

青藏高原北部前寒武纪地质初探

主编 陆松年

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

《青藏高原北部前寒武纪地质初探》一书,反映了“九五”期间“中国北方元古宙沉积-构造环境及对大型、超大型矿床的制约”研究项目中的基础地质研究成果,介绍了阿尔金山北部至敦煌一带太古宙岩层的组成及年代学,龙首山、祁连山、柴达木盆地北缘及东昆仑山等地元古宙地层层序及主要热-构造事件的特点,阐述了新元古代早期花岗片麻岩带和早古生代榴辉岩的岩相学、地球化学和年代学研究成果,同时介绍了全球超大陆研究现状和作者等对事件地质学研究的新思路。

本书可供地质院校高年级学生、研究生及从事前寒武纪地质研究和区域地质调查的地质工作者参考。

图书在版编目(CIP)数据

青藏高原北部前寒武纪地质初探 /陆松年主编. -北京:地质出版社, 2002.12
ISBN 7-116-03740-3

I. 青... II. 陆... III. 青藏高原-前寒武纪地质-研究 IV. P534.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (2002) 第 102144 号

QING ZANGGAOYUAN BEIBU QIANHANWUJIDIZHI CHUTAN

责任编辑:祁向雷 王 璞

责任校对:王素荣

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号, 100083

电 话:(010) 82324508 (邮购部); (010) 82324572 (编辑室)

网 址: <http://www.gph.com.cn>

电子邮箱: zbs@gph.com.cn

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京印刷学院实习工厂

开 本:787mm×1092mm¹/₁₆

印 张:8.5

字 数:188 千字

印 数:1—600 册

版 次:2002 年 12 月北京第一版·第一次印刷

定 价:20.00 元

ISBN 7-116-03740-3/P·2334

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

《青藏高原北部前寒武纪地质初探》编委会

主 编：陆松年

成 员：于海峰 赵风清 金 巍 李怀坤 李 铨
杨春亮 李惠民 郑健康 张梅生 蒋明媚
葛肖虹 修群业 张文治 郭进京 刘永江

前 言

《青藏高原北部前寒武纪地质初探》一书的基础地质资料，源于原地质矿产部“九五”期间资源与环境科技攻关“中国北方元古宙沉积-构造环境及对大型、超大型矿床的制约”研究项目（编号为：95-02-011）总报告。该项目1996~1998年期间由原地矿部地调局管理，1999~2000年改为由国土资源部国际合作与科技司管理，项目编号更改为95-02-008。研究区以青藏高原北部的东昆仑山、柴达木盆地北缘、祁连山和相邻的龙首山、甘肃北山为主要研究区，研究内容为探讨太古宙变质基底和元古宙地层的分布及特征，并着重探讨异常地质事件与成矿作用之间的耦合关系。主要目标为：①探讨元古宙时期沉积-构造信息，并重塑古大地构造格架；②研究区内元古宙重大地质事件的特征及时序；③研究元古宙大型、超大型矿床形成的地质条件与元古宙特殊地质事件的耦合关系。

项目负责人陆松年，项目下设4个课题，课题名称及人员组成分列如下。

第一课题：中国北方元古宙地质演化及成矿作用耦合性研究，系项目中的综合性研究课题，参加人员有陆松年、杨春亮、李惠民和蒋明媚。

第二课题：星星峡—敦煌—龙首山一带元古宙岩石组合、盆地构造格架及区域地球化学特征，参加研究人员是于海峰、李铨和修群业，梅华林曾参加前期的研究工作。

第三课题：祁连山地区元古宙盆地演化及与成矿作用耦合性的研究，除天津地质矿产研究所的赵风清、陆松年、张文治、李怀坤和郭进京承担了该课题的研究任务外，青海地矿局郑健康也自始至终参加了研究工作。

第四课题：东昆仑山元古宙重大地质事件及形成大型、超大型矿床条件研究，研究人员为原长春地质学院（现为吉林大学）金巍、张梅生、葛肖虹和刘永江等。

在长达5年的研究期间，国内、外对元古宙地质的研究取得了长足的进展，突出表现在罗迪尼亚（Rodinia）超大陆研究成为新的热点，以及从全球观和沿地史演化出发加强成矿作用研究的思路更加明显和突出。我们在研究区内的研究成果表明罗迪尼亚超大陆的汇聚与裂解在我国西北地区有系统的响应，显生宙热-构造事件对前寒武纪地质体有强烈的改造与叠加。因此在原设计基础上，我们强化了对新元古代地质与构造的研究，并取得重要进展。

通过本轮研究工作，对位于青藏高原北部甘、青、新毗邻区的前寒武纪地质特点有了初步的了解：区内的前寒武纪岩层，特别是太古宙岩层分布零散，除阿尔金北—敦煌一带地表有较大面积出露外，研究区内的其他地区尚无经锆石 U-Pb 年龄证实的太古宙地质体存在；元古宙地层虽然出露面积较大，但通常地层顶、底界线不清，连续性差；研究区内太古宙末、古元古代末，特别是新元古代早期深成侵入活动十分强烈，使地层系统出露更不完整，加之显生宙时期多次热-构造事件的影响，使前寒武纪岩层的原始特征被改造得面目皆非，比起对克拉通区前寒武纪变质基底的研究有更大的难度。另一方面，通过实际调查，发现阿尔金山对联系阿尔金断裂带两侧前寒武纪地质体起着重要的桥梁作用，因此

适当地开展了原设计中未包括的阿尔金山东端的前寒武纪地质研究，并获得了重要的 3.6Ga 的锆石 U-Pb 年龄信息。

本书主要由陆松年执笔完成，李怀坤协助完成了第五章和第六章的部分编写工作，全书统编工作由蒋明媚完成。该书是项目全体参加人员共同付出的心血和研究成果，项目组成员在长达 5 年、然而有效工作时间不足 3 年的时间内，曾经奋战在青藏高原北部的东昆仑山、祁连山、阿尔金山和甘肃北山、龙首山等地，对前寒武纪地质进行了大面积的对比性研究，同时对区内的金川、白银厂、寒山、滩间山、锡铁山和五龙沟等一批大型、超大型矿床进行了区域成矿地质背景的研究，取得了丰硕的第一性资料，并在室内、外研究工作的基础上于 2000 年底完成了项目总结报告。总报告除主要反映了项目负责人的研究思想和成果外，也反映了各课题的部分成果及一些新认识。2001 年 4 月国土资源部国际合作与科技司组织专家对项目总报告进行了审阅和验收，嗣后作者根据专家意见作了修改和适当补充，在此基础上完成了本书的撰写工作。尽管本书反映了我们在“九五”研究工作中的部分新进展，也提出了执笔人的一些新看法，但无庸讳言仍然存在着大量问题需要我们进一步探索，衷心希望所有阅读此书的专家和同行提出批评与建议，以指导我们今后的研究工作。

本书集中反映了原总报告中基础地质部分的成果，删减了区域成矿地质作用概述一章的内容。全书共分六章：第一章，前寒武纪地质学与全球构造；第二章，基本思路和方法；第三章，太古宙地质；第四章，元古宙地层层序和重大地质事件的年代格架概述；第五章，柴达木盆地北缘新元古代重大地质事件群及其构造意义；第六章，前寒武纪地质演化及大地构造格架；最后为结语，阐述已取得的进展和存在的主要问题。

研究工作过程中，曾得到原地矿部地调局，国土资源部国际合作与科技司，中国地质调查局，青海、甘肃、新疆地矿局和天津地质矿产研究所的关心与支持。叶天竺、张洪涛、朱明玉、彭齐鸣、高平、白星碧等从管理的角度自始至终予以关心和指导，同时王鸿祯、沈其韩、李廷栋、许志琴、汤中立、常印佛、任纪舜、张国伟、刘敦一、肖庆辉、沈保丰、殷先民、任家琪、左国朝等一批院士和专家始终关注着我们工作中的进展，并经常提出指导性意见，使我们从中受到启迪。借本书出版之际，向所有支持过我们研究工作的同志表示最诚挚的谢意。报告中的测试数据除注明外，U-Pb 同位素年龄由李惠民研究员、李怀坤博士、左义成和周红英副研究员测定，Sm-Nd 同位素由林源贤研究员和张慧英副研究员完成，作者等对他们的辛勤劳动也表示衷心的感谢。

目 录

前 言

第一章 前寒武纪地质学与全球构造	(1)
一、罗迪尼亚超大陆研究进展	(1)
二、冈瓦纳超大陆的形成	(5)
三、我国新元古代热-构造事件	(9)
(一) 新元古代早期汇聚地质记录	(9)
(二) 新元古代晚期裂解的地质记录	(9)
(三) 泛非地质事件	(10)
四、中国古大陆在新元古代全球构造中的位置	(10)
五、从中国实际出发研究超大陆的有关问题	(11)
(一) 年轻造山带中新元古代热-构造事件的筛分及其大地构造意义	(11)
(二) 花岗片麻岩带的深入研究	(11)
(三) 关于测年过程中的成因矿物学研究	(12)
(四) 关于“比较大地构造学”问题	(12)
(五) 重视造山带中微大陆块的研究	(12)
第二章 基本思路和方法	(14)
一、研究区前寒武纪变质基底的主要特点	(14)
(一) 变质深成侵入体发育	(14)
(二) 糜棱岩发育	(14)
(三) 多呈构造岩片或透镜状残留体断续出露	(15)
(四) 关键性的地质界线和地质关系不清	(15)
(五) 深熔作用	(15)
(六) 同位素体系的重设	(16)
二、地质事件、序列与地质事件群	(16)
(一) 地质事件	(16)
(二) 地质事件序列	(16)
(三) 地质事件群	(16)
三、地质事件时间维的确定	(17)
(一) 对主要测年方法适用性和局限性的评述	(17)
(二) 地质事件年代格架	(19)
四、关于构造单元边界的研究	(19)
第三章 太古宙地质	(21)
一、始太古代同位素年代学信息	(21)
(一) 样品所处的大地构造背景	(21)
(二) 样品与测试方法简述	(22)

(三) 测试结果	(24)
(四) 讨论	(25)
二、中—新太古代岩浆活动序列	(27)
(一) 中太古代二长花岗片麻岩	(28)
(二) 新太古代花岗质片麻岩	(28)
三、太古宙花岗质片麻岩的 Sm-Nd 同位素特征	(33)
四、小结	(33)
第四章 元古宙地层层序和重大地质事件的年代格架概述	(35)
一、古元古代地层及岩浆活动 (2.5 ~ 1.8 Ga)	(36)
(一) 敦煌岩群	(36)
(二) 龙首山岩群	(41)
(三) 中祁连山西部“野马南山群”的厘定	(41)
(四) 德令哈杂岩及达肯大坂岩群	(42)
(五) 金水口岩群	(45)
(六) 阿尔金山北部古元古代的岩浆活动	(46)
二、中元古代地层系统	(51)
三、新元古代地层及岩浆活动	(52)
(一) 柴达木盆地北缘	(52)
(二) 甘肃北山南缘	(52)
(三) 阿尔金断裂带	(53)
(四) 中祁连山	(56)
(五) 昆中断裂带两侧	(56)
四、讨论	(60)
第五章 柴达木盆地北缘新元古代重大地质事件群及其构造意义	(62)
一、柴达木盆地北缘欧龙布鲁克前寒武纪地层序列	(62)
(一) 前寒武纪变质基底	(62)
(二) 沉积盖层	(62)
二、柴达木盆地北缘南带(沙柳河-鱼卡河)新元古代热-构造事件	(68)
(一) 新元古代花岗片麻岩带	(68)
(二) 鱼卡河(或称沙柳河)岩群	(81)
(三) 榴辉岩岩石学、矿物学、地球化学和多元同位素年代学的初步研究	(82)
三、研究柴达木盆地北缘前寒武纪地质的重要意义	(94)
第六章 前寒武纪地质演化及大地构造格架	(95)
一、太古宙地质演化的基本特点	(95)
二、古元古代两阶段的地质演化特点	(95)
三、宁静的中元古代	(96)
四、强烈活动的新元古代	(96)
(一) 新元古代早期的地质事件群	(96)
(二) 新元古代晚期的地质事件群	(98)
五、早古生代大地构造格架——多岛(微陆块)海的轮廓	(102)
(一) 微大陆块划分的依据及前泥盆纪基本层序	(102)

(二) 微大陆块之间汇聚的时代	(106)
(三) 早古生代多岛海的大地构造格局	(112)
六、中元古代末—新元古代早期的构造轮廓	(112)
七、阿尔金断裂带两侧前寒武纪构造单元对比方案和关键问题分析	(113)
(一) 关于拉配泉-红柳沟蛇绿岩的时代	(115)
(二) 江孜勒萨依带的组成、时代和规模	(117)
(三) 西昆仑山前寒武纪地质问题	(117)
结语	(118)
参考文献	(121)

第一章 前寒武纪地质学与全球构造

20 世纪后半叶，特别是 90 年代以来全球构造研究已成为国际地学界前寒武纪研究工作中的重要内容，在全球构造研究中，超大陆和超大陆旋回成为研究工作中的主线，并且继冈瓦纳超大陆以后，对中—新元古代罗迪尼亚（Rodinia）超大陆的研究成为新的热点。

新元古代在整个地质历史中是一段十分重要而颇具特色的时期，除众所周知的全球性广泛分布的冰川活动和艾迪卡拉动物群的出现外，超大陆的汇聚和裂解构成该时期的另一特色。中元古代末期和新元古代早期的造山运动使全球大地构造格局发生重大变化。由于碰撞作用使若干分离的大陆块汇聚成超大陆或联合大陆，汇聚后的超大陆在不同部位和不同时期又重新裂解成若干大陆块体。目前国际地学界关注的罗迪尼亚超大陆的形成和裂解使新元古时期重大地质事件的研究再次成为热点（陆松年，1998）。

自 20 世纪 90 年代初提出中元古代末罗迪尼亚超大陆假说以来，有关该超大陆的古构造复原、格林威尔及与其时代大致相当的造山运动在全球的分布及特征、超大陆裂解的表现形式等一系列问题已取得重要进展。1999 年初国际地质对比计划科学执行局批准了 IGCP440 项“罗迪尼亚的汇聚与破裂”国际合作对比项目（陆松年，1999a），受到国际地学界的广泛关注。1999 年 4 月 IGCP 中国国家委员会批准成立中国国家工作组，同年 10 月在宜昌召开的“中国及邻区冈瓦纳块体地球动力学和构造演化”国际讨论会期间，又组织了东亚工作组，推举李正祥博士（澳大利亚）、T. Watanabe 教授（日本）和作者为召集人。中国地质工作者以此为契机，参与了该领域全球构造研究的行列。

一、罗迪尼亚超大陆研究进展

McMenamin 等（1990）首先提出新元古代“Rodinia”超大陆的概念，指出罗迪尼亚是一个 10 亿年前由大陆碰撞形成的全球性的超大陆。罗迪尼亚一词来源于俄语，原意为“诞生”之意。赋予新元古时期超大陆以罗迪尼亚这一词，系指罗迪尼亚超大陆是显生宙所有大陆的始祖，而且罗迪尼亚超大陆的边缘（大陆架）是最早期动物诞生的摇篮。通过对罗迪尼亚超大陆的研究，可能形成一种全新的地球动力学机制，同时罗迪尼亚超大陆的形成和裂解制约着元古宙及后期矿产的形成与分布。

许多著名的前寒武纪地质学家在 SWEAT 假说（美国西南部与南极东部汇聚；Moore, 1991）的基础上，对 Rodinia 超大陆的古地理再造做了大量的探索性研究，其中较有影响的成果之一当数 Hoffman（1991）所建立的新元古时期超大陆复原图（图 1-1），该成果被许多文献引用。在他建立的超大陆复原图中，显示了以劳伦大陆为中心的聚合，东冈瓦纳（澳大利亚、印度和东南极）与其相邻。西伯利亚位于劳伦大陆的一侧，而另一侧遥相对应的则是波罗的、非洲和南美地块群。上述早前寒武纪地块主要以格林威尔时期（1.3 ~ 1.0 Ga）造山带为缝合标志。在 Hoffman 罗迪尼亚全球构造复原图的基础上，李正祥等

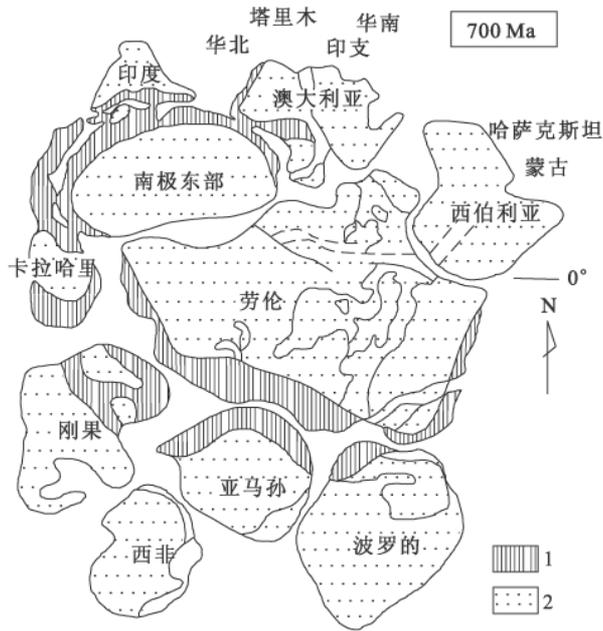


图 1-1 Hoffman 的罗迪尼亚超大陆的重建模式

(据 Hoffman, 1991)

1—格林威尔带；2—前格林威尔克拉通

(Li, et al., 1995、1996a) 讨论了中国华北与华南在超大陆中的位置，分别将华北和华南置于西伯利亚的两侧，并认为宽坪和四堡运动在时代上与格林威尔运动大致相当 (图 1-2)。最近，Condie (2001) 在前人工作的基础上，又对 Rodinia 超大陆提出了新的重建模式 (图 1-3)。

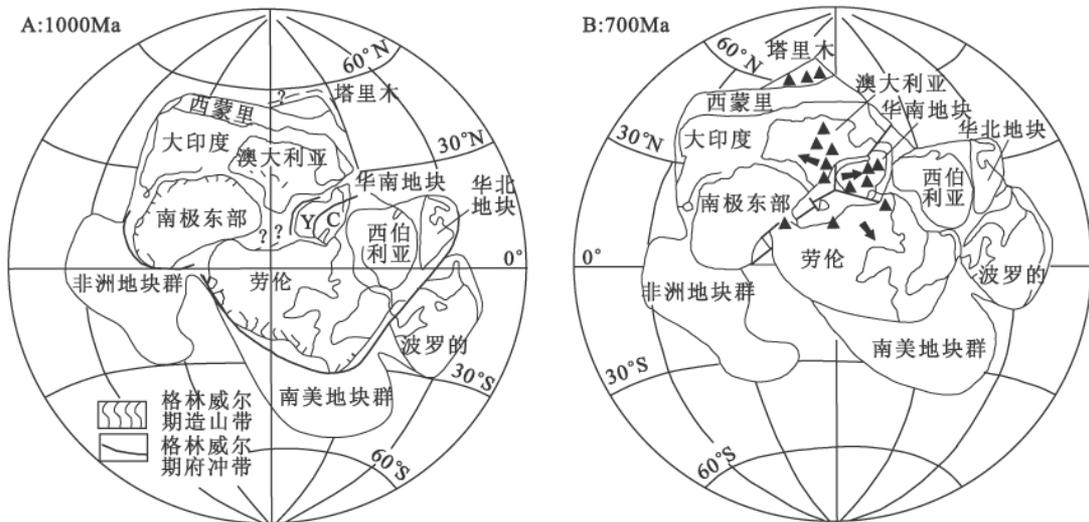


图 1-2 李正祥关于罗迪尼亚超大陆的重建模式

(据 Li, et al., 1995 简化)

Y—扬子陆块；C—华夏陆块；▲—冰川活动记录

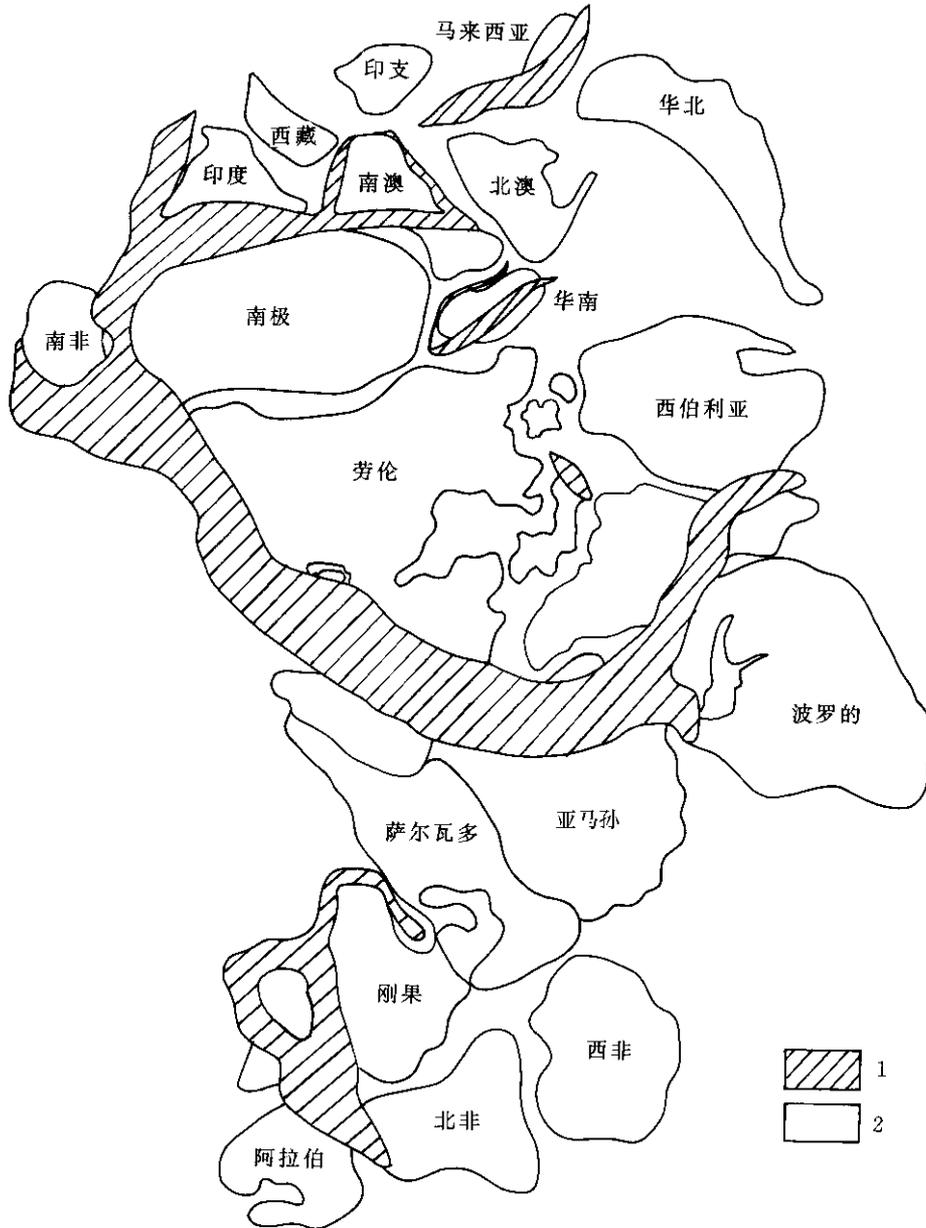


图 1-3 罗迪尼亚超大陆新的重建模式
 (据 Condie, 2001 年资料简化)
 1—格林威尔造山带；2—前格林威尔克拉通

格林威尔造山运动及在时代上与其相当的造山运动是重建 Rodinia 超大陆重要的地质依据。加拿大地质学家在格林威尔省进行过详细的研究，并取得了丰硕成果。根据近年来北美地质学家在格林威尔省的研究成果，现将格林威尔运动的含义、时限及地质意义简介如下。

由 Moore 和 Thompson (1980) 提出的格林威尔旋回实际上包含了 Elzevirian 和 Ottawan 两

次造山运动，而 Davidson (1995) 则建议将更早的增生事件也归入格林威尔旋回。Moore 等将上述两次造山归入一个构造旋回主要是根据西南格林威尔省的地质资料，在那里两次造山运动均很强烈，然而在东北格林威尔省 Elzevirian 造山运动的影响则不明显。Corrigan (1996) 认为在劳伦大陆的东南缘存在 1.45 ~ 1.20 Ga 的“安第斯”轮廓和 1.19 ~ 0.98 Ga 的“喜马拉雅”轮廓。因此他建议将前者归并为 Elzevirian 造山运动，后者属于末期碰撞造山，应视为一个独立的造山旋回。Rivers (1997) 则根据构造特征的差异，建议将增生和碰撞造山分开。他提出“Elzevirian 造山旋回”专指 1290 Ma 至 1190 Ma 期间 Elzevir 大陆弧后盆地的打开与封闭，而“格林威尔造山运动”仅限于末期的陆-陆碰撞事件，时限从 1190 Ma 至 980 Ma。在格林威尔省它至少包含三个“脉动式”的事件，即 1190 ~ 1140 Ma “Shawinigan Pulse”、1080 ~ 1020 Ma “Ottawan Pulse” 和 1000 ~ 980 Ma “Rigolet Pulse”。目前，Rivers 提出的概念已得到较为广泛的应用。

Elzevirian 造山运动：Lumbers 等 (1991) 和 Easton (1992) 曾指出格林威尔南部的大部分地区经历了 Elzevirian 造山运动期间 1250 ~ 1190 Ma 峰期的变质作用，所谓的 Elzevirian 造山运动是和 Elzevir 弧后盆地的闭合及板外地体 (outboard terranes) 增生到劳伦大陆相联系的。大约在 1230 Ma 的弧/弧后岩浆作用的结束被视为劳伦大陆边缘之下大洋岩石圈俯冲作用终止的标志，而在安大略沿格林威尔的西北边界发生的推覆叠置发生在 1190 Ma 左右，可能与在魁北克沿东部边界发育的褶皱-推覆带大致同时，因此将 1190 Ma 定为 Elzevir 弧后盆地最终闭合和 Elzevirian 造山运动的终止时间。

格林威尔造山运动：根据地质和地球物理资料，大型 SE 倾向的推覆体的叠置和地壳规模的推覆构造是劳伦大陆边缘陆陆碰撞的结果，北美地质学家广为接受将该时期的陆陆碰撞称为格林威尔造山运动。与劳伦大陆碰撞的另一个大陆块体现在尚未确定，但根据古板块重建和地质年代学背景，推测可能为南美大陆。劳伦大陆上的格林威尔造山运动至少包含三幕西北方向的地壳规模的推覆和高级变质作用，除上述 1190 ~ 1140 Ma、1080 ~ 1020 Ma 和 1000 ~ 980 Ma 时期的构造幕外，局部还发育 1120 Ma 前后的构造运动。

无论是由 Moore 等提出的广义的格林威尔旋回，或是由 Toby Rivers 等重新定义的狭义的格林威尔造山运动，它都是发生在中元古晚期的一组事件，从现有资料分析，980 Ma 以后的新元古代热-构造事件在格林威尔省极不发育，因此不宜将我国的新元古代造山运动或热-构造事件群与中元古代晚期的格林威尔造山运动视为相同时期的造山运动。

