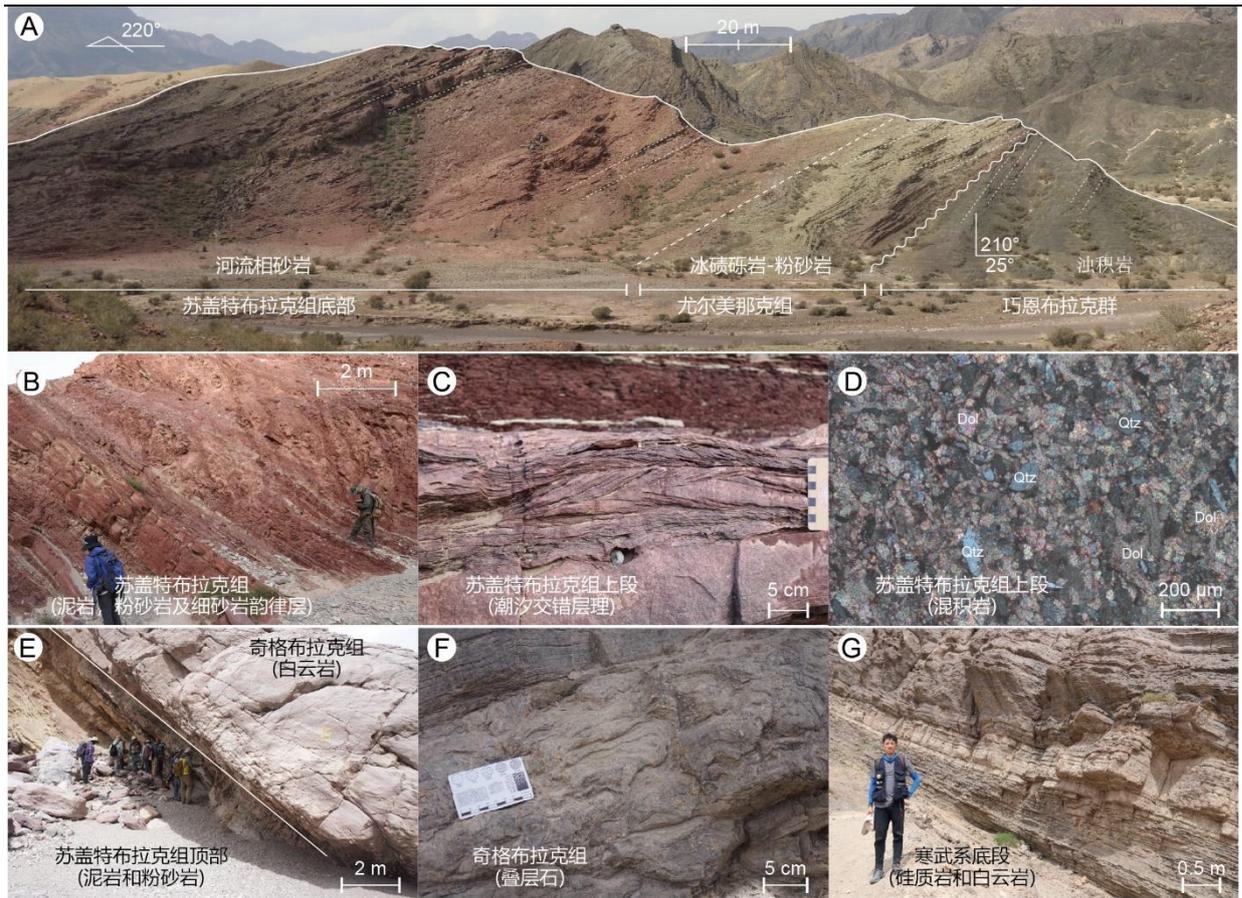


图 5.3 研究区代表性南华系-寒武系地层层序露头；(A) 尤尔美那克组分别与下伏奇恩布拉克群和上覆苏盖特布拉克组不整合接触；(B) 苏盖特布拉克组红色泥岩、粉砂岩和细砂岩互层；(C) 苏盖特布拉克组上段潮汐交错层理发育；(D) 苏盖特布拉克组上段混积岩中可见白云石和石英颗粒；(E) 苏盖特布拉克组顶部灰绿色泥岩与粉砂岩跟上覆奇格布拉克组厚层白云岩整合接触；(F) 奇格布拉克组内可见叠层石；(G) 寒武系底部硅质岩和白云岩地层

该剖面上，苏盖特布拉克组沉积岩主要包括下段上部的紫红色砂岩和上段的石英砂岩到灰绿色泥页岩，砂岩内常见潮汐交错层理，代表近滨或潮坪沉积环境。剖面上苏盖特布拉克组内含有两层玄武岩夹层，厚度分别为大约 90 m 和 30 m (图 5.2B 和 5.4B)。根据野外的岩石学特征，下部的玄武岩层可以细分为三个亚段，由下至上分别是斜长石斑晶玄武岩段(I段)，熔积岩段(II段)以及无斑隐晶质玄武岩段(III段)(图 5.2B 和 5.4A)。斜长石斑晶玄武岩段与下伏震旦系砂岩之间呈截然的接触面，该段玄武岩内含大量长度大于 10 mm 的斜长石斑晶 (图 5.4C 和 H)。本文还首次发现了在下玄武岩层内发育有厚度约 6-8 m 的熔积岩夹层 (图 5.2B 和 5.4B)，即镁铁质熔岩与水体中未固结的砂质沉积物经机械混合而成的一种特殊岩石，可以代表砂岩沉积与熔岩喷发是同时期的。野外露头上观察发现，该熔积岩中黑色的玄武质岩浆与紫红色粗砂岩均呈现不规则形态(图 5.4D 和 E)。对熔积岩岩石薄片进行镜下观察可发现，砂岩中包含的颗粒成分主要有石英和岩

屑，熔积岩中见气孔发育，并且玄武质岩浆与砂岩接触边界呈现黑色不规则隐晶质条带状，代表了玄武质熔浆在水体中与砂体接触后的快速淬冷状态（图 5.4I）。无斑隐晶质玄武岩段与其下部的熔积岩顶面直接接触（图 5.4E），薄片观察可见无斑隐晶质玄武岩中含单斜辉石、斜长石和少量磁铁矿等主要矿物（图 5.4J）。

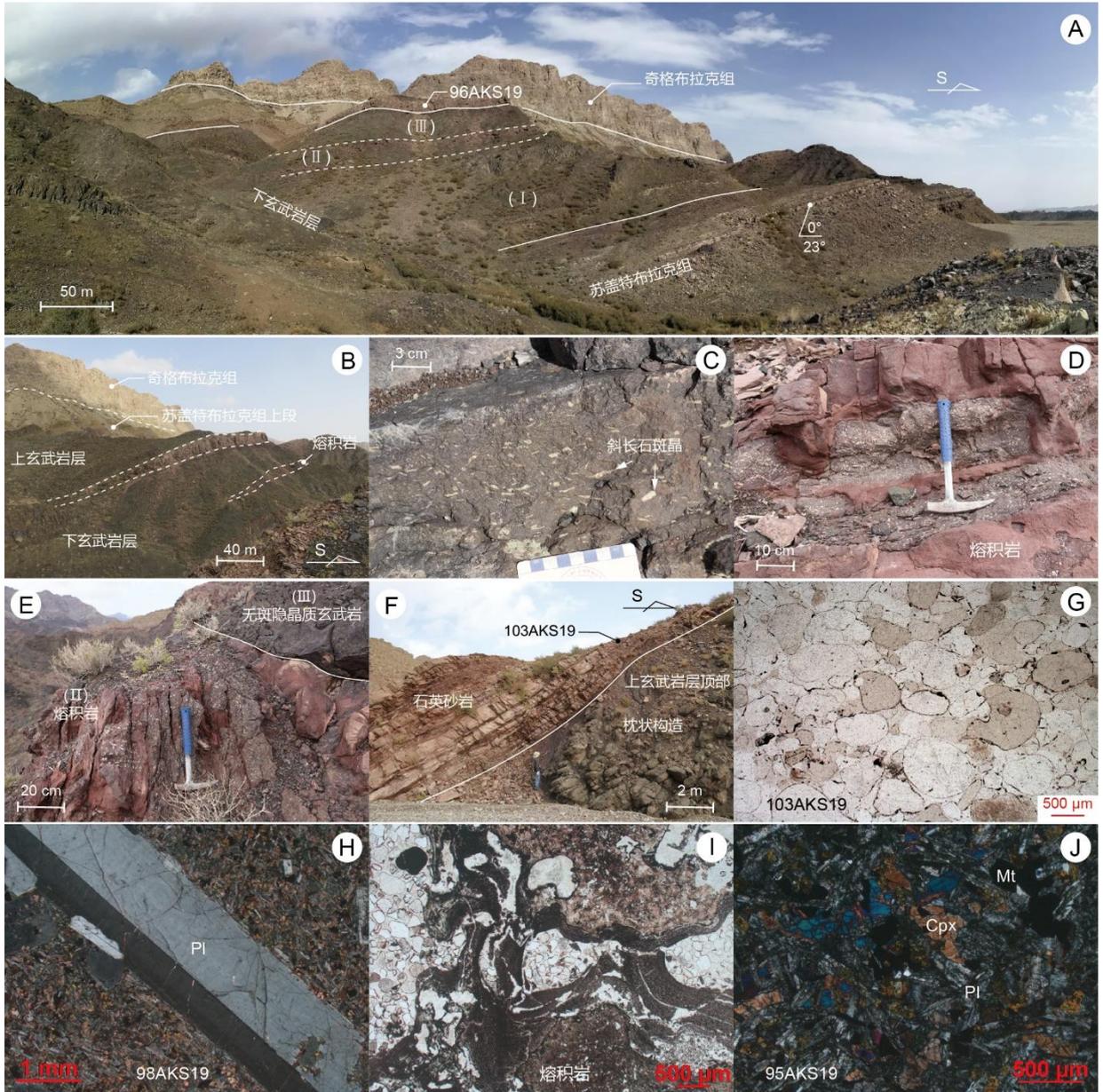


图 5.4 苏盖特布拉特玄武岩剖面代表性野外及镜下照片；(A) 苏盖特布拉克组下段长石石英砂岩和下玄武岩层（包括I-III亚段）；(B) 上、下两层玄武岩层及其中间的红色砂岩夹层和熔积岩夹层；(C) 下玄武岩层I段中的斜长石斑晶玄武岩；(D) 上玄武岩层II段中的熔积岩，具有清楚的玄武质岩浆和砂岩机械混合的特点；(E) III段无斑隐晶质玄武岩与下伏II段熔积岩顶面的接触关系；(F) IV段无斑隐晶质玄武岩顶部被石英砂岩层覆盖，玄武岩具有枕状构造；(G) 单偏光镜下石英砂岩薄片；(H) 正交偏光镜下I段玄武岩中自形的斜长石斑晶；(I) 单偏光镜下可见熔积岩发育的淬冷边和砂岩的石英及岩屑颗粒；(J) III段无斑隐晶质玄武岩中含单斜辉石、斜长石以及磁铁矿等主要矿物

下玄武岩层顶部被厚度为 10-20 m 的砂岩所覆盖, 代表了该地区第一期玄武岩喷发后存在短暂的岩浆活动平静期, 继而再次喷发第二期玄武质熔岩。上玄武岩层 (IV段) 主要由无斑隐晶质玄武岩所组成, 局部层位可见气孔杏仁构造。此外, 上玄武岩层顶部出现枕状构造 (图 5.4F), 并被中厚层状石英砂岩所覆盖 (图 5.4G)。以上特征说明第二期玄武岩的喷发可能属于浅水水体环境。石英砂岩沉积一结束, 该地区地层向上快速过渡为苏盖特布拉克组上段的灰绿色泥页岩, 并向奇格布拉克组的碳酸盐岩沉积转变 (5.2B 和 C)。

本文对上述地层剖面开展了系统的样品采集。经过在室内镜下对岩石的仔细观察, 选取来自上下两层玄武岩层的其中 12 块较新鲜的玄武岩样品进行全岩主微量元素分析。用于测试分析的岩石样品包括: 3 块来自 I 段底部的斜长石斑晶玄武岩样品 (98AKS19a, 98AKS19b 和 98AKS19c), 3 块来自 III 段底部的无斑隐晶质玄武岩样品 (95AKS19a, 95AKS19b 和 95AKS19e), 1 块 III 段顶部的含有少量气孔的玄武岩样品 (97AKS19d), 以及 2 块来自 IV 段底部的无斑隐晶质玄武岩 (101AKS19a 和 101AKS19c) 和 3 块该段顶部的样品 (104AKS19a, 104AKS19d 和 104AKS19f)。对其中四块样品 (98AKS19b, 95AKS19a, 97AKS19d 和 104AKS19a) 还开展了全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析。此外, 两块砂岩样品用于开展碎屑锆石年代学测试, 它们分别是一块来自上、下玄武岩层之间的中粒长石石英砂岩 (96AKS19; 图 5.2B 和 5.4A) 和另一块来自 IV 段上部的粗粒石英砂岩 (103AKS19; 图 5.2B 和 5.4F)。详细测试方法和数据分析结果可分别参考附录 S.1 和 S.5。

5.3 苏盖特布拉克玄武岩地球化学特征

5.3.1 主微量元素特征

全岩主量分析结果显示各层段苏盖特布拉克玄武岩样品的化学成分较为一致, 岩石样品均具有较低的 SiO_2 (43.54-48.00 wt%) 和较高的 TiO_2 含量 (2.34-3.19 wt%), 以及较高的 Ti/Y 比值 (529-649)。同时, 所有玄武岩样品显示出具有较高的 Al_2O_3 (14.62-17.55 wt%) 和 Fe_2O_3 含量 (12.67-19.70 wt%), 以及较低的 MgO 含量 (3.46-6.36 wt%) 与较低的 Mg# 值 (26-48)。此外, 玄武岩样品的 Na_2O 含量较高 (2.89-5.19 wt%) 而 K_2O 含量较低 (0.38-1.43 wt%); 其 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值介于 2.37 和 10.85 之间, 全碱含量介于 3.61 wt% 到 6.00 wt% 之间。

以上分析样品显示具有相对较高的烧失量 ($\text{LOI} = 2.22\text{-}5.51$ wt%), 这可能是由于后期风化蚀变作用所导致。此外, 该地区前寒武纪地层内广泛发育的方解石细脉也可能是造成样品烧失量较高的原因之一。因此, 有必要对该批样品的后期蚀变效应造成的主量

成分变化影响进行评估。在 TAS 图中所有玄武岩样品落入碱性系列 (图 5.5A)。但根据全岩主量成分显示的 Fe_2O_3 含量高和 MgO 低等特点, 以及薄片镜下观察到的缺乏橄榄石等特征, 似乎显示苏盖特布拉克玄武岩的总体成分更接近拉斑岩石系列 (Miyashiro, 1974)。考虑到上述的岩石样品烧失量较高的特点, 需要利用一些在岩石中相对稳定, 抗后期蚀变能力强的元素来进一步判别岩石系列, 例如稀土元素 (REE) 以及高场强元素 Ti, Zr 和 Hf 等 (Li X. H. et al., 2008)。根据 Winchester and Floyd (1977) 的 Zr/TiO_2 与 Nb/Y 判别图解, 所有样品投在碱性和亚碱性玄武岩的分界线位置 (图 5.5B)。因此, 本文倾向于认为苏盖特布拉克玄武岩属于碱性和拉斑玄武岩之间的过渡系列。

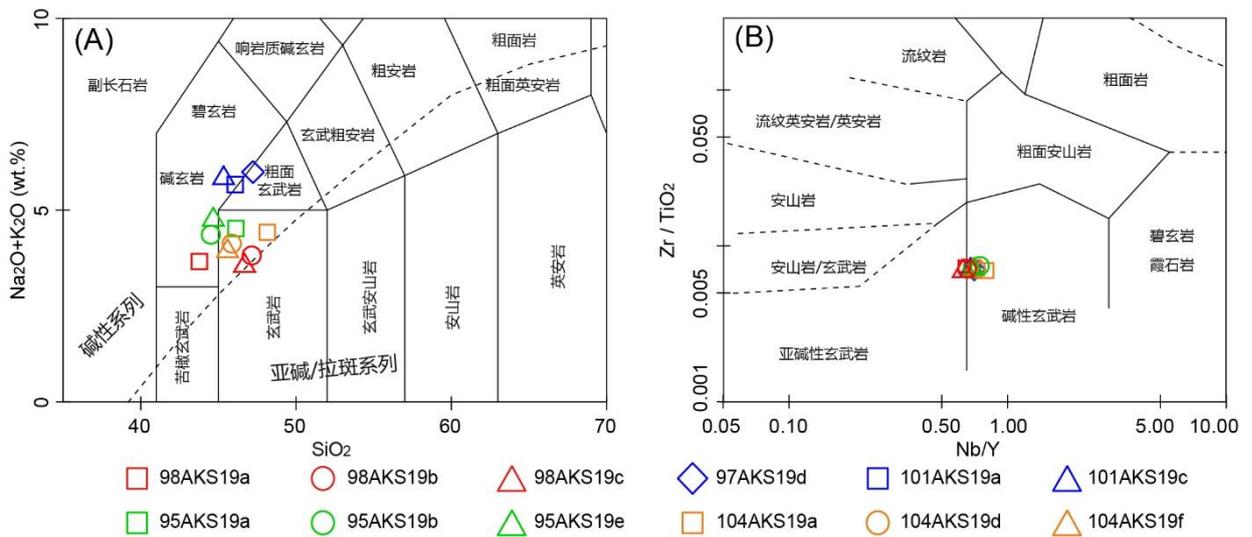


图 5.5 (A) 苏盖特布拉克玄武岩的硅碱 (TAS) 图, 图中虚线区分碱性和亚碱性系列 (据 Middlemost, 1994 修改); (B) Zr/TiO_2 与 Nb/Y 判别图(据 Winchester and Floyd, 1977 修改)

苏盖特布拉克玄武岩各层段样品之间的微量元素特征也同样极为相似。所有样品显示出轻稀土 (LREE) 相对于重稀土 (HREE) 明显富集的右倾型稀土配分模式 (图 5.6A), 其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值介于 6.8 和 8.6 之间, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 比值介于 2.3-2.8 之间。同时, 稀土配分模式显示, 样品具有轻微的 Eu 正异常 ($\delta\text{Eu} = 1.02-1.15$)。岩石样品的微量元素蛛网图显示强不相容元素相对于弱不相容元素明显呈富集趋势, 并且表现出 Rb、Ba、K 元素变化大, Ba 元素相对 Rb、Th 等元素富集的特点, 以及 Rb、Sr 等元素表现出相对亏损的特征 (图 5.6B)。此外, 苏盖特布拉克玄武岩样品的 Nb、Ta 元素呈现明显的正异常, 这与典型的弧火山岩常具有的 Nb、Ta 亏损的标志性特征不一致。另外, Zr、Hf 和 Ti 元素的负异常在样品中也并未被发现。这些整体性元素特征表明, 苏盖特布拉克玄武岩非弧成因玄武岩, 而是具有更加类似于典型的洋岛玄武岩 (OIB) 的特点 (Sun and McDonough, 1989; Zhang Z. C. et al., 2012)。

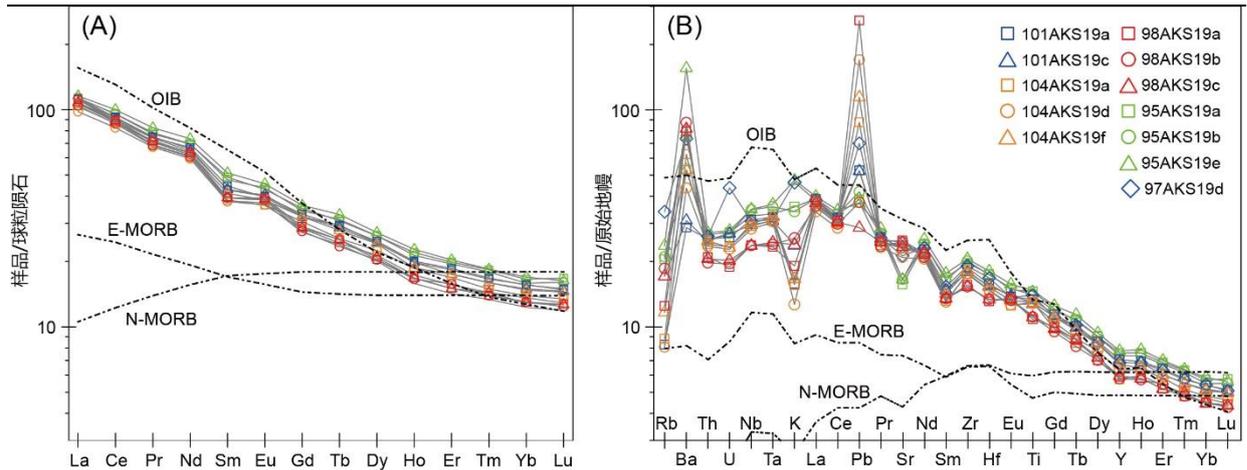


图 5.6 (A) 苏盖特布拉克玄武岩的球粒陨石标准化稀土配分模式图；(B) 苏盖特布拉克玄武岩的原始地幔标准化微量元素蛛网图。其中，球粒陨石、原始地幔以及 OIB、E-MORB 和 N-MORB 等标准化值来源于 Sun and McDonough (1989)

5.3.2 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素特征

本次研究中，样品的初始同位素比值采用 Xu B. et al. (2013) 报道的玄武岩结晶年龄 ~615 Ma 计算。4 件苏盖特布拉克玄武岩样品的 Sr-Nd 同位素组成显示，它们的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值相对较高，且各样品之间具有较大的变化差异，其值介于 0.7057-0.7074 之间；而它们的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值则相对较为一致，其值在 1.18 到 -2.27 之间变化。在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 同位素图解中可以看到，本次研究的样品的 Sr-Nd 同位素组成与前人测试的结果较类似（图 5.7A），其 Nd 同位素组成明显较洋中脊玄武岩相对富集，与洋岛玄武岩（OIB）的同位素值较接近；但其 Sr 同位素值较洋岛玄武岩明显出现增高的趋势，这可能与玄武岩样品受到的热液流体蚀变效应有关。4 件玄武岩样品的 Hf 同位素组成相对均一， $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 5.59-2.46 之间，落于球粒陨石线之上，亏损地幔演化线之下（图 5.7C）。计算的 Hf 同位素二阶段模式年龄介于 1.2-1.4 Ga。Hf 同位素组成指示玄武岩样品的源区可能来自于相对年轻的岩石圈地幔，或者是来源于亏损地幔但在岩浆演化过程中受到了地壳混染。所有样品在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 投图中大致沿壳-幔阵列线演化，并且均落于洋岛玄武岩的区域范围（图 5.7C），这与 Sr-Nd 同位素组成显示的结果是一致的。4 件玄武岩样品的 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ ， $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 和 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 值分别介于 37.7663 到 38.2548，15.4739 到 15.4986 和 17.2765 到 17.6137 之间。分别连用 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ ， $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ ， $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ 作纵坐标与 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 作横坐标，所有玄武岩样品均落于或者靠近富集地幔端元 EMI（图 5.7D-F）。

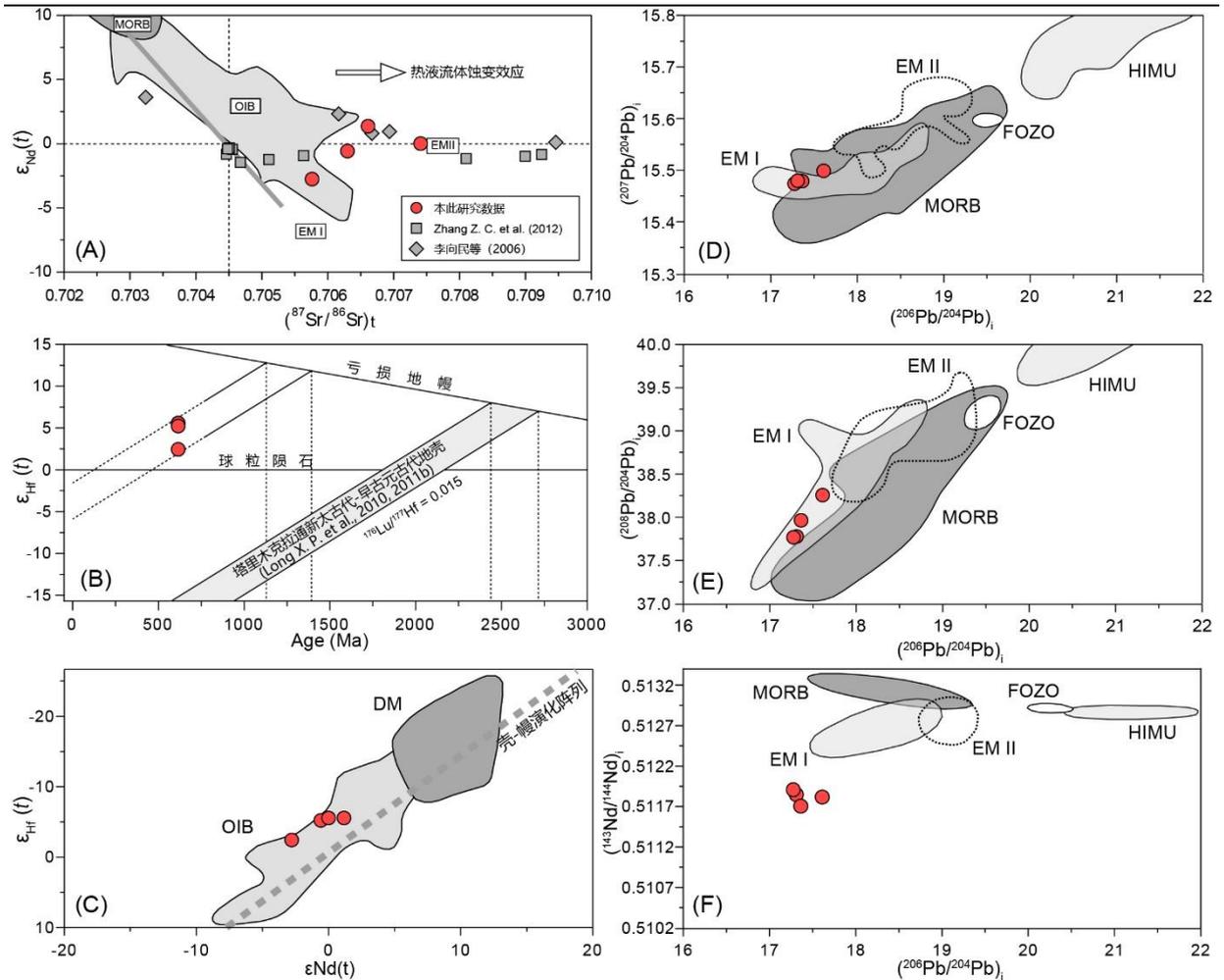


图 5.7 (A) 苏盖特布拉克玄武岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 同位素图解, 汇编数据来自于李向民等, 2006 和 Zhang Z. C. et al. (2012); (B) 苏盖特布拉克玄武岩 Hf 同位素组成和地壳演化模式, 据 Long X. P. et al. (2010, 2011b) 修改; (C) $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 $\epsilon_{Hf}(t)$ 图解, 其中洋岛玄武岩 (OIB) 和亏损地幔 (DM) 同位素组成以及壳-幔演化线参考自 Vervoort et al. (1999); (D) 苏盖特布拉克玄武岩 $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ 和 $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ 组成, 其中高 U/Pb 比地幔端元 (HIMU), 洋中脊玄武岩 (MORB), FOZO 地幔集中带, 以及富集地幔端元 (EMI 和 EMII) Pb 同位素组成根据 Hofmann (1997) 和 Beier et al. (2007); (E) 苏盖特布拉克玄武岩 $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ 和 $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ 组成; (F) 苏盖特布拉克玄武岩 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ 和 $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ 组成

5.4 震旦系砂岩碎屑锆石 U-Pb 年代学

本文对分别采自于震旦系苏盖特布拉克玄武岩层之间的长石石英砂岩样品 (96AKS19), 以及上部玄武岩层喷发完之后沉积的石英砂岩样品 (103AKS19) 开展了碎屑锆石 U-Pb 年代学研究 (5.2B)。来自于两个样品的碎屑锆石均呈现无色、透明的粒状颗粒, 颗粒直径大多数在 100-250 μm 之间, 颗粒长宽比约为 1-4 之间。两个样品的锆石颗粒大多数磨圆度较好, 部分颗粒形态较完整, 呈现半自形的形态 (图 5.8A 和 B)。这些

锆石形态学特征指示了它们的岩浆物源区可能距离盆地沉积中心较远，也可能是来自于经历沉积再旋回的前寒武纪表壳岩物源。锆石阴极发光图 (CL) 显示这些碎屑锆石大多具有清晰的岩浆震荡环带，少数锆石颗粒具有核幔结构 (图 5.8A 和 B)。两个砂岩样品的碎屑锆石均显示出高的 Th/U 比值 (>0.1 ; 图 5.8C)，分别为 0.23-2.08 (96AKS19) 和 0.27-2.28 (103AKS19)。这些锆石内部结构和微量元素特征均表明这些碎屑锆石为岩浆成因锆石 (Belousova et al., 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003)。

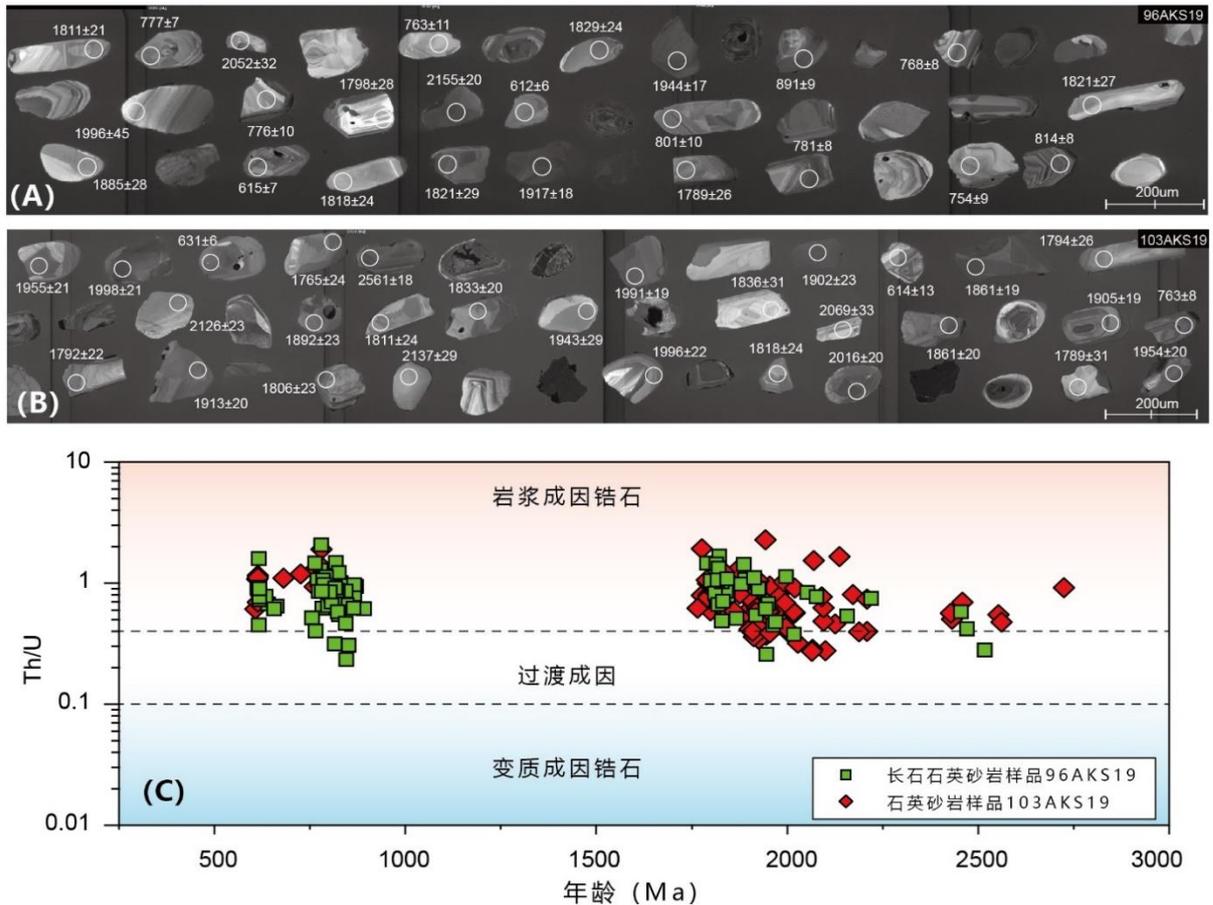


图 5.8 (A) 震旦系苏盖特布拉克组长石石英砂岩样品 (96AKS19) 以及 (B) 石英砂岩样品碎屑锆石阴极发光图; (C) 锆石 Th/U 比值与锆石 U-Pb 年龄投图

本次研究对两个样品各自进行了 100 个锆石点位的 U-Pb 同位素分析，锆石年龄分析数据可见附件 S.5.3。大部分锆石年龄数据较好的落于谐和曲线上，仅样品 103AKS19 中出现三个不谐和的锆石年龄偏离谐和曲线 (图 5.9)。在本文的讨论过程中，采用谐和的锆石年龄进行核密度估计 (KDE) 投图和数据解释，并且采取对年龄老于 1000 Ma 的碎屑锆石使用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄，而对年龄小于 1000 Ma 年的锆石使用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的原则。数据结果显示，长石石英砂岩样品 (96AKS19) 中具有从晚太古代到晚新元古代的碎屑锆石年龄，其中最老的年龄数据为 2517 ± 18 Ma，最年轻的年龄数据为 612 ± 6 Ma。并

且, 锆石主要集中于 4 个年龄区间, 即 2455-2517 Ma ($n=3$), 1789-2218 Ma ($n=41$), 754-891 Ma ($n=42$) 和最年轻的 612-662 Ma ($n=14$)。该样品中最年轻的 10 颗锆石产生的加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 616 ± 4 Ma (图 5.9), 同时也是 KDE 年龄谱上显示的最年轻年龄峰。

石英砂岩样品 (103AKS19) 获得的 97 个有效年龄值显示出与样品 96AKS19 类似的晚太古代到晚新元古代年龄范围 (图 5.9)。其中, 碎屑锆石最大年龄为 2724 ± 15 Ma, 最年轻的碎屑锆石年龄为 607 ± 8 Ma。同样地, 该样品的所有年龄值可以归为四个年龄区间, 分别是 2428-2724 Ma, 1765-2210 Ma, 682-781 Ma 和 607-614 Ma。该样品中最年轻的 5 个年龄值形成的加权平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 612 ± 8 Ma。值得注意的是, 该样品 (103AKS19) 中除了缺少样品 96AKS19 中大量出现的 800-900 Ma 年龄值以外, 其余晚新元古代年龄值和古元古代-太古代年龄值都可以与样品 96AKS19 相对应 (图 5.9)。

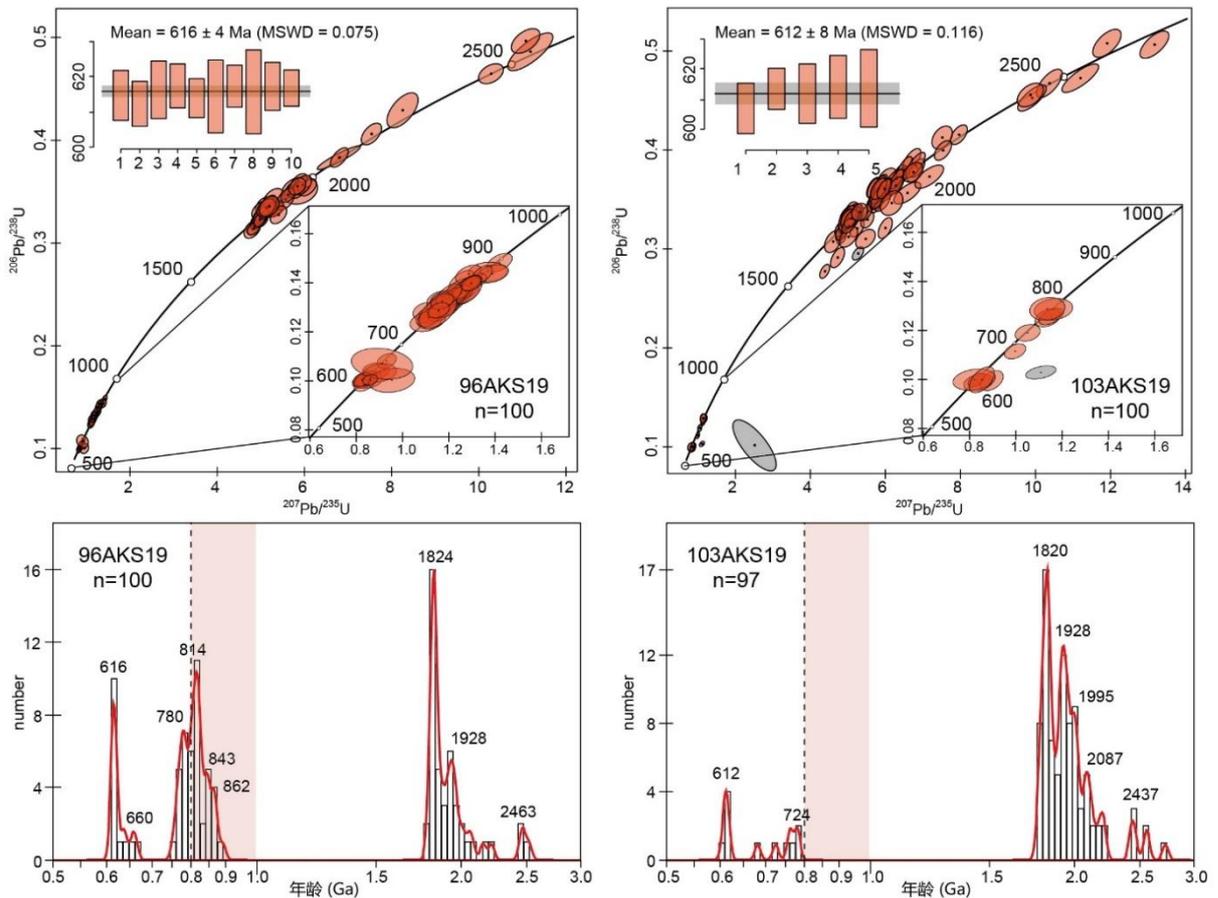


图 5.9 苏盖特布拉克组砂岩样品碎屑锆石 U-Pb 谐和图与核密度估计年龄谱 (KDE), MSWD-加权离差均方值

5.5 岩石成因与构造背景

具有相似相容性和不相容性的微量元素比值适用于评估岩浆在演化过程中受到的潜在地壳混染的影响 (Gumsley et al., 2020)。例如, 岩石的 Th/Nb 比值就可以很好的用于确定岩浆上升过程中受地壳混染的程度。这是因为陆壳通常具有极高的 Th/Nb 比值 (如平均陆壳的该比值为 0.7; Rudnick and Fountain, 1995), 而地幔的 Th/Nb 比值却很低 (通常仅 < 0.12; Sun and McDonough, 1989)。此外, 由于 Th 和 Nb 元素具有相似的不相容性, 该比值很少受源区部分熔融或结晶分异的影响 (Tegner et al., 2019)。本次研究中, 所有的苏盖特布拉克玄武岩样品的 Th/Nb 均小于 0.1, 与球粒陨石值和地幔源区值相当接近。Nb/U 比值也是一个能很好用于区分壳-幔物质影响的元素对 (Krienitz et al., 2006), 因为陆壳的 Nb/U 比值 (~10) 显著低于原始地幔值 (~30), 并且这一比值只在地球的壳-幔分异阶段才发生元素分异, 而在二次分异过程 (如 MORB 源区和 OIB 源区) 中几乎不受影响 (Hofmann et al., 1986)。在玄武岩样品中, 除了一个样品 97AKS19d 之外, 绝大多数研究样品的 Nb/U 比值均大于 35 (图 5.10A), 表明这些玄武岩样品在岩浆演化过程中很少受到地壳混染的影响。与其余玄武岩样品相比, 样品 97AKS19d 因具有异常高的 U 含量 (0.92 ppm), 而导致该样品的 Nb/U 比值仅为 25。但所有的玄武岩样品在 Th/Nb-La/Nb 投图中均落入洋内岩浆演化范围 (图 5.10B)。值得注意的是, 本次研究的玄武岩样品之间显示出微弱的 La/Nb 比值变化现象 (1.1-1.6), 可以发现 I 段中的斜长石斑晶玄武岩的 La/Nb 比值与下地壳值已经相当接近, 而其余样品的 La/Nb 比则仍保持在接近 N-MORB 的范围附近 (图 5.10B)。这一现象可能是由于最早一期喷发的玄武质岩浆 (I 段) 更容易遭受到地壳混染的影响所导致。

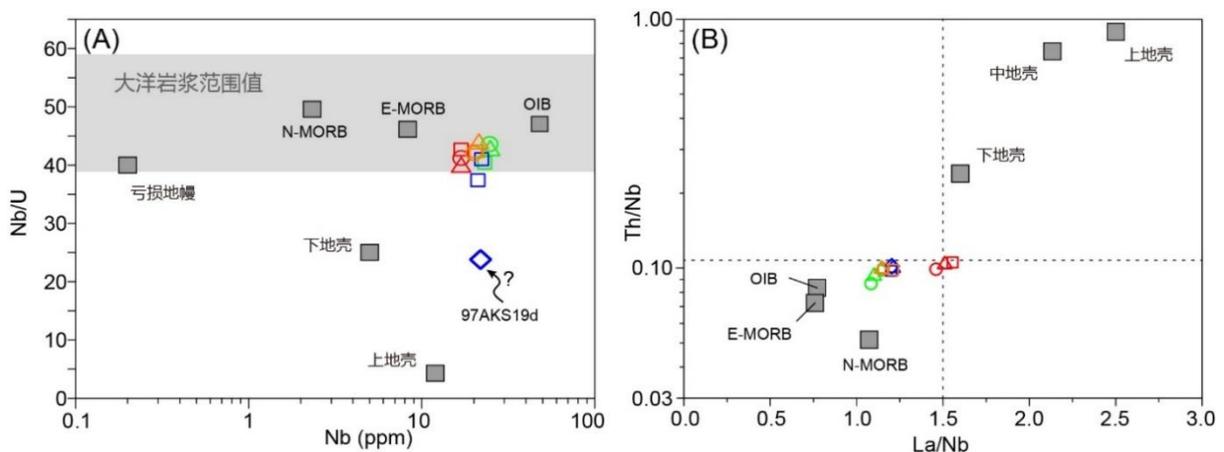


图 5.10 (A) 苏盖特布拉克玄武岩的 Nb/U 比值与 Nb 含量投图 (据 Hofmann et al., 1986 修改);

(B) Th/Nb 与 La/Nb 投图 (N-MORB: 正常型洋中脊玄武岩; E-MORB: 富集型洋中脊玄武岩;

OIB-洋岛玄武岩); 样品图例符号参考图 5.5

苏盖特布拉克玄武岩样品中普遍具有较低的 MgO 含量 (3.46-6.36 wt%) 以及 Mg# 值 (25.8-47.7), 表明这些基性岩石经历了程度较高的岩浆演化过程。此外, 样品中显示出较低的 Cr (53-71 ppm) 和 Ni (58-150 ppm) 等相容元素丰度体现了这些玄武岩可能经历了显著的橄榄石和单斜辉石分离结晶过程 (Arth, 1976), 因而明显不同于初始的幔源玄武岩岩浆熔体 (Cr=300-500ppm, Ni=300-400ppm; Frey et al., 1978)。在对玄武岩样品的岩相学观察中, 这些岩石显然缺乏橄榄石斑晶或具有少量的单斜辉石斑晶出现 (图 5.4H 和 J), 这一现象与上述橄榄石和单斜辉石结晶分异的推论相吻合。此外, 样品中大量出现的自形斜长石斑晶 (~60-70 vol%) 表明, 在岩浆早期结晶过程中斜长石矿物占据了主导作用。采用 CaO/Al₂O₃ 与 MgO 含量协变图对样品进行分析可以发现, 玄武岩样品之间呈现出明显的正相关, 这是单斜辉石作为主要结晶分异矿物的重要指示, 而斜长石矿物并未参与这一分离结晶过程 (图 5.11A)。此外, I 段玄武岩中出现的大量斜长石斑晶 (图 5.4C 和 5.4H) 与 REE 配分模式下该类岩石样品的 Eu 正异常 ($\delta\text{Eu} = 1.02-1.15$; 图 5.6A), 可能指示了岩浆演化过程中存在一定程度的斜长石堆晶作用。相对而言, 钛铁氧化物则似乎并未出现明显的结晶分异现象, 而往往形成它形的矿物或仅存在于基质中, 从而导致了玄武岩样品普遍具有较高的 Fe₂O_{3t} (12.67-19.70 wt%) 和 TiO₂ (2.34-3.19 wt%) 含量。这些特征也表明了钛铁氧化物在岩浆演化中是晚期结晶阶段形成的矿物。因此, 苏盖特布拉克玄武岩出现明显富集 Fe 而贫 Si 的性质可能是母质岩浆发生 Fenner 趋势分异结晶的结果, 而非钛铁氧化物的早期堆晶作用 (Zhang Z. C. et al., 2012)。前人研究表明, Fenner 分异结晶往往伴随岩浆的低氧逸度状态, 从而起到延迟磁铁矿的结晶分异过程 (Osborn, 1959; 徐义刚等, 2003)。

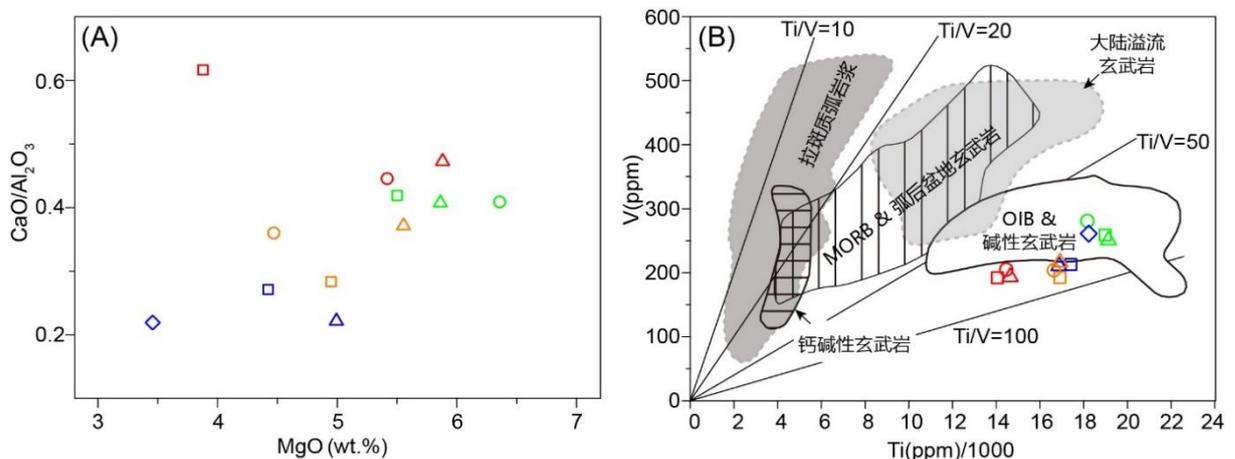


图 5.11 (A) 苏盖特布拉克玄武岩的 CaO/Al₂O₃ 与 MgO 含量协变图; (B) V (ppm)和 Ti (ppm)/1000 投图 (据 Shervais, 1982 和 Rollinson, 1993 修改); 样品图例符号参考图 5.5

苏盖特布拉克玄武岩最显著的地球化学特征是它们具有富集的大离子亲石元素 (LILE) 和富集的轻稀土元素 (LREE), 这些元素特征可以与典型的 MORB 岩浆相区分 (图 5.6)。此外, 这些玄武岩样品还显示出明显的 Nb、Ta 元素富集和高场强元素 Zr、Hf、Ti 的富集。这些元素特征可以将研究区的玄武岩与岛弧玄武岩相区分, 同时也指示这些玄武岩与大陆地幔柱起源的基性岩具有一定的相似性 (Puffer, 2001)。

Shervais (1982) 的 Ti-V 投图也可以起到区分玄武岩大地构造背景的作用。苏盖特布拉克玄武岩 Ti/V 比介于 65-88, 与典型的 OIB 或大陆碱性玄武岩 (50-100) 具有很高的相似度 (图 5.11B; Rollinson, 1993)。在 Pearce (2008) 的 Th/Yb 与 Nb/Yb 比值图版中, 所有的玄武岩样品投入 OIB-MORB 的地幔阵列 (图 12A); 同样在 TiO₂/Yb 和 Nb/Yb 比值投图中, 这些样品也均落入 OIB 到 MORB 阵列的趋势线, 与典型的太平洋和大西洋的洋岛玄武岩 (OIB) 特点十分吻合 (图 5.12B)。此外, 这些玄武岩样品具有较低的 Th/Nb 比值和高的 TiO₂/Yb 比值, 这些特征也显示与 Pearce et al. (2021) 最新图版中的 OIB 范围一致 (图 5.12C)。

上述苏盖特布拉克玄武岩的微量元素特征指示它们具有类似洋岛玄武岩 (OIB) 的元素地球化学性质, 而本文对这些玄武岩样品的同位素分析结果也支持这一结论。苏盖特布拉克玄武岩具有明显低于来源于 MORB 或亏损地幔的玄武岩的 Nd 同位素组成 ($\epsilon\text{Nd}(t) = -2.27-1.18$), 以及具有相对亏损的 Hf 同位素组成 ($\epsilon\text{Nd}(t) = 5.59-2.46$), 这些同位素均与典型洋岛玄武岩 (OIB) 的同位素特征相符合 (图 5.7C)。此外, 根据 Zhang Z. C. et al. (2012) 利用单斜辉石地温计估算, 苏盖特布拉克玄武岩的源区潜在温度约为 1420-1484 °C, 也符合地幔柱模型下的异常高温岩浆演化机制。

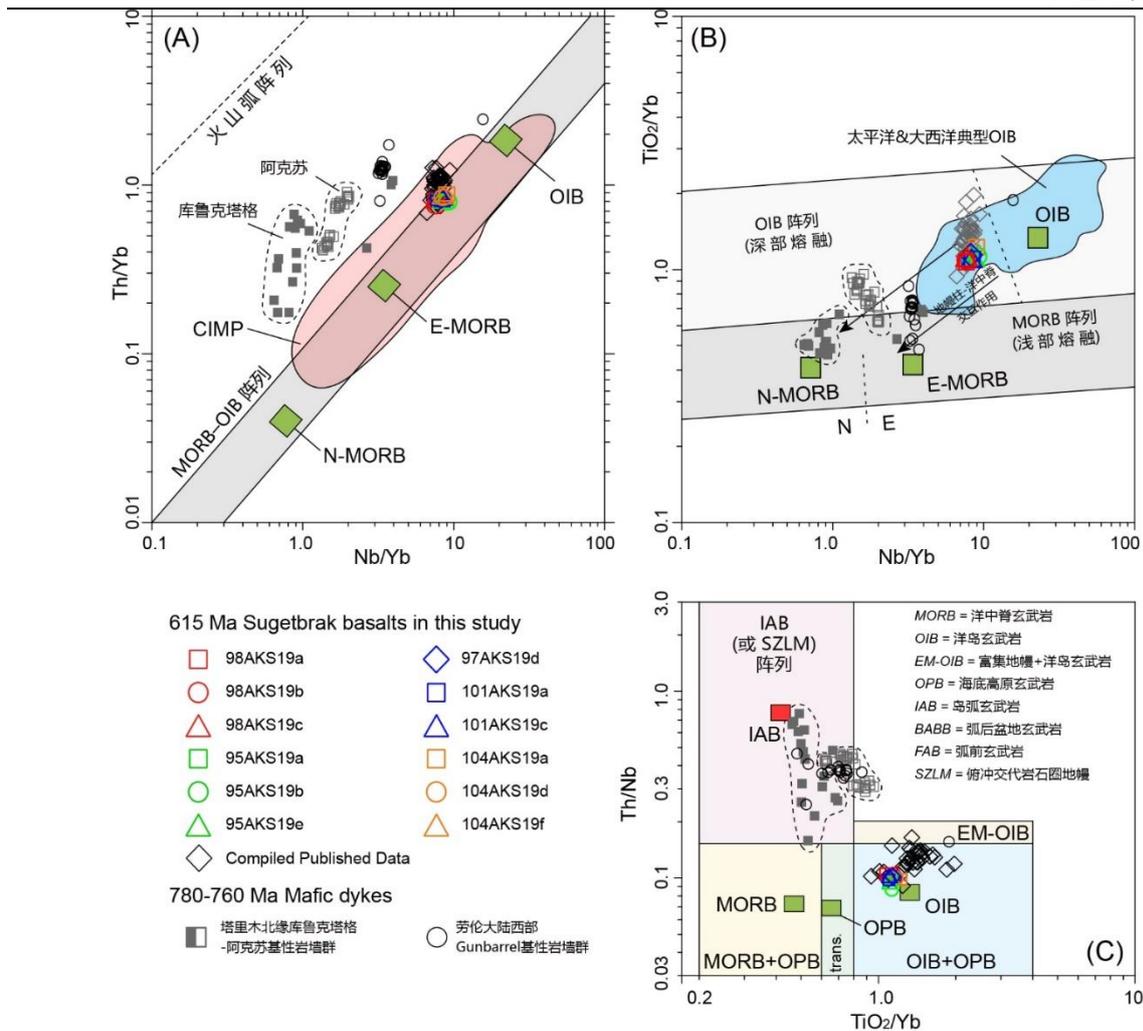


图 5.12 (A) Th/Yb 与 Nb/Yb 图解 (据 Pearce, 2008 修改); (B) TiO₂/Yb 与 Nb/Yb 图解 (据 Pearce, 2008 修改); (C) Th/Nb 与 TiO₂/Yb 图解 (据 Pearce et al., 2021 修改); 汇编的苏盖特布拉克玄武岩数据来自 Zhang Z. C. et al. (2012) 和 Xu B. et al. (2013); 库鲁克塔格-阿克苏基性岩墙群数据来源于 Zhang C. L. et al. (2009) 和 Li et al. (2020); 劳伦西部 Gunbarrel 基性岩墙群数据来自于 Mackinder et al. (2019); 615-550 Ma 大西洋 CIMP 大火成岩省和典型太平洋和大西洋内洋岛玄武岩数据分别来自于 Tegner et al. (2019) 和 Pearce (2008)

此外，苏盖特布拉克玄武岩具有较高 TiO₂ 含量和高 Ti/Y 比值 (>500)，与大陆溢流玄武岩中常见的高钛玄武岩较为相似 (Peate et al., 1992; Gibson et al., 1995; Xu et al., 2001)。然而，高钛玄武岩的岩石学成因仍存在争议。不同学者对高钛玄武岩的成因解释差别较大。有学者认为该类玄武岩可以来源于岩石圈地幔不同程度的部分熔融或者地壳混染，也有学者认为此类岩石可以来源于软流圈地幔源区，还有学者认为地幔柱起源也可以形成高钛玄武岩等等 (Xu et al., 2001; Xiao et al., 2004; Jourdan et al., 2007; Xu et al., 2007; Shellnutt and Jahn, 2011; Zhang L. et al., 2019)。

玄武岩的同位素组成是指示其地幔源区性质的重要依据，本次研究的样品具有相对

正的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值和中度的($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 值, 以及其类似 EM-I型的 Pb 同位素组成, 均指示苏盖特布拉克玄武岩来自于富集地幔 (图 5.7)。苏盖特布拉克玄武岩的微量元素地球化学结果指示其较少受到地壳混染作用, 因此高钛的玄武岩特征可能是继承了地幔源区成分的结果。Dasgupta et al. (2007) 通过实验岩石学证明高钛的碱性洋岛型玄武岩 (OIB) 可以由一个含小于 0.25 wt% CO₂ 的富集橄榄岩源区通过 1-5 % 的低程度部分熔融产生。前述表明苏盖特布拉克玄武岩与 OIB 玄武岩的地球化学特征具有相似性。通过 Sm/Yb 与 La/Sm 比值进行简单的批次部分熔融模拟可以发现, 苏盖特布拉克玄武岩可以通过尖晶石-石榴石-二辉橄榄岩地幔源区经小于 5 % 的部分熔融程度形成 (图 5.13A; Aldanmaz et al., 2000)。此外, 由于 Sm/Yb 与 La/Sm 比值分别对石榴石和尖晶石橄榄岩的地幔源区的部分熔融十分敏感, 因此也可用来评估部分熔融深度或岩石圈的厚度 (Lassiter and DePaolo, 1997), 模拟结果中尖晶石-二辉橄榄岩地幔的参与表明苏盖特布拉克玄武岩的熔融深度较浅 (< 80 km; McKenzie and O'Nions, 1991)。这一认识与苏盖特布拉克玄武岩处于板内伸展大地构造背景的判别结果相吻合 (图 5.13B; Pearce and Norry, 1979)。这一构造背景认识也与苏盖特布拉克玄武岩的拉斑质到碱性的岩石系列, 以及类似于洋岛玄武岩的微量元素特征和同位素特征相符。此外, 该结论也可以与上述 Fenner 分异结晶过程控制了贫 Si 富 Fe 的玄武质化学成分的依据相印证, 因为有研究者较早就认识到此类富 Fe 的拉斑质玄武岩可能与离散大陆边缘具有潜在的空间成因联系 (Brooks et al., 1991)。

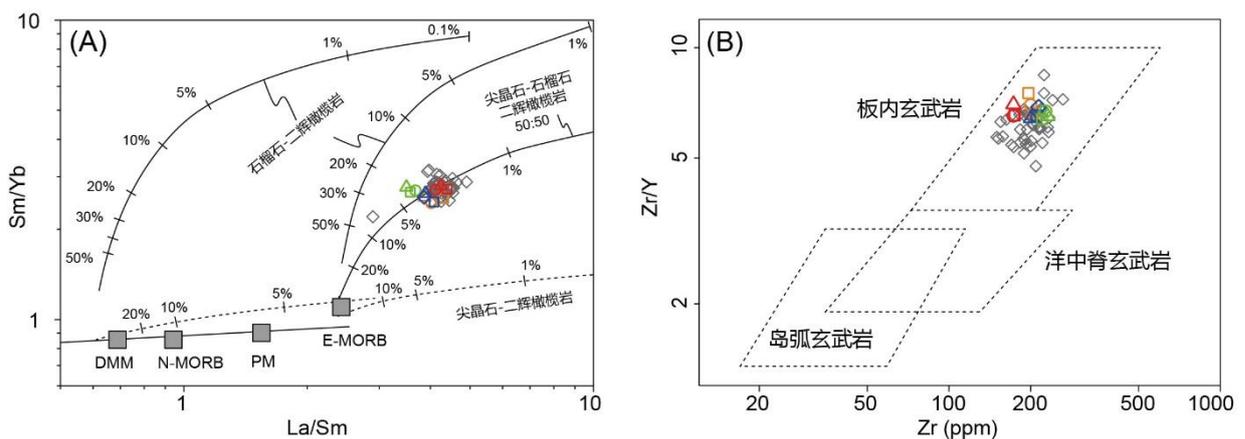


图 5.13 (A) Sm/Yb 与 La/Sm 投图指示苏盖特布拉克玄武岩的部分熔融程度 (据 Aldanmaz et al., 2000); (B) Zr/Y 与 Zr (ppm) 大地构造背景判别图解 (据 Pearce and Norry, 1979)

5.6 震旦系碎屑物源的变化及地质意义

本文对震旦系苏盖特布拉克组所取砂岩样品的碎屑锆石年代学结果显示,玄武岩喷发结束前的沉积地层中包含大量新元古代早期年龄锆石(800-900 Ma; 图 5.14B)。陈汉林等(2020)在本文工作区以东 45 km 的什艾日克剖面所采的苏盖特布拉克组底段砂岩中也出现大量该年龄段碎屑锆石(图 5.14E)。同期的碎屑锆石也同样大量存在于阿克苏群变质增生杂岩体之中(图 5.F-G; Lu et al., 2017; Xia et al., 2019)。然而,该年龄段中-新元古代早期的岩浆岩在塔里木西北缘普遍缺失。尽管 He J. Y. et al. (2019)报道了该地区新发现存在一个面积不大的安山岩和辉长闪长岩的地质残块,但是正如 He J. Y. et al. (2021)所补充认为的,这些岩浆岩究竟属于原地喷发或侵位的产物,还是来自洋内岛弧的构造推覆体仍不明确。根据我们在本文第三章的论述,这些火山岩和侵入杂岩极有可能是外来地体逆冲推覆到塔里木北缘的飞来峰。此外,尽管塔里木东北缘保存了大量新元古代花岗岩侵入体,但其结晶年龄普遍在 830 Ma 之后(舒良树等, 2013; Ge et al., 2014a),因此也无法为该地区提供大量 900-840 Ma 的碎屑锆石。

除新元古代早-中期碎屑锆石年龄以外,砂岩样品中还可能存在新元古代晚期(800-600 Ma)以及大量的古元古代年龄(1.7-2.5 Ga)碎屑锆石(图 5.14B)。如本文第二章所述,晚新元古代及古元古代岩浆岩广泛分布于塔里木克拉通北缘(图 2.3; Long et al., 2011b; Zhang C. L. et al., 2009; 何碧竹等, 2019; Ge et al., 2013),因此塔里木北缘自身可以作为这些年龄段碎屑锆石的潜在物源区。

在苏盖特布拉克组玄武岩喷发结束后的石英砂岩层段内的碎屑锆石年龄谱显示,此时仍存在相同的物源区为塔西北盆地提供大量的新元古代晚期和古元古代碎屑锆石(图 5.14; 陈汉林等, 2020)。然而,与上部玄武岩层下伏的长石石英砂岩相比,上覆石英砂岩层段内明显缺失新元古代早期年龄碎屑锆石(图 5.14A)。苏盖特布拉克组中出现的这一物源转变现象在陈汉林等(2020)和 Carroll et al. (2013)的物源研究中均有被发现。造成新元古代早期年龄碎屑物源缺失的原因可以有两种:第一种解释是,为塔西北盆地提供新元古代早期岩浆碎屑的物源区地块从塔里木克拉通北缘发生裂离;第二种解释是,该物源区体块仍存在于塔里木北缘,只不过因沉积掩埋或者构造逆掩作用而无法继续为盆地提供大量剥蚀的碎屑。

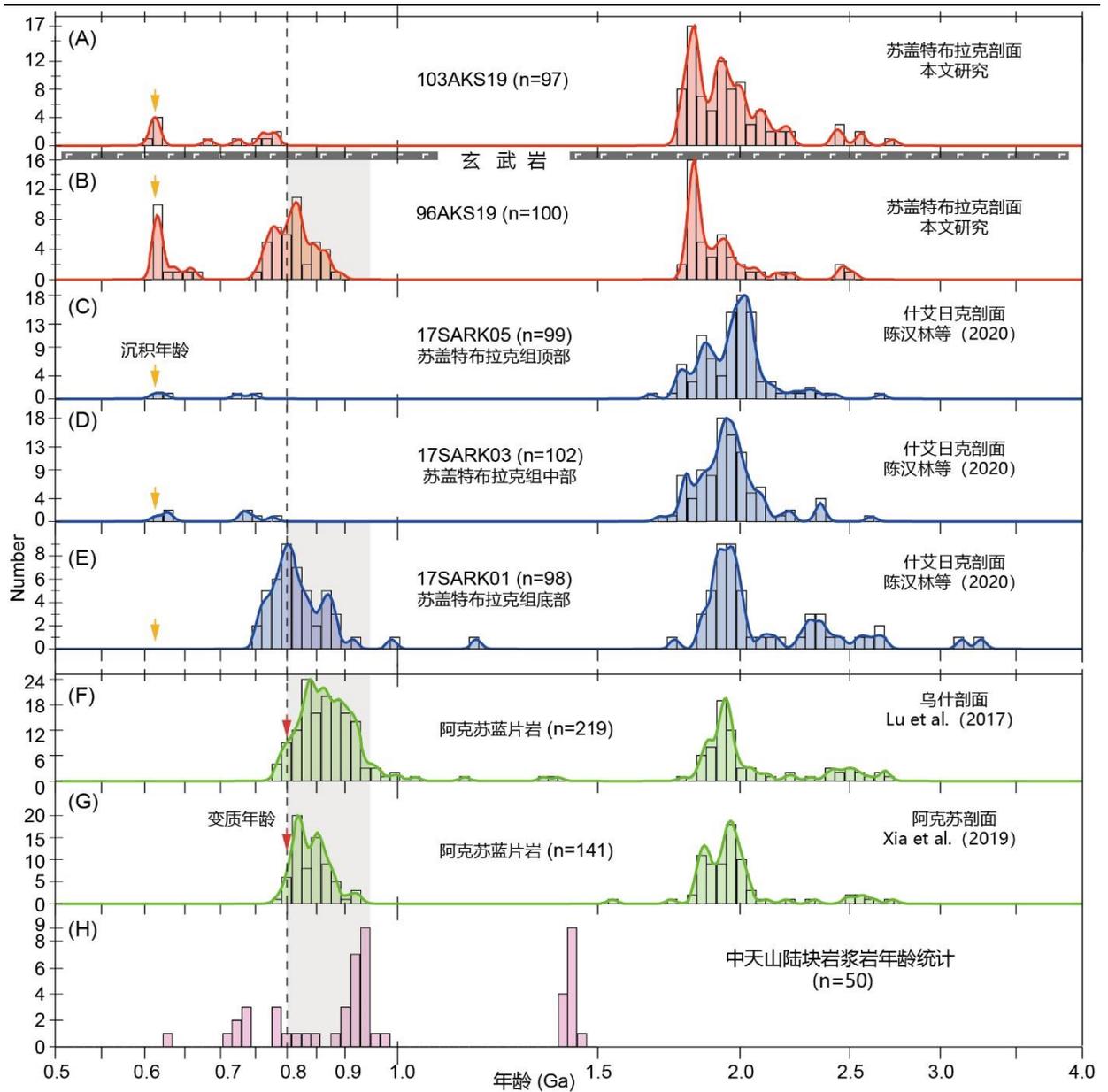


图 5.14 (A-E) 震旦系苏盖特布拉克组砂岩碎屑锆石核密度估计 (KDE) 年龄谱; (F-G) 阿克苏群蓝片岩和变质砂岩碎屑锆石年龄谱; (H) 中天山地块岩浆岩结晶年龄统计直方图 (年龄数据来源参考附录 S.2.4)