根据格林威尔省的研究成果，在板块边缘弧与俯冲有关的岩浆作用以其体积庞大、延续时间长 (90 ~ 150 Ma)、空间上集中分布和以闪长岩-英云闪长岩-花岗岩组分为特征。在拉张的弧后盆地的岩浆作用与盆地的演化阶段有密切的关联：初期的弧后盆地常发育岩墙群、孤立的深成侵入体、短期的 (<5 Ma) 岩浆作用及化学组分的多样性；嗣后在继续演化的弧后盆地以较长时期的 (20 Ma) 大陆双峰式火山作用并以高原玄武岩的出现为特征；在成熟的洋盆中则出现拉斑玄武岩、钙碱性枕状玄武岩和喷发时间达 50 Ma 的流纹岩。而 A. B. Kampumzu (2000) 根据中非研究成果所提出的岩浆活动的时间序列 (temporal sequence) 则是：①前裂谷大陆拉斑玄武岩通常和酸性岩浆活动共生，据信该类岩浆活动与热点有关；②嗣后的岩浆活动为发育在低扩张速率裂谷中的碱性和过渡性熔岩，而在高扩张速率的裂谷盆地中则出现富集不相容元素的拉斑玄武岩；③当裂谷进一步演化时，则出现相对亏损的拉斑玄武岩，且这一时期的裂谷以发育铁闪长岩为特征；④第四阶段可出现红海型

E-MORB 的拉斑玄武岩；⑤在成熟的洋盆中则发育大西洋型洋中脊体系的亏损 N-MORB，此时地幔柱主要沿洋中脊展布，幔柱与大洋中脊玄武岩岩浆房的相互作用可能在洋中脊的某些部分形成 E-MORB。

当劳伦大陆与东南极和澳大利亚分裂以后，形成了古太平洋，这是罗迪尼亚破裂以后第一个最重大的地质事件，时间推断在 720 Ma 左右 (Unrug, 1996)。罗迪尼亚的破裂是通过裂谷、沉降盆地 (sag basin)、陆内活动带、被动大陆边缘和岩浆弧的形式实现的。该超大陆的破裂奠定了形成冈瓦纳大陆的基础，冈瓦纳大陆的汇聚大致在古生代初最终完成。在罗迪尼亚破裂至冈瓦纳的汇聚过程中，当劳伦大陆依然和西伯利亚、波罗的陆块与亚马孙和 Rio de la Plata 陆块结合在一起时，冈瓦纳大陆其他部分在新元古代末期形成了一个短寿的超大陆，称为潘诺亭 (Pannotia) (Powell, 1995)。

新元古代大洋在泛非运动过程中闭合以后，冈瓦纳与劳伦大陆在奥陶纪至泥盆纪实现了汇聚 (Dalziel, 1991)，并且在晚古生代与劳亚大陆聚合，形成了迄今为止全球最年轻的一个超大陆——联合大陆 (Pangea)。因此，就新元古时期而言不仅涉及到罗迪尼亚超大陆，同时也涉及到冈瓦纳大陆的汇聚过程。

二、冈瓦纳超大陆的形成

冈瓦纳超大陆是在新元古代末至古生代初由统一的东冈瓦纳和西冈瓦纳几个大陆块体经过泛非-巴西造山运动 (Pan-Africal-Brazianin Orogen, 以下简称泛非运动) 联合组成的超级大陆，显然，冈瓦纳超大陆的规模远不及罗迪尼亚和晚古生代联合大陆。冈瓦纳超大陆的形成有两个最重要的构造带 (图 1-4) (Acharyya, 2000)，一是介于东、西冈瓦纳之间的莫桑比克带，该带波及东非、马达加斯加、印度南部、斯里兰卡和东南极，并以中低压麻粒岩相变质作用为标志，形成的时代为 600 ~ 550 Ma (Kroner, 1993)。另一条构造带发育于东、西非之间并延伸到刚果和巴西东南部，其中巴西东南部长达 2000 km 的新元古代晚期岩浆弧的发育特别引人注目 (Hartmann et al., 1999)。

在巴西中部褶皱带中已鉴别出四个时代的花岗岩，除古元古代末至中元古代初 (1.77 ~ 1.58 Ga) A 型花岗岩外，其他都形成于新元古代 (Almeida et al., 2000; Frantz et al., 2000)。第一类为花岗岩岩浆弧，主要岩石类型从英云闪长岩到花岗闪长岩。早期的岩浆弧形成于 0.90 ~ 0.85 Ga， Sr_0 (指初始锶同位素组成，下同) 为 0.704， ϵ_{Nd} 为正值、 T_{DM} (指钨模式年龄，下同) 为 1.0 Ga，系洋内岛弧体系的产物。晚期岩浆弧形成于 0.76 ~ 0.63 Ga，地球化学和同位素体系演化程度较高，推测为大陆弧构造环境中形成的。第二类同-晚构造花岗岩侵入体包括花岗闪长岩至花岗岩，具有弱至强的过铝特征，岩体侵入年龄为 0.79 ~ 0.70 Ga。 Sr_0 为 0.705、 T_{DM} 介于 1.7 ~ 2.4 Ga。第三类双峰式岩浆岩带，形成于 0.60 ~ 0.48 Ga。在晚期变形以后，曾形成大量的层状基性-超基性杂岩体、辉长岩-闪长岩侵入体和富钾花岗岩的大岩体。 Sr_0 介于 0.703 ~ 0.710， T_{DM} 从 0.90 Ga 至 1.2 Ga。地球化学特征表明这类花岗岩是在地壳隆升和拉伸过程中基性岩浆侵入时，新元古代初始地壳重熔的产物。大洋岩石圈从 0.9 Ga 开始俯冲，并形成巴西褶皱带中的同构造弧花岗岩。约在 0.6 Ga 大洋完全封闭，并造成隆起、拉伸和双峰式花岗岩套的侵入。但是在 20 世纪 90 年代由于在该区未能发现泛非-巴西期的蛇绿岩，对巴西东南部岩浆岩带所指示的

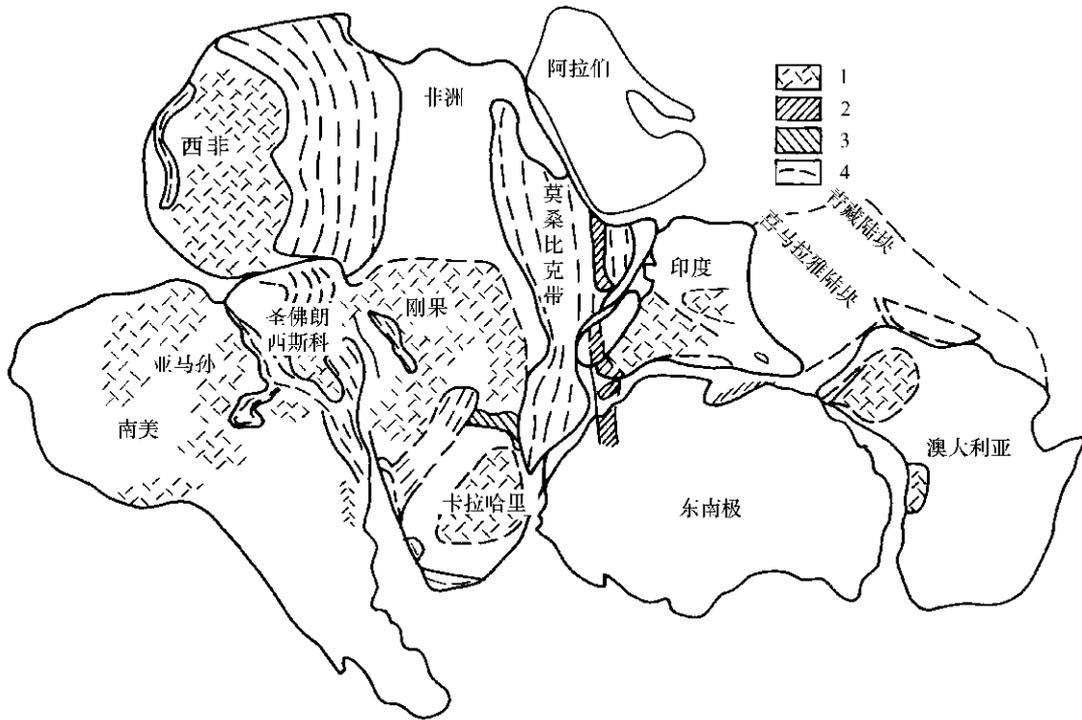


图 1-4 冈瓦纳超大陆复原图

(据 Acharyya, 2000)

1—前寒武纪克拉通；2—550~600 Ma 麻粒岩带；3—赞比亚带 (~820 Ma)；4—泛非活动带

大地构造背景仍存在不同认识。最近，巴西地质学家 Tassinari 等 (2001) 报道了在圣保罗西南发现具有典型洋壳组合的蛇绿岩套，其中变质辉长岩的 U-Pb 年龄为 (628 ± 9) Ma，证实了 Sial 等 (1991) 认为在佛朗西斯科西缘曾有一个新元古时期大洋的推测，即在南美巴西与西非刚果之间确实存在过一个新元古代晚期的大洋，在泛非-巴西造山过程中，造成该大洋的闭合，并形成巴西东南部岩浆弧。

在全球构造研究中，造就了一批在国际地质学界有重要影响的全球构造地质学家，他们通过由他们领导的科研群体，如西澳的构造研究中心等，或通过 IGCP 项目影响着前寒武纪全球构造研究的走向，可以推断 21 世纪初这种趋势只会加强而不会削弱。因此，这些曾经对冈瓦纳超大陆研究做出过贡献，而如今又活跃在罗迪尼亚超大陆研究领域内的全球构造地质学家们，仍将继续推进新元古代超大陆的研究工作。

随着全球构造研究的深入，对罗迪尼亚超大陆的重建必然会提供更多的科学证据，而且有关超大陆汇聚和裂解的大陆动力学问题必将会提到必要的高度而引起国际地质学界的关注。关于超大陆汇聚与裂解引起的地球各层圈的突变是未来研究的重要趋势，从核-幔边界引发的地幔柱是造成超大陆破裂的重要因素，由此而触发的壳-幔变化和地球浅部及表层的资源与环境效应也必然受到国内、外前寒武纪地质研究者们的重视。

在前寒武纪全球构造研究中另一值得注意的动向是当罗迪尼亚超大陆成为研究热点后，一些地质学家已超前研究前罗迪尼亚超大陆的构造问题，将他们的精力集中

到更古老的超大陆和超大陆旋回的研究工作之中。例如, Condie (1999) 根据初始地壳形成的峰期, 认为古元古时期还存在两个规模较小的超大陆, 这两个规模较小的超大陆嗣后构成了 Rodinia 超大陆的“核心”。他指出地史中新太古代、罗迪尼亚和联合大陆等三个超级大陆的裂解时期分别发生于 2.3~2.1 Ga、0.7~0.6 Ga 和 0.16 Ga 时期, 而初始地壳增生的高峰期则出现在 1.9~1.7 Ga、0.6~0.4 Ga 和 0.12~0.11 Ga。

罗迪尼亚超大陆的研究成果促使研究全球构造的地质学家猜想, 在该超大陆形成前的古—中元古代可能还存在另一个时代更老的超大陆 (Lu, et al., 2002), 由于这个超大陆裂解的大陆碎块重新碰贴、增生才形成罗迪尼亚超大陆。1996 年 Rogers 提出早于 1.5 Ga 时, 全球存在三个大的陆块群, 2000 年他提出哥伦比亚超大陆有存在的可能性, 2002 年又全面阐述了他对哥伦比亚超大陆的认识。

哥伦比亚超大陆存在的关键性的证据来自印度东部和北美的哥伦比亚地区, 因此 Rogers 等将该超大陆命名为哥伦比亚超大陆。由于从 1.9 Ga 开始的造山运动使早先存在的三大陆块群逐步汇聚而形成一个大超大陆, 这一过程一直延续到 1.5 Ga。

哥伦比亚超大陆包含的三大陆块群分别称为 Ur、Nena 和 Atlantica (大西洋), 其中 Ur 包括了印度的大部分、南非的卡拉哈里 (Kalahari)、西澳的皮尔巴拉 (Pilbara)、东南极沿岸区和南极被冰帽覆盖的部分地区。这些陆块群约在 3.0 Ga 时即已聚合, 而在 1.5 Ga 前, 印度的其他地区、南非的津巴布韦和东澳又汇聚到已存在的 Ur 陆块群中。第二个大陆块群称为 Nena, 它是在 2.5 Ga 时由北美、西伯利亚和格陵兰所组成的北极大陆, 加上在 2.0 Ga 时由于波罗的的拼贴和北美大陆边缘的生长而形成的大陆块群。第三个称为大西洋陆块群, 它是在约 2.0 Ga 时由南美和西非所组成的。上述三个大的陆块群, 在 1.9~1.5 Ga 期间, 通过造山带而使它们逐步靠拢, 形成联而不合的哥伦比亚超大陆 (图 1-5)。

在第 31 届国际地质大会上, Evans 博士根据他测定的北美苏必利尔和南非 Kaapvaal 地块的古地磁资料, 提出 SUPVAAL 联结的假说, 推测太古宙末期北美克拉通与南非曾为统一的联合大陆, 为研究太古宙末的超大陆奠定了基础。

由于对前寒武纪全球构造研究的进展, 一批地质学家正在重新审视过去积累的资料, 如从超大陆的汇聚和裂解过程对新元古代海水中 Sr、C 和 O 同位素的时间效应进行再解释; 对相当于我国南华纪时期的全球冰川活动从天文角度提出了 Snowball (雪球构造) 假说等, 从而引发了对元古宙碳酸盐地层同位素年代学效应和新元古代晚期杂砾岩 (diamictite) 研究的新热点, 这些都是在全球构造研究中值得注意的研究动向。

当前前寒武纪地质学的发展和深化是和全球构造研究紧密联系在一起, 我们应当洞察这一趋势, 因势利导, 培养一批具有全球观的前寒武纪地质学家。实际上, 在前寒武纪全球构造研究中, 有许多领域尚未涉及, 有许多成果尚处在假说和探索过程中。仅就罗迪尼亚超大陆复原图而言, 就已经出现了多种复原的结果, 而且相互之间差异明显, 究其原因在于对超大陆复原准则认识上的不同。笔者窃以为首先应在超大陆复原的准则上有一个共同的认识, 在此基础上才能有共同点, 并进而讨论超大陆复原问题。作者在综合前人研究成果的基础上, 认为在超大陆复原或研究大陆块体间的相互关系时, 应考虑下述 7 方面的准则, 即古纬度和视极移曲线、造山带的存在与否、裂解事件群的特点、地层序列和特殊地质记录 (如冰成岩) 的异同、生物区系特征、地球化学省和成矿作用特点等。在全球构造研究中, 生物区系以及超大陆汇聚与裂解过程中资源与环境效应都是亟待加强的研究领域。

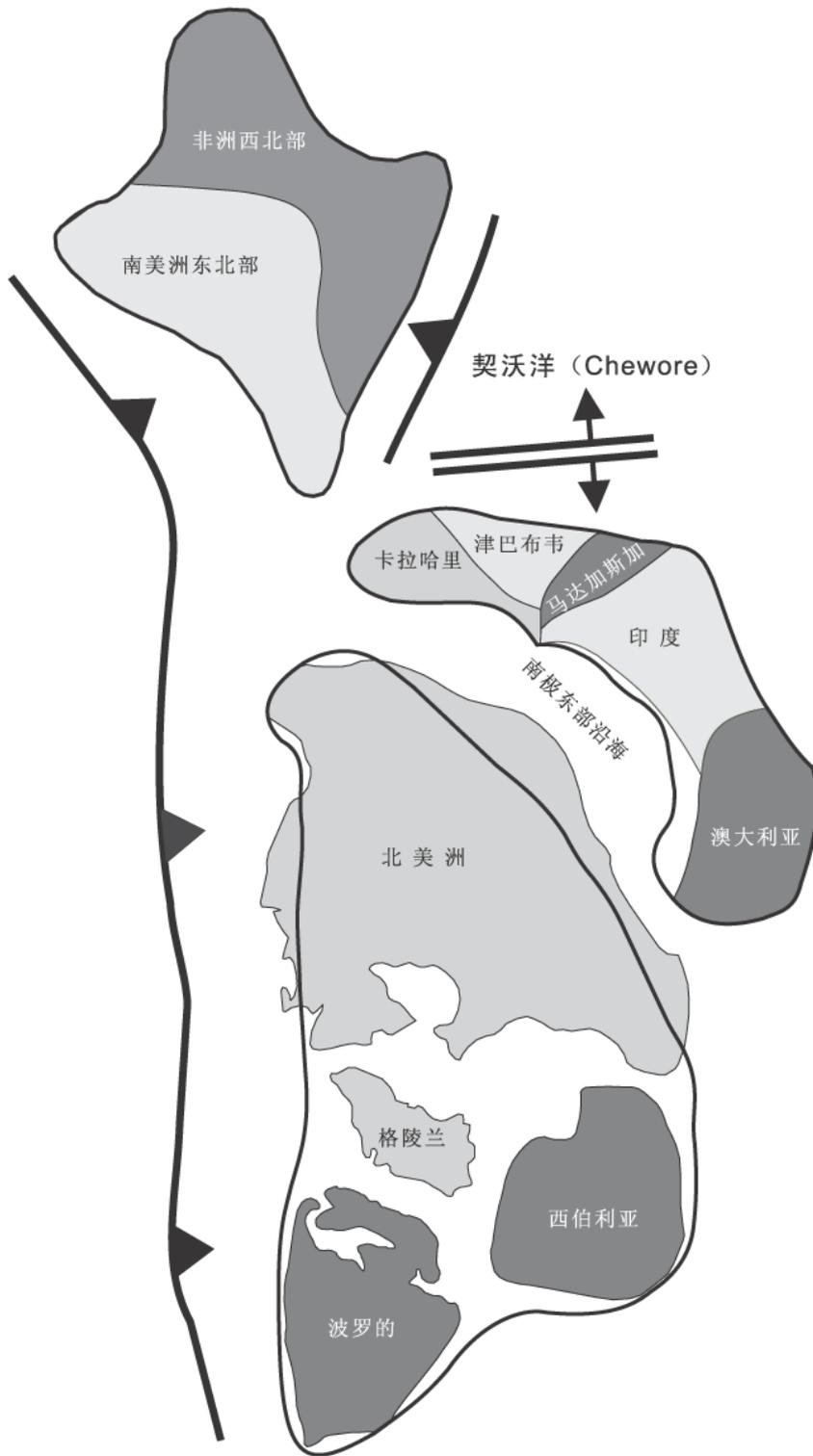


图 1-5 约 1.5 Ga 时的哥伦比亚超大陆复原图
(据 Rogers 等, 2002)

三、我国新元古代热-构造事件

新元古代热-构造事件的地质记录广泛地保留在我国华南陆块之上,近年来在我国中部显生宙造山带内及青藏高原北部塔里木及其周边的微陆块中也不断筛分和鉴别出新元古代热-构造事件的地质记录。

(一) 新元古代早期汇聚地质记录

除发育于扬子与华夏陆块之间的新元古代早期汇聚带外,在东秦岭松树沟一带已发现中—新元古代的蛇绿岩残片,Sm-Nd 等时线年龄为 (1030 ± 46) Ma (李曙光, 1991; 周鼎武等, 1998a),同时大致沿商丹断裂带发育同碰撞花岗岩,如牛角山、寨根、德河等岩体,时代上介于 1.0~0.8 Ga 之间(卢欣祥, 1998)。在商南松树沟蛇绿岩带南侧、试马水库北侧以及西峡寨根和蛇尾一带的秦岭群中,确定了高压麻粒岩带,峰期变质年龄略小于 1.0 Ga (刘良等, 1996a)。在苏鲁构造带中,已从早前寒武纪的“胶南群”中识别出规模较大的变质花岗岩侵入体,大量的同位素年龄数据集中在 0.8 Ga 左右。这些变质深成侵入体中的主体被认为是新元古代早期同碰撞过程的产物(宋明春等, 1997)。

作者及合作者通过近几年的研究工作,在柴达木盆地北缘识别出一条规模宏大的岩浆杂岩带。前人曾将该杂岩称为“达肯大坂群”,时代定为古元古代。经过较深入的研究,发现柴北缘南带组成达肯大坂群的主体是一套从富钠到富钾的花岗岩系列,由于受到变质变形的影响,所形成的正片麻岩很容易视为地层系统(陆松年等, 2000)。在这套花岗片麻岩中,不同时代的表壳岩以包体或残块形式出现。根据已获得的年龄资料,这套深成侵入体的形成时代主要为新元古代早期,地球化学特征显示它们是汇聚过程中的产物。

根据国内资料分析,反映汇聚地质事件的年代介于 1.0~0.8 Ga 之间,且多数集中在 0.9 Ga 左右,缺少与格林威尔运动同期的 1.3~1.0 Ga 之间的众多热-构造事件的年龄信息。

(二) 新元古代晚期裂解的地质记录

新元古代晚期裂解的地质记录广泛地保存于我国华南及塔里木古老陆块内部及其边缘,反映大陆破裂的初始裂谷盆地在扬子陆块最为发育,最新的研究成果表明裂谷的启动约为 (800 ± 20) Ma 左右。塔里木陆块北缘库鲁克塔格群传统上与南方“震旦系”(根据中国地层委员会的划分,“震旦系”已再分为震旦系和南华系)对比,该盆地的发育亦在 (800 ± 20) Ma 即开始(陆松年, 1992)。发育于柴达木盆地北缘的全吉群,下伏于含化石的寒武纪地层之下,作者等最近从该群中、下部偏基性火山熔岩中获得 (738 ± 28) Ma 的初步结果。全吉群具有类似拗拉槽的沉积序列,该盆地接受沉积的时间大致亦在 (800 ± 20) Ma 左右。

基性岩墙群和 A 型花岗岩作为大陆破裂和非造山岩浆活动的标志,在超大陆研究中受到高度重视。在华南和南秦岭已获得两期基性岩墙群的时代,它们的年龄分别为 830 Ma 和 760 Ma 左右(Li, et al., 1999; 周鼎武等, 1998b),但早期岩墙群规模较小,很可能是晚造山过程中(late-orogeny)局部裂解的产物。东秦岭吐雾山和胶南日照岚山头的 A 型花岗岩时代则稍年轻(卢欣祥等, 1999);华北陆块南缘西起陕西洛南,东至河南栾川、方城,出露一条东西向碱性岩带,是一个颇值得重视的岩浆岩带。此外在柴达木盆地北缘

和扬子陆块北缘米仓山一带都有迹象反映新元古代晚期曾有陆壳破裂的岩浆活动存在。

大致在 800 Ma 前后, 在中国古陆块上多处出现了裂解, 形成以初始裂谷、基性岩墙群、A 型花岗岩和双峰式火山岩为代表的一系列地质记录。

(三) 泛非地质事件

有关中国大陆与冈瓦纳大陆之间的联系, 或者说泛非运动对中国古大陆块的影响已陆续有文章进行讨论。例如, S. A. Wilde (1999) 在讨论我国东北佳木斯陆块上孔兹岩系的特征和时代的基础上, 认为与东、西冈瓦纳之间的孔兹岩带很相似, 佳木斯陆块可能是冈瓦纳大陆的碎块。

作者注意到在我国西部已出现不少 600 ~ 500 Ma 的地质事件的年代学信息, 尽管对它们的地质意义还不甚理解, 但却不能不引起重视。例如柴达木盆地北缘鱼卡河榴辉岩呈包体形式赋存于 (1020 ± 41) Ma 的奥长花岗片麻岩中, 目前作者已获得的矿物内部等时线年龄为 (545 ± 8) Ma, Ar-Ar 年龄为 (560 ± 1) Ma, U-Pb 年龄为 500 ~ 470 Ma。在阿尔金断裂带的西南端, 且末一带榴辉岩获得 500 Ma 的 U-Pb 年龄 (张建新等, 1999; 许志琴等, 1999)。刘良等 (1996b) 还报道高压麻粒岩 570 Ma 的同位素地质年龄。根据目前同位素年龄资料, 柴达木盆地北缘南带沙柳河-鱼卡河榴辉岩相变质时间为 500 ~ 470 Ma, 它反映了榴辉岩带南、北两个块体之间汇聚作用发生的时间。

在冈瓦纳大陆上广泛分布的泛非晚造山运动的岩浆活动、剪切带、剥露和隆升与新元古代晚期至奥陶纪的热-构造事件有关, 这一情况与我国西部地区有雷同之处。

最近台湾的一些学者根据祁连山新元古代地质事件的特征, 也提出华北西南缘与东南极存在亲缘关系的推测。作者在上文提到的 500 ~ 600 Ma 的地质事件也不能不考虑泛非地质事件对我国西北地区的影响。

四、中国古大陆在新元古代全球构造中的位置

关于中国古大陆在新元古代全球构造中的位置已有诸多文章问世, 并在观点上存在明显分歧。概括起来大致有两种截然相反的观点: 其一, 认为新元古代早期我国几个主要陆块包括塔里木、柴达木、华北、扬子和华夏已汇聚或相对邻近并组成统一的中国古大陆, 嗣后经历了显生宙多期造山运动的叠加和改造, 最终形成现在的大地构造轮廓 (王鸿祯, 1996、1997); 另一种观点认为新元古代除扬子与华夏汇聚成为华南古陆外, 塔里木、华北和华南并未相聚或相邻 (Li, et al., 1996)。不同作者根据不同的依据讨论了这几个陆块在罗迪尼亚和冈瓦纳大陆中的位置。尽管在对中国古陆块的相对位置的认识上还有较大的分歧, 但总的来看它们与东冈瓦纳、劳伦和西伯利亚相邻。

研究中国古大陆在罗迪尼亚超大陆中的位置有两方面的问题应予重视: 其一是中国古大陆各块体之间的相对位置, 它们在新元古代是否曾经相聚? 其二是中国古大陆各块体与罗迪尼亚超大陆的关系。在重塑新元古代超大陆时有许多制约因素是必须予以重视的, 其中重要的标志之一是新元古代热-构造事件, 如果两个陆块在中—新元古代曾发生造山作用, 由造山作用引发的一系列热-构造事件一定会在两个陆块的边缘有强烈的反映; 同时, 如果一个统一的陆块被裂解, 那么也会在裂解的边缘保存一系列反映陆块破裂的地质事件记录, 否则就难以证明它们曾经是一个统一的大陆块体。我们注意到夹持于华南与华北之

间的秦岭山系虽然已在若干地点发现新元古代早期造山作用的遗迹，但这些地质记录主要保存在南秦岭的北部，它们反映的是华南大陆边缘新元古时期复杂的演化过程，而不能代表华南与华北陆块之间新元古代早期所发生的造山作用。因此，华南、华北在新元古代早期可能在空间位置上相距较远，而不相邻。当前，中国地质工作者在研究国内地质的同时，也应该更多地了解新元古时期的全球构造，尽可能掌握更多的国外地质资料。这样才能通过比较，找到中国古大陆与其他大陆的共同点和差异点，提出比较有科学依据的观点和看法。因此在全球构造研究中，我们应该有更多的涉及中国大陆和全球构造的文章问世，以便让国际地学界了解中国大陆的地质情况和研究工作中的进展，促进全球超大陆研究工作。

五、从中国实际出发研究超大陆的有关问题

对于长期植根于中国大陆的地质学家而言，借鉴和了解国际地学界的经验和进展是完全必要的。短期内我们国内的大多数地质工作者还不能像许多发达国家的地质学家那样，将主要精力放在那些对全球构造有影响的关键地区，到其他国家开展研究，而应当在全球观的指导下，扎扎实实地把中国大陆地质调查研究工作做好，将研究工作水平提到一个新的高度。现结合我国实际情况，对研究罗迪尼亚超大陆的几个有关问题进行简略分析。

（一）年轻造山带中新元古代热-构造事件的筛分及其大地构造意义

我国前寒武纪几个主要陆块的地质演化呈现出多旋回的特点，同时它们多受到显生宙造山作用的叠加和改造，这使我们在显生宙造山带中研究和重塑前寒武纪地质历史时感到十分复杂和困难。然而在我国中部的秦祁昆年轻造山带中出现了许多新元古代热-构造事件的同位素年代学信息，对这些信息应当结合野外地质事实探讨它们的大地构造意义，重塑古陆块的演化历史，探讨古陆块之间的相互关系。在年轻造山带中识别前寒武纪时期的活动带，特别是新元古代造山带对研究古陆块之间的汇聚历史显得非常重要。尽管对秦祁昆造山带的演化历史还存在诸多不同的观点和认识，但新元古时期大量热-构造事件的存在却是不争的事实。今后应抓住几个关键地区，如柴达木盆地北缘的鱼卡河、都兰，东秦岭东部等地区开展立典工作或深入的研究，争取在年轻造山带中对新元古代地质事件的大地构造意义的研究中获得重要进展。

（二）花岗片麻岩带的深入研究

在上述年轻造山带中，特别是从苏鲁、大别，经东秦岭到柴达木盆地北缘断续分布长达数千公里、演化趋势相似和时代相近的新元古代花岗片麻岩带，而且在该带中又存在高压、超高压榴辉岩带，不能不引起高度重视。但这一花岗片麻岩带的研究程度还较低，花岗片麻岩原岩形成的大地构造背景尚不清晰，对与榴辉岩之间的相对关系存在着截然相反的认识，对花岗片麻岩的变质、变形及精确定年还处于起步阶段，显然目前还难以依赖该花岗片麻岩带的研究资料，确定诸如华北和扬子陆块是否存在新元古代造山带等重大地质问题。然而从新元古代全球构造分析，这一断续分布的巨型花岗片麻岩带对于认识罗迪尼亚超大陆的汇聚和裂解、廓清罗迪尼亚超大陆的范围及探讨中国古大陆在全球构造中的位置都具有极其重要和潜在的科学价值。

(三) 关于测年过程中的成因矿物学研究

目前国内对发育于我国中部年轻造山带中的榴辉岩带等重要地质体的形成时代存在认识上的分歧,相当多的学者认为大别-苏鲁榴辉岩带形成于印支期;部分学者提出从柴北缘至大别-苏鲁为加里东造山带,榴辉岩系加里东造山带的产物;少部分研究者认为该带榴辉岩形成于新元古代,并分别受到加里东期和/或印支期造山运动的叠加;也有人认为既有晋宁期,也有加里东期和印支期的榴辉岩,真是仁者见仁、智者见智。除了对野外地质现象持有不同认识外,对 U-Pb 测年对象如锆石等成因矿物学还缺乏深入的研究也是造成分歧的原因之一。榴辉岩中存在复成因的锆石,即使一粒锆石也有核幔之分,一种流行的看法认为榴辉岩中较老的锆石、或 U-Pb 法上交点、或 SHRIMP 测定的核部年龄代表榴辉岩的原岩年龄;而榴辉岩中时代较新的锆石、或 U-Pb 法下交点、或 SHRIMP 测定的幔部年龄则代表榴辉岩相变质时代。程裕淇等(2000)通过对大别山碧溪岭榴辉岩矿物相和 SHRIMP 测年的研究,认为锆石核部的老年龄反映榴辉岩相变质时代,而边部的年轻年龄则反映后期流体活动的时代,同时提出榴辉岩 Sm-Nd 矿物内部等时线年龄也不代表榴辉岩相变质时代,而可能反映在后期流体活动状态下 Sm-Nd 体系的重设。刘福来等(2001、2001)则运用阴极发光和激光拉曼等技术,通过锆石内部不同包裹体成分的鉴别,判断锆石的成因。我们相信随着研究工作的不断深入,一些重大疑难问题将不断获得进展和突破。

(四) 关于“比较大地构造学”问题

在超大陆研究中,古地磁学和“比较大地构造学”是两个重要研究领域,对于研究罗迪尼亚超大陆来说,后者起着更重要的作用。所谓“比较大地构造学”是指通过不同大陆块地质历史演化和特点的对比性研究,找出它们之间的相似性、差异性和亲疏关系,进而探索它们在超大陆汇聚与裂解过程中的位置。李正祥等提出华南在新元古代早期位于劳伦和东冈瓦纳大陆之间的缺口当中,正是基于对澳大利亚和华南中一新元古代“比较大地构造学”的研究。当我们以全球观来指导研究工作时,在做好中国大陆地质工作的基础上,必须重视“比较大地构造学”的研究,要有一批人通过现场考察和阅读资料逐步熟悉和掌握国外地质情况,并结合中国大陆地质实际提出有科学根据的超大陆研究成果,这是我们今后应该加强的研究领域和努力的方向。

(五) 重视造山带中微大陆块的研究

近年来在古造山带的研究中,对微大陆块的识别普遍引起了重视。例如,在对中亚造山带研究过程中,已认识到并非是一种单向的弧陆碰撞和弧的增生,而是在南、北两个大陆块体之间,存在着若干微大陆块。中亚造山带的演化主要涉及这些微大陆块与相邻西伯利亚、塔里木和华北大块边缘之间的地质历史(Dobretsov et al., 1995)。相似的情况已在许多造山带,包括我国秦岭-大别造山带及喜马拉雅造山带中有所发现,并在研究工作中取得了新进展。对古造山带中微大陆块的识别以及对其地质历史的研究是认识造山带整个演化过程的关键,如果忽略了古造山带中微大陆块的研究,则难以理解造山带复杂的地质历史和演化特点。

微大陆块与大陆块体之间除出露面积有明显的差异外,并没有本质的差异。现在国外文献中一般将出露面积较大的称为大陆(continent)或大陆块(continental block),如西伯利亚大陆、塔里木大陆、中朝大陆等,大陆一词有时与克拉通(craton)通用,所命名的

大陆现在出露的面积一般都接近或超过百万平方千米。微大陆块的面积则相对较小，一般仅几万或十几万平方千米，通常将介于大陆之间、面积较小的大陆块体称为微大陆块，微大陆块一词有时与中间地块或地体混用。与大陆块体相邻的微陆块可以从该大陆块体边缘裂解出去的碎块，也可以是从异地漂移而来的块体，因此根据地质演化特点可划分出不同类型的微大陆块。但能够作为微大陆块级别的构造单元应具备下列基本条件：一是具有古老的前寒武纪、特别是早前寒武纪变质基底，它不应为异地推覆体；二是微大陆块的内部及边缘在变质基底之上有其自身的沉积记录和其他热-构造地质事件的记录；三是微大陆块之间或微大陆块与大陆之间有明确的构造边界，常常发育蛇绿混杂岩、岛弧杂岩、俯冲-增生或碰撞-增生杂岩及高压变质带等，但是，微大陆块的边界也常常由于造山运动后期地壳的强烈挤压、缩短、隆升以及后期热-构造事件的叠加而难以识别；四是所有的微大陆块都有它存活的历史，一旦它与其他微大陆块或大陆块体拼结，自然就结束了自身的发展历史而成为化石微大陆块。青藏高原研究中心将本文所称的微大陆块叫做陆块，定义为“两个板块缝合带之间的陆壳块体。不论两个缝合带是同时代还是不同时代，其间的陆壳块体都曾有过与之相连，后来消减掉的洋壳，只是有的与被消减的洋壳构成独立的陆块，如南祁连陆块、昌都-思茅陆块；有的则先后成为不同时代、不同大板块的一部分，如玉树-中甸陆块”^①。尽管对夹持于造山带中的这类大陆块体有着相近的定义和名称，但强调的侧面还是有所差异的。

中国地质学家在研究罗迪尼亚超大陆过程中，面临着三个必须回答的问题：第一，罗迪尼亚汇聚和裂解过程中，中国古大陆的组成；第二，这些大陆块体相互的关系；第三，中国古大陆在罗迪尼亚超大陆中的位置。我们在研究上述问题时，一个深切的体会是不仅要研究塔里木、华北、扬子和华夏这些规模较大的古大陆，而且要研究介于这些古大陆之间的微大陆块，研究它们的组成、生长历史，及其与相邻大陆或微大陆块之间的联系。在一定意义上可以说对微大陆块的深入研究是打开大陆块体相互关系的一把钥匙，无论是在研究大陆块之间的造山带，还是在研究中国古大陆与全球构造的关系时，绝不能因微大陆块的规模小而忽视对其进行深入的研究。

^① 中国地质调查局西南项目管理办公室、青藏高原地质研究中心综合研究项目：青藏高原及其邻区大地构造单元初步划分方案，2001。

第二章 基本思路和方法

在前寒武纪变质基底和造山带中，由于多期热-构造事件的影响，以及透入性片理和构造岩的发育，造成变质深成侵入体、构造岩和表壳岩鉴别的困难，即使对表壳岩系统也因强烈的变形而不能完全运用史密斯叠置地层学的方法进行地层划分和对比，这样在克拉通基底和年轻造山带中正确筛分和识别变质岩层的成因、特点和时代就成为首要的问题。实际上这一问题早已受到国内外地学界的关注，仅就国内而言，1991年出版的《变质岩1:5万区域地质填图方法指南》(地质矿产部直属单位管理局，1991)和近年来对“非史密斯地层”概念和方法引起的争鸣(陈克强等，1995；殷鸿福等，1998、1999；汤加富等，2000)都是力图揭示造山带地层的特点和解决研究工作中的困难。经过几年的研究和探索，初步掌握了本区前寒武纪演化的基本特点，从年轻造山带中识别出了前寒武纪岩石记录，因而在前人研究工作的基础上建立了新的地层-事件序列和新元古时期的大地构造格架。现将工作过程中的基本思路和方法总结如下。

一、研究区前寒武纪变质基底的主要特点

研究区内的前寒武纪岩层，特别是变质基底出露范围小且较零散，地层的顶底关系不清，同时由于研究程度较低，地层时代不够清晰，因而造成区域地层对比上的困难。下面概述区域上前寒武纪变质基底的主要特点。

(一) 变质深成侵入体发育

在克拉通变质基底和造山带变质岩层中，不仅仅太古宙时期的英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩的变质产物分布广泛，而且元古宙深成侵入岩也十分发育。由于在变质变形过程中透入性片理的发育，原先具块状构造的深成侵入体变成具有假层状构造的片麻岩，极易视为地层。例如在柴达木盆地北缘前人定为古元古代的“达肯大坂群”，经过野外和室内详细的工作表明其中相当一部分为花岗质片麻岩，这种现象在柴达木盆地北缘南带表现得特别明显，属于地层系统的表壳岩仅作为包体或残块赋存于片麻岩之中(陆松年等，2000、2002)。实践证明在年轻造山带中，对前寒武纪变质基底进行研究时，必须正确区分变质的深成侵入体和变质的地层系统。但是当我们从表壳岩中筛分出变质深成侵入体时，一定要注意防止简单化和扩大化，以免走向另一个极端。

(二) 糜棱岩发育

研究区内韧性剪切带颇为发育，在韧剪带中占重要地位的不同程度的糜棱岩化岩石有时被误视为地层系统或视为砾岩。例如出露于中祁连山西段的“野马南山群”由石英片岩和大理岩所组成，经过野外调查，这套石英片岩系由糜棱片岩、糜棱岩和糜棱岩化花岗岩所组成，是一套古老的构造岩。它们呈顶垂体赋存于加里东期具块状构造的花岗岩之中(图2-1)，远远望去所发育的糜棱片理极像地层层理，造成将构造岩视为地层的错误。至

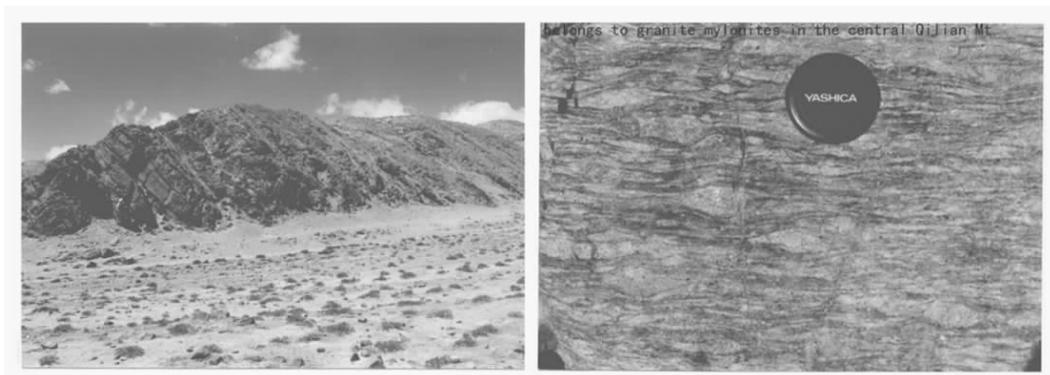


图 2-1 “野马南山群”石英片岩的远景（左）和近景（右），实为不同强度的糜棱岩化岩石

于将眼球状糜棱岩误视为地层系统中的砾岩层也时有发生，这些在研究造山带变质基底时都应该十分谨慎对待。

（三）多呈构造岩片或透镜状残留体断续出露

年轻造山带中的前寒武纪变质基底与台区变质基底的重要差别之一是分布范围小，露头不连续。由于多期热-构造运动的影响，变质基底或作为构造岩片，或作为构造透镜体残留在时代较新的深成侵入体中或与其他构造岩片呈断层接触。由于这一特点造成造山带变质基底划分和对比的极大困难，也正是由于经常忽略这一特点，往往造成工作中的简单化，一旦在一块露头上发现某一时代的化石，则将一片划为那个时代的地层；或者获得一个准确的年龄数据，据此将一大片露头区的时代进行更动。

（四）关键性的地质界线和地质关系不清

年轻造山带中前寒武纪变质基底的另一特点是关键性的地质界线和地质关系由于受到后期热-构造事件的叠加、改造或破坏，往往保存得不好，给研究工作增加了难度。这些关键性的地质界线和地质关系包括深成侵入体与地层系统之间的接触关系、不同侵入体之间的接触关系、不整合面和地层的顶底界线等。往往是越重要的关系越不清晰，不是被糜棱岩带所切断，就是被花岗岩体所占据，或者被年轻沉积物所掩盖。在地台区所使用的“层型剖面”研究方法，在造山带变质基底中几乎难以发挥其所长，因此，事件地质学的方法就成为造山带变质基底中最重要和最经常的使用方法（陆松年，1999b）。

（五）深熔作用

深熔作用（anatexis）是研究区中—高级变质基底岩石中一种常见的地质现象，它所引起地壳内部固体物质的重熔与熔融以及进一步的初始花岗质岩浆的形成，反映早期刚性基底在后期热-构造事件中所遭受的一次重大变革和改造。程裕淇等（2001）在我国东部所进行的深熔现象的岩相学研究给我们西部变质岩区的研究工作以极大的启示，他们的研究成果表明区域变质岩石初始深熔的共同特征之一是各种矿物粒度较相应的同类变质岩石为粗。由于经历粒间流体的重熔、熔蚀乃至再度晶出的过程，长英质岩石中的长石、石英的结构特征发生变化，出现“铰链状结构”，同时微斜长石、斜长石、黑云母、角闪石均发生相应的变化。深熔作用的进一步发展则是淡色脉体（leucosome）的形成，淡色脉体是中、高级变质区及强糜棱岩化带中经常出现的一种地质现象，但往往容易被忽略，实

际上它既能够反映区域变质、也能反映动力变质的强度和时间的，因此在国外通过测试淡色脉体中锆石的 U-Pb 年龄来确定变质和变形时代已受到高度重视（陆松年，1999b）。

（六）同位素体系的重设

年轻造山带中的前寒武纪变质基底由于受到显生宙多期热-构造事件的影响，同位素体系的重设是十分明显的。例如东昆仑现有同位素年代学资料表明，前寒武纪岩层中矿物的 K-Ar 体系完全受到了重设，所有的高精度 Ar-Ar 年龄均不能反映岩石的形成时代，而只能代表 K-Ar 体系在显生宙热-构造事件影响下重设的时代（见下文）。把握这一特点，对于解释同位素年龄资料的地质意义是十分重要的。值得注意的是，在不同造山带或同一造山带的不同部分，由于受后期热-构造事件改造程度的差异，同位素体系重设的程度也存在着差异，因此要在翔实的地质工作基础上，对多元同位素年代学资料进行深入细致的研究和谨慎的地质解释。

二、地质事件、序列与地质事件群

（一）地质事件

地质事件是地史演化过程中，不同于正常地质历史发展的突发性，或灾变性，或具有特殊意义的地质记录。例如在正常的浅海碳酸盐台地层序中出现震积岩或风暴岩，则视为地震或风暴事件的地质记录，而冰碛岩的出现则是寒冷气候事件的地质记录。事件地质学作为一种思路和方法已广泛应用于不同时代和不同性质的构造单元。克拉通变质基底和造山带中的变质岩层由于有前述的地质特点，事件地质学的思路和方法受到更多的重视。在年轻造山带的变质岩层中，最重要和最经常出现的主要是热-构造事件，如岩浆侵入、变质、变形、蛇绿混杂岩、不整合、基性岩墙群、A 型花岗岩和火山喷发等，显然地质事件是通过岩石、矿物、元素、构造、地层等物质的特点和变化表现出来的。

（二）地质事件序列

在正确识别地质事件的性质和特征的基础上，需建立地质事件的序列。事件序列的建立包括两个步骤，首先要在野外翔实的工作基础上建立地质事件的相对序列，然后在此基础上运用多元同位素测年方法标定主要或特征地质事件的年代，建立地质事件的年代格架。

野外地质调查是研究地质事件最重要和最基本的途径，在野外地质工作中特别要注意识别那些能揭露地质现象本质，或有丰富地质内涵，或能够反映地质事件序列的露头，要找到这样的露头就需要做大量细致的研究工作。关于建立地质事件相对序列的问题，作者等曾提供实例（陆松年，1999b），本文不再赘述。

（三）地质事件群

地质事件群或组合是成因上有联系、空间上相匹配、时间上有先后的一组地质事件，它比一个单独事件更能深刻地反映地质历史演化过程和特点。确定或归并事件群首先要在野外调查研究的基础上，建立相对的事件序列，并在此基础上用同位素测年方法标定事件发生的时间。有了这两方面的基本素材才不至于颠倒事件的先后序列，或将不同期造山运动所发生的事件错误地归并为某一事件群。

事件群的概念是我们在研究工作中逐步形成的，当我们研究一个个单独的地质事件

时，其成因和构造意义并不总是很明确的，而重视了这些地质事件彼此之间的联系以后，事件群即能清晰地反映地史演化过程中的特征。

在国内的地质研究工作中，对于不整合面的成因类型和构造意义给予了充分的重视，但基于不整合面而确定的“运动”（movement）或“造山运动”（orogeny）的内涵和时代往往比较含糊，常常引起争论。例如“吕梁运动”是基于吕梁地区原划为未变质的“震旦系”（即现在的中—新元古界）与下伏“五台群”变质基底之间的不整合面而命名的造山运动，随着研究工作的深入，人们逐渐将“吕梁运动”理解为古元古界（2.5~1.8 Ga）与中元古界（1.8~1.0 Ga）之间的造山运动。由于在吕梁地区缺失长城系下部地层，不整合面以下也非古元古界，因此出现以中条山的中条运动（西阳河群与下伏变质岩层的不整合面）代替吕梁运动或二者并存称为吕梁-中条运动。但是对于“造山运动”的涵义仍然存在不同的认识，为此中国地质学会构造专业委员会曾邀数十位专家就“造山运动”的定义展开讨论，虽未完全取得统一，与会多数专家仍倾向于将“造山运动”理解为由于陆-陆碰撞而引发的一系列地质事件。李继亮等（1999）曾就造山过程中引发的事件、序列和碰撞时代的确定进行了厘定和分析，本文作者赞同李继亮的意见，将“造山运动”理解为一个过程，主要是在挤压机制下所引发的一系列事件，可归并为一组反映汇聚过程（俯冲和碰撞）的地质事件群。然而造山运动结束后所形成的反映裂解过程的一系列事件，如初始裂谷的形成、基性岩墙群、非造山 A 型花岗岩、奥长环斑花岗岩等应归并为一个新的构造旋回早期发育的裂解事件群，不应将这一组事件群视为造山过程的产物。当然从汇聚转化为裂解的标志并不是很容易确定的，首先应结合研究区地质背景的情况，其次应把重点放在事件群的研究上，而不应过多地拘泥于某一地质事件的性质。

三、地质事件时间维的确定

“地质学是一门时间起特别关键作用的学科，对时间的这种依赖性给地质现象增添了一个独一无二的维”。^① 这个时间维在研究地质事件中起着非常重要的作用。

由于前寒武纪岩层中缺少足够的化石资料，在前寒武纪地质事件时间维的确定中，同位素地质年代学起着举足轻重的作用。近年来，同位素地质年代学取得了迅速发展，为地质事件时间维的确定提供了许多可以选择的新方法，为解决过去无法解决的许多问题提供了新途径，有力地促进了事件地质学的发展。我们在研究工作中较多地使用了 TIMS 法颗粒锆石 U-Pb 测年方法，同时辅以 Sm-Nd 矿物内部等时线和矿物 Ar-Ar 法，并运用 SHRIMP 法对个别样品进行了检测，现根据已获得的资料对上述各种测年方法在本区的适用性作必要的讨论。

（一）对主要测年方法适用性和局限性的评述

1. U-Pb 法

利用 U-Pb 同位素体系进行地质年龄测定，具有其他同位素体系无法获得的最为突出的优越之处在于铀有两种放射性同位素²³⁸U 和²³⁵U，分别衰变成²⁰⁶Pb 和²⁰⁷Pb，通过对 U-Pb 同位素的测定，对一个测年对象可以同时获得三个年龄值（²⁰⁶Pb/²³⁸U、²⁰⁷Pb/²³⁵U 和

① 美国国家研究委员会编（刘树臣等译），固体地球科学与社会，中国地质矿产信息研究院印，1993。

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)。这三个年龄值的差异可指示在同位素平衡以后,体系受到干扰的程度,从而可以进行体系内部的自检和校正。这使 U-Pb 同位素测年方法成为同位素地质年代学中最准确可靠的方法之一,是确定地质事件时间维的最主要的方法。

锆石中的铀以 U^{4+} 和 Zr^{4+} 呈类质同象的形式存在,随着 U 不断衰变为 Pb^{2+} 和其他粒子,晶体向玻璃质状态转化,即发生蜕晶质化现象并进入蜕晶状态。这种无序的蜕晶状态对锆石内部粒子的束缚力降低,从而使铅粒子极易扩散或被淋滤,导致铅丢失 (Silver et al., 1963; Mezger et al., 1997)。蜕晶质化最直观的标志是:锆石颗粒颜色深且透明度差,这类锆石通常含铀高。这就是为什么在作颗粒锆石 U-Pb 测年时,精心挑选颜色浅、透明度高、晶形较好的锆石作测试对象的重要原因。

重结晶作用是铅丢失的又一重要原因,当温度达到 600~650 时,蜕晶质化的锆石重新恢复成晶质状态。在这一重结晶过程中, Pb^{2+} 由于在电荷和离子半径两方面与 Zr^{4+} 有较大的差异,多数被排除在新生成的晶体之外。研究表明低角闪岩相岩石中,锆石内部铅丢失主要是蜕晶质化的结果 (Pidgeon et al., 1966);而高角闪岩相及其变质级别更高的岩石中,锆石内部铅丢失主要与重结晶作用有关。

锆石中铅的扩散是造成铅丢失的主要途径,但是实验研究表明铅扩散造成铅丢失是以发生蜕晶质化为前提的,在晶质状态下铅的有效扩散要在 1000 以上才能发生,在地壳环境中晶体锆石由于铅扩散而造成的铅丢失是微不足道的 (Chapman et al., 1994; Kroner et al., 1994)。

当前包括锆石在内的含铀矿物的 U-Pb 测年方法包括 TIMS (热电离质谱法)、SHRIMP (高灵敏度离子探针) 和 ICPMS-LP (等离子体质谱-激光探针) 等三种方法,其中以 TIMS 法在国内应用最广。这三种方法具有互补性,其中 SHRIMP 法以矿物微区测年、精度高为其特色,但测试费较昂贵;ICPMS-LP 法以矿物微区测年、测定速度快及费用低廉见长,但灵敏度不够;TIMS 法无论测试灵敏度和费用都能为国内地学界接受,惟一的缺陷是不能对矿物微区进行测定,因而不适合具有复杂成因锆石的测年。本次研究过程中主要使用的是 TIMS 法,个别为 SHRIMP 年龄,作者将对这两种方法获得的年龄在下文进行适当的评述。

2. Ar-Ar 法

含钾矿物如角闪石、云母和钾长石类矿物的 Ar-Ar 年龄通常反映冷却或后期热-构造事件的年代,我们在东昆仑山对 Ar-Ar 年龄的地质意义作了探索性的研究。根据前人和此次研究成果,Ar-Ar 年龄主要集中在三个峰区,即 360~400 Ma、200~240 Ma 和 120~140 Ma,分别反映本区古生代中期、三叠纪和白垩纪重大构造运动的 K-Ar 同位素效应,但是不能反映前加里东期任何热-构造事件的 Ar-Ar 年龄信息。例如在前人推测的古元古代金水口岩群和苦海岩群所测定的白云母 Ar-Ar 年龄仅为 (240 ± 4.12) Ma 和 (372.5 ± 6.37) Ma,而从同一地点同类岩石中挑选的锆石,其 U-Pb 年龄则分别为 (1624 ± 22) Ma 和 (921 ± 9) Ma,说明东昆仑造山带中 Ar-Ar 年龄不能有效地标定前寒武纪热-构造事件的时代,而只能反映在显生宙各次热-构造运动过程中 K-Ar 体系的重设 (图 2-2)。

3. Sm-Nd 法

根据国际研究动向和我们的亲身实践,在本轮研究工作中未使用有争议的全岩 Sm-Nd 等时线法,而改为矿物内部等时线法。利用在同一事件中形成的矿物,例如在榴辉岩相变

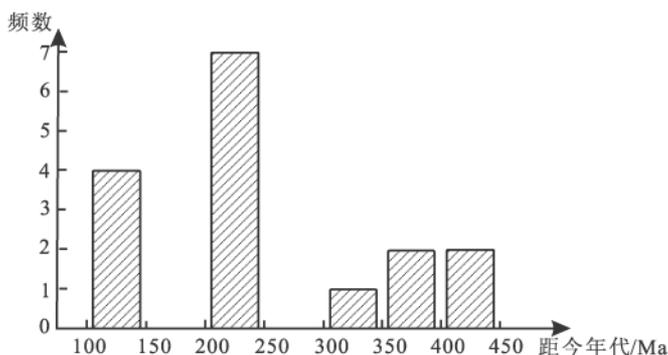


图 2-2 东昆仑山 Ar-Ar 法年龄频率分布图

质过程中同期形成的石榴子石、绿辉石、金红石等单矿物及全岩 Sm-Nd 同位素比值所组成的矿物内部等时线年龄，具有重复性好、与 U-Pb 年龄数值相吻合的特点，表明 Sm-Nd 矿物内部等时线方法在研究年轻造山带中前寒武纪变质基底中的可适用性。