本文倾向于认为可能是物源区地块发生构造裂离过程而导致的塔里木北缘物源转变, 原因如下: 首先, 目前没有钻井揭示盆地区存在早新元古代的花岗岩体或火山岩地层 (但有钻井钻遇晚新元古代 750 Ma 左右的英安岩和花岗闪长岩; Xu Z. Q. et al., 2013; 邬光辉等, 2009; 李晓剑等, 2018)。其次, 根据航磁地球物理资料显示, 塔里木克拉通北部整体处于低磁异常区, 表明塔里木盆地基底主要为变质沉积盖层, 并没有大规模的岩浆岩带发育迹象 (袁学诚, 1996; 杨文采等, 2012)。尽管塔中隆起带存在明显的高磁异常带, 然而多口钻井揭示该高磁异常带内发育古元古代 (~1.9 Ga) 花岗岩带和晚太古代花

岗片麻岩基底，并经历了不同程度的晚古元古代（2.0-1.9 Ga）变质，指示其可能为古元古代南、北塔里木碰撞拼合带（Yang H. J. et al., 2018; Cai et al., 2020; 郭忻等, 2020）。此外，西北缘阿克苏群俯冲增生杂岩中保存的大量 960-800 Ma 岩浆锆石年龄表明，这些先后进入阿克苏群原岩沉积和震旦纪沉积盆地的碎屑物质很可能来源于一个新元古代早期持续俯冲的岛弧或陆缘弧地体（Zhu et al., 2011a; Lu et al., 2017; Xia et al., 2019），然而目前并未在塔里木克拉通上发现此次事件的大规模岩浆作用。Zheng et al. (2010) 对阿克苏群中的变玄武岩进行 Sm-Nd 同位素定年后获得 890 ± 23 Ma 的原岩年龄，并且这些变玄武岩的地球化学特征显示与洋中脊玄武岩（MORB）十分类似（郑碧海等, 2008）；此外，东北缘库鲁克塔格地区保存的麻粒岩相-角闪岩相变质岩经变质锆石 U-Pb 年代学确认，此次高压变质事件发生于 830-790 Ma（He et al., 2012; Ge et al., 2014a）。这一变质时间与张健等（2014）在西北缘厘定的阿克苏群变质时代（820-760 Ma）和 Xia et al. (2019) 厘定的阿克苏群变质时代（805-770 Ma），以及本文第四章厘定的变质时代（800-780 Ma）均高度吻合。以上证据表明，新元古代早期塔里木克拉通北缘存在一个较开阔的洋盆，并且该洋盆于 960 Ma 左右启动俯冲消减，形成了持续大规模的弧岩浆作用。该岛弧或者陆缘弧与塔里木在 830-790 Ma 期间发生碰撞从而导致塔里木北缘地区发育广泛变质作用以及埃达克质花岗岩（Long X. P. et al., 2011b; Zhang Y. et al. 2017）。这次碰撞事件也得到了来自前人该地区的碎屑锆石 Hf 同位素的支持（图 5.15）。从图中可以发现，960-800 Ma 期间的碎屑锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值从 +14 变化到 -20，显示古老地壳的重熔作用以及新生幔源物质的共同作用；而自 800 Ma 以后，碎屑锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值仅在 ~ -5 到 ~ -20 之间变化，这表明该时段内主要发生新太古代到古元古代的地壳重熔，即说明在该时间节点俯冲作用可能已经停止，伴随而来的是弧陆碰撞或是陆陆碰撞阶段。

上述分析表明，塔里木克拉通西北缘新元古代沉积盆地中记录到的大量 900-800 Ma 的岩浆锆石可能是来自于俯冲岛弧或者陆缘弧地体。并且，由于该地体与塔里木克拉通在震旦纪发生了陆块裂离，因此震旦系上部的沉积物中很少或者几乎不再记录到俯冲阶段的大量弧碎屑物质。值得注意的是，此次沉积物源的变化发生于苏盖特布拉克玄武岩喷发结束之后，即苏盖特布拉克玄武岩的喷出事件（ ~ 615 Ma）与该地体从塔里木北缘发生构造裂离的时间较为吻合。本文以及前人的岩石主微量和同位素证据揭示，具有 OIB 性质的苏盖特布拉克玄武岩很有可能与 ~ 615 Ma 的地幔柱事件相关（Zhang Z. C. et al., 2012; Xu B. et al., 2013）。如果这个推论成立，那么由地幔柱活动诱发的大陆裂解事件就比较容易理解。然而问题是，该岛弧地体究竟是谁？前人依据塔里木克拉通北缘与北部中天山地块等陆块具有的新元古代岩浆事件和裂谷层序的高度相似性，提出中天山和

伊犁是最有可能记录到此次俯冲岩浆事件的陆块 (Ge et al., 2014a; 蔡智慧等, 2019; Ren et al., 2020)。依据本文第二章对中天山-伊犁地块前寒武纪岩浆岩年龄的统计, 中天山-伊犁地块在新元古代早期广泛发育花岗质岩浆侵入体 (图 2.5), 其岩浆活动时间从 960 Ma 一致持续到 660 Ma 左右, 并且岩浆活动高峰期在 960-880 Ma (图 2.6)。据此, 本文认为中天山-伊犁地块极有可能是为塔里木北缘新元古代盆地提供岩浆岩碎屑的源区地体。详细的源汇过程分析将在第六章展开。

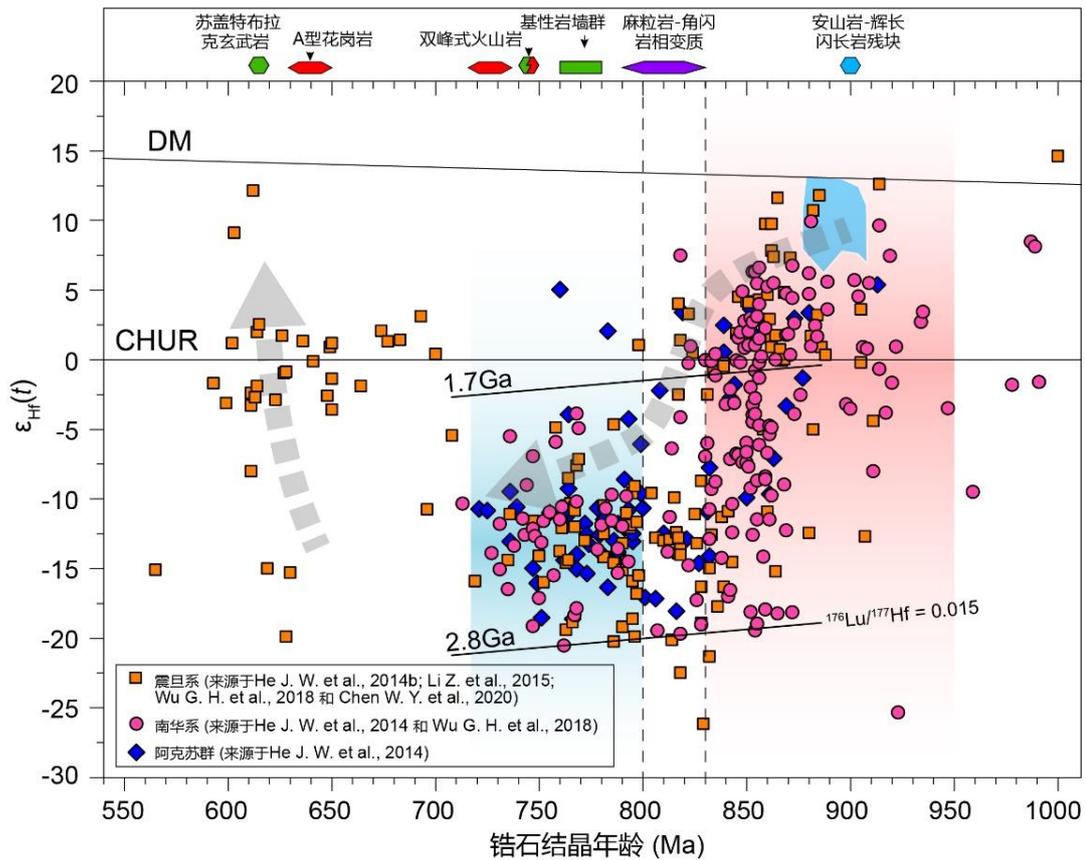


图 5.15 塔里木西北缘阿克苏地区前人发表的碎屑锆石年龄及锆石 Hf 同位素, 图上标注塔里木克拉通北缘新元古代期间主要的构造热事件 (构造热事件依据 He J. Y et al., 2021; He Z. Y et al., 2012; Ge et al., 2016; Zhang C. L. et al., 2009; Xu B. et al., 2009, 2013; Xiao et al., 2019)

5.7 从大陆裂谷到被动陆缘转换的动力学过程探讨

通常认为塔里木克拉通在新元古代早-中期曾卷入罗迪尼亚超大陆聚合事件 (Lu et al., 2008; Shu et al., 2011; Yu et al., 2013; Xu Z. Q. et al., 2013; Wen et al., 2018; Wang P. et al., 2020)。“塔里木运动”是新元古代中期一次重要的构造热事件, 曾被认为导致了塔里木的最终克拉通化 (陆松年, 1992; 郭召杰等, 2000), 此次事件造成塔里木北缘发育了广泛的花岗质岩浆作用和区域变质作用 (舒良树等, 2013; Zhang C. L. et al., 2013;

Xu Z. Q. et al., 2013; Ge et al., 2014a; He et al., 2012; Xia et al., 2019)。目前可以比较明确用于约束“塔里木运动”造山时间的依据是, 变质锆石 U-Pb 年代学揭示的塔里木东北缘库鲁克塔格地区 830-790 Ma 麻粒岩相-角闪岩相变质岩 (He et al., 2012; Ge et al., 2016), 以及东北缘阿克苏地区青白口纪 (800-780 Ma) 经历蓝片岩相-绿片岩相变质的阿克苏群。

继广泛的“塔里木造山运动”之后, 塔里木克拉通北缘记录到 780-760 Ma 的大规模基性岩墙群侵入事件 (Zhang C. L. et al., 2009; Zhang Z. Y. et al., 2009; 张健等, 2014; Xia et al., 2019)。塔里木北缘基性岩墙群的侵位时代与罗迪尼亚超大陆的裂谷作用同步, 尤其是与劳伦西缘发育的大规模 Gunbarrel 基性岩墙群的侵位时间耦合 (~780 Ma; Harlan et al., 2003; Milton et al., 2017)。780-760 Ma 大规模基性岩墙群事件可能指示了塔里木克拉通在罗迪尼亚超大陆离散背景下的伸展裂谷作用, 即本文第四章通过复合岩墙限定的塔里木北缘在新元古代中期 (800-780 Ma) 从挤压造山开始向陆内伸展的构造背景转换。然而正如本章研究背景中所提到, 持续伸展构造背景下的塔里木克拉通究竟何时从罗迪尼亚超大陆裂离, 目前仍未获得较一致的结论。Chen H. L. et al. (2019) 基于对塔里木西南缘铁克里克地区南华-震旦纪沉积层序和沉积相分析, 认为塔里木西南缘在克孜苏胡木组碳酸盐岩发育时期 (即晚震旦世) 可能与罗迪尼亚超大陆实现最终裂离。Zhang F. Q. et al. (2019) 通过对塔西南盆地内地震剖面的构造解析, 同样提出塔里木克拉通西南缘可能经历从南华-震旦纪同裂谷作用到震旦纪末-寒武纪初后裂谷作用的演化过程。

塔里木克拉通北缘新元古代最早的裂谷沉积记录为库鲁克塔格地区发育的贝义西组底部陆源粗碎屑岩 (高振家等, 1993), 该初始裂谷沉积作用的年代经贝义西组底部火山岩夹层锆石定年限定在 ~740 Ma (Xu et al., 2009)。塔里木西北缘阿克苏地区南华纪巧恩布拉克群下段的巨厚复理石建造 (西方山组) 被认为可能是与贝义西组同时期发育的沉积地层, 经 Wu L. et al. (2021) 对西方山组底部采集的砂岩进行碎屑锆石 U-Pb 定年约束, 此套裂谷层序地层的最大沉积年龄也在 740 Ma 左右。塔里木北缘大范围的裂谷沉积盆地发育, 同期的双峰式火山岩喷发 (740-720 Ma; Xu et al., 2005; 官永吉和寇晓威, 2021) 以及基性-超基性岩 (737-728 Ma; 秦切等, 2012; 王鹏等, 2016; 郭瑞清等, 2018) 和双峰式岩体的侵入 (740-735 Ma; Zhang C. L. et al., 2012a), 均标志着塔里木北缘进入持续大规模的岩石圈伸展和减薄阶段。

塔里木克拉通北缘南华纪和早震旦世地层总体表现为由粗到细的碎屑沉积建造特点, 地层中夹数层冰期事件沉积 (徐备等, 2008)。早震旦世苏盖特布拉克组中开始发育以潮汐交错层理 (图 5.3C) 为标志的滨浅海碎屑沉积建造 (图 5.3D), 以及向上过渡为石英砂

岩和页岩沉积 (图 5.3E 和 5.4F), 均显示该区域在新元古代晚期经历了长期的大陆边缘盆地发育, 并开始逐步由陆相粗碎屑岩向浅海相细碎屑岩沉积转变 (高振家等, 1985)。较之塔里木西北缘南华纪-早震旦世地层的沉积厚度差异性变化和侧向快速相变等特点, 露头 and 地震剖面揭示晚震旦世奇格布拉克组发育沉积厚度稳定、沉积范围广阔的台地相厚层白云岩 (图 5.3E; Wu L. et al., 2018)。晚震旦世塔里木北缘及西南缘地区陆源碎屑的沉积作用衰退, 取而代之以浅海相稳定碳酸盐岩沉积, 可能是由于塔里木克拉通边缘地区的整体沉降导致伴随的广泛海侵所导致 (Turner, 2010)。这一沉积特征变化标志着塔里木克拉通盆地从同裂谷向被动陆缘的性质转变 (Chen H. L. et al., 2019; Zhang F. Q. et al., 2019)。本文在早震旦世苏盖布拉克组上段所采砂岩的碎屑锆石物源变化也揭示了, 中天山等陆块在该时期从塔里木克拉通北缘发生裂离。早新元古代 (900-800 Ma) 碎屑物源区与塔里木西北缘沉积中心的源汇切断与上述裂谷向被动大陆边缘转换的沉积演化模式可以进行较好的匹配。晚震旦世奇格布拉克组白云岩地层之上平行不整合沉积的寒武系硅质岩到碳酸盐岩的地层序列表明, 该时期塔里木西北缘地区已开始向开阔台地相沉积转变, 标志着进入了成熟被动大陆边缘的演化阶段。

以上分析表明, 新元古代晚期塔里木克拉通北缘在经历持续的裂谷演化过程中, 同时伴随多期大规模的基性岩浆活动。根据对显生宙以来典型大陆裂解过程 (如大西洋两岸) 的研究认识, 裂谷向被动陆缘演化的过程中存在两种不同的裂谷模式 (Guan et al., 2021)。一种是缺失同裂谷岩浆活动的被动陆缘演化过程, 称为无火山被动陆缘 (White et al., 1992), 另一种是在被动陆缘发育过程中伴随地幔熔融而诱发火山活动, 称为火山被动陆缘 (Geoffroy et al., 2011)。通常, 火山被动陆缘伴随大火成岩省的形成, 导致裂谷向被动陆缘演化过程中出现巨量溢流玄武岩和相应的岩浆侵入体 (Bryan and Ernst, 2008)。此外, 按照裂谷构造与基性岩浆事件出现的时间先后顺序, 可以将该过程分为主动式裂谷和被动式裂谷 (Sengör and Burke, 1978)。前者往往由地幔柱活动主导, 并诱发岩石圈穹隆及后期伸展裂谷的形成, 而后者往往通过某种远程构造应力促使地区岩石圈减薄来实现软流圈地幔的被动式上涌。

根据前人对塔里木克拉通新元古代裂谷岩浆事件的研究, 塔里木北缘基性岩浆活动的时间似乎早于裂谷盆地的开启。如, 780-760 Ma 的大规模基性岩墙侵入优先发育于南华-震旦纪裂谷盆地。此外, Zhang C. L. et al. (2009) 依据阿克苏地区及库鲁克塔格地区基性岩墙的地球化学和同位素特征认为, 780-760 Ma 基性岩墙群的形成与同时期罗迪尼亚超大陆地幔柱事件相关。Xu et al. (2005) 对南华系底部贝义西组双峰式火山岩开展了地球化学分析后认为, 此次火山岩事件与罗迪尼亚超大陆 750-720 Ma 的地幔柱事件具有

成因联系。同样地, 本文对苏盖特布拉克玄武岩的地球化学和同位素研究, 以及前人对岩浆的地幔潜在温度估计结果也表明, 震旦纪时期 (~615 Ma) 塔里木北缘可能也经历了与地幔柱事件相关的主动式裂谷, 并且塔里木克拉通上震旦纪玄武质岩浆事件与劳伦板块东部以及波罗的板块西部的 CIMP 大火成岩省(615-550 Ma)在时间上非常吻合(Bingen and Demaiffe, 1998; Tegner et al., 2019), 并且这些同时期的基性岩浆岩的地球化学特征也较为相似(图 5.12)。然而, 与地幔柱模型的传统理论观点所不同的是, 塔里木北缘在该时期似乎并未表现出大规模的穹隆构造和地壳抬升。相反根据野外地质现象观察发现, 苏盖特布拉克玄武岩下亚层II段中明确发育熔积岩(图 5.4D-E), 此外上亚层IV段也发育枕状熔岩(图 5.4F), 这些证据均可以表明苏盖特布拉克玄武岩形成于水下喷发环境。这也进一步说明震旦纪玄武岩的喷发并没有造成塔里木克拉通北缘的区域性隆起。

Buiter and Torsvik (2014) 根据不同形式的岩浆活动参与的大陆裂解过程, 进一步将主动式和被动式裂谷划分为三种类型。第一种类型是, 地幔柱对岩石圈的底垫作用导致区域抬升和大规模溢流玄武岩的发育, 从而弱化岩石圈强度, 最终致使岩石圈破裂和洋盆打开(图 5.16A); 第二种类型是, 岩石圈的优先持续伸展导致软流圈地幔的减压熔融, 从而形成时间上滞后于裂谷过程的基性岩浆活动(图 5.16B); 第三种类型是, 岩石圈伸展轴部偏离地幔柱柱头位置, 从而诱使深部地幔物质向大陆边缘侧向转移, 形成溢流玄武岩, 该过程没有明显的穹隆构造抬升(图 5.16C)。

塔里木克拉通北缘从大陆裂谷到被动陆缘的转换可能是经历了多期岩浆事件和裂谷作用的结果。事实上, 在与北部中天山等陆块发生岩石圈最终破裂之前, 塔里木克拉通已经经历了南华纪到早震旦世长时间的持续岩石圈伸展和裂谷作用。如 780-760 Ma 的基性岩墙促使塔里木克拉通北缘岩石圈发育一系列北西-南东向裂隙, 750-720 Ma 广泛的双峰式岩浆活动进一步使得塔里木北缘岩石圈强度减弱。同时, 南华-震旦纪裂陷盆地在塔里木北缘及克拉通内部的广泛发育表明, 受控于拆离断层作用下的塔里木克拉通北缘可能已经出现明显的岩石圈减薄。而早震旦世苏盖特布拉克组的溢流玄武岩 (~615 Ma) 是最终促成北缘发生从陆块裂谷到陆块裂离转换的重要构造事件, 意味着该时期裂谷岩浆作用过程可能与全球罗迪尼亚超大陆的超级地幔柱活动存在一定的关联。而这一过程与 Buiter and Torsvik (2014) 提出的第三类型大陆裂谷动力学模式比较吻合。

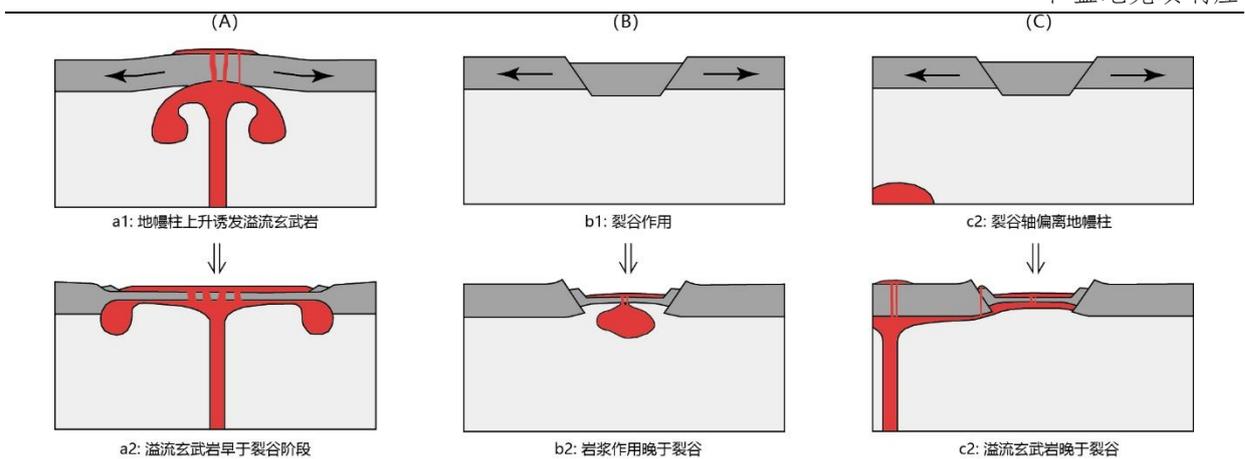


图 5.16 地幔柱作用参与下的三种裂谷作用模式 (据 Buiter and Torsvik, 2014 修改)

6. 中亚造山带南缘新元古代构造演化与块体聚散过程

正如绪论中所提到, 中亚造山带南缘新元古代构造演化过程争议点在于塔里木克拉通与北部伊犁-中天山地块的构造亲缘属性以及塔里木克拉通北缘的构造背景。如何协调伊犁-中天山与塔里木克拉通在中元古代-新元古代早期各自经历的地壳演化过程, 和新元古代晚期二者构造-岩浆-盆地记录的相似性, 是理解新元古代中亚造山带南缘构造演化的一把关键钥匙。本章将依据现今已发表的大量文献数据和工作资料, 以及本次对几期重要构造事件节点的观察和研究, 重点回顾塔里木克拉通北缘、中天山和伊犁地块的新元古代地质记录, 系统梳理和总结各个陆块之间的构造、岩浆、地层以及盆地碎屑源汇关系等多维度时空演化联系, 并尝试提出一个新的新元古代构造演化模型以协调解决相关的地质观测矛盾和学术争论。

6.1 塔里木北缘、中天山和伊犁地块新元古代地层和地壳建造

6.1.1 新元古代早期地层和岩浆记录

塔里木克拉通北缘、伊犁和中天山地块上均不同程度地保存了良好的新元古代地层或岩浆岩石记录。根据本文区域地质背景章节描述内容, 现将以上地区的新元古代地层建造特点、岩浆事件和变质事件等关键信息和要素进行梳理, 并概括和总结为构造地层和地质事件对比图(图 6.1)。

塔里木克拉通东北缘地区新元古代地层单元可以划分为早期(1000-840 Ma)的帕尔岗塔格群和晚期(750-541 Ma)的库鲁克塔格群, 二者以区域角度不整合关系接触(图 6.1A; 高振家等, 1993)。帕尔岗塔格群下亚段主要由浅海相副变质岩, 包括千枚岩、变石英砂岩及石英片岩组成; 其上亚段主要包含浅海相大理岩、白云岩和少量千枚岩等岩石类型。上覆未变质的库鲁克塔格群包括南华系和震旦系两大沉积层序(图 6.1A; 陆松年, 1992; 高振家等, 1993)。帕尔岗塔格群上亚段中发现大量叠层石礁体化石生物组合(属种详见 2.1 节; 赵文杰等, 1985), 经前人对比研究, 这些叠层石化石可与华北地区、扬子地区、辽东半岛、北山(Liang et al., 1985)以及阿尔泰(曹瑞骥和袁训来, 2006)等地区的新元古代生物化石进行对比。这些叠层石生物组合的时代被限定在新元古代早期(1000-700 Ma; Liang et al., 1985; 曹瑞骥和袁训来, 2006)。近年来, 在帕尔岗塔格群上亚段碳酸盐岩地层之上发现了一套整合接触的蚀变流纹岩, 并获得了 841 ± 1.4 Ma 的准确锆石 U-Pb 结晶年龄, 限定了这套浅海相沉积地层的年龄上限(图 6.1A; 吕彪等, 2016)。因此, 塔里木克拉通东北缘这套帕尔岗塔格群的成熟石英砂岩和碳酸盐岩地层指

示该地区在新元古代早期(840 Ma 之前)处于一个十分稳定的被动大陆边缘构造环境(陆松年, 1992; 吕彪等, 2016)。

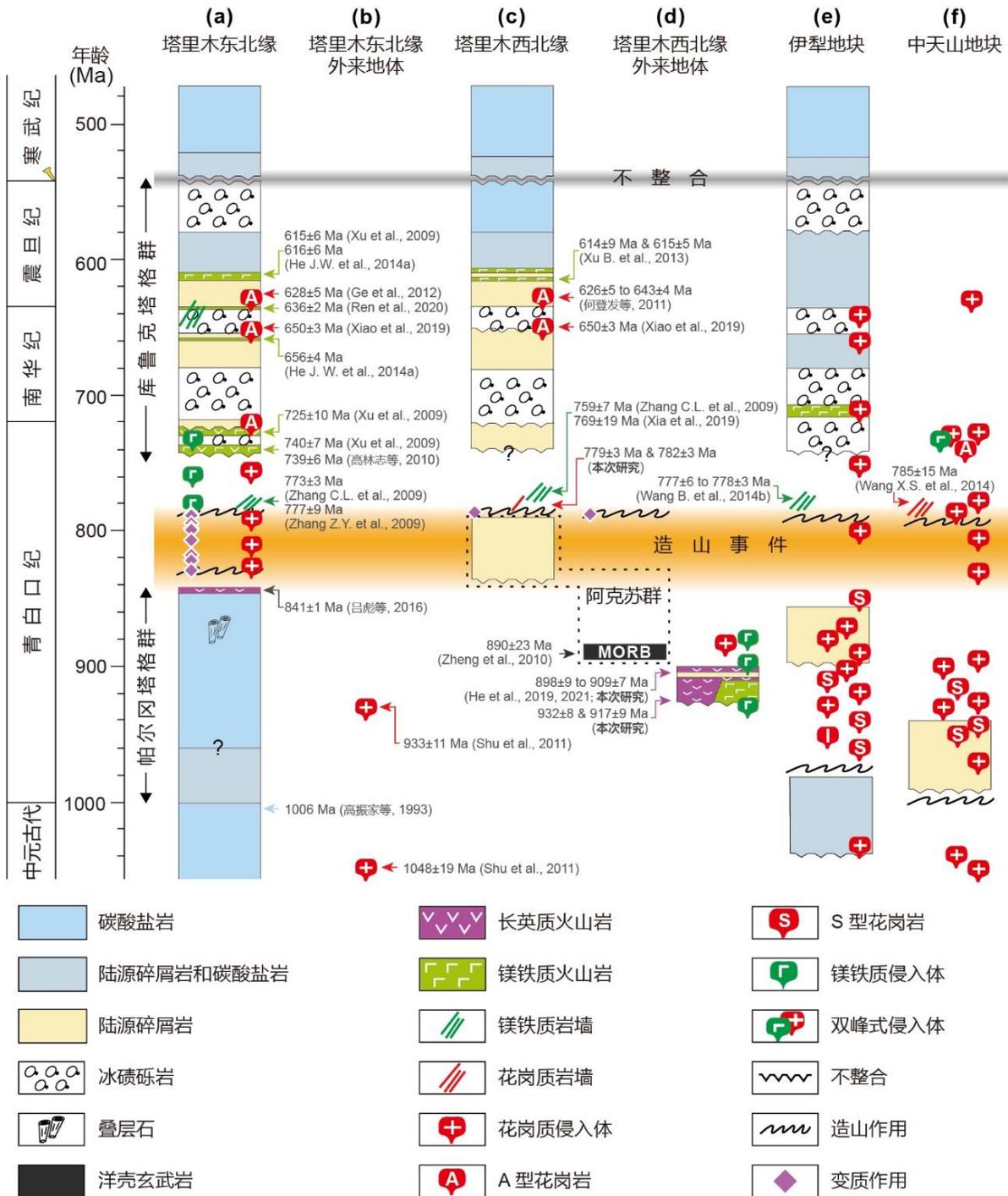


图 6.1 塔里木克拉通东北缘、西北缘、伊犁和中天山新元古代构造地层关系与地质事件对比图(数据参考附录 S.2, 主要来自于高振家等, 1993; Zhang C. L. et al., 2009; Zhang Z. Y. et al., 2009; Xu B. et al., 2009, 2013; 高林志等, 2010; 何登发等, 2011; He Z. Y. et al., 2012, 2018; He J. W. et al., 2014a, 2015; 吕彪等, 2016; 黄宗莹, 2017; Huang H. et al., 2019; Huang Z. Y. et al., 2019; Ge et al., 2012, 2014a, 2016; Xiao et al., 2019; Ren et al., 2020; Zhu et al., 2019 及其参考文献; Chen W. et al., 2020 及其参考文献)

同位素 Nd 和 Hf 模式年龄揭示, 伊犁和中天山具有相似的古元古代和中元古代结晶基底, 而与塔里木克拉通太古代到古元古代的结晶基底相异 (Hu et al., 2000; Zhu et al., 2019), 并且伊犁和中天山经历了~1.4 Ga 和~960-910 Ma 的两次地壳重熔事件 (黄宗莹, 2017; 胡霏琴等, 2006, 2010; Zhu et al., 2019)。在新元古代构造岩浆事件活跃期间, 伊犁和中天山上分别沉积了温泉群、星星峡群和卡瓦布拉克群等副变质岩原岩 (黄宗莹, 2017; Huang Z. Y. et al., 2016; 2019; Huang H. et al., 2019)。根据地层中的碎屑锆石年代学数据和区域侵入的花岗岩体接触关系的双重约束, 这些地层单元的沉积时代可以被分别限定在~900-850 Ma 和~1000-940 Ma 区间范围 (图 6.1E-F; 黄宗莹, 2017; Huang Z. Y. et al., 2016, 2017; Huang H. et al., 2019)。活跃的钙碱性花岗质岩浆事件在伊犁和中天山地区从~960 Ma 持续活动到~850 Ma (图 6.1E-F), 指示了这些地块的陆缘地区在新元古代早期经历了长期的板块俯冲作用 (胡霏琴等, 2010; Huang B. T. et al., 2015; Xiong et al., 2019; Sun et al., 2021)。

以上地层和岩浆岩石记录清楚地表明, 塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地块在新元古代早期, 甚至从中元古代以来 (He Z. Y. et al., 2015; Wang X. S. et al., 2020), 各自具有截然不同的大地构造背景, 也就是说这些陆块在青白口纪中期 (~840 Ma) 以前可能是被洋盆分隔且相对独立演化的地体或板块 (胡霏琴等, 2010)。

6.1.2 新元古代中期塔里木北缘构造变质事件

帕尔岗塔格群与库鲁克塔格群之间发育的角度不整合面是塔里木北缘经历“塔里木运动”的一个重要标志。此次构造事件造成了塔里木北缘青白口系帕尔岗塔格群及以下地层全部遭受浅变质和构造变形, 并形成了广泛的花岗岩侵入体 (Lu et al., 2008; Ge et al., 2014a, 2016)。在塔里木东北缘麻粒岩相到角闪岩相的变质岩中获得了 830-790 Ma 的变质锆石 U-Pb 年龄, 很好地限定了此次造山事件发生高级变质作用的时限 (图 6.1A; He et al., 2012; Ge et al., 2016)。

塔里木西北缘的阿克苏群主要包含泥质片岩、砂屑片岩以及镁铁质片岩等, 并经历了蓝片岩相到绿片岩相变质作用 (Liou et al., 1989, 1996; 肖序常和格雷厄姆, 1990)。近年来针对阿克苏群砂屑片岩的碎屑锆石年代学结果表明其原岩最大沉积年龄介于 820-805 Ma 之间 (张健等, 2014; Xia et al., 2019), 而对于其中具有类似 MORB 地化特征的镁铁质片岩则获得了~890 Ma 的 Sm-Nd 等时线年龄 (Zheng et al., 2010)。尽管目前学术界对阿克苏群变质年龄仍存在较大争议, 前人进一步通过对切割阿克苏群的基性岩墙开展锆石 U-Pb 年代学分析, 将其变质年龄约束在了 820-760 Ma 区间范围内 (张健等, 2014;

Xia et al., 2019)。本文研究（第四章）通过对侵入阿克苏群的变形花岗质岩墙和未变形的基性岩墙，以及对阿克苏群的变质砂岩围岩进行了锆石 U-Pb 定年分析后，获得了范围更小的峰期变质年龄区间，为 800-780 Ma。塔里木克拉通西北缘经历的低温-高压蓝片岩变质作用时间（800-780 Ma）与上述塔里木东北缘麻粒岩相-角闪岩相高级变质作用共同指示了北缘地区发生的一期准同时的快速短暂造山事件。同时，从统计归纳的构造地层关系与地质事件对比图中可以清楚的看到，塔里木克拉通北缘在青白口纪中-晚期（830-790 Ma）时间段内开始发育强烈的花岗质岩浆侵入活动（图 6.1A），而与此同时伊犁-中天山地区的陆缘岩浆活动强度却从原本新元古代早期持续发育的状态突然降低（图 6.1E-F 和图 6.3F-G）。这一时期内塔里木北缘广泛的花岗质岩浆活动，也被部分研究者解释为该地区地壳增厚条件下的岩石基底部分熔融成因（Long X. P. et al., 2011b; Kröner et al., 2012）。

6.1.3 新元古代晚期构造地层和岩浆事件

塔里木克拉通北缘上太古界至上元古界变质基底内广泛侵入了大量的镁铁质岩墙和双峰式杂岩体（Zhang C. L. et al., 2012a），包括侵入于西北缘阿克苏群的北西向基性岩墙（图 4.1），侵位于东北缘上太古界和下元古界花岗岩基底中的北西-北西西向基性岩墙，以及侵位于古元古界兴地塔格群中的双峰式杂岩体（Zhang C. L. et al., 2011）。这些基性岩墙和拉斑质镁铁-超镁铁杂岩的侵位时代经锆石或斜锆石 U-Pb 同位素测定主要集中在 780-760 Ma（图 6.1A 和 6.1C；Zhang C. L. et al., 2009；Zhang Z. Y. et al., 2009；Zhang C. L. et al., 2011）。随后，750-725 Ma 期间以及 650-615 Ma 期间的双峰式火山岩和玄武岩，少量的辉长岩、闪长岩等侵入杂岩体和基性岩墙群，以及广泛的 A 型花岗岩和 I 型花岗岩侵入体在塔里木克拉通北缘大量发育（图 6.2 和图 6.1；Xu B. et al., 2009, 2013；Zhu et al., 2008, 2011a；Zhang C. L. et al., 2012a；秦切等，2012；Tang et al., 2016；王鹏等，2016；郭瑞清等，2018；Xiao et al., 2019；Chen W. et al., 2020；Cai et al., 2021）。与此同时，沿塔里木北缘发育了广泛的南华-震旦纪裂谷沉积盆地（图 6.1A 和图 6.1C；Turner, 2010；Wu L. et al., 2018；何碧竹等，2019；Ren et al., 2019；陈汉林等，2020；Wu L. et al., 2021；杨鑫等，2021；Shen et al., 2022）。

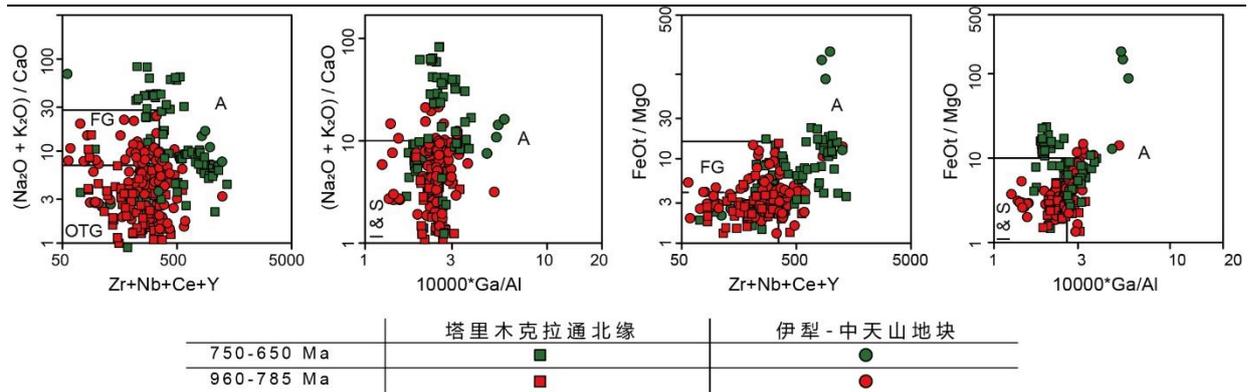


图 6.2 塔里木克拉通北缘、伊犁和中天山地区新元古代花岗岩分类投图（塔里木地球化学数据来自于陈义兵等，1999，2000；Zhang C. L. et al., 2007，2012a；Cao et al., 2011，2014；罗金海等，2011；Long X. P. et al., 2011b；Ge et al., 2012，2014a；Zhang et al., 2017；Xiao et al., 2019；Chen W. et al., 2020；陈邦学等，2020；Cai et al., 2021；中天山和伊犁地球化学数据来自于 Yang et al., 2008；胡霏琴等，2010；Long L. L. et al., 2011；Lei et al., 2013；Wang B. et al., 2014a，2014b；Wang X. S. et al., 2014，2017，2020；Wang Z. M. et al., 2014；Gao et al., 2015；Huang B. T. et al., 2015；Huang Z. Y. et al., 2015，2017；Xiong et al., 2019；Zhu et al., 2019）

其中，侵位于阿克苏群中的北向西基性岩墙群年龄经锆石 U-Pb 定年为 770-760 Ma（张健等，2014；Xia et al., 2019）。下震旦统苏盖特布拉克组中的大陆溢流玄武岩喷出年龄为~615 Ma（Xu B. et al., 2013）。本文以及前人对基性岩墙和苏盖特布拉克玄武岩的岩石地球化学研究表明，这些基性岩浆岩具有拉斑质或向拉斑质过渡的岩石成分，并且这些岩石还具有更重要的一个特征是，它们均显示出类似洋岛玄武岩（OIB）的地球化学性质（Zhang C. L. et al., 2009；Zhang Z. C. et al., 2012）。而近年来也有研究表明，塔里木北缘广泛分布的新元古代晚期 A 型和 I 型花岗岩可能是板内伸展构造背景下的相关岩浆产物（图 6.2；Xiao et al., 2019；Chen W. et al., 2020；Cai et al., 2021）。

新元古代晚期盆地沉积地层包括南华系和震旦系，在塔里木克拉通北缘出露较好（图 6.1；陆松年，1992；Turner, 2010）。南华系地层下部含丰富的镁铁质和长英质火山岩，组成了一套典型的双峰式喷出岩建造（Xu et al., 2005；Huang et al., 2005），上部则以陆源碎屑岩为主。阿克苏-乌什地区的南华系西方山组（高振家等，1985）和库鲁克塔格地区的照壁山组地层内，均可见较深水环境下的重力流沉积建造（魏震等，2017）。这些火山和沉积岩石组合指示该时期裂谷盆地的发育。此外，南华系还包含了几套冰碛砾岩夹层，目前有学者通过对冰期沉积夹层上下的火山岩开展了锆石 U-Pb 定年，定年结果表明，这些塔里木克拉通上记录的冰期事件与新元古代的“雪球地球”全球事件基本同步（图 6.1；Xu B. et al., 2009；高林志等，2010；He J. W. et al., 2014a；Ren et al., 2019）。

塔里木克拉通北缘下震旦统自下而上主体为从河流相到滨岸相逐渐过渡的陆源碎屑沉积建造。上震旦统则从底段的粉砂岩、泥岩沉积快速向白云岩和白云质灰岩沉积转变(图 5.2C), 沉积了厚度相对稳定的台地相碳酸盐岩建造 (Turner, 2010)。塔里木西北缘的南华-震旦纪沉积建造基本与东北缘类似, 但塔里木东北缘发育了一套地层层位相当于北美 Gaskiers 冰期事件的晚震旦世冰川沉积建造(汉格尔乔克组), 在塔里木西北缘地区未见到这一冰期事件沉积(图 6.1A 和 6.1C; 徐备等, 2008; 高林志等, 2010)。

伊犁和中天山地块自新元古代晚期开始进入大规模的岩石圈伸展阶段。在伊犁地块北缘库松木切克河附近, 目前报道有~780 Ma 侵入于蓟县-青白口系大理岩基底的基性岩墙发育(图 6.1E; Wang B. et al., 2014b)。中天山地块南缘巴伦台地区也发现有 787-785 Ma 的淡色花岗质岩墙侵位于新太古代-古元古代角闪岩相变质基底, 其指示可能与一期区域性伸展事件有关(图 6.1F; Wang X. S. et al., 2014, 2017; 王信水等, 2019)。继~780 Ma 的早期区域伸展作用, 中天山地区于 740-730 Ma 期间开始出现双峰式侵入杂岩以及 A 型花岗岩的发育(图 6.1F 和图 6.2; Lei et al., 2013; Gao et al., 2015)。与此同时, 伊犁地块上开始发育南华-震旦纪裂谷沉积盆地。南华系下部库鲁铁列克提组沉积大套冰碛砾岩夹碎屑岩以及玄武质火山岩, 底部不整合于青白口系库松木切克群碳酸盐岩之上, 地层层位可能与塔里木东北缘库鲁克塔格群下部贝义西组相当(图 6.1E; 朱诚顺, 1979; 丁海峰等, 2009)。上震旦统塔里萨伊组与上覆寒武系含磷地层呈平行不整合, 其中可见明显冰川坠石沉积(冯博等, 2013)。He J. W. et al. (2015) 在塔里萨伊组中获得碎屑锆石最大沉积年龄为 592 ± 5 Ma ($n=8$), 表明该事件性沉积可与库鲁克塔格地区上震旦统汉格尔乔克组冰期相对比(图 6.1E)。伊犁地块北缘南华-震旦系沉积地层与塔里木克拉通东北缘同时期的沉积地层, 无论在岩石组合还是沉积环境上均具有较好的可对比性(图 2.3; 朱诚顺, 1979; 丁海峰等, 2009; 冯博等, 2013, He J. W. et al., 2015)。然而, 南华-震旦系地层在中天山地区大范围缺失(图 6.1F), 目前仅在卡瓦布拉克地区报道有零星分布的南华系双峰式火山岩地层不整合覆盖于前南华系变质基底之上, 但因未见其上覆地层和相关同位素年龄报道, 因此其准确的地层时代仍不明晰(李向民, 2007)。南华-震旦系地层在中天山地块上的缺失可能是由于晚古生代以来天山地区多幕次的造山隆升剥蚀事件导致。此外, 寒武系与下伏震旦系的地层平行不整合接触关系以及寒武系底部的硅质岩和含磷建造, 在塔里木北缘地区和伊犁-中天山地区均可以进行对比(图 6.1)。

6.2 新元古代塔里木克拉通北缘碎屑物源变化特征

本文对塔里木克拉通西北缘阿克苏-乌什地区新元古代地层中现已发表的碎屑锆石

U-Pb 年代学和 Hf 同位素数据进行统计分析, 结合塔里木北缘、伊犁以及中天山地区的岩浆岩年代学和 Hf 同位素统计结果, 以揭示新元古代沉积盆地的源汇关系及变化规律。

从沉积地层碎屑锆石的年龄谱图来看, 塔里木北缘青白口纪早期 (> 840 Ma) 帕尔岗塔格群的陆源碎屑主要包含新太古代到古元古代 (2.8-1.8 Ga) 的碎屑锆石成分 (图 6.3D)。根据本文区域背景中统计获得的岩浆岩年代学数据结果来看, 塔里木北缘地区以及塔中隆起带广泛分布该时期花岗岩类岩石 (图 2.2; Ge et al., 2014b; Yang H. J. et al., 2018; Wu G. H. et al., 2020)。根据 Zheng et al. (2020) 的物源分析, 新元古代早期塔里木北缘以及塔中隆起带的抬升剥蚀很有可能为帕尔岗塔格群提供了大量的新太古代到古元古代岩浆岩碎屑。

到了阿克苏群变质沉积岩原岩的沉积时期 (~800 Ma), 碎屑锆石的年龄组成模式与主要接受来自于古老结晶基底物质或再旋回沉积物质的帕尔岗塔格群相比, 出现了鲜明的差异 (图 6.3C)。阿克苏群不仅涵盖了丰富的古元古代和少量新太古代碎屑锆石成分, 并且还接受了大量的新元古代碎屑锆石, 形成了显著的 ~850 Ma 年龄峰 (图 6.3C)。

在塔里木克拉通西北缘的南华系和震旦系碎屑锆石年龄谱中, 也可以见到类似具有大量的新元古代岩浆碎屑成分 (图 6.3A-B)。同时, 南华系沉积物中出现了古元古代和新太古代碎屑锆石比例的显著下降, 这可能是由于强大的以新元古代岩浆岩为主导的物源区碎屑供给增强所导致 (图 6.3B), 而震旦系沉积物中除了上述古元古代和新太古代 (2.6-1.8 Ga) 碎屑锆石, 以及显著的新元古代 (960-700 Ma) 碎屑锆石年龄区间以外, 还出现了与地层沉积时间较接近的新的锆石年龄峰 (~640 Ma; 图 6.3A)。

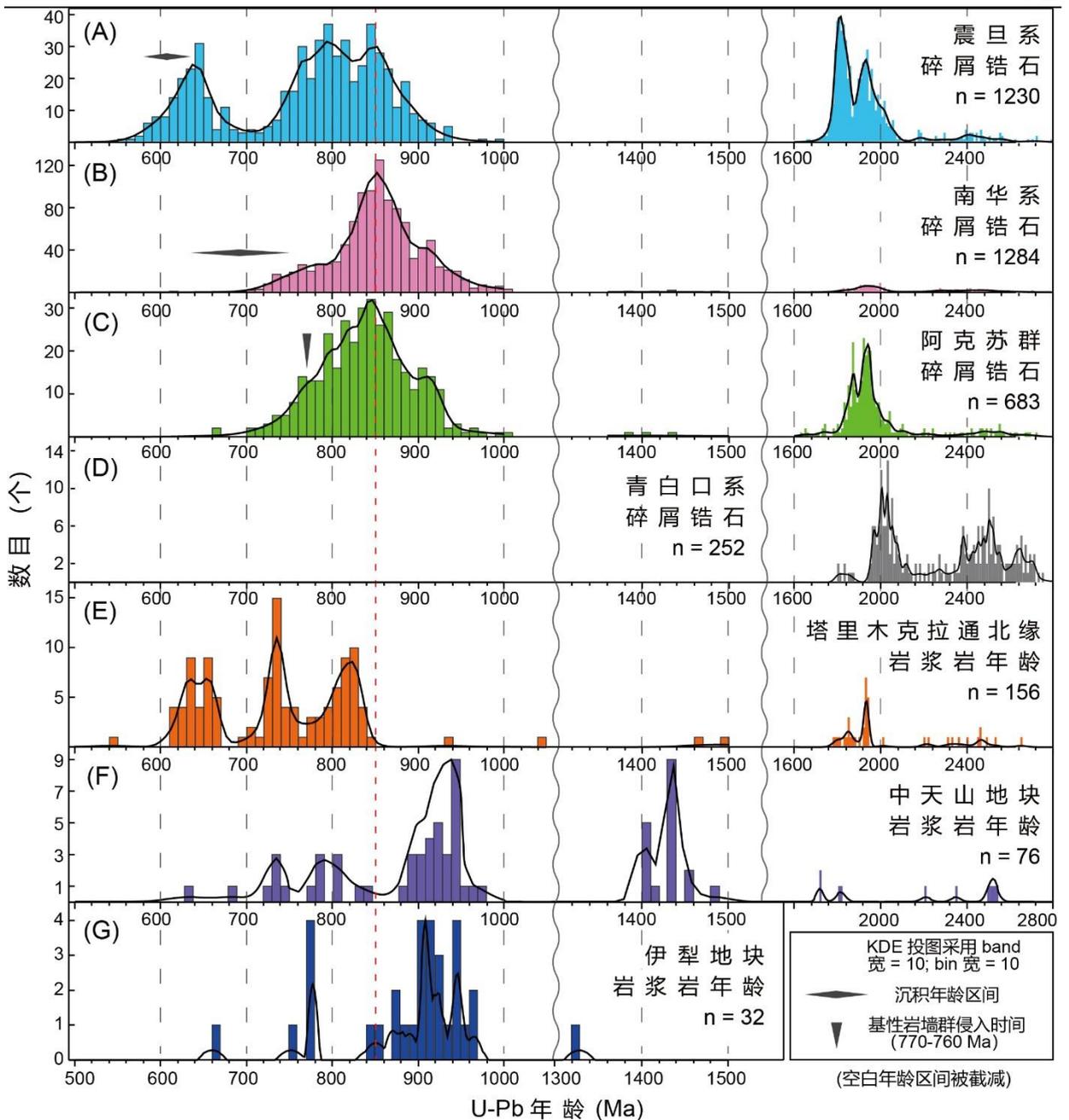


图 6.3 (A-D) 塔里木克拉通西北缘新元古代砂岩样品碎屑锆石年龄统计年龄谱图 (根据核密度估计统计, Vermeesch, 2018; 数据来源于 Lu et al., 2017; Xia et al., 2019; Zhu et al., 2011a; Wu G. H. et al., 2018; Wu L. et al., 2021; Vandyk et al., 2019; He J. W. et al., 2014b; Ding et al., 2015; Li et al., 2015; Chen W. Y. et al., 2020; Zheng et al., 2020); (E) 塔里木克拉通北缘岩浆岩统计结晶年龄谱图 (年龄数据参考 S.2.1-3); (F) 中天山地块岩浆岩结晶年龄统计结晶年龄谱图 (年龄数据参考 S.2.4); (G) 伊犁地块岩浆岩结晶年龄统计结晶年龄谱图 (年龄数据参考 S.2.5)

根据本文区域地质背景章节对各个陆块上的岩浆岩锆石年龄统计结果 (图 2.6), 新太古代到古元古代 (2.6-1.8 Ga) 的岩浆岩大量集中在塔里木克拉通北缘地区 (图 6.3E), 而中元古代 (1.44-1.4 Ga) 以及新元古代早期 (960-850 Ma) 的岩浆岩则主要出现在中天

山地块 (图 6.3F) 和伊犁地块 (图 6.3G)。此外, 塔里木克拉通北缘与中天山和伊犁地块均存在 840-740 Ma 期间的大量岩浆岩发育记录 (图 6.3E-G)。尽管单纯地从碎屑锆石年龄分布的角度并不能完全区分塔里木克拉通与中天山、伊犁地块的新元古代中-晚期 (840-740 Ma) 岩浆岩对沉积盆地的碎屑物质贡献。然而很幸运的是, 由于塔里木克拉通与中天山和伊犁地块的地壳形成时代存在明显差异性 (见图 6.4 阴影区; 胡霏琴等, 2006, 2010), 因此可以利用碎屑锆石的 Hf 同位素信息来进一步对该年龄段的碎屑锆石进行源区制约。伊犁-中天山地块上的新元古代岩浆岩侵入体主要来源于 2.4-1.4 Ga 的较年轻地壳物质重熔 (He et al., 2018; Zhu et al., 2019), 而塔里木北缘的新元古代岩浆岩则主要来自于重熔的 3.5-1.8 Ga 的新太古代到古元古代的古老地壳物质 (Ge et al., 2014a), 这一规律可以从岩浆岩的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与年龄投图上明显看出 (图 6.4 和图 1.7A)。

根据锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值与年龄投图, 塔里木克拉通北缘新元古代沉积盆地中富含的新太古代-古元古代碎屑锆石 (2.6-1.8 Ga) 主要由塔里木北缘该时期的古老结晶基底提供, 少量的中元古代 (1.5-1.0 Ga) 碎屑锆石主要由伊犁-中天山的年龄基底贡献。此外, 具有突出年龄优势的 960-850 Ma 年龄区间内的碎屑锆石则主要来源于伊犁-中天山地块 (图 6.4), 而年龄小于 850 Ma 的碎屑锆石则主要来源于塔里木克拉通以及可能存在少量伊犁-中天山陆块的贡献 (图 6.4)。

更有意思的是, 从图 6.4 中可以发现, 少量的南华-震旦系地层中的碎屑锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值接近亏损地幔演化线。这些具有极亏损 Hf 同位素特征的碎屑锆石的年龄主要介于 900-860 Ma 附近, 其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值显著高于同时期的塔里木克拉通和伊犁-中天山岩浆岩的落点范围。根据本文第三章对新元古代早期 (930-870 Ma) 岛弧岩浆事件的厘定, 这些在投图中表现异常亏损的碎屑锆石很可能来源于该岛弧地体。

综上所述, 塔里木克拉通西北缘新元古代沉积盆地中的碎屑物质可能主要来自于塔里木克拉通自身与伊犁-中天山等地区, 甚至是新元古代早期的岛弧地体等多个地壳单元的物源贡献, 而非前人推测的塔里木克拉通单一的物源区 (Zhu et al., 2011a; Wu G. H. et al., 2018)。

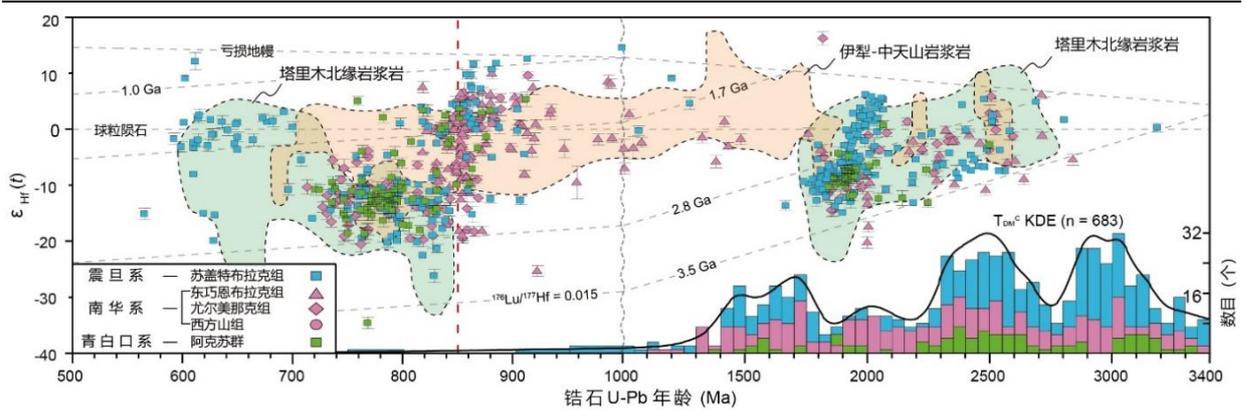


图 6.4 塔里木克拉通西北缘地区新元古代沉积地层碎屑锆石 U-Pb 年龄与锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值投图，其中塔里木北缘和伊犁-中天山的前寒武纪花岗岩类分别以浅绿色和浅黄色阴影区范围表示（锆石同位素数据来源 He J. W. et al., 2014b; Li et al., 2015; Wu G. H. et al., 2018; Chen W. Y. et al., 2020）

6.3 新元古代岩浆岩的钕-铪同位素变化特征

大陆岩石圈中岩浆岩石组合的放射性同位素组成的阶段性变化往往与不同构造模式转换下的大陆汇聚和离散过程密切相关 (Condie and Aster, 2013; Han et al., 2016; Gardiner et al., 2016)。通常，同碰撞阶段产生的岩浆岩比俯冲阶段产生的相关岩浆岩具有更为富集的同位素组成 (Jagoutz et al., 2019)；而板内伸展构造过程下由大陆岩石圈地幔和软流圈地幔部分熔融形成的岩浆岩相比之下则显示出较亏损的同位素组成 (Perry et al., 1988; Wang X. C. et al., 2011)。

本文综合了塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地区已经发表的 375 组新元古代岩浆岩的全岩 Sr 和 Nd 同位素数据，以及 1140 个岩浆岩锆石 Hf 同位素数据，以此来评估这些陆块在新元古代期间岩浆演化过程中的壳幔交互作用潜在贡献 (图 6.5)。整体而言，塔里木北缘的新元古代镁铁质类岩石表现出中等的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值，其变化范围介于 -10 到 +3；同期的花岗岩类岩石表现出相对更低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值，其最低值可达 -17 (图 6.5A)。伊犁-中天山地块的新元古代岩浆岩具有与塔里木北缘相似的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值变化范围，然而其 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值相对而言变化范围很大 (图 6.5A)。青白口纪早期 (~950-840 Ma) 岩浆岩 (主要为花岗岩类) 主要形成于伊犁-中天山地块，这些花岗岩随时间变化显示出平缓稳定下降的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值，其变化范围介于 -7 至 0；而青白口纪中期的岩浆岩 (包括镁铁质岩石和花岗岩类岩石) 明显向更富集的同位素组成方向转换，其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 -17 至 -5 (图 6.5B)。同位素 Nd 二阶段模式年龄指示这些青白口纪中期的花岗质岩浆可能来源于太古宙地壳的部分熔融。

随后，第二次明显的同位素转变出现于 780 Ma 左右。在该时间节点，塔里木北缘和伊犁-中天山地区的岩浆岩突然出现 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值从 -12 向 -5 的显著提升 (图 6.5B)。这一阶段

的同位素亏损与 780-760 Ma 期间内塔里木北缘和伊犁-中天山地区同时出现基性岩墙侵入事件是耦合的, 可能与该阶段突然发育大规模的年轻地幔来源的岩浆物质有关 (Zhang C. L. et al., 2009; Wang B. et al., 2014b)。最后一次同位素转变事件发生于 615 Ma 左右, 同样也表现为 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值从 -5 至 0 的突然性升高 (图 6.5B)。这次同位素转变事件与塔里木克拉通西北缘发育震旦纪苏盖特布拉克组玄武质火山岩喷发是同步的 (Zhang et al., 2012; Xu B. et al., 2013)。

塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地块新元古代花岗岩类的岩浆锆石 Hf 同位素组成也显示了与全岩 Nd 同位素类似的变化轨迹, 表现为锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值在 ~840 Ma 时间节点的突然降低, 以及 800-780 Ma 阶段的突然升高 (图 6.5C)。而在这两次锆石 Hf 同位素转变事件的时间间隔之内, 即 830-790 Ma 期间 (青白口纪中期), 来自于以上陆块的花岗岩锆石 Hf 同位素均显示由太古宙 (3.5-2.5 Ga) 陆壳的重熔岩浆演化而来 (图 6.5C)。

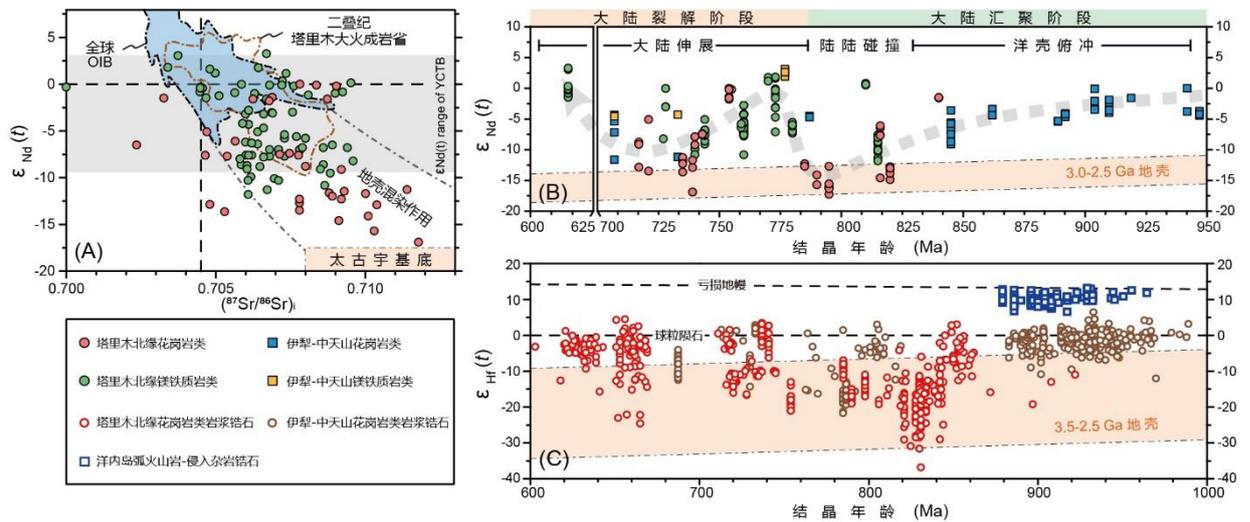


图 6.5 (A) 塔里木克拉通北缘地区新元古代镁铁质和花岗质岩浆岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值和 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值投图; (B) 塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地区新元古代岩浆岩 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值和结晶年龄 (Ma) 投图; (C) 塔里木克拉通北缘和伊犁-中天山地区新元古代岩浆岩锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值和结晶年龄 (Ma) 投图 (塔里木克拉通北缘地区镁铁质岩石 Sr-Nd 同位素数据见附录 S.6.1, 来源于 Xu et al., 2005; 李向民等, 2006; Zhang C. L. et al., 2007, 2009, 2011; Zhang Z. C. et al., 2012; Ye et al., 2013; Cai et al., 2021; Cao et al., 2012; Tang et al., 2016; Chen et al., 2017; Li et al., 2020; 塔里木克拉通北缘地区花岗质岩石 Sr-Nd 同位素数据见附录 S.6.2, 来源于 Xu et al., 2005; Zhang C. L. et al., 2007, 2012a; Cao et al., 2011, 2014; Zhang et al., 2017; Chen W. Y. et al., 2020; Cai et al., 2021; 伊犁-中天山地区岩浆岩 Sr-Nd 同位素数据见附录 S.6.3, 来源于陈义兵等, 2000; 胡霭琴等, 2010; Wang B. et al., 2014a, 2014b; Wang X. S. et al., 2014, 2017; Gao et al., 2015; Xiong et al., 2019; Zhu et al., 2019; 塔里木克拉通北缘地区岩浆岩锆石 Hf 同位素数据来源于 Long X. P. et al., 2010, 2011a, 2011b; Ge et al., 2012, 2013, 2014a; Lei et al., 2012; 吕彪等, 2016; Wu G. H. et al.,

2018; Yang H. J. et al., 2018; Chen W. et al., 2020; 伊犁-中天山地区岩浆岩锆石 Hf 同位素数据来源于 Konopelko, 2013; Lei et al., 2013; Huang B. T. et al., 2014, 2015; Wang X. S. et al., 2014, 2017, 2020; Wang Z. M. et al., 2014; Gao et al., 2015; He Z. Y. et al., 2015, 2018; Huang Z. Y. et al., 2015, 2017; Xiong et al., 2019; Yuan et al., 2019; Zhu et al., 2019; 洋内岛弧火山岩和侵入杂岩锆石 Hf 同位素数据来源于 He et al., 2019, 2021 以及本文研究)

6.4 构造背景与模型争议

6.4.1 青白口纪塔里木北缘陆缘性质的悖论

对于塔里木克拉通北缘青白口纪的陆缘性质长期以来存在不同的认识。青白口系帕尔岗塔格群主体是由富含叠层石古生物化石的碳酸盐岩和成分成熟度较高的石英砂岩组成的一套浅海相沉积建造, 指示了塔里木克拉通北缘在这一阶段发育稳定被动大陆边缘沉积 (陆松年, 1992; 高振家等, 1993)。近期, Zheng et al. (2020) 对帕尔岗塔格群下段的 4 件变质砂岩开展了碎屑锆石 U-Pb 年代学分析后, 发现其碎屑物源全部为来自新太古代到古元古代岩浆岩或沉积地层中的古老碎屑锆石再旋回, 并未发现有任何青白口纪年龄的碎屑锆石存在。这一最新的碎屑物源研究结果更加有力地佐证了塔里木克拉通北缘地区帕尔岗塔格群沉积时期 (青白口纪早期) 为稳定的被动陆缘浅海环境, 几乎没有活跃的岩浆活动或构造事件发生。

然而, He et al. (2019, 2021) 在塔里木西北缘阿克苏-乌什地区报道的~0.9 Ga 安山质-英安质火山岩以及侵入杂岩 (辉长闪长岩和斜长花岗岩) 却被认为是活动大陆边缘环境下产生的钙碱性弧火山岩浆活动。此外, 前人研究发现大量青白口纪早期 (960-840 Ma) 的岩浆成因锆石是塔里木北缘南华-震旦纪沉积盆地的一个重要碎屑物源组成成分 (图 6.3A-B; He J. W. et al., 2014b; Ding et al., 2015), 这些青白口纪早期碎屑锆石在阿克苏群变质基底中也有大量出现 (图 6.3C; Zhu et al., 2011a; Xia et al., 2019)。此外, 西北缘南华系东巧恩布拉克组和尤尔美那克组中还分别沉积有年龄时代在 850 Ma 左右 (Wu G. H. et al., 2018) 和 902 Ma 左右 (舒良树等, 2013) 的花岗质砾石。这些青白口纪早期碎屑锆石和花岗质砾石中的锆石 Hf 同位素揭示, 其来源为古元古代到中元古代地壳物质的重熔以及部分新生地幔岩浆的贡献 (He J. W. et al., 2014b; Wu G. H. et al., 2018)。根据这些来自于火山岩和南华-震旦纪碎屑岩的观察和研究结果, 有学者提出塔里木克拉通北缘地区在青白口纪早期 (~960 Ma) 已经完成了由被动陆缘向活动陆缘性质的转换 (Ge et al., 2014a; He et al., 2021)。