(二) 地质事件年代格架

随着同位素地质年代学的发展，事件地质学在前寒武纪和造山带的研究工作中越来越受到重视。例如 20 世纪 70 年代国际地层委员会前寒武纪地层分会就已提出以大陆地壳增生-分异事件对前寒武纪进行演化阶段划分的意见 (James, 1978)，嗣后该分会又以全球大多数地区发育的地质事件为基础，对元古宙的时代进行了再分 (Plumb, 1986)。到 20 世纪最后 10 年，许多区域性的地质事件年代格架表也应运而生，如伍家善等 (1991) 提出的冀东和太行-五台山地区早前寒武纪地质年代划分和地质特征实际即为早前寒武纪地质事件年代格架，作者曾介绍过的澳大利亚中部 Arunta 热-构造事件年表也是一个研究程度较高的实例 (1999b)。在第四章中介绍的青藏高原北部前寒武纪主要地质事件的年代格架，是作者等过去 5 年在西部地区进行研究工作的成果，该表不仅显示研究区内早前寒武纪若干重要的地质事件的年代学信息，而且表明新元古代热-构造事件在青藏高原北部的特殊重要性，标志我国西部地区与罗迪尼亚和冈瓦纳两个超大陆裂解与汇聚的某种内在联系，细节可参阅表 4-2。

四、关于构造单元边界的研究

构造边界的厘定是正确划分大地构造单元的前提和基础，尽管不同大地构造单元可能有不同的地质发展历史和地层序列，但如果不能够识别其间的构造边界，则很难划分为不同的大地构造单元。本书中所指构造单元边界实质上是一个缝合带 (suture) 的概念，它是板块边界断裂带 (boundary faults) 或剪切带 (share zone)，该带两侧分别为地理位置上经过移动了的陆块或微陆块。研究区内作为分划性的构造边界，即可以作为划分不同大地构造单元的边界主要有四种类型：蛇绿混杂岩带、花岗 (片麻) 岩带、高压-超高压变质带和大型韧性剪切带。

蛇绿混杂岩带是研究区内分布较广的构造边界带，在显生宙造山带内大都能够识别出蛇绿混杂岩带的地质记录，如北祁连加里东造山带、东昆仑印支造山带等。蛇绿混杂岩带

的出现标志该带两侧地块之间曾出现过洋盆，但洋盆的规模及两侧地块的关联则需进行更详细的研究。在经典的板块构造演化模式中，是两个大陆板块夹一个大洋的模式，通过威尔逊旋回的描述，大洋是由陆内裂谷逐步演化形成的，而大洋的萎缩直至消亡则导致大陆之间的碰撞。然而研究区从昆南至北祁连山发育 5~6 条蛇绿混杂岩带，因此单纯用经典板块模式难以解释研究区出现的事实，对此，作者将在第六章进行讨论。高压-超高压变质带包括阿尔金山高压变质泥质岩带和柴达木盆地北缘的榴辉岩带，它们是不同的块体俯冲的高压或超高压变质带的产物。它们成带的出现预示着块体之间俯冲带的存在。花岗岩带或花岗片麻岩带是不同块体汇聚过程中的岩浆焊接带，反映汇聚过程中的深部岩浆作用。研究区保存最好、规模最大的新元古代花岗片麻岩带位于柴达木盆地北缘，该带断续延伸的长度超过 700 km，宽约 20 km，分割了其北的欧龙布鲁克和其南的柴达木微大陆块体。根据柴达木盆地北缘新元古代花岗片麻岩带的研究成果，组成该带的花岗岩类型复杂，形成的时间跨度大（0.2 Ga 左右），但岩浆的时间序列大致经历了造山作用早期英云闪长岩-奥长花岗岩、造山主期花岗闪长岩-二长花岗岩和晚期或后造山作用偏碱性花岗岩等演化过程，其中以花岗闪长岩-二长花岗岩分布最广。在上述三种类型的边界带中，大多发育规模不等的韧性剪切带，但是韧性剪切带是构造薄弱带，经历过多次热-构造运动的叠加和改造，筛分不同时期的韧性剪切带，准确测定不同时期韧性剪切带的时代仍是一项十分艰巨的任务。

第三章 太古宙地质

研究区太古宙岩层主要分布于阿尔金山北部及敦煌一带，这是青藏高原北部太古宙岩层分布面积最大的一个地区，估计约 3 万平方千米。在这一地区广泛出露以新太古代英云闪长岩-奥长花岗岩-花岗闪长岩为主的 TTG 质片麻岩，同时古元古代侵入体和表壳岩保存也较好。特别值得指出的是应用 TIMS 法在阿尔金山北部阿克塔什塔格获得了 (3605 ± 48) Ma 的古老年龄信息，并得到 SHRIMP 法的验证。现将该区太古宙地质及年代学研究成果阐述如下。

一、始太古代同位素年代学信息

根据国际前寒武纪地层分会的建议，太古宙划分为四个代（孙大中，1991；陆松年，1999c），其中大于 3.6 Ga 的地质年代称为始太古代，由于这一段地史特别古老，因而属于地球最早期的地质历史。这一段地球历史的地质记录曾受到长期热-构造事件的叠加和改造，大部分已消失殆尽，全球所剩无几的早期地质残留体目前仅发现于北美（Bowling et al.，1989）、澳大利亚（Frode et al.，1983）、南极（Black，1986）等少数地点。20 世纪 90 年代初期刘敦一等（Liu, et al.，1992）在我国冀东和辽宁鞍山发现 > 3.6 Ga 的地壳残留后，曾引起国内、外地学界的广泛关注。由于最早期的地壳是地球形成初期历史的真实记录，是打开最早期地质历史演化和特点之谜的金钥匙，因而这一段地质历史记录就显得特别珍贵。正因为如此，前寒武纪地质学家一直孜孜不倦地进行探索，力图发现或识别新的最早期的地壳残留。作者等在研究项目过程中，对地处甘、青、新毗邻的阿尔金山东段进行了研究，并获得初步进展。本节介绍在我国塔里木东部阿尔金山阿克塔什塔格太古宙花岗片麻岩中首次测得 3.6 Ga 的锆石（李惠民等，2001），并简要讨论其地质意义。

（一）样品所处的大地构造背景

采样点位于阿尔金山东段，该区划分为两个地层-构造单元，北为以太古宙岩层为主体所组成的阿北地块，南为拉配泉新元古代晚期—早古生代蛇绿混杂岩带（图 3-1）（新疆维吾尔自治区地矿局，1993）。其中北部的阿北地块与敦煌地块相连，在敦煌一带主要由新太古代 TTG 片麻岩和孔兹岩系组成，梅华林等（1998）曾报道石包城花岗片麻岩的颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (2670 ± 12) Ma，并对片麻岩和孔兹岩系的地质特征做过详细的描述。本书所报道的太古宙地质体位于阿北地块的东部，行政区属于新疆巴音郭楞蒙古自治州若羌县，北距敦煌市约 460 km，由一套以片麻岩为主的岩层组成，总体呈 EW 向展布，根据遥感影像解释其分布范围达 250×20 km²。

阿尔金山的古老基底原统称为米兰群（程裕淇，1994），时代归太古宙。后来郑健康等在 1:20 万填图过程中，将阿北的古老变质基底命名为“阿克塔什塔格群”，通过我们的初步研究，这一套岩层的主体为变质的深成侵入体，主要由英云闪长质-奥长花岗质片麻

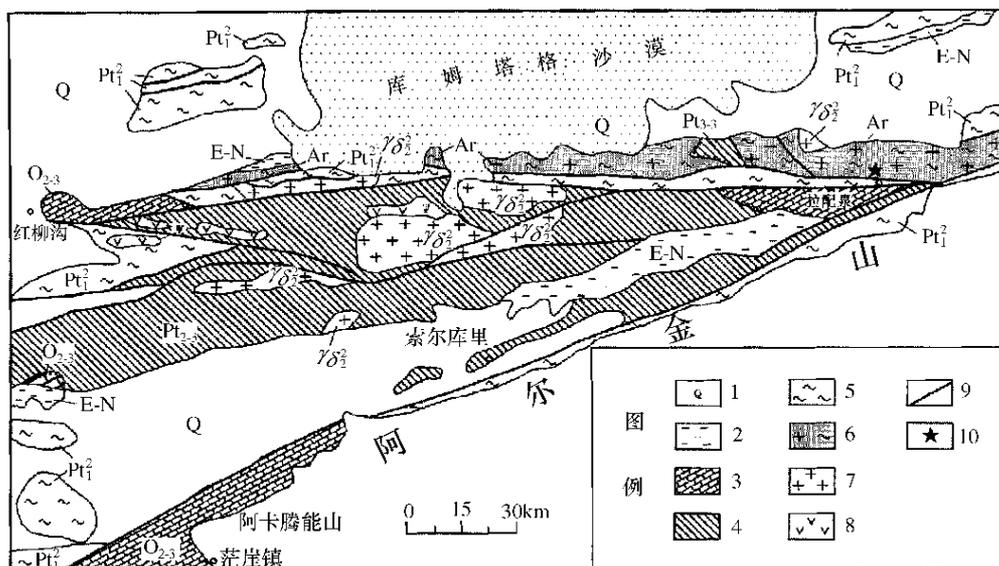


图 3-1 东阿尔金北部地质构造单元分区略图

(据新疆维吾尔自治区地矿局, 1993)

- 1—第四系；2—第三系；3—奥陶系；4—中新元古界；5—古元古代阿尔金山群；6—太古宙米兰群；
7—花岗闪长岩；8—超基性岩；9—断层；10—采样位置

岩组成，因此厘定为“阿克塔什塔格花岗片麻杂岩”。采样点附近的片麻岩层连续性好，露头清晰、岩浆活动频繁、分布范围广。片麻岩中有呈构造“布丁”形态分布的斜长角闪岩和呈脉状贯入的花岗岩及基性岩墙群（图 3-2）。1993 年出版的《新疆维吾尔自治区区域地质志》将这一狭长地带划为塔里木地台的二级构造单元，称为阿尔金断隆。

(二) 样品与测试方法简述

所采集的片麻岩样品（I9809）呈灰—灰白色，片麻理发育（图 3-3），矿物成分较简单，主要由斜长石、钾长石、石英和少量白云母组成， $w(\text{SiO}_2)$ 达 71.88%， $w(\text{K}_2\text{O})$ 和 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 分别为 4.78% 和 2.91%（表 3-1）。由于采样点附近后期钾化现象比较强烈，可能造成样品中的 K_2O 含量偏高。稀土元素总量为 183.18×10^{-6} ，轻、重稀土元素分异明显， $w(\text{LREE})/w(\text{HREE})$ 高达 51.5，钕不显异常， $w(\text{Eu})/w(\text{Eu})^*$ 为 1.088（表 3-2）。

表 3-1 花岗片麻岩（I9809）主元素分析结果（ $w_B/\%$ ）

样号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₃	MnO	烧失	∑
H2000292	71.88	13.19	0.26	1.02	2.60	1.63	1.24	4.78	2.91	0.10	0.050	0.61	100.27

表 3-2 花岗片麻岩（I9809）稀土元素分析结果（ $w_B/10^{-6}$ ）

样号	La	Ca	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
I9809	58.82	87.02	7.03	23.75	2.30	0.77	1.99	0.30	0.51	0.10	0.31	0.10	0.08	0.10	0.89
∑REE	LREE		HREE			LR/HR		Ce/Ce*		Eu/Eu*					
183.180	179.690		3.490			51.487		0.864		1.088					



图 3-2 侵入片麻岩的基性岩墙群露头照片

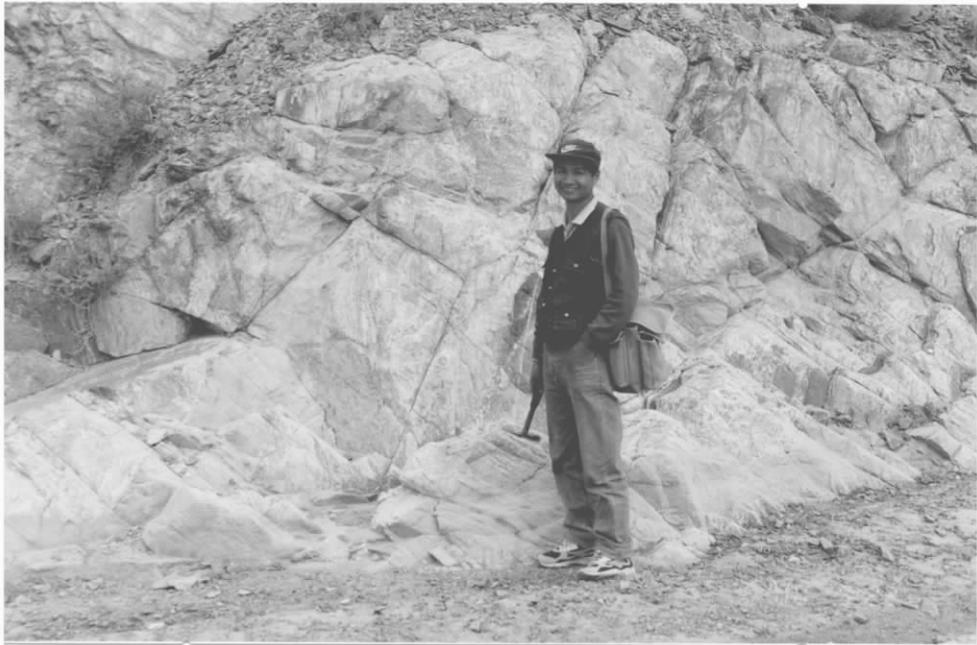


图 3-3 采样点 (19809) 露头照片

选取约 5 kg 岩石样品经粉碎后手工淘洗，然后作常规重砂分离。分选出的锆石呈深浅不一的紫红色，粒度及形态特征较为多样。挑选不同颜色、不同粒度及不同形态特征的锆石晶体用同位素稀释法分别进行单粒锆石晶体的 U-Pb 同位素年龄测定。锆石的分选

及 U-Pb 同位素测年实验均在中国地质调查局天津地质矿产研究所同位素地质年代学实验室进行。锆石的溶解及铀-铅的分离在 T. Krogh 的程序基础上做了相应的改进。锆石在 0.25 ml 容积的氟塑料容器内溶解, 使用²⁰⁵Pb-²³⁵U 混合稀释剂。用硅胶-磷酸溶液与样品的铀和铅混合后加在单镍带灯丝上, 在 VG354 型质谱仪上用高灵敏度 Daly 检测器进行铀-铅同位素测定。所有铀-铅同位素数据均对质量歧视效应进行校正, 实验过程中实验室的全流程铅空白为 0.030 ~ 0.050 ng, 铀空白为 0.002 ~ 0.004 ng。

(三) 测试结果

花岗片麻岩中不同成因及不同类型的锆石 U-Pb 同位素 TIMS 法测定结果列于表 3-3, 测定结果的谐和图如图 3-4。

表 3-3 阿尔金山东端古老花岗片麻岩 (19809) 中的锆石 TIMS 法 U-Pb 同位素测定结果

点号	样品情况 锆石特征	质量 μg	质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通 铅含量 ng	同位素原子比率*						表面年龄 /Ma		
			U	Pb		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
1	浅紫红色透明长柱状	10	133	126	0.013	3762	0.2108	0.7142 (37)	31.31 (16)	0.3179 (1)	3474	3529	3560	
2	浅紫红色透明长柱状	10	77	82	0.130	212	0.1782	0.6948 (98)	29.79 (43)	0.3110 (4)	3401	3480	3526	
3	浅紫红色透明长柱状	5	178	140	0.011	2623	0.1367	0.6285 (88)	25.73 (37)	0.2969 (4)	3144	3336	3454	
4	浅紫红色透明长柱状	5	358	193	0.060	683	0.0883	0.4554 (44)	12.92 (14)	0.2059 (5)	2417	2674	2873	
5	紫红色浑圆状	5	181	79	0.005	3895	0.2956	0.3530 (63)	5.766 (110)	0.1185 (7)	1949	1941	1933	
6	紫红色短圆柱状	10	122	73	0.009	2644	0.8572	0.3479 (48)	5.681 (86)	0.1184 (6)	1925	1929	1933	
7	紫红色扁圆状	10	374	141	0.057	1357	0.07167	0.3534 (20)	5.801 (36)	0.1191 (3)	1951	1947	1942	
8	紫红色扁圆状	5	103	57	0.030	359	0.5123	0.3525 (139)	5.801 (251)	0.1194 (17)	1946	1947	1947	
9	紫红色透明细长柱状	10	223	96	0.015	3124	0.1768	0.3703 (20)	7.471 (43)	0.1463 (2)	2031	2170	2303	
10	紫红色透明细长柱状	10	235	93	0.007	6372	0.1282	0.3598 (10)	7.175 (26)	0.1447 (3)	1981	2133	2284	
11	紫红色透明长圆柱状	5	333	141	0.038	875	0.1689	0.3567 (44)	6.953 (93)	0.1414 (5)	1967	2105	2244	
12	紫红色透明浑圆状	10	349	138	0.130	513	0.1113	0.3316 (21)	6.240 (42)	0.1365 (3)	1846	2010	2183	
13	紫红色长圆柱状	10	465	145	0.048	1648	0.07411	0.2917 (16)	5.103 (30)	0.1269 (2)	1650	1837	2055	
14	紫红色长圆柱状	10	450	121	0.036	2113	0.03634	0.2625 (16)	4.211 (29)	0.1166 (3)	1503	1678	1905	
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.7142 (37) 表示 0.7142 ± 0.0037 (2σ)													
测定结果	5 ~ 8 号数据点 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 表面年龄统计权重平均值为 (1938 ± 9) Ma 1 ~ 4 数据点上交点年龄值为 (3605 ± 43) Ma, 下交点年龄值为 (1958 ± 180) Ma 9 ~ 14 号数据点上交点年龄值为 (2470 ± 38) Ma, 下交点年龄值为 (1121 ± 62) Ma													

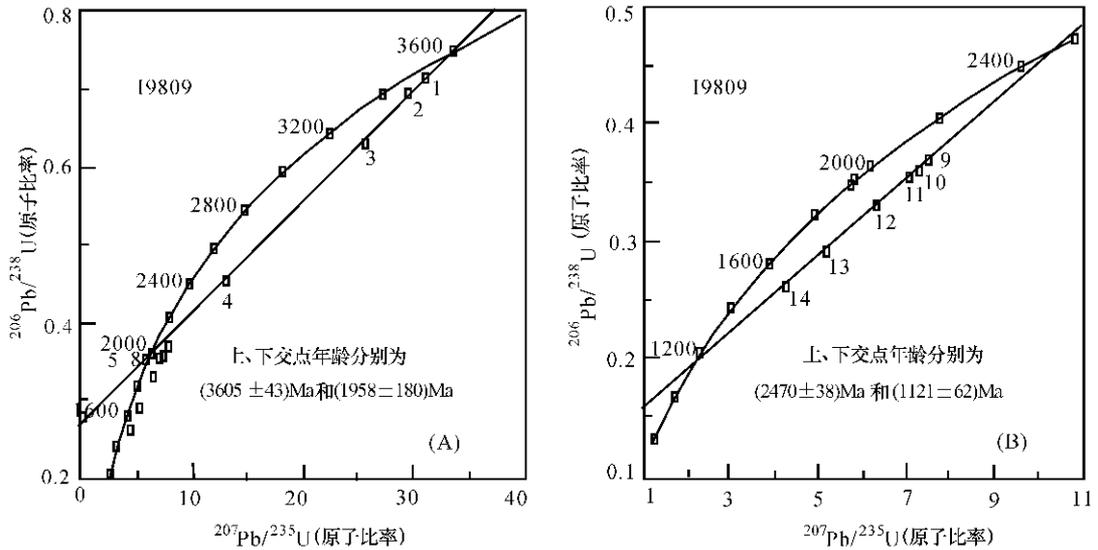


图 3-4 阿尔金山东端古老花岗片麻岩 (19809) 的锆石 TIMS 法 U-Pb 同位素测年结果的谐和图

(四) 讨论

测定结果表明,阿尔金山东端古老花岗片麻岩中的锆石形成于不同的地质年代。表 3-3 中 1 至 4 号数据点的锆石是所测锆石中最古老的锆石,其中 1 和 2 号数据点的锆石仅有少量放射成因铅丢失,因此数据点很靠近谐和曲线,其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄达 (3560 ± 1) Ma 和 (3526 ± 2) Ma。由 1、2、4 号数据点拟合成的直线与谐和线的上交点年龄为 (3602 ± 7) Ma。3 号数据点非常靠近由 1、2、4 号数据点拟合成的直线,但稍偏右上方,可能是因 3 号数据点包含有更老的年龄信息的缘故。由 1、2、3 和 4 号数据点拟合成的直线与谐和线的上交点年龄为 (3605 ± 43) Ma,下交点年龄为 (1958 ± 180) Ma。上交点年龄似应解释为这些古老锆石的真实结晶(生成)年龄,而下交点年龄可能代表这些古老锆石生成后遭受一次重要叠加地质事件的时代。有趣的是 5~8 号数据点恰好落在由 1~4 号数据点拟合成的直线与谐和线的下交点上,表明 5~8 号数据点的锆石是在 (1958 ± 180) Ma 发生的这一次重大地质事件中生成的。根据对锆石形态的初步观察,5~8 号数据点的锆石为浑圆至不规则状,可能是变质成因锆石,而 1~4 号数据点的锆石则为半自形晶体,具有古老花岗片麻岩岩浆结晶锆石的特点(图 3-5),因此测得的 (3605 ± 43) Ma 的锆石年龄,可解释为阿尔金山东端这一古老花岗片麻岩的生成年龄。表 1 中 9~14 号锆石的测定数据点较为离散(图 3-4B),推测这些锆石的成因较为复杂。由这些锆石的测定数据点拟合成的直线与谐和线的上交点年龄为 (2473 ± 39) Ma,下交点年龄为 (1121 ± 65) Ma。因此我们从已测定的锆石中获得了四组 U-Pb 同位素年龄信息,这一情况与世界各地始太古代地质体中的 U-Pb 同位素年龄信息颇有相似之处。

值得注意的是该样品经 Sm-Nd 同位素测定后,获得了略大于 3.5 Ga 的钆模式年龄和 ϵ_{Nd} 为 2.227 的数值(表 3-4),表明该地区确有古老的初始地壳存在。

为了对 TIMS 法获得的结果进行检验,在国土资源部同位素地质开放实验室刘敦一、宋彪等支持下,对该样品应用 SHRIMP 进行了测试,共测定了 31 粒锆石 37 个点,即其中

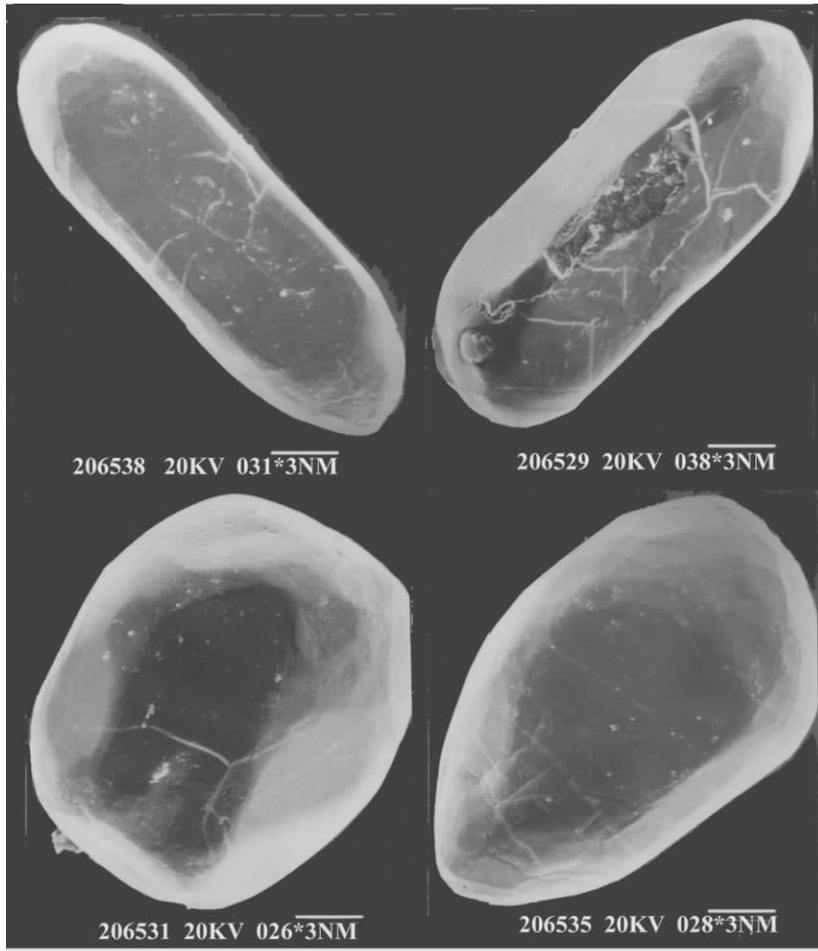


图 3-5 样品 (19809) 中锆石形态的电镜照片

表 3-4 花岗片麻岩 (19809) Sm-Nd 分析结果

No.	w(Sm)/10 ⁻⁶	w(Nd)/10 ⁻⁶	同位素原子比率		Err (2σ)	ε _{Nd}	T _{DM} Ga	I ^t _{Nd}	f _{Sm/Nd}
			¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd					
19809	3.0812	28.2048	0.0660	0.509702	0.000005	+ 2.227	3.528	0.508161	- 0.6645

$T_{DM} = 1 / \lambda \ln \{ 1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_S - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_R] / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_S - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_R] \}$
 $\epsilon_{Nd} = 10000 [(I_{Nd})_S / (I_{Nd})_{CHUR} - 1]$
 $(I_{Nd})_{CHUR} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{CHUR} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{CHUR} (e^{\lambda t} - 1) = 0.512638 - 0.1967 (e^{\lambda t} - 1)$
 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_R = 0.51315 \quad (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_R = 0.2137$

有 6 粒锆石各测定了 2 个点, 测试结果见图 3-6。根据²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 法共获得 10 个接近或略大于 3.6 Ga 的数据, 占所测数据的 27% 左右。由于是有意识寻找具有老年龄的锆石, 因此实际上老年龄锆石的比例达不到 27%, 根据目测估计, 仅占 10% ~ 15% 左右。这些具有老年龄的锆石有较高的钍铀同位素比值, w(²³²Th) / w(²³⁸U) 大多数大于 0.5, 少数

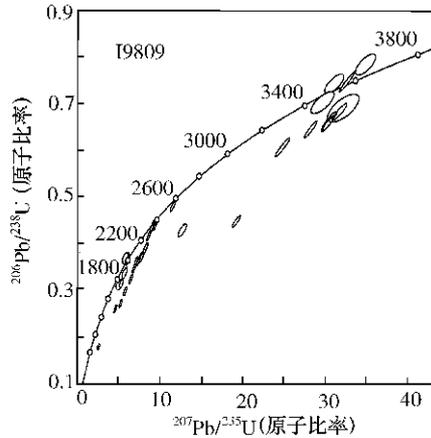


图 3-6 阿尔金山东端古老花岗片麻岩 (I9809) 中的锆石 SHRIMP 法 U-Pb 同位素年龄谐和图

接近或大于 1，呈现出典型岩浆锆石钍铀同位素的特点。SHRIMP 测试结果与 TIMS 法的结果几乎完全相同，证实阿尔金山阿克塔什塔格花岗片麻岩中具有 3.6 Ga 的古老岩浆型锆石。

本节报道了首次用单颗粒锆石 U-Pb 同位素稀释法测年技术在我国西北阿尔金山东端古老花岗片麻岩中发现 (3605 ± 43) Ma 的锆石信息，并经 SHRIMP 方法的证实，这是塔里木大陆块存在始太古代基底的重要证据，对研究该地区的地壳演化及与我国东部和全球其他古老地块的对比研究具有重要的意义。

二、中—新太古代岩浆活动序列

在阿尔金北部至敦煌一带，大面积分布了新太古代 TTG 质花岗片麻岩，但其中不乏时代更老的变基性和变酸性岩石的包体，例如在阿克塔什塔格除了含 3.6 Ga 锆石的古老花岗片麻岩外，亦有面积较大的二长花岗片麻岩出露。

阿克塔什塔格位于阿尔金山东段的阿北地块，与周围的戈壁高原相比，相对高差虽仅百米左右，但露头清晰，地质现象保存良好。除古元古代侵入的基性岩墙群和正长花岗岩脉与围岩有明显的侵入关系外，形成时代较早的侵入体由于强烈的片理置换，它们之间的侵入关系已基本消失。但野外根据它们的分布状态及岩性仍可确定它们之间的先后关系。在阿克塔什塔格分布较广的花岗质片麻岩主要有两类，一类颜色较浅，另一类颜色较深。前者粒度较细，以中粒结构为主，片麻理发育且均匀，肉眼可鉴定的主要矿物有钾长石、斜长石、石英和黑云母，野外定名为二长花岗片麻岩。颜色较深的花岗片麻岩粒度粗，由黑云母形成的条纹不连续，而长英质等淡色矿物颗粒结晶较粗，使黑云母在其中成为包裹体，显示长英质矿物重结晶的特点。由于这类岩石中的长石以白色斜长石为主，而呈淡肉红色的钾长石含量较低，因此原岩应属于英云闪长岩的深成侵入体。二长花岗片麻岩和英云闪长片麻岩呈假互层状产出，但仍可见第一类二长花岗片麻岩在英云闪长-奥长花岗片麻岩中呈包体产出的现象。

(一) 中太古代二长花岗片麻岩

二长花岗片麻岩属于前述第一类型的正片麻岩，样品采自英云闪长片麻岩中的包体(采样号：Y025，采样位置：N 39°10.854'，E 92°17.739')。该类片麻岩在矿物成分上以出现较多的钾长石和斜长石为特点，而主元素则表现出高硅[$w(\text{SiO}_2) = 72.67\%$]中等钾、钠含量[$w(\text{K}_2\text{O}) = 3.65\%$ ， $w(\text{Na}_2\text{O}) = 3.67\%$]以及钾、钠含量相近的特点[$w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O}) = 0.995$]。所测定的锆石均为浅棕色至紫褐色半自形长柱状晶体，U和Pb同位素测定结果见表3-5和图3-7。从表3-5和图3-7中可明显看出被测定锆石的放射性铅丢失是很明显的，由于受到后期地质事件的强烈影响，所测定的样品点均靠近不谐和线的下方，虽然根据1~6号样品点获得上交点为(3096±37)Ma和下交点(1670±37)Ma的年龄值，但它们只是近似地反映了二长花岗片麻岩原岩的侵入年龄和后期遭受热-构造事件叠加的时代。

表 3-5 二长花岗片麻岩 (Y025) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数 $w_B/(\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$		样品中 普通 铅含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	紫褐色透明半自形柱状晶体	16	186	84	0.018	3746	0.05576	0.4205 (15)	10.38 (4)	0.1791 (1)	2263	2470	2644
2	浅棕色透明半自形细长柱状晶体	16	84	36	0.006	3283	0.04918	0.4003 (23)	9.248 (153)	0.1675 (25)	2171	2363	2533
3	浅棕色透明半自形中长柱状晶体	17	93	37	0.003	6596	0.03499	0.3863 (20)	8.609 (129)	0.1616 (22)	2106	2298	2473
4	浅棕色透明半自形中长柱状晶体	18	58	22	0.009	1591	0.03760	0.3660 (29)	7.608 (186)	0.1508 (34)	2010	2186	2355
5	浅棕色透明半自形细长柱状晶体	10	58	22	0.003	2562	0.06624	0.3588 (41)	7.351 (237)	0.1486 (43)	1977	2155	2330
6	浅棕色透明半自形细长柱状晶体	10	70	27	0.015	546	0.01806	0.3470 (27)	6.807 (136)	0.1423 (25)	1920	2087	2255
7	紫褐色透明半自形长柱状晶体	13	104	45	0.023	1336	0.05196	0.4014 (33)	8.687 (76)	0.1570 (3)	2176	2306	2423
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白(Pb质量为0.050ng，U质量为0.002ng)及稀释剂作了校正；其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素；括号内的数字为 2σ 绝对误差，例如4205(15)表示 $0.4205 \pm 0.0015(2\sigma)$												
测定结果	1~6号点上交点年龄值为(3096±37)Ma，下交点年龄值为(1670±36)Ma 7号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为(2423±4)Ma												

(二) 新太古代花岗质片麻岩

新太古代花岗质片麻岩广布于阿尔金山北部，敦煌地区的鸣沙山、三危山、巴危山、红柳峡，阿克塞县西北的红柳沟、多坎沟一带，岩性以TTG质花岗片麻岩为主，它们形成的时代介于2.6~2.7Ga之间。

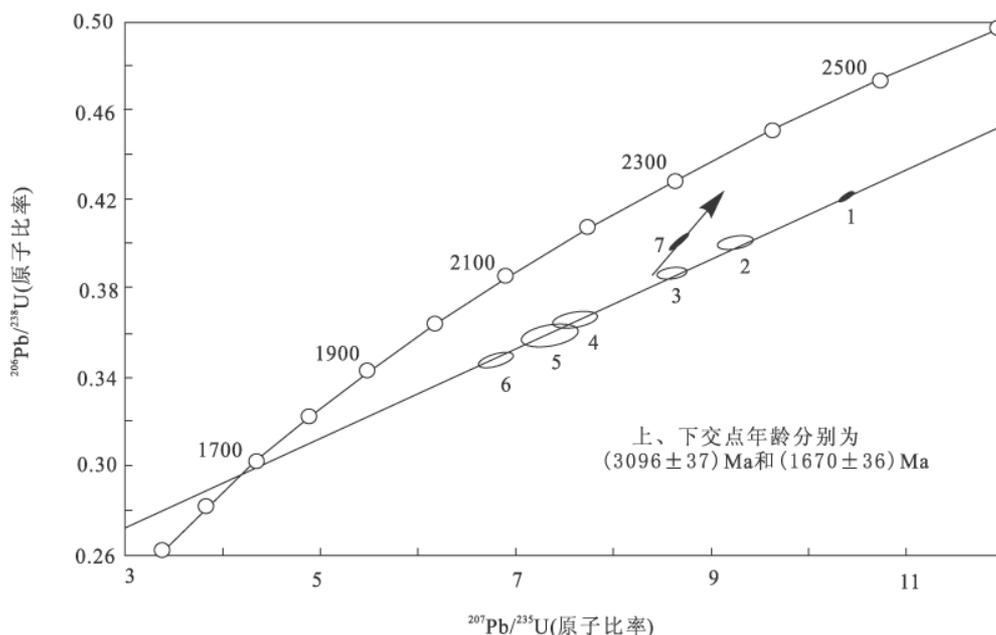


图 3-7 二长花岗片麻岩 (Y025) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

1. 阿克塔什塔格英云闪长片麻岩

英云闪长片麻岩 (采样号为 Y026, 采样位置为 N 39°09.688', E 92°18.386') 在阿克塔什塔克出露范围较广。与中太古代二长花岗片麻岩中的矿物成分相比, 钾长石和石英含量明显降低, 化学成分上呈现中等硅含量 [$w(\text{SiO}_2) = 66.00\%$] 高铝 [$w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 16\%$] 和高钠、低钾的特点 [$w(\text{Na}_2\text{O}) = 5.64\%$ 、 $w(\text{K}_2\text{O}) = 1.18\%$ 、 $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O}) = 0.209$]。共测定了 10 粒锆石, 其中除第 9 号为浑圆状锆石外, 余均为半自形柱状晶体。从测试结果 (表 3-6、图 3-8) 分析, 该样品中包含了多期生长的锆石, 由 1~5 号样品点获得了 (2604 ± 102) Ma 的上交点和 (1580 ± 35) Ma 的下交点年龄, 而 6~8 号点则分别给出了 (2072 ± 8) Ma 和 (58 ± 45) Ma 的上、下交点年龄 (其下交点误差过大, 没有地质意义)。其中由 1~5 号样品点构成的第一条不谐和线, 样品点偏于不谐和线的下方, 因此仅能逼近该样品原岩时代 (上交点年龄) 和受后期热-构造事件的年代 (下交点年龄), 而不能准确代表它们的时代。由 6~8 号样品点构成的第二条不谐和线, 所测样品点落在不谐和线的上方, 反映锆石 U-Pb 体系保存相对较好, 因此上交点年龄误差小 ($2072 \text{ Ma} \pm 8 \text{ Ma}$), 代表了一次地质事件的年龄。值得指出的是, 第 9 号样品虽然只测定了一个点, 但 U-Pb 体系的三组同位素年龄值接近一致 (1933 Ma 、 1956 Ma 和 1981 Ma , 参见表 2), 说明放射铅丢失量很低, 应是一次地质事件过程中新结晶的锆石, 且后期封闭性好, 该数值与 3.6 Ga 花岗片麻岩中的 (1958 ± 180) Ma 的变质年龄十分接近, 反映这一期地质事件确实影响了阿克塔什塔克地区。

2. 水峡口奥长花岗片麻岩

敦煌一带的新太古代岩层由英云闪长岩-奥长花岗质片麻岩组成, 稀土元素图谱呈现

表 3-6 阿克塔什塔格英云闪长片麻岩 (Y026) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况		质量分数 $w_B / (\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U		Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	紫褐色透明半自形细长柱状晶体	7	152	69	0.042	345	0.1378	0.3573 (24)	6.702 (121)	0.1361 (22)	1969	2073	2178
2	紫棕色透明半自形细长柱状晶体	6	76	28	0.002	3318	0.09775	0.3463 (50)	6.372 (238)	0.1334 (44)	1917	2029	2144
3	紫棕色透明半自形中长柱状晶体	14	98	34	0.005	3213	0.1407	0.3152 (15)	5.160 (64)	0.1188 (13)	1766	1846	1938
4	浅紫色透明半自形中长柱状晶体	15	69	25	0.009	1246	0.1953	0.3104 (18)	4.987 (134)	0.1165 (29)	1743	1817	1903
5	浅棕色透明半自形中长柱状晶体	14	217	67	0.007	5336	0.05270	0.3061 (8)	4.786 (68)	0.1134 (15)	1721	1783	1855
6	紫褐色半透明半自形柱状晶体	16	189	72	0.026	1402	0.1589	0.3312 (8)	5.863 (62)	0.1284 (13)	1844	1956	2076
7	紫褐色半透明半自形柱状晶体	15	266	80	0.029	2282	0.06114	0.2889 (11)	5.078 (22)	0.1275 (2)	1636	1833	2064
8	浅棕色透明半自形中长柱状晶体	15	202	42	0.008	2585	0.1007	0.1949 (5)	3.395 (30)	0.1263 (10)	1148	1503	2048
9	浅棕色透明浑圆状晶体	16	77	32	0.008	1987	0.2296	0.3497 (18)	5.866 (45)	0.1217 (7)	1933	1956	1981
10	浅棕色透明半自形细长柱状晶体	8	170	57	0.001	11487	0.1530	0.2980 (14)	5.767 (52)	0.1403 (10)	1682	1941	2231
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.3573 (24) 表示 $0.3573 \pm 0.0024 (2\sigma)$												
测定结果	1~5 号点上交点年龄值为 (2604 ± 102) Ma, 下交点年龄值为 (1580 ± 35) Ma 6~8 号点上交点年龄值为 (2072 ± 8) Ma, 下交点年龄值为 (58 ± 45) Ma 9 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为 (1981 ± 10) Ma; 10 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为 (2231 ± 13) Ma												

轻稀土富集、重稀土亏损和铈异常的特点, 具有典型的太古宙英云闪长岩稀土图谱特征 (表 3-7、图 3-9)。该岩石具有钨模式年龄 $T_{\text{DM}} = 2.68$ Ga 的特点 (见表 3-9), 当以锆石年龄 2.67 Ga 计算时, $\epsilon_{\text{Nd}} = +4.28$, 落在亏损地幔线之上, 因而基本上保持了地幔分异时的原始岩浆性质, 属于初始地壳范畴, 反映了本区一次重要的造壳事件。

水峡口奥长花岗片麻岩样品采集于石包城的水峡口 (采样号为 307, 地理位置为 $N39^{\circ}30.780'$ 、 $E95^{\circ}35.220'$), 岩石具明显的片麻理构造, 主要由斜长石 (56%)、石英 (28%)、棕色黑云母 (8%)、绿色角闪石 (5%)、钾长石 (2%) 及少量磷灰石、帘石、锆石等副矿物组成。据梅华林等 (1998) 等报道, 共测定了样品中 6 粒锆石的 U-Pb 同位素比值 (表 3-8、图 3-10), 所有锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 法的年龄均大于 2.0 Ga, 其中 1~3 号点构成 (2670 ± 12) Ma 的上交点和 (1017 ± 30) Ma 的下交点年龄, 而 4、5、6 号点则略偏离不一致线, 可能与锆石中铅丢失有关。上述测定结果中的上交点年龄 (2670 ± 12) Ma 代表英云闪长片麻岩原岩的形成时代, 而下交点 (1017 ± 30) Ma 则大致反映了后期热-构造事件的叠加年龄。

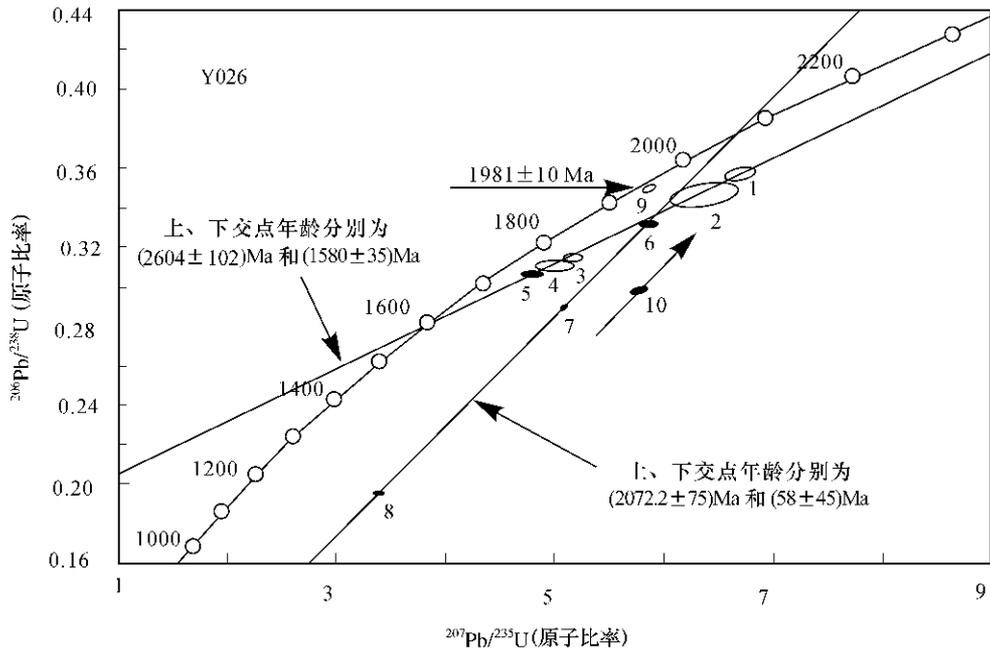


图 3-8 阿克塔什塔格英云闪长片麻岩 (Y026) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

表 3-7 石包城水峡口奥长花岗片麻岩 (样品 307) 稀土元素分析结果 ($w_B/10^{-6}$)

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
33.82	48.9	4.97	15.87	2.63	1.13	2.12	0.3	0.95	0.24	0.45	0.1	0.37	0.1

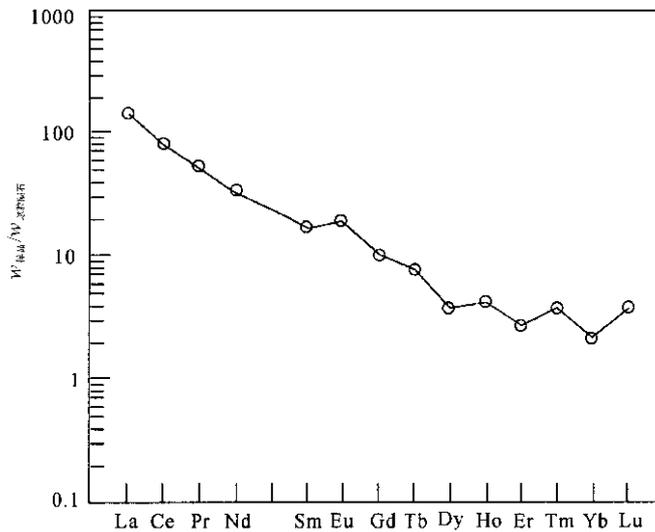


图 3-9 石包城奥长花岗片麻岩 (样品 307) 稀土元素图谱

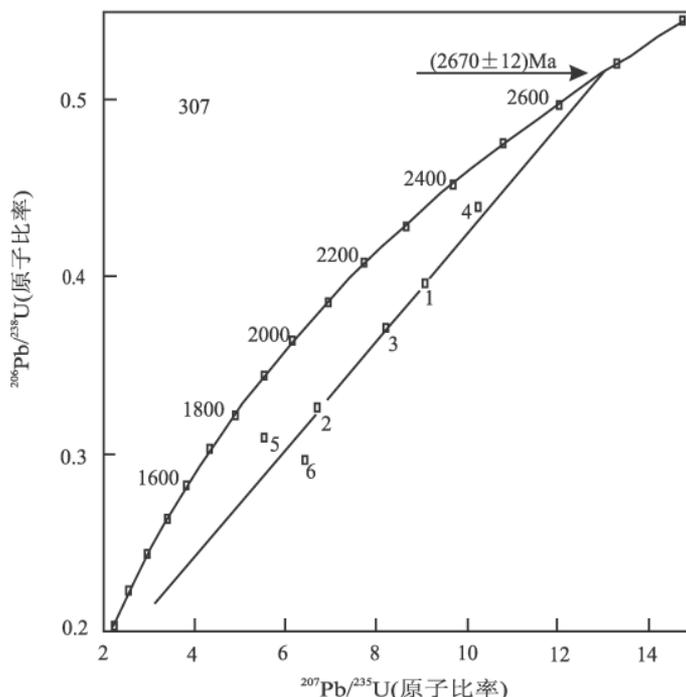


图 3-10 石包城奥长花岗片麻岩 (样品 307) 锆石 U-Pb 年龄谐和图

表 3-8 石包城奥长花岗片麻岩 (样品 307) 锆石 U-Pb 年龄分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	长柱状浅棕色	15	251	113	0.016	3280	0.1382	0.3957	9.050	0.1659	2149	2343	2517
2	短柱状浅棕色	20	109	50	0.007	3386	0.4595	0.3244	6.726	0.1504	1811	2076	2350
3	长柱状浅棕色	15	319	137	0.001	9023	0.1832	0.3719	8.260	0.1611	2038	2260	2467
4	长柱状浅黄色	15	197	98	0.001	3559	0.1450	0.4395	10.180	0.1680	2349	2451	2538
5	短柱状浅黄色	15	134	52	0.009	2640	0.2853	0.3105	5.547	0.1296	1743	1908	2092
	细粒无色	15	56	21	0.010	938	0.2582	0.2958	6.428	0.1576	1671	2036	2430
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正												
测定结果	1~3 号点上交点年龄值为 (2670 ± 12) Ma, 下交点年龄值为 (1017 ± 30) Ma												

表 3-9 太古宙花岗质片麻岩 Sm-Nd 分析结果

样品号	$w(\text{Sm})$ 10^{-6}	$w(\text{Nd})$ 10^{-6}	同位素原子比率		Err (2σ)	ϵ_0	ϵ_t	T_{DM}/Ga	$T_{\text{CHUR}}/\text{Ga}$	I_{Nd}	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
			$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$							
307	2.6732	18.8197	0.0860	0.510905	0.000004	- 33.806	+ 4.222	2.665	2.375	0.509390	- 0.5628
Y025	2.5923	19.0781	0.0821	0.510562	0.000006	- 40.496	+ 5.231	2.978	2.745	0.508947	- 0.5826
Y026	1.4107	9.4723	0.0900	0.510647	0.000006	- 38.838	- 3.148	3.063	2.827	0.508826	- 0.5425

注：计算公式参见表 3-4。

三、太古宙花岗质片麻岩的 Sm-Nd 同位素特征

所测定的太古宙三期花岗质片麻岩样品中,进行了 Sm-Nd 同位素分析,测试结果见表 3-8。其中,样品的钨模式年龄分别集中在约 3.5、3.0 和 2.7 Ga 三个时期,表明研究区确系一个古老太古宙地壳分布区,同时应用钨模式年龄与锆石 U-Pb 年龄的比较,揭示出 3.5~3.6 Ga、3.0~3.1 Ga 和 2.6~2.7 Ga 分别有三次规模不等的大陆地壳生长过程,而在 2.6~2.7 Ga 期间,除有地壳生长过程中的初始地壳形成外,亦有明显的地壳再造作用的发生。阿克塔什塔格新太古代英云闪长片麻岩的 U-Pb 年龄为 2604 ± 102 Ma,而 T_{DM} 则为 3063 Ma, ϵ_{Nd} 值为 -3.148,表明在该区英云闪长岩形成过程中有更古老地壳的混入,与水峡口英云闪长片麻岩的 ϵ_{Nd} 值 (+4.222) 形成鲜明的对照。

四、小 结

在野外建立岩浆活动相对序列的基础上,分别对有代表性的样品用颗粒锆石 U-Pb 法进行了同位素测年工作,共测定了 4 个样品,获得的同位素年龄值可参见表 3-10。根据野外观察和室内测年资料,对阿尔金山阿克塔什塔格早前寒武纪的岩浆活动做如下初步讨论。

表 3-10 阿克塔什塔格早前寒武纪酸性岩浆活动的序列及年代格架

岩石类型	时代 /Ma	钨模式年龄 /Ma
英云闪长 (片麻) 岩	2604 ± 102	$T_{DM} = 3063$
奥长花岗 (片麻) 岩	2670 ± 12	$T_{DM} = 2680$
二长花岗 (片麻) 岩	3096 ± 17	$T_{DM} = 2978$
花岗 (片麻) 岩	3605 ± 43	$T_{DM} = 3528$

(1) 该区太古宙岩浆活动十分频繁,期次较多,但以新太古代英云闪长岩侵入体分布最为广泛,和英云闪长岩在空间上紧密共生的岩石有奥长花岗岩和花岗闪长岩,它们共同组成太古宙地质体中常见的 TTG 质花岗片麻岩。

(2) 早于太古宙晚期英云闪长岩的早期侵入体有 (3605 ± 43) Ma 的花岗岩和晚期 (3096 ± 17) Ma 的二长花岗岩,它们均已变质成为片麻岩。根据它们的钨模式年龄 (分别为 3528 Ma 和 2978 Ma) 与 U-Pb 年龄的比较,反映这两类花岗岩石的地壳滞留年龄很短,在 3.5~3.6 Ga 和 3.0~3.1 Ga 期间分别有一次造壳事件。3.6 Ga 的深成侵入体是我国保存始太古代地壳的第三个地点,也是全球为数不多的古老地壳出露区。

(3) 新太古代英云闪长质-奥长花岗质片麻岩不仅是阿尔金山最广泛的一期早前寒武纪岩浆活动,而且在其北的敦煌一带也有大面积的展布。但这两个地点出露的英云闪长质-奥长花岗质片麻岩的钨同位素特征有明显的差异,阿尔金山北部阿克塔什塔格英云闪长片麻岩 ϵ_{Nd} 仅为 -3.148,比石包城水峡口奥长花岗片麻岩 +4.28 的 ϵ_{Nd} 值低得多,表明前

者形成过程中有更古老地壳的再造。

(4) 在太古宙花岗质片麻岩中还赋存石榴辉石岩、石榴斜长角闪岩和斜长角闪岩的包体，由于精力和任务所限，本次研究工作过程中未能开展这些岩类的研究工作。与新太古代 TTG 质花岗片麻岩在空间上紧密共生的还有一套具孔兹岩系特征的表壳岩系，前人统称为敦煌群，作者经过大范围的区域性对比，倾向于将这套具孔兹岩系特征的表壳岩归入古元古代，称为敦煌岩群。因此将在下一章介绍它们的组成和特征。

第四章 元古宙地层层序和重大地质事件的年代格架概述

在研究构造-岩石组合特征、沉积不整合、热-构造事件和事件群及同位素年代的基础上,初步建立了中国西部研究区内元古宙地层和重大地质事件的年代格架(表 4-2、表 4-1)。

表 4-1 前寒武纪重大热-构造事件的年代格架

距今年代	塔里木北缘	阿尔金-敦煌	柴达木盆地北缘	中-南祁连	东昆仑山
3.6Ga		花岗片麻岩			
$\geq 2500\text{Ma}$	TTG 片麻岩 (2582 ± 11) Ma	大规模 TTG 片麻岩 (2670 ± 31) Ma			辉长岩侵入 (2468 ± 46) Ma
$\geq 1800\text{Ma}$	大理岩残留 片麻状花岗岩 1710Ma	富铝沉积岩系			金水口群 花岗岩侵入 (1624 ± 26) Ma
1500Ma ±	浅水碳酸盐相 大量叠层石发育			花岗糜棱岩 (1499 ± 21) Ma	
1000 ~ 750Ma	花岗岩 (920 ± 90) Ma 超基性岩 808Ma	伟晶岩脉群 (913 ± 26) Ma 北山南缘花岗片麻岩 (880 ± 31) Ma 榴辉岩 (861 ± 74) Ma	英云闪长-奥长花岗 片麻岩 (1020 ± 41) Ma (803 ± 7) Ma 钾质花岗片麻岩 (744 ± 28) Ma	湟源群碎屑岩及 凝灰质粉砂岩 (角闪岩相变质) (910 ± 7) Ma 花岗岩侵入 (917 ± 12) Ma	万宝沟群蛇绿岩? 麻粒岩相变质 (824 ± 140) Ma 花岗岩 900Ma
700Ma ±	库鲁克塔格群 从陆相到深海相沉积	安南坝群 拗拉槽式沉积	全吉群拗拉槽式沉积 下部火山岩 (738 ± 28) Ma	拗拉槽形成 (湟中群?)	
500Ma ±		阿尔金且末-芒崖 榴辉岩 (504 ± 5) Ma	榴辉岩 Ar-Ar 及 Sm-Nd 同位素年龄 550Ma 锡铁山双峰式火山岩 (486 ± 13) Ma 滩间山群火山-浊积岩系 花岗岩侵入(442 ± 11)Ma	寒武纪—奥陶纪 火山-浊积岩系 志留纪浊积岩系 花岗岩侵入 (438 ± 41) Ma	纳赤台群浊积岩系
380Ma	上泥盆统磨拉石建造				