青白口纪沉积盆地的性质和同时期零星活跃的岩浆记录分别指示了塔里木克拉通北

缘地区在新元古代早期处于稳定的被动陆缘环境和活跃的活动陆缘环境两种相悖的构造背景结论。这些地质现象之间的矛盾需要合理的构造过程来解释。第一种可能性是，代表被动陆缘构造背景发育的帕尔岗塔格群的沉积时代在 960 Ma 以前结束，也即北缘地区的“塔里木运动”在该时间点左右就已经开始发育。然而，这一猜想并不能得到现有地质证据的支持。首先，基于本文的大量岩浆岩年代学统计数据结果表明，塔里木北缘地区大规模的岩浆活动（尤其是大范围的花岗质岩浆侵入）发生于~830 Ma 之后（图 6.3E；图 2.6B），同时塔里木东北缘还发现了新元古代中期（830-790 Ma）的麻粒岩相到角闪岩相变质岩记录（He et al., 2012; Ge et al., 2016），这些地质证据表明大规模的“塔里木运动”在北缘地区的开启应当不早于~830 Ma。此外，根据最新的地质调查填图成果，吕彪等（2016）在东北缘库鲁克塔格地区新发现一套整合覆盖于帕尔岗塔格群上段白云岩之上的蚀变流纹岩，锆石 U-Pb 年代学结果表明其结晶年龄在~841 Ma（图 6.1A）。这一火山岩绝对年龄的报道可以限定帕尔岗塔格群的沉积结束年龄。

还有第二种可能性是，这些零星坐落于塔里木西北缘阿克苏-乌什地区的~0.9 Ga 安山质-英安质火山岩以及侵入杂岩并非直接产自于塔里木克拉通，而是后期通过断层推覆作用将外来地块（即飞来峰）搬运至当前位置。本文第三章基于对该套火山岩和侵入杂岩的详细年代学和岩石地球化学研究结果表明，该套岩浆岩记录实际上是 930-870 Ma 期间形成于洋内俯冲的岛弧地体，后经弧-陆碰撞作用仰冲至塔里木板片（俯冲盘）之上。并且根据火山岩和侵入杂岩的发育时间（930-870 Ma）以及其中沉积岩夹层的碎屑锆石定年结果（964-890 Ma），该岛弧很有可能起源于伊犁-中天山南缘活动陆缘一侧（图 3.25B）。这样的外来构造过程可以解释同时代的岩浆岩为何没有在塔里木北缘广泛发育，此外也可以理解为何南华-震旦系砂岩中出现的大量青白口纪早期（960-840 Ma）碎屑锆石（图 6.3A-B）。

6.4.2 现存构造模型的分歧和争论

塔里木克拉通北缘新元古代构造演化一直是学术界十分关心却又存在激烈争议的话题。目前，主要有两种不同的地球动力学模型来解释该时期的构造演化过程。第一种模型以深部地幔柱活动机制来解释新元古代的大陆裂谷过程（Lu et al., 2008; Zhang C. L. et al., 2007; Zhang Z. C. et al., 2012; Xu et al., 2013）。而第二种模型则以安第斯型俯冲向西太平洋型俯冲转换的板块构造机制来解释塔里木北缘从新元古代早期的挤压造山到新元古代晚期的岩石圈伸展过程，并且认为该过程与罗迪尼亚超大陆环形俯冲带有关（Zhu et al., 2011a; Ge et al.; 2014a; Wu G. H. et al., 2021）。

地幔柱裂谷模型的提出主要依据塔里木克拉通北缘地区发育的 820-800 Ma 的镁铁—超镁铁质岩浆岩 (Zhang C. L. et al., 2007) 以及 740 Ma 左右的 OIB 型双峰式火山岩建造 (Xu et al., 2005)。该模型后来又因塔里木西北缘 770-760 Ma 期间发育的大规模基性岩墙群和 ~615 Ma 的 OIB 型溢流玄武岩的发现而进一步获得支持 (Zhang C. L. et al., 2009; Zhang Z. C. et al., 2012; Xu B. et al., 2013)。然而, 张健等 (2014) 在阿克苏-乌什地区报道的阿克苏蓝片岩变质年龄 (820-760 Ma) 以及 Xia et al. (2019) 报道的阿克苏蓝片岩变质年龄 (805-770 Ma) 表明, 在此期间塔里木西北缘仍处于挤压造山阶段, 与上述 820-800 Ma 就开启的地幔柱裂谷模型无法较好兼容。此外, 上述提到的 830-790 Ma 期间的麻粒岩相-角闪岩相变质作用也记录了塔里木东北缘在该时期内的显著造山运动, 也跟地幔柱裂谷模型机制解释相矛盾 (He et al., 2012; Ge et al., 2016)。

相反, 俯冲模型的提出可以通过新元古代洋壳板片向塔里木北缘 (向南) 的俯冲构造过程来解释蓝片岩的形成和新元古代晚期俯冲上盘的裂谷作用 (Zhu et al., 2011a)。在此基础上, Ge et al. (2014a) 提出塔里木北缘新元古代俯冲作用经历了从前进式向后撤式俯冲形式的转换过程, 进一步丰富了该模型的地质条件兼容性。塔里木东北缘 830-780 Ma 期间的花岗岩岩浆锆石揭示了强烈富集的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 而 780-760 Ma 期间的花岗岩锆石则揭示了相对亏损的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 这一同位素信号转变与该俯冲转换模型可以较好吻合 (图 6.5C; Ge et al., 2014a; Wu G. H. et al., 2021)。然而, 正如第一章所述, 俯冲转换模型并不能完全解释塔里木北缘所有的地质现象。首先, 新元古代早期 (960-840 Ma) 弧岩浆记录在塔里木北缘的大范围缺失并不能解释南华-震旦纪盆地中存在显著同时期岩浆物源 (图 6.3)。其次, 作为俯冲转换模型的一个必要前提条件, 俯冲带实际发育在伊犁-中天山地块北侧而塔里木北缘处于弧背前陆位置, 这样的构造格局会导致阿克苏蓝片岩需要从俯冲带北侧越过伊犁-中天山而被推覆至现今位置, 如此大规模 (100-200 km) 的横跨陆块推覆构造是难以实现的。此外, 根据前述分析的塔里木北缘、中天山和伊犁地块中元古代和新元古代地层和地壳建造, 这些陆块在青白口纪中期 (~840 Ma) 以前各自经历了截然不同的独立演化阶段。最后也是最重要的一点, 根据本文第五章对震旦纪裂谷岩浆作用与盆地沉积的论证, 新元古代晚期 (南华-震旦纪) 在塔里木北缘并没有典型的弧相关火山岩记录发育, 而伊犁-中天山地块的新元古晚期地层与塔里木北缘十分相似 (图 6.1E-F), 也没有弧火山岩的记录, 相反本文研究则揭示了塔里木北缘可能在地幔柱活动影响下从持续板内裂谷向被动陆缘演化的构造过程 (图 5.16)。

6.5 “碰撞造山”新模型与新元古代陆块聚散演化

本文提出一种“碰撞造山”的新模型以协调塔里木北缘和伊犁-中天山地块新元古代的地层岩石、岩浆活动、变质作用、源汇系统及同位素变化等地质观测所记录的构造演化过程(图 6.6)。在新元古代早期(960-840 Ma),塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块之间被一个目前尚未知的洋盆所分隔(可能为原南天山洋)而成为各自独立演化的大陆岩石圈块体(图 6.6A)。在此期间,塔里木克拉通北缘发育成熟的被动大陆边缘,而伊犁-中天山地块南缘则经历了持续的洋壳俯冲过程。此外,930-870 Ma 期间该洋盆内部还持续发育俯冲作用,形成洋内岛弧地体(图 6.6A; 本文第三章研究内容)。大约在 835 Ma,塔里木与伊犁-中天山之间的洋盆开始关闭,在塔里木北缘可能形成了周缘前陆盆地,该盆地接受了来自伊犁-中天山地块以及洋内岛弧的大量弧岩浆碎屑物质(图 6.6B)。塔里木克拉通作为俯冲下板块持续向伊犁-中天山地块汇聚,并携带前陆盆地沉积以及俯冲增生杂岩物质进入俯冲通道,并发育低温-高压条件下的蓝片岩相到绿片岩相变质(如阿克苏群; 图 6.6C); 在此期间,塔里木东北缘则发育变质程度更高的麻粒岩相到角闪岩相变质(He et al., 2012; Ge et al., 2016)。

“塔里木运动”在塔里木克拉通北缘实质是与伊犁-中天山地块的碰撞造山作用。在~830-790 Ma 期间内,此次造山运动造成了塔里木北缘的地壳增厚和大规模的地壳重熔,形成了广泛的花岗质岩浆岩侵入体(图 6.6C)。根据塔里木西北缘阿克苏群的碎屑锆石年代学结果和侵入阿克苏群的变形花岗岩墙及基性岩墙群的侵位年龄,塔里木北缘在 780-760 Ma 期间经历了从挤压造山到岩石圈伸展的构造体制转换(本文第四章研究内容)。在此期间,塔里木北缘碰撞造山带受地幔柱活动的影响,开始发育岩石圈伸展,并伴随着基性岩浆事件在该地区的广泛出现。740-610 Ma 期间,该地区发育双峰式岩浆活动、溢流玄武岩、A 型花岗岩以及南华-震旦纪裂谷盆地,表明板内裂谷作用的持续活动(图 6.6D)。塔里木西北缘阿克苏群蓝片岩的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 冷却年龄也记录到了俯冲增生杂岩在~757-698 Ma 期间的剥露过程(图 4.2; Nakajima et al., 1990; Liou et al., 1996; Yong et al., 2013)。这些通过抬升作用被剥露地表的俯冲增生杂岩体和伊犁-中天山地块上的陆缘弧花岗岩以及岛弧岩浆岩,在南华-震旦纪裂谷发育期间为塔里木北缘沉积盆地提供了大量的岩浆碎屑(图 6.6D)。持续的岩石圈伸展和地幔柱岩浆活动最终导致了塔里木克拉通与伊犁-中天山地块的裂离,造成南天山洋盆的最终打开,塔里木克拉通和伊犁中天山地块开始进入被动陆缘演化阶段(图 6.6E; 本文第五章研究内容)。

“碰撞造山”模型的提出不仅解释了新元古代早期(960-860 Ma)塔里木克拉通与伊犁-中天山地块经历的不同构造背景,也回答了塔里木克拉通北缘貌似相互矛盾的岩浆事件与沉积地层事实,并且还解释了新元古代中期以后发生的一系列地质过程,如塔里木

北缘 830-790 Ma 期间的变质作用和同时期大规模花岗岩的侵位，新元古代晚期塔里木北缘与伊犁-中天山地块上可对比的板内基性岩和双峰式岩浆活动，塔里木北缘与伊犁-中天山地块相似的南华-震旦系沉积层序和冰期事件地层，以及相互构成完整的南华-震旦纪盆地源汇系统。此外，该模型还在一定程度上调和了目前对塔里木克拉通与伊犁-中天山地块前寒武纪构造亲缘性持不同意见的两派学术观点，即认为塔里木克拉通与伊犁-中天山地块在中元古代至新元古代早期 (~840 Ma 之前) 漫长地质历史时期里经历了各自独立构造演化过程的地质观察 (Hu et al., 2000; Liu et al., 2004; 胡霏琴等, 2006; He Z. Y. et al., 2014; Huang Z. Y. et al., 2019)，与塔里木克拉通与和伊犁-中天山地块曾经为统一的地质陆块而经历了极其相似的新元古代-早古生代地层岩石组合和构造岩浆演化过程的地质观察 (舒良树等, 2013, 2019)，实际上在本文提出的新元古代“碰撞造山”模型时空维度下是可以相互兼容和解释的。

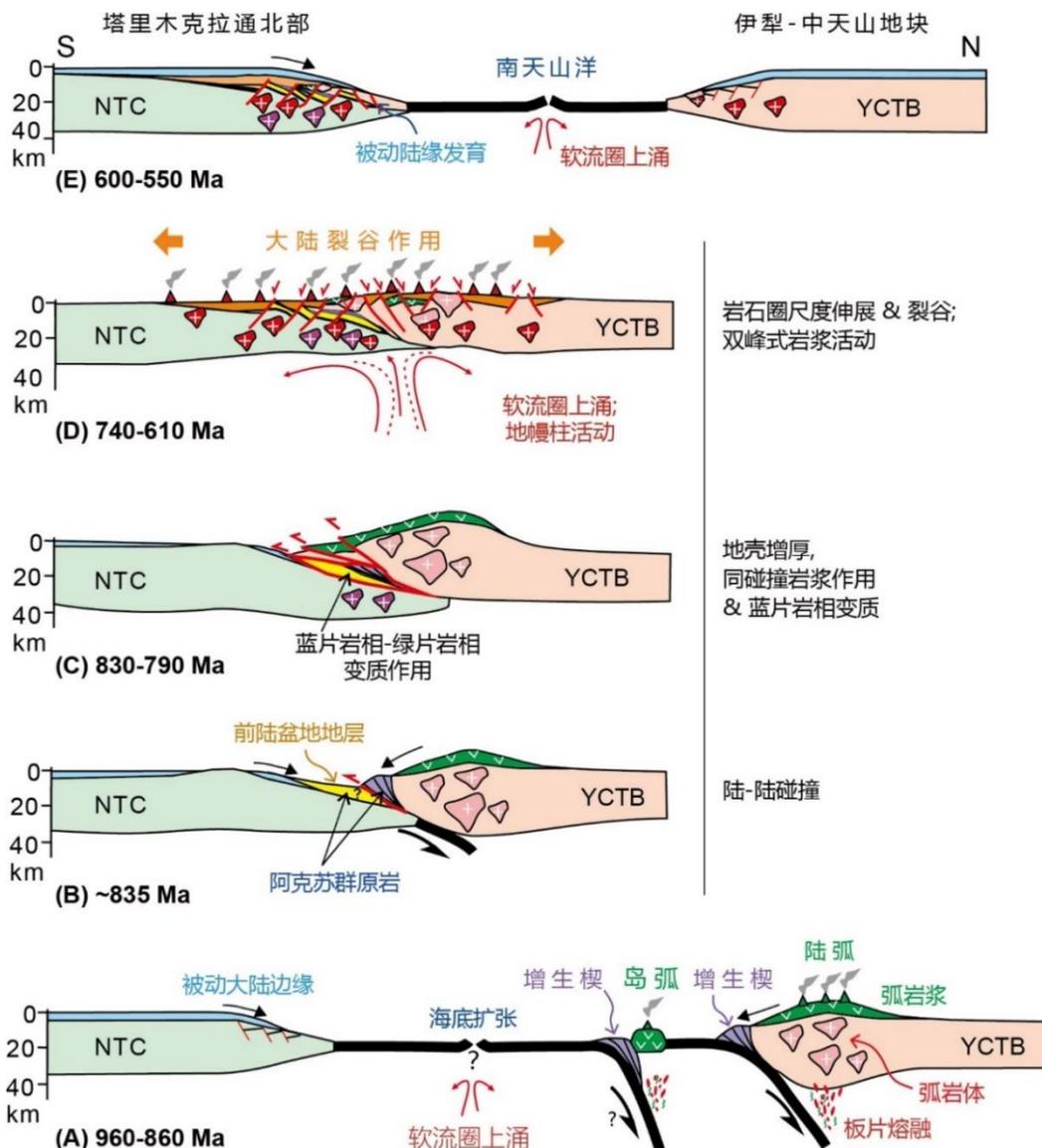


图 6.6 塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块之间新元古代构造演化过程图

7. 塔里木北缘新元古代碰撞造山模型对罗迪尼亚重建的影响

7.1 塔里木在罗迪尼亚超大陆中的重建及问题

7.1.1 超大陆外部模型

关于塔里木克拉通以及伊犁和中天山陆块在新元古代罗迪尼亚超大陆中的古地理重建一直存在激烈的争论。在早期的新元古代古地理模型中,塔里木克拉通位于罗迪尼亚超大陆的外缘,并且塔里木北缘与澳大利亚西北部 Kimberley 地区相连接(图 7.1A; Li et al., 1996)。这一板块连接方案主要依据是:(1)塔里木克拉通上没有典型的格林威尔期造山记录;(2)塔里木克拉通北缘与 Kimberley 地区有较对应的震旦纪冰碛岩记录;(3)塔里木克拉通东北缘和澳大利亚西部均记录到了早寒武世玄武岩的喷发。此外,塔里木西北缘阿克苏群中的基性岩墙(770-760 Ma)的古地磁极指示了当时塔里木处于 $43\pm 6^\circ$ 的中纬度地区(Chen et al., 2004),也与澳大利亚西部地区的 Mundine Well 基性岩墙群(~ 755 Ma)古地磁位置相匹配(Wingate and Giddings, 2000)。然而,塔里木北缘-Kimberley 连接模型受到了来自其它地质证据的挑战(徐焱和张世红, 2020)。Li et al. (2008) 首先考虑到澳大利亚西部地区缺乏年龄晚于 750 Ma 的新元古代岩浆作用,这一阶段的裂谷岩浆活动在塔里木东北缘广泛发育(图 2.1),这一点在两个地区是无法对比的。其次, Li et al. (1996, 2008) 将库鲁克塔格地区零星出露的早寒武世西山布拉克组底部玄武岩作为可以与澳大利亚西部的 Antrim Plateau 火山岩(~ 513 Ma)对比的重要标志。然而最新的锆石年代学数据表明西山布拉克组玄武岩的喷发时代为 541 ± 6 Ma (Ren et al., 2020),而澳大利亚西部 Antrim Plateau 火山岩被认为是早-中寒武世 Kalkarindji 大火成岩省的一部分,两者无论是在岩浆活动体量上还是年龄上均无法进行对比。此外,徐焱和张世红(2020)注意到从阿克苏群基性岩墙(770-760 Ma)获得的古地磁结果(Chen et al., 2004)与从塔里木东北缘贝义西组(~ 750 -740 Ma; Xu et al., 2005, 2009)获得古地磁结果二者在纬度上相差近 40° ,目前这在板块运动学上是难以理解的。王鸿钧(2019)也注意到阿克苏群基性岩墙获得的古地磁极与 Zhan et al. (2007)从震旦纪苏盖特布拉克组中获得的古地磁极相近,并且均大致与塔里木北部志留-泥盆纪古地磁分布特征一致,认为这些古地磁数据不能排除受后期重磁化的可能性。

另一部分学者认为,塔里木北缘出露典型的新元古代中期(805-760 Ma)低温-高压变质的阿克苏蓝片岩以及东北缘记录到的高压麻粒岩相变质事件,因此塔里木北缘应当面向洋盆并接受长期俯冲改造过程(Ge et al., 2014a, 2016)。持这一观点的学者认为塔

里木南部应当与澳大利亚北部（图 7.1B; Xu Z. Q. et al., 2013; Ge et al., 2014a; He et al., 2014; Lu et al., 2017）或者澳大利亚西部构成连接（图 7.1C; Zhao et al., 2021）。然而，近年来在塔里木西南缘出露的塞拉加兹塔格群被厘定为新元古代早期的双峰式岩浆活动，Wang et al. (2015b) 将这次岩浆事件时代厘定在 900-871 Ma。根据 1: 5 万填图成果，塞拉加兹塔格群被分为呈断层接触的上、下两段，Zhang et al. (2019b) 通过高分辨率 SHRIMP 数据结果将下段这套双峰式喷出岩地层的时代厘定在~890 Ma，并认为代表了南塔里木的一次大火成岩省事件；而地层上段的锆石年代学揭示这套夹碳酸盐岩及碎屑岩的火山岩建造的喷发年龄为 842±2 Ma (尹得功等, 2014)。此外，近期在塔里木西南缘地区还发现有 890-850 Ma 期间的正片麻岩和角闪岩，并且地球化学证据表明这些正片麻岩的原岩为 A-型花岗岩 (Zhou et al., 2021)。这些青白口纪早期强烈的火山和侵入岩浆活动指示了塔里木陆块可能曾与另一个大陆在此期间发生分离 (Zhang et al., 2016)，而在澳大利亚西北部则并无相应岩浆或盆地沉积记录。相反上述 Kalkarindji 大火成岩省的发育似乎指示了澳大利亚西北缘与另一个陆块 (拉萨地块) 在~510 Ma 发生了裂解事件 (Zhu D. C. et al., 2011)。因此，目前塔里木南部地区并无实质性的地质证据支持其曾经与澳大利亚西北部连接的假设。

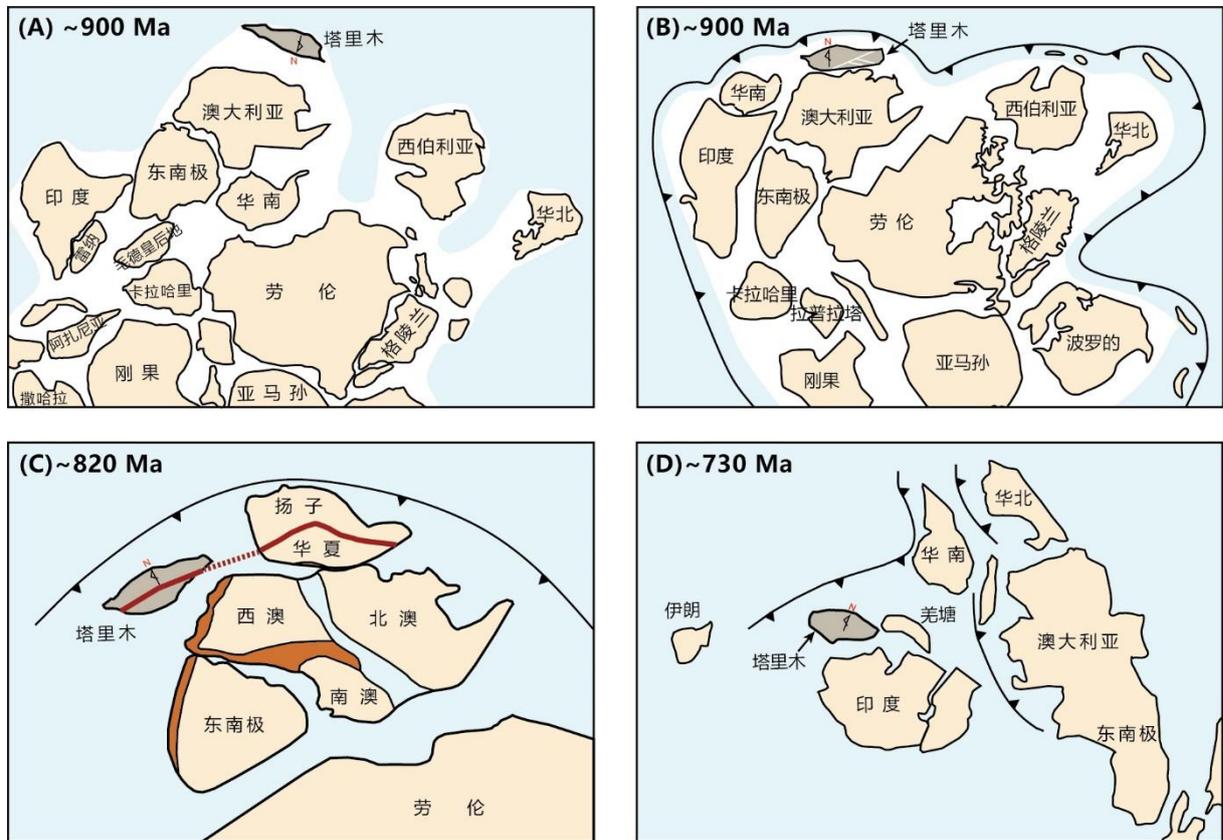


图 7.1 塔里木克拉通在罗迪尼亚超大陆外部古地理位置的代表性重建模型；(A) 塔里木北缘与澳大利亚北缘连接方案 (据 Li Z. X. et al., 2008 修改)；(B) 塔里木南缘与澳大利亚北缘连接，北缘面向

罗迪尼亚环形俯冲带（据 Ge et al., 2014a 修改）；（C）塔里木南缘与澳大利亚西缘连接，并且由江南-塔中拼合带将南、北塔里木与扬子、华夏地块统一克拉通化（据 Zhao et al., 2021 修改）；（D）塔里木及周缘陆块（昆仑地块等）与印度北缘的连接方案（据 Wang P. et al., 2021 修改）

近期，有学者提出塔里木克拉通在新元古代时期可能位于印度板块北缘，并且塔里木南缘应当与印度北缘构成连接，而塔里木北缘则面临罗迪尼亚超大陆的外部洋盆而经历俯冲作用（图 7.1D；Liu et al., 2020；Wang P. et al., 2020, 2021）。这一模型主要基于塔里木克拉通南缘以及印度克拉通北缘新元古代与早古生代沉积地层中的碎屑锆石年龄和 Hf 同位素对比而获得的亲缘性假设。Wang P. et al. (2021) 认为塔里木克拉通南缘新元古界-志留系记录到的 950-750 Ma 和 550-450 Ma 两个主要碎屑锆石年龄峰与印度克拉通北缘新元古界-奥陶系中的 1000-800 Ma 和 600-490 Ma 碎屑锆石年龄峰相对应，分别揭示了罗迪尼亚超大陆和冈瓦纳大陆的聚合事件。然而，由于 Wang P. et al. (2020, 2021) 采用的是包括北昆仑与南昆仑甚至于甜水海、东昆仑等地区在内的新元古界与下古生界的碎屑物源数据统计，因此很难直接代表南塔里木的岩浆岩物质分布，也很难将下古生界陆相地层中的再旋回碎屑或外来陆块碎屑的可能性完全排除。如 510 Ma 形成的库地蛇绿岩（肖序常等，2003）以及北昆仑和南昆仑中记录到的大量同碰撞后碰撞花岗岩侵入体表明，在 450-428 Ma 期间塔里木-北昆仑可能与南昆仑地块发生了碰撞（Zhang Q. C. et al., 2019），因此在晚奥陶世之前南昆仑、甜水海等地块可能经历了与塔里木克拉通完全不同的构造背景。根据 Zhou et al. (2021) 对塔里木南北缘的新元古界碎屑锆石的大量统计显示，塔里木克拉通上几乎缺失典型格林威尔造山期内的岩浆记录，这一结论与塔里木北缘以及南缘青白口系均发育浅海相或海相地层的地质观察吻合（图 6.1A），然而在 Wang P. et al. (2020, 2021) 统计的南塔里木碎屑锆石年龄谱中却出现大量 1500-1000 Ma 的碎屑锆石，这一统计学上的不一致性可能就是由于新元古界与下古生界碎屑之间的差异导致。

其次，前人同样将印度克拉通北缘的新元古界碎屑锆石年龄分布和 Hf 同位素组成与华南陆块上记录的新元古界碎屑锆石进行对比后提出华南陆块与印度克拉通北缘的紧密连接模型（Wang W. et al., 2020；Xue et al., 2020）。因此，新元古代印度克拉通北缘陆块重建时，显然无法回避从同一源汇系统角度分析却获得了不同陆块连接方案这一问题。造成这一差异的最大可能原因就是震旦纪到早古生代碎屑锆石的来源解释，Wang W. et al. (2020) 将华南陆块上的少量 600-500 Ma 期间的碎屑锆石解释为来自于 Eastern Ghats 地区或羌塘地区的再旋回物质，而 Wang P. et al. (2021) 则将 550-450 Ma 碎屑锆石直接归因于来自塔里木克拉通本身。对晚埃迪卡拉纪到中奥陶世（550-450 Ma）的碎屑物源自

源性解释与塔里木克拉通南部发育长期稳定的碳酸盐岩台地相地层沉积之间的矛盾显然是需要进一步分析和讨论的(冯增昭等, 2007)。

其三, 塔里木南缘-印度北缘连接模型强调的是塔里木克拉通在 950-750 Ma 和 550-450 Ma 期间分别参与罗迪尼亚超大陆和冈瓦纳大陆聚合造山过程, 并且先后与印度大陆发生两次周期性的聚合和裂解过程(图 7.1C; Wang P. et al., 2021)。根据目前在阿尔金山地区获得岩浆岩数据, 塔里木东南缘在 950-900 Ma 期间发育形成于活动大陆边缘的 I 型花岗岩(Yu et al., 2013; Peng et al., 2019), 前人将其解释为与格林威尔期间的汇聚造山有关; 然而根据铁克里克地区的岩石记录, 塔里木西南缘在 900 Ma 期间发育大规模的裂谷双峰式岩浆活动和大理岩-碎屑岩夹层(Wang C. et al., 2015b; Zhang et al., 2019b), 代表了塔西南新元古代第一期裂谷作用。显然, 这一岩浆岩和地层证据所揭示的塔里木南缘构造背景的复杂性无法简单地将同时期的碎屑锆石年龄数据解释为格林威尔阶段的造山作用。此外, 根据 Zhang F. Q. et al. (2019) 对塔西南新元古代的沉积盆地分析, 塔里木克拉通在震旦纪末期到寒武纪初期(~541 Ma) 发育从裂陷盆地到坳陷盆地的构造转换, 标志着南部洋盆的打开和被动陆缘的形成; 而根据 Wang P. et al. (2021) 对塔里木克拉通以南的岩浆岩发育时代(~550-450 Ma) 来看, 汇聚阶段的俯冲作用持续了近 100 Ma, 这表明了塔里木南部与冈瓦纳之间存在一个规模相当可观的洋盆。而这样一个规模可观的洋盆的形成时间跨度却完全无法与其消减过程的时间跨度相匹配, 这样的洋盆演化模式与塔里木先后周期性地从印度克拉通北缘裂离和再次汇聚的过程是无法匹配的。造成这一解读误会的症结可能在于这些寒武纪初期到早-中奥陶纪岩浆岩的大陆块体(南昆仑地块) 究竟能否从属于塔里木克拉通的问题; 或者塔里木克拉通从新元古代末期的裂解到与冈瓦纳大陆的汇聚过程期间发生了构造域的切换。换句话说就是, 从南塔里木被动大陆边缘形成之初面朝新生的洋盆旋即转向原特提斯构造域的洋盆, 而非塔里木克拉通与印度大陆之间简单的威尔逊旋回演化关系。

目前针对塔里木克拉通所建立的以上三种主要外部模型均强调超大陆外围新元古代的持续俯冲作用对塔里木克拉通参与罗迪尼亚超大陆的聚-散过程控制(Ge et al., 2014a; Wang P. et al., 2021)。而三种古地理模型的差异点主要体现在两个方面: 第一, 塔里木克拉通与澳大利亚北部还是印度克拉通北部的亲缘性问题, 从古地磁的角度来说也就是塔里木克拉通在新元古代究竟处于中纬度地区还是低纬度地区的问题(Wen et al., 2017; Zhao et al., 2021); 第二, 塔里木克拉通究竟是其南部还是北部地区与罗迪尼亚超大陆中的其他陆块发生碰撞拼贴的问题, 从裂谷性质角度来看也就是塔里木克拉通南缘和北缘发育的晚新元古代裂谷究竟谁是弧后裂谷, 谁是陆内裂谷的问题。

7.1.2 超大陆内部模型

除以上三种代表性的塔里木克拉通位于超大陆外围古地理模型之外，也有学者依据塔里木的新元古代构造岩浆事件和新元古界的古地磁数据提出塔里木处于罗迪尼亚超大陆内部的古地理模型。陆松年等（2003）最早根据对塔里木克拉通沉积地层和构造事件分析认为，塔里木与扬子陆块的新元古代地质演化过程具有很高的相似性，突出体现在二者具有相似的太古宙和古元古代结晶基底和中元古代沉积盖层基底，同时期的晋宁造山运动标志着二者克拉通化的最终完成，同步的新元古代中-晚期热-构造事件群以及相似的南华-震旦纪沉积，可对比的冰期事件性地层等多方位地质证据。据此，陆松年等（2003，2004）明确建立了塔里木与扬子的大陆连接假设，并将该新元古代热-构造事件群与澳大利亚东部建立联系（图 7.2A；Lu et al., 2008）。

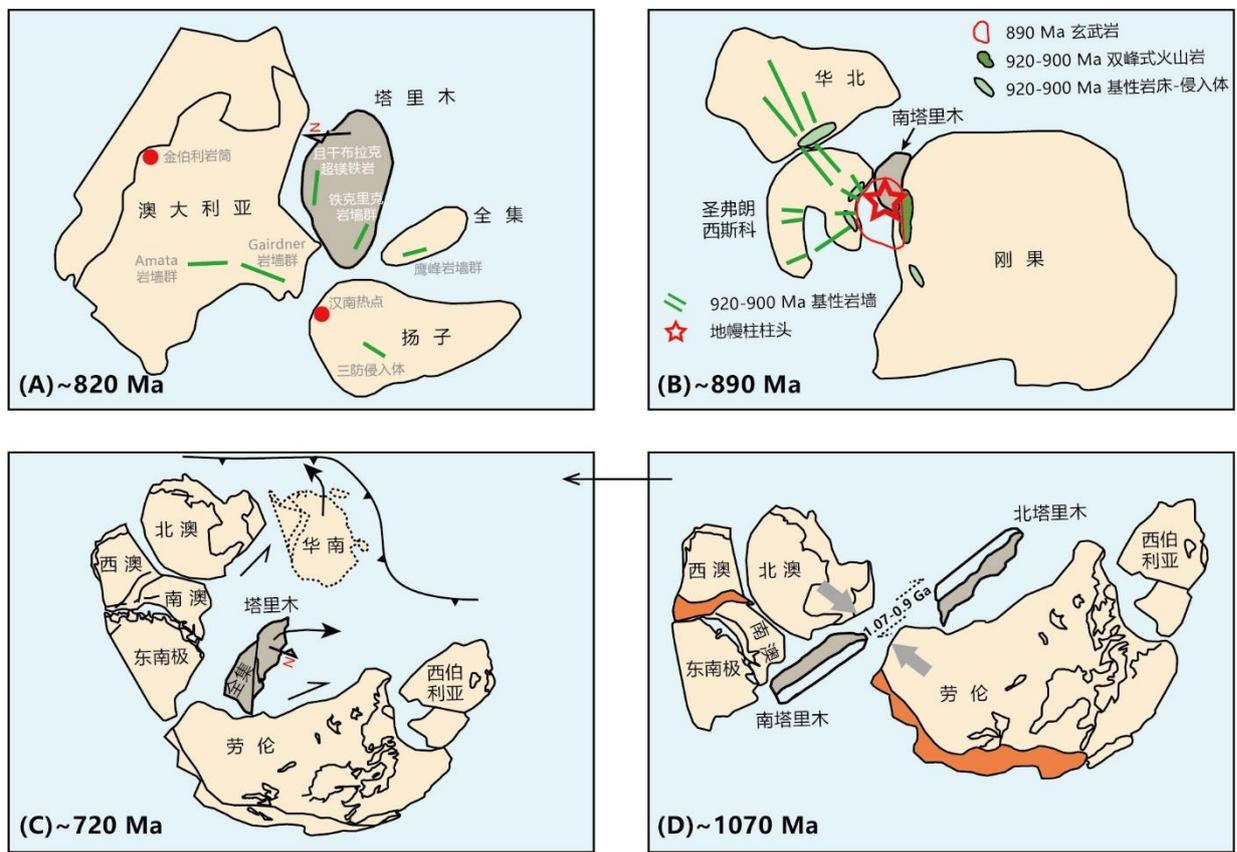


图 7.2 塔里木克拉通在罗迪尼亚超大陆内部古地理位置的代表性重建模型；(A) 塔里木克拉通与澳大利亚东部、扬子共享~820 Ma 放射状岩墙群（据 Lu S. N. et al., 2008 修改）；(B) 南塔里木与刚果-圣弗朗西斯科-华北连接方案，以上陆块共享 920-890 Ma 的大火成岩省（据 Zhang C. L. et al., 2019a 修改）；(C) 塔里木克拉通与全集陆块（大塔里木）的“Missling-link”重建方案（据 Wen et al., 2017 修改）；(D) 南、北“大塔里木”陆块通过 1.07-0.9 Ga 期间的右旋走滑转换带将南塔里木-澳大利亚-东南极与北塔里木-劳伦两个陆块群组合成 890-720 Ma 期间的 SWEAT 模型（据 Wen et al., 2018 修改）

事实上, 华南陆块是最早被引入罗迪尼亚超大陆内部核心位置的东亚陆块。Li et al. (1995) 提出的“Missing-link”模型将扬子陆块和华夏陆块分别与澳大利亚东部和劳伦大陆西部连接, 并且通过一条格林威尔期的“四堡造山带”将扬子-澳大利亚-东南极和华夏-劳伦两部分陆块群最终焊接(图 1.1B)。这一模型正好可以填补澳大利亚-东南极与劳伦之间的地质不连续(徐焱和张世红, 2020), 如(1) 华夏陆块上保存的 1.8-1.4 Ga 的基底可以为劳伦西缘提供相应的碎屑;(2) 海南岛上的~1.4 Ga 花岗岩可以作为劳伦西南缘 Mojave 省 1.4 Ga 花岗岩带的西延;(3) 扬子陆块上记录到的 825-750 Ma 地幔柱岩浆活动可以分别与澳大利亚东南部和劳伦西部相关岩浆事件匹配。“Missing-link”模型的提出丰富和发展了 SWEAT 模型(Moores et al., 1991; Dalziel, 1991), 因为在标准的 SWEAT 重建模型中, 来自澳大利亚西部 Mundine Well 基性岩墙群(~755 Ma) 古地磁数据揭示了该时期澳大利亚东部和劳伦西部的古大陆边缘之间已经出现了一个接近于 500-1000 km 宽度的地理空缺(Wingate and Giddings, 2000; Yonkee et al., 2014)。这一古地磁极要求另一个陆块被引入澳大利亚东部和劳伦西部之间, 否则 SWEAT 模型下的澳大利亚东部和劳伦西部在 755 Ma 以前就已经发生裂解。然而, 澳大利亚和劳伦上的新元古代沉积地层和古地磁记录表明真正的大陆裂解事件发生于 700 Ma 以后(Bond et al., 1985; Powell et al., 1993; Veevers et al., 1997), 并不能支持第二种成因假设。然而, 根据最新的古地磁数据研究, 华南陆块在 820-780 Ma 以前就已处于高纬度位置, 显然与处于中、低纬度的澳大利亚和劳伦无法构成“Missing-link”连接(Evans et al., 2000; Jing et al., 2020; Xian et al., 2020; 徐焱和张世红, 2020; Park et al., 2021)。此外, 众多学者认为扬子陆块北缘经历了 835-720 Ma 的持续洋壳俯冲相关的岩浆活动, 因而也不支持华南陆块处于“Missing-link”位置的假设(Zhao et al., 2011; Dong et al., 2017)。

考虑到华南陆块不再适合继续充当罗迪尼亚超大陆的“Missing-link”位置。Wen et al. (2017, 2018) 基于陆松年等(2003, 2004)建立的塔里木-扬子连接假设, 以及塔里木克拉通古地磁数据, 提出由“大塔里木”陆块承担“Missing-link”角色的可能性。根据来自于塔里木东北缘~740 Ma 的贝义西组双峰式火山岩(Huang et al., 2005), 塔里木西北缘~730 Ma 的巧恩布拉克群砂岩(Wen et al., 2013) 和 635-615 Ma 的震旦系砂岩的古地磁数据, Wen et al. (2017) 提出塔里木克拉通在 720-630 Ma 期间逐渐与澳大利亚东部和劳伦西部裂离, 并记录到大规模的与劳伦同步的顺时针块体旋转调整(图 7.2C)。随后, Wen et al. (2018) 又结合塔里木南缘塞拉加兹塔格群火山岩(890-870 Ma) 和全集陆块鹰峰基性岩墙(~820 Ma) 的古地磁数据, 认为塔里木与全集陆块在~890 Ma 就已经通过右旋走滑构造进入罗迪尼亚超大陆的核心位置, 并完成了“Missing-link”的构型(图 7.2D)。

基于“大塔里木”构想的“Missing-link”模型主要依赖于较可靠的古地磁数据，此外能够准许塔里木克拉通进入罗迪尼亚超大陆核心位置的地质必要条件主要为：第一，塔里木盆地中部存在的高磁异常带作为格林威尔期造山带（塔里木运动）将南塔里木-澳大利亚-东南极和北塔里木-劳伦拼贴到一起；第二，塔里木克拉通上记录到的 820-720 Ma 的裂谷相关的基性岩浆事件和盆地沉积记录可以与澳大利亚东部和劳伦西部的同时期热-构造事件和地层记录进行对比。

然而，罗迪尼亚超大陆中的“大塔里木”模型构想仍然受到了来自其他多方面地质证据的挑战，包括：（1）绪论部分已经述及，高磁异常条带作为南、北塔里木的格林威尔期缝合带的推测主要依据的是塔中隆起带钻遇（塔参 1 井）的花岗闪长岩基底的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄（李曰俊等，2003，2005；Xu Z. Q. et al., 2013），而最新的锆石 U-Pb 年代学数据明确揭示这套花岗闪长岩基底的结晶年龄为 757 ± 6 Ma（邬光辉等，2009）。显然，曾经的“塔中缝合带”缺乏明确的可靠年代学数据来支持其作为新元古代碰撞拼合带的假设。相反，近年来多口钻井揭示该高磁异常带内广泛发育古元古代（~1.9 Ga）花岗岩带和晚太古代花岗片麻岩基底，并且经历了不同程度的晚古元古代（2.0-1.9 Ga）变质，表明其可能为南、北塔里木古元古代的碰撞拼合带（Yang H. J. et al., 2018；Cai et al., 2020；郭忻等，2020）；（2）根据本文第三章陈述内容，塔里木克拉通北缘在新元古代早期显然存在一个较为开阔的洋盆，并且该洋盆在此期间持续消减萎缩并在~830 Ma 左右最终关闭。这就意味着北塔里木地块与劳伦在新元古代早-中期经历了从汇聚到陆块拼合的过程，然而在劳伦西侧并没有与该期间汇聚相关的岩浆或地层记录；（3）塔里木北缘广泛的 830-790 Ma 埃达克质岩浆活动在劳伦西缘并没有发现可以与之对应的构造-热事件或沉积碎屑记录，尽管 Wen et al. (2017) 认为 830-790 Ma 期间塔里木北缘的俯冲作用与罗迪尼亚超大陆的裂解同步，并且由该俯冲带的后撤作用来调节塔里木北缘新元古代中期的裂谷事件，然而这样的构想并没有实质性的地质证据来支持，比如弧后盆地和弧火山岩等；（4）相比原来华南陆块承担“Missing-link”位置的构想，塔里木陆块北部上并没有大量的 1.4 Ga 的花岗岩带与劳伦西南部 Mojave 省相对应，也无法为劳伦西部中元古代（1.47-1.40 Ga）Belt 盆地提供 1786-1642 Ma，1600-1590 Ma 和 1244-1070 Ma 等相应碎屑沉积物的基底（Ross and Villeneuve, 2003；Li Z. X. et al., 2008）；（5）此外，塔里木克拉通西南缘塞拉加兹塔格群的双峰式火山岩夹碳酸盐岩-细碎屑岩地层指示此时南塔里木的大陆裂谷已经开始发育，这一事件与 Wen et al. (2018) 提出的 890 Ma 左右通过走滑转换的方式形成超大陆最终聚合构型的过程仍存在一定的矛盾。

近年来，通过高分辨率 SHRIMP 锆石定年手段对塞拉加兹塔格群双峰式火山岩年代

学厘定, 有学者提出这套厚度超过 5.3 km 的裂谷火山岩是~890 Ma 地幔柱活动的地质记录, 可以与冈瓦纳大陆上的西非、亚马孙、圣弗朗西斯科以及中国的华北等陆块上的同时代大火成岩省相对比 (Zhang C. L. et al., 2019a)。除此以外, 南塔里木上记录到的~1790 Ma 形成的 OIB 型基性岩墙、~1525 Ma 的裂谷型火山岩、~1400 Ma 的 A 型花岗岩以及~1117 Ma 的 A 型花岗闪长岩-花岗岩杂岩等事件也均能在西非、亚马孙和刚果上找到相对应的板内岩浆活动记录 (Zhang C. L. et al., 2019a)。因此, Zhang C. L. et al. (2019a) 主张将南塔里木的重建位置放在刚果和圣弗朗西斯科陆块之间而形成统一的陆块群 (图 7.2B)。从古地磁角度来看, 这一新的古地理方案实际上是将南塔里木的重建位置从北半球中纬度带转移到了南半球中纬度带 (Li Z. X. et al., 2008)。然而, 从目前的对塞拉加兹塔格群火山岩年代学数据的报道来看, 无论是 Wang C. et al. (2015b) 报道的 900-870 Ma 喷发时限, 还是 Zhang C. L. et al. (2019a) 厘定的~890 Ma 短暂集中性事件, 其岩浆形成时代均略晚于西非、华北、圣弗朗西斯科和刚果等陆块上记录的 920-900 Ma 大火成岩省事件。此外, 根据尹得功等 (2014) 对塞拉加兹塔格群上段的玄武岩和角斑岩年龄报道, 南塔里木的此次裂谷岩浆至少可以持续到~842 Ma, 因此目前还很难依据碎片化的~890 Ma 火山岩喷发事件简单的将南塔里木置于刚果陆块周缘。因为从罗迪尼亚超大陆裂解到冈瓦纳大陆聚合的板块运动学过程来看, 南塔里木-刚果连接将会导致塔里木在早古生代期间就已进入西冈瓦纳大陆的构造演化, 然而目前并没有地质证据支持塔里木是从西冈瓦纳演化而来的陆块 (Stampfli et al., 2002; Metcalfe, 2009)。

总结以上塔里木位于超大陆内部的重建模型来看, 至少可以发现以下几点共同特征: 首先, 超大陆内部模型均建立在较可靠的古地磁数据基础之上, 从而进行板块相对位置和运动学的约束, 并且大部分古地理模型认可塔里木克拉通在新元古代可能处于较低纬度带的位置 (Huang et al., 2005; Wen et al., 2017, 2018); 其次, 塔里木克拉通具有一条明确的“格林威尔期”造山带是准许塔里木进入超大陆“Missing-link”位置的必要条件; 第三, 所有的内部模型均强调塔里木克拉通新元古代晚期发育的裂谷相关岩浆活动与罗迪尼亚超大陆裂解时期重要构造-热事件的对应性。

7.2 “碰撞造山”模型对塔里木古地理位置认识的初步探讨

塔里木克拉通在罗迪尼亚超大陆中重建方案较多, 且对具体位置的认识差异较大 (图 7.1 和图 7.2)。一方面原因是由于可靠的前寒武纪古地磁数据的获得通常较为困难, 导致用于重建的古地磁极时间分辨率较低。随着研究的深入和发展, 近些年来塔里木克拉通的古地磁数据也得到了一定的丰富和积累 (Wen et al., 2013, 2017, 2018; Zhao et al.,

2014, 2021; 王鸿钧等, 2019)。另一方面, 塔里木克拉通在构造地理位置上处于古亚洲构造域与特提斯构造域挟持部位, 其南、北缘自前寒武纪末以来经历了长期复杂的陆块离散和拼合过程, 导致对塔里木克拉通的构造演化历史和陆块亲缘联系等重要地质事实的理解难度增加 (Wu et al., 2016; Zuza and Yin, 2017)。通过上述对塔里木克拉通在罗迪尼亚超大陆中不同古地理重建方案的梳理, 不难看出发现目前主要存在将塔里木置于罗迪尼亚外围和将塔里木置于罗迪尼亚中心两种重建认识。前者认为塔里木克拉通北缘记录了新元古代罗迪尼亚环形俯冲作用改造 (Ge et al., 2014a; Ren et al., 2020; Zhao et al., 2021; Wang P. et al., 2021), 而后者认为塔里木克拉通记录了罗迪尼亚裂解时期主要的地幔柱活动事件, 以及其南、北缘均记录到了新元古代晚期从裂谷到被动陆缘的形成过程 (Lu et al., 2008; Wen et al., 2017)。因此, 对板块边界条件的准确刻画, 包括克拉通周缘的造山过程和盆地演化的理解, 是分析和比对克拉通之间构造演化相似性的地质基础, 也是奠定克拉通在超大陆重建中具体位置的首要约束条件 (Moores, 1991; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991)。

本文通过岩浆活动、构造地层和源汇系统综合厘定塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块之间的新元古代碰撞拼合过程。“碰撞造山”模型的提出将塔里木与伊犁-中天山的构造演化关系, 从目前的古生代期间古亚洲洋的消减闭合的认识基础之上向前延伸至新元古代。塔里木与伊犁-中天山的新元古代汇聚, 再到陆-陆碰撞, 最后到裂解的构造演化过程, 与二者在寒武纪-石炭纪期间的再次汇聚和碰撞拼合过程, 形成了简单而完整的威尔逊旋回。对塔里木北缘的新元古代板块边界条件的厘定将对塔里木在罗迪尼亚超大陆中的构型产生一定的影响。Cawood et al. (2016) 提出罗迪尼亚超大陆的裂解与外围俯冲带的开启和增生造山过程是有机联系的, 因此目前主张将塔里木克拉通重建于罗迪尼亚超大陆外围的一个主要依据就是基于塔里木北缘 830 Ma 以来处于活动大陆边缘的构造背景认识 (Ge et al., 2014a; Ren et al., 2020)。事实上, 根据本文研究, 塔里木北缘新元古代中期并未经历俯冲相关的增生造山过程; 相反, 塔里木与伊犁-中天山在新元古代早-中期的汇聚和碰撞事件 (塔里木运动) 可能是罗迪尼亚超大陆完成最终聚合的一次重要构造事件。因此, 先前从塔里木北缘经历俯冲增生造山的角度对塔里木克拉通进行古地理重建的方案需要进一步重新思考。

根据本次研究对塔里木克拉通在新元古代中期由碰撞挤压背景向陆内伸展背景的构造转换时间厘定, 塔里木克拉通北缘裂谷开启时间与劳伦大陆开始发育大规模岩石圈伸展的时间一致, 均发生于 780-760 Ma 左右 (Li Z. X. et al., 2008; Cawood et al., 2016)。在此期间, 冈瓦纳大陆则开始通过 750-530 Ma 的“泛非造山”而正在发生陆块大规模聚

合过程 (Stern, 1994; Dilek and Ahmed, 2003; Meert, 2003), 这与围绕劳伦周围的陆块 (如澳大利亚、波罗的和亚马孙等) 持续裂解的构造背景形成鲜明对比。伴随着劳伦东侧的古太平洋和西侧的 Iapetus 大洋的打开过程, 劳伦东部在 780 Ma 左右发育了大规模的 Gunbarrel 大火成岩省 (Park et al., 1995; Harlan et al., 2003; Mackinder et al., 2019), 而西部则发育了 615-550 Ma 的 Central Iapetus 大火成岩省 (Ernst and Bell, 2010; Youbi et al., 2020)。巧合的是, 这两期标志性基性岩浆事件在塔里木克拉通北缘均存在相对应的岩浆活动记录, 即阿克苏地区和库鲁克塔格地区发育的 780-760 Ma 大规模基性岩墙侵入事件 (本文第四章; Zhang C. L. et al., 2009; Zhang Z. Y. et al., 2009) 和 ~615 Ma 苏盖特布拉克玄武岩喷发 (本文第五章; Zhang Z. C. et al., 2012; Xu et al., 2013) 和扎摩克提玄武岩喷发记录 (Xu et al., 2009; He J. W. et al., 2014a)。时间上高度一致的两个阶段大规模基性岩浆事件似乎指向塔里木北缘与劳伦大陆之间存在一定的空间位置联系。

根据本次研究对塔里木克拉通北缘从陆内裂谷到被动大陆边缘演化过程的厘定, 塔里木与伊犁-中天山的最终裂解发生于 615 Ma 之后不久。劳伦大陆东部的被动陆缘发育过程研究相对较为清楚, 基本上可以确定在 Central Iapetus 大火成岩省喷发以后, 即震旦纪末到早寒武世初期 (Kamo et al., 1989; Cawood et al., 2001)。在北美东北部纽芬兰地区, 记录了一套覆盖于 Lighthouse Cove 组玄武岩之上的陆相硅质碎屑岩向海相碳酸盐岩过渡的沉积地层, 通常被认为是被动陆缘发育转换过程完成的标志 (Williams and Hiscott, 1987; Cawood et al., 2001)。此外, 具有 OIB 性质的玄武岩在劳伦东部格林威尔省和波罗的西部斯堪的纳维亚也广泛分布 (Tegner et al., 2019), 这些震旦纪 (~615 Ma) 喷发的玄武质火山岩的地球化学特征均可以与塔里木北缘同一时代的苏盖特布拉克玄武岩进行对比 (图 5.12A; Kretz et al., 1985; Bingen and Demaiffe, 1999; Puffer, 2002)。

相对而言, 目前对劳伦西部的新元古代被动陆缘的演化过程仍不明晰, 这是由于在劳伦西部缺乏相应裂解时期的岩浆岩记录。近些年来, 通过系统的碎屑锆石定年对劳伦西南部死亡谷地区中元古代末到新元古代沉积地层的年代学框架厘定, 已经比较明确该地区的裂谷地层沉积发育于 ~780 Ma 以后 (Mahon et al., 2014a, 2014b; Nelson et al., 2020); 近期, 大量的碎屑锆石定年也揭示了劳伦 Belt 盆地西侧 (华盛顿州西北) 新元古代裂谷层序的发育时间晚于 760 Ma (Brennan et al., 2021)。因此, 可以确定的是劳伦西部裂谷盆地沉积启动时间与塔里木东北缘裂谷底部沉积时间 (~750-740 Ma) 是十分接近的 (Xu et al., 2005, 2009)。根据 Bond et al. (1984) 和 Yonkee et al. (2014) 对劳伦西缘沉积盆地的沉降和源汇分析, 劳伦西侧与另一个大陆分离的时间应当限制在 625-555 Ma 左右, 这一时间上的约束似乎与塔里木北缘的裂解时间也是可以相比较的。

考虑到目前位于劳伦西侧位置的微陆块属性尚不明确,但是允许进入该位置的陆块有几点重要的地质条件需要再次提及:(1)该陆块需要记录到 825-750 Ma 的基性岩浆活动可以分别与劳伦西部和澳大利亚东南部的岩浆事件匹配(2)该陆块需记录到广泛的 1.4 Ga 花岗岩作为劳伦西南缘 Mojave 省的花岗岩带的西延 (Goodge and Vervoort, 2006; Goodge et al., 2008);(3)根据 Ross and Villeneuve (2003)对劳伦西部 Belt 盆地的物源分析,西侧的陆块需要为该沉积盆地提供大量 1920-1460 Ma 之间的碎屑物质,并且在 1480-1440 Ma 期间极有可能处于活动陆缘带,从而可以为 Belt 盆地提供同时期的岩浆碎屑;(4)该陆块周缘发育震旦纪到寒武纪的被动陆缘沉积记录,并且其裂解过程与劳伦西缘-澳大利亚东缘的裂解过程准同步;(5)该陆块需要存在一条“格林威尔期”的碰撞造山带方能承担“Missing-link”构型。

针对第一条地质要求,塔里木克拉通东北缘地区以及西南缘地区均存在新元古代中-晚期基性侵入岩浆活动(图 7.2A),这一点 Lu et al. (2008)已经进行了全面详细的论述。但仍有几点仍需要在此强调,劳伦西部的 Gunbarrel 大火成岩省(~780 Ma)以及大规模的放射状基性岩墙群一直被视为新元古代劳伦西侧陆块重建的最为重要的对照标志 (Park et al., 1995; Harlan et al., 2003; Mackinder et al., 2019)。此前研究认为澳大利亚南部和华南或许是能够与劳伦西部相配对的候选陆块,因为二者同样也记录了大量的新元古代基性岩墙和侵入岩体,而被推测与劳伦共享了一期大火成岩省 (Li Z. X. et al., 2008)。然而一个细节值得注意的是,澳大利亚南部和华南上发育的基性岩墙群的侵位时代在 825 Ma 左右,相比 Gunbarrel 岩墙群时代晚了近 40 Ma (Li Z. X. et al., 2008; Mackinder et al., 2019)。此外,根据 Gunbarrel 大火成岩省基性岩墙及侵入体的地球化学数据与澳大利亚南部和华南基性岩墙数据对比, Mackinder et al. (2019)发现澳大利亚南部和华南基性岩均没有 Gunbarrel 大火成岩省岩石中显著的 Th、U 富集和明显的大离子亲石元素富集信号,并且华南的基性岩墙也没有显著的 Nb-Ta 亏损信号,因此认为这些侵入体与 Gunbarrel 大火成岩省并没有同期岩浆的成因联系。与澳大利亚南部和华南的岩墙群事件相比,塔里木北缘阿克苏地区和库鲁克塔格地区侵入到下元古界和青白口系中的基性岩墙时代(780-760 Ma)与劳伦西部 Gunbarrel 大火成岩省的时代更为接近 (Zhang C. L. et al., 2009; Zhang Z. Y. et al., 2009; Xia et al., 2019)。塔里木北缘基性岩墙群基本上呈较一致的北西到北西西走向排列。通过阿克苏-库鲁克塔格基性岩墙与 Gunbarrel 基性岩墙的微量元素对比,可以发现二者均富集大离子亲石元素,而且均具有明显的 Th、U 富集和 Nb-Ta 亏损以及轻微的 Ti 亏损现象,这反映了劳伦西部的岩石圈地幔和塔里木北缘的岩石圈地幔源区曾受到不同程度的俯冲交代影响 (Zhang C. L. et al., 2009)。在第五章

中利用 Pearce et al. (2021) 的 Th/Nb 和 TiO₂/Yb 图解分析, 这些基性岩均投入俯冲交代的岩石圈地幔区域, 并且这些基性岩显示出十分一致的数据分布重叠范围 (图 5.12C)。因此, 从基性岩墙群的侵位时代和元素特征角度来看, 不能排除塔里木北缘阿克苏和库鲁克塔格岩墙群与 Gunbarrel 大火成岩省共享了一个地幔柱事件的成因联系。此外, ~615 Ma 的大规模基性岩喷发也是劳伦大陆上的标志性事件之一, 是劳伦东部以及北部 Central Iapetus 岩浆省的早期岩浆产物。结合新元古代晚期的两次特征性大火成岩省的事件分布, 以及上述塔里木北缘和劳伦西部裂谷盆地发育和被动陆缘形成过程的相似性, 似乎可以将塔里木的古地理位置与 Wen et al. (2017) 提出的低纬度 “Missing-link” 模型进行类比 (图 7.3)。

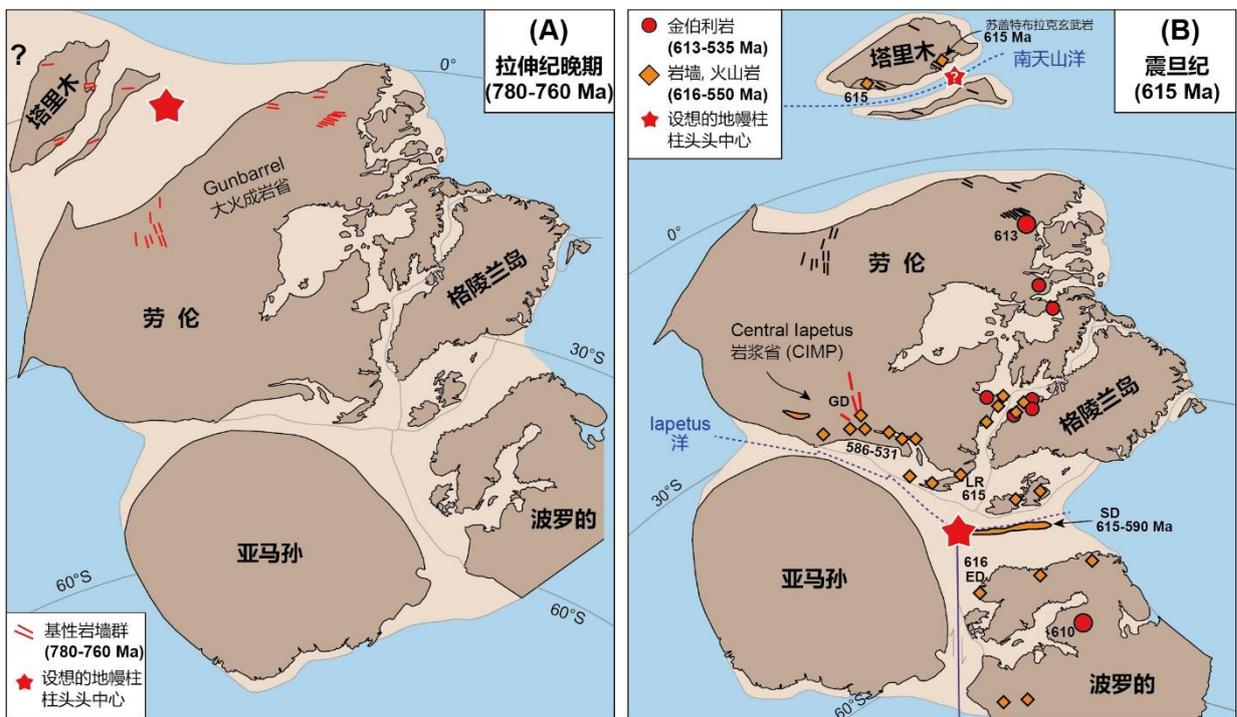


图 7.3 (A) 青白口纪晚期 (780-760 Ma) 和 (B) 震旦纪早期 (~615 Ma) 的劳伦大陆两侧陆块古地理重建模式 (劳伦、亚马孙和波罗的的重建根据 Tegner et al., 2019 修改; 塔里木的古纬度大致依据 Wen et al., 2017 和 Ding et al., 2021; Gunbarrel 岩墙群的分布根据 Milton et al., 2017 和 Mackinder et al., 2019; 震旦纪镁铁质和超镁铁质岩浆岩分布根据 Tegner et al., 2019; 塔里木、中天山和伊犁地块上 780-760 Ma 的岩墙分布根据 Zhang C. L. et al., 2009a; Zhang Z. Y. et al., 2009; Wang B. et al., 2014b 和 Wang X. S. et al., 2014 修改; 塔里木北缘~615 Ma 的苏盖特布拉克玄武岩和扎摩克提组玄武岩根据 Xu B. et al., 2009, 2013 和本文研究); GD-Grenville 岩墙群, LR-Long Range 岩墙群, SD- Scandinavian 岩墙群, ED- Egersund 岩墙群

在塔里木克拉通进入劳伦大陆西侧的古地理模型下, 塔里木北缘地区、伊犁-中天山地区将同劳伦西缘组成共轭裂谷系, 阿克苏-库鲁克塔格地区的基性岩墙、伊犁-中天山的

基性岩墙以及酸性岩墙将与 Gunbarrel 岩墙组成放射状岩墙群 (图 7.3A), 并共同指向了一个位于劳伦西侧的地幔柱中心。这一时期由地幔柱机制触发的大陆裂谷作用将塔里木北缘和劳伦西部 <760 Ma 的盆地沉积启动时代有序地统一起来 (Brennan et al., 2021), 同时也可以较好的解释塔里木东北缘 750-720 Ma 的岩浆事件与劳伦西部的对应性 (Heaman et al., 1992; Xu et al., 2005, 2009; Li Z. X. et al., 2008)。

震旦纪早期岩浆事件的分布范围比 Gunbarrel 大火成岩省分布更为广泛, 并且 Central Iapetus 岩浆省的基性岩-超基性主要分布于劳伦东部和北部, 以及波罗的西部 (图 7.3B)。目前认为震旦纪大火成岩省事件与 Iapetus 洋 (即古大西洋) 打开的触发机制存在密切关联。但截止目前尚未有明确的证据表明该期岩浆事件与古太平洋打开的动力机制存在联系, 尽管从 Central Iapetus 岩浆省的发育时间 (615-550 Ma) 来看 (Ernst and Bell, 2010; Gumsley et al., 2020), 这次事件与劳伦西部通过沉积盆地厘定的古太平洋洋盆的形成时间 (625-555 Ma) 高度一致 (Bond et al., 1984; Yonkee et al., 2014)。需要注意的是, 劳伦西北部 613±6 Ma 的 Anuri 金伯利岩筒被认为是 Central Iapetus 岩浆省的重要组成部分 (图 7.3B; Masun et al., 2004; Tegner et al., 2019), 因此 Central Iapetus 岩浆省的影响范围或许超过我们目前认识到的分布范围。如果这种连接构想成立的话, 那么塔里木与伊犁-中天山之间的裂离就有可能被劳伦东部 Central Iapetus 岩浆省同时代的一次地幔柱事件所驱动。这样的假设暗示了劳伦西缘在震旦纪的裂解事件也可能是由一次尚未发现的晚于 720 Ma 岩浆事件所导致也尚未可知 (Ernst and Bleeker, 2010)。

针对第二点和第三点地质条件, 中天山上广泛发育 1480-1430 Ma (中元古代) 由花岗片麻岩、二长花岗岩和花岗闪长岩等组成的岩浆岩带则完全可以与劳伦西南缘 Mojave 省花岗岩带 (1450-1475 Ma) 进行对比 (He et al., 2018; Huang et al., 2021; Goodge et al., 2008)。同时, 来自于中天山的~1.4 Ga 花岗岩类岩石具有 0-10 之间亏损的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 反映了这些花岗质岩石主要来源于年轻物质 ($T_{\text{DM}^2} = 1.95-1.55 \text{ Ga}$) 的重熔作用 (He Z. Y. et al., 2015)。这些中元古代花岗岩类的同位素特征与劳伦南部 Granite-Rhyolite 带 ($T_{\text{DM}^2} = 1.5-1.3 \text{ Ga}$), Yavapai 省 ($T_{\text{DM}^2} = 1.8-1.7 \text{ Ga}$) 以及 Mojave 省 ($T_{\text{DM}^2} = 1.8-1.7 \text{ Ga}$) 的地壳基底 Hf 同位素组成也具有很好的对应关系。Li et al. (1995) 根据 Belt 盆地主要接受了来自西侧的 1.8-1.6 Ga 的碎屑锆石、独居石和磷钇矿等碎屑, 推测劳伦西部曾经存在一个 1.9-1.4 Ga 的条带状陆壳地块, 并认为华夏地块可能是该条带状陆块的一部分。中天山上发育的~1.4 Ga 花岗质岩石以及其揭示的基底组成年龄完全能够允许中天山甚至是伊犁地块充当这一条带状陆块, 并为劳伦西部中元古代盆地提供相应物源。此外, 根据 Zhu et al. (2020) 对伊犁和中天山地块上中元古代沉积地层的碎屑锆石分析结果, 伊犁与中天山

可能具有类似的基底组成或共享了同一个中元古代的岩浆岩剥蚀源区 (图 7.4)。伊犁和中天山的碎屑锆石年龄谱揭示了晚古元古代-晚中元古代 (1.8-1.1 Ga) 的主要碎屑物质组成, 并且形成了 1760-1668 Ma、1594-1347 Ma 以及 1225-1120 Ma 等显著年龄峰区间 (图 7.4)。这些年龄峰与劳伦大陆中元古代 Belt 盆地所需要的来自于未知的西部物源区的 1786-1642 Ma、1600-1590 Ma 和 1244-1070 Ma 年龄峰具有高度一致的匹配关系 (图 7.4; Ross et al., 1992; Li Z. X. et al., 2008)。因此, 中天山以及伊犁地块无论是基底年龄组成条件还是元古宙地层碎屑物源条件均能够与前人推断的劳伦大陆西缘缺失的条带状陆块相匹配 (Ross and Villeneuve et al., 2003)。

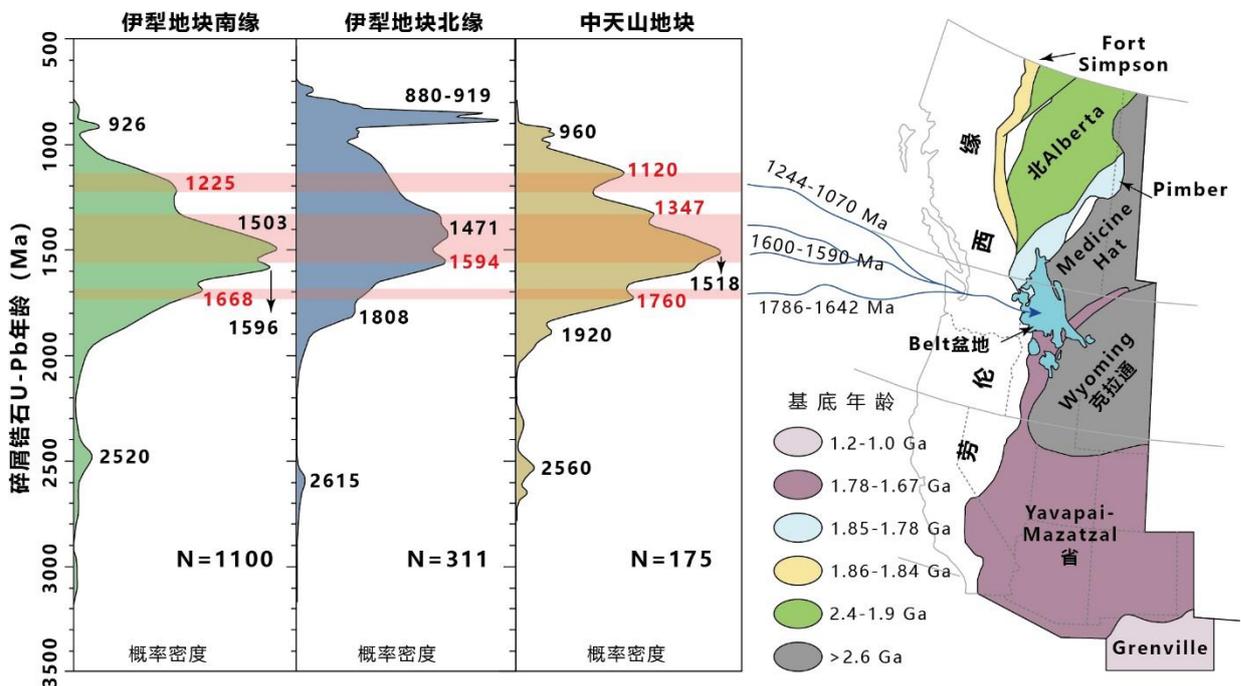


图 7.4 伊犁-中天山地块与劳伦西缘可能的源汇关系示意图 (伊犁-中天山地块元古宙地层碎屑锆石年龄根据 Zhu et al., 2020 修改; 劳伦西缘基底分布根据 Ross et al., 1992 修改)

第四点, 按照 Wen et al. (2017) 构建的新 “Missing-link” 古地理模型要求, 塔里木克拉通的南、北缘均需要记录到震旦纪到寒武纪的被动陆缘发育过程。这一证据是为了能够分别与劳伦和澳大利亚-东南极的裂解过程相适应。根据沉积盆地记录, 古太平洋劳伦边缘的形成时间在 625-555 Ma (Bond et al., 1984; Yonkee et al., 2014), 而古太平洋的澳大利亚边缘的形成时间则被认为是在 600-560 Ma 左右 (Veevers et al., 1997; Fergusson et al., 2009), 二者具有准同步的裂解对应关系。本文根据塔里木北缘海侵事件的开始、碎屑物源的转变以及洋盆打开前的最后一期基性岩浆记录, 将塔里木北缘从大陆裂谷到被动陆缘演化的时间厘定在~615 Ma 左右, 这与 Wu et al. (2022) 通过盆地结构和沉积层序推断的被动陆缘形成时间 (~600 Ma) 大体一致。同样的, Zhang F. Q. et al. (2019) 根

据塔里木盆地西南部的盆地结构和裂谷层序认为塔里木西南缘经历了晚古元古代到早寒武世的裂谷到被动陆缘的演化阶段。Chen H. L. et al. (2019) 则通过对塔西南新藏公路晚新元古代地层开展详细沉积学分析后, 认为塔里木西南缘进入被动陆缘演化阶段的时间在早、晚震旦世之交。塔里木克拉通在晚震旦世全面进入被动陆缘演化阶段的过程标志着其分别与南、北两个大陆对称裂解的完成, 并开启了塔里木自寒武纪以后的大陆漂移演化阶段。另外, 需要注意的一个细节是, 以上学者通过盆地分析针对塔里木南、北缘获得的裂解时间, 以及分别对劳伦西缘和澳大利亚东缘获得的裂解时间, 均与通过古地磁极推断的澳大利亚与劳伦之间的裂解时间 (650-630 Ma) 存在一定的偏差 (Li Z. X. and Evans, 2011; Wen et al., 2017)。这一 45-15 Ma 的时间差或许可以解释为古太平洋打开的复杂性, 即分别理解为塔里木分别与罗迪尼亚超大陆主体陆块的裂解过程和塔里木与北部伊犁-中天山以及南部西昆仑等微陆块的裂解过程。

第五点, 大量的年代学数据证明塔中缝合带是古元古代南、北塔里木的拼合带 (Yang H. J. et al., 2018; Cai et al., 2020; 郭忻等, 2020), 而非 Wen et al. (2017, 2018) “大塔里木”模型中的格林威尔拼合带。因此, “Missing-link”重建的构型要求必须找到另外一条新元古代碰撞造山带方能实现澳大利亚与劳伦之间的最终聚合。如果将中天山与伊犁地块作为劳伦西缘缺失的 1.9-1.4 Ga 陆块的一部分 (Li et al., 1995), 那么塔里木北缘与伊犁-中天山之间 830-790 Ma 的碰撞造山带或许为允许塔里木克拉通进入劳伦西侧古地理位置提供了可能性。但是, 必须要强调的是, 本文厘定的塔里木北缘与伊犁-中天山之间新元古代中期碰撞造山带的形成时间明显晚于格林威尔造山带的年龄 (1090-980Ma)。这不禁令人质疑塔里木与伊犁-中天山能否成为连接澳大利亚与劳伦的新 “Missing-link” 陆块。

此外, 塔里木西南缘塞拉加兹塔格群双峰式火山岩 (890-850 Ma) 标志着塔里木克拉通南部与另一个大陆之间已经出现第一次陆内裂谷, 此次双峰式裂谷作用的年代相比北缘碰撞造山提早了近 60 Ma。近期澳大利亚学者对阿德莱德盆地底部裂谷层序开展碎屑锆石年代学分析后认为, 阿德莱德裂谷系统的初始发育时间为~893 Ma (Lloyd et al., 2022), 比先前认为以~827 Ma 的 Gairdner 基性岩墙群和 Woollana 火山岩作为澳大利亚东南部裂谷作用开启的认识提前了~60 Ma (Preiss, 2000)。然而需要注意的是, 碎屑锆石年龄只能约束最大沉积年龄, 因此澳大利亚东南部阿德莱德裂谷的启示时间仍需要更多的年代学数据支持。如果 Wen et al. (2017) 提出的塔里木位于澳大利亚与劳伦中间的新 “Missing-link” 模型成立的话, 则需要塔里木南部先与澳大利亚裂解, 然后塔里木北缘再经历与劳伦聚合的复杂构造过程。这样的构造演化场景令人联想到古生代末期潘吉亚大陆的聚合

方式，先由西冈瓦纳大陆的主体（非洲-南美）与劳亚大陆南部在晚石炭世发生碰撞，继而由中-晚二叠世从东冈瓦纳分离出来的基梅里陆块与欧亚大陆在三叠纪发生碰撞，最终完成了潘吉亚超大陆的形成（Stampfli and Borel, 2002）。类似的新元古代情景或许是塔里木先与澳大利亚东部发生裂解，随后与劳伦大陆聚合的过程。这种假设情景也可以解释，为何塔里木与澳大利亚东部均发育了~820 Ma 的岩浆活动，而劳伦大陆上没有该事件地质记录，也可以解释为何塔里木北缘与劳伦大陆均发育了大规模的~780 Ma 放射状岩墙群，而该事件在澳大利亚上也没有相应的基性岩墙侵入事件记录（Li Z. X. et al., 2008）。当然，这样的猜想需要更多可靠的古地磁数据、准确的年代学数据以及板块动力学证据支撑。当然，还存在另一种可能性是，塔里木克拉通并没有进入罗迪尼亚的核心位置，而是与澳大利亚并列处于劳伦西侧，这样的劳伦西南-伊犁-中天山-塔里木构型与 Ding et al. (2021) 利用~780 Ma 基性岩墙群的古地磁数据对华北和塔里木进行古地理重建的模式是一致的（图 7.5）。同样地，这一模型也可以解释塔里木与澳大利亚、劳伦的新元古代基性岩浆事件对应关系，也可以理解“格林威尔期”造山运动在塔里木克拉通上存在的非必要性。

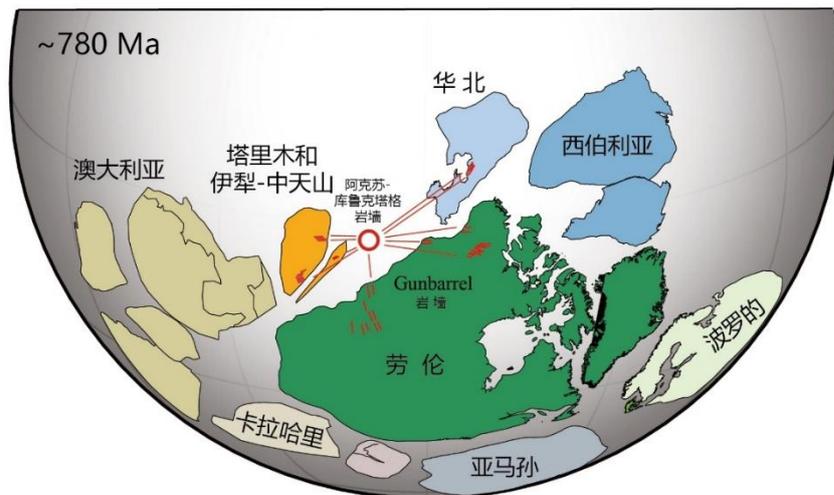


图 7.5 塔里木与伊犁-中天山在罗迪尼亚超大陆的古地理重建（据 Ding et al., 2021 修改）

8. 结论与展望

8.1 主要进展与结论

本文通过研究塔里木西北缘阿克苏-乌什地区几期关键性构造-岩浆事件, 包括(1)新元古代早期岛弧岩浆火山岩和侵入杂岩;(2)新元古代中期阿克苏群及侵入的复式岩墙; 以及(3)新元古代晚期裂谷玄武质火山岩和盆地物源转变事件, 综合开展了野外地质调查、岩相学、锆石年代学及 Hf 同位素分析、岩石地球化学及同位素分析、盆地沉积学和碎屑锆石物源分析, 限定塔里木克拉通西北缘新元古代构造背景。此外, 系统梳理和总结了塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块的岩浆活动、变质作用、沉积盆地演化和源汇系统关系, 建立了二者之间大地构造演化过程和动力学机制, 主要取得了以下几点认识和结论:

(1) 阿克苏-乌什地区新元古代早期火山岩-侵入杂岩露头中新发现了由安山岩、英安岩、流纹岩、玄武岩和火山角砾岩以及碎屑岩夹层组成的火山岩地层, 以及由变辉长岩、白色碎裂(辉长)岩和斜长花岗岩等组成的侵入杂岩体。火山岩与侵入岩之间呈断层接触。岩浆锆石年代学和前人数据揭示该火山岩-侵入杂岩形成于 930-870 Ma, 碎屑锆石年龄集中于 890-960 Ma, 二者共同指示岩浆活动的时间跨度。火山岩的形成主要受控于结晶分异, 而侵入岩则主要受控于部分熔融并相对受到了有限地壳混染, 二者均显示典型的岛弧岩浆特征, 源区可能来自于受不同程度俯冲板片流体交代的地幔楔。火山岩-侵入杂岩具有极低的 K 含量以及亏损的 Nd、Hf 同位素组成, 反映其来自新生地幔物质。本文认为青白口纪早期塔里木北侧存在较开阔大洋, 并且通过洋内俯冲消减形式形成岛弧岩浆。根据该岛弧的持续时间、同期弧岩浆岩分布以及区域地层发育情况等综合判断, 该岛弧可能是伊犁-中天山南缘活动陆缘的重要组成部分, 后期通过弧-陆/陆-陆碰撞被构造推覆至现今位置。

(2) 通过对新识别的一条侵入阿克苏群的复式岩墙进行野外接触关系和变形观察, 发现该复式岩墙由经历矿物动态重结晶的花岗岩和未经历变形的辉绿岩组成, 分别代表了阿克苏群蓝片岩相变质峰期之后的两期岩浆活动。根据岩浆锆石定年结果揭示的花岗岩结晶年龄 (~780 Ma) 和辉绿岩捕获锆石定年结果揭示的侵位时代 (< 780 Ma), 以及碎屑锆石定年揭示的阿克苏群变质沉积岩原岩最大沉积年龄结果 (~800 Ma), 限定了阿克苏群的变质年龄在 800-780 Ma 之间。岩石地球化学及同位素结果指示, 该花岗岩侵入体的岩浆源区为阿克苏群变质增生杂岩, 是后造山阶段的地壳重熔产物; 辉绿岩则来自于石榴尖晶石二辉橄榄岩源区的低程度部分熔融, 是板内背景下岩石圈减薄阶段的产物。

塔里木克拉通北缘从挤压造山到转换伸展的时间被限定在 780-760 Ma 之间。

(3) 通过开展震旦系苏盖特布拉克组上部玄武质火山岩岩石地球化学和同位素研究, 以及位于玄武岩上、下层段砂岩碎屑锆石物源研究, 表明塔里木西北缘在早震旦世时期经历了一次重要的裂谷事件。此次裂谷事件不仅诱发了~615 Ma 大陆溢流玄武岩的集中喷发, 同时也造成了该地区的盆地沉积从下震旦统滨岸相碎屑岩到上震旦统台地相碳酸盐岩的快速转变, 还造成了早震旦世玄武岩喷发前后该地区经历一次重要的沉积物源转变。玄武岩的岩石地球化学和同位素结果显示其具有典型的洋岛玄武岩(OIB)性质, 是来自板内环境下富集地幔源区低程度部分熔融的岩浆产物。陆缘沉积盆地中记录的陆源碎屑消失和随后快速的大规模海侵作用指示, 塔里木西北缘在~615 Ma 之后经历了由陆内裂谷向被动大陆边缘演化的构造过程。玄武岩喷发后地层中大量青白口纪(800-891 Ma)碎屑锆石物源消失可能指示了北侧陆缘弧地块(伊犁-中天山)与塔里木克拉通的裂离。

(4) 通过对塔里木北缘、中天山和伊犁地块新元古代构造、岩浆、沉积地层及源汇系统等地质记录的梳理, 本文提出了塔里木北缘与伊犁-中天山地块之间在新元古代时期经历了从陆-陆汇聚到碰撞造山, 再到大陆裂解-漂移的构造演化新模型。即: 新元古代早期(960-850 Ma)塔里木克拉通北缘发育被动陆缘, 伊犁-中天山地块南缘发育活动陆缘, 二者被一广阔的未知洋盆所分隔; 新元古代中期(830-790 Ma), 由于该洋盆的持续向北俯冲消减, 导致塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块以及岛弧地体发生碰撞拼合; 新元古代晚期(~780 Ma), 塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块开始进入造山后的岩石圈伸展阶段, 发育了 780-760 Ma, 750-720 Ma 和 650-615 Ma 等阶段性板内岩浆活动以及南华-震旦纪裂谷沉积盆地; 新元古代末期(~615 Ma), 伴随该地区最后一期大规模基性岩浆事件的发生, 塔里木克拉通与伊犁-中天山地块发生裂解, 随后南天山洋打开并逐渐扩张, 塔里木克拉通北缘与伊犁-中天山地块开始进入被动陆缘的演化阶段, 标志着中亚造山带南缘显生宙构造演化旋回的开始。

(5) 本文提出的新元古代“碰撞造山”模型为塔里木克拉通与伊犁-中天山地块在罗迪尼亚超大陆中的重建提供了新的板块边界条件和地质过程约束。新元古代的汇聚和碰撞过程(塔里木运动)可能是罗迪尼亚超大陆完成最终聚合的一次重要造山事件。综合塔里木西北缘在~780 Ma 和~615 Ma 的两期关键构造-岩浆事件, 塔里木克拉通北缘与邻近陆块的被动陆缘演化过程, 古地磁数据以及陆块的基底年龄特征, 认为塔里木克拉通与伊犁-中天山地块在新元古代晚期可能与劳伦西缘具有一定的亲缘关系, 塔里木克拉通能否与澳大利亚和劳伦大陆组成“Missing-link”模型仍有待今后研究。

8.2 存在的问题与研究展望

(1) 根据本次研究和统计的岛弧地体和伊犁-中天山的岩浆岩年代学数据,可以发现岛弧和伊犁-中天山在 870-860 Ma (图 3.26) 期间出现了短暂的“岩浆沉寂”现象。此外,有学者在阿克苏-乌什地区东巧恩布拉克组砾岩中发现存在大量~850 Ma 的 A 型(非造山期)花岗岩砾石。这些现象是否表明在此期间岛弧与伊犁-中天山之间的洋壳俯冲阶段已经结束? 岛弧地体、伊犁-中天山地块以及塔里木克拉通北缘之间是否经历了两阶段碰撞拼贴过程。本文中侵入杂岩经历的低绿片岩相变质作用是否记录了这次弧-陆碰撞事件? 阿克苏群中记录的低温-高压变质作用(800-780 Ma) 又是否属于第二阶段陆-陆碰撞作用过程? 解决以上困惑仍需要对上述地区开展更为详细的地质调查、构造变形、岩石学和年代学研究工作。

(2) 依据目前资料来看,新元古代中期造山运动在塔里木东北缘和西北缘记录到了准同时(830-790 Ma) 的变质作用。岩石学证据表明塔里木东北缘主要发育高压麻粒岩相变质作用,而西北缘则出现低温-高压条件下蓝片岩相变质作用,两个地区的变质程度差别较大。考虑到本文厘定的西北缘岛弧地体记录到了新元古代中期的弧-陆碰撞过程,是否可以认为塔里木东北缘与西北缘的区域变质程度差异是由于岛弧地块拼贴的空间效应导致,需要开展下一步研究。

(3) 新元古代晚期塔里木克拉通北缘从大陆裂谷到被动陆缘演化过程中,不仅发育了时代约为~615 Ma 的玄武质熔岩,同时也在西北缘地区发育了花岗质岩浆作用甚至是混合岩化变质作用。这些同期酸性岩和混合岩的形成机制仍值得进一步研究。此外,注意到伊犁地块震旦系中同样记录到~617 Ma 的显著碎屑锆石年龄峰。这一同时期的裂谷岩浆活动和广泛记录到的碎屑物源,能否为进一步探讨塔里木北缘与伊犁-中天山之间新元古代晚期的汇源关系和裂谷演化提供更切实的地质证据,仍值得开展详细的岩石学、年代学、沉积层序对比、沉积物源和锆石同位素研究;

(4) 前人研究认为 830-790 Ma 期间塔里木克拉通东北缘库鲁克塔格地区发育了大量花岗质岩浆作用,这些侵入的花岗岩具有典型弧相关的岩石学和地球化学特点。如何理解这些与同时期埃达克质花岗岩在时间上和空间上共存的“弧”花岗岩可能在下一步研究中需要着重研究。

(5) 塔里木克拉通与伊犁-中天山在罗迪尼亚超大陆的古地理重建仍需要更多可靠的地质资料以及古地磁数据的支撑,尤其是塔里木北缘和西南缘地区的格林威尔期造山运动的缺失,南、北塔里木南华-震旦纪裂谷同步性和对称性以及伊犁-中天山基底同位素与劳伦基底同位素对比等方面,在重建中需要被进一步细致分析和研究。

参考文献

- Aldanmaz E, Pearce J A, Thirlwall M F, et al. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2000,102(1):67-95.
- Alexeiev D V, Biske G S, Kröner A, et al. Ediacaran, Early Ordovician and early Silurian arcs in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2020,190:104194.
- Alexeiev D V, Biske Y S, Wang B, et al. Tectono-Stratigraphic framework and Palaeozoic evolution of the Chinese South Tianshan[J]. *Geotectonics*, 2015,49(2):93-122.
- Alexeiev D V, Degtyarev K E, Tretyakov A A, et al. Early Neoproterozoic (~920 Ma) Granite–Gneiss of the Junggar Alatau, South Kazakhstan: Age Substantiation Based on the Results of U–Th–Pb (SIMS) Dating[J]. *Doklady Earth Sciences*, 2021,496(1):13-16.
- Allen M B, Windley B F, Zhang C. Palaeozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, central Asia[J]. *Tectonophysics*, 1993,220(1):89-115.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. *Chemical Geology*, 2002,192(1):59-79.
- Armistead S E, Collins A S, Buckman S, et al. Age and geochemistry of the Boucaut Volcanics in the Neoproterozoic Adelaide Rift Complex, South Australia[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 2021,68(4):580-589.
- Arth J G. Behavior of trace elements during magmatic processes - A summary of theoretical models and their applications[J]. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1976,4(1):41-47.
- Bailey J C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites[J]. *Chemical Geology*, 1981,32(1):139-154.
- Belousova E, Griffin W, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002,143(5):602-622.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID–TIMS, ELA–ICP–MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards[J]. *Chemical Geology*, 2004,205(1):115-140.
- Bingen B, Demaiffe D. The 616 Ma old Egersund basaltic dike swarm, SW Norway, and late neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean[J]. *Journal of Geology*, 1998,106(5):565.
- Bingen B, Demaiffe D. Geochemical signature of the Egersund basaltic dyke swarm, SW Norway, in the context of late-Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean[J]. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1999,79(2):69-86.
- Biske Y S, Seltmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans[J]. *Gondwana Research*, 2010,17(2):602-613.
- Bogdanova S V, Pisarevsky S A, Li Z X. Assembly and Breakup of Rodinia (Some results of IGCP project 440)[J]. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2009,17(3):259.
- Bond G C, Nickeson P A, Kominz M A. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984,70(2):325-345.
- Bond G C, Christie-Blick N, Kominz M A, et al. An early Cambrian rift to post-rift transition in the Cordillera

- of western North America[J]. *Nature*, 1985,315(6022):742-746.
- Brennan D T, Li Z, Rankenburg K, et al. Recalibrating Rodinian rifting in the northwestern United States[J]. *Geology*, 2021,49(6):617-622.
- Brooks C K, Larsen L M, Nielsen T F D. Importance of iron-rich tholeiitic magmas at divergent plate margins: A reappraisal[J]. *Geology*, 1991,19(3):269-272.
- Bryan S E, Ernst R E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs)[J]. *Earth-Science Reviews*, 2008,86(1):175-202.
- Buiter S J H, Torsvik T H. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures?[J]. *Gondwana Research*, 2014,26(2):627-653.
- Burrett C, Berry R. Proterozoic Australia–Western United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia[J]. *Geology*, 2000,28(2):103-106.
- Cabanis B, Lecolle M. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: a tool for discrimination volcanic series and evidencing continental crust magmatic mixtures and/or contamination[J]. *Space sciences. Earth sciences*, 1989,309:2023-2029.
- Campbell I H, Allen C M. Formation of supercontinents linked to increases in atmospheric oxygen[J]. *Nature Geoscience*, 2008,1(8):554-558.
- Campbell I H, Griffiths R W. The evolution of the mantle's chemical structure[J]. *Lithos*, 1993,30(3):389-399.
- Canfield D E, Poulton S W, Narbonne G M. Late-Neoproterozoic Deep-Ocean Oxygenation and the Rise of Animal Life[J]. *Science*, 2007,315(5808):92-95.
- Cai Z H, He B Z, Meert J G, et al. Neoproterozoic tectonic transition from subduction-related convergence to continental extension of the Tarim Block, NW China[J]. *Precambrian Research*, 2021,362:106278.
- Cai Z H, Jiao C L, He B Z, et al. Archean–Paleoproterozoic tectonothermal events in the central Tarim Block: Constraints from granitic gneisses revealed by deep drilling wells[J]. *Precambrian Research*, 2020,347:105776.
- Cai Z H, Xu Z Q, Yu S Y, et al. Neoproterozoic magmatism and implications for crustal growth and evolution of the Kuluketage region, northeastern Tarim Craton[J]. *Precambrian Research*, 2018,304:156-170.
- Cao X F, Gao X, Lü X B, et al. Sm–Nd geochronology and geochemistry of a Neoproterozoic gabbro in the Kuluketage block, north-western China[J]. *International Geology Review*, 2012,54(8):861-875.
- Cao X F, Lü X B, Lei J H, et al. The Age of the Neoproterozoic Dapingliang Skarn Copper Deposit in Kuruketage, NW China[J]. *Resource Geology*, 2010,60(4):397-403.
- Cao X F, Lü X B, Liu S T, et al. LA-ICP-MS zircon dating, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications of the Dapingliang Neoproterozoic granites at Kuluketage block, NW China[J]. *Precambrian Research*, 2011,186(1):205-219.
- Cao X F, Lü X B, Yuan Q, et al. Neoproterozoic granitic activities in the Xingdi plutons at the Kuluketage block, NW China: Evidence from zircon U–Pb dating, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic analyses[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014,96:93-107.
- Carroll A R, Dumitru T A, Graham S A, et al. An 800 million-year detrital zircon record of continental amalgamation: Tarim basin, NW China[J]. *International Geology Review*, 2013,55(7):818-829.
- Cawood P A, Buchan C. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly[J]. *Earth-Science Reviews*, 2007,82(3):217-256.

- Cawood P A, Martin E L, Murphy J B, et al. Gondwana's interlinked peripheral orogens[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2021,568:117057.
- Cawood P A, McCausland P J A, Dunning G R. Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland[J]. *GSA Bulletin*, 2001,113(4):443-453.
- Cawood P A, Strachan R A, Pisarevsky S A, et al. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016,449:118-126.
- Cawood P A, Wang Y, Xu Y, et al. Locating South China in Rodinia and Gondwana: A fragment of greater India lithosphere?[J]. *Geology*, 2013,41(8):903-906.
- Cawood P A, Zhao G, Yao J, et al. Reconstructing South China in Phanerozoic and Precambrian supercontinents[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018,186:173-194.
- Chappell B W, Bryant C J, Wyborn D. Peraluminous I-type granites[J]. *Lithos*, 2012,153:142-153.
- Chappell B W, White A J R. Two contrasting granite types: 25 years later[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 2001,48(4):489-499.
- Charvet J, Shu L S, Laurent-Charvet S. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates[J]. *Episodes*, 2007, 30(3):25.
- Charvet J, Shu L, Laurent-Charvet S, et al. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011,54(2):166-184.
- Chen H L, Lin X B, Cheng X G, et al. The Late Neoproterozoic sedimentary sequences in the Yutang section southwest Tarim Basin and their tectonic implications and hydrocarbon perspective: Insight from basinology[J]. *Precambrian Research*, 2019,333:105432.
- Chen H J, Chen Y J, Ripley E M, et al. Isotope and trace element studies of the Xingdi II mafic-ultramafic complex in the northern rim of the Tarim Craton: Evidence for emplacement in a Neoproterozoic subduction zone[J]. *Lithos*, 2017,278-281:274-284.
- Chen W, Lü X B, Cao X F, et al. Genetic and ore-forming ages of the Fe-P-(Ti) oxide deposits associated with mafic-ultramafic-carbonatite complexes in the Kuluketage block, NW China[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 2019,66(7):1041-1062.
- Chen W, Lü X, Cao X, et al. Petrogenesis and tectonic setting of the Dapingliang Late Neoproterozoic magmatic rocks in the eastern Kuluketage Block: geochronological, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic implications[J]. *Geological Magazine*, 2020,157(2):173-200.
- Chen W Y, Zhu G Y, Zhang K J, et al. Late Neoproterozoic intracontinental rifting of the Tarim carton, NW China: An integrated geochemical, geochronological and Sr-Nd-Hf isotopic study of siliciclastic rocks and basalts from deep drilling cores[J]. *Gondwana Research*, 2020,80:142-156.
- Chen Y, Xu B, Zhan S, et al. First mid-Neoproterozoic paleomagnetic results from the Tarim Basin (NW China) and their geodynamic implications[J]. *Precambrian Research*, 2004,133(3-4):271-281.
- Clark D J, Hensen B J, Kinny P D. Geochronological constraints for a two-stage history of the Albany-Fraser Orogen, Western Australia[J]. *Precambrian Research*, 2000,102(3-4):155-183.
- Coleman R G, Peterman Z E. Oceanic plagiogranite[J]. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 1975,80(8):1099-1108.
- Condie K C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary:

- Identification and significance[J]. *Lithos*, 1989,23(1):1-18.
- Condie K C, Aster R C. Refinement of the supercontinent cycle with Hf, Nd and Sr isotopes[J]. *Geoscience Frontiers*, 2013,4(6):667-680.
- Cox K G, Bell J D, Pankhurst R J. *The Interpretation of Igneous Rocks*[M]. London: George Allen and Unwin, 1979: 1-464.
- Dalziel I W D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent[J]. *Geology*, 1991,19(6):598-601.
- Dalziel I. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia[J]. *Gsa Today*, 1992,2.
- Dalziel I W D. OVERVIEW: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation[J]. *GSA Bulletin*, 1997,109(1):16-42.
- Dasgupta R, Hirschmann M M, Smith N D. Partial Melting Experiments of Peridotite + CO₂ at 3 GPa and Genesis of Alkalic Ocean Island Basalts[J]. *Journal of Petrology*, 2007,48(11):2093-2124.
- Davidson A. An Overview of Grenville Province Geology, Canadian Shield[M]//*Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America*. Geological Society of America, 1998:0.
- Dilek Y, Ahmed Z. Proterozoic ophiolites of the Arabian Shield and their significance in Precambrian tectonics[M]//Dilek Y, Robinson P T. *Ophiolites in Earth History*. London: Geological Society Special Publication, 2003:685-700.
- Direen N G, Crawford A J. Fossil seaward-dipping reflector sequences preserved in southeastern Australia: a 600 Ma volcanic passive margin in eastern Gondwanaland[J]. *Journal of the Geological Society*, 2003,160(6):985-990.
- Ding H F, Ma D S, Lin Q Z, et al. Age and nature of Cryogenian diamictites at Aksu, Northwest China: implications for Sturtian tectonics and climate[J]. *International Geology Review*, 2015,57(16):2044-2064.
- Ding J, Zhang S, Evans D A D, et al. North China craton: The conjugate margin for northwestern Laurentia in Rodinia[J]. *Geology*, 2021,49(7):773-778.
- Dong Y P, Sun S S, Yang Z, et al. Neoproterozoic subduction-accretionary tectonics of the South Qinling Belt, China[J]. *Precambrian Research*, 2017,293:73-90.
- Ernst R E, Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2010,98(1):55-76.
- Ernst R, Bleeker W. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2010,47(5):695-739.
- Ernst R E, Hamilton M A, Söderlund U, et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic[J]. *Nature Geoscience*, 2016,9(6):464-469.
- Evans D A D. Reconstructing pre-Pangean supercontinents[J]. *GSA Bulletin*, 2013,125(11-12):1735-1751.
- Evans D A D. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction[M]//MURPHY J B, KEPPIE J D, HYNES A J. *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society of London, 2009:371-404.
- Evans D A D, Li Z X, Kirschvink J L, et al. A high-quality mid-Neoproterozoic paleomagnetic pole from South

- China, with implications for ice ages and the breakup configuration of Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 2000,100(1):313-334.
- Fergusson C L, Offler R, Green T J. Late Neoproterozoic passive margin of East Gondwana: Geochemical constraints from the Anakie Inlier, central Queensland, Australia[J]. *Precambrian Research*, 2009,168(3):301-312.
- Frey F A, Green D H, Roy S D. Integrated Models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data[J]. *Journal of Petrology*, 1978,19(3):463-513.
- Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks[J]. *Journal of Petrology*, 2001,42(11):2033-2048.
- Gardiner N J, Kirkland C L, Van Kranendonk M J. The Juvenile Hafnium Isotope Signal as a Record of Supercontinent Cycles[J]. *Scientific Reports*, 2016,6(1):38503.
- Gao J, Li M S, Xiao X C, et al. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China[J]. *Tectonophysics*, 1998,287(1):213-231.
- Gao J, Long L L, Klemd R, et al. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: geochemical and age constraints of granitoid rocks[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2009,98(6):1221.
- Gao J, Wang X, Klemd R, et al. Record of assembly and breakup of Rodinia in the Southwestern Altaids: Evidence from Neoproterozoic magmatism in the Chinese Western Tianshan Orogen[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015,113:173-193.
- Ge R F, Wilde S A, Kemp A I S, et al. Generation of Eoarchean continental crust from altered mafic rocks derived from a chondritic mantle: The ~3.72 Ga Aktash gneisses, Tarim Craton (NW China)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020,538:116225.
- Ge R F, Zhu W B, Wilde S A. Mid-Neoproterozoic (ca. 830–800 Ma) metamorphic P-T paths link Tarim to the circum-Rodinia subduction-accretion system[J]. *Tectonics*, 2016,35(6):1465-1488.
- Ge R F, Zhu W B, Wilde S A, et al. Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton[J]. *Tectonics*, 2014a,33(3):302-329.
- Ge R, Zhu W, Wilde S A, et al. Archean magmatism and crustal evolution in the northern Tarim Craton: Insights from zircon U–Pb–Hf–O isotopes and geochemistry of ~2.7Ga orthogneiss and amphibolite in the Korla Complex[J]. *Precambrian Research*, 2014b,252:145-165.
- Ge R F, Zhu W B, Wilde S A, et al. Synchronous crustal growth and reworking recorded in late Paleoproterozoic granitoids in the northern Tarim craton: In situ zircon U–Pb–Hf–O isotopic and geochemical constraints and tectonic implications[J]. *GSA Bulletin*, 2015,127(5-6):781-803.
- Ge R F, Zhu W B, Wu H L, et al. Timing and mechanisms of multiple episodes of migmatization in the Korla Complex, northern Tarim Craton, NW China: Constraints from zircon U–Pb–Lu–Hf isotopes and implications for crustal growth[J]. *Precambrian Research*, 2013,231:136-156.
- Ge R F, Zhu W B, Zheng B H, et al. Early Pan-African magmatism in the Tarim Craton: Insights from zircon U–Pb–Lu–Hf isotope and geochemistry of granitoids in the Korla area, NW China[J]. *Precambrian Research*, 2012,212-213:117-138.
- Geoffroy L, Callot J, Scaillet S, et al. Southeast Baffin volcanic margin and the North American-Greenland

- plate separation[J]. *Tectonics*, 2001,20(4):566-584.
- Gibson S A, Thompson R N, Dickin A P, et al. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995,136(3):149-165.
- Glorie S, De Grave J, Buslov M M, et al. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylychek) suture zone: The role of inherited structures during deformation-propagation[J]. *Tectonics*, 2011,30:C6016.
- Goodge J W, Vervoort J D. Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006,243(3):711-731.
- Goodge J W, Vervoort J D, Fanning C M, et al. A Positive Test of East Antarctica-Laurentia Juxtaposition Within the Rodinia Supercontinent[J]. *Science*, 2008,321(5886):235-240.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. *Lithos*, 2002,61(3):237-269.
- Guan H X, Geoffroy L, Xu M. Magma-assisted fragmentation of Pangea: Continental breakup initiation and propagation[J]. *Gondwana Research*, 2021,96:56-75.
- Gumsley A, Manby G, Domańska-Siuda J, et al. Caught between two continents: First identification of the Ediacaran Central Iapetus Magmatic Province in Western Svalbard with palaeogeographic implications during final Rodinia breakup[J]. *Precambrian Research*, 2020,341:105622.
- Guo Z J, Yin A, Robinson A, et al. Geochronology and geochemistry of deep-drill-core samples from the basement of the central Tarim basin[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2005,25(1):45-56.
- Han B F, He G Q, Wang X C, et al. Late Carboniferous collision between the Tarim and Kazakhstan–Yili terranes in the western segment of the South Tien Shan Orogen, Central Asia, and implications for the Northern Xinjiang, western China[J]. *Earth-Science Reviews*, 2011,109(3):74-93.
- Han C M, Xiao W J, Su B X, et al. Ages and tectonic implications of the mafic–ultramafic-carbonatite intrusive rocks and associated Cu-Ni, Fe-P and apatite-vermiculite deposits from the Quruqtagh district, NW China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2018,95:1106-1122.
- Han Y G, Zhao G C, Cawood P A, et al. Tarim and North China cratons linked to northern Gondwana through switching accretionary tectonics and collisional orogenesis[J]. *Geology*, 2016,44(2):95-98.
- Han Y G, Zhao G C, Sun M, et al. Late Paleozoic subduction and collision processes during the amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt along the South Tianshan suture zone[J]. *Lithos*, 2016,246-247:1-12.
- Han Y G, Zhao G C. Final amalgamation of the Tianshan and Junggar orogenic collage in the southwestern Central Asian Orogenic Belt: Constraints on the closure of the Paleo-Asian Ocean[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018,186:129-152.
- Harlan S S, Heaman L, LeCheminant A N, et al. Gunbarrel mafic magmatic event: A key 780 Ma time marker for Rodinia plate reconstructions[J]. *Geology*, 2003,31(12):1053-1056.
- He J W, Zhu W B, Ge R F. New age constraints on Neoproterozoic diamictites in Kuruktag, NW China and Precambrian crustal evolution of the Tarim Craton[J]. *Precambrian Research*, 2014a,241:44-60.
- He J W, Zhu W B, Ge R F, et al. Detrital zircon U–Pb ages and Hf isotopes of Neoproterozoic strata in the Aksu area, northwestern Tarim Craton: Implications for supercontinent reconstruction and crustal evolution[J]. *Precambrian Research*, 2014b,254:194-209.

- He J W, Zhu W B, Zheng B H, et al. Neoproterozoic diamictite-bearing sedimentary rocks in the northern Yili Block and their constraints on the Precambrian evolution of microcontinents in the Western Central Asian Orogenic Belt[J]. *Tectonophysics*, 2015,665:23-36.
- He J Y, Xu B, Li D. Newly discovered early Neoproterozoic (ca. 900 Ma) andesitic rocks in the northwestern Tarim Craton: Implications for the reconstruction of the Rodinia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 2019,325:55-68.
- He J Y, Pan X D, Li S J, et al. Early Neoproterozoic continuous oceanic subduction along the northern margin of the Tarim Block: Insights from ca. 910–870 Ma arc-related magmatism in the Aksu area, NW China[J]. *Precambrian Research*, 2021,360:106236.
- He Y S, Li S G, Hoefs J, et al. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen: New evidence for partial melting of a thickened continental crust[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011,75(13):3815-3838.
- He Z Y, Klemd R, Yan L L, et al. Mesoproterozoic juvenile crust in microcontinents of the Central Asian Orogenic Belt: evidence from oxygen and hafnium isotopes in zircon[J]. *Scientific Reports*, 2018,8(1):5054.
- He Z Y, Klemd R, Zhang Z M, et al. Mesoproterozoic continental arc magmatism and crustal growth in the eastern Central Tianshan Arc Terrane of the southern Central Asian Orogenic Belt: Geochronological and geochemical evidence[J]. *Lithos*, 2015,236-237:74-89.
- He Z Y, Zhang Z M, Zong K Q, et al. Neoproterozoic granulites from the northeastern margin of the Tarim Craton: Petrology, zircon U–Pb ages and implications for the Rodinia assembly[J]. *Precambrian Research*, 2012,212-213:21-33.
- He Z Y, Zhang Z M, Zong K Q, et al. Paleoproterozoic crustal evolution of the Tarim Craton: Constrained by zircon U–Pb and Hf isotopes of meta-igneous rocks from Korla and Dunhuang[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013,78:54-70.
- He Z Y, Zhang Z M, Zong K Q, et al. Zircon U–Pb and Hf isotopic studies of the Xingxingxia Complex from Eastern Tianshan (NW China): Significance to the reconstruction and tectonics of the southern Central Asian Orogenic Belt[J]. *Lithos*, 2014,190-191:485-499.
- Heaman L M, LeCheminant A N, Rainbird R H. Nature and timing of Franklin igneous events, Canada: Implications for a Late Proterozoic mantle plume and the break-up of Laurentia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992,109(1):117-131.
- Hoffman P F. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out?[J]. *Science*, 1991,252(5011):1409-1412.
- Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, et al. A Neoproterozoic Snowball Earth[J]. *Science*, 1998,281(5381):1342-1346.
- Hoffman P F, Li Z. A palaeogeographic context for Neoproterozoic glaciation[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009,277(3-4):158-172.
- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, et al. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1986,79(1):33-45.
- Hoskin P W O, Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003,53(1):27-62.
- Hu A Q, Jahn B M, Zhang G X, et al. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang:

- Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks[J]. *Tectonophysics*, 2000,328(1):15-51.
- Huang B C, Xu B, Zhang C X, et al. Paleomagnetism of the Baiyisi volcanic rocks (ca. 740Ma) of Tarim, Northwest China: A continental fragment of Neoproterozoic Western Australia?[J]. *Precambrian Research*, 2005,142(3):83-92.
- Huang B T, He Z Y, Zong K Q, et al. Zircon U–Pb and Hf isotopic study of Neoproterozoic granitic gneisses from the Alataige area, Xinjiang: constraints on the Precambrian crustal evolution in the Central Tianshan Block[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2014,59(1):100-112.
- Huang B T, He Z Y, Zhang Z M, et al. Early Neoproterozoic granitic gneisses in the Chinese Eastern Tianshan: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015,113:339-352.
- Huang H, Cawood P A, Hou M C, et al. Provenance of latest Mesoproterozoic to early Neoproterozoic (meta)-sedimentary rocks and implications for paleographic reconstruction of the Yili Block[J]. *Gondwana Research*, 2019,72:120-138.
- Huang H, Zhang Z C, Santosh M, et al. Early Paleozoic Tectonic Evolution of the South Tianshan Collisional Belt: Evidence from Geochemistry and Zircon U-Pb Geochronology of the Tie'reke Monzonite Pluton, Northwest China[J]. *The Journal of Geology*, 2013,121(4):401-424.
- Huang Q Y, Kamenetsky V S, McPhie J, et al. Neoproterozoic (ca. 820–830Ma) mafic dykes at Olympic Dam, South Australia: Links with the Gairdner Large Igneous Province[J]. *Precambrian Research*, 2015,271:160-172.
- Huang Z Y, Long X P, Kröner A, et al. Neoproterozoic granitic gneisses in the Chinese Central Tianshan Block: Implications for tectonic affinity and Precambrian crustal evolution[J]. *Precambrian Research*, 2015,269:73-89.
- Huang Z Y, Long X P, Yuan C, et al. Detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks in the Yili Block: Constraints on the affinity of microcontinents in the southern Central Asian Orogenic Belt[J]. *Gondwana Research*, 2016,37:39-52.
- Huang Z Y, Long X P, Wang X C, et al. Precambrian evolution of the Chinese Central Tianshan Block: Constraints on its tectonic affinity to the Tarim Craton and responses to supercontinental cycles[J]. *Precambrian Research*, 2017,295:24-37.
- Huang Z Y, Yuan C, Long X P, et al. From Breakup of Nuna to Assembly of Rodinia: A Link Between the Chinese Central Tianshan Block and Fennoscandia[J]. *Tectonics*, 2019,38(12):4378-4398.
- Huang Z Y, Yuan C, Long X P, et al. The cause for Nuna breakup in the Early to Middle Mesoproterozoic[J]. *Precambrian Research*, 2021,362:106287.
- Irvine T N, Baragar W R A. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971,8(5):523-548.
- Ishizuka O, Tani K, Reagan M K, et al. The timescales of subduction initiation and subsequent evolution of an oceanic island arc[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011,306(3):229-240.
- Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology[J]. *Chemical Geology*, 2004,211(1):47-69.
- Jagoutz O, Bouilhol P, Schaltegger U, et al. The isotopic evolution of the Kohistan Ladakh arc from subduction initiation to continent arc collision[M]//Treloar P J, Searle M P. *Himalayan Tectonics: A Modern*

- Synthesis. The Geological Society of London, 2019:0.
- Jing X Q, Yang Z Y, Evans D A D, et al. A pan-litudinal Rodinia in the Tonian true polar wander frame[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020,530:115880.
- Jourdan F, Bertrand H, Schärer U, et al. Major and Trace Element and Sr, Nd, Hf, and Pb Isotope Compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana–Zimbabwe: Lithosphere vs Mantle Plume Contribution[J]. *Journal of Petrology*, 2007,48(6):1043-1077.
- Kamo S L, Gower C F, Krogh T E. Birthdate for the Iapetus Ocean? A precise U–Pb zircon and baddeleyite age for the Long Range dikes, southeast Labrador[J]. *Geology*, 1989,17(7):602-605.
- Kanygina N A, Tretyakov A A, Degtyarev K E, et al. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction[J]. *Precambrian Research*, 2021,354:106040.
- Karlstrom K E, Åhäll K, Harlan S S, et al. Long-lived (1.8–1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 2001,111(1):5-30.
- Karlstrom K E, Williams M L, McLelland J, et al. Refining Rodinia: Geologic Evidence for the Australia–Western U.S. connection in the Proterozoic[J]. *GSA Today*, 1999,9(10):1-6.
- Käbner A, Ratschbacher L, Pfänder J A, et al. Proterozoic–Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tian Shan: U–Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, and fission-track geochronology and geochemistry of granitoids[J]. *GSA Bulletin*, 2017,129(3-4):281-303.
- Kepezhinskas P, McDermott F, Defant M J, et al. Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997,61(3):577-600.
- Khain E V, Bibikova E V, Salnikova E B, et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions[J]. *Precambrian Research*, 2003,122(1):329-358.
- Kheraskova T N, Bush V A, Didenko A N, et al. Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleasian ocean[J]. *Geotectonics*, 2010,44(1):3-24.
- Khudoley A K, Alexeiev D V, Ryazantsev A V, et al. Early Neoproterozoic (ca. 850 Ma) Bimodal Volcanic Series in the Talas Range of the North Tianshan: Indications of the Earliest Stages of the Continental Breakup of Rodinia[J]. *Doklady Earth Sciences*, 2021,497(1):237-241.
- Kirschvink J L. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: The Snowball Earth. In: Schopf, J. and Klein, C. Eds., *In the Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*[M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1992: 51-52.
- Konopelko D, Seltmann R, Apayarov F, et al. U–Pb–Hf zircon study of two mylonitic granite complexes in the Talas-Fergana fault zone, Kyrgyzstan, and Ar–Ar age of deformations along the fault[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013,73:334-346.
- Kretz R, Hartree R, Garrett D, et al. Petrology of the Grenville swarm of gabbro dikes, Canadian Precambrian Shield[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1985,22(1):53-71.
- Krienitz M S, Haase K M, Mezger K, et al. Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006,151(6):698-716.

- Kröner A, Alexeiev D V, Hegner E, et al. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan[J]. *Gondwana Research*, 2012,21(4):901-927.
- Kröner A, Alexeiev D V, Rojas-Agramonte Y, et al. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen[J]. *Gondwana Research*, 2013,23(1):272-295.
- Kuno H. Differentiation of basalt magmas[M]//Hess H H, Poldervaart A. Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. New York: Interscience Publishers, 1968:623-688.
- Kuno H. High-alumina Basalt[J]. *Journal of Petrology*, 1960,1(1):121-145.
- La Flèche M R, Camiré G, Jenner G A. Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Québec, Canada[J]. *Chemical Geology*, 1998,148(3):115-136.
- Lassiter J C, DePaolo D J. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: chemical and isotopic constraints[M]//J. M J, F. C M. Large Igneous Province: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. American Geophysical Union Geophysical Monography, 1997:335-355.
- Lee C A, Morton D M. High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015,409:23-31.
- Lei R X, Wu C Z, Chi G X, et al. Petrogenesis of the Palaeoproterozoic Xishankou pluton, northern Tarim block, northwest China: implications for assembly of the supercontinent Columbia[J]. *International Geology Review*, 2012,54(15):1829-1842.
- Lei R X, Wu C Z, Chi G X, et al. The Neoproterozoic Hongliujing A-type granite in Central Tianshan (NW China): LA-ICP-MS zircon U–Pb geochronology, geochemistry, Nd–Hf isotope and tectonic significance[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013,74:142-154.
- Lei R X, Wu C Z, Gu L X, et al. Zircon U–Pb chronology and Hf isotope of the Xingxingxia granodiorite from the Central Tianshan zone (NW China): Implications for the tectonic evolution of the southern Altaids[J]. *Gondwana Research*, 2011,20(2):582-593.
- Levashova N M, Meert J G, Gibsher A S, et al. The origin of microcontinents in the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from paleomagnetism and geochronology[J]. *Precambrian Research*, 2011,185(1):37-54.
- Li H X, Zhang Z C, Santosh M, et al. Ferrodoleritic dykes in the Tarim Craton signal Neoproterozoic breakup of Rodinia supercontinent[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2020,200:104476.
- Li Q G, Liu S W, Han B F, et al. Geochemistry of metasedimentary rocks of the Proterozoic Xingxingxia complex: implications for provenance and tectonic setting of the eastern segment of the Central Tianshan Tectonic Zone, northwestern China[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2005,42(3):287-306.
- Li Q L, Li X H, Liu Y, et al. Precise U–Pb and Pb–Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with oxygen flooding technique[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2010,25(7):1107-1113.
- Li X H, Li W X, Li Z X, et al. 850–790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia[J]. *Lithos*, 2008,102(1):341-357.

- Li X H, Zhu W G, Zhong H, et al. The Tongde Picritic Dikes in the Western Yangtze Block: Evidence for Ca. 800-Ma Mantle Plume Magmatism in South China during the Breakup of Rodinia[J]. *The Journal of Geology*, 2010,118(5):509-522.
- Li Z, Qiu N S, Chang J, et al. Precambrian evolution of the Tarim Block and its tectonic affinity to other major continental blocks in China: New clues from U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes of detrital zircons[J]. *Precambrian Research*, 2015,270:1-21.
- Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis[J]. *Precambrian Research*, 2008,160(1):179-210.
- Li Z X, Evans D A D. Late Neoproterozoic 40° intraplate rotation within Australia allows for a tighter-fitting and longer-lasting Rodinia[J]. *Geology*, 2011,39(1):39-42.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China?[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999,173(3):171-181.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 2003,122(1):85-109.
- Li Z X, Mitchell R N, Spencer C J, et al. Decoding Earth's rhythms: Modulation of supercontinent cycles by longer superocean episodes[J]. *Precambrian Research*, 2019,323:1-5.
- Li Z X, Zhang L, Powell C M. Positions of the East Asian cratons in the Neoproterozoic supercontinent Rodinia[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 1996,43(6):593-604.
- Li Z X, Zhang L H, Powell C M. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia–East Antarctica and Laurentia?[J]. *Geology*, 1995,23(5):407-410.
- Li Z X, Zhong S J. Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: Plate dominance in whole-mantle tectonics[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009,176(3):143-156.
- Liang Y Z, Zhu S X, Zhang L Y, et al. Stromatolite assemblages of the late precambrian in China[J]. *Precambrian Research*, 1985,29(1):15-32.
- Lin J, Liu Y S, Yang Y H, et al. Calibration and correction of LA-ICP-MS and LA-MC-ICP-MS analyses for element contents and isotopic ratios[J]. *Solid Earth Sciences*, 2016,1(1):5-27.
- Lin W, Chu Y, Ji W B, et al. Geochronological and geochemical constraints for a middle Paleozoic continental arc on the northern margin of the Tarim block: Implications for the Paleozoic tectonic evolution of the South Chinese Tianshan[J]. *Lithosphere*, 2013,5(4):355-381.
- Lin W, Faure M, Shi Y, et al. Palaeozoic tectonics of the south-western Chinese Tianshan: new insights from a structural study of the high-pressure/low-temperature metamorphic belt[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2008,98(6):1259.
- Liou J G, Graham S A, Maruyama S, et al. Proterozoic blueschist belt in western China: Best documented Precambrian blueschists in the world[J]. *Geology*, 1989,17(12):1127-1131.
- Liou J G, Graham S A, Maruyama S, et al. Characteristics and Tectonic Significance of the Late Proterozoic Aksu Blueschists and Diabasic Dikes, Northwest Xinjiang, China[J]. *International Geology Review*, 1996,38(3):228-244.
- Liu H S, Wang B, Shu L S, et al. Detrital zircon ages of Proterozoic meta-sedimentary rocks and Paleozoic

- sedimentary cover of the northern Yili Block: Implications for the tectonics of microcontinents in the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Precambrian Research*, 2014,252:209-222.
- Liu Q, Zhao G C, Li J H, et al. Detrital Zircon U-Pb-Hf Isotopes of Middle Neoproterozoic Sedimentary Rocks in the Altyn Tagh Orogen, Southeastern Tarim: Insights for a Tarim-South China-North India Connection in the Periphery of Rodinia[J]. *Lithosphere*, 2020,2020(1):8895888.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 2008,257(1):34-43.
- Liu C, Knoll A H, Hazen R M. Geochemical and mineralogical evidence that Rodinian assembly was unique[J]. *Nature Communications*, 2017,8(1):1950.
- Liu S W, Guo Z J, Zhang Z C, et al. Nature of the Precambrian metamorphic blocks in the eastern segment of Central Tianshan: Constraint from geochronology and Nd isotopic geochemistry[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2004,47(12):1085-1094.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and Oceanic Crust Recycling-induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 2010,51(1-2):537-571.
- Lloyd J C, Collins A S, Blades M L, et al. Early Evolution of the Adelaide Superbasin[J]. *Geosciences*, 2022,12(4):154.
- Long L L, Gao J, Klemd R, et al. Geochemical and geochronological studies of granitoid rocks from the Western Tianshan Orogen: Implications for continental growth in the southwestern Central Asian Orogenic Belt[J]. *Lithos*, 2011,126(3):321-340.
- Long X P, Yuan C, Sun M, et al. Archean crustal evolution of the northern Tarim craton, NW China: Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints[J]. *Precambrian Research*, 2010,180(3):272-284.
- Long X P, Yuan C, Sun M, et al. The discovery of the oldest rocks in the Kuluketage area and its geological implications[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011a,54(3):342-348.
- Long X P, Yuan C, Sun M, et al. Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: Evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China[J]. *Precambrian Research*, 2011b,187(1):1-14.
- Long X P, Sun M, Yuan C, et al. Zircon REE patterns and geochemical characteristics of Paleoproterozoic anatectic granite in the northern Tarim Craton, NW China: Implications for the reconstruction of the Columbia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 2012,222-223:474-487.
- Long X P, Xu B, Yuan C, et al. Precambrian crustal evolution of the southwestern Tarim Craton, NW China: Constraints from new detrital zircon ages and Hf isotopic data of the Neoproterozoic metasedimentary rocks[J]. *Precambrian Research*, 2019,334:105473.
- Lu S N, Li H K, Zhang C L, et al. Geological and geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim Craton and surrounding continental fragments[J]. *Precambrian Research*, 2008,160(1):94-107.
- Lu T Y, He Z Y, Klemd R. Identifying crystal accumulation and melt extraction during formation of high-silica granite[J]. *Geology*, 2021,50(2):216-221.
- Lu Y Z, Zhu W B, Ge R F, et al. Neoproterozoic active continental margin in the northwestern Tarim Craton: Clues from Neoproterozoic (meta)sedimentary rocks in the Wushi area, northwest China[J]. *Precambrian*

- Research, 2017,298:88-106.
- Lu Y Z, Zhu W B, Jourdan F, et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geological significance of Neoproterozoic–Cambrian mafic rocks in the Aksu–Wushi area, NW Tarim Craton[J]. *Geological Journal*, 2019,54(6):3803-3820.
- Ludwig K R. User's Manual for Isoplot 3.75: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley, CA: Berkeley Geochronology Center, 2012: 1-75.
- Ma X X, Shu L S, Jahn B M, et al. Precambrian tectonic evolution of Central Tianshan, NW China: Constraints from U–Pb dating and in situ Hf isotopic analysis of detrital zircons[J]. *Precambrian Research*, 2012a,222-223:450-473.
- Ma X X, Shu L S, Santosh M, et al. Detrital zircon U–Pb geochronology and Hf isotope data from Central Tianshan suggesting a link with the Tarim Block: Implications on Proterozoic supercontinent history[J]. *Precambrian Research*, 2012b,206-207:1-16.
- Ma X X, Shu L S, Santosh M, et al. Paleoproterozoic collisional orogeny in Central Tianshan: Assembling the Tarim Block within the Columbia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 2013,228:1-19.
- Mackinder A, Cousens B L, Ernst R E, et al. Geochemical, isotopic, and U–Pb zircon study of the central and southern portions of the 780 Ma Gunbarrel Large Igneous Province in western Laurentia[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2019,56(7):738-755.
- Mahon R C, Dehler C M, Link P K, et al. Detrital zircon provenance and paleogeography of the Pahrump Group and overlying strata, Death Valley, California[J]. *Precambrian Research*, 2014a,251:102-117.
- Mahon R C, Dehler C M, Link P K, et al. Geochronologic and stratigraphic constraints on the Mesoproterozoic and Neoproterozoic Pahrump Group, Death Valley, California: A record of the assembly, stability, and breakup of Rodinia[J]. *GSA Bulletin*, 2014b,126(5-6):652-664.
- Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *GSA Bulletin*, 1989,101(5):635-643.
- Masun K M, Doyle B J, Ball S, et al. The geology and mineralogy of the Anuri kimberlite, Nunavut, Canada[J]. *Lithos*, 2004,76(1):75-97.
- McKenzie D, O'Nions R K. Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations[J]. *Journal of Petrology*, 1991,32(5):1021-1091.
- Mcmenamin M A S, Schulte-Mcmenamin D L. *The Emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough*[M]. New York: Columbia University Press, 1990: 217.
- Meert J G. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana[J]. *Tectonophysics*, 2003,362(1-4):1-40.
- Meert J G, Torsvik T H. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited[J]. *Tectonophysics*, 2003,375(1):261-288.
- Merdith A S, Collins A S, Williams S E, et al. A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic[J]. *Gondwana Research*, 2017,50:84-134.
- Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram[J]. *Chemical Geology*, 1986,56(3):207-218.
- Metcalf I. Late Palaeozoic and Mesozoic tectonic and palaeogeographical evolution of SE Asia[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2009,315(1):7.
- Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 1994,37(3):215-224.

- Milton J E, Hickey K A, Gleeson S A, et al. New U-Pb constraints on the age of the Little Dal Basalts and Gunbarrel-related volcanism in Rodinia[J]. *Precambrian Research*, 2017,296:168-180.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins[J]. *American Journal of Science*, 1974,274(4):321-355.
- Miyashiro A, Banno S. Nature of glaucophanitic metamorphism[J]. *American Journal of Science*, 1958,256(2):97-110.
- Moore E M. Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis[J]. *Geology*, 1991,19(5):425-428.
- Nakajima T, Maruyama S, Uchiumi S, et al. Evidence for late Proterozoic subduction from 700-Myr-old blueschists in China[J]. *Nature*, 1990,346(6281):263-265.
- Neil E A, Houseman G A. Geodynamics of the Tarim Basin and the Tian Shan in central Asia[J]. *Tectonics*, 1997,16(4):571-584.
- Nelson L L, Smith E F, Hodgkin E B, et al. Geochronological constraints on Neoproterozoic rifting and onset of the Marinoan glaciation from the Kingston Peak Formation in Death Valley, California (USA)[J]. *Geology*, 2020,48(11):1083-1087.
- Norin E. Geology of Western Quruq Tagh, Eastern T'ien-Shan: Reports from the Scientific Expedition to the Northwestern Provinces of China under the Leadership of Dr. Sven Hedin, III: I. Geology[M]. Stockholm: Bokförlags Aktiebolaget Thule, 1937: 194.
- O'Connor J T. A classification of quartz rich igneous rock based on feldspar ratios[J]. US Geological Survey, 1965, 525B:B79-B84.
- Osborn E F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma[J]. *American Journal of Science*, 1959,257(9):609-647.
- Ota T, Kaneko Y. Blueschists, eclogites, and subduction zone tectonics: Insights from a review of Late Miocene blueschists and eclogites, and related young high-pressure metamorphic rocks[J]. *Gondwana Research*, 2010,18(1):167-188.
- Park J K, Buchan K L, Harlan S S. A proposed giant radiating dyke swarm fragmented by the separation of Laurentia and Australia based on paleomagnetism of ca. 780 Ma mafic intrusions in western North America[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995,132(1):129-139.
- Park Y, Swanson-Hysell N L, Xian H, et al. A Consistently High-Latitude South China From 820 to 780 Ma: Implications for Exclusion From Rodinia and the Feasibility of Large-Scale True Polar Wander[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021,126(6):e2020J-e21541J.
- Pearce J A. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams.[C]//: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Short Course Notes, 1996. Geological Association of Canada.
- Pearce J A. Sources and settings of granitic rocks[J]. *Episodes*, 1996, 19(4):120-125.
- Pearce J A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust[J]. *Lithos*, 2008,100(1):14-48.
- Pearce J A, Ernst R E, Peate D W, et al. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record[J]. *Lithos*, 2021,392-393:106068.
- Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J].

- Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979,69(1):33-47.
- Peate D W, Hawkesworth C J, Mantovani M S M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution[J]. Bulletin of Volcanology, 1992,55(1):119-139.
- Peng Y B, Yu S Y, Li S Z, et al. Early Neoproterozoic magmatic imprints in the Altun-Qilian-Kunlun region of the Qinghai-Tibet Plateau: Response to the assembly and breakup of Rodinia supercontinent[J]. Earth-Science Reviews, 2019,199:102954.
- Perry F V, Baldrige W S, DePaolo D J. Chemical and isotopic evidence for lithospheric thinning beneath the Rio Grande rift[J]. Nature, 1988,332(6163):432-434.
- Pimentel M M, Fuck R A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil[J]. Geology, 1992,20(4):375-379.
- Pisarevsky S A, Wingate M T D, Powell C M, et al. Models of Rodinia assembly and fragmentation[M]//Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. Geological Society of London, 2003:0.
- Powell C M, Li Z X, McElhinny M W, et al. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana[J]. Geology, 1993,21(10):889-892.
- Preiss W V. The Adelaide Geosyncline of South Australia and its significance in Neoproterozoic continental reconstruction[J]. Precambrian Research, 2000,100(1):21-63.
- Profeta L, Ducea M N, Chapman J B, et al. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs[J]. Scientific Reports, 2015,5(1):17786.
- Puffer J H. Contrasting high field strength element contents of continental flood basalts from plume versus reactivated-arc sources[J]. Geology, 2001,29(8):675-678.
- Puffer J H. A late Neoproterozoic eastern Laurentian superplume: Location, size, chemical composition, and environmental impact[J]. American Journal of Science, 2002,302(1):1-27.
- Qian Q, Gao J, Klemd R, et al. Early Paleozoic tectonic evolution of the Chinese South Tianshan Orogen: constraints from SHRIMP zircon U–Pb geochronology and geochemistry of basaltic and dioritic rocks from Xiata, NW China[J]. International Journal of Earth Sciences, 2009,98(3):551-569.
- Ren R, Guan S, Wu L, et al. Evolution of the Neoproterozoic rift basins and its implication for oil and gas exploration in the Tarim Basin[J]. Petroleum Research, 2018,3(1):66-76.
- Ren R, Guan S W, Zhang S C, et al. How did the peripheral subduction drive the Rodinia breakup: Constraints from the Neoproterozoic tectonic process in the northern Tarim Craton[J]. Precambrian Research, 2020,339:105612.
- Rivers T. Tectonic Setting and Evolution of the Grenville Orogen: An Assessment of Progress Over the Last 40 Years[J]. Geoscience Canada, 2015,42(1):77-124.
- Rivers T. The Grenvillian Orogeny and Rodinia[M]//Alderton D, Elias S A. Encyclopedia of Geology (Second Edition). Oxford: Academic Press, 2021:187-201.
- Rojas-Agramonte Y, Kröner A, Alexeiev D V, et al. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications[J]. Gondwana Research, 2014,26(3):957-974.
- Rollinson H R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation[M]. Singapore: Longman Scientific and Technical, 1993: 352.
- Ross P, Bédard J H. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from

- trace-element discriminant diagrams[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2009,46(11):823-839.
- Ross G M, Parrish R R, Winston D. Provenance and U-Pb geochronology of the Mesoproterozoic Belt Supergroup (northwestern United States): implications for age of deposition and pre-Panthalassa plate reconstructions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1992,113(1):57-76.
- Ross G M, Villeneuve M. Provenance of the Mesoproterozoic (1.45 Ga) Belt basin (western North America): Another piece in the pre-Rodinia paleogeographic puzzle[J]. *GSA Bulletin*, 2003,115(10):1191-1217.
- Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective[J]. *Reviews of Geophysics*, 1995,33(3):267-309.
- Santiago R, Caxito F D A, Pedrosa-Soares A, et al. Tonian island arc remnants in the northern Ribeira orogen of Western Gondwana: The Caxixe batholith (Espírito Santo, SE Brazil)[J]. *Precambrian Research*, 2020,351:105944.
- Santosh M. Supercontinent tectonics and biogeochemical cycle: A matter of 'life and death'[J]. *Geoscience Frontiers*, 2010,1(1):21-30.
- Sawyer E W, Robin P Y F. The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-feldspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 1986,4(3):237-260.
- Seltmann R, Porter T M, Pirajno F. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: A review[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014,79:810-841.
- Sengör A M C, Burke K. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications[J]. *Geophysical Research Letters*, 1978,5(6):419-421.
- Şengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia[J]. *Nature*, 1993,364(6435):299-307.
- Shellnutt J G, Jahn B M. Origin of Late Permian Emeishan basaltic rocks from the Panxi region (SW China): Implications for the Ti-classification and spatial-compositional distribution of the Emeishan flood basalts[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2011,199(1):85-95.
- Shervais J W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982,59(1):101-118.
- Skoblenko A V, Degtyarev K E, Kanygina N A, et al. Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities[J]. *Gondwana Research*, 2021. In press.
- Shen W B, Zhu X K, Xie H Z, et al. Tectonic-sedimentary evolution during initiation of the Tarim Basin: Insights from late Neoproterozoic sedimentary records in the NW basin[J]. *Precambrian Research*, 2022,371:106598.
- Shu L S, Deng X L, Zhu W B, et al. Precambrian tectonic evolution of the Tarim Block, NW China: New geochronological insights from the Quruqtagh domain[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011,42(5):774-790.
- Sláma J, Košler J, Condon D J, et al. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. *Chemical Geology*, 2008,249(1):1-35.
- Song D F, Xiao W J, Windley B F, et al. Closure of the Paleo-Asian Ocean in the Middle-Late Triassic (Ladinian-Carnian): Evidence From Provenance Analysis of Retroarc Sediments[J]. *Geophysical Research Letters*, 2021,48(14):e2021G-e94276G.