表 4-2 元古宙地层划分及对比表

时 代	东昆仑南缘	柴达木-东 昆仑北坡	柴达木北 缘南带	柴达木北 缘北带	中祁连山	龙首山	阿尔金-敦煌
新元古代	万宝沟群 (?)	冰沟群	鱼卡河岩群	全吉群	湟中群	韩母山群	安南坝群
中元古代				万洞沟群	湟源群	墩子沟群	塔昔达坂群 巴什库尔干群
古元古代		金水口岩群		达肯大坂群	(野马南山花 岗片麻岩)	龙首山岩群	阿尔金山岩群
太古宙				德令哈杂岩			米兰岩群 阿克塔什塔格花 岗片麻岩中赋存 > 3.6Ga 的锆石

中国西北地区元古宙岩层主要出露于塔里木地台周边、柴达木盆地南缘和北缘、祁连山和龙首山(图 4-1)。根据作者等近期获得的颗粒锆石 U-Pb 年龄资料和其他多元同位素地质信息,古元古代地层及侵入体主要分布于阿尔金山、东昆仑山、柴达木盆地北缘、祁连山和龙首山。中元古界分布比较零散,热-构造运动不强烈,是整个元古宙一段相对宁静的时期。与此相反,新元古时期的热-构造活动则异常活跃,显示出本区可能与罗迪尼亚和冈瓦纳超大陆的形成与演化存在着成因联系。

一、古元古代地层及岩浆活动 (2.5 ~ 1.8 Ga)

古元古代岩石主要出露于塔里木地台北缘、阿尔金-敦煌一带、龙首山、祁连山和昆仑山北坡。表壳岩层均经历了以角闪岩相为主的变质作用,且由于后期多次构造运动的叠加,多呈残留岩块出露,给地层划分与对比带来极大困难。古元古代的岩浆活动主要集中在早期,特别是在阿尔金山北部和柴达木盆地北缘都有 2.4 ~ 2.3 Ga 面积较大的变质酸性侵入体和基性岩墙群分布,而古元古代晚期规模较大的岩浆活动则见于龙首山和东昆仑山北坡,在阿尔金山阿克塔什塔格一带主要为规模较小的侵入脉体。古元古代地层系统以副变质岩为主,火山岩极不发育,其中敦煌岩群、龙首山岩群以富铝、富炭为特征,与孔兹岩系的原岩建造和变质作用特点颇为相似。达肯大坂岩群和金水口岩群中虽未见含石墨的层位,但其他特征与孔兹岩系也有相似之处。这一套副变质岩系的原岩年龄估计为 2.2 ~ 2.0 Ga,变质时代在 1.9 ~ 1.8 Ga。

(一) 敦煌岩群

甘肃敦煌地区较广泛地出露早前寒武纪中高级变质的碎屑岩-泥质岩-泥灰岩-碳酸盐岩夹少量基性火山岩层。早期的研究,将区内这些副变质岩系与 TTG 质片麻岩统归前震旦

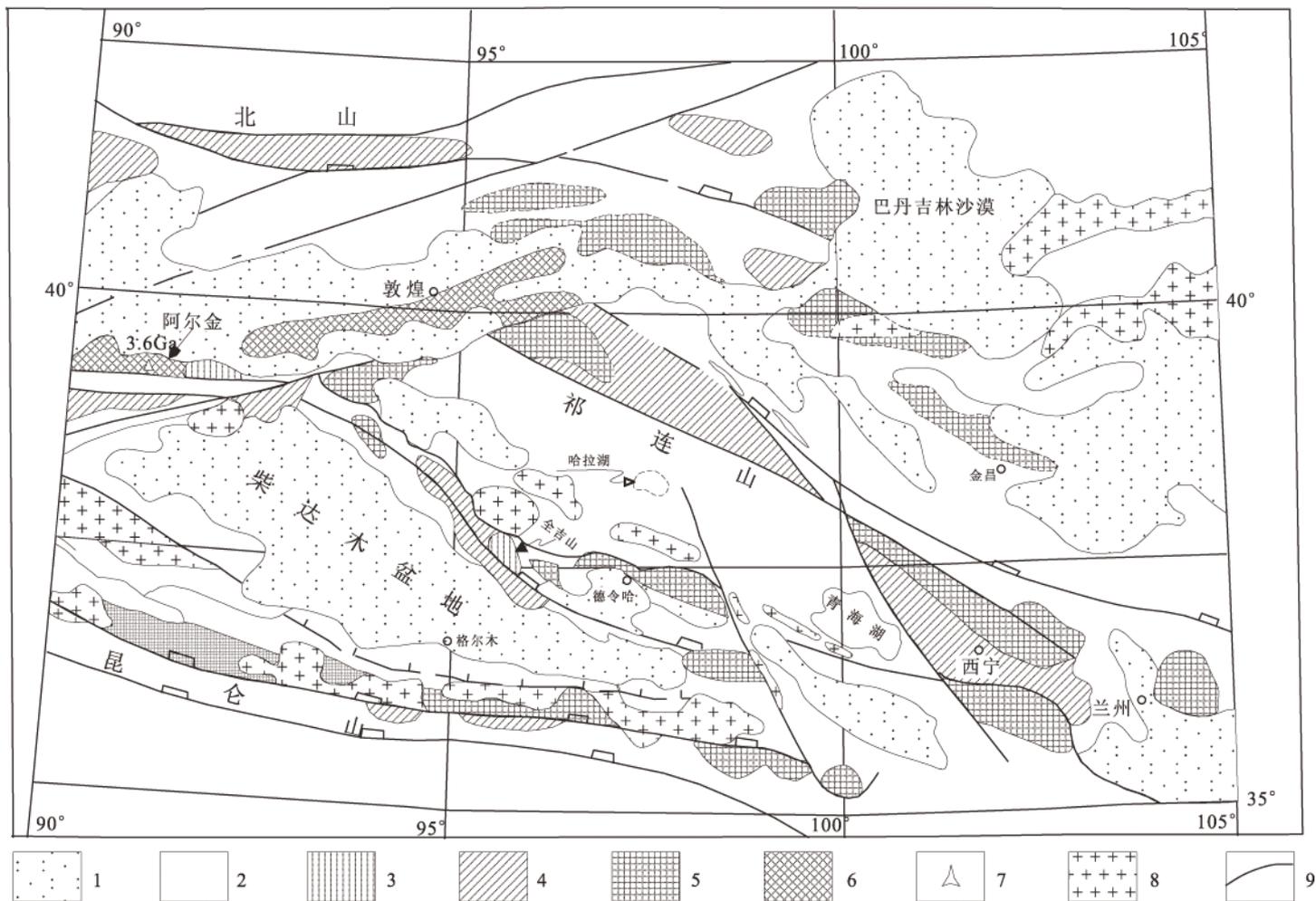


图 4-1 青藏高原北部前寒武纪地质略图

1—新生代 2—中至古生界 3—震旦系至南华系 4—新至中元古界(含该时期花岗片麻岩) 5—古元古界 6—太古宇;
7—3.6 Ga 年龄采样位置 8—花岗岩 9—断层

系敦煌群。近几年，经过甘肃地质遥感中心等单位的研究，已将这些副变质岩系作为表壳岩与 TTG 质片麻岩分开，时代定在古元古代—太古宙。现根据于海峰等（1998）报道的资料，概略介绍敦煌岩群的特点，同时根据邻区相似层位的时代，本书将敦煌岩群的时代置于古元古代。

1. 敦煌岩群地层分布

敦煌地区敦煌岩群孔兹岩系岩石主要出露在敦煌—安西南部的鸣沙山、三危山、巴危山、红柳峡，阿克塞县西北部的红柳沟、多坎沟等地区（图 4-2）。在鸣沙山等地区，孔兹岩系多呈长约 5~10km、宽约 1~2km 的条带状或断续透镜状分布于 TTG 杂岩中，两种岩系呈韧性剪切构造接触，其中的片麻理产状基本相同。

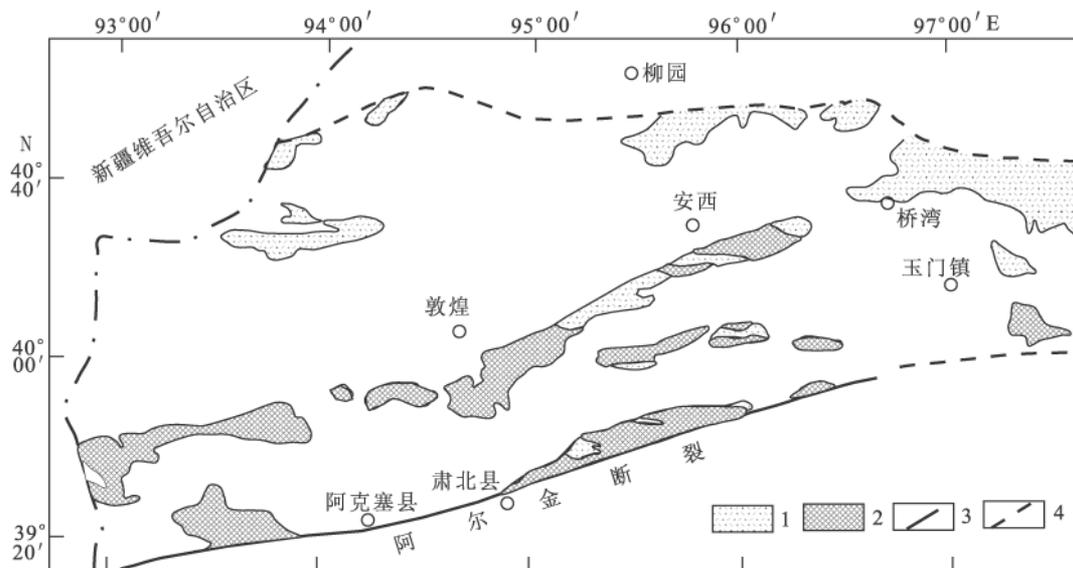


图 4-2 敦煌地区太古宙至古元古代岩石分布图

(据于海峰等, 1998)

1—TTG 片麻岩；2—古元古代孔兹岩系；3—断层；4—推测断层

2. 敦煌岩群岩石组合

敦煌地区孔兹岩系在阿克塞县西部的多坎沟、红柳沟以及鸣沙山和红柳峡地区出露较多。由于孔兹岩系在 TTG 质片麻岩中呈条带状或透镜状分布，已无法恢复其原始沉积序列。下面以鸣沙山地区和红柳峡地区孔兹岩系为例，按照岩石组合进行叙述。

鸣沙山地区孔兹岩系：

(1) 石榴角闪斜长片麻岩组合：主要包括石榴角闪斜长片麻岩、石榴黑云斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩和斜长角闪岩等。

(2) 富硅岩系组合：主要包括榴英岩、石英片岩、二云母石英片岩、石榴二云石英片岩、黑云石英片岩、角闪二云石英片岩等，其中夹有少量的石榴角闪斜长片麻岩。

(3) 富铝岩系组合：主要包括夕线二云片岩、蓝晶夕线黑云斜长片麻岩、石榴夕线黑云二长片岩、石榴夕线斜长石英岩等，其中夹有少量石英岩、石英片岩、二云片岩、大理岩、透闪透辉大理岩等。

(4) 富钙岩系组合：主要包括大理岩、含石墨大理岩、透闪透辉大理岩、斜长透辉石岩等，其中夹有少量夕线二云片岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩等。

红柳峡地区孔兹岩系出露比较连续，剖面上由南向北主要为以下三套岩石组合：

(1) 条带状混合岩、混合岩化黑云变粒岩，夹条带状大理岩、斜长角闪岩。

(2) 黑云斜长片麻岩、变粒岩、石英岩、二云石英片岩、透闪大理岩、透闪石墨大理岩、石榴斜长角闪岩等。

(3) 石英岩、黑云变粒岩、含石墨黑云片岩、石墨透闪大理岩、石榴斜长角闪岩等。

3. 敦煌岩群典型矿物组合及变质相特征

在敦煌地区出露的孔兹岩系岩石中，典型的矿物组合在不同的岩石组合中也不相同。具体可以划分为以下四个系列，分别富含不同的特征变质矿物：

(1) 富铁镁矿物系列： $Hb + Pl$ 、 $Hb + Gt + Pl + Q$ 、 $Hb + Pl + Q$ 、 $Bi + Pl$

(2) 富硅矿物系列： Q 、 $Q + Bi + Pl$ 、 $Q + Mus + Bi + Pl$ 、 $Q + Gt + Bi + Mus + Pl$ 、 $Q + Gt$

(3) 富铝矿物系列： $Sil + Gt + Bi + Mus + Pl + Q$ 、 $Ky + Sil + Bi + Mus + Pl + Q$ 、 $Sil + Bi + Mus + Kf + Pl + Q$ 、 $Sil + Bi + Pl + Q$ 、 $Gt + Bi + Pl + Q$

(4) 富钙矿物系列： $Cc + Grp$ 、 $Cc + Tr + Di + Q$ 、 $Cc + Tr + Mus + Grp$ 、 $Cc + Di + Pl + Q$ 、 $Di + Tr + Pl$ 、 $Cc + Dol$

根据以上典型矿物组合特征，敦煌地区孔兹岩系应属高角闪岩相变质的产物。尽管富含铝矿物的组合中夕线石广泛存在，但白云母并未全部消失，据此分析，其变质温度在高角闪岩相范围内的较低温区域。

4. 敦煌岩群岩石化学

在孔兹岩系岩石中，选取了四种代表性岩石，即一般不含特征变质矿物的长英质片麻岩、富含铝矿物岩石、富含钙矿物岩石和富含铁镁矿物岩石。每一种类型的岩石选取两个样品，其化学分析结果列于表 4-3。

选取的富含铝矿物岩石和一般不含特征变质矿物的片麻岩，其岩石化学成分结果在西蒙南的 $w(al + fm) - w(c + alk) - w(Si)$ 图解中落入泥质沉积岩区。富含钙矿物岩石落入钙质沉积岩区。两个富含铁镁矿物的斜长角闪岩落入火山岩范围内，但很靠近火山岩与沉积岩的界限（图 4-3）。为了进一步判别斜长角闪岩的原岩属性，将两个斜长角闪岩和另外六个片麻岩的分析结果投在克列麦涅茨基的 $w(Al + \Sigma Fe + Ti) - w(Ca + Mg)$ 图解中，两个斜长角闪岩落入基性火山岩区，其余样品落入沉积岩区（图 4-4）。

所选样品的稀土元素分析结果表明（表 4-3），片麻岩类岩石总体具有轻稀土元素明显富集、重稀土元素相对亏损的特点，钕具有明显的负异常（图 4-5）， $\delta Eu = 0.43 \sim 0.86$ 。这一特点与内蒙古地区孔兹岩系完全相同。斜长角闪岩具不明显的轻稀土富集和重稀土亏损、钕具明显的正异常， $\delta Eu = 1.21 \sim 1.81$ 。

岩石化学特点，以及前述的岩石矿物组合特点反映了敦煌地区孔兹岩系的原岩是滨海—浅海环境下，一套碎屑岩-泥质岩-泥灰岩-碳酸盐岩建造，其内夹有斜长角闪岩、石榴斜长角闪岩等变质火山岩，说明了孔兹岩系原岩形成于具有微弱基性火山作用的大陆边缘。

5. 敦煌岩群的地层时代

迄今未能获得有价值的同位素年龄界定敦煌岩群的地层时代和变质时代，前人主要

表 4-3 敦煌岩群代表性岩石主元素 ($w_B/\%$) 及稀土元素 ($w_B/10^{-6}$) 分析结果

岩类	一般片麻岩		含富铝矿物岩石		含富钙矿物岩石		含富铁镁矿物岩石	
	角闪斜长片麻岩	石榴黑云斜长片麻岩	夕线石榴黑云斜长片麻岩	石榴夕线二云片岩	角闪斜长透辉岩	阳起斜长透辉岩	斜长角闪岩	斜长角闪岩
样号	24	25	29	37	27	39	45	38
SiO ₂	50.17	65.84	70.48	60.84	51.38	51.29	47.16	48.54
TiO ₂	1.50	0.92	0.66	1.47	0.07	0.40	1.16	1.28
Al ₂ O ₃	18.30	13.31	13.99	17.17	7.49	10.02	14.16	14.53
Fe ₂ O ₃	3.88	0.57	0.20	0.05	4.93	1.82	3.86	3.22
FeO	6.82	7.02	4.38	8.00	4.42	2.36	7.60	8.44
MnO	0.19	0.11	0.09	0.13	0.24	0.07	0.16	0.16
MgO	3.81	3.13	3.68	3.00	12.19	10.36	7.77	7.97
CaO	3.13	2.27	1.33	0.94	18.29	18.96	10.71	11.18
Na ₂ O	3.70	2.50	1.20	1.18	0.68	1.60	2.50	2.60
K ₂ O	3.80	2.70	3.30	4.00	0.33	0.78	0.95	0.70
P ₂ O ₅	0.20	0.07	0.03	0.03	0.06	0.13	0.18	0.19
灼失	4.47	1.54	1.49	1.60	0.90	1.57	2.81	0.65
总量	98.95	99.98	99.83	99.57	100.98	99.36	98.96	99.46
La	84.00	54.00	40.00	74.00	8.00	22.00	36.00	10.50
Pr	19.00	14.50	11.50	12.50	2.00	5.00	7.00	4.40
Nd	75.00	51.00	42.00	58.00	4.80	23.00	40.00	14.20
Sm	13.50	12.00	11.00	14.00	1.60	2.50	3.20	2.10
Eu	2.00	1.60	1.65	1.75	1.00	0.94	3.40	1.25
Gd	9.40	7.80	8.60	10.20	6.60	3.90	9.20	4.60
Dy	10.90	5.00	8.20	9.10	0.60	2.90	6.20	3.60
Er	5.70	3.00	5.20	3.60	0.80	1.20	2.40	1.75
Yb	5.80	2.10	5.00	4.30	0.57	1.55	2.40	1.90

(据甘肃地质遥感中心资料)

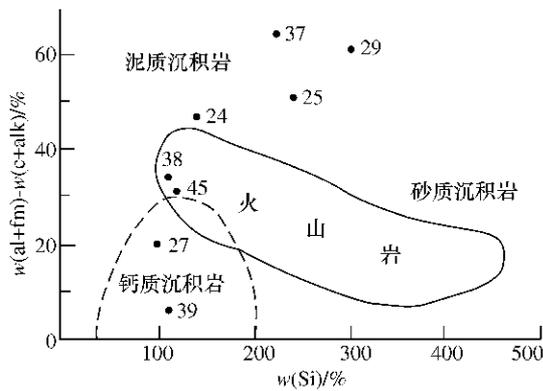


图 4-3 敦煌岩群 $w(al+fm)-w(c+alk)-w(Si)$ 图解

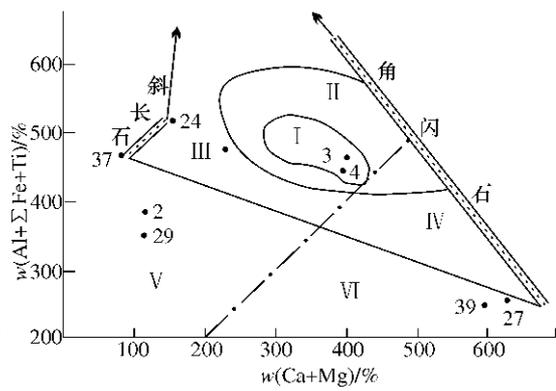


图 4-4 敦煌岩群 $w(Al+\Sigma Fe+Ti)-w(Ca+Mg)$ 图解

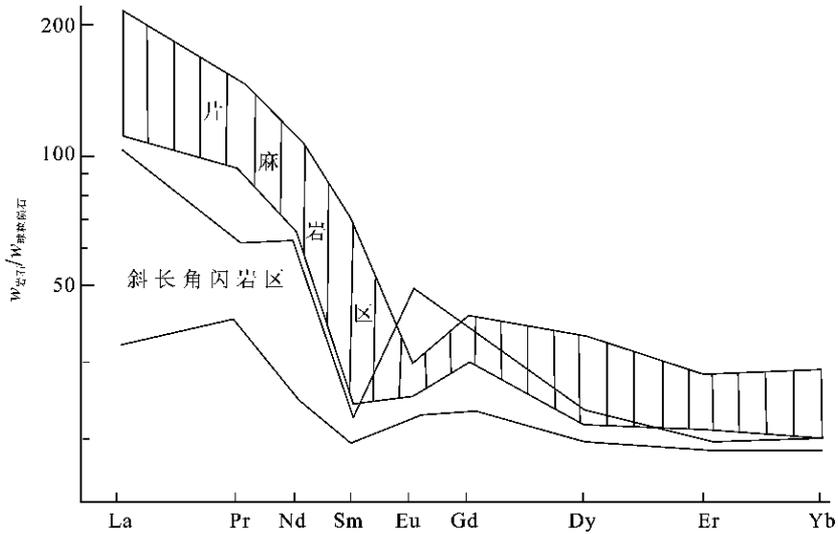


图 4-5 敦煌岩群稀土元素图谱

根据在空间上与这套表壳岩共生的 TTG 质片麻岩的时代将其归属太古宙或太古宙至古元古代。事实上这两套岩层并无原始接触关系（侵入或沉积不整合），现位的韧性断裂不能界定敦煌岩群的时代老于或接近 TTG 片麻岩的时代。青藏高原北部与敦煌岩群原岩建造特征相近的龙首山岩群、达肯大坂岩群、金水口岩群业已依据新的锆石 U-Pb 或 Sm-Nd 年龄资料归属古元古代，因此在缺少可利用的年龄资料的情况下，依据区域地层对比暂将敦煌岩群的形成时代置于古元古代，待获得可靠的同位素年龄资料后，再进一步界定该岩群的时代。

（二）龙首山岩群

古元古代地层系统在龙首山一带称为龙首山岩群，分布范围较大，为一套低角闪岩相的副变质岩，原岩为（含炭）泥质、砂质碎屑岩，其次为碳酸盐岩，少量基性火山岩。副变质岩具富炭（石墨）、铝、钙和镁的特点，因而类似孔兹岩系，只是变质程度未达到高角闪岩-麻粒岩相，是形成于相对稳定的浅海环境的产物。在龙首山岩群分布区，钾长花岗片麻岩十分发育，它们侵入龙首山岩群并共同遭受复杂的形变。本次研究工作测得钾长花岗片麻岩的颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (1914 ± 8.5) Ma（表 4-4、图 4-6），龙首山岩群中的斜长角闪岩的年龄为 (2034 ± 16) Ma（表 4-5、图 4-7），有理由推断龙首山岩群主体属于古元古代晚期。

（三）中祁连山西部“野马南山群”的厘定

前人曾将发育于中祁连山西部的“石英片岩”和大理岩统称为野马南山群，时代定为古元古代。但是出露于平大坂口子一带的野马南山群中的“石英片岩”系一套眼球状花岗质糜棱岩和糜棱片岩，大理岩仅作为露头尺度的捕虏体赋存于加里东期花岗岩之中。因此野马南山群的组成及涵义是不明确的。我们从眼球状糜棱岩中获得的颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (1499 ± 21) Ma，由于该样品遭受了强烈的糜棱岩化，不排除该年龄值代表糜棱岩化时间的可能。若此推断正确，则糜棱岩化原岩——花岗质岩石形成的时代应大于该年龄值。

表 4-4 龙首山钾质花岗岩片麻岩 U-Pb 年龄分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅紫红色透明长柱状半自形晶体	10	209	74	0.014	2914	0.03586	0.3476 (24)	5.613 (42)	0.1171 (2)	1923	1918	1912
2	浅紫红色透明细长柱状自形晶体	18	265	92	0.015	6213	0.03562	0.3458 (10)	5.594 (18)	0.1173 (2)	1914	1915	1916
3	浅紫红色透明短柱状表面圆滑	15	445	153	0.034	3825	0.06067	0.3339 (18)	5.358 (31)	0.1164 (2)	1857	1878	1901
4	浅紫红色透明长柱状半自形晶体	13	412	131	0.010	10960	0.03374	0.3215 (10)	5.124 (16)	0.1156 (1)	1797	1840	1889
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.3476 (24) 表示 $0.3476 \pm 0.0024 (2\sigma)$												
测定结果	1~4 号点上交点年龄值为 (1914 ± 8.5) Ma, 下交点年龄值为 (577 ± 174) Ma												

表 4-5 龙首山岩群斜长角闪岩 (197-117) U-Pb 年龄分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅紫色透明浑圆状晶体	10	34	13	0.007	979	0.10300	0.3474 (67)	5.908 (123)	0.1233 (8)	1922	1962	2005
2	浅紫色透明浑圆状晶体	15	104	39	0.044	689	0.09728	0.3300 (47)	5.527 (87)	0.1215 (7)	1838	1905	1978
3	浅黄色半透明短柱状表面圆滑	10	207	58	0.009	3652	0.06005	0.2736 (15)	4.315 (27)	0.1144 (3)	1559	1696	1870
4	浅紫色透明短柱状自形晶体	15	104	36	0.011	2690	0.07060	0.3342 (23)	5.252 (53)	0.1140 (8)	1859	1861	1864
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.3474 (67) 表示 $0.3474 \pm 0.0067 (2\sigma)$												
测定结果	4 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为 (1864 ± 12) Ma												
	1~3 号点上交点年龄值为 (2034 ± 16) Ma, 下交点年龄值为 (758 ± 47) Ma												

(四) 德令哈杂岩及达肯大坂岩群

青海省柴达木盆地北缘广泛出露元古宙地层, 是研究我国西部前寒武纪地质演化历史的关键地区之一。盆地北缘原划为古元古代的“达肯大坂群”, 出露相当广泛, 作者曾撰文 (陆松年等, 2000) 指出前人所划的“达肯大坂群”中包含了一套时代跨度大、岩石类