- Song Y J, Liu X J, Xiao W J, et al. Neoproterozoic I-type granites in the Central Tianshan Block (NW China): geochronology, geochemistry, and tectonic implications[J]. *Journal of Arid Land*, 2022,14(1):82-101.
- Stampfli G M, Borel G D. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002,196(1-2):17-33.
- Stern R J. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: Implications for the consolidation of Gondwanaland[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1994,22(1):319-351.
- Stern R J. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2007,52(5):578-591.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989,42(1):313-345.
- Sun Z C, Wang B, Liu J S, et al. Age and tectonic setting of Neoproterozoic gneissic granites in the southern Yili Block (NW China) and implications for the origins of the continental blocks in SW Central Asian Orogenic Belt[J]. *Geological Journal*, 2021,56(10):5027-5045.
- Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. *Lithos*, 1998,45(1):29-44.
- Tang Q Y, Zhang Z W, Li C S, et al. Neoproterozoic subduction-related basaltic magmatism in the northern margin of the Tarim Craton: Implications for Rodinia reconstruction[J]. *Precambrian Research*, 2016,286:370-378.
- Tegner C, Andersen T B, Kjøl H J, et al. A Mantle Plume Origin for the Scandinavian Dyke Complex: A “Piercing Point” for 615 Ma Plate Reconstruction of Baltica?[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019,20(2):1075-1094.
- Torsvik T H, Smethurst M A, Meert J G, et al. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic — A tale of Baltica and Laurentia[J]. *Earth-Science Reviews*, 1996,40(3):229-258.
- Treuil, M., Joron, J.L., 1975. Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médioatlantique. *Boll. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 31, 125-174.
- Turner S A. Sedimentary record of Late Neoproterozoic rifting in the NW Tarim Basin, China[J]. *Precambrian Research*, 2010,181(1):85-96.
- Vandyk T M, Wu G, Davies B J, et al. Temperate glaciation on a Snowball Earth: Glaciological and palaeogeographic insights from the Cryogenian Yuermeinak Formation of NW China[J]. *Precambrian Research*, 2019,331:105362.
- Veevers J J, Walter M R, Scheibner E. Neoproterozoic Tectonics of Australia-Antarctica and Laurentia and the 560 Ma Birth of the Pacific Ocean Reflect the 400 M.Y. Pangean Supercycle[J]. *The Journal of Geology*, 1997,105(2):225-242.
- Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology[J]. *Geoscience Frontiers*, 2018,9(5):1479-1493.
- Vermeesch P. On the visualisation of detrital age distributions[J]. *Chemical Geology*, 2012,312-313:190-194.
- Vervoort J D, Patchett P J, Blichert-Toft J, et al. Relationships between Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999,168(1):79-99.

- Wan B, Li S H, Xiao W J, et al. Where and when did the Paleo-Asian ocean form?[J]. *Precambrian Research*, 2018,317:241-252.
- Wang B, Shu L S, Faure M, et al. Paleozoic tectonics of the southern Chinese Tianshan: Insights from structural, chronological and geochemical studies of the Heiyingshan ophiolitic mélange (NW China)[J]. *Tectonophysics*, 2011,497(1):85-104.
- Wang B, Liu H S, Shu L S, et al. Early Neoproterozoic crustal evolution in northern Yili Block: Insights from migmatite, orthogneiss and leucogranite of the Wenquan metamorphic complex in the NW Chinese Tianshan[J]. *Precambrian Research*, 2014a,242:58-81.
- Wang B, Shu L S, Liu H S, et al. First evidence for ca. 780Ma intra-plate magmatism and its implications for Neoproterozoic rifting of the North Yili Block and tectonic origin of the continental blocks in SW of Central Asia[J]. *Precambrian Research*, 2014b,254:258-272.
- Wang C, Liu L, Wang Y H, et al. Recognition and tectonic implications of an extensive Neoproterozoic volcano-sedimentary rift basin along the southwestern margin of the Tarim Craton, northwestern China[J]. *Precambrian Research*, 2015a,257:65-82.
- Wang C, Zhang J H, Li M, et al. Generation of ca. 900–870Ma bimodal rifting volcanism along the southwestern margin of the Tarim Craton and its implications for the Tarim–North China connection in the early Neoproterozoic[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015b,113:610-625.
- Wang P, Zhao G C, Liu Q, et al. Zircons from the Tarim basement provide insights into its positions in Columbia and Rodinia supercontinents[J]. *Precambrian Research*, 2020,341:105621.
- Wang P, Zhao G C, Cawood P A, et al. South Tarim tied to north India on the periphery of Rodinia and Gondwana and implications for the evolution of two supercontinents[J]. *Geology*, 2021,50(2):131-136.
- Wang W, Cawood P A, Pandit M K, et al. Fragmentation of South China from greater India during the Rodinia–Gondwana transition[J]. *Geology*, 2020,49(2):228-232.
- Wang X C, Li X H, Li W X, et al. Ca. 825 Ma komatiitic basalts in South China: First evidence for >1500 °C mantle melts by a Rodinian mantle plume[J]. *Geology*, 2007,35(12):1103-1106.
- Wang X C, Li X H, Li W X, et al. The Bikou basalts in the northwestern Yangtze block, South China: Remnants of 820–810 Ma continental flood basalts?[J]. *GSA Bulletin*, 2008,120(11-12):1478-1492.
- Wang X C, Li Z X, Li X H, et al. Geochemical and Hf–Nd isotope data of Nanhua rift sedimentary and volcanoclastic rocks indicate a Neoproterozoic continental flood basalt provenance[J]. *Lithos*, 2011,127(3):427-440.
- Wang X D, Lv X B, Cao X F, et al. Palaeo-Mesoproterozoic magmatic and metamorphic events from the Kuluketage block, northeast Tarim Craton: geochronology, geochemistry and implications for evolution of Columbia[J]. *Geological Journal*, 2018,53(1):120-138.
- Wang X S, Gao J, Klemd R, et al. Geochemistry and geochronology of the Precambrian high-grade metamorphic complex in the Southern Central Tianshan ophiolitic mélange, NW China[J]. *Precambrian Research*, 2014,254:129-148.
- Wang X S, Gao J, Klemd R, et al. The Central Tianshan Block: A microcontinent with a Neoproterozoic basement in the southwestern Central Asian Orogenic Belt[J]. *Precambrian Research*, 2017,295:130-150.
- Wang X S, Klemd R, Gao J, et al. Final Assembly of the Southwestern Central Asian Orogenic Belt as

- Constrained by the Evolution of the South Tianshan Orogen: Links With Gondwana and Pangea[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018,123(9):7361-7388.
- Wang X S, Klemd R, Gao J, et al. Three episodes of Precambrian mafic magmatism in the southern Central Tianshan Block (NW China): Insight into an evolving geodynamic model[J]. *Precambrian Research*, 2020,351:105961.
- Wang Z M, Han C M, Xiao W J, et al. The petrogenesis and tectonic implications of the granitoid gneisses from Xingxingxia in the eastern segment of Central Tianshan[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014,88:277-292.
- Watson E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983,64(2):295-304.
- Watson M P, Hayward A B, Parkinson D N, et al. Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 1987,4(3):205-225.
- Wen B, Evans D A D, Li Y X. Neoproterozoic paleogeography of the Tarim Block: An extended or alternative “missing-link” model for Rodinia?[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017,458:92-106.
- Wen B, Evans D A D, Wang C, et al. A positive test for the Greater Tarim Block at the heart of Rodinia: Megadextral suturing of supercontinent assembly[J]. *Geology*, 2018,46(8):687-690.
- Wen B, Li Y X, Zhu W B. Paleomagnetism of the Neoproterozoic diamictites of the Qiaoenbrak formation in the Aksu area, NW China: Constraints on the paleogeographic position of the Tarim Block[J]. *Precambrian Research*, 2013,226:75-90.
- White R S, McKenzie D, O'Nions R K. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1992,97(B13):19683-19715.
- Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses[J]. *Geostandards Newsletter*, 1995,19(1):1-23.
- Wilhem C, Windley B F, Stampfli G M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review[J]. *Earth-Science Reviews*, 2012,113(3):303-341.
- Williams H, Hiscott R N. Definition of the lapetus rift-drift transition in western Newfoundland[J]. *Geology*, 1987,15(11):1044-1047.
- Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 1977,20:325-343.
- Windley B F, Alexeiev D, Xiao W, et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Journal of the Geological Society*, 2007,164(1):31-47.
- Wingate M T D, Giddings J W. Age and palaeomagnetism of the Mundine Well dyke swarm, Western Australia: implications for an Australia-Laurentia connection at 755 Ma[J]. *Precambrian Research*, 2000,100(1):335-357.
- Wingate M T D, Pisarevsky S A, Evans D A D. Rodinia connections between Australia and Laurentia: no SWEAT, no AUSWUS?[J]. *Terra Nova*, 2002,14(2):121-128.
- Wu C, Yin A, Zuza A V, et al. Pre-Cenozoic geologic history of the central and northern Tibetan Plateau and the role of Wilson cycles in constructing the Tethyan orogenic system[J]. *Lithosphere*, 2016,8(3):254-292.
- Wu C Z, Santosh M, Chen Y J, et al. Geochronology and geochemistry of Early Mesoproterozoic meta-diorite

- sills from Quruqtagh in the northeastern Tarim Craton: Implications for breakup of the Columbia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 2014,241:29-43.
- Wu G H, Xiao Y, Bonin B, et al. Ca. 850 Ma magmatic events in the Tarim Craton: Age, geochemistry and implications for assembly of Rodinia supercontinent[J]. *Precambrian Research*, 2018,305:489-503.
- Wu G H, Yang S, Liu W, et al. Switching from advancing to retreating subduction in the Neoproterozoic Tarim Craton, NW China: Implications for Rodinia breakup[J]. *Geoscience Frontiers*, 2021,12(1):161-171.
- Wu G H, Yang S, Meert J G, et al. Two phases of Paleoproterozoic orogenesis in the Tarim Craton: Implications for Columbia assembly[J]. *Gondwana Research*, 2020,83:201-216.
- Wu L, Feng X Q, Guan S W, et al. Proterozoic basin–orogen framework in the northern Tarim Craton, China[J]. *Precambrian Research*, 2022,373:106627.
- Wu L, Guan S, Ren R, et al. Neoproterozoic glaciations and rift evolution in the northwest Tarim Craton, China: new constraints from geochronological, geochemical, and geophysical data[J]. *International Geology Review*, 2021,63(1):1-20.
- Wu L, Guan S, Zhang S, et al. Neoproterozoic stratigraphic framework of the Tarim Craton in NW China: Implications for rift evolution[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018,158:240-252.
- Xia B, Zhang L, Du Z, et al. Petrology and age of Precambrian Aksu blueschist, NW China[J]. *Precambrian Research*, 2019,326:295-311.
- Xian H B, Zhang S H, Li H Y, et al. Geochronological and palaeomagnetic investigation of the Madiyi Formation, lower Banxi Group, South China: Implications for Rodinia reconstruction[J]. *Precambrian Research*, 2020,336:105494.
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, et al. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: implications for plume–lithosphere interaction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004,228(3):525-546.
- Xiao W J, Huang B C, Han C M, et al. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens[J]. *Gondwana Research*, 2010,18(2):253-273.
- Xiao W J, Windley B F, Sun S, et al. A Tale of Amalgamation of Three Permo-Triassic Collage Systems in Central Asia: Oroclines, Sutures, and Terminal Accretion[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2015,43(1):477-507.
- Xiao Y, Wu G H, Vandyk T M, et al. Geochronological and geochemical constraints on Late Cryogenian to Early Ediacaran magmatic rocks on the northern Tarim Craton: implications for tectonic setting and affinity with Gondwana[J]. *International Geology Review*, 2019,61(17):2100-2117.
- Xiong F H, Hou M C, Cawood P A, et al. Neoproterozoic I-type and highly fractionated A-type granites in the Yili Block, Central Asian Orogenic Belt: Petrogenesis and tectonic implications[J]. *Precambrian Research*, 2019,328:235-249.
- Xu B, Jian P, Zheng H F, et al. U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations[J]. *Precambrian Research*, 2005,136(2):107-123.
- Xu B, Xiao S, Zou H, et al. SHRIMP zircon U–Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China[J]. *Precambrian Research*, 2009,168(3):247-258.
- Xu B, Zou H, Chen Y, et al. The Sugetbrak basalts from northwestern Tarim Block of northwest China:

- Geochronology, geochemistry and implications for Rodinia breakup and ice age in the Late Neoproterozoic[J]. *Precambrian Research*, 2013,236:214-226.
- Xu J F, Suzuki K, Xu Y G, et al. Os, Pb, and Nd isotope geochemistry of the Permian Emeishan continental flood basalts: Insights into the source of a large igneous province[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007,71(8):2104-2119.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian–Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001,58(3):145-168.
- Xu Y G, Wei X, Luo Z Y, et al. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model[J]. *Lithos*, 2014,204:20-35.
- Xu Z Q, He B Z, Zhang C L, et al. Tectonic framework and crustal evolution of the Precambrian basement of the Tarim Block in NW China: New geochronological evidence from deep drilling samples[J]. *Precambrian Research*, 2013,235:150-162.
- Xue E K, Wang W, Zhou M F, et al. Late Neoproterozoic–early Paleozoic basin evolution in the Cathaysia Block, South China: Implications of spatio-temporal provenance changes on the paleogeographic reconstructions in supercontinent cycles[J]. *GSA Bulletin*, 2020,133(3-4):717-739.
- Yang G X, Li Y J, Li S Z, et al. Accreted seamounts in the South Tianshan Orogenic Belt, NW China[J]. *Geological Journal*, 2018,53(S2):16-29.
- Yang H J, Wu G H, Kusky T M, et al. Paleoproterozoic assembly of the North and South Tarim terranes: New insights from deep seismic profiles and Precambrian granite cores[J]. *Precambrian Research*, 2018,305:151-165.
- Yang T N, Li J Y, Sun G H, et al. Mesoproterozoic continental arc type granite in the central Tianshan mountains: Zircon SHRIMP U-Pb dating and geochemical analyses[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2008,82:117-125.
- Yakubchuk A. The Baikaside–Altaid, Transbaikal–Mongolian and North Pacific orogenic collages: similarity and diversity of structural patterns and metallogenic zoning[M]//Blundell D J, Neubauer F, von Quadt A. *The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen*. Geological Society of London, 2002:273-297.
- Yakubchuk A. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004,23(5):761-779.
- Yakubchuk A. Evolution of the Central Asian Orogenic Supercollage since Late Neoproterozoic revised again[J]. *Gondwana Research*, 2017,47:372-398.
- Ye H M, Li X H, Lan Z W. Geochemical and Sr–Nd–Hf–O–C isotopic constraints on the origin of the Neoproterozoic Qieganbulake ultramafic–carbonatite complex from the Tarim Block, Northwest China[J]. *Lithos*, 2013,182-183:150-164.
- Yong W J, Zhang L, Hall C M, et al. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb–Sr chronology of the Precambrian Aksu blueschists in western China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013,63:197-205.
- Yonkee W A, Dehler C D, Link P K, et al. Tectono-stratigraphic framework of Neoproterozoic to Cambrian strata, west-central U.S.: Protracted rifting, glaciation, and evolution of the North American Cordilleran margin[J]. *Earth-Science Reviews*, 2014,136:59-95.
- Youbi N, Ernst R E, Söderlund U, et al. The Central Iapetus magmatic province: An updated review and link

- with the ca. 580 Ma Gaskiers glaciation: Mass Extinctions, Volcanism, and Impacts: New Developments[Z]. Adatte T, Bond D P G, Keller G. Geological Society of America, 2020: 544, 0.
- Yu S Y, Zhang J X, Del Real P G, et al. The Grenvillian orogeny in the Altun–Qilian–North Qaidam mountain belts of northern Tibet Plateau: Constraints from geochemical and zircon U–Pb age and Hf isotopic study of magmatic rocks[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013,73:372-395.
- Yuan Y, Zong K Q, Cawood P A, et al. Implication of Mesoproterozoic (~1.4 Ga) magmatism within microcontinents along the southern Central Asian Orogenic Belt[J]. *Precambrian Research*, 2019,327:314-326.
- Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics—the model[J]. *Tectonophysics*, 1981,75(1):135-162.
- Zhang C L, Li H K, Ernst R E, et al. A fragment of the ca. 890 Ma large igneous province (LIP) in southern Tarim, NW China: A missing link between São Francisco, Congo and North China cratons[J]. *Precambrian Research*, 2019a,333:105428.
- Zhang C L, Ye X T, Ernst R E, et al. Revisiting the Precambrian evolution of the Southwestern Tarim terrane: Implications for its role in Precambrian supercontinents[J]. *Precambrian Research*, 2019b,324:18-31.
- Zhang C L, Ye X T, Zou H B, et al. Neoproterozoic sedimentary basin evolution in southwestern Tarim, NW China: New evidence from field observations, detrital zircon U–Pb ages and Hf isotope compositions[J]. *Precambrian Research*, 2016,280:31-45.
- Zhang C L, Zou H B, Li H K, et al. Tectonic framework and evolution of the Tarim Block in NW China[J]. *Gondwana Research*, 2013,23(4):1306-1315.
- Zhang C L, Li H K, Santosh M, et al. Precambrian evolution and cratonization of the Tarim Block, NW China: Petrology, geochemistry, Nd-isotopes and U–Pb zircon geochronology from Archaean gabbro-TTG–potassic granite suite and Paleoproterozoic metamorphic belt[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012b,47:5-20.
- Zhang C L, Li X H, Li Z X, et al. Neoproterozoic ultramafic–mafic-carbonatite complex and granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, western China: Geochronology, geochemistry and tectonic implications[J]. *Precambrian Research*, 2007,152(3):149-169.
- Zhang C L, Li Z X, Li X H, et al. Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block, NW China: Age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009,35(2):167-179.
- Zhang C L, Yang D S, Wang H Y, et al. Neoproterozoic Mafic Dykes and Basalts in the Southern Margin of Tarim, Northwest China: Age, Geochemistry and Geodynamic Implications[J]. *Acta Geologica Sinica - English Edition*, 2010,84(3):549-562.
- Zhang C L, Yang D S, Wang H Y, et al. Neoproterozoic mafic-ultramafic layered intrusion in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, NW China: Two phases of mafic igneous activity with different mantle sources[J]. *Gondwana Research*, 2011,19(1):177-190.
- Zhang C L, Zou H B, Wang H Y, et al. Multiple phases of the Neoproterozoic igneous activity in Quruqtagh of the northeastern Tarim Block, NW China: Interaction between plate subduction and mantle plume?[J]. *Precambrian Research*, 2012a,222-223:488-502.
- Zhang F Q, Dilek Y, Cheng X G, et al. Late Neoproterozoic–early Paleozoic seismic structure–stratigraphy of the SW Tarim Block (China), its passive margin evolution and the Tarim–Rodinia breakup[J].

- Precambrian Research, 2019,334:105456.
- Zhang L, Ren Z, Handler M R, et al. The origins of high-Ti and low-Ti magmas in large igneous provinces, insights from melt inclusion trace elements and Sr-Pb isotopes in the Emeishan large Igneous Province[J]. Lithos, 2019,344-345:122-133.
- Zhang Q C, Wu Z H, Chen X H, et al. Proto-Tethys oceanic slab break-off: Insights from early Paleozoic magmatic diversity in the West Kunlun Orogen, NW Tibetan Plateau[J]. Lithos, 2019,346-347:105147.
- Zhang Y, Wei X, Xu Y, et al. Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the lower crust beneath northern Tarim: insights from igneous rocks in the Kuluketage area, NW China[J]. Mineralogy and Petrology, 2017,111(2):237-252.
- Zhang Z C, Kang J L, Kusky T, et al. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of Neoproterozoic basalts from Sugetbrak, northwest Tarim block, China: Implications for the onset of Rodinia supercontinent breakup[J]. Precambrian Research, 2012,220-221:158-176.
- Zhang Z Y, Zhu W B, Shu L S, et al. Neoproterozoic ages of the Kuluketage diabase dyke swarm in Tarim, NW China, and its relationship to the breakup of Rodinia[J]. Geological Magazine, 2009,146(1):150-154.
- Zhao J H, Zhou M F, Zheng J. Metasomatic mantle source and crustal contamination for the formation of the Neoproterozoic mafic dike swarm in the northern Yangtze Block, South China[J]. Lithos, 2010,115(1):177-189.
- Zhao J H, Zhou M F, Yan D P, et al. Reappraisal of the ages of Neoproterozoic strata in South China: No connection with the Grenvillian orogeny[J]. Geology, 2011,39(4):299-302.
- Zhao G C, Cawood P A. Precambrian geology of China[J]. Precambrian Research, 2012,222-223:13-54.
- Zhao G C, Wang Y J, Huang B C, et al. Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea[J]. Earth-Science Reviews, 2018,186:262-286.
- Zhao H Q, Zhang S H, Zhu M Y, et al. Paleomagnetic insights into the Cambrian biogeographic conundrum: Did the North China craton link Laurentia and East Gondwana?[J]. Geology, 2020,49(4):372-376.
- Zhao P, Chen Y, Zhan S, et al. The Apparent Polar Wander Path of the Tarim block (NW China) since the Neoproterozoic and its implications for a long-term Tarim–Australia connection[J]. Precambrian Research, 2014,242:39-57.
- Zhao P, He J, Deng C, et al. Early Neoproterozoic (870–820 Ma) amalgamation of the Tarim craton (northwestern China) and the final assembly of Rodinia[J]. Geology, 2021,49(11):1277-1282.
- Zheng B H, Zhu W B, Ge R F, et al. Proterozoic tectonic evolution of the Tarim Craton: New insights from detrital zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes of metasediments in the Kuruktag area[J]. Precambrian Research, 2020,346:105788.
- Zheng B H, Zhu W B, Jahn B M, et al. Subducted Precambrian oceanic crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from metabasalts of the Aksu blueschist, NW China[J]. Journal of the Geological Society, 2010,167(6):1161-1170.
- Zheng Y F. Subduction zone geochemistry[J]. Geoscience Frontiers, 2019,10(4):1223-1254.
- Zheng Y F, Gao P. The production of granitic magmas through crustal anatexis at convergent plate boundaries[J]. Lithos, 2021,402-403:106232.
- Zhou T, Ge R F, Zhu W B, et al. Is there a Grenvillian orogen in the southwestern Tarim Craton?[J]. Precambrian Research, 2021,354:106053.

- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia[J]. *Geology*, 2011,39(8):727-730.
- Zhu G Y, Chen Z Y, Chen W Y, et al. Revisiting to the Neoproterozoic tectonic evolution of the Tarim Block, NW China[J]. *Precambrian Research*, 2021,352:106013.
- Zhu X Y, Wang B, Cluzel D, et al. Early Neoproterozoic gneissic granitoids in the southern Yili Block (NW China): Constraints on microcontinent provenance and assembly in the SW Central Asian Orogenic Belt[J]. *Precambrian Research*, 2019,325:111-131.
- Zhu X Y, Wang B, Sun Z C, et al. Detrital zircon ages of the Mesoproterozoic metasedimentary rocks in the southern Yili Block: Implications for tectonic affinities of the microcontinents in SW Central Asian Orogenic Belt[J]. *Precambrian Research*, 2020,350:105926.
- Zhu W B, Zhang Z Y, Shu L S, et al. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Neoproterozoic Korla mafic dykes in the northern Tarim Block, NW China: implications for the long-lasting breakup process of Rodinia[J]. *Journal of the Geological Society*, 2008,165(5):887-890.
- Zhu W B, Zheng B H, Shu L S, et al. Geochemistry and SHRIMP U–Pb zircon geochronology of the Korla mafic dykes: Constrains on the Neoproterozoic continental breakup in the Tarim Block, northwest China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011b,42(5):791-804.
- Zhu W B, Zheng B H, Shu L S, et al. Neoproterozoic tectonic evolution of the Precambrian Aksu blueschist terrane, northwestern Tarim, China: Insights from LA-ICP-MS zircon U–Pb ages and geochemical data[J]. *Precambrian Research*, 2011a,185(3):215-230.
- Zindler A, Hart S. Chemical Geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1986,14(1):493-571.
- Zou H, Li Q L, Bagas L, et al. A Neoproterozoic low- $\delta^{18}\text{O}$ magmatic ring around South China: Implications for configuration and breakup of Rodinia supercontinent[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2021,575:117196.
- Zuza A V, Yin A. Balkatach hypothesis: A new model for the evolution of the Pacific, Tethyan, and Paleo-Asian oceanic domains[J]. *Geosphere*, 2017,13(5):1664-1712.
- 蔡土赐. 新疆维吾尔自治区岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999.
- 蔡志慧,马绪宣,何碧竹. 中天山、伊犁及塔里木地块开始参与 Rodinia 超大陆聚合过程早于新元古代? [J]. *地质学报*, 2019,93(10):2426-2445.
- 曹瑞骥, 袁训来. 叠层石[M]. 1. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2006: 381.
- 曹晓峰. 新疆库鲁克塔格地块新元古代—早古生代构造热事件与成矿[D]. 中国地质大学, 2012.
- 陈邦学,徐胜利,周能武,白权金,李超,张洪深. 塔里木北缘库鲁克塔格地区新元古代花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义[J]. *现代地质*, 2021,35(02):477-491.
- 陈汉林,黄伟康,李勇,章凤奇,吴鸿翔,杨志林,黄少英,杨树锋. 塔里木盆地西北缘震旦系沉积物源分析及对盆地属性的制约[J]. *石油实验地质*, 2020,42(05):756-766.
- 陈新跃,王岳军,孙林华,范蔚茗. 天山冰达坂和拉尔敦达坂花岗片麻岩 SHRIMP 锆石年代学特征及其地质意义[J]. *地球化学*, 2009,38(05):424-431.
- 陈义兵,胡霏琴,张国新,张前锋. 西天山前寒武纪天窗花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄及 Nd-Sr 同位素特征

- [J].地球化学,1999(06):515-520.
- 陈义兵,胡霭琴,张国新,张前锋.西天山独库公路花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J].科学通报,1999(21):2328-2332.
- 陈义兵,胡霭琴,张国新,张前锋.西南天山前寒武纪基底时代和特征:锆石 U-Pb 年龄和 Nd-Sr 同位素组成[J].岩石学报,2000(01):91-98.
- 陈义兵,张国伟,柳小明,熊小林,袁超,陈林丽.中天山巴仑台地区变形花岗岩类 LA-ICP-MSU-Pb 年代学及其构造意义[J].地质论评,2012,58(01):117-125.
- 陈永权,严威,韩长伟,闫磊,冉启贵,亢茜,何皓,马源.塔里木盆地寒武纪/前寒武纪构造——沉积转换及其勘探意义[J].天然气地球科学,2019,30(01):39-50.
- 程小鑫,吴鸿翔,黄伟康,陈汉林,林秀斌,朱孔阳,李磐,章凤奇.塔里木盆地西北缘二叠纪壳源型碳酸岩的发现及其地质意义[J].岩石学报,2021,37(08):2442-2464.
- 程裕琪. 中国区域地质概论[M]. 北京: 地质出版社, 1994: 159.
- 崔涛,吕彪,郭瑞清,刘桂萍,孙敏佳,宋志豪.塔里木东北缘库鲁克塔格地块西段新元古代花岗闪长岩成因及其地质意义[J].矿物岩石地球化学通报,2021,40(03):730-740.
- 邓兴梁,舒良树,朱文斌,马东升,王博.新疆兴地断裂带前寒武纪构造—岩浆—变形作用特征及其年龄[J].岩石学报,2008,24(12):2800-2808.
- 丁海峰,马东升,姚春彦,舒良树.新疆果子沟埃迪科拉纪冰碛岩沉积环境[J].科学通报,2009,54(23):3726-3737.
- 董昕,张泽明,唐伟.塔里木克拉通北缘的前寒武纪构造热事件——新疆库尔勒铁门关高级变质岩的锆石 U-Pb 年代学限定[J].岩石学报,2011,27(01):47-58.
- 冯博. 伊犁果子沟—科古琴山地区晚前寒武纪地层沉积特征及年代学研究[D].西北大学,2013.
- 冯博,林晋炎,聂利,马尚伟,李莹.新疆伊犁果子沟晚前寒武纪地层沉积特征及对比研究[J].现代地质,2013,27(04):959-967.
- 冯增昭,鲍志东,吴茂炳,金振奎,时晓章,骆艾荣.塔里木地区奥陶纪岩相古地理[J].古地理学报,2007(05):447-460.
- 高俊,龙灵利,钱青,黄德志,苏文,Reiner KLEMD.南天山:晚古生代还是三叠纪碰撞造山带?[J].岩石学报,2006(05):1049-1061.
- 高林志,王宗起,许志琴,杨经绥,张维.塔里木盆地库鲁克塔格地区新元古代冰碛岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄新证据[J].地质通报,2010,29(Z1):205-213.
- 高振家,陈晋镛,陆松年,等.前寒武及地质 第6号 新疆北部前寒武系[M].北京:地质出版社,1993:171.
- 高振家,王务严,彭昌文,等.新疆阿克苏-乌什地区震旦系[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,1985:184.
- 高振家,吴绍祖,李永安,钱建新.新疆阿克苏-柯坪地区震旦纪-寒武纪地层研究[J].科学通报,1981(12):741-743.
- 高振家,朱诚顺.新疆前寒武纪地质[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,1984:190.

- 葛荣峰. 塔里木克拉通北缘库鲁克塔格地块前寒武纪构造—热事件与地壳演化[D]. 南京大学, 2014.
- 耿元生, 旷红伟, 杜利林, 柳永清. 华北、华南、塔里木三大陆块中-新元古代岩浆岩的特征及其地质对比意义[J]. 岩石学报, 2020, 36(08): 2276-2312.
- 官永吉, 寇晓威. 新疆库鲁克塔格地区新元古代南华纪—震旦纪火山岩地球化学特征研究意义[J]. 吉林地质, 2021, 40(01): 10-14.
- 管树巍, 吴林, 任荣, 等. 中国主要克拉通前寒武纪裂谷分布与油气勘探前景[J]. 石油学报, 2017, 38(1): 9-22.
- 郭瑞清, 柴凤梅, 韩春明. 新疆兴地II号铜镍矿床辉长岩 SIMS 锆石 U-Pb 年龄和地质意义[J]. 地质科学, 2018, 53(2): 586-593.
- 郭忻, 郝建龙, 杨素举, 于静芳. 锆石 U-Pb 测年与综合地球物理方法研究塔里木盆地前寒武基底结构特征[J]. 工程地球物理学报, 2020, 17(05): 580-588.
- 郭召杰, 张志诚, 贾承造, 等. 塔里木克拉通前寒武纪基底构造格架[J]. 中国科学: D 辑, 2000, 30(6): 8.
- 郭召杰, 张志诚, 刘树文, 李惠民. 塔里木克拉通早前寒武纪基底层序与组合: 颗粒锆石 U-Pb 年龄新证据[J]. 岩石学报, 2003(03): 537-542.
- 韩强, 朱允辉, 朱传玲, 王超, 陈振林, 费剑伟. 塔里木盆地沙雅隆起北部三道桥地区前震旦纪基底岩浆岩特征与锆石 U-Pb 年龄研究[J]. 岩石学报, 2016, 32(05): 1493-1504.
- 何碧竹, 焦存礼, 黄太柱, 周新桂, 蔡志慧, 曹自成, 姜忠正, 崔军文, 余卓颖, 陈威威, 刘若涵, 贡晓瑞, 郝光明. 塔里木盆地新元古代裂陷群结构构造及其形成动力学[J]. 中国科学: 地球科学, 2019, 49(04): 635-655.
- 何登发, 袁航, 李涤, 雷刚林, 樊春, 常秋生, 叶茂林. 吐格尔明背斜核部花岗岩的年代学、地球化学与构造环境及其对塔里木地块北缘古生代伸展聚敛旋回的揭示[J]. 岩石学报, 2011, 27(01): 133-146.
- 贺振宇, 张泽明, 宗克清, 王伟, 于飞. 星星峡石英闪长质片麻岩的锆石年代学: 对天山造山带构造演化及基底归属的意义[J]. 岩石学报, 2012, 28(06): 1857-1874.
- 胡霏琴, 王中刚, 涂光炽. 新疆北部地质演化及成岩成矿规律[M]. 北京: 科学出版社: 1-246.
- 胡霏琴, 韦刚健. 塔里木盆地北缘新太古代辛格尔灰色片麻岩形成时代问题[J]. 地质学报, 2006(01): 126-134.
- 胡霏琴, 韦刚健, 邓文峰, 张积斌, 陈林丽. 天山东段 1.4 Ga 花岗闪长质片麻岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地球化学, 2006(04): 333-345.
- 胡霏琴, 韦刚健, 江博明, 张积斌, 邓文峰, 陈林丽. 天山 0.9Ga 新元古代花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 地球化学, 2010, 39(03): 197-212.
- 胡玲, 刘俊来, 纪沫, 等. 变形显微构造识别手册[M]. 北京: 地质出版社, 2009: 96.
- 黄文涛, 于俊杰, 郑碧海, 陈欣阳, 朱文斌. 新疆阿克苏前寒武纪蓝片岩中多硅白云母的研究[J]. 矿物学报, 2009, 29(03): 338-344.
- 黄宗莹. 中国天山地区前寒武纪地质演化过程[D]. 中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所), 2017.
- 纪沫, 胡玲, 刘俊来, 曹淑云. 主要造岩矿物动态重结晶作用及其变质条件[J]. 地学前缘, 2008(03): 226-233.
- 姜常义, 白开寅, 黑爱芝, 等. 库鲁克塔格地区火山岩的岩浆过程与源区组成[J]. 岩石矿物学杂志,

- 2000,19(1):8-18.
- 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 昆仑开合构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992: 224.
- 雷如雄. 中天山东段前寒武纪及早古生代岩浆活动、成矿作用与构造演化[D]. 南京大学, 2012.
- 李长和. 新疆兴地塔格青白口系及其底界与上界[J]. 新疆地质, 1983(01):74-79.
- 李继磊. 蓝片岩——俯冲带高压低温变质作用和地球动力学过程的记录[J]. 中国科学: 地球科学, 2020, 50(12):1692-1708.
- 李建星, 邱士东, 余吉远, 孟勇, 郭琳, 王健. 中天山喀拉塔格一带麻粒岩包体的发现及其地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2015, 34(06):1183-1191.
- 李孔森. 北天山西部温泉群的地质特征及其构造演化[D]. 南京大学, 2012.
- 李孔森, 王博, 舒良树, 王飞, 刘洪升. 北天山温泉群的地质特征、时代和构造意义[J]. 高校地质学报, 2013, 19(03):491-503.
- 李婷, 李智佩, 白建科, 李晓英. 伊犁地块达根别里新元古代花岗岩的锆石年代学、地球化学及其地质意义[J]. 西北地质, 2015, 48(03):96-111.
- 李献华, 李武显, 何斌. 华南陆块的形成与 Rodinia 超大陆聚合-裂解——观察、解释与检验[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2012, 31(06):543-559.
- 李向民, 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 马中平, 王立社. 天山地区新元古代—早寒武世火山岩地球化学和岩石成因[J]. 岩石矿物学杂志, 2006(05):412-422.
- 李晓剑, 王毅, 李慧莉, 高山林, 杨伟利, 岳勇, 闫全人, 江文. 新元古代陆缘岩浆弧——塔里木盆地巴楚隆起的基底: 来自钻井岩芯的最新证据[J]. 岩石学报, 2018, 34(07):2140-2164.
- 李勇, 陈才, 冯晓军, 张亮, 曾昌民, 范秋海. 塔里木盆地西南部南华纪裂谷体系的发现及意义[J]. 岩石学报, 2016, 32(03):825-832.
- 李曰俊, 贾承造, 胡世玲, 等. 塔里木盆地瓦基里塔格辉长岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄及其意义[J]. 岩石学报, 1999, 15(4):594-599.
- 李曰俊, 宋文杰, 吴根耀, 等. 塔里木盆地中部隐伏的晋宁期花岗闪长岩和闪长岩[J]. 中国科学: D 辑, 2005, 35(2):8.
- 李曰俊, 孙龙德, 胡世玲, 等. 塔里木盆地塔参 1 井底部花岗闪长岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学研究[J]. 岩石学报, 2003, 19(3):530-536.
- 刘昌伟, 胡煜昭, 任涛, 何岸北, 董传奇, 张宇寒, 马琳. 塔里木盆地西缘阿克苏群变质岩岩相学特征与原岩恢复[J]. 矿物学报, 2017, 37(05):617-624.
- 刘崴国, 张建东, 班建永, 田少亭, 李鹏, 李凯强, 贺光前. 西天山那拉提岩群 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及地质意义[J]. 新疆地质, 2016, 34(02):157-163.
- 龙晓平, 黄宗莹. 中亚造山带内微陆块的起源——以中国天山造山带研究为例[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2017, 36(05):771-785.
- 陆松年. 新疆库鲁克塔格元古宙地质演化[J]. 中国地质科学院 天津地质矿产研究所所刊, 1992, 26-27:279-292.
- 陆松年, 李怀坤, 陈志宏. 塔里木与扬子新元古代热-构造事件特征, 序列和时代--扬子与塔里木连接

- (YZ-TAR)假设[J]. 地学前缘, 2003, 10(4):321-326.
- 陆松年,李怀坤,陈志宏,于海峰,金巍,郭坤一.新元古时期中国古大陆与罗迪尼亚超大陆的关系[J].地学前缘,2004(02):515-523.
- 罗金海,车自成,张小莉,韩伟,张国锋,年秀清.塔里木盆地东北部新元古代花岗质岩浆活动及地质意义[J].地质学报,2011,85(04):467-474.
- 吕彪. 新疆库鲁克塔格新元古代花岗岩类年代学及成因研究[D].新疆大学,2017.
- 吕彪,郭瑞清,王海培,等. 新疆库鲁克塔格青白口系北塞纳尔塔格组流纹岩的成因及其地质意义[J]. 地质科学,2016,51(3):806-823.
- 罗志立,雍自权,刘树根,孙玮成.试论“塔里木-扬子古大陆”再造[J].地学前缘,2006(06):131-138.
- 马中平. 天山及其邻区蛇绿岩研究与古生代洋盆演化[D].西北大学,2007.
- 潘裕生.昆仑山区构造区划初探[J].自然资源学报,1989(03):196-203.
- 彭明兴,钟春根,左琼华,朱婉明,杨世文,黄迅.东天山卡瓦布拉克地区片麻状花岗岩形成时代及地质意义[J].新疆地质,2012,30(01):12-18.
- 钱青,徐守礼,何国琦,Reiner KLEMD,熊贤明,龙灵利,高俊.那拉提山北缘寒武纪玄武岩的元素地球化学特征及构造意义[J].岩石学报,2007(07):1708-1720.
- 秦切. 新疆库鲁克塔格兴地河新元古代镁铁—超镁铁岩体研 Rodinia 超大陆裂解事件的制约[D].新疆大学,2012.
- 秦切,郭瑞清,张晓帆,展新忠,郭寅.新疆库鲁克塔格兴地IV号辉长-闪长岩体 U-Pb 锆石定年及地质意义[J].新疆大学学报(自然科学版),2012,29(02):240-248.
- 任晓锋. 东天山星星峡地区新元古代花岗岩地化特征及其构造意义[D].中国地质大学(北京),2019.
- 施文翔,廖群安,胡远清,杨再峰.东天山地区中天山地块内中元古代花岗岩的特征及地质意义[J].地质科技情报,2010,29(01):29-37.
- 舒良树,邓兴梁,马绪宣.中天山基底与塔里木克拉通的构造亲缘性[J].地球科学,2019,44(05):1584-1601.
- 舒良树,朱文斌,王博,吴昌志,马东升,马绪宣,丁海峰.新疆古块体的形成与演化[J].中国地质,2013,40(01):43-60.
- 宋彪. 用 SHRIMP 测定锆石 U-Pb 年龄的工作方法[J]. 地质通报, 2015,34(10):12.
- 孙宝生,黄建华.新疆且干布拉克超基性岩-碳酸岩杂岩体 Sm-Nd 同位素年龄及其地质意义[J].岩石学报,2007(07):1611-1616.
- 王鸿钧,黄宝春,赵千,薛鹏飞.塔里木地块晚新元古代古地理位置的古地磁新制约[J].地质学报,2019,93(09):2123-2138.
- 王富军,陆远志,郑碧海,葛荣峰,刁志鹏,朱文斌.乌什-阿克苏地区新元古代蓝片岩地体构造变形特征[J].地质学报,2021,95(05):1414-1425.
- 王海培. 新疆库鲁克塔格地区古元古代花岗岩成因[D].新疆大学,2016.
- 王鹏,夏明哲,叶红刚.新疆库鲁克塔格地块兴地I号镁铁质基性杂岩体岩石学及地球化学特征[J].甘肃地质,2016,25(02):29-36.
- 王明阳,尼加提·阿布都逊,郭瑞清,周刚,朱志新.库鲁克塔格西段孔兹岩系的发现及年代学研究[J].新疆

- 地质,2016,34(01):17-24.
- 王信水,江拓,高俊,高强,李继磊,张喜.中天山地块南缘两类混合岩的成因及其地质意义[J].岩石学报,2019,35(10):3233-3261.
- 魏震,郭瑞清,孙敏佳,吕彪,金建斌,王海培,王明阳.新疆库鲁克塔格南华系砂岩碎屑组成对其物源及盆地演化的指示[J].沉积学报,2017,35(02):264-278.
- 魏永峰,李建兵,杜红星,邓泽锦,康江伟.西南天山南缘震旦纪后碰撞过铝花岗岩的地质意义[J].新疆地质,2010,28(03):242-246.
- 吴福元,刘小驰,纪伟强,王佳敏,杨雷.高分异花岗岩的识别与研究[J].中国科学:地球科学,2017,47(07):745-765.
- 吴福元,刘志超,刘小驰,纪伟强.喜马拉雅淡色花岗岩[J].岩石学报,2015,31(01):1-36.
- 吴福元,万博,赵亮,肖文交,朱日祥.特提斯地球动力学[J].岩石学报,2020,36(06):1627-1674.
- 邬光辉,张承泽,汪海,刘玉魁,李建军.塔里木盆地中部塔参1井花岗岩闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄[J].地质通报,2009,28(05):568-571.
- 吴鸿翔,黄伟康,励音骥,林秀斌,陈汉林,程晓敢,章凤奇.塔里木地块西北缘震旦系发现二叠纪基性岩床侵入事件[J].地质学报,2020,94(06):1869-1882.
- 肖序常,格雷厄姆, S.A. 中国西部元古代蓝片岩带——世界上保存最好的前寒武纪蓝片岩[J].新疆地质,1990,8(01):12-21.
- 肖序常,汤耀庆,李锦轶,等.试论新疆北部大地构造演化[M]//编委会项目新疆地质科学.乌鲁木齐:新疆人民出版社,1990:47-68.
- 肖序常,王军,苏犁,宋述光.再论西昆仑库地蛇绿岩及其构造意义[J].地质通报,2003(10):745-750.
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局.新疆维吾尔自治区区域地质志[M].北京:地质出版社,1993:762.
- 徐备,寇晓威,宋彪,卫巍,王宇.塔里木板块上元古界火山岩 SHRIMP 定年及其对新元古代冰期时代的制约[J].岩石学报,2008,24(12):2857-2862.
- 徐焱,张世红.塔里木克拉通在 Rodinia 中的位置——研究进展与问题[J].地质调查与研究,2020,43(02):169-176.
- 徐义刚,梅厚钧,许继峰,黄小龙,王岳军,钟孙霖.峨眉山大火成岩省中两类岩浆分异趋势及其成因[J].科学通报,2003(04):383-387.
- 徐义刚,王强,唐功建,王军,李洪颜,周金胜,李奇维,齐玥,刘平平,马林,范晶晶.弧玄武岩的成因:进展与问题[J].中国科学:地球科学,2020,50(12):1818-1844.
- 许志琴,李思田,张建新,杨经绥,何碧竹,李海兵,林畅松,蔡志慧.塔里木地块与古亚洲/特提斯构造体系的对接[J].岩石学报,2011,27(01):1-22.
- 杨瑞东,罗新荣,张传林,田敬全,包亚范.新疆库鲁克塔格地区晚古元古代兴地塔格群沉积特征及其碳同位素研究[J].西北地质,2010,43(01):37-43.
- 杨文采,王家林,钟慧智,陈冰.塔里木盆地航磁场分析与磁源体结构[J].地球物理学报,2012,55(04):1278-1287.
- 杨鑫,赵永强,兰明杰,杨波,颜萍,焦存礼.塔里木新元古代原型盆地与深层油气勘探意义[J].地质学

- 报,2021,95(05):1426-1447.
- 叶现韬,张传林.塔里木西南中-新元古界研究进展[J].地质调查与研究,2020,43(2):161-168.
- 尹得功,郑玉壮,吴海霞.西昆仑塞拉加兹塔格群地质特征及构造环境分析[J].新疆地质,2014,32(03):295-300.
- 袁学诚.中国地球物理图集[M].北京:地质出版社,1996:200.
- 曾祥武,赵军,聂晓勇.新疆温泉县别珍套山新元古代花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其成因[J].地质通报,2020,39(Z1):177-193.
- 张传林,李怀坤,王洪燕.塔里木地块前寒武纪地质研究进展评述[J].地质论评,2012,58(5):923-936.
- 张传林,叶现韬,李怀坤.新疆塔里木北缘新元古代最晚期岩浆事件[J].地质通报,2014,33(05):606-613.
- 张健,李怀坤,张传林,田辉,钟焱,叶现韬.塔里木克拉通东北缘 Columbia 超大陆裂解事件:库鲁克塔格地区辉绿岩床的地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf-O 同位素证据[J].地学前缘,2018,25(06):106-123.
- 张健,张传林,李怀坤,叶现韬,耿建珍,周红英.再论塔里木北缘阿克苏蓝片岩的时代和成因环境:来自锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素的新证据[J].岩石学报,2014,30(11):3357-3365.
- 张克信,徐亚东,何卫红,于洋,王丽君,王嘉轩,寇晓虎,骆满生.中国新元古代青白口纪早期(1000~820Ma)洋陆分布[J].地球科学,2018,43(11):3837-3852.
- 张立飞,姜文波,魏春景,董申保.新疆阿克苏前寒武纪蓝片岩地体中迪尔闪石的发现及其地质意义[J].中国科学(D辑:地球科学),1998(06):539-545.
- 张梦迪.新疆库鲁克塔格古元古代花岗闪长岩岩石成因:对 Columbia 超大陆聚合的响应[D].新疆大学,2019.
- 张晓智,周怀阳,钱生平.俯冲带岩浆弧安山岩的成因研究进展[J].地球科学进展,2021,36(03):288-306.
- 张志勇,朱文斌,舒良树,万景林,杨伟,苏金宝.新疆阿克苏地区前寒武纪蓝片岩构造—热演化史[J].岩石学报,2008,24(12):2849-2856.
- 展新忠,张晓帆,陈川,郭瑞清,徐仕琪,赵同阳.新疆兴地II号含铜镍杂岩体年代学及地质意义[J].新疆大学学报(自然科学版),2014,31(02):243-247+252.
- 赵文杰,李长和,高振家,缪长泉.新疆库鲁克塔格南坡帕尔岗塔格群的叠层石[J].古生物学报,1985(01):71-82.
- 郑碧海,朱文斌,舒良树,张志勇,于俊杰,黄文涛.阿克苏前寒武纪蓝片岩原岩产出的大地构造背景[J].岩石学报,2008,24(12):2839-2848.
- 周士旭,朱弟成,张亮亮,谢锦程,王青.藏东同普二叠纪高分异花岗岩的锆石 U-Pb 年龄和岩石成因[J].岩石学报,2017,33(08):2509-2522.
- 周肖贝,李江海,王洪浩,等.塔里木盆地南华纪—震旦纪盆地类型及早期成盆构造背景[J].地学前缘,2015,22(3):290-298.
- 朱诚顺.新疆赛里木湖南缘震旦纪的亚冰期与构造运动[J].新疆大学学报(自然科学版),1979(01):1-8.
- 朱光有,曹颖辉,闫磊,杨海军,孙崇浩,张志遥,李婷婷,陈永权.塔里木盆地 8000m 以深超深层海相油气勘探潜力与方向[J].天然气地球科学,2018,29(06):755-772.
- 朱永峰.西南天山科桑溶洞新元古代-早奥陶世花岗岩锆石 U-Pb 年代学研究[J].岩石学

报,2012,28(07):2113-2120.

作者简历及阶段性科研成果

吴鸿翔,男,1992年8月出生,浙江湖州人,目前主要从事盆地构造与成盆动力学、区域大地构造学等方面科研工作。

一、学习与工作经历

2011年9月-2015年6月,长安大学,地球科学与资源学院,资源勘查工程(固体矿产)专业,大学本科,获工学学士学位;

2015年9月-2018年6月,浙江大学,地球科学学院,构造地质学专业,硕士研究生,获理学硕士学位;

2018年9月-2022年6月,浙江大学,地球科学学院,构造地质学专业,博士研究生

二、攻读博士学位期间发表论文情况

- [1] **Wu H X**, Zhang F Q, Dilek Y, Chen H L, Wang C Y, Lin X B, Cheng X G, Zhu K Y. Mid-Neoproterozoic collision of the Tarim Craton with the Yili-Central Tianshan Block towards the final assembly of Supercontinent Rodinia: A new model[J]. *Earth-Science Reviews*, 2022,228:103989.
- [2] **Wu H X**, Dilek Y, Zhang F Q, Chen H L, Chen H, Wang C Y, Lin X B, Cheng X G. Ediacaran magmatism and rifting along the northern margin of the Tarim craton: Implications for the late Neoproterozoic Rodinia configuration and breakup[J]. *GSA Bulletin*, 2022. DOI:10.1130/B36305.1
- [3] **Wu H X**, Cheng X G, Chen H L, Chen C, Dilek Y, Shi J, Zeng C M, Li C Y, Zhang W, Zhang Y Q, Lin X B, Zhang F Q. Tectonic Switch From Triassic Contraction to Jurassic-Cretaceous Extension in the Western Tarim Basin, Northwest China: New Insights Into the Evolution of the Paleo-Tethyan Orogenic Belt[J]. *Frontiers in Earth Science*, 2021,9:636383.
- [4] 吴鸿翔,黄伟康,励音骐,林秀斌,陈汉林,程晓敢,章凤奇.塔里木地块西北缘震旦系发现二叠纪基性岩床侵入事件[J].*地质学报*,2020,94(06):1869-1882.
- [5] Zhang F Q, **Wu H X**, Dilek Y, Zhang W, Zhu K Y. Chen H L. Guadalupian (Permian) onset of subduction zone volcanism and geodynamic turnover from passive- to active-margin tectonics in southeast China[J]. *GSA Bulletin*, 2019,132(1-2):130-148.
- [6] 程小鑫,吴鸿翔,黄伟康,陈汉林,林秀斌,朱孔阳,李磐,章凤奇.塔里木盆地西北缘二叠纪壳源型碳酸岩的发现及其地质意义[J].*岩石学报*,2021,37(08):2442-2464.
- [7] 程小鑫,吴鸿翔,孙大亥,黄伟康,陈汉林,林秀斌,朱孔阳,章凤奇.塔里木盆地西北缘二叠纪基性岩浆侵入事件及其构造意义[J].*岩石学报*,2022,38(3):743-764.
- [8] 张伟,吴鸿翔,朱孔阳,张科峰,邢新龙,陈东旭,陈汉林,章凤奇.华南东部陆缘侏罗纪岩浆

- 作用特征及其构造背景——来自浙东南毛弄组火山岩的新证据[J]. 岩石学报, 2018, 34(11): 3375-3398.
- [9] 程晓敢, 吴鸿翔, 李勇, 陈汉林, 章凤奇, 师骏. 西昆仑山前印支运动期构造对后期构造和沉积的影响[J]. 新疆石油地质, 2019, 40(01): 27-33.
- [10] Zhang F Q, Dilek Y, Cheng X G, **Wu H X**, Lin X B, Chen H L. Late Neoproterozoic–early Paleozoic seismic structure–stratigraphy of the SW Tarim Block (China), its passive margin evolution and the Tarim–Rodinia breakup[J]. *Precambrian Research*, 2019, 334: 105456.
- [11] 陈汉林, 李康, 李勇, 吴鸿翔, 程晓敢, 曾昌民, 师骏, 张欲清. 西昆仑山前冲断带的分段变形特征及控制因素[J]. 岩石学报, 2018, 34(07): 1933-1942.
- [12] 陈汉林, 黄伟康, 李勇, 章凤奇, 吴鸿翔, 杨志林, 黄少英, 杨树锋. 塔里木盆地西北缘震旦系沉积物源分析及对盆地属性的制约[J]. 石油实验地质, 2020, 42(05): 756-766.
- [13] Zhang W, Zhang F Q, Dilek Y, Zhu K Y, **Wu H X**, Chen D X, Chen H L. Basin response to the Jurassic geodynamic turnover from flat subduction to normal subduction in South China[J]. *GSA Bulletin*, 2021. DOI:10.1130/B36059.1.
- [14] Chen H L, Zhang Y Q, Cheng X G, Lin X B, Deng H D, Shi X H, Li Y, **Wu H X**, Li C Y, Yang S M. Using migrating growth strata to confirm a ~230-km-long detachment thrust in the southern Tarim Basin[J]. *Journal of Structural Geology*, 2022, 154: 104488.
- [15] Li C Y, Chen H L, Zhang F Q, Lin X B, Cheng X G, Li Y, Chen C, Zhang L, Shang J W, Sun D, Lü H X, Ren P, An K X, Wu L, Yang S F, Wang C, Zhang Y Q, **Wu H X**, Yang S M, Zhang F F. 2021. Cenozoic basin-filling evolution of the SW Tarim Basin and its implications for the uplift of western Kunlun: Insights from (seismo)stratigraphy[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 562: 110149.

附录

S.1 实验测试方法

S.1.1 测试前处理

通过对野外岩石样品进行规范的流程式处理和测试分析，确保获得可靠和有效的实验结果，是我们系统开展数据解读和地质过程分析的重要前提。在野外采集样品时，我们注意避开风化作用强烈的部分，对新鲜的岩石样品进行系统编号。在室内，我们使用切割机对样品进行去皮并处理成半掌大小岩石碎块，用自来水洗净后置入桌面型颚式破碎机，将样品破碎成一厘米左右的小颗粒。为避免样品颗粒之间相互混入，每一次破碎完一个样品均对破碎机进行彻底清理和擦拭。破碎处理完毕后的岩石颗粒按样品编号装入干净烧杯，并在杯壁对应编号。用蒸馏水对岩石颗粒进行冲洗以去除表面杂质和粉尘，再使用烘干机对样品进行烘干。烘干冷却后的样品采用摆臂式震荡球磨仪粉碎至 200 目以下，并取 100 克左右岩石粉末装入写好样品编号的牛皮小纸袋以备。在此过程中，每碾磨完一个岩石样品，用自来水和蒸馏水反复对碾磨钵和碾磨球进行冲洗，用吹风机烘干后，才进行下一个样品操作，确保样品之间不存在交叉污染。以上过程均在浙江大学地球科学学院岩矿实验室和自然资源部第二海洋研究所岩矿实验室内完成。

S.1.2 全岩主-微量元素分析

本文全岩地球化学主量-微量测试分析均在武汉上谱分析科技有限责任公司和南京宏创地质勘查技术服务有限公司完成。武汉上谱分析科技有限责任公司采用的是日本理学 ZSXPrimus II X 射线荧光光谱仪 (XRF) 对样品进行主量成分测定，南京宏创地质勘查技术服务有限公司利用帕纳科 AxiosMAX XRF 测试分析。使用时首先将 200 目样品粉末置于 105 °C 烘箱中烘干，称取大约 0.1 克样品粉末放入陶瓷坩埚，在 1000 °C 马沸炉中灼烧约 2 小时后冷却至室温并称重，用于计算样品烧失量 (LOI)。然后使用铂金坩埚在 1150 °C 熔样炉中对样品粉末进行熔融，取出后待其冷却，将玻璃片取出以备 XRF 测试。测试过程中每 11 组样品测试后加入一组标样 (GBW07105) 和重复样品进行监控，以确保数据质量。

全岩微量元素含量测试分别在武汉上谱分析科技有限责任公司采用 Agilent 7700e ICP-MS 和在南京宏创地质勘查技术服务有限公司利用 Elan DRC-e ICP-MS 分析完成。与主量成分分析步骤相同，进行微量元素测试前，首先称取烘箱烘干后的样品粉末约 50 mg 置于 Teflon 溶样弹，先后缓慢加入 1.5 毫升高纯 HNO₃，1.5 毫升高纯 HF 和 0.1 毫升高纯

HClO₄, 然后将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后置于 190 °C 烘箱中加热 48 小时。待溶样弹冷却后, 开盖后置于 140 °C 电热板蒸干, 加入 3 毫升 HNO₃ 后再次蒸干, 再加入 3 毫升体积分数 50% 的高纯 HNO₃ 溶液, 加盖及钢套密闭后置于 190 °C 的烘箱中 12 小时。冷却后, 将提取液移至 100 毫升干净的聚酯瓶, 加入 1 毫升浓度为 1 毫克/升的 Rh+Re 双内标溶液, 用 Milli-Q 稀释至 100 克, 使得 Rh 和 Re 在溶液中的浓度为 10 纳克/毫升, 再上机测试。

S.1.1.2 全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析

全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析在武汉上谱分析科技有限责任公司和南京宏创地质勘查技术服务有限公司完成。武汉上谱分析科技有限责任公司采用的是仪器是配备 9 个法拉第杯接收的美国 Thermo Fisher Scientific 公司 Neptune Plus 多接收电感耦合等离子质谱仪, 南京宏创地质勘查技术服务有限公司采用的是英国 Nu 公司生产的 Nu Plasma II 多接收等离子体质谱仪。

全岩 Sr-Nd 同位素上机测试前, 取约 50-200 毫克样品粉末置于 Teflon 溶样弹中, 加入 1-3 毫升 HNO₃ 和 HF 后, 使用 190 °C 烘箱中加热 24 小时。待溶样弹冷却后, 开盖置于 140 °C 电热板蒸干, 并加入 1 毫升 HNO₃ 再次蒸干。用 1.5 毫升 HCl 溶解蒸干样, 用离心机将样品离心后取上清液上柱后加 HCl 将 Sr 从柱上洗脱收集。蒸干收集的 Sr 溶液用于上机测试。再用 HCl 提取淋洗后蒸干的 REE 溶液并上柱分离。经过 HCl 淋洗除去基体元素后将 Nd 从柱上洗脱收集, 用于 Nd 溶液的蒸干后上机。测定过程中, 分别采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 和 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 作为内部仪器质量分馏校正。Sr 同位素的测定采用国际标准物质 NBS SRM 987 和 AlfaSr 作为外标校正仪器漂移; Nd 同位素的测定采用同位素标样 JNdi-1 和 AlfaNd 作为外标校正仪器漂移。采用美国地质调查局 USGS 地球化学标准岩石粉末 (玄武岩 BCR-2、流纹岩 RGM-2) 作为流程监控标样。

全岩 Pb-Hf 同位素前处理过程与上述类似, 溶样弹蒸干样品后分别采用 HBr 和 HCl 溶解样品, 取上清液上柱后分别用 HBr 和 HCl 淋洗除去基体元素。分别使用 HCl 和 Hf 将 Pb 溶液和 Hf 溶液从柱上洗脱并收集后上机测试。测试过程中, 采用 $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}=2.38714$ 校正仪器质量分馏, Pb 同位素国际标准物质 NBS SRM 981 和 AlfaPb 以及 Hf 同位素标准物质 JMC 475 和 AlfaHf 分别作为外部校正标样。玄武岩 BCR-2 选择作为流程监控标样。

S.1.1.3 锆石原位 U-Pb 年代学分析

对需要开展锆石颗粒年代学的岩石样品, 在野外用地质锤采集约 5 千克岩石并装袋

编号（对于基性岩等含锆石较少的岩石一般取大约 10 千克）。锆石分选主要在廊坊诚信地质服务有限公司完成。首先将样品进行粗碎和细碎至 60 目左右，利用重液和磁选技术进行轻重矿物分离后，在双目显微镜下人工挑纯锆石。然后将锆石用环氧树脂制作成样品靶，再进行打磨抛光使锆石颗粒内部暴露。SHRIMP 则需要将挑选出的样品锆石与标准锆石 TEMORA 2 (417 Ma; Black et al., 2004) 粘贴制作到同一个样品靶上。详细操作步骤可以参照宋彪 (2015)。最后对锆石靶上的锆石完成反射光、透射光和阴极发光 (CL) 拍照，以确定单颗粒锆石晶体形态和结构特征。测试前需要对适合定年的锆石及其最佳部位进行点位标记。用于激光剥蚀电感耦合等离子体质谱 (LA-ICP-MS) 测试的锆石制靶和拍照工作主要在北京锆年领航科技有限公司完成；用于高灵敏度离子探针 (SHRIMP) 测试的锆石，以上过程在北京离子探针中心完成。

锆石 U-Pb 年代学测试分析主要在浙江大学地球科学学院激光剥蚀电感耦合等离子体质谱 (LA-ICP-MS) 实验室完成。锆石定年分析所采用仪器为 Thermofisher iCAPRQ 型 ICP-MS 及与之配套的 Cetea Analyte HE 激光剥蚀系统。实验室使用 He 气作为剥蚀物质的载气。LA-ICP-MS 激光剥蚀采用单点剥蚀方式，激光剥蚀所用斑束直径为 35 μm 。数据测试前用国际标准锆石 91500 (1065 Ma; Wiedenbeck et al., 1995) 对仪器进行调试，使之达到最佳状态。锆石 U-Pb 同位素定年测试采用人工合成的硅酸盐玻璃 NIST610 和 NIST612 作为外标进行元素校正，以锆石 91500 样品作为外标进行 U-Pb 同位素分馏效应校正。测试过程中每测定 5 个样品前后重复测定两个标准锆石 91500 对样品进行校正 (Jackson et al., 2004)，并使用 Plesovice (平均加权 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 337.13 ± 0.37 Ma; Sláma et al., 2008) 作为监控测试的准确度和精度。实验中每个锆石测试点位的空白时间为 10 秒，剥蚀时间为 60 秒。

数据处理采用 ICPMSDataCal 程序 (Ver. 11.8) 进行测试信号和背景信号的时间段选取，微量元素的分析以及 U-Pb 年龄的计算 (Lin et al., 2016; Liu et al., 2008, 2010)。锆石样品采用 ComPbCorr# B1 进行普通铅校正 (Andersen, 2002)。锆石年龄采用基于 Excel 镶嵌的 Isoplot 4.15 程序计算 (Ludwig, 2012)，单个测定的数据点误差采用 1σ 。锆石 U-Pb 谐和图采用 Isoplot 4.15 及 IsoplotR (Vermeesch, 2018) 绘制。针对岩浆岩年龄计算采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均值，误差为 2σ (95%的置信度)；针对碎屑锆石年龄则分别使用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (< 1000 Ma) 和 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 年龄 (> 1000 Ma) 进行讨论和成图。碎屑锆石年龄频谱图采用 Density Plotter 8.4(Java)软件以 Kernel Density Estimation(KDE)方法 (Vermeesch, 2012) 或 Isoplot/Ex_ver3.75 软件以 Probability Density Plot (PDP) 方法 (Ludwig, 2012) 进行绘制分析。

SHRIMP (Sensitive High Ion Mass Spectrometer) 属于二次离子探针质谱计设备。本论文部分火山岩的锆石定年分析工作在北京离子探针中心 SHRIMP II 上完成。本次样品测试采用跳峰扫描, 一次离子束能量大约为 4.5 keV, 10 kV, 离子束斑直径为 30 μm 。质量分辨率约为 5000。使用国际标准锆石 TEMORA II (417 Ma) 作为测试标样, 每测定 3 个样品前后测定标准锆石对样品进行校正。采用实测的 ^{204}Pb 对样品进行普通铅校正。其中分析数据的单点误差为 1σ , 采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄的误差为 2σ 。

S.1.4 锆石原位 Lu-Hf 同位素分析

锆石原位 Lu-Hf 同位素测试分析主要在北京锆年领航科技有限公司完成。所用仪器为配备 Resolution SE 193nm 准分子激光剥蚀进样系统的 Thermofisher NEPTUNE plus 多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS)。激光剥蚀物质以高纯 He 为载气。激光剥蚀的脉冲频率为 10Hz, 激光束斑直径为 45 μm , 能量密度为 7-8J/cm²。 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值采用 $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ 进行指数归一化校正。通过对 ^{175}Lu 和 ^{172}Yb 的信号强度监测对 ^{176}Lu 和 ^{176}Yb 进行同质异位素的干扰校正, 采用 $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0.02655$ 和 $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0.5887$ 进行公式校正。测试过程中, 用天然锆石标准样品 Plešovice 与锆石样品交叉分析(每分析 10 件样品, 分析 1 件标样)以监控整个实验流程的准确性和仪器稳定性。在本研究分析过程中获得标准锆石样品的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.282480 ± 0.000016 ($n=10$; 2σ), 在误差范围内与推荐值一致。计算 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值时, 球粒陨石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值采用 0.0332, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.282772, ^{176}Lu 的衰变常数为 $\lambda=1.87 \times 10^{-11}$ 。计算单阶段 Hf 模式年龄(T_{DM}^1)时, 亏损地幔值分别采用 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ 和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ 。计算两阶段 Hf 模式年龄(T_{DM}^2)时, 采用平均大陆地壳的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.015 (Griffin et al., 2002)。

S.2 塔里木及周缘陆块岩浆事件锆石年龄统计附表

S.2.1 塔里木克拉通北部太古代-中元古代岩浆岩锆石年龄统计

	Locations	Lithology	Methods	Age (Ma)	Error	Coordinates	Reference
1	Astingbulake	metadiabase sills	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1470	9		Wu C. Z. et al., 2014
2	Baowenbulake	diabase dykes	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1497	21		Wang X. D. et al., 2017
3	Astingbulake	dolerite	SHRIMP Zircon U-Pb	1551	8	41°10'42.41"N,87°43'2.71"E	张健等, 2018
4	Xishankou	gneissic quartz diorite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1934	13	41°37'23.4"N,86°25'50.8"E	Lei R. X. et al., 2012
5	Xishankou	gneissic granodiorite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1944	19	41°37'23.4"N,86°25'50.8"E	
6	Korla	biotite-plagioclase gneiss	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2652	11	41°48'02.3"N,86°13'56.2"E	Long X. P. et al., 2011a
7	Quruqtagh	gneissic granite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2469	12	41°49'11"N,86°15'14"E	Shu L. S. et al., 2011
8	Quruqtagh	meta-diorite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2470	24	41°19'30"N,88°28'25"E	
9	Quruqtagh	gneiss	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1931	130	41°06'39"N,88°08'48"E	
10	Qieganbulake	tonalite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1855	14	41°15'9"N,87°40'29"E	Zhang C. L. et al., 2012b
1	Qieganbulake	trondhjemite	LA-	1819	35	41°14'29"N,87°45'20"E	

1			ICP-MS Zircon U-Pb				
1 2	Qieganbulake	potassic granite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2534	19	41°14'10"N,87°55'25"E	
1 3	Korla	biotite plagioclase gneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1800	19	41°47'29"N,86°13'43"E	
1 4	Korla	felsic pegmatite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1807	28		
1 5	Korla	biotite schist	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1856	12	41°46'48"N,86°12'10"E	
1 6	Korla	biotite- plagioclase gneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1864	14	41°48'51"N,86°15'10"E	
1 7	Hongweizhuan g	granitic gneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1943	6		郭召杰 等, 2003
1 8	Xingeer	gneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2337	6		
1 9	amphibolite	amphibolite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1836	25		
2 0	Tiemenguan	amphibole plagiogneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2492	19		
2 1	Xingeer	two-mica gneissic granite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1915	13		Long X. P. et al., 2012
2 2	Quruqtagh	monzogranit e	LA- ICP-MS Zircon	1933	11		Ge R. F. et al., 2015

			U-Pb			
2 3	Quruqtagh	monzogranite	SHRIMP Zircon U-Pb	1940	5	
2 4	Quruqtagh	monzogranite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1932	12	
2 5	Quruqtagh	quartz diorite	SHRIMP Zircon U-Pb	1929	17	
2 6	Quruqtagh	garnet-bearing granite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1934	8	
2 7	Quruqtagh	garnet-bearing granite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1934	8	
2 8	Quruqtagh	tonalite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1931	5	
2 9	Quruqtagh	trondhjemite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1943	11	
3 0	Xingeer	orthogneiss	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2223	6	Long X. P. et al., 2010
3 1	Korla	orthogneiss	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1789	21	
3 2	Xingdi	orthogneiss	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2460	3	
3 3	Xingdi	orthogneiss	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2516	6	
3 4	Xingdi	orthogneiss	LA-ICP-MS Zircon	2575	13	

			U-Pb				
3 5	Xingdi	orthogneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2460	3		
3 6	Korla	Bt-Amp gneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2210	14	41°48.2'N,86°14.1'E	He Z. Y. et al., 2013
3 7	Korla	Grt-Amp gneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1844	39	41°47.4'N,E86°13.5'E	
3 8	Tiemenguan	biotite amphibole gneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2369	55		董昕等, 2011
3 9	Tiemenguan	muscovite gneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1889. 7	6.1		
4 0	Tiemenguan	Garnet- bearing muscovite schist	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1878	26		
4 1	Tiemenguan	garnet- bearing amphibole plagiogneiss	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1852	42		
4 2	Xishankou	granodiorite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1945	6.6	86°24'50"E,41°37'39"N	张梦迪, 2019
4 3	Kawuliukebei	gneissic granite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2405. 8	5.2		王海培, 2016
4 4	Kawulike	quartz diorite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2314. 4	8.8		
4 5	Xishankou	monzonitic granite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	2015	17		
4	Aoyikuruke	quartz	LA-	1922	16		

6		monzobiorite	ICP-MS Zircon U-Pb				
47	Pargangtage area	amphibolites	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2524	20		Cai Z. H. et al., 2018
48	Pargangtage area	granitic gneisses	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2501	17		
49	Xinger	granitic gneisses	ID-TIMS	2488	10		陆松年等,1992
50	Xinger	granitic gneisses	ID-TIMS	2582	11		
51	Xinger	gneisses	SIMS Zircon U-Pb	2565	18		胡霏琴和韦刚健, 2006
52	Korla	Hbl-bt-pl gneiss	SHRIMP P Zircon U-Pb	2714	10		Ge R. F. et al., 2014b
53	Korla	Hbl-bt-pl gneiss	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2712	18		
54	Korla	Bt-hbl-pl gneiss	SHRIMP P Zircon U-Pb	2742	29		
55	Korla	Amphibolite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2710	10		
56	ZS1 well	garnet-bearing granite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	1895	1		Xu Z. Q. et al., 2013
57	S53 well	granitic biotite plagioclase gneiss	SHRIMP P Zircon U-Pb	1848	7		
58	Korla	Melanosome	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	2292	18		Ge R. F. et al., 2013
5	Korla	Leucocratic	LA-	2293	50		

9		vein	ICP-MS Zircon U-Pb			
6 0	Korla	Leucocratic vein	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1806	57	
6 1	Korla	stromatic migmatite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1828	22	
6 2	Korla	stromatic migmatite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	1842	42	

S.2.2 塔里木克拉通库鲁克塔格地区新元古代岩浆岩年龄统计

	Locations	Lithology	Methods	Age (Ma)	Error	Coordinates	Reference
1	Dapingliang, Kuruktag	monzogranite	zircon U-Pb	816.2	4.6	41°17'38"N,92°47'39"E	Cao X. F. et al., 2011
2	Xingdi No.1, Kuruktag	gabbro	pyroxene and plagioclase Sm-Nd	761.2	31.2	41°04'39"N,88°00'21"E	Cao X. F. et al., 2012
3	Kawuliuke complex, Kuruktag	Ore-bearing pyroxenite	zircon U-Pb	811	5		Chen W. et al., 2019
4	Qieganbulake complex	gabbro	zircon U-Pb	811	4		
5	Duosike complex	orebearing pyroxenite	zircon U-Pb	843	4		
6	Taiyangdao	granite	zircon U-Pb	795	9.5	41°00'8.6"N,89°15'45.9"E	Zhang C. L. et al., 2007
7	Xingdi	granodiorite	zircon U-Pb	820	10	41°14'8.9"N,87°55'25"E	
8	Qieganbulake complex	Feldspar-bearing pyroxenite	zircon U-Pb	818	11	41°13'32.6"N,87°34'39.2"E	
9	Qieganbulake complex	carbonatite	Baddeleyites U-Pb	810	6	41°13'31"N,87°34'40.7"E	
10	Qieganbulake complex	phlogopite	Phlogopite ³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	812	1.2		
11	Qieganbulake complex		Whole rock 147Sm/144Nd	800	25		
12	Xingdi	gabbro	Zircon U-Pb	737	2	87°51'18"E,41°07'30"N	Han C. M. et al., 2018
13	Qieganbulake	gabbro	Zircon U-Pb	812	5	87°36'22"E,41°13'27"N	
14	Kawuliuke	gabbro	Zircon U-Pb	807	5	86°34'03"E,41°26'31.5"N	
15	Dapingliang, Kuruktag	albitophyre	Zircon U-Pb	735	3		Chen W et al., 2020
16	Dapingliang, Kuruktag	granite porphyry	Zircon U-Pb	717	2		
17	Dapingliang, Kuruktag	Diorite porphyrite	Zircon U-Pb	721	1		
18	Qieganbulake complex	phlogopite	Phlogopite 40Ar-39Ar	808.5	1.3		Ye H. M. et al., 2013
19	Qieganbulake complex	pyroxenite	Zircon U-Pb	816	13		
20	Qieganbulake complex	marble	Whole rock 147Sm/144Nd	802	52		孙宝生和黄建

			Nd				华, 2007
21	Qieganbulake complex	marble	Whole rock 87Rb/86Sr	803	14		
22	Qieganbulake complex	carbonatite	Baddeleyite Pb-Pb	814. 7	3.6		Li Q. L. et al., 2010
23	Dapingliang Cu deposit	plagiogranite	Zircon U-Pb	826	13		Cao X. F. et al., 2010
24	Dapingliang Cu deposit	skarn	molybdenite Re-Os	829. 4	9.5		
25	Kuruktag	granite	Zircon U-Pb	798	3		Long X. P. et al., 2011a
26	Kuruktag	quartzdiorite	Zircon U-Pb	754	4		
27	Kuruktag	granodiorite	Zircon U-Pb	790	3		
28	Kuruktag	granodiorite	Zircon U-Pb	785	8		
29	Saimashan, Kuruktag	volcanics	Zircon U-Pb	732	7	40°51'10"N,89°29'45"E	徐备等, 2008
30	No.1 complex	gabbro	Zircon U-Pb	735. 2	4.2	41°4'47"N,88°1'48"E	Zhang C. L. et al., 2012a
31	No.4 complex	gabbro	Zircon U-Pb	736. 4	4.9	41°7'31"N,87°33'19"E	
32	No.1 complex	olivine gabbro	Zircon U-Pb	734. 8	4.6	41°4'47"N,88°1'48"E	
33	No.4 complex	granite	Zircon U-Pb	734. 1	4.1	41°7'31"N,87°33'19"E	
34	No.1 complex	granite	Zircon U-Pb	737. 3	4.5	41°4'47"N,88°1'48"E	
35	Zhongtuzhan	ultramafic dykes	Zircon U-Pb	802. 1	6.2	41°13'38"N,87°34'10"E	
36	No.2 complex	noritic gabbro	Zircon U-Pb	760	6	41°6'8.9"N,87°55'25"E	Zhang C. L. et al., 2011
37	Taiyangdao	dolerite dyke	Baddeleyites U-Pb	773	3	41°0'8.6"N,89°15'45.9"E	Zhang et al., 2009a
38	south of the Xingdi Fault	diabase dyke	Zircon U-Pb	823. 8	8.7	40°59'07"N,88°36'17"E	Zhang et al., 2009b
39	north of the Xingdi Fault	diabase dyke	Zircon U-Pb	776. 8	8.9	41°13'05"N,88°29'04"E	
40	north of the Xingdi Fault	Metagranite dyke	Zircon U-Pb	798	6	41°14.11'N,87°56.67'E	邓兴梁 等, 2008
41	north of the Xingdi Fault	Metagabbro dyke	Zircon U-Pb	816	15	41°14.10'N,87°56.66'E	
42	north of the Xingdi Fault	meta- gabbro	Zircon U-Pb	775	12	41°14'06"N,87°56'40"E	Shu L. S. et al.,

43	north of the Xingdi Fault	K-feldspar granite	Zircon U-Pb	806	8	41°38'16"N,87°52'14"E	2011
44	south of the Xingdi Fault	K-feldspar granite	Zircon U-Pb	798	7	41°10'11"N,87°46'14"E	
45	north of the Xingdi Fault	foliated granite	Zircon U-Pb	933	11	41°29'11"N,86°44'14"E	
46	north of the Xingdi Fault	foliated granite	Zircon U-Pb	1048	19	41°08'31"N,88°51'13"E	
47	south of the Xingdi Fault	Granitic gneiss	Zircon U-Pb	698	51	41°06'39"N,88°08'48"E	
48	Moheshan section	pillow basalt	Zircon U-Pb	705	10	41°25.767'N,88°21.259'E	高林志等, 2010
49	Xishankou section	intermediate-basic volcanics	Zircon U-Pb	739	6	41°35.907'N,86°32.416'E	
50	No.1 complex	olivine gabbro	Zircon U-Pb	728	5	41°05'28"N,88°01'29"E	Tang Q. Y. et al., 2016
51	No.4 complex	olivine gabbro	Zircon U-Pb	726.9	3.7	41°06'07"N,87°34'52"E	
52	Korla	spessartite dyke	Zircon U-Pb	628.7	6.6	41°49'14.8"N,86°02'13.8"E	Zhu W. B. et al., 2008
53	Korla	Mafic dyke	Zircon U-Pb	652	7.4	41°49'14.8"N,86°12'13.8"E	
54	Korla	Mafic dyke	Zircon U-Pb	642	6.8	41°49'14.8"N,86°12'13.8"E	
55	Daqixianggou, Saimashan	bimodal volcanics	Zircon U-Pb	732	7	40°51'10"N,89°29'45"E	徐备等, 2008
56	Xishankou	bimodal volcanics	Zircon U-Pb	740	7	41°27'12"N,88°35'47"E	Xu B. et al., 2009
57	Xishankou	bimodal volcanics	Zircon U-Pb	725	10	41°35.32'N,86°32.77'E	
58	Mochia-Khutuk	bimodal volcanics	Zircon U-Pb	615	6	41°27'27"N,87°52'51"E	
59	Xingdi No.1	granite dyke	Zircon U-Pb	743	2.5		Cao X. F. et al., 2014
60	Xingdi No.2	granite dyke	Zircon U-Pb	739	3.5		
61	Xishankou	rhyolite	Zircon U-Pb	841	1	41°36'44.2"N,86°23'27.3"E	吕彪等, 2016
62	Yigezitage	granodiorite	Zircon U-Pb	884.8	7.6		吕彪, 2017
63	Aoyikuru	tonalite	Zircon U-Pb	993	10		
64	Aoyikuru	tonalite	Zircon U-Pb	874	11		

65	Aoyikuru	granodiorite	Zircon U-Pb	829.6	4.7		
66	Kawuliuke	granodiorite	Zircon U-Pb	896	9		
67	Kawuliuke	granodiorite	Zircon U-Pb	823.3	8.9		
68	Kawuliuke	granodiorite	Zircon U-Pb	810.1	5.9		
69	Kawuliuke	monzonitic granite	Zircon U-Pb	800	13		
70	Korla	syenogranite	Zircon U-Pb	735	10		
71	Korla	rhyolite	Zircon U-Pb	738.9	5.4		
72	Korla	Moyite dyke	Zircon U-Pb	630.1	1.5	41°49'15"N,86°12'15"E	张传林等, 2014
73	Korla	Granodiorite dyke	Zircon U-Pb	630.6	1.3	41°49'33"N,86°11'34"E	
74	Korla	spessartite dyke	SHRIMP Zircon U-Pb	634.6	6.4	41°49'12.3"N,86°12'24.3"E	Zhu W. B. et al., 2011b
75	Korla	Quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	662.4	3.6	41°48'59.7"N,86°11'20.7"E	Ge R. F. et al., 2012
76	Korla	Quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	662.8	6.9	41°48'59.7"N,86°11'20.7"E	
77	Korla	Quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	660.8	5.8	41°49'15.4"N,86°12'00.2"E	
78	Korla	Syenogranite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	627	4.8	41°49'16.3"N,86°12'13.3"E	
79	Korla	Syenogranite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	628.8	4.7	41°49'15.0"N,86°12'04.7"E	
80	Korla	Leucogranitic vein	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	634.9	3.4	41°49'03.2"N,86°11'15.4"E	
81	Korla	melanosome of migmatite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	658.9	3.4	41°49'03.2"N,86°11'15.4"E	
82	Korla	Leucocratic vein	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	823.6	7.9	41°48'40.1"N,86°14'50.4"E	Ge R. F. et al., 2013
83	Korla	Leucogranitic	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	828.9	9.3	41°47.964'N, 86°14.128'E	
84	Korla	Leucogranitic	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	828.3	5.8	41°49'14.9"N,86°12'08.7"E	
85	Korla	melanosome	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	662.1	9.1	41°48'59.4"N,86°11'19.9"E	
86	Korla	leucosome	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	823.3	7.8	41°48'59.4"N,86°11'19.9"E	

87	Korla	leucosome	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	661	7.4	41°48'59.4"N,86°11'19.9" E	
88	Xingdi No.2 complex	garbbero	SHRIMP Zircon U-Pb	743. 6	3.2		Chen H. J. et al., 2017
89	Kuruktag	granodiorite	LA-ICP-MS Zircon rim U-Pb	830	5	41°41'9.2"N, 86°21'12.8" E	Ge R. F. et al., 2014a
90	Kuruktag	granodiorite	LA-ICP-MS Zircon rim U-Pb	821	6	41°31'28.3"N,86°35'48.1"E	
91	Kuruktag	garnet- muscovite granite	LA-ICP-MS Zircon rim U-Pb	830	6	41°50'27.7"N, 86°2'24.1"E	
92	Kuruktag	garnet- muscovite granite	LA-ICP-MS Zircon rim U-Pb	834	6	41°31'43.7"N,86°35'52.5"E	
93	Kuruktag	two-mica granite	LA-ICP-MS Zircon rim U-Pb	828	7	41°30'37.6"N,86°42'31.7"E	
94	Kuruktag	two-mica granite	LA-ICP-MS Zircon rim U-Pb	831	6	41°30'47.7"N,86°42'2.7"E	
95	Kuruktag	quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	660	5	41°48'57.6"N,86°11'20.8"E	
96	Kuruktag	quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	659	6	41°48'24.2"N,86°11'29.0"E	
97	Kuruktag	quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	627	4	41°49'38.0"N,86°11'36.9"E	
98	Kuruktag	syenogranit e	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	636	5	41°47'43.9"N, 86°10'51.2"	
99	Kuruktag	quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	656	6	41°48'24.2"N,86°11'29.0"E	
10 0	Kuruktag	quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	653	14	41°49'38.0"N,86°11'36.9"E	
10 1	Xishankou	rhyolite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	655. 9	4.4	41°22'14.3"N,87°27'42.8"E	He J. W. et al., 2014
10 2	Xishankou	andesite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	654. 4	9.9	41°24'24.0"N,87°47'18.4"E	
10 3	Xishankou	tuffaceous bed	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	616. 5	5.9	41°26'31.2"N,87°50'54.2"E	
10 4	Qiakmakties hi	tufflava	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	636	2	41°26'2.40"N,87°48'14.04' E	Ren R. et al., 2020
10 5	Qiakmakties hi	basalt	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	541	6	41°18'12.72"N,87°45'14.1 0"E	
10	Xingdi No. 2	gabbro	SIMS Zircon	737	2		郭瑞清

6	complex		U-Pb				等, 2018
107	Korla	melanosomes	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	644.8	2.9	41°49'25.12"N,86°11'59.95"E	Xiao Y. et al., 2019
108	Korla	quartz syenite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	649.2	2.8	41°49'25.12"N,86°11'59.95"E	
109	Korla	melanosomes	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	631.9	2.9	41°49'27.07"N,86°11'41.23"E	
110	Yingdong2 well	altered granite	SHRIMP Zircon U-Pb	722	3		Xu Z. Q. et al., 2013
111	Xingdi No.4 complex	gabbro-dioritic pluton	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	737.8	6.4		秦切, 2012
112	Xingdi No.1 complex	gabbro	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	728	3		
113	Xingdi No.1 complex	granite pluton core	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	741	6.3		
114	Xingdi No.1 complex	granite pluton margin	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	729.4	2.6		
115	Xingdi No.3 complex	granite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	731	13		
116	Korla	monzonitic granite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	832.3	3.3		陈邦学等, 2020
117	Kawuliuke	granodiorite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	823.4	9		崔涛等, 2021
118	Kawuliuke	granodiorite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	810	5.8		

S.2.3 塔里木克拉通阿克苏-库车地区新元古代岩浆岩锆石年龄统计

	Locations	Lithology	Methods	Age (Ma)	Error	Coordinates	Reference
1	Yangxia coal mine, Kuqa Depression	biotite monzogranite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	646.5	3.9	42°7'37.38"N,84°26'1.32"E	罗金海等, 2011
2	Yangxia coal mine, Kuqa Depression	Granite	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	650.2	3.1	42°07'36.75"N,84°26'7.65"E	Xiao Y. et al., 2019
3	Tugerming	Granite	SHRIMP Zircon U-Pb	636.4	4.5		何登发等, 2011
4	Tugerming	Granite	SHRIMP Zircon U-Pb	631.4	3.5		
5	Aksu	andesitic rocks	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	903	6.4	40°56.315'N, 79°30.736'E	He J. Y. et al., 2019
6	Aksu	andesitic rocks	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	904.2	5.5	40°56.315'N, 79°30.736'E	
7	Aksu	andesitic rocks	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	904.1	6.2	40°56.264'N,79°30.842'E	
8	Aksu	andesitic rocks	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	908.7	7.1	40°56.669'N,79°30.379'E	
9	Aksu	Ferrodoleritic dykes	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	801	9	41°04.465'N,79°55.750'E	Li H. X. et al., 2020
10	Aksu	Ferrodoleritic dykes	LA-ICP-MS Zircon U-Pb	804	13	41°05.127'N,79°56.400'E	
11	Aksu	mafic dyke	SHRIMP Zircon U-Pb	769	19		Xia B. et al., 2019
12	Aksu	basalt	SHRIMP	615.2	4.8		Xu B. et

			Zircon U-Pb				al., 2013
13	Aksu	basalt	SHRIMP Zircon U-Pb	614.4	9.1		
14	Aksu	gabbroic dyke	SHRIMP Zircon U-Pb	759	7	41°14'8.9"N,87°55'25"E	Zhang C. L. et al., 2009
15	Aksu	basalt	LA-ICP- MS Zircon U- Pb	783.7	2.3	40°50.782'N,79°24.832'E	Zhang Z. C. et al., 2012
16	Sandaoqiao	hornblende- websterite	LA-ICP- MS Zircon U- Pb	879	4		韩强等, 2016
17	Tongl well	dacite	SIMS Zircon U- Pb	747	12		李晓剑 等, 2018
18	Tongl well	andesite	SHRIMP Zircon U- Pb	755	3		Xu Z. Q. et al., 2013
19	Xiahe 1 well	Muscovite biotite granitic gneiss	SHRIMP Zircon U- Pb	832	4		
20	Pochengzi	Granitoid orthogneiss	Zircon U- Pb	707	13		陈义兵 等, 2000

S.2.4 中天山地区中-新元古代岩浆岩锆石结晶年龄统计

	Locations	Lithology	Method s	Age (Ma)	Erro r	Coordinates	Referenc e
1	Huoshaoqiao	granitic intrusions	LA- ICP-MS zircon U-Pb	903.5	2.2	43°12'50"N, 85°00'32"E	Gao J. et al., 2015
2	Wulasutanwutuaik en	gneissic granodiorite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	933.6	1.2	43°02'39"N,86°47'36"E	
3	Wuwamen bimodal intrusive complex	meta- gabbro	SIMS zircon U-Pb	733	5	42°36'55"N,86°16'10"E	
4	Wuwamen	granite	SIMS	730	5	42°36'55"N,86°16'10"E	

	bimodal intrusive complex		zircon U–Pb				
5	Xialebaketekekesa yi valley, Wenquan	Granitic gneiss	SHRIM P zircon U–Pb	919	6	44°56'5.4"N,80°50'33.8" E	胡霭琴 等, 2010
6	Xingxingxia	Granitic gneiss	SHRIM P zircon U–Pb	942	7		
7	Kulaerbiejingzhen valley, Wenquan	Granitic gneiss	SHRIM P zircon U–Pb	904	13		
8	Bingdaban, Baluntai	granitic gneisses	SHRIM P zircon U–Pb	926	8	43°6.7224'N,86°50.548' E	陈新跃 等, 2009
9	Laerdundaban, Yili	granitic gneisses	SHRIM P zircon U–Pb	948	8	43°10.115'N,84°21.541' E	
1 0	Bingdaban, Baluntai	granitic gneiss	SHRIM P zircon U–Pb	969	11		Yang T. N. et al., 2008
1 1	Alatage	granitic gneisses	LA- ICP-MS zircon U–Pb	923	5	41°48.8'N,E94°59.0'E	Huang B. T. et al., 2015
1 2	Xingxingxia	granitic gneisses	LA- ICP-MS zircon U–Pb	914	12	41°35.8'N,E91°48.8'E	
1 3	Xingxingxia	granitic gneisses	LA- ICP-MS zircon U–Pb	930	4	41°48.7'N,E95°3.1'E	
1 4	Shaquanzi	biotite monzonitic gneiss	LA- ICP-MS zircon U–Pb	942.4	5.1	41°51'N,94°54'E	Wang Z. M. et al., 2014
1 5	Alatage	biotite gneiss	LA- ICP-MS zircon U–Pb	945	6	41°35.505'N,91° 48.799'E	Huang B. T. et al., 2014
1 6	Alatage	augen gneiss	LA- ICP-MS zircon U–Pb	942	6	41°40.246'N,91° 52.941'E	
1 7	Kawabulake	granitic gneisses	LA- ICP-MS	942.1	7.2		彭明兴 等, 2012

			zircon U-Pb				
1 8	Kawabulake	granitic gneisses	LA- ICP-MS zircon U-Pb	941.9	4.9		
1 9	Akshairak Range	felsic tuff	LA- ICP-MS zircon U-Pb	842	16		Glorie et al., 2011
2 0	Sary-Dzhaz Range	granitoid	LA- ICP-MS zircon U-Pb	831	6		
2 1	Akshairak Range	migmatite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	806	20		
2 2	Atbashi Range	gneiss	LA- ICP-MS zircon U-Pb	788	26		
2 3	Karasu Lake	granite	SHRIM P zircon U-Pb	728	11	41°33.547'N,73°15.765' E	Konopelko et al., 2013
2 4	Karasu Lake	granite	SHRIM P zircon U-Pb	778	11	41°33.530'N,73°15.692' E	
2 5	Shigaokuang, Wuwamen	Leucogranite dyke	SIMS zircon U-Pb	785	15	42°38'7.8"N,86°12'20.8" E	Wang X. S. et al., 2014
2 6	Hongliujing, Xingxingxia	A-type granite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	737.2	3.8	41°53'18.4"N,94° 54'46.8"E	Lei R. X. et al., 2013
2 7	Hongliujing, Xingxingxia	A-type granite	LA- ICP-MS Zircon U-Pb	741.7	7.1	41°53'18.4"N,94°54'46.8" "E	
2 8	Alatage	gneissic granodiorite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	1437	4	41°43.2'N,92°38.1'E	He Z. Y. et al., 2015
2 9	Alatage	gneissic granodiorite	LA- ICP-MS zircon	1438	5	41°42.6'N,92°38.4'E	

			U-Pb				
30	Alatage	gneissic monzogranite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	1436	4	41°41.9'N,92°38.6'E	
31	Alatage	gneissic monzogranite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	1436	5	41°42.4'N,92°36.4'E	
32	Alatage	gneissic tonalite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	1436	5	41°42.6'N,92°38.4'E	
33	Alatage	gneissic tonalite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	1436	5	41°42.3'N,92°38.5'E	
34	Alatage	gneissic tonalite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	1436	5	41°41.6'N,92°37.5'E	
35	Weiya	granitic gneiss	LA-ICP-MS zircon U-Pb	926	3	41°44.8'N,94°6.6'E	
36	Weiya	granitic gneiss	LA-ICP-MS zircon U-Pb	1433	27	41°44.8'N,94°6.6'E	
37	Xingxingxia	granitic gneiss	LA-ICP-MS zircon U-Pb	1409	33	41°54.5'N,94°59.3'E	
38	Laerdundaban	granitic gneiss	zircon standard isotope dilution methods	882	33		陈义兵等, 1999
39	Baluntai	banded granitic gneiss	LA-ICP-MS zircon U-Pb	630	5	43°6'58"N,86°51'16"E	陈义兵等, 2012
40	Xingxingxia	granodiorite	LA-ICP-MS	809	41	41°52'36.6"N,95°18'18.9"E	Lei R. X. et al.,

			zircon U-Pb				2011
4 1	Alatagh	augen- gneisses	LA- ICP-MS zircon U-Pb	918	5.1		Huang Z. Y. et al., 2017
4 2	Alatagh	mylonitic gneisses	LA- ICP-MS zircon U-Pb	896	3.9		
4 3	Xingxingxia	monzonitic granite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	949.7	6.1		任晓锋, 2019
4 4	Xingxingxia	granodiorite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	927.6	7.5		
4 5	Beishan	granodiorite	LA- ICP-MS	1404	4	N40°47'33",E97°19'17"	Yuan Y. et al., 2019
4 6		Bt-Pl gneiss	zircon U-Pb	1418	10	N40°47'32",E97°19'15"	
4 7		granodiorite		1403	22	N40°47'15",E97°19'19"	
4 8		granitic gneiss		1450	22	N40°47'05",E97°19'29"	
4 9		granitic gneiss		1401	5	N40°47'31",E97°19'20"	
5 0	Wuwamen Complex	biotite-two feldspar gneisses	LA- ICP-MS zircon	2529	35	N42°40'28",E86°04'06"	Wang X. S. et al., 2017
5 1		biotite- plagioclase- hornblende gneisses	U-Pb	2513	31	N42°40'28",E86°04'06"	
5 2		meta-mafic dykes		1724	6	N42°40'28",E86°04'06"	
5 3		Leucogranit e		787	9	N42°40'28",E86°04'06"	
5 4	Wuwamen Complex	Amphibolit e	LA- ICP-MS	2550	26	N42°37'16.7",E86°16'9. 6"	Wang X. S. et al., 2020
5 5		Plagioclase- hornblende gneiss	zircon U-Pb	2214	46	N42°37'33",E86°15'43"	
5 6		gabbro		688	3	N42°38' 4.6",E86°9' 51.8"	

5 7	Wuwamen Complex	felsic mylonite	LA- ICP-MS	1812	14		王信水 等, 2019
5 8		Plagioclase amphibolite mylonite	zircon U-Pb	1828	8.6		
5 9		Biotite amphibolic plagioclase gneiss		2533	14		
6 0		Biotite plagioclase amphibolic gneiss		2504	24		
6 1		meta-mafic dykes		1723	13		
6 2	Xingxingxia	Granodioriti c gneiss	SHRIM P zircon U-Pb	1436	13		胡霏琴 等, 2006
6 3				1405. 2	7.8		
6 4	Shenglidaban	granitic gneiss	LA- ICP-MS	975	6		Song Y. J. et al., 2022
6 5		granitic gneiss	zircon U-Pb	953	4		
6 6		granitic gneiss		911	4		
6 7	Kalatage	granulite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	2354	23		李建星 等, 2015
6 8	Aikendaban	Bt-Pl gneiss	SHRIM P zircon	945.9	4.4	43°37'00"N,84°43'00"E	刘崑国 等, 2016
6 9		Bt-Pl gneiss	U-Pb	924	9	43°11'00"N,85°29'00"E	
7 0	Nalati	granitic gneiss	LA- ICP-MS zircon U-Pb	895.6	2.4		Long L. L. et al., 2011
7 1	Nalati-Baluntai road	augen- gneiss	SHRIM P zircon U-Pb	930	5.5		Huang Z. Y. et al., 2015
7 2	Nalati-Baluntai road	augen- gneiss	SHRIM P zircon U-Pb	902	3.6		
7 3	Nalati-Baluntai road	felsic vein	SHRIM P zircon U-Pb	894	4.5		

7 4	Nalati-Baluntai road	banded gneiss	SHRIM P zircon U-Pb	806	2.5		
7 5	Alatagh	granitoids	LA- ICP-MS zircon U-Pb	1482	8		Huang Z. Y. et al., 2021
7 6	Alatagh	granitoids	LA- ICP-MS zircon U-Pb	1450	7		

S.2.5 伊犁地区中-新元古代岩浆岩锆石结晶年龄统计

	Locations	Lithology	Methods	Age (Ma)	Error	Coordinates	Reference
1	Wenquan	Augen gneiss	SHRIM P zircon U-Pb	910	7	44°53.611'N,80°38.516'E	Wang B. et al., 2014a
2	Wenquan	Gneissic two mica granitic dyke in migmatite	SHRIM P zircon U-Pb	908	11	44°55'28"N,80°37'08"E	
3	Wenquan	Leucosome in migmatite	SHRIM P zircon U-Pb	926	12	44°55'28"N,80°37'08"E	
4	Wenquan	Leucosome sill in the migmatite	SHRIM P zircon U-Pb	919	8	44°55.451'N,80°37.130'E	
5	Wenquan	Orthogneis s	SHRIM P zircon U-Pb	857	6	44°53'41"N,80°38'23"E	
6	Wenquan	leucogranit e	SHRIM P zircon U-Pb	845	8	44°56'16"N,80°37'27"E	
7	Kusong- muqieke River	Granite vein	LA- ICP-MS zircon U-Pb	778. 3	2.5	44°26.360'N,81°50.938'E	Wang B. et al., 2014b
8	Kusong- muqieke River	fine- grained gabbro dyke	LA- ICP-MS zircon U-Pb	776. 5	7.5	44°26.506'N,81°49.822'E	
9	Kusong-	coarse-	LA-	778.	5.3	44°26.506'N,81°49.822'E	

	muqieke River	grained gabbroic diorite dyke	ICP-MS zircon U-Pb	4			
10	Kusong-muqieke River	coarse-grained gabbroic diorite dyke	LA-ICP-MS zircon U-Pb	777.2	5.5	44°26.466'N,81°48.954'E	
11	Kesangrongdong, Tekesi county	gneissic muscovite granite	SHRIMP P zircon U-Pb	752.3	5.1	42°50'N,81°42'E	朱永峰等, 2012
12	Kelabugan, Tekesi county	Augen granite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	889	5		Xiong F. H. et al., 2019
13	Kelabugan, Tekesi county	mylonitized granite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	892	5		
14	Kelabugan, Tekesi county	gneissic granite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	947	4		
15	Giergelang	gneissic granite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	942.6	7.6	43°13'3"N,82°36'9"E	
16	Giergelang	gneissic granite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	933.6	8.5	43°11'48.45"N,82°36'34.11"E	
17	Giergelang	mylonitic granodiorite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	961.9	8.8	43°11'38.69"N,82°36'9"E	
18	Wenquan	gneissic granite	SHRIMP P zircon U-Pb	907	11	44°55'28"N,80°37'08"E	李孔森等, 2013
19	Wenquan	migmatite	SHRIMP P zircon U-Pb	926	12	44°55'28"N,80°37'08"E	
20	Biezhentao Mountain, Wenquan	gneissic granite	LA-ICP-MS zircon U-Pb	911	13		曾祥武等, 2020

2 1	Biezhentao Mountain, Wenquan	gneissic granite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	920	19		
2 2	Biezhentao Mountain, Wenquan	gneissic granite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	906	14		
2 3	Biezhentao Mountain, Wenquan	gneissic granite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	950	13		
2 4	Wenquan	Plagioclase amphibolite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	660. 5	3.2	44°53'09"N,80°54'22"E	
2 5	Wenquan	granitic gneiss	SHRIM P zircon U-Pb	874	11	44°53'41"N,80°38'23"E	
2 6	Wenquan	monzonitic granite vein	SHRIM P zircon U-Pb	905	4.7	44°56'16"N,80°37'27"E	
2 7	Wenquan	mylonitic granite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	913. 9	7.2	44°52'16"N,80°54'12"E	
2 8	Kulaerbiejing	Fine- grained granitic gneiss	SHRIM P zircon U-Pb	1329	10		黄宗莹, 2017
2 9	Dagenbieli	granite	LA- ICP-MS zircon U-Pb	942. 5	2.6	43°10.602'N,82°15.579'E	李婷等, 2015
3 0	Qiaksi section	gneissic granites	LA- ICP-MS zircon U-Pb	968	5		Sun Z. C. et al., 2021
3 1		gneissic granites		948	8		
3 2		gneissic granites		873	9		

S.3 新元古代早期火山岩及侵入杂岩年代学及地球化学分析数据

S.3.1 火山岩及侵入岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试分析数据

Spot	Isotopic ratios						Th/U	Isotopic Ages						Concor-dance
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma		Ma	1sigma	Ma	1sigma	Ma	1sigma	
Sample 18SG03-1 (dacite)														
1	0.069699	0.001266	1.464702	0.027606	0.152076	0.001432	0.54	920	35	916	11	913	8	99%
2	0.074555	0.001124	1.559578	0.023999	0.151241	0.001241	0.59	1057	33	954	10	908	7	95%
3	0.069401	0.001156	1.458209	0.024712	0.152004	0.001388	0.65	911	31	913	10	912	8	99%
4	0.067981	0.001152	1.387797	0.023590	0.148110	0.001310	0.53	878	34	884	10	890	7	99%
5	0.070854	0.001054	1.455692	0.021870	0.149038	0.001261	0.62	954	30	912	9	896	7	98%
6	0.069111	0.001150	1.422543	0.023217	0.149940	0.001362	0.52	902	61	898	10	901	8	99%
7	0.069234	0.001107	1.442280	0.024145	0.150803	0.001350	0.71	906	33	907	10	905	8	99%
8	0.068820	0.000988	1.407077	0.020683	0.147866	0.001244	0.65	894	error	892	9	889	7	99%
9	0.069085	0.001439	1.448498	0.030072	0.151925	0.001554	0.58	902	39	909	12	912	9	99%
10	0.068503	0.001203	1.424261	0.024843	0.150838	0.001283	0.61	883	32	899	10	906	7	99%
11	0.068981	0.001233	1.439971	0.026118	0.151363	0.001671	0.54	898	33	906	11	909	9	99%
12	0.068679	0.001348	1.435188	0.027764	0.151218	0.001635	0.56	900	error	904	12	908	9	99%
13	0.069441	0.001000	1.426577	0.020645	0.148686	0.001335	0.71	922	30	900	9	894	8	99%
14	0.068964	0.001078	1.425426	0.022760	0.148999	0.001245	0.78	898	28	900	10	895	7	99%
15	0.070150	0.001491	1.476935	0.031845	0.152020	0.001468	0.71	933	31	921	13	912	8	99%
16	0.071102	0.001139	1.482396	0.024452	0.150832	0.001403	0.53	961	31	923	10	906	8	98%
17	0.069629	0.001148	1.446046	0.023183	0.150513	0.001294	0.67	917	30	908	10	904	7	99%
18	0.070297	0.001425	1.476794	0.030545	0.152147	0.001512	0.65	937	41	921	13	913	8	99%
19	0.071552	0.001442	1.493934	0.029592	0.151714	0.001550	0.66	972	41	928	12	911	9	98%

20	0.072065	0.001651	1.480040	0.033716	0.149505	0.001626	0.54	987	41	922	14	898	9	97%
21	0.068298	0.001047	1.392513	0.021616	0.147891	0.001302	0.58	877	27	886	9	889	7	99%
22	0.070364	0.001177	1.457229	0.025637	0.149933	0.001504	0.67	939	1081	913	11	901	8	98%
23	0.069303	0.001370	1.472258	0.029342	0.154039	0.001611	0.54	909	39	919	12	924	9	99%
24	0.071645	0.001365	1.475884	0.028836	0.149122	0.001496	0.63	976	38	921	12	896	8	97%
25	0.070138	0.001181	1.452712	0.025059	0.149827	0.001395	0.59	931	33	911	10	900	8	98%
26	0.069151	0.001142	1.446450	0.024239	0.151600	0.001473	0.60	903	32	908	10	910	8	99%
27	0.071027	0.001357	1.583851	0.031012	0.161244	0.001855	0.68	967	198	964	12	964	10	99%
28	0.070251	0.001085	1.449716	0.022446	0.149618	0.001296	0.60	1000	31	910	9	899	7	98%
29	0.074099	0.001460	1.575181	0.032876	0.154105	0.001549	0.71	1044	37	960	13	924	9	96%
30	0.071252	0.001309	1.479757	0.027880	0.150973	0.001491	0.66	965	37	922	11	906	8	98%
Sample 18SG03-3 (dacite)														
1	0.071240	0.001264	1.481895	0.026349	0.150728	0.001376	0.65	965	42	923	11	905	8	98%
2	0.068488	0.001309	1.426406	0.027079	0.151207	0.001425	0.56	883	38	900	11	908	8	99%
3	0.069490	0.001185	1.461167	0.025149	0.152622	0.001468	0.54	922	34	914	10	916	8	99%
4	0.070013	0.001352	1.454245	0.027948	0.150815	0.001573	0.46	928	32	912	12	906	9	99%
5	0.069685	0.001116	1.440837	0.023262	0.149820	0.001383	0.60	920	32	906	10	900	8	99%
6	0.068193	0.001759	1.380341	0.036328	0.146154	0.001979	0.58	876	51	881	16	879	11	99%
7	0.067501	0.001184	1.401985	0.025268	0.150325	0.001405	0.59	854	35	890	11	903	8	98%
8	0.069471	0.001263	1.423876	0.026435	0.148765	0.001438	0.57	922	37	899	11	894	8	99%
9	0.069439	0.001258	1.472353	0.029650	0.153025	0.001555	0.46	922	37	919	12	918	9	99%
10	0.069708	0.001275	1.447457	0.026005	0.151010	0.001561	0.55	920	34	909	11	907	9	99%
11	0.067953	0.001505	1.389211	0.030793	0.148588	0.001562	0.62	878	51	884	13	893	9	99%
12	0.068741	0.001272	1.424190	0.027287	0.150689	0.001438	0.56	900	37	899	11	905	8	99%
13	0.069448	0.001443	1.437978	0.031314	0.150652	0.001874	0.49	922	42	905	13	905	11	99%
14	0.068824	0.001200	1.425973	0.026287	0.150085	0.001431	0.54	894	36	900	11	901	8	99%
15	0.066076	0.001040	1.219571	0.020822	0.133387	0.001303	0.33	809	error	810	10	807	7	99%
16	0.068441	0.001060	1.426449	0.023876	0.151225	0.001860	0.71	883	27	900	10	908	10	99%
17	0.068938	0.001349	1.427033	0.028441	0.150615	0.001574	0.59	898	36	900	12	904	9	99%

18	0.069334	0.001476	1.440847	0.031174	0.150887	0.001799	0.49	909	36	906	13	906	10	99%
19	0.070269	0.001172	1.458050	0.023995	0.150621	0.001448	0.64	1000	33	913	10	904	8	99%
20	0.069981	0.001151	1.441903	0.023368	0.150115	0.001489	0.55	928	33	907	10	902	8	99%
21	0.070194	0.001202	1.462612	0.025434	0.150923	0.001554	0.64	1000	35	915	11	906	9	99%
22	0.068546	0.001325	1.398218	0.025569	0.148635	0.001542	0.53	885	38	888	11	893	9	99%
23	0.069781	0.001159	1.469538	0.024907	0.152762	0.001606	0.60	922	33	918	10	916	9	99%
24	0.069247	0.001434	1.450081	0.030659	0.152298	0.001884	0.47	906	39	910	13	914	11	99%
25	0.070237	0.001246	1.478568	0.027031	0.152207	0.001594	0.62	1000	33	922	11	913	9	99%
26	0.069939	0.001205	1.427691	0.023981	0.148483	0.001435	0.61	928	31	901	10	892	8	99%
27	0.070561	0.001266	1.452714	0.026830	0.148901	0.001413	0.56	946	34	911	11	895	8	98%
28	0.069336	0.001082	1.442392	0.023915	0.150834	0.001485	0.53	909	32	907	10	906	8	99%
29	0.071898	0.001349	1.500309	0.028127	0.152085	0.001661	0.51	983	40	931	11	913	9	98%
30	0.073290	0.001410	1.626317	0.032367	0.161223	0.001961	0.71	1022	39	980	13	964	11	98%
Sample 58AKS19 (gabbro rock)														
1	0.070339	0.001244	1.510183	0.026171	0.155729	0.001298	0.43	939	38	935	11	933	7	99%
2	0.067237	0.002528	1.481311	0.036463	0.153733	0.002196	0.29	856	78	923	15	922	12	99%
3	0.069774	0.001227	1.481107	0.026402	0.153748	0.001240	0.33	922	41	923	11	922	7	99%
4	0.070547	0.001455	1.518329	0.031113	0.155912	0.001366	0.27	944	43	938	13	934	8	99%
5	0.070298	0.001387	1.491514	0.028487	0.154195	0.001580	0.29	939	40	927	12	924	9	99%
6	0.069397	0.000896	1.471276	0.020447	0.152961	0.001202	0.38	911	27	919	8	918	7	99%
7	0.124693	0.001362	6.034139	0.081368	0.348366	0.002997	0.67	2024	19	1981	12	1927	14	97%
8	0.157666	0.001491	10.043022	0.102963	0.459307	0.002819	0.79	2431	16	2439	10	2436	13	99%
9	0.071209	0.001397	1.522663	0.029365	0.155232	0.001230	0.32	965	37	940	12	930	7	99%
10	0.050221	0.000665	0.248047	0.003483	0.035635	0.000235	0.55	206	30	225	3	226	1	99%
11	0.070667	0.001966	1.512189	0.040486	0.155928	0.001709	0.28	948	45	935	16	934	10	99%
12	0.069939	0.001244	1.495735	0.026339	0.155264	0.001262	0.42	928	37	929	11	930	7	99%
13	0.069318	0.001257	1.437516	0.026251	0.149958	0.001190	0.71	909	29	905	11	901	7	99%
14	0.070380	0.001325	1.493920	0.026870	0.154662	0.001294	0.40	939	39	928	11	927	7	99%
15	0.070433	0.001088	1.525375	0.023401	0.156865	0.001086	0.33	943	30	941	9	939	6	99%

16	0.068198	0.001166	1.442756	0.024802	0.153487	0.001210	0.31	876	36	907	10	920	7	98%
17	0.071689	0.001177	1.533063	0.025511	0.154836	0.001171	0.31	977	31	944	10	928	7	98%
18	0.073677	0.001535	1.576078	0.031820	0.155678	0.001381	0.39	1032	39	961	13	933	8	97%
19	0.070753	0.001283	1.536628	0.027820	0.157671	0.001364	0.33	950	34	945	11	944	8	99%
20	0.073099	0.001541	1.545691	0.031185	0.154244	0.001303	0.34	1017	39	949	12	925	7	97%
21	0.070836	0.001150	1.519436	0.024307	0.155674	0.001256	0.41	954	31	938	10	933	7	99%
Sample 20YM11 (white cataclasite)														
1	0.06898	0.00188	1.42366	0.03867	0.14945	0.00219	0.39	898	56	899	16	898	12	99%
2	0.06814	0.00195	1.40807	0.03790	0.14976	0.00181	0.45	872	50	892	16	900	10	99%
3	0.06948	0.00247	1.42221	0.04715	0.14961	0.00233	0.48	922	68	898	20	899	13	99%
4	0.07153	0.00240	1.49980	0.04919	0.15204	0.00267	0.46	972	56	930	20	912	15	98%
5	0.06899	0.00278	1.40804	0.05914	0.14735	0.00237	0.33	898	88	892	25	886	13	99%
6	0.07004	0.00222	1.44489	0.04568	0.14986	0.00216	0.36	929	66	908	19	900	12	99%
7	0.07034	0.00209	1.45465	0.04350	0.14966	0.00216	0.34	939	61	912	18	899	12	98%
8	0.06941	0.00188	1.44360	0.03739	0.15107	0.00187	0.50	911	56	907	16	907	10	99%

S.3.2 火山岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学测试分析数据

Spot	²⁰⁶ Pbc	²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	Isotopic ratios						Isotopic Ages						Discor dant	
						²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U			
						Ratio	±%	Ratio	±%	Ratio	±%	Err corr	²⁰⁶ Pb Age (Ma)	1sigm a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U Age (Ma)	1sigm a	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)		1sigm a
Sample QGBLK07a (andesite)																			
1.1	0.34	4.54	34	18	0.56	0.0718	4.6	1.520	4.9	0.1536	1.8	0.358	980	±94	938	±30	921	±15	6
2.1	0.00	5.13	38	19	0.51	0.0671	3.3	1.437	3.7	0.1554	1.7	0.454	839	±69	904	±22	931	±15	-10
3.1	1.16	7.87	58	30	0.54	0.0642	6.3	1.380	6.5	0.1559	1.6	0.239	749	±130	880	±38	934	±14	-20
4.1	0.67	4.41	33	18	0.56	0.0661	7.3	1.41	7.5	0.1551	1.9	0.251	809	±150	893	±45	930	±16	-13

5.1	0.97	4.22	31	15	0.50	0.0753	5.9	1.65	6.3	0.1592	2.1	0.332	1075	±120	990	±40	952	±18	13
6.1	0.70	4.77	35	26	0.75	0.0721	5.3	1.552	5.6	0.1561	1.8	0.317	990	±110	951	±35	935	±15	6
7.1	0.00	4.14	32	17	0.54	0.0734	3.5	1.531	4.3	0.1512	2.4	0.560	1026	±71	943	±26	907	±20	13
8.1	0.54	9.23	70	54	0.80	0.0627	3.3	1.323	3.6	0.1529	1.4	0.395	700	±70	856	±21	917	±12	-24
9.1	0.61	8.96	66	36	0.56	0.0694	3.2	1.501	3.5	0.1567	1.4	0.414	912	±66	931	±21	939	±13	-3
10.1	0.57	8.85	65	51	0.82	0.0635	4.8	1.375	5.0	0.1570	1.5	0.291	726	±100	878	±29	940	±13	-23
11.1	0.41	11.4	85	72	0.87	0.0671	3.1	1.432	3.4	0.1548	1.4	0.406	841	±64	902	±20	928	±12	-9
12.1	1.30	5.32	39	28	0.74	0.0648	8.2	1.40	8.4	0.1571	1.8	0.209	768	±170	889	±50	941	±15	-18
13.1	1.22	4.40	32	17	0.54	0.0651	6.0	1.416	6.3	0.1579	1.9	0.300	776	±130	896	±37	945	±17	-18
Sample QGBLK06 (rhyolite)																			
1.1	0.21	25.2	181	128	0.73	0.0698	2	1.557	2.3	0.1617	1.1	0.491	924	±41	953	±14	966	±10	-4
2.1	0.42	15.5	118	70	0.61	0.0659	2.8	1.387	3.1	0.1526	1.3	0.409	804	±59	883	±18	916	±11	-12
3.1	0.07	24.7	190	135	0.73	0.072	1.8	1.498	2.2	0.1509	1.3	0.575	985	±37	930	±13	906	±11	9
4.1	0.49	35.3	268	236	0.91	0.0671	2.8	1.408	3	0.1522	1.1	0.367	841	±57	892	±18	913	±9	-8
5.1	0.29	28.1	215	175	0.84	0.0703	2	1.476	2.6	0.1522	1.7	0.647	938	±40	921	±16	913	±14	3
6.1	0.10	23.2	159	85	0.55	0.0694	1.9	1.624	2.3	0.1698	1.2	0.518	910	±40	980	±14	1,011	±11	-10
7.1	0.66	9.51	71	37	0.53	0.066	4.9	1.401	5.2	0.1539	1.5	0.294	807	±100	889	±31	923	±13	-13
8.1	1.36	6.55	48	26	0.56	0.0595	5.8	1.275	6.1	0.1555	1.8	0.287	585	±130	835	±35	932	±15	-37
9.1	0.89	11.3	80	41	0.53	0.0587	8.8	1.32	9	0.163	1.9	0.213	556	±190	855	±52	973	±17	-43
10.1	0.23	18.8	142	75	0.54	0.0691	2.1	1.468	2.5	0.1541	1.2	0.491	901	±44	917	±15	924	±10	-3
11.1	0.13	13.1	109	79	0.75	0.0693	5.2	1.342	5.4	0.1404	1.4	0.250	909	±110	864	±31	847	±11	7
12.1	0.35	10.4	75	43	0.60	0.0676	4.7	1.512	4.9	0.1621	1.5	0.304	858	±97	935	±30	968	±13	-11

Note: Pb* indicates radiogenic Pb; ages used ²⁰⁴Pb common Pb to correct.

S.3.3 长石岩屑砂岩 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学测试分析数据

Spot	Isotopic ratios	Th/U	Isotopic Ages	Concordance	Recommended ages
------	-----------------	------	---------------	-------------	------------------

	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ P	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Age	1sigma
	b	b	U	U	U	U		b	b	U	U	U	U		(Ma)	a
	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma		Age (Ma)	1sigma	Age (Ma)	1sigma	Age (Ma)	1sigma		()	
Sample 41AKS19 (clastic rock)																
1	0.071150	0.001408	1.567760	0.030303	0.159669	0.001362	0.64	961	34	958	12	955	8	99%	955	8
2	0.069221	0.001028	1.471682	0.022083	0.153535	0.001162	0.77	906	28	919	9	921	7	99%	921	7
3	0.069467	0.001041	1.447313	0.021945	0.150433	0.001145	0.67	922	28	909	9	903	6	99%	903	6
4	0.068927	0.000964	1.450939	0.021402	0.151853	0.001146	0.60	898	23	910	9	911	6	99%	911	6
5	0.070319	0.000973	1.512611	0.020823	0.155226	0.001187	0.59	939	26	935	8	930	7	99%	930	7
6	0.069564	0.000995	1.498929	0.022039	0.155555	0.001267	0.64	917	30	930	9	932	7	99%	932	7
7	0.070027	0.000991	1.520347	0.022844	0.156330	0.001250	0.68	929	29	939	9	936	7	99%	936	7
8	0.073557	0.001449	1.554032	0.032021	0.152747	0.001365	0.47	1029	39	952	13	916	8	96%	916	8
9	0.070814	0.001004	1.469253	0.020662	0.149929	0.001040	0.72	954	29	918	9	901	6	98%	901	6
10	0.068574	0.001055	1.429325	0.022381	0.150740	0.001220	0.74	887	30	901	9	905	7	99%	905	7
11	0.067445	0.001023	1.432617	0.022485	0.153509	0.001129	0.51	852	30	903	9	921	6	98%	921	6
12	0.071337	0.001383	1.589024	0.031236	0.161212	0.001415	0.60	969	36	966	12	964	8	99%	964	8
13	0.069198	0.001064	1.446752	0.023015	0.151300	0.001239	0.65	906	30	909	10	908	7	99%	908	7
14	0.066488	0.001409	1.418503	0.029737	0.155417	0.001525	0.45	822	43	897	12	931	9	96%	931	9
15	0.069112	0.000881	1.439883	0.018872	0.150638	0.001020	0.79	902	26	906	8	905	6	99%	905	6
16	0.069744	0.000923	1.507065	0.022069	0.155897	0.001150	0.56	920	29	933	9	934	6	99%	934	6
17	0.069571	0.001205	1.482648	0.026591	0.154465	0.001312	0.63	917	34	923	11	926	7	99%	926	7
18	0.070270	0.001040	1.474169	0.022195	0.151823	0.001077	0.82	1000	31	920	9	911	6	99%	911	6
19	0.070964	0.001156	1.484604	0.025788	0.151143	0.001227	0.54	967	33	924	11	907	7	98%	907	7
20	0.069979	0.001407	1.481082	0.028939	0.154058	0.001659	0.59	928	33	923	12	924	9	99%	924	9
21	0.069203	0.000962	1.456548	0.020983	0.152046	0.001117	0.73	906	29	913	9	912	6	99%	912	6
22	0.069956	0.001103	1.500968	0.024117	0.155314	0.001254	0.58	928	32	931	10	931	7	99%	931	7
23	0.069789	0.001135	1.471078	0.023731	0.152686	0.001187	0.62	922	33	919	10	916	7	99%	916	7
24	0.069591	0.001018	1.480749	0.021926	0.153726	0.001130	0.88	917	25	923	9	922	6	99%	922	6

25	0.071154	0.001739	1.491725	0.034807	0.152055	0.001614	0.63	961	36	927	14	912	9	98%	912	9
26	0.069692	0.001099	1.475350	0.023005	0.153201	0.001263	0.55	920	33	920	9	919	7	99%	919	7
27	0.069734	0.001225	1.490491	0.025445	0.154584	0.001309	0.71	920	27	927	10	927	7	99%	927	7
28	0.070114	0.001302	1.475100	0.026824	0.152903	0.001495	0.51	931	37	920	11	917	8	99%	917	8
29	0.071928	0.001141	1.558481	0.026220	0.156255	0.001414	0.56	983	27	954	10	936	8	98%	936	8
30	0.071205	0.001087	1.565586	0.023779	0.158845	0.001440	0.77	965	28	957	9	950	8	99%	950	8
31	0.070429	0.001141	1.498105	0.024497	0.153611	0.001266	0.47	943	31	930	10	921	7	99%	921	7
32	0.071358	0.001448	1.554564	0.033332	0.157740	0.001567	0.46	969	41	952	13	944	9	99%	944	9
33	0.070616	0.001149	1.567218	0.026369	0.160253	0.001411	0.82	946	29	957	10	958	8	99%	958	8
34	0.068867	0.001072	1.430973	0.022372	0.150194	0.001145	0.56	894	27	902	9	902	6	99%	902	6
35	0.069885	0.001225	1.492383	0.027635	0.154584	0.001501	0.59	924	34	927	11	927	8	99%	927	8
36	0.069085	0.001197	1.457894	0.027204	0.152233	0.001449	0.59	902	36	913	11	913	8	99%	913	8
37	0.070613	0.001616	1.516050	0.034184	0.155911	0.001558	0.50	946	41	937	14	934	9	99%	934	9
38	0.069187	0.001417	1.460540	0.031643	0.152739	0.001521	0.42	906	43	914	13	916	9	99%	916	9
39	0.068439	0.000904	1.419565	0.020323	0.149626	0.001120	0.68	883	27	897	9	899	6	99%	899	6
40	0.068896	0.001149	1.408719	0.023664	0.148094	0.001130	0.64	895	27	893	10	890	6	99%	890	6
41	0.070242	0.001196	1.496877	0.026685	0.153914	0.001218	0.65	1000	30	929	11	923	7	99%	923	7
42	0.069265	0.001162	1.442791	0.025524	0.150827	0.001336	0.56	906	35	907	11	906	7	99%	906	7
43	0.069153	0.001364	1.452077	0.028500	0.151901	0.001384	0.63	903	31	911	12	912	8	99%	912	8
44	0.071851	0.001455	1.537231	0.031095	0.155101	0.001551	0.45	983	27	945	12	929	9	98%	929	9
45	0.071421	0.001150	1.526902	0.023334	0.154732	0.001317	0.70	969	28	941	9	927	7	98%	927	7
46	0.068445	0.001100	1.421844	0.025209	0.149900	0.001470	0.57	883	32	898	11	900	8	99%	900	8
47	0.069067	0.000951	1.454215	0.020951	0.151646	0.001157	0.74	902	29	912	9	910	6	99%	910	6
48	0.068942	0.001150	1.441963	0.024675	0.150870	0.001366	0.68	898	33	907	10	906	8	99%	906	8
49	0.072686	0.001499	1.548502	0.030981	0.154502	0.001419	0.53	1006	45	950	12	926	8	97%	926	8
50	0.068927	0.001109	1.439470	0.023756	0.151045	0.001472	0.56	898	32	905	10	907	8	99%	907	8
51	0.069755	0.001153	1.496888	0.026145	0.154942	0.001432	0.53	920	33	929	11	929	8	99%	929	8
52	0.071643	0.001248	1.538098	0.027486	0.155036	0.001334	0.66	976	36	946	11	929	7	98%	929	7
53	0.069663	0.001031	1.479141	0.022266	0.153411	0.001256	0.76	918	30	922	9	920	7	99%	920	7

54	0.070491	0.001238	1.511273	0.026558	0.155067	0.001329	0.58	943	33	935	11	929	7	99%	929	7
55	0.069152	0.001079	1.486834	0.024837	0.155194	0.001339	0.56	903	61	925	10	930	7	99%	930	7
56	0.071819	0.001165	1.534573	0.026287	0.154379	0.001356	0.62	981	32	944	11	925	8	97%	925	8
57	0.068765	0.001186	1.496933	0.026369	0.157477	0.001352	0.53	900	35	929	11	943	8	98%	943	8
58	0.071298	0.001179	1.502606	0.026895	0.152080	0.001440	0.61	966	33	931	11	913	8	97%	913	8
59	0.070686	0.001396	1.520450	0.030209	0.155464	0.001370	0.50	950	36	939	12	932	8	99%	932	8
60	0.068474	0.001005	1.467383	0.022837	0.154933	0.001298	0.57	883	34	917	9	929	7	98%	929	7
61	0.067993	0.000887	1.486218	0.020273	0.157907	0.001152	0.74	878	27	925	8	945	6	97%	945	6
62	0.067816	0.001145	1.397648	0.025030	0.149239	0.001435	0.67	863	28	888	11	897	8	99%	897	8

S.3.4 火山岩-侵入杂岩岩浆锆石与砂岩碎屑锆石原位 Hf 同位素数据

Sample	Age (Ma)	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf (s)	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf (s)	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf (s)	2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _i	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (t)	2σ	T _{DM} ¹ (Ma)	T _{DM} ² (Ma)	fLu/Hf
Clastic rock												
41AKS19-01	955	0.027374	0.001133	0.282548	0.000015	0.282527	-7.9	12.5	0.5	1000	1027	-0.97
41AKS19-02	903	0.025567	0.001058	0.282539	0.000018	0.282521	-8.2	11.1	0.6	1010	1074	-0.97
41AKS19-03	911	0.018080	0.000764	0.282544	0.000015	0.282531	-8.1	11.6	0.5	995	1046	-0.98
41AKS19-04	932	0.043531	0.001761	0.282555	0.000016	0.282524	-7.7	11.9	0.6	1006	1048	-0.95
41AKS19-05	901	0.026213	0.001092	0.282485	0.000016	0.282467	-10.1	9.1	0.6	1086	1197	-0.97
41AKS19-06	964	0.016421	0.000686	0.282515	0.000017	0.282502	-9.1	11.8	0.6	1034	1077	-0.98
41AKS19-07	931	0.021688	0.000887	0.282526	0.000015	0.282510	-8.7	11.3	0.5	1025	1081	-0.97
41AKS19-08	911	0.029538	0.001179	0.282520	0.000016	0.282500	-8.9	10.6	0.6	1040	1116	-0.96
41AKS19-09	931	0.038317	0.001524	0.282583	0.000019	0.282556	-6.7	13.0	0.7	961	978	-0.95
41AKS19-10	922	0.052984	0.002057	0.282510	0.000015	0.282475	-9.3	9.9	0.5	1079	1166	-0.94
41AKS19-11	950	0.016468	0.000683	0.282497	0.000015	0.282484	-9.7	10.9	0.5	1059	1126	-0.98
41AKS19-12	944	0.018029	0.000741	0.282535	0.000017	0.282522	-8.4	12.0	0.6	1008	1047	-0.98
41AKS19-13	927	0.027449	0.001115	0.282509	0.000016	0.282489	-9.3	10.5	0.6	1054	1130	-0.97

41AKS19-14	923	0.043922	0.001750	0.282562	0.000016	0.282532	-7.4	11.9	0.6	996	1037	-0.95
41AKS19-15	890	0.026471	0.001062	0.282509	0.000014	0.282491	-9.3	9.7	0.5	1053	1150	-0.97
41AKS19-16	899	0.036703	0.001473	0.282514	0.000015	0.282489	-9.1	9.9	0.5	1057	1149	-0.96
41AKS19-17	912	0.045570	0.001819	0.282490	0.000015	0.282459	-10.0	9.1	0.5	1102	1208	-0.95
41AKS19-18	900	0.028228	0.001153	0.282505	0.000012	0.282486	-9.4	9.8	0.4	1061	1156	-0.97
41AKS19-19	929	0.027680	0.001156	0.282527	0.000017	0.282507	-8.7	11.2	0.6	1030	1090	-0.97
41AKS19-20	930	0.065280	0.002619	0.282523	0.000019	0.282477	-8.8	10.2	0.7	1077	1155	-0.92
41AKS19-21	943	0.046659	0.001872	0.282507	0.000016	0.282474	-9.4	10.3	0.6	1078	1154	-0.94
41AKS19-22	945	0.054482	0.002169	0.282499	0.000016	0.282460	-9.7	9.9	0.6	1099	1183	-0.93
41AKS19-23	929	0.028635	0.001178	0.282484	0.000015	0.282463	-10.2	9.6	0.5	1092	1188	-0.96
41AKS19-24	932	0.019785	0.000842	0.282492	0.000015	0.282477	-9.9	10.2	0.5	1070	1154	-0.97
41AKS19-25	897	0.030254	0.001244	0.282507	0.000017	0.282486	-9.4	9.7	0.6	1061	1158	-0.96
Gabbro												
58AKS19-01	929	0.025457	0.001051	0.282560	0.000014	0.282542	-7.5	12.4	0.5	980	1011	-0.97
58AKS19-02	929	0.013907	0.000580	0.282516	0.000017	0.282506	-9.1	11.2	0.6	1030	1092	-0.98
58AKS19-03	929	0.027220	0.001107	0.282571	0.000015	0.282552	-7.1	12.8	0.5	966	989	-0.97
58AKS19-04	929	0.025691	0.001053	0.282536	0.000015	0.282518	-8.3	11.6	0.5	1014	1065	-0.97
58AKS19-05	929	0.023104	0.000953	0.282531	0.000014	0.282514	-8.5	11.4	0.5	1019	1073	-0.97
58AKS19-06	929	0.026978	0.001049	0.282564	0.000017	0.282546	-7.3	12.6	0.6	974	1001	-0.97
58AKS19-07	929	0.016211	0.000709	0.282510	0.000016	0.282497	-9.3	10.8	0.6	1042	1111	-0.98
58AKS19-08	929	0.024743	0.000991	0.282579	0.000016	0.282562	-6.8	13.1	0.5	952	965	-0.97
58AKS19-09	929	0.024879	0.001059	0.282530	0.000017	0.282512	-8.6	11.4	0.6	1023	1079	-0.97
58AKS19-10	929	0.023620	0.001008	0.282521	0.000017	0.282503	-8.9	11.1	0.6	1034	1097	-0.97
Rhyolite												
QGBLK06-1	917	0.042649	0.001696	0.282502	0.000023	0.282473	-9.6	9.7	0.8	1081	1174	-0.95
QGBLK06-2	917	0.054226	0.002182	0.282421	0.000105	0.282383	-12.4	6.5	3.7	1213	1374	-0.93
QGBLK06-3	917	0.042636	0.001589	0.282524	0.000036	0.282497	-8.8	10.6	1.3	1046	1120	-0.95
QGBLK06-4	917	0.032362	0.001278	0.282522	0.000019	0.282500	-8.8	10.7	0.7	1040	1111	-0.96
QGBLK06-5	917	0.033569	0.001376	0.282527	0.000018	0.282503	-8.7	10.8	0.7	1036	1105	-0.96