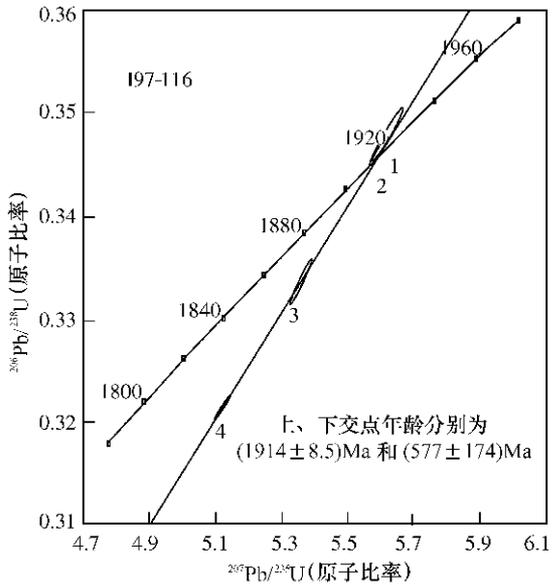


图 4-6 龙首山钾长花岗岩片麻岩 (197-116)
U-Pb 年龄谱和图

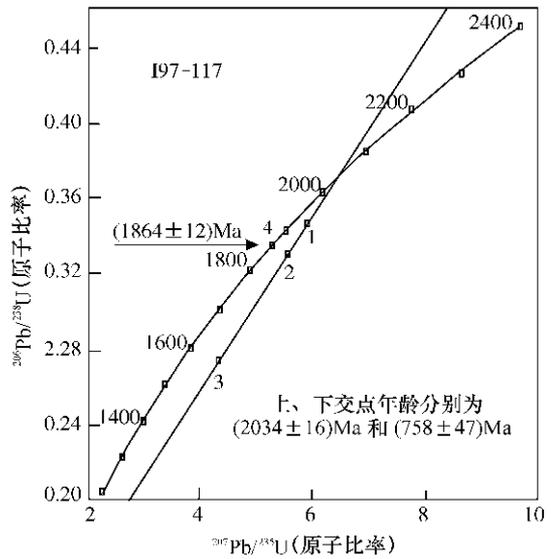


图 4-7 龙首山岩群斜长角闪岩 (197-117)
U-Pb 年龄谱和图

型和构造成因类型均很复杂的深成侵入花岗岩，在区域变质过程中已变质为正片麻岩，这套正片麻岩不属于地层系统，应从“达肯大坂群”中区分出来。经过作者等近年来进一步深入研究，特别是区域地质调查初步成果表明，“达肯大坂群”中不仅仅包含了新元古代花岗岩片麻岩，而且包含了时代和成因均不相同的表壳岩系统。

厘定前的“达肯大坂群”首先于 1955 年由青海省石油普查大队所创名。他们将柴达木盆地北缘各山系的变质岩系划分为深变质岩系和浅变质岩系，翌年又将片麻岩系和其上的绿片岩系分别命名为达肯大坂系和锡铁山系。1965 年地质部石油地质局综合研究队西北区队改称“达肯大坂群”，归属早前寒武纪。20 世纪 80 年代以后，青海省地质工作者根据 K-Ar (1600 Ma 的数据)、Rb-Sr (1463 Ma、1556 Ma) 和微量锆石 U-Pb (1429 Ma、2205 Ma) 同位素年龄资料，将“达肯大坂群”划为古元古代 (王云山等, 1987; 青海省地质矿产局, 1991; 中国地层典编委会, 1996)。本次研究对“达肯大坂群”重新厘定后，从原“达肯大坂群”中分出了德令哈杂岩及达肯大坂岩群，它们的时代分别归入古元古代早期和晚期。

1. 德令哈杂岩

德令哈杂岩主要为斜长角闪岩-二长花岗片麻岩-混合岩组合，分布于柴达木盆地北缘北部的欧龙布鲁克地层区，以大面积分布的紫红色二长花岗片麻岩为主，斜长角闪岩以规模和形态不等的包体赋存于二长花岗片麻岩之中，二者的接触部位多见有条带状混合岩化现象。从斜长角闪岩和二长花岗片麻岩中测得的单颗粒锆石 U-Pb 年龄分别为 (2412 ± 14) Ma 和 (2366 ± 10) Ma，测定结果参见表 4-6、图 4-8 和表 4-7、图 4-9，这是目前在柴达木盆地北缘获得的最老颗粒锆石 U-Pb 年龄。

表 4-6 斜长角闪岩 (Y019) 单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅褐色透明半自形柱状晶体	20	37	16	0.005	2993	0.1589	0.3885 (51)	8.027 (113)	0.1498 (6)	2116	2234	2344
2	浅褐色透明半自形短柱状晶体	14	50	38	0.014	689	0.1017	0.3882 (37)	7.999 (216)	0.1494 (36)	2114	2231	2340
3	浅褐色透明半自形短柱状晶体	20	35	12	0.010	1284	0.07671	0.3250 (65)	6.331 (136)	0.1413 (9)	1814	2023	2243
4	浅褐色透明半自形短柱状晶体	18	45	14	0.0096	1297	0.1573	0.2657 (54)	4.774 (106)	0.1303 (9)	1519	1780	2102
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.3885 (51) 表示 $0.3885 \pm 0.0051 (2\sigma)$												
测定结果	1~4 号点上交点年龄值为 (2412 ± 14) Ma, 下交点年龄值为 (788 ± 46) Ma												

表 4-7 二长花岗片麻岩 (Y020) 单颗粒锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	褐色透明自形柱状晶体	14	89	39	0.012	2313	0.1458	0.3799 (59)	7.830 (131)	0.1495 (7)	2076	2212	2340
2	褐色透明半自形短柱状晶体	15	83	34	0.011	2209	0.1675	0.3559 (36)	7.275 (78)	0.1483 (4)	1963	2146	2326
3	褐色透明半自形短柱状晶体	17	52	19	0.004	2618	0.1486	0.3245 (27)	6.595 (98)	0.1474 (18)	1812	2059	2316
4	褐色透明半自形长柱状晶体	12	112	27	0.007	1626	0.1191	0.2198 (13)	4.158 (877)	0.1372 (27)	1281	1666	2192
5	褐色透明半自形短柱状晶体	15	54	15	0.021	534	0.1053	0.2407 (53)	4.297 (107)	0.1295 (12)	1390	1693	2091
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.3799 (59) 表示 $0.3799 \pm 0.0059 (2\sigma)$												
测定结果	1~4 号点上交点年龄值为 (2366 ± 10) Ma, 下交点年龄值为 (350 ± 67) Ma 5 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为 (2091 ± 17) Ma												

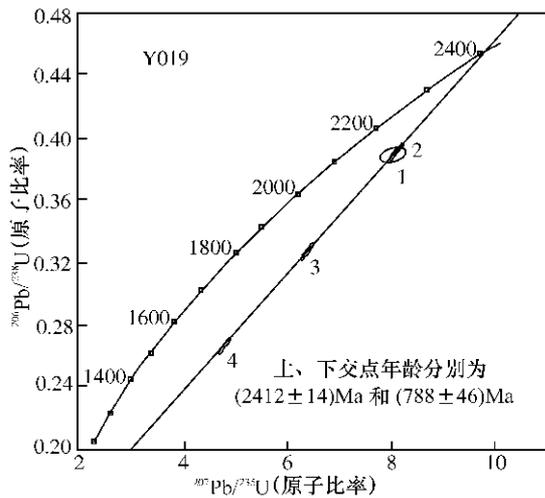


图 4-8 德令哈杂岩中斜长角闪岩单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄谱和图

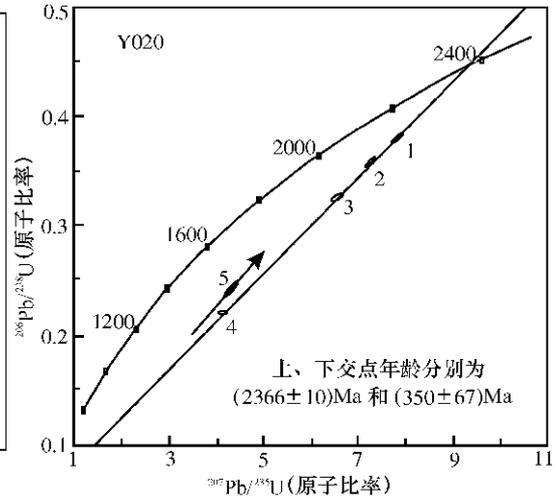


图 4-9 德令哈杂岩中二长花岗片麻岩单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄谱和图

2. 达肯大坂岩群

厘定后的达肯大坂岩群系指赋存于欧龙布鲁克地层分区中以石英岩、含石榴子石、夕线石石英片岩、云母片岩和角闪片岩及少量麻粒岩（王毅智等，2000）为主的一套表壳岩组合。它们在空间上与德令哈杂岩共生，在德令哈市黑石山水库附近可见达肯大坂岩群下部的石英岩与德令哈杂岩呈构造接触，原生接触关系已被破坏。该岩群原岩系以碎屑岩为主的火山-沉积岩系，遭受了高角闪岩至麻粒岩相变质作用，根据张建新在该岩群基性麻粒岩测定的 Sm-Nd 等时线年龄（1791 Ma ± 37 Ma）资料（张建新等，2001），原岩的时代推测为古元古代晚期。

（五）金水口岩群

东昆仑山北部的古元古界称为金水口群，但其中包含了大量的花岗片麻岩，应从地层系统中予以剔除。金水口岩群为一套变质程度较高的以副变质岩为主的表壳岩，根据金巍等提供的资料主要包括三类岩石组合，分别是：

（1）麻粒岩建造：主要由基性、中性至酸性麻粒岩和黑云变粒岩、斜长角闪岩等组成，大部分层状岩石呈包体形式赋存于深成片麻岩中，零散分布在金水口、清水泉、天台山等地。该建造中较少出现副变质岩类岩石，表明麻粒岩建造的原岩以各类岩浆岩为主。

（2）富铝片麻岩-镁质碳酸盐岩建造：包括各类富铝矿物的片麻岩（片岩）、钙硅酸盐粒岩、大理岩等，如夕线石榴黑云二长片麻岩、夕线堇青黑云二长片麻岩、石榴黑云变粒岩、斜长透辉角闪岩、透辉橄榄大理岩等，除石墨不发育外，其特征与孔兹岩系相近，是一套典型的高级变质沉积岩系。

（3）黑云（角闪）片麻岩建造：主要由黑云斜长片麻岩、黑云角闪二长片麻岩、斜长角闪岩、黑云变粒岩组成。该类层状岩石主要以各种形式的包体和岩块赋存于金水口花岗质片麻岩中，与富铝片麻岩-镁质碳酸盐岩建造共同构成金水口岩群的主体。

金水口岩群的围岩主要为金水口花岗片麻岩，它出露的范围较广，岩石具有片麻状构

造，主要矿物组合为堇青石、石榴子石、石英、斜长石、黑云母和钾长石。堇青石可分为两期：第一期为细小的不规则状颗粒，内部含有细小的针状夕线石，是被熔融的原岩矿物的残留；第二期呈自形、半自形粒状，是岩浆作用的产物，而非变质矿物的残留。岩石中偶尔见到红柱石，反映该类岩石是典型的 S 型花岗岩。

堇青石花岗质片麻岩的 5 个单颗粒锆石 U-Pb 不一致线的上、下交点年龄为 (1624 ± 22) Ma 和 (462 ± 22) Ma，分别代表了岩石形成和后期叠加改造的时代，而第 6 粒锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 (1955 ± 6) Ma (表 4-8、图 4-10)，可能代表源岩中残留的锆石。所测定的 6 粒锆石铅丢失都较明显，其年龄值仅能大致反映事件的时代。

表 4-8 昆北金水口花岗片麻岩锆石 U-Pb 年龄分析结果

样品情况			质量分数 $w_B/(\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	无色透明长柱状自形晶体	10	374	62	0.005	8556	0.04835	0.1685 (14)	2.072 (19)	0.08920 (27)	1004	1140	1408
2	无色透明短柱状自形晶体	15	507	90	0.057	1273	0.1228	0.1624 (14)	1.979 (19)	0.08837 (29)	970	1108	1391
3	无色透明长柱状自形晶体	10	317	46	0.015	1762	0.05989	0.1441 (25)	1.679 (34)	0.08452 (77)	868	1001	1305
4	无色透明短柱状自形晶体	10	331	42	0.002	12180	0.1366	0.1201 (17)	1.305 (22)	0.07886 (61)	731	848	1169
5	无色透明浑圆状晶体	10	304	46	0.017	1536	0.06706	0.1485 (26)	1.787 (35)	0.08728 (74)	893	1041	1367
6	无色透明等轴粒状晶体	15	249	56	0.005	9138	0.1252	0.2077 (18)	3.435 (33)	0.1199 (4)	1217	1512	1955
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1685 (14) 表示 $0.1685 \pm 0.0014 (2\sigma)$												
测定结果	1~4 号点构成不一致线: 上交点年龄为 (1624 ± 22) Ma, 下交点年龄为 (462 ± 22) Ma 1~5 号点构成不一致线: 上交点年龄为 (1621 ± 74) Ma, 下交点年龄为 (456 ± 75) Ma 6 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 (1955 ± 6) Ma												

(六) 阿尔金山北部古元古代的岩浆活动

阿尔金山北部阿克塔什塔格一带岩浆活动频繁，除大量太古宙花岗质片麻岩外，古元古代的岩浆作用也很发育，包括奥长花岗片麻岩侵入体、基性岩墙群和石英正长岩脉。

1. 奥长花岗片麻岩

采样位置位于阿克塔什塔格 3.6 Ga 花岗片麻岩西北方向 (采样号为 Y023; 采样位置为 $N 39^{\circ}12.776'$, $E 92^{\circ}16.039'$)，奥长花岗片麻岩组成一个独立的山包，其中发育多条沿片麻理贯入的红色伟晶花岗岩脉群和基性岩墙群，奥长花岗片麻岩片麻理产状为 62°

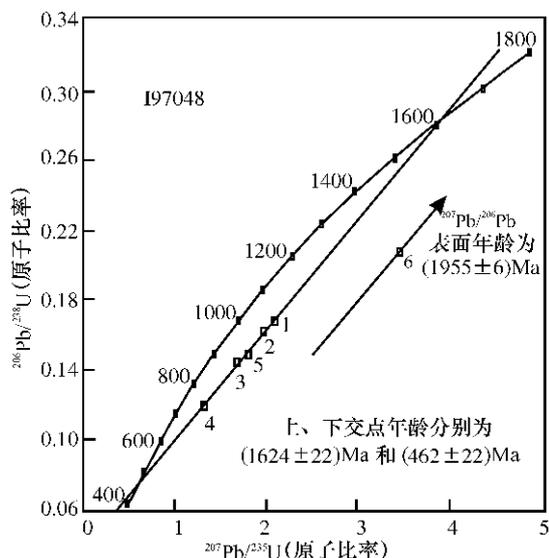


图 4-10 昆北金水口花岗片麻岩锆石 U-Pb 年龄谐和图

表 4-9 奥长花岗片麻岩 (Y023) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况		质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 / Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U		Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	紫红色透明长柱状自形	15	90	46	0.028	731	0.1380	0.4268 (23)	8.888 (160)	0.1510 (25)	2292	2327	2358
2	浅紫色透明粗长柱状半自形	28	128	59	0.013	4218	0.1322	0.4157 (9)	8.867 (39)	0.1516 (6)	2241	2306	2364
3	紫红色透明短柱状自形	23	397	157	0.022	5285	0.1078	0.3628 (4)	7.486 (20)	0.1497 (4)	1995	2171	2342
4	浅紫红色透明细长柱状自形	15	73	28	0.002	7596	0.1177	0.3431 (25)	6.931 (132)	0.1465 (25)	1901	2103	2306
5	近无色透明短柱状半自形	18	26	13	0.003	2123	0.3419	0.3852 (48)	6.919 (219)	0.1303 (36)	2100	2101	2102
6	紫红色透明长柱状自形	18	175	67	0.019	2121	0.1155	0.3517 (14)	5.892 (50)	0.1215 (90)	1943	1960	1979
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 4268 (23) 表示 0.4268 ± 0.0023 (2σ)												
测定结果	1~4 号数据点上交点年龄值为 (2374 ± 10) Ma, 下交点年龄值为 (315 ± 92) Ma 5 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为 (2102 ± 49) Ma 6 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为 (1979 ± 13) Ma												

$\angle 42^\circ$ 。该样品以高硅 [$w(\text{SiO}_2) = 71.30\%$] 和高碱、富钠 [$w(\text{K}_2\text{O}) = 3.36\%$, $w(\text{Na}_2\text{O}) = 6.35\%$, $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 9.71$, $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O}) = 0.529$] 为特征。锆石 U-Pb 同位素测定结果见表 4-9 和图 4-11, 测定结果表明, 由 1-4 号样品点组成的不一致线给出上交点年龄为 (2374 ± 10) Ma、下交点为 (315 ± 92) Ma。由于锆石中的放射性铅丢失量少, 所测样品点落在谐和线上方, 其精度较高, 应代表该样品原岩的形成年龄。此外, 第 5 号点和 6 号点三组 U-Pb 同位素年龄十分接近, 均落在谐和线上, 虽然测点少, 但反映 (2102 ± 49) Ma 和 (1979 ± 13) Ma 地质事件对该样品的影响。

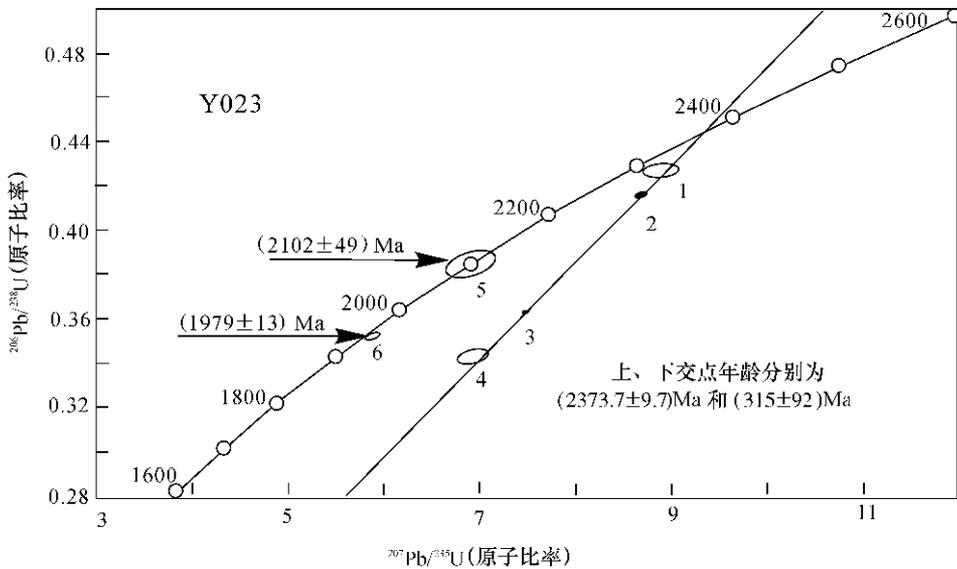


图 4-11 奥长花岗片麻岩 (Y023) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

2. 石榴斜长角闪岩

石榴斜长角闪岩以宽达 10 m 以上的岩墙侵入到新太古代英云闪长质和奥长花岗质片麻岩之中, 片麻岩产状为 $62^\circ \angle 42^\circ$, 而岩墙的产状则为 $130^\circ \angle 50^\circ$, 明显切穿片麻理 (图 4-12)。石榴斜长角闪岩呈暗黑色, 块状构造, 主要由角闪石、斜长石和石榴子石组成, 并有少量辉石。岩石化学成分以低硅 (47.64%)、高钛和高铁为特征 [$w(\text{TiO}_2) = 3.00\%$ 、 $w(\text{Fe}) = 10.66\%$ 、 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3) = 7.57\%$], 但镁含量较低, $w(\text{MgO})$ 仅 4.06%。所测定的 5 粒锆石 (采样号为 Y024; 采样位置为 $N39^\circ 11.090'$, $E92^\circ 17.572'$) 多为自形—半自形晶体, 呈现岩浆锆石的外形特征, 在 5 粒锆石中有 4 粒组成一条不一致线, 与谐和线的上交点年龄为 (2351 ± 21) Ma, 由于锆石中放射性铅的丢失量小, 测点位于不一致线上方, 因此上交点年龄误差小, 反映了岩墙的侵入时代, 而下交点 (202 ± 144) Ma 的误差太大, 不具明确的地质意义。第 5 粒锆石略偏离不一致线, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 (2424 ± 12) Ma (表 4-10、图 4-13)。

利用单颗粒锆石 U-Pb 法获得的石榴斜长角闪岩 (2351 ± 21) Ma 年龄与富碱奥长花岗质片麻岩 (2374 ± 10) Ma 的数据十分相近, 它们出露在相同的地区, 明显构成双峰式岩浆侵入活动, 它反映在阿尔金北部 2.6 ~ 2.7 Ga 的大规模造壳和地壳活化作用之后的一次古元古代早期的地壳裂解, 因而造成宏伟的基性岩墙群的活动及同期富碱奥长花岗岩的侵入。



图 4-12 呈岩墙状产出的石榴斜长角闪岩，右侧岩墙为 Y024 的采样位置

表 4-10 石榴斜长角闪岩 (Y024) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅紫色透明粒状晶体	15	21	15	0.084	93	0.2707	0.3758 (85)	7.723 (187)	0.1490 (11)	2057	2199	2335
2	浅紫色透明半自形长柱状晶体	18	70	29	0.014	1818	0.2000	0.3494 (360)	7.148 (81)	0.1494 (6)	1932	2130	2327
3	浅黄色透明粒状晶体	15	50	19	0.002	7735	0.2140	0.3313 (61)	6.775 (133)	0.1483 (8)	1845	2083	2326
4	棕色透明自形柱状晶体	16	71	27	0.006	3798	0.1816	0.3234 (59)	6.571 (126)	0.1474 (7)	1807	2056	2315
5	浅棕色透明自形块状晶体	10	72	83	0.490	45	0.3457	0.3703 (73)	8.020 (176)	0.1571 (11)	2031	2233	2424
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002 ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.1494 (6) 表示 $0.1494 \pm 0.0006 (2\sigma)$												
测定结果	5 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为 (2424 ± 12) Ma 1~4 号点上交点年龄值为 (2351 ± 21) Ma, 下交点年龄值为 (202 ± 144) Ma												

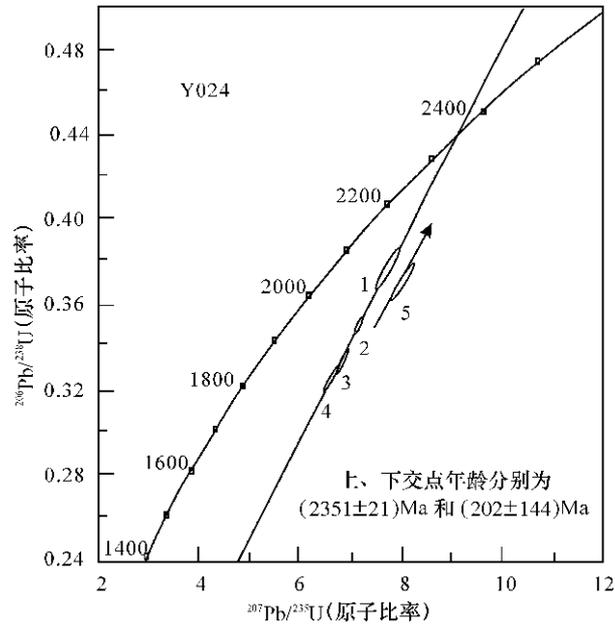


图 4-13 石榴斜长角闪岩 (Y024) 锆石 U-Pb 同位素年龄谱和图

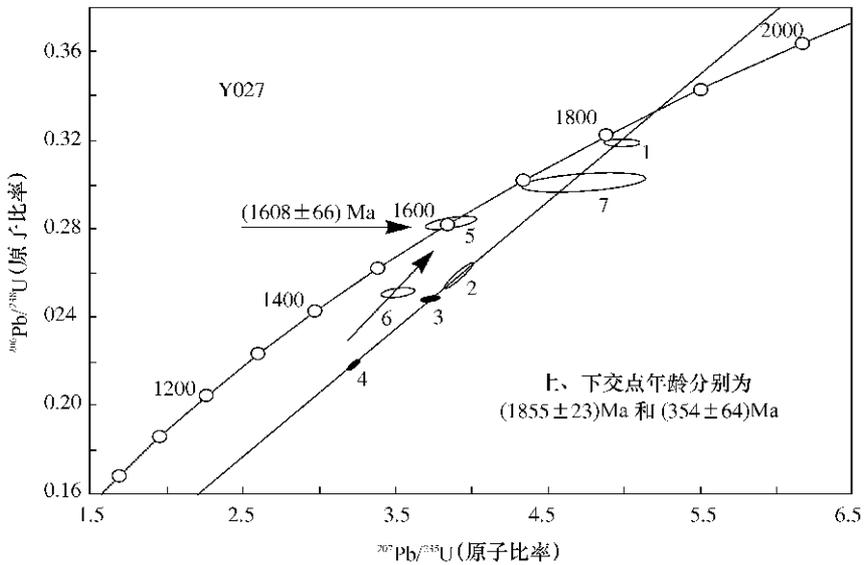


图 4-14 石英二长岩 (Y027) 锆石 U-Pb 同位素年龄谱和图

3. 石英二长岩脉

石英二长岩脉呈宽约 40 cm 的脉体侵入英云闪长片麻岩 (Y026), 该处保留了原始侵入关系, 石英二长岩脉体产状为 $320^{\circ} \angle 70^{\circ}$, 而英云闪长片麻岩片麻理的产状则为 $210^{\circ} \angle 80^{\circ}$, 二者走向呈高角度相交。该脉体由于含较多的钾长石而使岩石整体呈淡肉红色, 同时以弱片麻理的发育而区别于前述所有的片麻岩。主元素含量以高硅 [$w(\text{SiO}_2) = 72.55\%$] 富碱和高钾 [$w(\text{K}_2\text{O}) = 6.34\%$, $w(\text{Na}_2\text{O}) = 2.76\%$, $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O}) = 2.297$] 为

特点,从成分上判别似为一期造山后岩浆活动的产物。在所测 7 粒锆石中(采样号为 Y027; 采样位置为 N39°09.686' E92°18.385') (表 4-11、图 4-14), 由 1~4 及 7 号样组成的不谐和线形成上交点年龄为(1855 ± 23)Ma, 下交点为(354 ± 64)Ma。与 Y023 样品相似, 由于锆石中 U-Pb 体系封闭较好, 放射铅丢失量少, 样品点落在不谐和线上方, 接近上交点年龄, 因此(1855 ± 23)Ma 可代表石英二长岩(脉)的形成时代。此外, 第 5 号样品 U-Pb 同位素体系的三组年龄完全一致(1608 Ma), 应是一次地质事件过程中形成的锆石, 且形成后完全处在封闭状态中。

表 4-11 石英二长岩(Y027)锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数 w _B /(μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点 号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅紫红色透明自形长柱状晶体	14	126	49	0.026	738	0.2158	0.3188 (11)	4.991 (104)	0.1136 (22)	1784	1818	1857
2	浅紫红色透明自形长柱状晶体	14	94	28	0.016	1219	0.1746	0.2586 (44)	3.914 (75)	0.1098 (8)	1483	1617	1795
3	浅紫红色透明自形短柱状晶体	13	263	77	0.016	1843	0.2280	0.2478 (5)	3.726 (41)	0.1091 (11)	1427	1577	1784
4	紫褐色透明半自形细长柱状晶体	15	198	49	0.017	2200	0.1827	0.2180 (15)	3.216 (25)	0.1070 (3)	1272	1461	1749
5	浅棕色透明半自形细长柱状晶体	8	113	36	0.006	1647	0.1829	0.2832 (20)	3.871 (148)	0.09914 (352)	1608	1608	1608
6	浅棕色透明自形细长柱状晶体	7	118	35	0.012	585	0.1592	0.2509 (16)	3.505 (90)	0.1013 (24)	1443	1528	1649
7	浅棕色透明半自形细长柱状晶体	5	129	56	0.037	204	0.1999	0.3011 (35)	4.716 (343)	0.1136 (77)	1697	1770	1858
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白(Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng)及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.3188(11)表示 0.3188 ± 0.0011 (2σ)												
测定结果	1~4、7 号点上交点年龄值为(1855 ± 23)Ma, 下交点年龄值为(354 ± 64)Ma 1~4 号点上交点年龄值为(1855 ± 24)Ma, 下交点年龄值为(353 ± 64)Ma 5 号点 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 表面年龄值为(1608 ± 66)Ma, 5 号点 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 表面年龄值为(1649 ± 44)Ma												