Andesite												
QGBLK07-1	932	0.055187	0.002005	0.282537	0.000021	0.282502	-8.3	11.1	0.7	1039	1098	-0.94
QGBLK07-2	932	0.028120	0.001028	0.282501	0.000023	0.282483	-9.6	10.4	0.8	1063	1141	-0.97
QGBLK07-3	932	0.046130	0.001585	0.282521	0.000022	0.282493	-8.9	10.8	0.8	1050	1118	-0.95
QGBLK07-4	932	0.044589	0.001577	0.282533	0.000022	0.282505	-8.5	11.2	0.8	1034	1092	-0.95
QGBLK07-5	932	0.039897	0.001446	0.282486	0.000019	0.282461	-10.1	9.6	0.7	1095	1190	-0.96
Dacite												
SG03-1-01	904	0.030577	0.001195	0.282505	0.000016	0.282485	-9.4	9.8	0.6	1062	1155	-0.96
SG03-1-02	904	0.040176	0.001563	0.282558	0.000015	0.282532	-7.6	11.5	0.5	997	1050	-0.95
SG03-1-03	904	0.040850	0.001558	0.282497	0.000017	0.282470	-9.7	9.3	0.6	1084	1187	-0.95
SG03-1-04	904	0.028047	0.001102	0.282567	0.000021	0.282548	-7.2	12.1	0.8	972	1012	-0.97
SG03-1-05	904	0.035131	0.001457	0.282536	0.000015	0.282511	-8.4	10.8	0.5	1026	1096	-0.96
SG03-3-01	904	0.051177	0.001910	0.282529	0.000016	0.282496	-8.6	10.3	0.6	1048	1129	-0.94
SG03-3-02	904	0.044321	0.001647	0.282538	0.000016	0.282510	-8.3	10.7	0.6	1028	1099	-0.95
SG03-3-03	904	0.030432	0.001175	0.282522	0.000014	0.282502	-8.8	10.5	0.5	1037	1116	-0.96
SG03-3-04	904	0.040598	0.001570	0.282572	0.000016	0.282545	-7.1	12.0	0.6	978	1020	-0.95
SG03-3-05	904	0.036507	0.001400	0.282491	0.000015	0.282467	-10.0	9.2	0.5	1088	1195	-0.96
White cataclasite												
20YM11-01	900	0.018534	0.000679	0.282462	0.000020	0.282451	-10.9	8.6	0.7	1107	1233	-0.98
20YM11-02	900	0.007709	0.000297	0.282470	0.000014	0.282465	-10.7	9.0	0.5	1086	1203	-0.99
20YM11-03	900	0.010400	0.000406	0.282466	0.000012	0.282459	-10.8	8.8	0.4	1094	1215	-0.99
20YM11-04	900	0.009306	0.000358	0.282479	0.000016	0.282473	-10.4	9.3	0.6	1075	1184	-0.99
20YM11-05	900	0.017572	0.000645	0.282446	0.000015	0.282435	-11.5	8.0	0.5	1129	1270	-0.98

S.3.5 火山岩-侵入杂岩全岩主微量元素分析结果

Sample	20YM05	20YM12a	20YM12b	20YM12c	20YM12d	47AKS19a	47AKS19b	20YM07a	20YM07b	20YM07c	20YM07d
rock type	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	rhyolite	rhyolite	gabbro	gabbro	gabbro	gabbro
SiO ₂	53.46	39.59	45.10	47.17	49.34	72.67	71.75	47.43	45.23	46.91	46.83
TiO ₂	0.76	1.09	0.93	1.15	1.12	0.26	0.27	0.99	0.34	0.38	0.34
Al ₂ O ₃	15.19	10.89	10.11	11.56	11.63	10.38	10.73	16.31	17.42	15.83	15.60
Fe ₂ O ₃	8.46	9.71	9.54	10.35	9.93	2.61	2.41	9.04	5.48	5.70	5.67
MnO	0.13	0.14	0.16	0.14	0.15	0.08	0.07	0.13	0.10	0.10	0.10
MgO	7.23	6.99	7.34	7.07	6.80	1.69	1.49	8.31	9.60	10.06	10.04
CaO	6.37	17.57	14.89	12.36	11.62	3.79	4.63	11.62	15.15	14.53	14.82
Na ₂ O	3.86	1.59	1.15	1.48	1.46	4.71	4.97	2.07	1.16	1.50	1.50
K ₂ O	1.27	0.67	0.58	0.76	0.72	0.15	0.20	0.06	0.06	0.07	0.09
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.07	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02
SO ₃	0.08	0.07	0.10	0.07	0.03	0.09	0.08	0.04	0.04	0.05	0.04
Loss On	3.02	10.81	9.23	6.82	6.63	4.06	4.07	3.06	3.16	2.81	2.85
Sum	99.92	99.23	99.24	99.04	99.54	100.55	100.73	99.08	97.76	97.95	97.90
Mg#	62.85	58.77	60.38	57.51	57.57	56.19	55.00	64.56	77.63	77.74	77.82
A/CNK	0.79	0.31	0.34	0.45	0.48	0.70	0.64	0.66	0.59	0.55	0.53
Li	36.21	26.68	37.25	29.61	31.55	15.13	15.82	25.95	16.63	12.45	12.49
Be	0.45	0.35	0.34	0.38	0.37	0.33	0.30	0.29	0.11	0.11	0.12
Sc	32.70	38.29	43.34	41.49	36.57	7.22	9.94	32.99	23.30	110.09	22.87
Ti	4722.17	6441.02	6387.84	7094.26	6749.66	1716.47	1767.26	6595.49	2332.61	2656.10	2368.91
V	220.71	251.63	280.31	305.86	274.86	45.87	40.19	258.61	130.79	149.55	141.81
Cr	176.70	189.89	215.79	188.09	156.57	9.90	6.40	268.22	1529.92	1698.25	1676.84
Mn	1043.42	1043.06	1397.77	1087.99	1123.42	672.70	590.49	1143.28	806.95	906.94	901.97
Co	39.69	39.60	46.46	41.28	39.60	9.03	6.67	49.04	39.44	41.46	41.90
Ni	49.45	42.64	45.19	42.87	39.39	4.89	4.53	137.00	218.32	248.70	246.18
Cu	133.45	51.77	91.66	88.85	86.27	77.41	35.80	112.49	50.21	28.33	45.57

Zn	62.63	64.07	74.39	65.90	65.96	27.08	23.64	64.54	32.02	36.86	36.67
Ga	17.73	13.13	14.88	14.07	13.98	8.45	8.59	18.03	14.32	15.45	13.94
As	0.63	1.37	1.64	1.77	1.75	0.64	0.69	4.03	2.95	2.07	3.00
Rb	21.72	11.42	11.09	13.25	12.43	2.23	3.10	0.50	1.00	1.08	1.45
Sr	628.79	248.10	391.99	360.16	355.74	110.15	93.81	298.56	259.82	265.32	236.33
Y	12.03	17.81	18.77	19.81	18.03	12.82	10.59	12.54	4.77	7.39	5.10
Zr	64.00	58.77	56.35	63.69	61.10	79.20	77.57	20.84	11.41	14.28	11.06
Nb	2.84	3.95	3.78	4.37	4.28	3.44	3.66	1.35	0.31	0.66	0.50
Mo	0.10	0.16	0.15	0.14	0.18	0.21	0.16	0.14	0.08	0.09	0.06
Cd	0.15	0.17	0.18	0.16	0.17	0.11	0.11	0.07	0.06	0.07	0.07
In	0.04	0.05	0.06	0.06	0.05	0.02	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03
Sn	0.56	0.68	0.69	0.76	0.73	0.56	0.51	0.30	0.14	0.19	0.19
Sb	0.01	0.05	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.46	0.17	0.18	0.17
Cs	0.45	0.33	0.42	0.42	0.38	0.11	0.11	0.04	0.04	0.03	0.04
Ba	199.39	85.04	78.95	91.25	88.55	62.90	122.49	16.15	33.89	18.64	14.57
La	8.60	8.64	9.39	9.51	8.37	5.71	7.99	1.98	1.07	1.77	1.64
Ce	19.25	20.59	22.01	23.08	20.76	13.72	17.33	5.52	2.70	4.17	3.65
Pr	2.63	2.87	3.09	3.23	2.90	1.63	2.21	0.99	0.44	0.65	0.54
Nd	10.84	11.93	12.90	13.50	12.18	6.42	8.23	5.26	2.14	2.96	2.45
Sm	2.36	2.84	3.07	3.25	2.96	1.42	1.63	1.81	0.68	0.91	0.78
Eu	0.75	0.82	0.89	0.94	0.86	0.37	0.41	0.78	0.34	0.40	0.35
Gd	2.17	2.78	3.05	3.17	2.88	1.52	1.52	1.93	0.73	0.96	0.83
Tb	0.35	0.49	0.53	0.55	0.50	0.28	0.26	0.36	0.13	0.17	0.15
Dy	2.22	3.23	3.52	3.67	3.35	1.98	1.76	2.36	0.88	1.14	1.00
Ho	0.46	0.68	0.74	0.78	0.71	0.45	0.39	0.49	0.18	0.23	0.20
Er	1.19	1.76	1.90	1.98	1.81	1.22	1.06	1.18	0.43	0.56	0.49
Tm	0.17	0.26	0.28	0.30	0.27	0.20	0.17	0.17	0.06	0.08	0.07
Yb	1.09	1.63	1.77	1.83	1.69	1.28	1.12	0.97	0.36	0.47	0.41
Lu	0.17	0.25	0.27	0.28	0.25	0.21	0.18	0.14	0.05	0.07	0.06

Hf	1.95	1.73	1.68	1.87	1.81	2.07	1.98	0.77	0.35	0.41	0.34
Ta	0.17	0.23	0.22	0.26	0.26	0.30	0.29	0.11	0.03	0.05	0.04
W	0.05	0.17	0.09	0.08	0.09	0.32	0.41	1.54	0.62	0.42	0.38
Tl	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Pb	1.04	1.47	1.13	1.56	1.26	0.82	0.78	0.34	0.21	0.31	0.20
Bi	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Th	1.48	0.88	0.78	0.90	0.86	3.10	2.97	0.03	0.04	0.06	0.07
U	0.41	0.22	0.20	0.24	0.23	1.36	2.50	0.09	0.10	0.08	0.16
∑REE	52.25	58.75	63.40	66.06	59.48	36.41	44.26	23.93	10.20	14.53	12.63
(La/Yb) _N	5.64	3.81	3.81	3.73	3.55	3.21	5.13	1.46	2.13	2.70	2.87
(La/Sm) _N	2.35	1.96	1.97	1.89	1.83	2.59	3.17	0.71	1.01	1.26	1.37
δEu	1.00	0.88	0.88	0.89	0.89	0.76	0.79	1.26	1.44	1.29	1.33

续表 S.3.5

Sample	SG03-2	SG03-4	SG03-5	SG03-5C	SG04-2	SG04-3	SG04-4	SG05-2	SG05-3	SG05-4	SG05-5
rock type	dacite	dacite	dacite	dacite	white cataclasite	white cataclasite	white cataclasite	granite	granite	granite	granite
SiO ₂	64.02	65.15	66.83	66.88	50.75	49.92	50.00	71.37	77.17	75.59	72.29
TiO ₂	0.62	0.41	0.41	0.40	0.05	0.08	0.15	0.00	0.01	0.05	0.08
Al ₂ O ₃	14.81	16.34	15.48	15.45	24.41	25.83	25.79	16.66	13.49	12.56	14.97
Fe ₂ O ₃	6.45	4.14	3.83	3.81	0.90	2.01	1.97	0.12	0.17	1.03	1.20
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.03	0.04	0.04	0.02	0.01	0.03	0.04
MgO	1.32	2.01	1.83	1.82	0.67	1.14	1.03	0.02	0.09	0.35	0.42
CaO	2.27	1.40	1.99	1.98	13.37	12.65	10.91	1.26	0.30	1.72	2.04
Na ₂ O	7.01	8.04	7.57	7.54	5.57	4.85	5.06	9.76	7.49	6.80	7.43
K ₂ O	0.91	0.25	0.26	0.26	0.21	0.29	0.78	0.10	0.21	0.11	0.42
P ₂ O ₅	0.13	0.10	0.09	0.09	0.01	0.02	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02
SO ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Loss On	2.37	1.64	2.29	2.29	4.35	3.14	3.83	0.98	1.70	1.38	1.18
Sum	99.96	99.53	100.63	100.59	100.31	99.97	99.62	100.34	100.65	99.62	100.08
Mg#	28.83	49.00	48.64	48.57	59.52	52.81	50.92	25.14	50.75	39.91	40.92
A/CNK	0.89	1.02	0.95	0.95	0.72	0.82	0.89	0.90	1.03	0.87	0.91
Li	8.20	6.54	10.79	11.76	24.94	16.19	11.32	2.30	1.41	10.50	4.87
Be	0.37	0.53	0.33	0.38	0.13	0.22	0.18	1.78	0.82	0.62	0.56
Sc	15.63	5.82	10.07	10.22	1.45	8.92	3.31	0.64	0.87	1.96	1.73
Ti	3721.86	2469.26	2445.28	2385.35	311.65	503.44	922.97	11.99	59.93	323.64	449.50
V	91.47	66.99	65.39	65.71	19.68	27.45	24.64	8.08	5.61	14.90	12.23
Cr	17.96	11.70	16.45	14.83	16.60	25.08	36.61	26.32	8.87	16.58	12.63
Mn	566.76	513.33	590.49	584.60	131.06	213.79	177.73	70.54	32.45	144.11	210.24
Co	18.54	15.80	15.74	15.77	5.39	8.67	7.26	8.51	11.44	8.83	8.58
Ni	10.16	11.89	12.24	11.19	12.88	17.24	13.55	8.31	1.33	3.59	3.73
Cu	20.08	19.17	18.86	18.49	7.31	5.67	12.27	3.26	2.19	2.73	3.92
Zn	48.97	44.90	50.84	49.38	10.08	17.69	18.43	1.13	7.69	11.33	17.24
Ga	12.94	14.44	13.96	13.81	15.00	17.49	15.33	16.72	8.65	10.26	14.45
As	8.46	4.00	4.07	3.85	3.90	4.11	4.35	2.37	1.47	2.71	4.42
Rb	11.84	3.64	4.10	4.04	3.62	5.12	13.49	0.45	3.85	1.45	9.44
Sr	129.73	219.51	208.73	206.70	321.75	314.52	315.93	17.68	26.38	66.56	140.74
Y	16.26	7.66	6.84	6.81	0.96	8.69	4.01	1.07	2.32	5.51	7.78
Zr	135.07	106.52	77.37	73.06	2.46	14.96	4.62	0.71	9.24	52.31	58.86
Nb	5.33	3.47	3.23	3.23	0.59	0.69	1.72	3.33	3.03	6.82	7.87
Mo	0.40	0.28	0.20	0.22	0.51	0.00	0.00	0.36	0.05	0.09	0.05
Cd	0.09	0.07	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
In	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.41	0.21	0.20	0.25	0.00	0.00	0.01	0.25	0.18	0.68	0.73
Sb	2.14	2.13	2.07	1.53	1.22	1.24	1.15	1.99	1.72	1.52	2.32
Cs	0.23	0.17	0.18	0.18	0.18	0.28	0.82	0.01	0.04	0.05	0.16
Ba	97.04	63.46	53.76	53.00	46.19	47.07	91.83	50.94	92.86	58.98	72.96

La	11.06	6.44	5.97	5.95	1.08	4.07	2.13	1.62	1.21	20.35	25.02
Ce	25.50	14.18	13.21	13.41	2.06	8.60	5.18	3.51	2.49	36.95	43.44
Pr	3.10	1.68	1.69	1.70	0.22	1.13	0.70	0.37	0.24	3.34	4.06
Nd	12.22	6.96	7.01	7.08	0.81	5.13	3.09	1.11	0.77	9.73	12.01
Sm	2.59	1.54	1.51	1.52	0.15	1.39	0.73	0.22	0.19	1.21	1.68
Eu	0.68	0.51	0.48	0.47	0.18	0.61	0.36	0.02	0.06	0.32	0.43
Gd	2.53	1.51	1.39	1.39	0.16	1.44	0.71	0.17	0.20	1.25	1.64
Tb	0.43	0.25	0.22	0.22	0.02	0.26	0.12	0.03	0.04	0.15	0.22
Dy	2.72	1.44	1.24	1.24	0.15	1.65	0.72	0.15	0.32	0.79	1.15
Ho	0.61	0.29	0.25	0.25	0.03	0.35	0.14	0.03	0.07	0.16	0.24
Er	1.95	0.81	0.77	0.74	0.10	0.96	0.42	0.09	0.26	0.55	0.72
Tm	0.31	0.12	0.11	0.11	0.01	0.14	0.06	0.01	0.04	0.09	0.11
Yb	2.12	0.78	0.77	0.76	0.09	0.84	0.39	0.09	0.33	0.71	0.78
Lu	0.35	0.13	0.12	0.12	0.01	0.12	0.06	0.01	0.06	0.12	0.13
Hf	3.63	2.84	2.13	2.01	0.10	0.52	0.18	0.06	0.55	2.07	2.13
Ta	0.31	0.24	0.19	0.18	0.06	0.05	0.11	0.97	0.43	0.68	0.52
W	492.98	586.90	622.06	596.21	328.13	401.51	211.79	1676.49	1742.42	557.43	599.44
Tl	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03
Pb	2.99	1.24	1.87	1.91	0.51	0.34	0.26	0.71	0.44	1.51	3.63
Bi	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
Th	4.51	1.02	0.93	0.94	1.33	0.06	0.38	1.09	0.47	7.23	6.22
U	0.82	0.46	0.47	0.47	0.28	0.11	0.15	0.11	0.24	0.51	0.55
∑REE	66.17	36.65	34.73	34.98	5.08	26.68	14.80	7.42	6.31	75.73	91.65
(La/Yb) _N	3.75	5.94	5.59	5.60	8.48	3.45	3.91	13.51	2.64	20.70	22.87
(La/Sm) _N	2.76	2.69	2.56	2.52	4.71	1.89	1.87	4.74	4.06	10.85	9.60
δEu	0.80	1.02	0.99	0.98	3.60	1.32	1.52	0.25	0.98	0.79	0.79

续表 S.3.5

Sample	SG05-6	SG05-7	58AKS19a	58AKS19b	59AKS19a	59AKS19b	59AKS19c	QGBLK06	QGBLK07A	QGBLK07B	QGBLK07C
--------	--------	--------	----------	----------	----------	----------	----------	---------	----------	----------	----------

rock type	granite	granite	gabbro	gabbro	gabbro	gabbro	gabbro	gabbro	rhyolite	andesite	dacite	dacite
SiO ₂	70.79	70.51	49.64	48.11	45.40	43.16	46.43	75.45	59.73	66.61	69.01	
TiO ₂	0.05	0.06	0.47	0.54	0.68	0.12	0.74	0.31	0.88	0.75	0.73	
Al ₂ O ₃	16.61	16.12	21.08	22.29	12.53	20.43	13.85	11.10	15.57	13.12	13.58	
Fe ₂ O ₃	0.77	0.79	5.18	4.95	11.18	8.50	9.97	2.24	6.59	5.23	5.00	
MnO	0.03	0.03	0.08	0.08	0.17	0.12	0.15	0.05	0.13	0.10	0.08	
MgO	0.22	0.16	4.03	4.79	13.96	10.12	12.00	1.18	2.74	2.26	2.02	
CaO	1.80	1.46	13.01	13.66	12.24	12.20	13.21	1.91	6.18	5.69	1.25	
Na ₂ O	8.28	9.09	3.97	3.17	0.95	1.50	1.14	5.37	2.70	2.22	6.35	
K ₂ O	0.51	0.19	0.06	0.06	0.20	0.17	0.13	0.27	1.32	0.97	0.45	
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.06	0.17	0.14	0.15	
SO ₃	0.00	0.00						0.05	0.05	0.05	0.06	
Loss On	0.97	1.13	2.24	2.38	2.70	3.87	2.39	1.82	3.36	2.79	1.72	
Sum	100.05	99.55	99.77	100.05	100.03	100.21	100.02	99.73	99.36	99.89	100.33	
Mg#	35.58	29.15	60.67	65.74	71.21	70.22	70.46	50.99	45.15	46.10	44.45	
A/CNK	0.95	0.91	0.70	0.74	0.52	0.82	0.53	0.88	0.91	0.87	1.03	
Li	2.95	5.49	9.38	15.61	13.44	22.46	13.23	19.80	25.07	26.90	17.75	
Be	0.66	0.31	0.10	0.30	0.15	0.14	0.12	0.44	0.86	1.01	0.46	
Sc	1.13	1.12	19.05	22.76	38.78	8.31	45.97	10.74	17.86	14.42	13.29	
Ti	299.67	347.61	2792.90	3230.41	4099.44	737.18	4441.06	1972.52	5232.68	4142.52	3930.06	
V	11.45	14.35	114.76	122.19	211.83	30.43	227.76	51.02	122.23	111.03	83.36	
Cr	13.13	17.91	287.99	197.50	967.69	79.55	813.14	13.96	15.67	13.68	6.98	
Mn	138.62	157.69	611.82	642.79	1285.59	937.09	1184.91	268.03	807.55	642.80	484.31	
Co	11.32	7.62	19.85	19.27	68.41	60.86	58.78	11.83	19.48	16.28	13.15	
Ni	2.47	1.91	66.09	56.01	323.95	282.92	259.87	5.87	12.95	12.20	5.62	
Cu	2.76	3.62	7.31	33.95	75.23	14.36	89.75	72.41	85.07	70.17	78.41	
Zn	10.10	9.39	23.65	27.53	62.05	48.56	53.07	29.00	97.12	73.11	74.13	
Ga	14.48	9.27	19.18	18.72	12.28	15.71	13.18	9.75	18.93	17.16	11.52	
As	3.97	3.36						61.74	70.29	56.76	68.55	

Rb	11.61	2.76	0.38	0.67	3.83	3.57	1.96	5.05	18.92	15.24	6.34
Sr	132.85	53.07	343.50	351.32	158.93	286.93	192.62	150.21	238.17	261.25	153.82
Y	4.35	2.98	5.41	5.81	10.66	2.29	12.09	15.38	39.11	30.68	24.16
Zr	58.06	49.65	17.70	16.50	16.92	9.10	17.72	241.15	347.75	305.58	179.36
Nb	4.30	6.82	0.49	0.82	0.58	0.22	0.60	5.45	10.78	8.45	6.57
Mo	0.15	0.05						1.64	1.62	1.64	0.93
Cd	0.01	0.00						0.27	0.32	0.32	0.19
In	0.00	0.00						0.02	0.06	0.05	0.05
Sn	0.36	0.34	0.26	0.26	0.34	0.15	0.31	0.68	1.58	1.42	1.15
Sb	2.13	1.94						0.44	0.54	0.55	0.17
Cs	0.18	0.04	0.02	0.20	0.07	0.07	0.07	0.22	0.61	0.41	0.13
Ba	111.20	54.89	19.75	14.57	16.97	32.16	15.65	143.29	160.35	148.80	142.80
La	21.40	18.08	1.45	1.70	1.19	1.48	1.04	16.36	25.70	21.01	14.27
Ce	36.82	31.16	3.61	3.98	3.59	2.92	3.21	33.41	57.06	45.06	32.78
Pr	3.44	2.82	0.52	0.60	0.60	0.39	0.56	3.73	7.01	5.57	4.09
Nd	9.89	8.37	2.71	3.06	3.38	1.68	3.26	14.50	30.44	23.21	17.64
Sm	1.26	1.06	0.85	0.93	1.23	0.43	1.27	2.94	6.90	5.36	4.12
Eu	0.43	0.31	0.52	0.57	0.64	0.39	0.63	0.67	1.69	1.46	1.08
Gd	1.24	0.98	0.92	1.05	1.74	0.47	1.84	2.86	7.17	5.62	4.20
Tb	0.13	0.11	0.16	0.18	0.33	0.07	0.33	0.42	1.07	0.87	0.66
Dy	0.65	0.49	1.03	1.15	2.05	0.44	2.10	2.87	7.02	5.54	4.45
Ho	0.13	0.09	0.21	0.22	0.41	0.09	0.45	0.58	1.44	1.14	0.91
Er	0.42	0.31	0.57	0.55	1.15	0.24	1.33	1.83	4.44	3.41	2.88
Tm	0.06	0.05	0.07	0.08	0.16	0.03	0.18	0.25	0.63	0.48	0.41
Yb	0.47	0.38	0.42	0.50	1.05	0.20	1.16	1.78	4.18	3.21	2.69
Lu	0.08	0.07	0.07	0.07	0.15	0.03	0.16	0.28	0.63	0.49	0.42
Hf	2.07	2.00	0.54	0.56	0.64	0.30	0.65	5.98	9.00	7.60	4.65
Ta	0.37	1.14	0.03	0.06	0.04	0.02	0.05	0.45	0.67	0.53	0.42
W	1842.82	719.53						360.01	160.55	202.89	302.39

Tl	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.05	0.04	0.03
Pb	2.75	1.40	0.28	0.36	0.28	0.46	0.35	2.39	5.93	5.95	6.89
Bi	0.04	0.00						0.05	0.08	0.07	0.04
Th	4.62	4.34	0.01	0.07	0.02	0.01	0.02	4.13	3.86	3.15	2.25
U	0.44	0.44	0.09	0.25	0.09	0.10	0.08	1.42	1.41	1.05	0.84
\sum REE	76.44	64.29	13.10	14.63	17.65	8.86	17.52	82.48	155.39	122.43	90.60
(La/Yb) _N	32.96	34.33	2.48	2.46	0.81	5.25	0.64	6.58	4.41	4.70	3.81
(La/Sm) _N	10.96	10.97	1.11	1.18	0.63	2.24	0.53	3.59	2.40	2.53	2.24
δ Eu	1.05	0.90	1.79	1.75	1.33	2.67	1.25	0.70	0.73	0.81	0.79

S.3.6 火山岩-侵入杂岩全岩 Nd 同位素分析结果

Samples	Rock types	Age (Ma)	Sm	Nd	(¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd) _m	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	2 σ	T _{DM} ² (Ma)
20YM05	basalt	~930	2.36	10.84	0.131634	0.512481	0.000007	-3.06	4.69	0.07	1335
20YM12c	basalt	~930	3.25	13.50	0.145355	0.512536	0.000006	-1.99	4.13	0.06	1403
20YM12d	basalt	~930	2.88	12.71	0.136766	0.512516	0.000007	-2.38	4.76	0.07	1326
47AKS19a	rhyolite	~900	1.29	6.35	0.123107	0.512450	0.000010	-3.67	4.82	0.10	1297
20YM07c	gabbro	~930	0.91	2.96	0.185154	0.512656	0.000015	0.35	1.73	0.15	1695
20YM07d	gabbro	~930	0.69	2.32	0.179130	0.512699	0.000014	1.19	3.29	0.14	1506
58AKS19a	gabbro	929	0.85	2.71	0.189278	0.512661	0.000014	0.45	1.33	0.14	1742
58AKS19b	gabbro	929	0.90	3.14	0.173728	0.512681	0.000016	0.84	3.58	0.16	1470
59AKS19a	gabbro	~930	1.23	3.75	0.197693	0.512882	0.000012	4.76	4.65	0.12	1340
18SG04-3	white cataclasite	900	1.24	4.42	0.169073	0.512593	0.000012	-0.88	2.31	0.12	1603
18SG05-2	granite	880*	0.14	0.60	0.140047	0.512323	0.000022	-6.14	0.23	0.22	1840
18SG05-6	granite	880*	1.01	8.03	0.076325	0.512163	0.000009	-9.27	4.30	0.09	1346
QGBLK-06	rhyolite	917	2.94	14.50	0.122541	0.512371	0.000009	-5.21	3.50	0.09	1286
QGBLK-07a	andesite	932	6.90	30.44	0.137024	0.512502	0.000008	-2.65	4.47	0.08	1219

QGBLK-07b	dacite	932	5.36	23.21	0.139665	0.512494	0.000008	-2.81	4.00	0.08	1257
QGBLK-07c	dacite	932	4.12	17.64	0.141106	0.512561	0.000008	-1.50	5.14	0.08	1165

Note: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios were calculated using Sm and Nd content

$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values were calculated using present-day $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$ and $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$

T_{DM}^2 values were calculated using present-day $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$ and $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513151$

* age data according to [He et al. \(2021\)](#)

S.4 塔西北阿克苏群及复式岩墙年代学及地球化学测试分析数据

S.4.1 复式岩墙 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试分析数据

Spot	Isotopic ratios						Th/U	Isotopic Ages						Concordance
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma		Ma	1sigma	Ma	1sigma	Ma	1sigma	
04AKS19														
1	0.1186	0.0011	5.7523	0.0536	0.3508	0.0021	1.21	1935	16	1939	8	1938	10	99%
2	0.0657	0.0013	1.1841	0.0223	0.1308	0.0011	1.19	798	43	793	10	792	6	99%
3	0.0662	0.0010	1.1657	0.0188	0.1274	0.0009	1.12	813	36	785	9	773	5	98%
4	0.1166	0.0010	5.5265	0.0531	0.3434	0.0022	0.79	1906	10	1905	8	1903	11	99%
5	0.0956	0.0010	3.5552	0.0431	0.2690	0.0018	0.93	1540	20	1540	10	1536	9	99%
6	0.0650	0.0010	1.1437	0.0178	0.1277	0.0008	0.80	776	33	774	8	775	5	99%
7	0.0681	0.0009	1.3663	0.0187	0.1455	0.0012	0.74	872	21	875	8	875	7	99%
8	0.0657	0.0010	1.1639	0.0179	0.1287	0.0008	0.91	794	33	784	8	780	5	99%
9	0.0674	0.0006	1.3030	0.0143	0.1401	0.0011	0.51	850	24	847	6	845	6	99%
10	0.1614	0.0011	10.4289	0.0882	0.4673	0.0029	0.50	2470	12	2474	8	2472	13	99%
11	0.1186	0.0009	5.7758	0.0520	0.3524	0.0022	1.10	1944	14	1943	8	1946	10	99%
12	0.1133	0.0009	5.2368	0.0513	0.3343	0.0023	0.48	1854	47	1859	8	1859	11	99%
13	0.0655	0.0008	1.1599	0.0143	0.1280	0.0007	0.84	791	25	782	7	776	4	99%
14	0.0647	0.0011	1.1453	0.0205	0.1280	0.0010	0.76	765	33	775	10	776	6	99%
15	0.0657	0.0010	1.1680	0.0171	0.1287	0.0008	0.77	798	31	786	8	781	4	99%
16	0.0681	0.0008	1.3645	0.0163	0.1449	0.0009	0.74	872	24	874	7	872	5	99%
17	0.0664	0.0010	1.2609	0.0200	0.1371	0.0010	0.70	820	31	828	9	828	5	99%
18	0.1615	0.0012	10.4716	0.0900	0.4686	0.0030	0.71	2472	13	2477	8	2477	13	99%
19	0.1182	0.0010	5.7768	0.0524	0.3531	0.0022	0.99	1931	14	1943	8	1949	10	99%

20	0.1186	0.0011	5.7762	0.0631	0.3519	0.0027	1.66	1935	15	1943	10	1944	13	99%
21	0.0653	0.0009	1.1595	0.0168	0.1287	0.0009	0.89	783	30	782	8	780	5	99%
22	0.1634	0.0013	10.6889	0.1013	0.4735	0.0033	1.26	2491	14	2496	9	2499	14	99%
23	0.1185	0.0010	5.7601	0.0536	0.3519	0.0021	0.82	1933	14	1940	8	1944	10	99%
24	0.1158	0.0010	5.5124	0.0594	0.3443	0.0023	1.74	1892	17	1903	9	1907	11	99%
25	0.0650	0.0010	1.1470	0.0184	0.1277	0.0010	0.65	776	33	776	9	775	6	99%
26	0.0661	0.0007	1.1741	0.0139	0.1287	0.0009	1.04	809	22	789	6	780	5	98%
27	0.0676	0.0010	1.3033	0.0187	0.1400	0.0009	0.85	857	31	847	8	845	5	99%
28	0.0668	0.0006	1.1945	0.0115	0.1295	0.0008	0.63	831	23	798	5	785	5	98%
29	0.0666	0.0007	1.2706	0.0154	0.1381	0.0010	0.63	833	-172	833	7	834	6	99%
30	0.0650	0.0009	1.1456	0.0168	0.1275	0.0008	0.85	776	30	775	8	773	5	99%
06AKS19														
1	0.0680	0.0009	1.3622	0.0187	0.1447	0.0010	0.67	878	29	873	8	871	6	99%
2	0.0664	0.0009	1.1949	0.0169	0.1300	0.0009	1.00	817	30	798	8	788	5	98%
3	0.0683	0.0008	1.3953	0.0170	0.1474	0.0011	0.57	880	24	887	7	887	6	99%
4	0.0653	0.0010	1.1635	0.0189	0.1289	0.0010	1.10	783	33	784	9	782	6	99%
5	0.0651	0.0008	1.1595	0.0147	0.1285	0.0009	0.80	789	26	782	7	779	5	99%
6	0.0650	0.0009	1.1624	0.0162	0.1289	0.0009	1.31	776	227	783	8	781	5	99%
7	0.0656	0.0008	1.2878	0.0159	0.1417	0.0009	0.49	794	24	840	7	854	5	98%
8	0.0640	0.0011	1.1382	0.0202	0.1289	0.0013	0.84	743	37	772	10	781	7	98%
9	0.0654	0.0009	1.1787	0.0171	0.1303	0.0011	1.51	787	28	791	8	789	6	99%
10	0.0655	0.0008	1.1645	0.0143	0.1287	0.0009	1.36	791	25	784	7	780	5	99%
11	0.0649	0.0009	1.1608	0.0166	0.1296	0.0011	0.79	772	229	782	8	786	6	99%
12	0.0645	0.0010	1.1326	0.0188	0.1272	0.0013	0.99	761	33	769	9	772	7	99%
13	0.0656	0.0009	1.2210	0.0167	0.1350	0.0010	1.07	794	28	810	8	816	6	99%
14	0.0639	0.0009	1.1247	0.0174	0.1270	0.0009	0.84	739	27	765	8	771	5	99%
15	0.0664	0.0007	1.1830	0.0145	0.1286	0.0009	1.01	820	22	793	7	780	5	98%
16	0.0682	0.0008	1.3702	0.0187	0.1451	0.0011	0.90	874	24	876	8	873	6	99%
17	0.0653	0.0011	1.1617	0.0203	0.1291	0.0011	1.14	783	37	783	10	783	7	99%

18	0.0683	0.0009	1.3692	0.0193	0.1448	0.0010	0.63	880	28	876	8	872	6	99%
19	0.0655	0.0009	1.1812	0.0175	0.1304	0.0010	1.01	791	30	792	8	790	6	99%
20	0.0665	0.0011	1.2495	0.0216	0.1361	0.0012	0.86	833	35	823	10	822	7	99%
21	0.0652	0.0009	1.1618	0.0157	0.1290	0.0009	1.47	783	28	783	7	782	5	99%
03AKS19F														
1	0.0682	0.0013	1.2469	0.0229	0.1315	0.0015	1.22	874	21	822	10	797	8	96%
2	0.0523	0.0010	0.1556	0.0030	0.0213	0.0003	0.93	297	22	147	3	136	2	92%
3	0.1093	0.0010	4.6547	0.0428	0.3034	0.0042	0.47	1788	13	1759	8	1708	21	97%
4	0.0737	0.0010	1.7559	0.0241	0.1696	0.0030	0.45	1034	16	1029	9	1010	16	98%
5	0.0672	0.0008	1.3546	0.0163	0.1430	0.0029	0.71	843	23	870	7	862	16	99%
6	0.0667	0.0064	1.1737	0.0917	0.1274	0.0052	0.16	828	97	788	43	773	30	98%
7	0.0546	0.0009	0.5508	0.0081	0.0721	0.0015	0.65	396	22	445	5	449	9	99%
8	0.0661	0.0021	1.1864	0.0363	0.1282	0.0034	0.90	810	29	794	17	778	19	97%
9	0.0736	0.0026	1.3113	0.0450	0.1278	0.0024	4.00	1031	40	851	20	776	14	90%
10	0.0735	0.0010	1.7141	0.0227	0.1673	0.0019	0.60	1028	12	1014	8	997	11	98%
11	0.0521	0.0009	0.2505	0.0045	0.0345	0.0003	0.64	291	23	227	4	219	2	96%
12	0.0674	0.0008	1.2514	0.0153	0.1336	0.0010	0.42	849	13	824	7	808	6	98%

S.4.2 阿克苏群砂屑片岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学测试分析数据

Spot	Isotopic ratios						Th/U	Isotopic Ages						Concordance	Prefer ages	
	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Age	1sigma
	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma		Ma	1sigma	Ma	1sigma	Ma	1sigma		Ma	Ma
18SK02																
1	0.1177	0.0018	5.6472	0.0995	0.3444	0.0040	0.33	1922	28	1923	15	1908	19	99%	1922	28
2	0.1125	0.0020	5.0685	0.0895	0.3250	0.0037	1.29	1840	30	1831	15	1814	18	99%	1840	30
3	0.1173	0.0015	5.5847	0.0827	0.3426	0.0037	1.09	1917	23	1914	13	1899	18	99%	1917	23

4	0.1117	0.0020	5.0814	0.0928	0.3286	0.0036	0.73	1828	32	1833	16	1831	18	99%	1828	32
5	0.1119	0.0018	5.0483	0.0797	0.3258	0.0034	1.34	1831	28	1827	13	1818	17	99%	1831	28
6	0.0673	0.0017	1.2967	0.0340	0.1394	0.0020	0.78	850	53	844	15	841	11	99%	841	11
7	0.1642	0.0028	10.4016	0.1762	0.4573	0.0050	0.49	2500	28	2471	16	2428	22	98%	2500	28
8	0.0714	0.0014	1.3078	0.0241	0.1322	0.0017	0.65	970	33	849	11	800	10	94%	800	10
9	0.0647	0.0017	1.1787	0.0312	0.1310	0.0016	0.73	765	44	791	15	794	9	99%	794	9
10	0.1180	0.0024	5.6236	0.1175	0.3449	0.0043	0.67	1926	36	1920	18	1910	21	99%	1926	36
11	0.1126	0.0020	5.1496	0.0883	0.3307	0.0037	0.64	1843	31	1844	15	1842	18	99%	1843	31
12	0.1257	0.0027	6.4730	0.1420	0.3724	0.0071	0.55	2039	33	2042	19	2041	33	99%	2039	33
13	0.0668	0.0016	1.2933	0.0290	0.1405	0.0018	0.71	831	49	843	13	847	10	99%	847	10
14	0.0693	0.0010	1.4398	0.0251	0.1491	0.0017	0.52	906	25	906	10	896	10	98%	896	10
15	0.1594	0.0024	10.7786	0.1780	0.4857	0.0053	0.97	2450	24	2504	15	2552	23	98%	2450	24
16	0.1125	0.0022	5.3709	0.0982	0.3449	0.0041	0.61	1840	33	1880	16	1910	19	98%	1840	33
17	0.0684	0.0013	1.3694	0.0283	0.1440	0.0017	0.63	880	39	876	12	867	9	98%	867	9
18	0.1099	0.0020	5.0366	0.0905	0.3301	0.0039	0.68	1798	33	1826	15	1839	19	99%	1798	33
19	0.1096	0.0020	5.0254	0.0945	0.3304	0.0040	0.57	1792	30	1824	16	1840	19	99%	1792	30
20	0.1171	0.0017	5.7860	0.0892	0.3552	0.0038	1.27	1913	31	1944	13	1960	18	99%	1913	31
21	0.1176	0.0020	5.8216	0.0946	0.3571	0.0038	1.89	1920	30	1950	14	1969	18	99%	1920	30
22	0.0653	0.0016	1.2254	0.0285	0.1357	0.0017	0.68	783	50	812	13	820	9	99%	820	9
23	0.1176	0.0017	5.6238	0.0869	0.3430	0.0034	0.94	1921	26	1920	13	1901	16	99%	1921	26
24	0.1145	0.0018	5.3197	0.0873	0.3336	0.0038	0.85	1872	28	1872	14	1856	18	99%	1872	28
25	0.1184	0.0017	5.6675	0.0832	0.3436	0.0035	0.30	1933	24	1926	13	1904	17	98%	1933	24
26	0.1217	0.0017	6.0688	0.0925	0.3582	0.0037	1.33	1983	20	1986	13	1973	18	99%	1983	20
27	0.1852	0.0027	13.8018	0.2132	0.5370	0.0061	0.89	2700	24	2736	15	2771	25	98%	2700	24
28	0.0675	0.0014	1.2461	0.0263	0.1331	0.0015	0.62	854	41	822	12	806	9	98%	806	9
29	0.0652	0.0016	1.1987	0.0283	0.1332	0.0016	0.91	781	50	800	13	806	9	99%	806	9
30	0.0674	0.0016	1.2332	0.0288	0.1323	0.0016	0.38	850	-151	816	13	801	9	98%	801	9
31	0.1101	0.0032	4.9482	0.1535	0.3274	0.0064	0.83	1811	56	1811	26	1826	31	99%	1811	56
32	0.1203	0.0018	5.9313	0.0882	0.3555	0.0042	0.93	1961	21	1966	13	1961	20	99%	1961	21

33	0.1175	0.0018	5.7860	0.0950	0.3532	0.0037	0.92	1920	27	1944	14	1950	18	99%	1920	27
34	0.1141	0.0018	5.5210	0.0898	0.3474	0.0043	0.72	1866	27	1904	14	1922	21	99%	1866	27
35	0.0654	0.0012	1.2577	0.0246	0.1379	0.0016	0.22	787	41	827	11	833	9	99%	833	9
36	0.1087	0.0024	4.9854	0.1065	0.3291	0.0043	0.77	1777	33	1817	18	1834	21	99%	1777	33
37	0.1143	0.0020	5.5427	0.0914	0.3483	0.0037	1.90	1869	30	1907	14	1926	18	99%	1869	30
38	0.1121	0.0018	5.2633	0.0880	0.3376	0.0040	0.72	1833	28	1863	14	1875	20	99%	1833	28
39	0.0657	0.0013	1.1988	0.0221	0.1316	0.0013	0.49	798	43	800	10	797	8	99%	797	8
40	0.0655	0.0015	1.2625	0.0298	0.1387	0.0018	0.75	791	241	829	13	837	10	99%	837	10
41	0.1067	0.0020	4.8433	0.0908	0.3276	0.0038	0.63	1743	36	1792	16	1827	19	98%	1743	36
42	0.1182	0.0017	5.8716	0.0897	0.3582	0.0041	0.94	1929	26	1957	13	1973	20	99%	1929	26
43	0.1164	0.0021	5.6338	0.1042	0.3502	0.0043	1.04	1902	6	1921	16	1936	21	99%	1902	6
44	0.1389	0.0022	8.0177	0.1332	0.4163	0.0048	0.74	2214	28	2233	15	2244	22	99%	2214	28
45	0.1198	0.0017	5.8343	0.0907	0.3503	0.0038	1.77	1953	31	1952	14	1936	18	99%	1953	31
46	0.1730	0.0022	11.9402	0.1650	0.4958	0.0052	0.58	2587	22	2600	13	2596	22	99%	2587	22
47	0.0686	0.0013	1.2621	0.0221	0.1329	0.0016	0.96	887	46	829	10	804	9	97%	804	9
48	0.0659	0.0015	1.2558	0.0292	0.1374	0.0019	1.05	803	42	826	13	830	11	99%	830	11
49	0.0673	0.0018	1.2524	0.0311	0.1356	0.0018	1.96	856	54	825	14	820	10	99%	820	10
50	0.1201	0.0017	5.9484	0.0927	0.3552	0.0038	1.62	1958	25	1968	14	1959	18	99%	1958	25
51	0.0670	0.0025	1.2048	0.0409	0.1313	0.0018	0.71	839	82	803	19	795	10	99%	795	10
52	0.1605	0.0029	10.3341	0.1737	0.4637	0.0050	0.88	2461	43	2465	16	2456	22	99%	2461	43
53	0.1123	0.0018	4.9827	0.0849	0.3182	0.0034	0.62	1839	37	1816	14	1781	17	98%	1839	37
54	0.1107	0.0021	5.1268	0.1037	0.3334	0.0046	0.60	1813	34	1841	17	1855	22	99%	1813	34
55	0.0714	0.0016	1.4028	0.0308	0.1421	0.0018	0.75	969	41	890	13	856	10	96%	856	10
56	0.1202	0.0022	5.8226	0.0983	0.3512	0.0041	1.05	1959	32	1950	15	1941	20	99%	1959	32
57	0.1141	0.0016	5.4377	0.0813	0.3436	0.0036	0.76	1866	26	1891	13	1904	17	99%	1866	26
58	0.1136	0.0016	5.2979	0.0771	0.3368	0.0035	0.68	1858	25	1869	12	1871	17	99%	1858	25
59	0.1165	0.0025	5.4885	0.1241	0.3411	0.0044	0.74	1903	39	1899	19	1892	21	99%	1903	39
60	0.0664	0.0017	1.2051	0.0299	0.1317	0.0016	1.09	817	50	803	14	797	9	99%	797	9

S.4.3 复式岩墙全岩主微量元素分析结果

Sample	03AKS19a	03AKS19b	03AKS19c	03AKS19d	03AKS19e	04AKS19a	04AKS19b	04AKS19c	04AKS19d	04AKS19e
Rock type	dolerite	dolerite	dolerite	dolerite	dolerite	granite	granite	granite	granite	granite
SiO ₂	47.96	48.04	47.96	48.13	47.98	74.35	73.39	73.78	74.25	73.43
TiO ₂	2.79	2.77	2.80	2.80	2.80	0.39	0.45	0.34	0.34	0.39
Al ₂ O ₃	14.09	14.06	14.15	14.27	14.15	12.76	13.02	12.94	12.77	12.96
Fe ₂ O _{3t}	14.26	14.01	14.18	14.06	14.19	2.54	2.87	2.48	2.44	2.80
MnO	0.26	0.31	0.30	0.31	0.31	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05
MgO	5.27	5.18	5.13	5.00	5.11	0.83	1.00	0.88	0.89	1.06
CaO	6.42	6.34	6.38	6.10	6.37	0.65	0.89	0.85	0.85	0.73
Na ₂ O	4.14	4.15	3.99	4.21	4.05	4.37	4.35	4.03	4.04	4.05
K ₂ O	1.67	1.64	1.64	1.54	1.64	2.66	2.50	3.25	3.12	2.89
P ₂ O ₅	0.94	0.95	0.97	0.97	0.97	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08
LOI	1.88	2.01	2.04	2.23	1.87	1.01	1.12	1.17	1.10	1.22
SUM	99.68	99.44	99.53	99.60	99.43	99.67	99.75	99.85	99.91	99.66
Mg#	39.94	39.94	39.46	39.04	39.34	36.91	38.49	39.06	39.56	40.48
A/CNK	0.69	0.70	0.71	0.72	0.71	1.14	1.13	1.11	1.10	1.16
Li	53.90	53.26	53.30	56.09	53.64	34.71	30.53	31.49	31.12	36.79
Be	0.88	0.91	1.01	1.14	0.93	1.35	1.49	1.44	1.45	1.55
Sc	36.51	34.85	34.45	34.43	34.25	5.83	6.48	5.55	5.45	5.79
V	370.82	345.34	346.35	349.53	347.38	30.58	36.22	31.87	31.39	35.72
Cr	21.31	19.31	18.97	19.15	20.41	20.41	27.86	22.17	22.66	30.85
Co	36.01	34.15	34.24	34.74	34.31	4.28	5.19	4.81	4.67	5.30
Ni	22.16	19.79	20.11	19.73	19.95	7.42	8.46	8.29	8.72	10.60
Cu	28.64	28.12	25.91	26.33	26.97	7.90	18.66	9.38	11.30	4.96
Zn	122.76	119.83	119.89	125.40	122.21	46.50	55.84	48.04	46.47	43.31
Ga	22.24	21.18	21.50	21.60	21.60	14.93	15.49	14.90	14.72	15.32
Rb	34.96	34.15	33.80	32.98	33.96	71.69	71.65	83.71	80.99	80.72

Sr	532.54	502.37	566.22	509.84	507.66	259.87	303.01	245.44	244.19	260.40
Y	42.13	41.25	41.94	42.13	41.71	21.27	21.85	19.41	20.35	14.33
Zr	160.83	159.39	160.41	165.33	157.82	248.31	314.30	208.34	206.40	248.18
Nb	5.63	5.79	5.76	5.88	5.65	11.31	12.24	11.07	11.03	9.81
Sn	1.15	1.20	1.06	1.13	1.11	1.29	1.42	1.45	1.38	1.04
Cs	0.65	0.91	0.87	1.00	1.09	1.17	1.42	1.03	0.94	1.14
Ba	1696.62	1668.72	1677.21	1722.36	1701.83	1566.80	771.49	1009.14	1073.02	917.04
La	28.01	27.63	28.33	28.57	28.14	43.53	49.90	40.68	42.94	39.38
Ce	62.18	62.20	63.29	63.31	62.61	82.04	99.19	74.87	76.40	73.37
Pr	8.29	8.23	8.36	8.62	8.44	8.70	9.99	8.04	8.41	8.00
Nd	37.42	37.27	38.50	38.67	37.72	30.28	34.44	28.28	29.67	27.20
Sm	8.80	8.55	8.96	9.17	8.74	5.38	5.86	5.28	5.09	4.56
Eu	3.51	3.54	3.63	3.61	3.70	0.97	0.99	0.89	0.81	0.84
Gd	8.81	8.90	9.15	9.09	8.89	4.05	4.38	3.80	3.76	3.01
Tb	1.30	1.34	1.39	1.38	1.34	0.65	0.69	0.58	0.62	0.51
Dy	7.24	7.19	7.51	7.42	7.39	3.60	3.75	3.25	3.25	2.53
Ho	1.45	1.44	1.44	1.47	1.48	0.72	0.75	0.69	0.69	0.49
Er	4.02	3.91	3.92	4.13	4.03	2.04	2.23	2.12	2.16	1.43
Tm	0.54	0.52	0.54	0.55	0.55	0.33	0.36	0.33	0.32	0.23
Yb	3.51	3.48	3.63	3.61	3.56	2.43	2.58	2.33	2.30	1.59
Lu	0.49	0.48	0.48	0.49	0.48	0.33	0.37	0.35	0.32	0.22
Hf	3.76	3.88	3.97	3.91	3.83	6.65	8.27	5.56	5.41	6.25
Ta	0.30	0.32	0.32	0.32	0.32	0.82	0.84	0.78	0.74	0.64
Tl	0.24	0.27	0.26	0.27	0.26	0.37	0.38	0.47	0.43	0.48
Pb	5.98	8.53	6.25	11.64	9.24	4.78	4.95	30.98	29.77	3.73
Th	1.56	1.59	1.65	1.75	1.62	12.21	13.91	11.86	11.71	10.80
U	0.33	0.33	0.34	0.40	0.34	1.80	1.75	2.85	2.75	0.98
∑REE	175.58	174.67	179.13	180.08	177.07	185.05	215.50	171.47	176.74	163.36
(La/Yb) _N	5.72	5.70	5.59	5.67	5.67	12.87	13.85	12.53	13.37	17.78

(La/Sm) _N	2.06	2.09	2.04	2.01	2.08	5.23	5.50	4.98	5.44	5.57
δEu	1.21	1.23	1.21	1.20	1.27	0.61	0.57	0.58	0.54	0.65

Mg# = [molar Mg/(Mg + Fe²⁺)]×100, assuming 10% of total iron oxide is ferric.

S.4.4 复式岩墙全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析结果

Sample	03AKS19a	03AKS19e	04AKS19a	04AKS19d
Rocks	dolerite	dolerite	granite	granite
Age (Ma)	780Ma	780Ma	780Ma	780Ma
Rb (ppm)	34.96	33.96	71.69	80.99
Sr (ppm)	532.54	507.66	259.87	244.19
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.189950	0.193591	0.798903	0.960675
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.709322	0.709278	0.717330	0.718798
2 Sigma	0.000006	0.000006	0.000007	0.000007
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.707206	0.707121	0.708432	0.708098
Sm (ppm)	8.80	8.74	5.38	5.09
Nd (ppm)	37.42	37.72	30.28	29.67
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.142109	0.140037	0.107366	0.103735
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512050	0.512045	0.511578	0.511616
2 Sigma	0.000009	0.000005	0.000006	0.000004
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.511323	0.511329	0.511029	0.511085
ε _{Nd} (<i>t</i>)	-6.04	-5.93	-11.79	-10.68
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	37.2391	37.3475	42.6102	38.2987
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.3472	15.3882	15.6506	15.5173
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	16.5953	16.688	19.5092	17.4753
Pb (ppm)	5.98	9.24	4.78	29.77
Th (ppm)	1.56	1.62	12.21	11.71
U (ppm)	0.33	0.34	1.80	2.75

$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	37.1379	37.2789	41.4956	38.1412
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	15.3440	15.3861	15.6262	15.5118
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	16.5290	16.6443	19.0059	17.3625
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.282497	0.282520	0.281989	0.282073
2 Sigma	0.000008	0.000008	0.000007	0.000008
$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	0.282232	0.282265	0.281888	0.281952
Lu	0.49	0.48	0.33	0.32
Hf	3.76	3.83	6.65	5.41
$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	-1.9	-0.7	-14.1	-11.8
$T_{\text{DM}}^2(\text{Ma})$	1797	1724	2552	2411

S.5 塔西北震旦纪玄武岩地球化学及砂岩碎屑锆石分析数据

S.5.1 苏盖特布拉克玄武岩全岩主微量元素分析结果

Sample No.	95AKS19			97AKS19	98AKS19			101AKS19		104AKS19		
	a	b	c	d	a	b	c	a	c	a	d	f
Major element data for bulk rocks (wt%)												
SiO ₂	46.05	44.32	44.49	47.27	43.54	47.10	46.57	45.98	45.36	48.00	45.70	45.45
TiO ₂	3.17	3.03	3.19	3.04	2.34	2.41	2.44	2.90	2.81	2.82	2.78	2.82
Al ₂ O ₃	15.19	15.47	15.20	14.62	16.76	17.23	17.10	17.29	16.95	17.55	16.77	16.76
Fe ₂ O _{3t}	15.55	15.91	15.85	19.70	12.67	13.37	12.77	15.45	16.32	13.80	15.68	15.65
MnO	0.23	0.24	0.36	0.13	0.34	0.19	0.25	0.18	0.23	0.10	0.10	0.12
MgO	5.50	6.36	5.86	3.46	3.88	5.42	5.88	4.42	4.99	4.95	4.47	5.56
CaO	6.36	6.32	6.20	3.20	10.33	7.68	8.09	4.69	3.77	4.98	6.03	6.23
Na ₂ O	3.44	3.32	3.38	4.60	3.07	3.04	2.89	5.17	5.19	3.94	3.73	3.49
K ₂ O	1.08	1.03	1.43	1.40	0.57	0.77	0.73	0.48	0.72	0.47	0.38	0.50
P ₂ O ₅	0.48	0.47	0.50	0.46	0.47	0.45	0.47	0.45	0.44	0.43	0.42	0.42
LOI	2.80	3.14	3.15	2.22	5.51	2.27	2.59	2.77	3.29	2.67	3.62	2.72
Sum	99.84	99.58	99.61	100.11	99.47	99.94	99.77	99.77	100.07	99.70	99.67	99.70
Mg#	41.20	44.19	42.28	25.79	37.76	44.52	47.70	36.20	37.74	41.54	36.09	41.29
Trace element data for bulk rocks (ppm)												
Li	24.94	28.94	26.02	12.82	13.01	32.36	24.30	16.85	24.97	22.77	23.08	21.58
Be	1.48	1.87	1.50	1.19	1.31	1.20	1.11	1.30	1.23	1.09	1.22	1.30
Sc	25.15	27.51	27.61	24.37	21.11	21.61	21.21	22.54	21.48	20.59	20.40	21.43
V	258.46	280.57	250.95	260.87	191.98	204.69	193.56	212.80	210.66	192.27	203.65	216.14
Cr	66.43	71.22	58.61	60.99	55.35	60.51	58.05	55.40	53.29	55.89	57.50	57.36
Co	49.59	50.76	52.23	29.99	50.38	46.11	59.47	51.32	49.61	53.12	52.31	50.80
Ni	86.21	88.24	87.10	57.84	127.60	129.19	134.72	149.99	144.12	130.41	138.45	145.38

Cu	185.83	920.37	443.15	40.45	60.07	131.24	73.56	86.48	114.01	68.61	34.97	27.89
Zn	139.70	151.43	142.64	86.13	117.76	121.94	119.49	124.86	120.17	86.11	118.40	169.24
Ga	23.62	24.80	26.07	22.24	22.42	22.51	22.61	22.36	21.74	22.39	21.61	22.82
Rb	13.00	13.35	14.99	21.54	7.93	11.80	4.79	5.26	10.86	5.60	5.12	7.41
Sr	329.98	348.62	348.52	449.21	527.99	517.44	442.61	486.18	514.87	520.24	441.47	482.76
Y	34.56	33.59	35.37	31.08	26.72	26.28	24.60	32.16	31.16	26.15	28.43	30.60
Zr	220.52	225.30	230.64	213.88	174.73	171.24	172.76	210.17	200.50	196.36	197.91	203.15
Nb	23.16	24.73	24.87	21.86	16.92	16.91	16.73	22.21	21.11	20.77	20.12	21.38
Sn	1.72	2.00	1.97	1.81	1.40	1.23	1.29	1.80	1.69	1.53	1.48	1.62
Cs	0.07	0.10	0.06	0.07	0.16	0.10	0.33	0.09	0.11	0.09	0.12	0.10
Ba	370.02	528.48	1086.45	514.79	557.08	611.55	278.70	200.45	216.31	436.89	304.79	369.52
La	26.77	26.79	27.41	26.32	26.32	24.69	26.54	26.67	25.57	25.19	23.24	24.45
Ce	58.50	58.65	61.28	56.00	54.82	52.83	53.82	56.48	55.06	53.74	50.61	53.00
Pr	7.35	7.45	7.85	7.09	6.80	6.49	6.73	7.13	7.04	6.55	6.40	6.86
Nd	32.42	32.55	34.33	31.29	29.44	28.30	28.86	30.76	30.08	28.53	27.79	29.50
Sm	7.48	7.28	7.83	6.81	5.99	6.00	5.84	6.53	6.57	5.85	5.78	6.31
Eu	2.49	2.53	2.64	2.30	2.28	2.22	2.15	2.32	2.34	2.10	2.12	2.22
Gd	7.22	7.05	7.46	6.58	5.97	5.66	5.59	6.79	6.66	5.84	6.27	6.61
Tb	1.15	1.17	1.23	1.10	0.94	0.88	0.89	1.09	1.07	0.91	0.95	1.04
Dy	6.65	6.66	6.90	6.20	5.18	5.17	5.10	6.30	6.18	5.42	5.72	6.13
Ho	1.24	1.21	1.29	1.12	0.95	0.94	0.90	1.14	1.12	0.98	1.05	1.06
Er	3.29	3.23	3.36	3.03	2.49	2.61	2.36	3.08	2.89	2.58	2.79	2.90
Tm	0.47	0.46	0.47	0.42	0.35	0.36	0.34	0.43	0.41	0.37	0.38	0.41
Yb	2.82	2.70	2.89	2.66	2.20	2.22	2.09	2.65	2.54	2.31	2.36	2.51
Lu	0.43	0.41	0.41	0.38	0.32	0.31	0.30	0.38	0.37	0.33	0.34	0.37
Hf	5.41	5.37	5.58	5.19	4.05	4.15	3.95	4.88	4.78	4.54	4.57	4.71
Ta	1.36	1.47	1.50	1.28	0.96	0.99	0.95	1.31	1.26	1.27	1.25	1.32
Tl	0.05	0.06	0.06	0.08	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02
Pb	2.74	2.98	2.62	4.97	18.30	2.66	7.81	3.74	3.71	6.22	12.08	8.12

Th	2.26	2.14	2.31	2.22	1.78	1.67	1.75	2.17	2.11	2.04	2.00	2.12
U	0.57	0.57	0.58	0.92	0.40	0.41	0.41	0.54	0.56	0.49	0.48	0.49
Ti/Y	550	543	543	586	529	551	596	543	541	649	588	554
(La/Yb) _N	6.81	7.12	6.81	7.09	8.58	7.99	8.38	7.23	7.22	7.82	7.06	6.99
(La/Sm) _N	2.31	2.38	2.26	2.49	2.83	2.66	2.75	2.64	2.51	2.78	2.60	2.50
δEu	1.02	1.07	1.04	1.04	1.15	1.15	1.14	1.05	1.07	1.09	1.07	1.04
Mg# = [molar Mg/(Mg + Fe ²⁺)]×100, assuming 10% of total iron oxide is ferric.												

S.5.2 苏盖特布拉克玄武岩全岩 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素分析结果

Sample	95AKS19a	97AKS19d	98AKS19b	104AKS19a
Rocks	aphyric basalt	aphyric basalt	feldspar- phyric basalt	aphyric basalt
Age (Ma)	615 Ma	615 Ma	615 Ma	615 Ma
Rb (ppm)	13.00	21.54	11.80	5.60
Sr (ppm)	329.98	449.21	517.43	520.24
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.113979	0.138746	0.065972	0.031141
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.707303	0.708629	0.706341	0.706886
2 Sigma	0.000007	0.000008	0.000006	0.000007
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.706303	0.707412	0.705762	0.706613
Sm (ppm)	7.48	6.81	6.00	5.85
Nd (ppm)	32.42	31.29	28.30	28.53
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.139563	0.131527	0.128162	0.124087
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512378	0.512376	0.512220	0.512406
2 Sigma	0.000005	0.000008	0.000005	0.000006
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.511816	0.511846	0.511703	0.511906
ε _{Nd} (<i>t</i>)	-0.58	0.01	-2.77	1.18
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.5881	37.9535	38.2144	37.8966

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.5111	15.4904	15.4878	15.4785
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	17.8718	17.5374	17.5531	17.3722
Pb (ppm)	2.74	4.97	2.66	6.22
Th (ppm)	2.26	2.22	1.67	2.04
U (ppm)	0.57	0.92	0.41	0.49
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	38.2548	37.7752	37.9627	37.7663
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	15.4986	15.4795	15.4786	15.4739
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	17.6137	17.3124	17.3644	17.2765
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.282664	0.282664	0.282578	0.282663
2 Sigma	0.000006	0.000008	0.000007	0.000009
$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	0.282537	0.282547	0.282458	0.282546
Lu	0.43	0.38	0.31	0.33
Hf	5.41	5.19	4.15	4.54
$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	5.24	5.59	2.46	5.59
2 Sigma	0.23	0.28	0.27	0.31
$T_{\text{DM}}^2(\text{Ma})$	1223	1200	1398	1200

S.5.3 苏盖特布拉克组砂岩 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学分析结果

Spot	Isotopic ratios						Th/U	Isotopic Ages						Concordance	Interpreted ages	
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		Ma	1sigma
	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma	Ratio	1sigma		Ma	1sigma	Ma	1sigma	Ma	1sigma			
Sample 96AKS19																
1	0.110690	0.001293	4.819794	0.059566	0.315114	0.002729	0.81	1811	21	1788	10	1766	13	98%	1811	21
2	0.064942	0.001255	1.151029	0.023093	0.128170	0.001193	1.29	772	38	778	11	777	7	99%	777	7
3	0.122727	0.003612	5.891597	0.167781	0.351151	0.005428	1.13	1996	45	1960	25	1940	26	98%	1996	45
4	0.115320	0.001504	5.317436	0.076960	0.333635	0.003164	1.43	1885	28	1872	12	1856	15	99%	1885	28

5	0.060268	0.001162	0.835333	0.018292	0.100053	0.001219	0.45	613	35	617	10	615	7	99%	615	7
6	0.063395	0.001610	1.109473	0.026309	0.127986	0.001671	1.10	720	48	758	13	776	10	97%	776	10
7	0.126606	0.002408	6.788506	0.202045	0.382983	0.004708	0.84	2052	32	2084	26	2090	22	99%	2052	32
8	0.111122	0.001522	4.979996	0.072355	0.325241	0.003506	1.45	1818	24	1816	12	1815	17	99%	1818	24
9	0.109955	0.001790	5.087458	0.085919	0.335776	0.003797	1.05	1798	28	1834	14	1866	18	98%	1798	28
10	0.111315	0.001451	5.122858	0.072211	0.333325	0.003438	0.95	1821	29	1840	12	1854	17	99%	1821	29
11	0.134325	0.001522	7.536510	0.094920	0.406121	0.004315	0.54	2155	20	2177	11	2197	20	99%	2155	20
12	0.065344	0.001667	1.122011	0.026354	0.125586	0.001849	1.47	787	50	764	13	763	11	99%	763	11
13	0.060250	0.001359	0.827526	0.018587	0.099645	0.001084	0.91	613	47	612	10	612	6	99%	612	6
14	0.117310	0.001239	5.718709	0.067885	0.352019	0.003311	0.55	1917	18	1934	10	1944	16	99%	1917	18
15	0.111811	0.001415	5.012656	0.065407	0.324529	0.003153	1.09	1829	24	1821	11	1812	15	99%	1829	24
16	0.118529	0.001128	5.765796	0.061276	0.351241	0.002887	0.26	1944	17	1941	9	1941	14	99%	1944	17
17	0.064293	0.001536	1.168623	0.026525	0.132350	0.001780	0.77	750	38	786	12	801	10	98%	801	10
18	0.108731	0.001638	4.999464	0.084392	0.332212	0.003566	1.47	1789	26	1819	14	1849	17	98%	1789	26
19	0.069139	0.000979	1.418408	0.022629	0.148190	0.001549	0.62	902	44	897	10	891	9	99%	891	9
20	0.065369	0.001140	1.156620	0.018767	0.128881	0.001381	0.62	787	34	780	9	781	8	99%	781	8
21	0.064651	0.001094	1.128446	0.020767	0.126608	0.001386	1.07	765	35	767	10	768	8	99%	768	8
22	0.064556	0.001649	1.099994	0.027783	0.124050	0.001640	0.52	761	56	753	13	754	9	99%	754	9
23	0.066094	0.000924	1.227851	0.018259	0.134636	0.001362	1.01	809	32	813	8	814	8	99%	814	8
24	0.111321	0.001676	4.805863	0.077365	0.313270	0.003545	1.68	1821	27	1786	14	1757	17	98%	1821	27
25	0.111457	0.001255	4.954672	0.063011	0.321958	0.003174	0.77	1833	20	1812	11	1799	16	99%	1833	20
26	0.110729	0.001419	4.944200	0.075952	0.322759	0.003781	0.72	1813	20	1810	13	1803	18	99%	1813	20
27	0.067293	0.001157	1.275621	0.021897	0.137415	0.001569	1.01	856	31	835	10	830	9	99%	830	9
28	0.062070	0.001754	0.885257	0.023616	0.104133	0.001275	0.68	676	96	644	13	639	7	99%	639	7
29	0.065985	0.001560	1.196769	0.027516	0.132059	0.001567	0.85	806	52	799	13	800	9	99%	800	9
30	0.110887	0.001498	4.987855	0.080559	0.325873	0.004109	1.44	1814	24	1817	14	1818	20	99%	1814	24
31	0.128265	0.001286	6.801013	0.083580	0.383285	0.003893	0.78	2076	17	2086	11	2092	18	99%	2076	17
32	0.124085	0.001480	6.078483	0.080631	0.354180	0.003368	0.38	2017	20	1987	12	1955	16	98%	2017	20
33	0.111379	0.001277	4.843539	0.060695	0.314316	0.002680	0.76	1822	20	1792	11	1762	13	98%	1822	20

34	0.065874	0.001354	1.188415	0.025313	0.131420	0.001704	0.65	1200	44	795	12	796	10	99%	796	10
35	0.065972	0.001074	1.208804	0.021091	0.132846	0.001458	0.80	806	33	805	10	804	8	99%	804	8
36	0.112658	0.001299	5.020521	0.058945	0.322766	0.002863	0.79	1843	21	1823	10	1803	14	98%	1843	21
37	0.065702	0.001002	1.154564	0.018665	0.127138	0.001191	0.86	798	31	779	9	772	7	98%	772	7
38	0.069267	0.001834	1.368147	0.034063	0.144391	0.001637	0.94	906	44	875	15	869	9	99%	869	9
39	0.062001	0.001877	0.850858	0.025537	0.100315	0.001384	0.82	676	56	625	14	616	8	98%	616	8
40	0.112275	0.001250	5.210754	0.064775	0.336325	0.003351	0.95	1837	19	1854	11	1869	16	99%	1837	19
41	0.114095	0.001251	5.244325	0.063815	0.333044	0.003113	0.51	1866	16	1860	10	1853	15	99%	1866	16
42	0.112362	0.001955	5.289766	0.096721	0.342667	0.004263	0.86	1839	31	1867	16	1899	20	98%	1839	31
43	0.060443	0.001127	0.835397	0.015758	0.100490	0.001046	0.73	620	36	617	9	617	6	99%	617	6
44	0.069953	0.001355	1.388687	0.028419	0.143644	0.001517	0.81	928	31	884	12	865	9	97%	865	9
45	0.067853	0.000862	1.321338	0.017186	0.141040	0.001234	0.31	865	26	855	8	851	7	99%	851	7
46	0.115526	0.001805	5.316085	0.088709	0.333203	0.003273	1.08	1888	27	1871	14	1854	16	99%	1888	27
47	0.067194	0.001039	1.247379	0.019366	0.134463	0.001373	0.93	843	28	822	9	813	8	98%	813	8
48	0.118101	0.001346	5.877864	0.074328	0.359509	0.003304	0.91	1927	20	1958	11	1980	16	98%	1927	20
49	0.110619	0.001287	4.993879	0.062485	0.326897	0.003432	0.83	1810	21	1818	11	1823	17	99%	1810	21
50	0.066668	0.001705	1.243760	0.035750	0.135153	0.002001	1.48	828	42	821	16	817	11	99%	817	11
51	0.064847	0.001056	1.254532	0.023260	0.140138	0.002014	0.66	769	229	825	10	845	11	97%	845	11
52	0.066567	0.001270	1.244465	0.026009	0.136413	0.002182	1.23	833	41	821	12	824	12	99%	824	12
53	0.111739	0.001401	5.118479	0.070896	0.331045	0.003346	0.49	1828	22	1839	12	1843	16	99%	1828	22
54	0.065068	0.001125	1.203655	0.021674	0.133782	0.001312	0.80	776	35	802	10	809	7	99%	809	7
55	0.064672	0.001035	1.284249	0.022703	0.143538	0.001502	0.97	765	35	839	10	865	8	96%	865	8
56	0.067803	0.000812	1.343944	0.018072	0.143413	0.001451	0.62	863	24	865	8	864	8	99%	864	8
57	0.066972	0.000966	1.294465	0.020200	0.139699	0.001362	0.86	837	24	843	9	843	8	99%	843	8
58	0.159895	0.001771	10.278600	0.116438	0.464765	0.003979	0.58	2455	19	2460	11	2461	18	99%	2455	19
59	0.165733	0.001984	11.178579	0.212100	0.486128	0.007519	0.28	2517	18	2538	18	2554	33	99%	2517	18
60	0.065952	0.001080	1.225214	0.021172	0.134526	0.001367	0.73	806	31	812	10	814	8	99%	814	8
61	0.063620	0.001020	1.166949	0.019255	0.133120	0.001332	0.70	728	33	785	9	806	8	97%	806	8
62	0.060189	0.001079	0.825692	0.013377	0.099906	0.000934	0.89	609	31	611	7	614	5	99%	614	5

63	0.114968	0.001901	5.290609	0.095172	0.332594	0.003065	0.99	1879	27	1867	15	1851	15	99%	1879	27
64	0.161306	0.001773	11.070948	0.133981	0.496638	0.004908	0.42	2469	17	2529	11	2599	21	97%	2469	17
65	0.066528	0.001106	1.248338	0.021918	0.135951	0.001391	0.87	833	35	823	10	822	8	99%	822	8
66	0.066788	0.001083	1.252114	0.021504	0.135755	0.001366	0.87	831	33	824	10	821	8	99%	821	8
67	0.063914	0.001097	1.155738	0.021786	0.130729	0.001354	1.13	739	36	780	10	792	8	98%	792	8
68	0.066916	0.000919	1.197673	0.019022	0.129323	0.001386	1.07	835	27	800	9	784	8	98%	784	8
69	0.117850	0.001669	5.567358	0.085314	0.342475	0.004131	0.90	1924	26	1911	13	1899	20	99%	1924	26
70	0.062325	0.001126	0.931206	0.017024	0.108067	0.001215	0.65	687	40	668	9	662	7	98%	662	7
71	0.067580	0.001346	1.273196	0.028157	0.136655	0.002175	0.55	857	39	834	13	826	12	99%	826	12
72	0.060888	0.001382	0.839558	0.020611	0.099986	0.001740	0.89	635	35	619	11	614	10	99%	614	10
73	0.061853	0.000828	0.858847	0.011922	0.100496	0.001005	0.93	733	29	629	7	617	6	98%	617	6
74	0.063400	0.002087	0.901355	0.029568	0.103270	0.001535	0.78	720	48	652	16	634	9	97%	634	9
75	0.066224	0.001038	1.228638	0.019155	0.134499	0.001413	0.32	813	30	814	9	813	8	99%	813	8
76	0.120384	0.001339	5.855455	0.071430	0.351506	0.003282	0.45	1962	20	1955	11	1942	16	99%	1962	20
77	0.069246	0.003036	0.953476	0.040705	0.100204	0.002008	1.60	906	176	680	21	616	12	90%	616	12
78	0.065916	0.001244	1.180010	0.024342	0.129585	0.001617	0.98	803	39	791	11	786	9	99%	786	9
79	0.064278	0.001089	1.113898	0.019983	0.125790	0.001532	0.40	750	31	760	10	764	9	99%	764	9
80	0.119506	0.001620	5.406047	0.077501	0.327445	0.003529	0.68	1950	76	1886	12	1826	17	96%	1950	76
81	0.111115	0.001179	5.038341	0.061855	0.327853	0.003339	0.67	1818	23	1826	10	1828	16	99%	1818	23
82	0.111224	0.001481	4.998494	0.070533	0.325854	0.003753	1.34	1820	22	1819	12	1818	18	99%	1820	22
83	0.117141	0.001330	5.621817	0.066847	0.346884	0.002911	1.11	1913	20	1919	10	1920	14	99%	1913	20
84	0.111659	0.001175	4.973238	0.052039	0.322506	0.002845	1.03	1828	20	1815	9	1802	14	99%	1828	20
85	0.059403	0.001091	0.824567	0.015538	0.100483	0.001156	0.77	583	35	611	9	617	7	98%	617	7
86	0.066432	0.000765	1.252038	0.016419	0.136022	0.001204	0.58	820	24	824	7	822	7	99%	822	7
87	0.063021	0.004294	0.911402	0.054397	0.106977	0.002594	0.62	709	65	658	29	655	15	99%	655	15
88	0.120765	0.001613	5.957114	0.084210	0.356591	0.003872	0.48	1969	28	1970	12	1966	18	99%	1969	28
89	0.139256	0.002142	8.249514	0.146279	0.429199	0.006968	0.75	2218	54	2259	16	2302	31	98%	2218	54
90	0.065335	0.001655	1.152629	0.033074	0.128319	0.002797	2.08	785	35	778	16	778	16	99%	778	16
91	0.111897	0.001516	5.160463	0.080743	0.335108	0.004698	0.71	1831	24	1846	13	1863	23	99%	1831	24

92	0.064402	0.001038	1.199468	0.022747	0.134914	0.001916	0.91	754	36	800	11	816	11	98%	816	11
93	0.064092	0.001068	1.171405	0.020121	0.132409	0.001327	0.85	746	35	787	9	802	8	98%	802	8
94	0.110963	0.001742	5.121661	0.085643	0.334321	0.003556	1.06	1817	23	1840	14	1859	17	98%	1817	23
95	0.064968	0.001036	1.156116	0.019021	0.128767	0.001273	0.86	772	36	780	9	781	7	99%	781	7
96	0.119139	0.001633	5.835777	0.079446	0.355186	0.003310	0.61	1944	24	1952	12	1959	16	99%	1944	24
97	0.112612	0.002038	5.191844	0.093331	0.335708	0.004067	1.09	1843	32	1851	15	1866	20	99%	1843	32
98	0.067017	0.000709	1.298510	0.016377	0.139968	0.001253	0.23	839	20	845	7	844	7	99%	844	7
99	0.067192	0.000883	1.295388	0.017556	0.139700	0.001254	0.47	843	26	844	8	843	7	99%	843	7
100	0.062145	0.000984	0.859991	0.013036	0.100402	0.000875	0.90	680	33	630	7	617	5	97%	617	5
Sample 103AKS19																
1	0.169568	0.001839	11.905319	0.154468	0.507764	0.005799	0.55	2553	19	2597	12	2647	25	98%	2553	19
2	0.118192	0.001508	5.244899	0.076757	0.320655	0.003496	0.90	1929	24	1860	13	1793	17	96%	1929	24
3	0.111272	0.001513	5.085703	0.073413	0.331355	0.003724	0.58	1820	30	1834	12	1845	18	99%	1820	30
4	0.109987	0.001111	4.800432	0.053744	0.315806	0.003203	0.59	1799	19	1785	9	1769	16	99%	1799	19
5	0.117634	0.001145	5.646947	0.064711	0.346631	0.003461	0.41	1921	18	1923	10	1918	17	99%	1921	18
6	0.064700	0.001173	0.996794	0.018858	0.111522	0.001275	1.10	765	38	702	10	682	7	97%	682	7
7	0.121855	0.001334	6.032366	0.076228	0.357999	0.004113	0.61	1984	19	1981	11	1973	20	99%	1984	19
8	0.061458	0.001877	0.837976	0.026024	0.098750	0.001415	0.61	654	111	618	14	607	8	98%	607	8
9	0.120649	0.001240	5.798785	0.079430	0.347346	0.004547	0.71	1966	20	1946	12	1922	22	98%	1966	20
10	0.112006	0.001081	4.837386	0.052258	0.311800	0.002882	1.00	1832	17	1791	9	1750	14	97%	1832	17
11	0.108512	0.002075	4.602444	0.091710	0.307412	0.004545	1.93	1776	28	1750	17	1728	22	98%	1776	28
12	0.065877	0.001256	1.138325	0.022708	0.125190	0.001520	1.28	1200	37	772	11	760	9	98%	760	9
13	0.130119	0.001444	6.774416	0.080564	0.377047	0.003911	0.28	2100	20	2082	11	2062	18	99%	2100	20
14	0.118480	0.001195	5.765459	0.073103	0.352204	0.004156	0.37	1944	17	1941	11	1945	20	99%	1944	17
15	0.122913	0.001225	6.368480	0.073232	0.375312	0.004082	0.40	1999	17	2028	10	2054	19	98%	1999	17
16	0.117910	0.001130	5.804065	0.067558	0.355831	0.003740	0.34	1925	17	1947	10	1962	18	99%	1925	17
17	0.111149	0.001618	5.059210	0.074886	0.331518	0.004144	0.85	1818	32	1829	13	1846	20	99%	1818	32
18	0.108636	0.001356	4.809018	0.063317	0.320165	0.003187	0.79	1777	23	1786	11	1791	16	99%	1777	23
19	0.111269	0.001627	5.126395	0.076796	0.334545	0.003995	0.86	1820	26	1840	13	1860	19	98%	1820	26

20	0.109521	0.001598	5.085271	0.075705	0.337457	0.004165	0.99	1792	25	1834	13	1874	20	97%	1792	25
21	0.060105	0.000953	0.829767	0.014977	0.099855	0.001164	1.16	607	33	613	8	614	7	99%	614	7
22	0.121225	0.001552	5.518019	0.071541	0.329618	0.003437	0.81	1976	19	1903	11	1837	17	96%	1976	19
23	0.114386	0.001257	4.383265	0.054214	0.277405	0.002883	1.30	1870	19	1709	10	1578	15	92%	1870	19
24	0.111416	0.001221	5.038384	0.063941	0.327716	0.003639	0.71	1833	20	1826	11	1827	18	99%	1833	20
25	0.124384	0.001427	6.703730	0.098357	0.390036	0.004695	0.57	2020	20	2073	13	2123	22	97%	2020	20
26	0.065941	0.001461	0.895875	0.020427	0.099591	0.001670	1.08	806	46	650	11	612	10	94%	612	10
27	0.117741	0.001680	4.724221	0.076453	0.291159	0.004155	0.87	1922	14	1772	14	1647	21	92%	1922	14
28	0.118149	0.001144	5.504797	0.064152	0.337439	0.003579	0.45	1929	12	1901	10	1874	17	98%	1929	12
29	0.135531	0.001733	5.995684	0.077018	0.321072	0.004320	0.80	2172	21	1975	11	1795	21	90%	2172	21
30	0.123010	0.001392	6.086631	0.080975	0.358861	0.004166	0.28	2067	19	1988	12	1977	20	99%	2067	19
31	0.128993	0.001323	5.270225	0.061767	0.295364	0.002720	1.18	2084	17	1864	10	1668	14	88%		
32	0.111899	0.001343	5.114695	0.075484	0.330750	0.003737	0.88	1831	22	1839	13	1842	18	99%	1831	22
33	0.110841	0.001275	4.993724	0.064760	0.326583	0.003497	0.94	1813	21	1818	11	1822	17	99%	1813	21
34	0.059398	0.002663	0.819818	0.037384	0.099969	0.001771	1.11	583	90	608	21	614	10	98%	614	10
35	0.112753	0.001394	5.112082	0.073394	0.328086	0.003567	0.52	1844	22	1838	12	1829	17	99%	1844	22
36	0.226802	0.035712	2.510679	0.236222	0.101504	0.003657	2.28	3029	252	1275	68	623	21	31%		
37	0.119836	0.001443	5.789639	0.083742	0.349032	0.003790	0.58	1954	22	1945	13	1930	18	99%	1954	22
38	0.138606	0.001422	7.959522	0.091413	0.415430	0.004061	0.40	2210	18	2226	10	2240	19	99%	2210	18
39	0.111829	0.001403	5.179012	0.076074	0.335110	0.003787	0.61	1829	24	1849	13	1863	18	99%	1829	24
40	0.111273	0.001192	5.054399	0.066961	0.328197	0.003660	0.67	1820	14	1828	11	1830	18	99%	1820	14
41	0.124143	0.001328	6.425474	0.085789	0.373579	0.004111	0.56	2016	19	2036	12	2046	19	99%	2016	19
42	0.160300	0.001687	10.368522	0.140967	0.467294	0.005890	0.69	2459	17	2468	13	2472	26	99%	2459	17
43	0.119883	0.001503	5.977817	0.088965	0.360081	0.004618	0.95	1955	21	1973	13	1983	22	99%	1955	21
44	0.122893	0.001396	5.925230	0.084458	0.347336	0.003836	1.01	1998	21	1965	12	1922	18	97%	1998	21
45	0.109543	0.001603	4.918979	0.072011	0.325874	0.004222	0.73	1792	22	1806	12	1818	21	99%	1792	22
46	0.132069	0.001946	7.512931	0.111455	0.412583	0.004766	0.46	2126	23	2175	13	2227	22	97%	2126	23
47	0.117147	0.001293	5.799178	0.070854	0.357792	0.003735	0.36	1913	20	1946	11	1972	18	98%	1913	20
48	0.077416	0.001699	1.108095	0.026890	0.102890	0.001108	1.46	1131	73	757	13	631	6	81%		

49	0.107866	0.001343	4.939374	0.070565	0.330800	0.003416	0.62	1765	24	1809	12	1842	17	98%	1765	24
50	0.115777	0.001184	5.764767	0.068044	0.360852	0.003930	0.57	1892	23	1941	10	1986	19	97%	1892	23
51	0.110336	0.001075	4.976066	0.058195	0.326466	0.003225	0.76	1806	23	1815	10	1821	16	99%	1806	23
52	0.110679	0.001431	4.830608	0.065096	0.316982	0.003224	0.76	1811	24	1790	11	1775	16	99%	1811	24
53	0.170373	0.001842	11.195242	0.200082	0.472558	0.005887	0.48	2561	18	2540	17	2495	26	98%	2561	18
54	0.132915	0.002226	6.583064	0.146699	0.356512	0.004526	1.66	2137	29	2057	20	1966	22	95%	2137	29
55	0.111413	0.001264	5.057845	0.067820	0.329462	0.003626	0.82	1833	20	1829	11	1836	18	99%	1833	20
56	0.118985	0.002066	6.033019	0.111965	0.369222	0.005086	2.28	1943	29	1981	16	2026	24	97%	1943	29
57	0.122372	0.001384	6.157529	0.083003	0.364449	0.003744	1.02	1991	19	1998	12	2003	18	99%	1991	19
58	0.122688	0.001715	6.224879	0.109499	0.367598	0.005246	0.43	1996	22	2008	15	2018	25	99%	1996	22
59	0.111131	0.001498	5.112157	0.074561	0.333690	0.003551	0.84	1818	24	1838	12	1856	17	99%	1818	24
60	0.112220	0.002001	5.181349	0.092112	0.335960	0.004114	0.92	1836	31	1850	15	1867	20	99%	1836	31
61	0.116301	0.001224	5.874965	0.074317	0.365427	0.004030	0.41	1902	23	1958	11	2008	19	97%	1902	23
62	0.127867	0.002354	5.468478	0.107174	0.310102	0.003965	1.54	2069	33	1896	17	1741	20	91%	2069	33
63	0.124128	0.001401	6.497811	0.092887	0.379909	0.005484	0.58	2016	20	2046	13	2076	26	98%	2016	20
64	0.062153	0.001458	0.853448	0.022112	0.099878	0.002178	0.70	680	44	627	12	614	13	97%	614	13
65	0.113262	0.001280	5.679170	0.074007	0.361937	0.004184	0.58	1861	19	1928	11	1991	20	96%	1861	19
66	0.113701	0.001205	5.691318	0.070829	0.361502	0.004030	0.58	1861	20	1930	11	1989	19	96%	1861	20
67	0.108721	0.001810	5.003583	0.092584	0.333342	0.004238	1.06	1789	31	1820	16	1855	21	98%	1789	31
68	0.116640	0.001315	5.875936	0.065444	0.364946	0.003643	0.72	1905	19	1958	10	2006	17	97%	1905	19
69	0.109675	0.001644	5.050644	0.080868	0.334277	0.003962	0.81	1794	26	1828	14	1859	19	98%	1794	26
70	0.066202	0.001059	1.153002	0.021693	0.125698	0.001377	0.93	813	32	779	10	763	8	98%	763	8
71	0.119833	0.001373	5.991102	0.079594	0.361908	0.003867	0.51	1954	20	1975	12	1991	18	99%	1954	20
72	0.117673	0.001268	5.720443	0.070751	0.352296	0.003746	0.63	1921	19	1934	11	1946	18	99%	1921	19
73	0.129784	0.001358	6.844105	0.083304	0.381852	0.003833	0.48	2095	18	2091	11	2085	18	99%	2095	18
74	0.111586	0.001172	5.023786	0.059849	0.326178	0.003258	1.09	1826	19	1823	10	1820	16	99%	1826	19
75	0.124400	0.001261	6.260640	0.074369	0.363887	0.003354	0.91	2020	18	2013	10	2001	16	99%	2020	18
76	0.066280	0.001998	1.162752	0.034017	0.128632	0.001786	1.90	817	63	783	16	780	10	99%	780	10
77	0.064038	0.001375	1.051171	0.022053	0.119025	0.001398	1.19	743	33	729	11	725	8	99%	725	8

78	0.117946	0.001224	5.728803	0.070752	0.351066	0.003617	1.04	1926	19	1936	11	1940	17	99%	1926	19
79	0.116022	0.002077	5.012974	0.100688	0.312120	0.004256	0.77	1896	40	1822	17	1751	21	96%	1896	40
80	0.122645	0.001098	6.296394	0.073648	0.370643	0.004008	0.69	1995	11	2018	10	2032	19	99%	1995	11
81	0.109517	0.001736	4.958136	0.084774	0.329245	0.004572	0.76	1792	29	1812	14	1835	22	98%	1792	29
82	0.117394	0.001422	5.805448	0.089265	0.358714	0.005383	0.58	1917	22	1947	13	1976	26	98%	1917	22
83	0.119646	0.001413	5.818726	0.082468	0.352080	0.004618	0.59	1951	21	1949	12	1945	22	99%	1951	21
84	0.187965	0.001788	13.171932	0.157511	0.506383	0.005649	0.92	2724	15	2692	11	2641	24	98%	2724	15
85	0.112180	0.001279	5.169689	0.072259	0.333185	0.003825	1.23	1835	21	1848	12	1854	19	99%	1835	21
86	0.127592	0.001334	6.798732	0.107017	0.384626	0.005296	0.27	2065	17	2086	14	2098	25	99%	2065	17
87	0.064769	0.001883	1.136241	0.031217	0.128796	0.001907	1.36	769	61	771	15	781	11	98%	781	11
88	0.116933	0.001604	5.820435	0.088748	0.360713	0.004409	0.40	1910	30	1949	13	1986	21	98%	1910	30
89	0.110701	0.001782	5.015582	0.081959	0.330345	0.004020	0.84	1811	29	1822	14	1840	20	99%	1811	29
90	0.112288	0.001455	5.011682	0.071575	0.323167	0.003026	0.94	1837	24	1821	12	1805	15	99%	1837	24
91	0.157777	0.001658	9.908672	0.155271	0.452523	0.005421	0.50	2432	18	2426	15	2406	24	99%	2432	18
92	0.111802	0.001465	5.090559	0.076314	0.330617	0.003710	0.80	1829	24	1835	13	1841	18	99%	1829	24
93	0.138457	0.002226	7.170134	0.155721	0.373010	0.004804	0.74	2209	28	2133	19	2044	23	95%	2209	28
94	0.157249	0.002120	9.862349	0.142599	0.455560	0.004913	0.57	2428	22	2422	13	2420	22	99%	2428	22
95	0.124967	0.001386	6.276514	0.083040	0.363840	0.003693	0.32	2028	19	2015	12	2000	17	99%	2028	19
96	0.136801	0.001503	7.534267	0.093170	0.399552	0.004069	0.40	2187	19	2177	11	2167	19	99%	2187	19
97	0.129619	0.001988	6.740144	0.106674	0.377424	0.004056	0.63	2094	24	2078	14	2064	19	99%	2094	24
98	0.114732	0.002058	5.319436	0.088632	0.337213	0.003611	0.82	1876	32	1872	14	1873	17	99%	1876	32
99	0.129479	0.002728	6.162551	0.123584	0.346330	0.005060	0.77	2091	26	1999	18	1917	24	95%	2091	26
100	0.119802	0.001367	5.970620	0.077199	0.360628	0.004080	0.39	1954	20	1972	11	1985	19	99%	1954	20

S.6 塔里木克拉通北缘及伊犁-中天山地区岩浆岩同位素数据表

S.6.1 塔里木克拉通北缘地区镁铁质岩石 Sr-Nd 同位素数据

Age (Ma)	Sample	Rock	Type	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	Sm/Nd	(¹⁴³ Nd/144Nd) _i	ε _{Nd} (t)	T _D (Ma)	T _D (Ma)	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Reference
7700	12T1031	diabase	Whole rock	11.20	55.10	0.122815	0.512326	5	0.20	0.511706	1.2	1381	1263	34.30	559.00	0.177549	0.706933	8	0.704981	Cai Z. H. et al., 2021
7700	12T1032	diabase	Whole rock	10.90	54.40	0.121063	0.512346	6	0.20	0.511734	1.7	1322	1225	34.80	518.00	0.194396	0.708565	8	0.706428	
7700	12T1033	diabase	Whole rock	11.50	57.30	0.121263	0.512316	6	0.20	0.511703	1.1	1374	1266	34.00	542.00	0.181517	0.709349	11	0.707353	
755	HSG48	gabbro	Whole rock	8.93	41.39	0.130312	0.512301	4	0.22	0.511656	-0.2	1553	1450	14.45	638.28	0.065522	0.708315	8	0.707609	
760	XDI-1	gabbro	Whole rock	3.30	12.89	0.155000	0.512038	7	0.26	0.511266	-7.7	2870	2061	15.28	259.70	0.169600	0.709140	2	0.707300	Cao X. F. et al., 2012
760	XDI-3	gabbro	Whole rock	7.36	30.84	0.144500	0.512011	3	0.24	0.511291	-7.2	2497	2021	7.54	505.80	0.043000	0.707550	2	0.707100	
760	XDI-5	gabbro	Whole rock	4.42	21.07	0.126800	0.512006	8	0.21	0.511581	-7.8	2000	1867	9.88	550.40	0.051760	0.707020	2	0.706600	
760	XK-16	gabbro	Whole rock	1.90	7.58	0.151500	0.512117	9	0.25	0.511362	-5.8	2525	1909	7.16	36.80	0.564000	0.714120	2	0.708000	
760	XK-18	gabbro	Whole rock	1.04	4.26	0.147600	0.512180	25	0.24	0.511445	-4.2	2233	1779	7.07	287.00	0.071000	0.706700	4	0.705900	
760	92X2-1	gabbro	Whole rock	3.29	13.50	0.147600	0.512073	15	0.24	0.511338	-6.3	2477	1948	8.31	307.00	0.078000	0.707050	2	0.706200	

760	KL8-6	gabbro	Whole rock	2.13	9.07	0.142000	0.512145	6	0.23	0.511437	-4.3	2133	1790	6.97	316.00	0.064000	0.706770	2	0.706100	
760	KL9-2	gabbro	Whole rock	2.65	11.60	0.137900	0.512203	5	0.23	0.511516	-2.8	1903	1666	22.80	414.00	0.159000	0.707810	2	0.706100	
760	XDI-2	gabbro	Pyroxene	10.58	46.60	0.137400	0.511971	2	0.23	0.511286	-7.3	2345	2028							
760	XDI-2	gabbro	Plagioclase	1.59	11.21	0.085500	0.511698	7	0.14	0.511272	-7.5	1723	2051							
760	XDI-3	gabbro	Plagioclase	4.29	26.11	0.099400	0.511784	5	0.16	0.511289	-7.2	1817	2025							
760	XDI-3	gabbro	Pyroxene	12.67	58.25	0.131600	0.511948	2	0.22	0.511292	-7.1	2223	2019							
760	XDI-5	gabbro	Hornblende	10.33	45.48	0.137500	0.512066	4	0.23	0.511605	-7.3	2160	1829							
760	XDI-5	gabbro	Plagioclase	0.72	5.18	0.084200	0.511879	8	0.14	0.511597	-7.5	1494	1842							
744	XDX-3	Gabbro	Whole rock	1.51	5.84	0.156300	0.512100		0.26		-7.0			37.99	361.36	0.303800	0.710400		0.7071	
744	PM-72	Gabbro	Whole rock	1.71	6.71	0.154100	0.512100		0.25		-6.8			11.25	333.47	0.097500	0.708900		0.7079	
744	PM-18	Olivine gabbro	Whole rock	1.86	7.94	0.141600	0.512100		0.23		-5.1			10.53	158.13	0.192400	0.708400		0.7064	
744	PM-32	Gabbronorite	Whole rock	3.97	17.62	0.136200	0.511900		0.23		-9.1			17.87	147.76	0.349600	0.712200		0.7085	
744	PM-39	Gabbronorite	Whole rock	2.33	10.46	0.134700	0.511900		0.22		-8.6			16.98	278.42	0.176200	0.710400		0.7086	
744	PM-11	Olivine gabbronor	Whole rock	1.31	6.15	0.128800	0.511900		0.21		-7.7			4.67	327.06	0.041200	0.707200		0.7068	

Chen H. J. et al., 2017

		ite																	
74 4	PM- 42	Lherzolite	Whole rock	0.6 6	3.34	0.11950 0	0.5119 00		0.20		- 7.0			10.1 9	145. 42	0.202 500	0.709 000		0.7068
74 4	PM- 43	Lherzolite	Whole rock	0.9 0	4.45	0.12230 0	0.5119 00		0.20		- 7.0			8.45	168. 26	0.145 100	0.709 300		0.7078
74 4	PM- 44	Lherzolite	Whole rock	1.1 5	5.92	0.11740 0	0.5119 00		0.19		- 7.6			13.8 7	87.9 3	0.455 900	0.711 000		0.7061
74 4	PM- 77	Lherzolite	Whole rock	0.4 3	2.02	0.12870 0	0.5120 00		0.21		- 6.8			2.69	39.9 1	0.194 800	0.710 700		0.7086
78 0	AHY- 02	diabase	Whole rock	9.0 4	43.7 0	0.12500 0	0.5119 86		0.21	0.511347	- 5.6		17 38						
78 0	AHY- 04	diabase	Whole rock	8.9 4	39.1 0	0.13820 0	0.5120 24		0.23	0.511317	- 6.2		17 77						
78 0	AHY- 06	diabase	Whole rock	10. 60	46.8 0	0.13690 0	0.5119 84		0.23	0.511284	- 6.8		18 22						
78 0	AHY- 12	diabase	Whole rock	11. 30	48.4 0	0.14110 0	0.5119 78		0.23	0.511256	- 7.3		18 59						
78 0	AHY- 14	diabase	Whole rock	11. 40	50.5 0	0.13650 0	0.5120 12		0.23	0.511314	- 6.2		17 81						
78 0	AHY- 19	diabase	Whole rock	12. 90	58.8 0	0.13260 0	0.5119 55		0.22	0.511277	- 6.9		18 32						
78 0	AHY- 21	diabase	Whole rock	13. 10	58.4 0	0.13560 0	0.5119 65		0.22	0.511272	- 7.0		18 39						
78 0	AHY- 26	diabase	Whole rock	12. 80	58.1 0	0.13320 0	0.5119 98		0.22	0.511317	- 6.2		17 78						
78 0	AHY- 27	diabase	Whole rock	12. 30	57.1 0	0.13020 0	0.5119 92		0.22	0.511326	- 6.0		17 65						

Li H.
X. et
al.,
2020

728	XD-I-B3	Ol gabbronorite	Whole rock	3.81	14.14	0.162700	0.512323	12	0.27		-3.0			16.89	290.75	0.168100	0.709317	12	0.707570	Tang Q. Y. et al., 2016
728	XD-I-B8	Ol gabbronorite	Whole rock	2.94	13.43	0.132500	0.512175	13	0.22		-3.1			10.21	348.10	0.084900	0.707750	14	0.706868	
728	XD-I-B17	Harzburgite	Whole rock	1.78	7.64	0.140900	0.512370	9	0.23		0.0			6.57	250.19	0.075900	0.706654	15	0.705865	
760	XD-II-B2	Ol gabbronorite	Whole rock	1.17	5.39	0.131600	0.511760	27	0.22		-10.8			26.89	584.21	0.133200	0.710089	14	0.708643	
727	XD-IV-B1	Ol gabbronorite	Whole rock	1.85	8.14	0.137400	0.511936	10	0.23		-8.2			12.11	237.72	0.147500	0.711122	20	0.709596	
740	Xb014	basaltic trachyandesite	Whole rock	6.49	40.05	0.097900	0.511643	25	0.16		-9.9									Xu B. et al., 2005
740	Xb009	alkali basalt	Whole rock	6.23	36.40	0.103500	0.511626	13	0.17		-10.8									
815	07KL-1	Carbonatite	apatite				0.511605				-10.3						0.706080	3	0.706080	Ye H. M. et al., 2013
815	07KL-3	carbonatite	apatite								-8.6						0.705850	4	0.705850	
815	07KL-5	Pyroxenite	apatite								-11.3						0.706720	28	0.706720	

815	QG-1	Carbonatite	Whole rock	53.80	291.90	0.111420	0.511721	4	0.18	0.511130	-9.1			3.96	5915.90	0.001900	0.706073	14	0.706050	
815	QG-2	Carbonatite	Whole rock	52.40	301.80	0.104990	0.511646	3	0.17	0.511090	-9.9			1.10	5999.90	0.000500	0.706187	5	0.706180	
815	QG-6	Carbonatite	Whole rock	42.80	268.50	0.096360	0.511657	5	0.16	0.511150	-8.8			1.27	5316.30	0.000700	0.706492	8	0.706480	
815	QG-7	Carbonatite	Whole rock	53.60	242.10	0.133810	0.511700	5	0.22	0.510990	-11.8			1.89	5098.10	0.001100	0.706095	6	0.706080	
815	07KL-1	Carbonatite	Whole rock	61.20	377.40	0.098200	0.511725	14	0.16	0.511200	-7.6			0.89	6720.00	0.000400	0.706010	13	0.706010	
815	07KL-2	Carbonatite	Whole rock	64.10	367.60	0.105600	0.511706	12	0.17	0.511150	-8.7			5.53	4501.00	0.003600	0.706095	11	0.706050	
815	07KL-3	Carbonatite	Whole rock	55.10	330.30	0.101000	0.511721	12	0.17	0.511190	-8.0			31.70	5490.00	0.016700	0.705999	11	0.705810	
815	07KL-5	Pyroxenite	Whole rock	4.40	21.80	0.123300	0.511717	12	0.20	0.511070	-10.3			465.10	15.70	0.097400	0.708227	15	0.707100	
815	08RT-5	Pyroxenite	Whole rock	13.40	72.40	0.112300	0.511673	12	0.19	0.511080	-10.1			728.10	13.30	0.053000	0.707569	12	0.706960	
810	V-010	Carbonatite	Whole rock	32.47	201.60	0.097500	0.512136	18	0.16		0.5	1300	1490							
810	V-019	Diopsidite	Whole rock	3.13	14.21	0.133200	0.512324	16	0.22		0.5	1520	1510							
810	V-024	Serpentite	Whole rock	1.80	8.67	0.126900	0.512293	18	0.21		0.5	1460	1490							
810	V-028	Diopsidite	Whole rock	0.3	2.26	0.093300	0.5121	2	0.15		0.6	12	14							

Zhang C. L. et al., 2007

0			rock	5		0	18	0			6	80	80						
810	V-028-1	Diopside	Whole rock	3.09	13.29	0.140800	0.512367	16	0.23		0.55	1580	1510						
810	V-034	Flogopite	Whole rock	0.07	0.70	0.056300	0.511919	14	0.10		0.64	1170	1500						
810	V-038-2	Phosphorite	Whole rock	### #	829.50	0.102800	0.512166	22	0.17		0.61	1320	1470						
810	V-011	Carbonatite	Whole rock	32.86	203.70	0.098800	0.512151	19	0.16		0.73	1300	1460						
810	V-013	Carbonatite	Whole rock	34.52	197.30	0.105800	0.512186	12	0.17		0.68	1330	1480						
810	V-028-2	Diopside	Whole rock	12.91	67.82	0.115000	0.512237	15	0.19		0.72	1380	1480						
810	V-SZ	Vermiculite	Whole rock	0.35	2.00	0.109700	0.512207	14	0.18		0.68	1350	1450						
810	V-102	Peridotite	Whole rock	35.66	626.40	0.066200	0.511980	9	0.06		0.8	1190	1170						
810	V-040	Carbonatite	Whole rock	42.26	316.80	0.080700	0.512049	14	0.13		0.63	1240	1480						
773	07KL02-1	diabase	Whole rock	3.82	13.80	0.167300	0.512440	4	0.28		-1.0			21.20	251.00	0.244000	0.709029	9	0.706300
773	07KL02-2	diabase	Whole rock	3.26	11.30	0.174400	0.512609	3	0.29		1.6			18.40	226.00	0.236000	0.707410	5	0.704800
773	07KL04-4	diabase	Whole rock	2.88	9.64	0.180600	0.512651	4	0.30		1.8			13.00	235.00	0.160000	0.705156	7	0.703400
773	07KL05-3	diabase	Whole rock	3.45	13.80	0.151100	0.512251	3	0.25		-3.1			22.20	301.00	0.213000	0.709243	6	0.706900
773	07KL	diabase	Whole rock	2.7	10.1	0.166400	0.5124	5	0.28		-			17.4	297.	0.170	0.708	8	0.7068

Zhang C. L. et al., 2009

3	05-4		rock	8	0	0	81				0.1			0	00	000	663		00
77	KL7B	diabase	Whole rock	4.2	15.2	0.16920	0.5123	1	0.28		-			28.7	200.	0.415	0.710	1	0.7060
3	1a			7	6	0	35	2			3.2			0	00	000	527	1	00
77	KL9B	diabase	Whole rock	4.0	18.5	0.13260	0.5119	1	0.22		-			19.6	254.	0.223	0.710	1	0.7078
3	1a			7	5	0	53	0			7.1			0	00	000	246	1	00
77	KL12	diabase	Whole rock	3.8	16.2	0.14450	0.5123	7	0.24		-			76.9	273.	0.815	0.707	1	0.6987
3	B2a			7	0	0	60				0.3			0	00	000	681	2	00
77	KL44	diabase	Whole rock	3.3	11.2	0.18030	0.5123	8	0.30		-			14.9	200.	0.216	0.708	1	0.7066
3	a			4	0	0	17				4.7			0	00	000	985	2	00
77	KL52	diabase	Whole rock	3.5	14.6	0.14810	0.5123	9	0.24		-			19.6	235.	0.241	0.709	1	0.7067
3	a			7	0	0	09				1.6			0	00	000	317	3	00
77	KL53	diabase	Whole rock	3.9	17.7	0.13490	0.5121	7	0.22		-			23.7	223.	0.308	0.710	1	0.7066
3	a			6	0	0	65				3.2			0	00	000	022	2	00
75	AKS0	diabase	Whole rock	10.	54.2	0.12040	0.5119	6	0.20		-			40.9	334.	0.354	0.709	7	0.7060
9	1-1			80	0	0	40				6.2			0	00	000	836		00
75	AKS0	diabase	Whole rock	10.	51.8	0.12140	0.5119	5	0.20		-			42.0	409.	0.297	0.709	5	0.7064
9	2-1			40	0	0	33				6.4			0	00	000	623		00
75	AKS0	diabase	Whole rock	10.	53.1	0.12410	0.5119	6	0.21		-			29.9	602.	0.144	0.708	6	0.7073
9	5-2			90	0	0	79				5.8			0	00	000	855		00
76	XK-27	Lherizolite	Whole rock	0.5	2.30	0.13400	0.5119	1	0.22		-			2.40	77.0	0.090	0.710	1	0.7094
0				1		0	77	4			6.8			0	000	000	415	2	00
76	92X2-2	Lherizolite	Whole rock	0.3	1.90	0.12410	0.5118	1	0.21		-			5.47	358.	0.044	0.706	1	0.7062
0				9		0	86	5			7.6			00	000	000	676	4	00
76	XK-16	Gabbro	Whole rock	1.9	7.58	0.15150	0.5121	9	0.25		-			7.16	36.8	0.564	0.714	1	0.7080
0				0		0	17				5.8			0	000	000	117	1	00
76	XK-18	Gabbro	Whole rock	1.0	4.26	0.14760	0.5121	2	0.24		-			7.07	287.	0.071	0.706	1	0.7059
0				4		0	80	5			4.2			00	000	000	696	6	00
76	92X2-	Gabbro	Whole	3.2	13.5	0.14760	0.5120	1	0.24		-			8.31	307.	0.078	0.707	1	0.7062

Zhang
C. L.
et al.,
2011

0	1		rock	9	0	0	73	5			6.3				00	000	052	5	00	
76	KL8-6	Gabbro	Whole rock	2.13	9.07	0.142000	0.512145	6	0.23		-4.3			6.97	316.00	0.064000	0.706771	6	0.706100	
76	KL9-1	Pyroxenite	Whole rock	1.62	5.61	0.174600	0.512193	4	0.29		-6.5			2.17	506.00	0.012000	0.709061	5	0.708900	
76	KL9-2	Gabbro	Whole rock	2.65	11.60	0.137900	0.512203	5	0.23		-2.8			22.80	414.00	0.159000	0.707809	5	0.706100	
76	ZK8-4	Lherizolite	Whole rock	0.64	2.72	0.142200	0.512089	6	0.24		-5.4			6.40	46.10	0.402000	0.711673	9	0.707300	
76	ZK8-5	Clinopyroxenite	Whole rock	1.97	6.62	0.179900	0.512270	4	0.30		-5.6			2.12	121.00	0.051000	0.708264	6	0.707700	
61	KP-5	basalt	Whole rock	5.64	25.98	0.131400	0.512324		0.22	0.511795	-1.0	1527	1417	10.49	486.30	0.062450	0.709545		0.708997	
61	KP-8	basalt	Whole rock	6.37	29.96	0.128700	0.512316		0.21	0.511798	-0.9	1493	1413	5.45	374.80	0.042060	0.706006		0.705637	
61	KP-13	basalt	Whole rock	6.58	30.28	0.131400	0.512315		0.22	0.511786	-1.2	1545	1433	5.80	627.30	0.026770	0.708333		0.708098	
61	KP-16	basalt	Whole rock	6.86	31.72	0.130800	0.512329		0.22	0.511802	-0.8	1508	1406	9.48	458.20	0.059850	0.709772		0.709247	
61	DKP-4	basalt	Whole rock	6.80	32.08	0.128100	0.512298		0.21	0.511782	-1.2	1518	1439	8.76	116.70	0.228600	0.707015		0.705110	
61	DKP-6	basalt	Whole rock	7.50	34.97	0.123400	0.512293		0.21	0.511770	-1.5	1555	1457	16.34	571.30	0.076800	0.705403		0.704677	
61	DKP-8	basalt	Whole rock	8.77	43.67	0.122900	0.512312		0.20	0.511823	-0.4	1384	1372	9.51	315.40	0.087400	0.705321		0.704556	
61	DKP-9	basalt	Whole rock	8.30	40.24	0.128700	0.512327		0.21	0.511825	-0.4	1409	1369	6.81	318.90	0.060900	0.705024		0.704482	
61	DKP-	basalt	Whole	7.9	38.6	0.12050	0.5123		0.20	0.511803	-	14	14	14.9	542.	0.085	0.705		0.7044	

Zhang
Z.C. et
al.,
2012

5	12		rock	0	7	0	01				0.8	35	04	6	30	700	167		67
61	DKP-15	basalt	Whole rock	7.82	36.84	0.131600	0.512345		0.21	0.511828	-0.3	1437	1364	20.38	477.90	0.118500	0.705591		0.704509
61	L4B2	alkali basalt	whole rock	6.82	30.50	0.134600	0.512395	14	0.22	0.511853	0.14	1455	1324	15.1	497.00	0.081220	0.710232	15	0.7095196
61	L4B3-1	alkali basalt	whole rock	6.60	31.40	0.134100	0.512542	10	0.21	0.512002	3.05	1165	1083	21.7	334.00	0.131400	0.704887	20	0.70373446
61	L4B3-2	alkali basalt	whole rock	6.57	32.00	0.135500	0.512386	10	0.21	0.511840	-0.10	1489	1345	11.7	226.00	0.088220	0.707985	15	0.7072112
61	L4B3-3	alkali basalt	whole rock	7.05	33.00	0.137100	0.512414	7	0.21	0.511861	0.32	1465	1310	20.3	282.00	0.175000	0.708767	19	0.70723203
61	L4B6	alkali basalt	whole rock	6.38	26.70	0.132400	0.512546	16	0.24	0.512012	3.27	1134	1065	16	392.00	0.058090	0.707204	11	0.70669448

李向民等, 2006

S.6.2 塔里木克拉通北缘地区花岗质岩石 Sr-Nd 同位素数据

Age	Sample	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	T _D _M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	Reference
816	K1	151	356.8	1.222	0.71659	1	0.70235	7.894	46.41	0.1029	0.511802	6	1852	0.511251	-6.5	Cao X. F. et al., 2011
816	M1	63.5	595.2	0.3077	0.71271	1	0.70912	5.987	36.57	0.099	0.51137	5	2358	0.51084	-14.6	
816	M2	113.7	1045	0.3137	0.70831	3	0.70465	4.714	27.6	0.1033	0.511749	5	1931	0.511196	-7.6	
816	P1	118.5	729.3	0.4684	0.71091	3	0.70538	4.946	28.05	0.1067	0.511755	5	1984	0.511177	-7.7	
81	P2	68.9	539.4	0.3684	0.71	2	0.70565	5.468	38.61	0.0857	0.511723	4	169	0.511259	-6.1	

6													8				
Age	Sample	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	T _D _M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	Reference	
743	G1-1	96.12	112.2	2.477	0.73415	1	0.70777	6.041	34.21	0.1068	0.511807		1912	0.511285	-7.6	Cao X. F. et al., 2014	
743	G1-2	93.5	107	2.525	0.73436	1	0.70747	6.845	39.99	0.1036	0.511804		1861	0.511297	-7.4		
743	G1-3	93.99	107.8	2.521	0.73399	2	0.70714	6.54	35.74	0.1107	0.511835		1943	0.511294	-7.5		
739	G2-1	104	238.5	1.259	0.72358	3	0.71039	2.964	18.48	0.0971	0.511499		2153	0.511032	-12.9		
739	G2-2	111.1	308.7	1.04	0.72091	9	0.71001	3.731	27.89	0.081	0.511485		1909	0.511095	-11.7		
739	G2-3	25.19	529.1	0.137	0.71322	2	0.71178	3.344	19.35	0.1045	0.511331		2530	0.510828	-16.9		
Age	Sample	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	T _D _M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	Reference	
735	D1-1	2.5	141	0.051	0.70942	8	0.7089	9.98	53.3	0.113	0.511631	5	2373		-12.0	Chen W. et al., 2020	
735	D1-2	2	145.5	0.04	0.709175	11	0.7088	9.73	54.8	0.107	0.51162	4	2347		-11.7		
735	D1-3	3.8	144.5	0.076	0.710086	12	0.7093	8.42	45.2	0.113	0.511655	4	2331		-11.5		
717	D2-1	71	269	0.765	0.715835	11	0.708	5.44	29.8	0.11	0.511783	3	2113		-8.8		
717	D2-2	47.8	112.5	1.232	0.717382	7	0.7048	2.87	5.9	0.294	0.512437	7	2466		-12.9		
71	D2-3	42.9	144.5	0.861	0.7179	9	0.7092	5.12	15.3	0.202	0.512197	8	208		-9.1		

7					85								3			
72 1	D3-1	9.5	369	0.075	0.7086 2	9	0.7078	7.26	27	0.163	0.511783	6	249 6		- 13.5	
72 1	D3-2	69.4	262	0.768	0.7127 08	10	0.7047	6.09	31.1	0.118	0.512	7	183 3		-5.1	
Age	Sample	Rb(pp m)	Sr(pp m)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ S r	1σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ S r) _i	Sm(pp m)	Nd(pp m)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	T _D M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ N d) _i	ε _{Nd} (t)	Referen ce
79 5	04KL0 8-1							3.43	21.73	0.10015	0.511482	0.0000 07	218 0	2.53	- 12.7	
79 5	04KL- 04-10							2.74	17.63	0.0986	0.51124	0.0000 09	246 0	2.9	- 17.3	
79 5	04KL- 04-2							2.01	13.45	0.09481	0.511283	0.0000 07	233 0	2.8	- 16.0	
79 5	04KL- 04-9							2.84	21.25	0.08479	0.511214	0.0000 09	223 0	2.83	- 16.4	
79 5	04KL- 02-2							2.59	16.71	0.09834	0.511327	0.0000 09	234 0	2.76	- 15.5	Zhang C. L. et al., 2007
82 0	04KL- 010-8							2.14	12.62	0.10758	0.511397	0.0000 1	244 0	2.72	- 14.9	
82 0	04KL- 010-7							3.4	25.99	0.083	0.511352	0.0000 09	205 0	2.58	- 13.2	
82 0	04KL- 010-6							5.57	34.07	0.10372	0.51143	0.0000 1	232 0	2.64	- 13.8	
82 0	04KL- 010-5							5.02	30.88	0.10314	0.511476	0.0000 1	224 0	2.56	- 12.9	
82 0	04KL- 010-3							3.82	23.65	0.10248	0.511478	0.0000 11	223 0	2.55	- 12.8	
82	04KL-							3.43	21.73	0.10015	0.511454	0.0000	222	2.57	-	

0	010-1											09	0		13.0	
Age	Sample	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	T _D _M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	Reference
735	09Q5C	59.4	346	0.4975	0.716632	10	0.7114	2.38	14.9	0.0962	0.511573	11		2	-11.3	Zhang C. L. et al., 2012a
735	09Q2-2A	51.3	125	1.1883	0.721721	3	0.7092	1.77	9.62	0.111	0.511593	13		2.3	-12.3	Zhang C. L. et al., 2012a
735	09Q2-2B	97.4	63	4.5042	0.752848	5	0.7053	0.74	4.32	0.1029	0.511485	18		2.3	-13.6	
Age	Sample	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	T _D _M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	
785	T559-2			0.301	0.711194	0.000007	0.7078	6.58	35.20	0.113	0.511578	0.000005	2460	0.511	-12.3	Zhang Y. et al., 2017
785	T559-3			0.2973	0.711126	0.000009	0.7078	5.29	27.00	0.1184	0.511586	0.000004	2490	0.51098	-12.7	
790	T579-1			0.2372	0.712958	0.000006	0.7103	5.10	33.50	0.0922	0.511291	0.000005	2740	0.51081	-15.7	
790	T579-3			0.3164	0.713648	0.000007	0.7101	4.11	26.70	0.0933	0.511381	0.000004	2610	0.5109	-14.1	
Age	Sample	Rb(ppm)	Sr(ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Sm(ppm)	Nd(ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	T _D _M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (t)	Reference
840	18X131	60.76	113.83	1.544573	0.727269	0.000005	0.708735	4.17	20.08	0.125397	0.512165	0.000009	1633	0.511474	-1.6	Cai Z. H. et al., 2021
840	18X132	52.42	98.66	1.537291	0.721712	0.000008	0.703265	3.71	17.53	0.127897	0.512183	0.000011	1627	0.511478	-1.5	
754	HSG41	22.28	184.17	0.350015	0.71056	0.000007	0.706787	10.09	55.26	0.110294	0.512118	0.000005	1583	0.511572	-1.8	
75	HSG42	22.9	200.5	0.3304	0.7104	0.0000	0.70689	10.97	60.91	0.10883	0.512134	0.0000	154	0.511595	-1.4	

4				29	54	05	3					05	6			
75 4	HSG43	14.47	520.57	0.0804 38	0.7092 31	0.0000 06	0.70836 4	13.62	67.63	0.121689	0.512261	0.0000 05	144 6	0.511658	-0.1	
75 4	HSG44	18.82	113.31	0.4806 93	0.7114 31	0.0000 06	0.70625	11.24	60.15	0.112896	0.512142	0.0000 05	156 5	0.511583	-1.6	
75 4	HSG45	13.3	305.01	0.1261 74	0.7091 73	0.0000 06	0.70781 3	14.17	68.57	0.124809	0.512283	0.0000 05	143 5	0.511666	0.0	
75 4	HSG46	1.33	1843.7 9	0.0020 9	0.7090 58	0.0000 07	0.70903 5	11.7	61.43	0.115096	0.512222	0.0000 04	145 6	0.511652	-0.2	
Age	Sample	Rb(pp m)	Sr(pp m)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ S r	1σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ S r) _i	Sm(pp m)	Nd(pp m)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1σ	T _D M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ N d) _i	ε _{Nd} (t)	Referen ce
74 0	Xb006							3.48	19.63	0.1072	0.511789	8			-7.9	Xu B. et al., 2005
74 0	Xb007							3.46	19.6	0.1069	0.511723	20			-9.2	
74 0	Xb011							3.24	18.2	0.1077	0.511726	12			-9.2	

S.6.3 伊犁-中天山地区岩浆岩 Sr-Nd 同位素数据

Age (Ma)	Sample	Rock	Type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2 σ	Sm/ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t)	T _D M ¹ (Ma)	T _D M ² (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2 σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	Reference
Central Tianshan block																					
70 7	9660 06	granitic gneiss	Whole rock	8.4 8	51. 61	0.09930 0	0.5119 10	8	0.1 6		- 5.4	16 48	18 56	48. 71	251 .20	0.559 600	0.715 256	1 3	0.7096 10	陈义 兵	

70 7	9660 06	granitic gneiss	Whole rock	6.3 5	36. 61	0.10480 0	0.5118 85	1 5	0.1 7				17 70								等, 2000 b
70 7	9660 08-4	granitic gneiss	Whole rock	5.3 0	24. 37	0.13140 0	0.5121 12	1 0	0.2 2			- 4.4	19 16	17 70							
70 7	9660 08-8	granitic gneiss	Whole rock	5.2 4	23. 74	0.13340 0	0.5117 51	1 0	0.2 2			- 11. 6	26 41	23 66							
70 7	9660 08-9	granitic gneiss	Whole rock	6.3 8	34. 81	0.11080 0	0.5118 74	9 8	0.1 8			- 7.2	18 84	20 00	149 .50	292 .10	1.478 000	0.722 493	1 7	0.7075 80	
70 7	9660 01	mafic schist	Whole rock	5.2 0	20. 76	0.15130 0	0.5121 99	1 9	0.2 5			- 4.5	23 10								
90 4	8810 73-1	gneissic granite	Whole rock	17. 83	90. 25	0.12430 0	0.5121 04		0.2 0			- 2.1	18 00		286 .00	96. 00	8.670 000	0.797 974		0.6989 00	
90 4	8810 73-2	gneissic granite	Whole rock	8.6 8	49. 20	0.10650 0	0.5120 98		0.1 8			- 0.1	16 00		106 .00	143 .00					
91 9	02X W25 B	gneissic granite	Whole rock	4.2 1	19. 06	0.13360 0	0.5121 74		0.2 2			- 1.6	19 00		222 .00	52. 00					
94 2	02X H19B	gneissic granite	Whole rock	5.6 0	26. 30	0.12890 0	0.5122 19		0.2 1			0.0	17 00		329 .00	67. 20	14.49 0000	0.894 970		0.6999 00	
94 2	02X H21 A	gneissic granite	Whole rock	4.3 4	17. 10	0.15350 0	0.5121 75		0.2 5			- 3.8	19 00		348 .00	60. 30	17.05 0000	0.921 699		0.6922 00	
90 4	0951- 8	Granite	Whole rock	5.1 1	30. 80	0.10030 0	0.5118 90	1 5	0.1 7	0.511295		- 3.4	16 93	18 38	89. 00	302 .20	0.854 200	0.724 884	1 3	0.7138 50	Gao J. et al., 2015
90 4	0951- 9	Granite	Whole rock	5.7 4	34. 20	0.10180 0	0.5118 98	1 2	0.1 7	0.511294		- 3.5	17 05	18 40	72. 70	252 .40	0.835 000	0.727 931	1 2	0.7171 40	
73	WW	Meta-	Whole	4.5	18.	0.15140	0.5122	1	0.2	0.511473		-	23	17	48.	274	0.511	0.710	1	0.7050	

3	M11 A	gabbro	rock	6	20	0	01	4	5			4.3	17	66	43	.00	800	448	4	90		
73 0	WW M10- 2	Granite dyke	Whole rock	3.4 3	21. 80	0.09550 0	0.5115 82	1 1	0.1 6	0.511125		- 11. 2	20 17	23 19	61. 32	301 .60	0.588 700	0.711 930	1 4	0.7058 00		
78 5	12W 93-2	Leucograni tic dyke	Whole rock	0.0 6	0.3 0	0.11940 0	0.5119 77	1 1	0.2 0	0.511362		-5. 1	18 94	18 78	3.0 0	301 .60	0.196 700	0.709 718	7	0.7075 10	Wan g X. S. et al., 2014	
78 5	12W 93-3	Leucograni tic dyke	Whole rock	0.1 5	0.8 0	0.11280 0	0.5119 65	1 0	0.1 9	0.511384		-4. 7	17 89	18 43	2.7 0	265 .80	0.030 200	0.707 709	1 0	0.7073 70		
78 5	12W 93-4	Leucograni tic dyke	Whole rock	0.1 3	0.7 0	0.11350 0	0.5119 62	1 2	0.1 9	0.511378		-4. 8	18 06	18 53	3.0 0	284 .90	0.031 500	0.707 746	8	0.7073 90		
78 7	12W 53-2	Leucograni te	Whole rock	0.1 6	1.2 2	0.08190 0	0.5118 13	1 2	0.1 3	0.511390		- 4.6	15 46	18 31	5.7 0	734 .90	0.022 600	0.707 440	7	0.7071 81	Wan g X. S. et al., 2017	
78 7	12W 53-3	Leucograni te	Whole rock	0.1 7	1.3 0	0.08010 0	0.5118 04	9	0.1 3	0.511391		- 4.5	15 35	18 31	2.8 6	676 .40	0.012 700	0.707 310	6	0.7071 68		
78 7	12W 53-4	Leucograni te	Whole rock	0.1 6	1.1 2	0.07860 0	0.5117 88	7	0.1 4	0.511382		- 4.7	15 36	18 44	1.9 8	581 .30	0.010 200	0.707 460	9	0.7073 49		
Yili block																						
86 2	07-6a	Orthogneis s	Whole rock	7.4 1	37. 30	0.12010 0	0.5120 32	6	0.2 0			- 11. 8	- 3.4	18 16	17 92	149 .00	96. 00	4.494 000	0.766 910	9	0.7115 60	Wan g B. et al., 2014 a
86 2	07-6c	Orthogneis s	Whole rock	8.5 5	38. 60	0.13370 0	0.5120 59	6	0.2 2			- 11. 3	- 4.4	20 72	17 67	128 .80	141 .20	2.641 000	0.756 184	8	0.7236 50	
91 0	09W 40	Orthogneis s	Whole rock	7.1 7	34. 10	0.12710 0	0.5120 20	3	0.2 1			- 12. 1	- 4.0	19 82	18 20	201 .60	122 .90	4.750 000	0.779 397	2	0.7176 20	
91	09W	Orthogneis	Whole	6.4	31.	0.12320	0.5120	2	0.2			-	-	17	17	233	129	5.202	0.779	4	0.7118	

0	44	s	rock	8	80	0	88		0		10.7	2.2	83	06	.10	.80	000	450		00
910	09W47	Augengneiss	Whole rock	7.25	36.80	0.119200	0.512056	2	0.20		-11.4	-2.3	1759	1752	188.70	93.70	5.833000	0.787470	3	0.711610
910	09W53	Orthogneiss	Whole rock	5.25	25.90	0.122400	0.512097	6	0.20		-10.6	-1.9	1754	1691	184.70	78.30	6.834000	0.808692	5	0.719810
910	09W59	Gneissic K-granite	Whole rock	3.99	15.50	0.156100	0.512210	4	0.26		-8.3	-3.6	2474	1556	257.30	51.00	14.599000	0.873116	3	0.683240
845	07-9d	Leucogranite	Whole rock	1.03	2.93	0.212200	0.512259	6	0.35		-7.4	-9.1		1554	76.80	217.60	1.022000	0.715059	7	0.702730
845	07-9e	Leucogranite	Whole rock	1.22	3.79	0.194500	0.512274	6	0.32		-7.1	-6.9	6822	1506	117.60	388.20	0.877000	0.714776	11	0.704190
920	WQ21a	Leucosome	Whole rock	0.08	0.38	0.120200			0.21						19.50	132.90	0.425000	0.714921	4	0.709330
920	WQ26a	Leucosome	Whole rock	0.19	0.63	0.181800			0.30						19.10	536.40	0.103000	0.706290	6	0.704930
845	WQ18	Leucocratic sill	Whole rock	1.64	6.69	0.148000	0.511986	3	0.25		-12.7	-7.5	2685	1903	107.50	172.40	1.805000	0.724215	4	0.702420
845	WQ31	Leucocratic sill	Whole rock	0.83	3.90	0.129000	0.511819	17	0.21		-16.0	-8.7	2383	2144	67.30	449.20	0.434000	0.717440	5	0.712210
845	WQ41	Leucocratic	Whole rock	1.14	5.16	0.133200	0.512101	5	0.22		-10.5	-3.6	1979	1699	90.40	437.30	0.599000	0.715645	4	0.708420
84	WQ5	Leucocratic	Whole	1.1	4.1	0.16260	0.5121	1	0.2		-	-	29	16	82.	285	0.840	0.713	5	0.7038

5	7		rock	3	8	0	61	4	7		9.3	5.6	32	43	80	.20	000	958		10	
84	WQ5	Leucocratic	Whole rock	1.2	4.6	0.15700	0.5121	8	0.2		-	-	27	16	123	234	1.529	0.718	3	0.7002	
5	8			1	7	0	23	8	6		10.0	5.8	45	96	.80	.40	000	674		20	
77	09w0	Gabbro dikes	Whole rock	5.4	22.	0.14320	0.5125	2	0.2		-	3.1	13		32.	390	0.502	0.708	1	0.7024	Wan
7	8			2	90	0	27	2	4		2.2		45		30	.00	000	055	1	90	g B.
77	09w1	Diorite dikes	Whole rock	11.	48.	0.14400	0.5124	2	0.2		-	1.9	14		78.	232	0.299	0.711	2	0.7084	et
7	0			57	50	0	68	2	4		3.3		90		30	.00	000	783	2	70	al.,
77	09w1	Diorite dikes	Whole rock	6.5	26.	0.14960	0.5125	5	0.2		-	2.6	14		31.	274	0.353	0.708	3	0.7048	2014
7	1			4	40	0	32	5	5		2.1		67		20	.10	000	761	3	50	b
88	WG-2	augen granite	Whole rock	5.4	16.	0.19883	0.5123	5	0.3			-		19	413	31.	38.13	1.188	1	0.7039	
				6	60	0	72	5	3			5.4		60	.00	40	0159	320	4	21	
88	WG-5	augen granite	Whole rock	5.6	16.	0.20487	0.5124	6	0.3			-		19	384	22.	49.47	1.349	1	0.7205	
				6	70	8	13	6	4			5.3		30	.00	50	6267	080	1	43	
89	WG-2	mylonitized granite	Whole rock	7.6	36.	0.12756	0.5119	5	0.2			-		19	281	66.	12.30	0.873	7	0.7165	
				6	30	1	95	5	1			4.7		20	.00	20	5423	387	7	30	
89	KB05	mylonitized granite	Whole rock	8.0	41.	0.11597	0.5119	5	0.1			-		18	269	56.	13.80	0.921	1	0.7454	
				0	70	1	54	5	9			4.1		80	.00	50	2319	341	0	03	Xion
89	KB09	mylonitized granite	Whole rock	6.7	32.	0.12556	0.5120	4	0.2			-		18	258	50.	14.69	0.930	1	0.7435	g F.
				3	40	4	06	4	1			4.2		90	.00	90	4342	858	2	50	H. et
94	KB10	gneissic granite	Whole rock	5.9	28.	0.12446	0.5119	4	0.2			-		19	226	117	5.599	0.798	9	0.7231	al.,
				3	80	8	62	4	1			4.5		50	.00	.00	778	892	9	62	2019
94	KB11	gneissic granite	Whole rock	7.1	35.	0.12175	0.5119	6	0.2			-		19	228	105	6.325	0.804	1	0.7185	
				3	40	4	69	6	0			4.0		10	.00	.00	091	065	1	26	
94	KB12	gneissic granite	Whole rock	5.4	27.	0.12045	0.5119	6	0.2			-		18	235	112	6.110	0.804	9	0.7218	
				0	10	4	73	6	0			3.8		90	.00	.00	000	468	9	37	
94	KB13	gneissic granite	Whole rock	6.9	33.	0.12339	0.5119	4	0.2			-		19	227	107	6.150	0.803	8	0.7204	
				2	90	6	67	4	0			4.2		30	.00	.00	215	672	8	98	

94 3	15T1 6a	Gneissic granite	Whole rock	4.9 4	25. 70	0.11620 0	0.5119 46	4			- 13. 5	- 3.8	18 80	19 10	216 .00	67. 40	9.280 000	0.793 778	5	0.6687 40	Zhu X. Y. et al., 2019
93 4	15T1 7a	Gneissic granite	Whole rock	2.9 6	14. 90	0.12010 0	0.5119 29	5			- 13. 8	- 4.7	19 85	16 50	195 .50	120 .00	4.717 000	0.769 632	1 9	0.7066 80	
96 2	17TS 37A	Mylonitic granodiorit e	Whole rock	4.1 8	21. 70	0.11650 0	0.5120 22	3			- 12. 0	- 2.5	17 67	17 93	229 .00	80. 00	8.289 000	0.781 589	6	0.6709 70	
94 3	17TS 38A	Gneissic granite	Whole rock	3.8 4	19. 80	0.11720 0	0.5119 74	6			- 12. 9	- 3.4	18 56	18 56	226 .00	38. 10	17.17 6000	0.824 413	7	0.5929 70	
94 3	17TS 39A	Gneissic granite	Whole rock	4.0 6	19. 30	0.12720 0	0.5119 73	5			- 13. 0	- 4.6	20 69	18 90	184 .50	99. 00	5.396 000	0.775 323	5	0.7026 10	