二、中元古代地层系统

研究区内的中元古界虽然分布比较普遍, 但研究程度相对偏低, 除岩石组合特征及部分地区叠层石比较发育外, 仅有极少数可利用的同位素年代学资料。但无论是龙首山一带的墩子沟群、祁连山的湟中群, 还是柴达木盆地北缘的万洞沟群和东昆仑山北坡的冰沟群, 现归入中元古代的这些地层单位主要有以下特点:

(1)它们的岩石组合相对比较简单,原岩主要为一套碎屑岩和碳酸盐岩组合,火山岩层不发育;

(2)变质程度较低,主要为绿片岩相,与古元古代地层遭受的高级变质作用形成鲜明的对照;

(3)变质程度虽低,但变形程度普遍强烈,以柴达木盆地北缘万洞沟群最具代表性;

(4)中元古代碳酸盐岩层中局部发育大量叠层石,如阿尔金山北坡塔昔达坂群。据缪长泉研究资料(1993)塔昔达坂群中有两个叠层石组合,下部称若羌组合,以 Baicalia - Osagia 组合为代表;上部称金雁山组合,以 Conophyton - Baicalia 为代表。

三、新元古代地层及岩浆活动

本区新元古代地层出露广泛,特别是在确定柴达木盆地北缘等地存在规模巨大的新元古代花岗片麻岩带以后,使本区地层系统和构造格架发生了重大变化,现分别予以介绍。

(一)柴达木盆地北缘

根据作者等获得的最新专题研究成果,柴达木盆地北缘的前泥盆纪地层系统可划分为两个地层区,南带原划为古元古代的达肯大坂群建议更名为鱼卡河岩群,由石榴云母片岩、石榴云母石英片岩、石英岩、大理岩和石榴斜长角闪岩等可能经历高级变质作用的表壳岩组成,榴辉岩与这些表壳岩紧密共生并发生同褶。在柴达木盆地北缘南带还大面积出露了新元古代花岗片麻岩,上述表壳岩呈包体(平方米级)或规模较大的残块(平方公里级)赋存于片麻岩之中,同时在片麻岩中还发现榴辉岩的包体。该花岗片麻岩东从沙柳河向西南经锡铁山和绿梁山,呈向南凸的弧形断续延展至阿尔金断裂带附近,长达 700 km,最宽处近 40 km。组成花岗片麻岩带的原岩类型十分复杂,几乎包括了所有类型的花岗岩,其中英云闪长岩、奥长花岗岩分布面积较小,而花岗闪长岩、石英二长岩和钾质花岗岩分布较广。根据新获得的年龄资料,前两种岩类形成时间早于其他类型的花岗岩。例如大柴旦鱼卡河带包含榴辉岩的奥长花岗岩, U-Pb 年龄为 (1020 ± 41) Ma、绿梁山一带英云闪长岩为 (803 ± 7) Ma (李怀坤等,1999)。

柴达木盆地北缘北带的前泥盆纪地层系统以该区中部全吉山至欧龙布鲁克一带保存最佳,作为变质基底的德令哈杂岩和达肯大坂岩群已在本章做过介绍,在德令哈杂岩之上不整合覆盖着基本未变质的沉积岩系,称为全吉群。全吉群底部为河流相砾岩和砂岩,向上出现滨海相砂岩、玄武岩与凝灰岩、浅海相富含叠层石的碳酸盐岩层以及赋存于顶部的冰碛层,冰碛层之上为含寒武纪化石的细碎屑岩层。前人曾将不整合面之上、寒武系之下这套具有拗拉槽沉积特征的地层归属于震旦纪。作者等测定了全吉群下部玄武岩中的锆石,获得 (738 ± 28) Ma 的 U-Pb 年龄。柴达木盆地北缘作为本项目的重点研究区,其地层系统和构造演化特征在第五章将作详细介绍。

(二)甘肃北山南缘

甘肃北山南缘发育一条显生宙大型韧性剪切带(于海峰等,1998),剪切带中在柳园西古堡泉一带保存有新元古代花岗片麻岩的残留体。该残留体呈 NWW 向沿剪切带走向产出,长达 5 km。在古堡泉附近采集的花岗片麻岩样品,其中锆石主要为长柱状浅棕色到无色透明晶体,具有岩浆结晶的特点。5 个颗粒锆石测定结果,获得 (880 ± 31) Ma 的 U-Pb 年龄(表

4-12 图 4-15)。花岗片麻岩稀土元素总量较高,轻重稀土分馏较强, $(La/Yb)_N = 1.57$ 。 $\delta Eu = 0.6$, 具有明显的铕异常。钨模式年龄 $T_{DM} = 1.475 Ga$ (表 4-13), 大于岩浆结晶年龄, 表明花岗质岩浆遭受了古老地壳的混染。

在新元古代花岗片麻岩中, 亦发现了榴辉岩包体, 榴辉岩在片麻岩中呈椭圆透镜体产出, 其中最大的单个透镜体长约 500 m, 宽约 100 m, 透镜体长轴与区域片麻理一致。8 粒颗粒锆石 U-Pb 测定结果, 获得上交点年龄为 $(867 \pm 68) Ma$, 下交点年龄 $(469 \pm 24) Ma$ (表 4-14, 图 4-16)。榴辉岩中锆石年龄反映新元古代早期和古生代早期两期热-构造事件的影响。

表 4-12 甘肃北山柳园古堡泉花岗片麻岩 U-Pb 年龄分析结果

样品情况			质量分数 $w_B/(\mu g \cdot g^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率 [*]					表面年龄 /Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
1	细长柱浅棕色	20	971	129	0.001	117410	0.06604	0.1356 (6)	1.281 (8)	0.06848 (26)	820.0	837.2	883.0
2	短柱状浅棕色	20	221	29	0.008	2751	0.06955	0.1326 (6)	1.263 (22)	0.06908 (108)	802.6	829.2	901.1
3	细粒短柱状浅棕色	20	383	48	0.001	83725	0.05426	0.1296 (6)	1.225 (11)	0.06852 (52)	785.7	811.8	884.2
4	细长柱浅棕色	20	189	26	0.033	670	0.07609	0.1291 (6)	1.223 (17)	0.06869 (86)	783.0	811.2	889.3
5	长柱状无色透明	20	73	9	0.001	6743	0.09411	0.1230 (8)	1.166 (56)	0.06873 (307)	747.9	784.7	890.7
备注	* 在测定 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 原子比率时已对实验空白(Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng)及稀释剂作了校正, 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素, 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1356(6) 表示 $0.1356 \pm 0.0006(2\sigma)$												
测定结果	1~5 号点上交点年龄值为 $(880 \pm 31) Ma$												

表 4-13 甘肃北山柳园古堡泉花岗片麻岩(251)Sm-Nd 分析结果

同位素原子比率		ϵ_{Nd}^0	ϵ_{Nd}^t	$T_{DM/Ga}$	$T_{CHUR/Ga}$	I_{Nd}^t	$f_{Sm/Nd}$
$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$	$\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$						
0.1116	0.51216	- 9.324	6.758	1.475	0.856	0.511078	- 0.4326

(三)阿尔金断裂带

在阿尔金断裂带和且末-星星峡断裂中所夹持的楔状地质体中也发现了新元古代热-构造活动的信息。在敦煌大泉沟发育一套伟晶岩脉群, 由伟晶状长石、石英和白云母组成, 其中长石和石英明显被拉长, 而白云母受剪切应力影响, 成纸片状。白云母沿 a、b 轴生长, 可达数厘米, 而沿 c 轴的长度不足毫米。伟晶岩中颗粒锆石 U-Pb 年龄为 $(913 \pm 20) Ma$ (表 4-15,

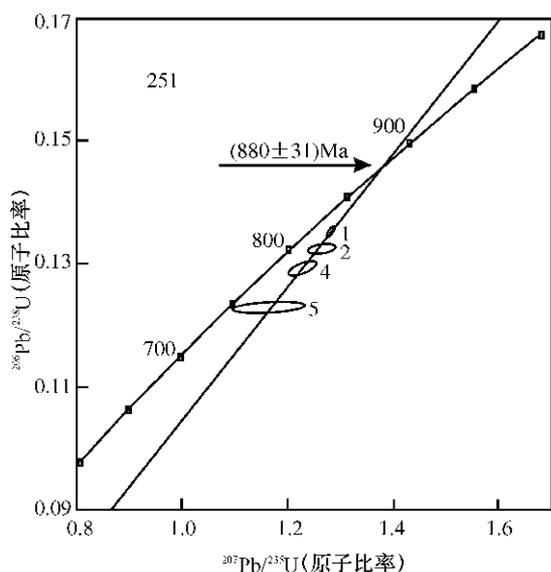


图 4-15 甘肃北山柳园古堡花岗岩片麻岩 U-Pb 年龄谐和图

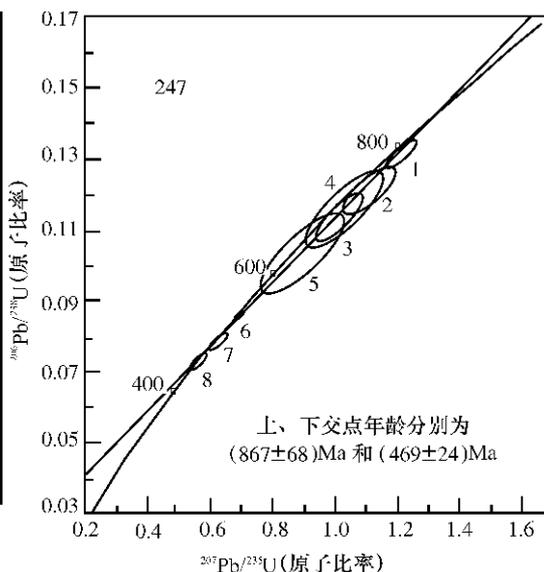


图 4-16 甘肃北山柳园古堡石榴辉岩 U-Pb 年龄谐和图

表 4-14 甘肃北山柳园古堡石榴辉岩 U-Pb 年龄分析结果

样品情况		质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U		Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	无色透明不规则浑圆状	10	70	9	0.004	1579	0.0783	0.1313 (32)	1.212 (39)	0.0669 (13)	796	806	836
2	无色透明浑圆状	10	67	16	0.080	79	0.5180	0.1211 (50)	1.113 (70)	0.0667 (28)	737	760	827
3	无色透明短柱(浑圆)状	10	79	11	0.022	269	0.1809	0.1137 (52)	1.015 (63)	0.0648 (24)	694	711	766
4	无色透明浑圆(等轴)状	10	80	11	0.020	303	0.1856	0.1161 (84)	1.033 (103)	0.0645 (38)	708	720	758
5	浅黄色透明浑圆状	10	43	6	0.020	153	0.2796	0.1036 (91)	0.898 (111)	0.0629 (50)	636	650	702
6	浅黄色透明浑圆状	10	439	35	0.007	3119	0.0259	0.0857 (10)	0.697 (11)	0.0590 (6)	530	537	566
7	无色透明短柱状	10	209	15	0.002	6556	0.0101	0.0781 (21)	0.624 (23)	0.0579 (14)	485	492	527
8	浅黄色透明不规则粒状	15	146	11	0.007	1501	0.1517	0.0725 (21)	0.561 (22)	0.0561 (14)	451	452	457
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白(Pb质量为0.050ng, U质量为0.002ng)及稀释剂作了校正;其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素,括号内的数字为(2 σ)绝对误差,例如0.1313(32)表示 0.1313 ± 0.0032 (2 σ)												
测定结果	8号数据点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄值为(451 ± 13)Ma 1~8号数据点上交点年龄值为(867 ± 68)Ma,下交点年龄值为(469 ± 24)Ma												

表 4-15 敦煌大泉伟晶岩 (9829) U-Pb 年龄分析结果

样品情况		质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U		Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	紫红色透明长柱状自形晶	15	552	68	0.077	782	0.06611	0.1162 (11)	1.097 (12)	0.06846 (36)	709	752	882
2	浅紫红色透明短柱状	15	462	50	0.110	388	0.05760	0.09553 (116)	0.8938 (134)	0.06786 (54)	588	648	864
3	紫红色透明短柱状	15	433	45	0.084	461	0.05915	0.09392 (122)	0.8730 (141)	0.06741 (58)	579	637	851
4	紫红色透明短柱状	15	490	42	0.015	2617	0.07051	0.08510 (111)	0.7862 (127)	0.06700 (56)	526	589	838
5	紫红色透明长柱状	10	664	58	0.080	415	0.05070	0.07857 (115)	0.7202 (134)	0.06648 (67)	488	551	821
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1162 (11) 表示 $0.1162 \pm 0.0011 (2\sigma)$												
测定结果	上交点年龄值为 $(913 \pm 20) \text{Ma}$, 下交点年龄值为 $(126 \pm 36) \text{Ma}$												

图 4-17), 亦为新元古代早期热-构造运动的产物。

在阿尔金断裂带西南端且未至茫崖之间, 刘良等 (1996) 曾报道有榴辉岩的出露, 榴辉岩断续出露延伸达 200 km。最近公布的榴辉岩 U-Pb 测年数据为 $(503.9 \pm 5.3) \text{Ma}$ 。阿尔金内部的贝克滩中部还展布一条东西向的高压泥质岩带, 其中多硅白云母高温坪年龄为 $(575 \pm 3) \text{Ma}$ (车自成等, 1995), 说明新元古代热-构造事件的存在。

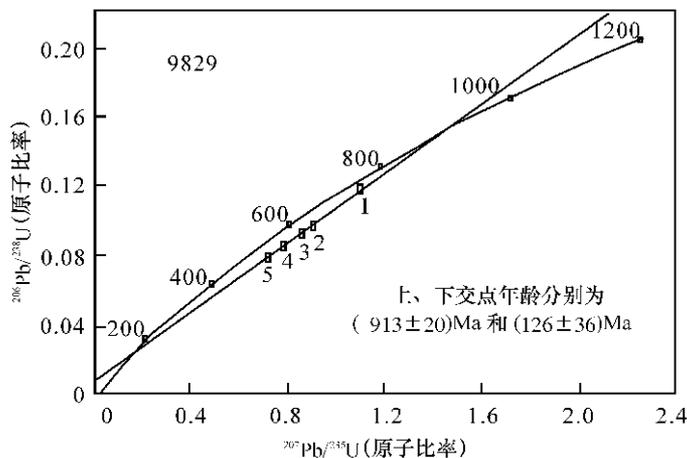


图 4-17 敦煌大泉伟晶岩 U-Pb 年龄谐和图

(四) 中祁连山

在中祁连山东段，主要分布两期花岗岩，一是早古生代花岗岩，二是晋宁期花岗岩。前者以块状黑云母花岗岩或花岗闪长岩为特征，与围岩湟源群呈明显的侵入接触关系，岩体长轴一般与 NWW 向的区域构造线一致。而晋宁期花岗岩在西宁以西则构成与湟源群构造协调一致的近南北向花岗岩带，显示出其与湟源群为同一构造旋回的产物。晋宁期花岗岩主要由三个岩体组成，即南部响河岩体、中部牛心山岩体和北部张家寺岩体。岩体主要由片麻状花岗岩或花岗闪长岩组成，片麻理构造的广泛发育是晋宁期花岗岩的主要特征之一。作者等对晋宁期响河岩体进行了初步研究，响河岩体岩石类型以花岗闪长岩为主，稀土元素总量 $\sum \text{REE} = 163 \times 10^{-6}$ ，重稀土元素强烈亏损，轻稀土元素富集， $\delta \text{Eu} = 0.451$ ，显示出明显的负铕异常。新获得的响河花岗岩颗粒锆石 U-Pb 年龄为 $(917 \pm 12) \text{Ma}$ (郭进京等, 1999)。

(五) 昆中断裂带两侧

金巍等最近从沿昆中断裂带南、北分布的原划为古元古代苦海群和金水口群中识别出若干花岗片麻岩体，经单颗粒锆石 U-Pb 法测定，获得 4 组 900 Ma 左右的年龄数据 (表 4-16-1, 表 4-16-2, 表 4-16-3, 表 4-16-4, 图 4-18-1, 图 4-18-2, 图 4-18-3, 图 4-18-4)。上述数据与作者在昆中清水泉蛇绿混杂岩带中测定的花岗片麻岩岩块的年龄基本属于同一构造期。被测定的 QD10 号样为卷入早古生代混杂岩带的老岩块，具片麻理构造，呈平方米级规模的碎块赋存于混杂岩之中。共测定了 6 粒锆石 (表 4-17、图 4-19)，其中 1~4 号点构

表 4-16-1 昆仑山花岗片麻岩 (AK9827) 颗粒锆石 U-Pb 年龄分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	无色透明长柱状自形晶体	20	348	50	0.006	10785	0.05081	0.1473 (12)	1.389 (14)	0.06842 (37)	886	884	881
2	无色透明短柱状自形晶体	20	256	35	0.005	8154	0.05073	0.1397 (14)	1.306 (17)	0.06780 (51)	843	848	862
3	无色透明细长柱状自形晶体	20	396	54	0.017	3943	0.05274	0.1387 (7)	1.291 (8)	0.06749 (23)	838	842	853
4	浅棕色透明短柱状表面圆滑	16	1051	148	0.028	5321	0.04167	0.1452 (3)	1.396 (7)	0.06975 (29)	874	887	921
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1473 (12) 表示 $0.1473 \pm 0.0012 (2\sigma)$												
测定结果	4 号点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值为 $(921 \pm 9) \text{Ma}$ 1~3 号点上交点年龄值为 $(875 \pm 25) \text{Ma}$, 下交点年龄值为 $(514 \pm 206) \text{Ma}$												

表 4-16-2 昆仑山花岗片麻岩 (Q9856) 颗粒锆石 U-Pb 年龄分析结果

样品情况		质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U		Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅黄色透明细长柱状自形晶	15	655	90	0.014	6420	0.02424	0.1441 (5)	1.350 (6)	0.06792 (16)	868	867	866
2	浅黄色透明细长柱状半自形晶	15	861	111	0.019	5675	0.04365	0.1338 (4)	1.236 (5)	0.06704 (17)	809	817	839
3	浅黄色透明短柱状表面圆滑	16	262	35	0.042	820	0.03297	0.1295 (17)	1.179 (21)	0.06599 (67)	785	791	806
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1441 (5) 表示 0.1441 ± 0.0005 (2σ)												
测定结果	1 号点 ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 表面年龄值为 (868 ± 3) Ma 1~3 号点上交点年龄值为 (867 ± 10) Ma, 下交点年龄值为 (481 ± 88) Ma												

表 4-16-3 昆仑山花岗片麻岩 (98VJD3156-1) 颗粒锆石 U-Pb 年龄分析结果

样品情况		质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U		Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅黄色透明细长柱状晶体	18	330	46	0.014	3633	0.06944	0.1389 (8)	1.292 (10)	0.06746 (27)	838	842	852
2	浅黄色透明细粒长柱状晶体	16	423	56	0.008	7001	0.04907	0.1372 (11)	1.273 (13)	0.06727 (38)	829	834	846
3	浅棕色透明短柱状半自形晶	17	612	78	0.021	3965	0.05516	0.1299 (5)	1.189 (6)	0.06639 (17)	787	796	819
4	浅黄色透明细长柱状半自形晶	15	374	42	0.007	6131	0.05710	0.1148 (13)	1.023 (16)	0.06462 (61)	701	715	762
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1389 (8) 表示 0.1389 ± 0.0008 (2σ)												
测定结果	1~4 号点上交点年龄值为 (864 ± 18) Ma, 下交点年龄值为 (501 ± 76) Ma												

表 4-16-4 昆仑山花岗片麻岩 (98VJD3156-2) 颗粒锆石 U-Pb 年龄分析结果

样品情况			质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅黄色透明细长柱状自形晶	18	373	53	0.011	5751	0.04657	0.1471 (7)	1.387 (8)	0.06838 (25)	884	883	880
2	浅黄色透明细长柱状自形晶	17	407	55	0.007	8169	0.04481	0.1396 (7)	1.306 (8)	0.06781 (23)	843	848	863
3	浅黄色透明长柱状半自形晶	16	298	40	0.009	4528	0.07415	0.1363 (10)	1.267 (13)	0.06738 (40)	824	831	849
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1471 (7) 表示 0.1471 ± 0.0007 (2σ)												
测定结果	1~3 号点上交点年龄值为 (878 ± 12) Ma, 下交点年龄值为 (421 ± 162) Ma												

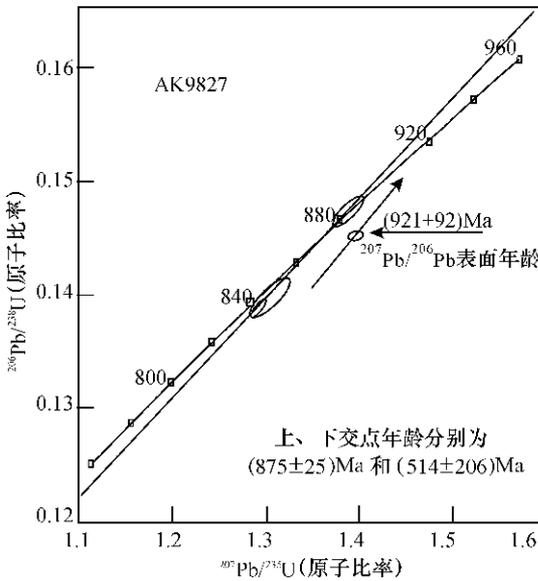


图 4-18-1 昆仑山花岗片麻岩 (AK9827) 颗粒锆石 U-Pb 年龄谱和图

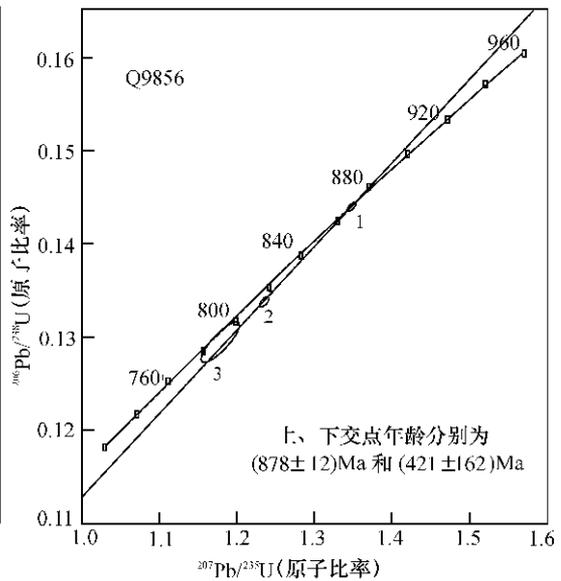


图 4-18-2 昆仑山花岗片麻岩 (Q9856) 颗粒锆石 U-Pb 年龄谱和图

成 (828.5 ± 9.1) Ma 的上交点年龄和 (377.7 ± 5.9) Ma 的下交点。由于所测锆石铅丢失明显, 其上交点年龄仅能大致反映所测样品的形成时代。但上述 5 个数据无疑证实新元古代热事件在东昆仑山的发育。推测在昆中断裂带两侧可能展布一条规模较大的新元古代花岗片麻岩带, 并有可能发现更多的中—新元古时期陆块汇聚和裂解的地质记录, 其大地构造意义不应亚于柴达木盆地北缘南带的花岗片麻岩带和榴辉岩带。

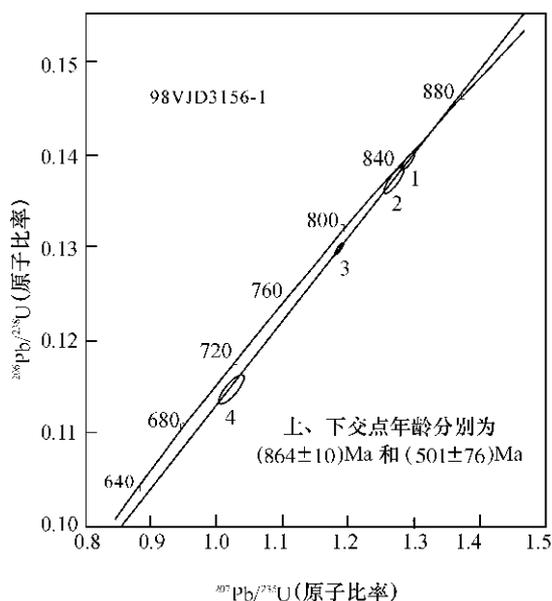


图 4-18-3 昆仑山花岗片麻岩 (98VJD3156-1) 颗粒锆石 U-Pb 年龄谱和图

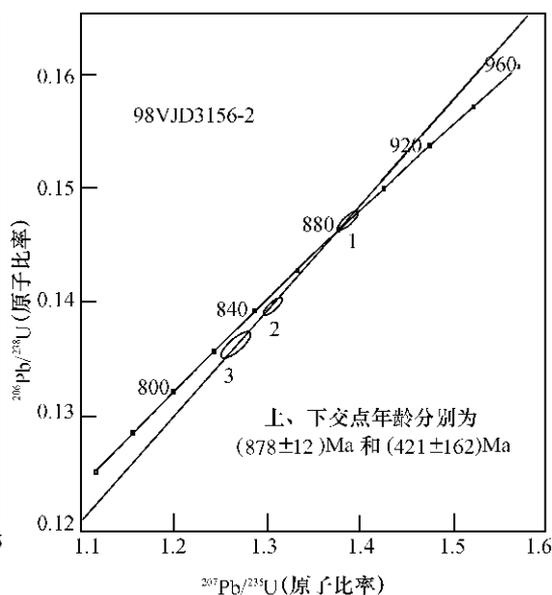


图 4-18-4 昆仑山花岗片麻岩 (98VJD3156-2) 颗粒锆石 U-Pb 年龄谱和图

表 4-17 昆中清水泉花岗片麻岩岩块 (QD10) 颗粒锆石 U-Pb 年龄分析结果

样品情况		质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U		Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	浅紫红色透明细长柱状自形晶体	20	414	51	0.012	5189	0.1371	0.1180 (4)	1.058 (5)	0.06505 (16)	719.0	733.0	776.0
2	浅紫色透明细长柱状表面圆滑	28	793	71	0.018	5030	0.05909	0.09160 (36)	0.7756 (202)	0.06140 (158)	565.0	583.0	653.4
3	紫红色半透明短柱状表面圆滑	15	1736	144	0.016	8868	0.04195	0.08707 (19)	0.7310 (22)	0.06089 (12)	538.2	557.2	635.5
4	浅棕色半透明粗长柱状晶体	18	2373	148	0.013	14168	0.01505	0.06742 (27)	0.5257 (27)	0.05656 (17)	420.6	429.0	474.5
5	浅紫红色透明细长柱状自形晶体	20	629	62	0.008	9564	0.06498	0.1009 (11)	0.8414 (94)	0.06048 (17)	619.7	619.9	620.6
6	浅紫色透明细长柱状自形晶体	20	834	82	0.017	6121	0.06084	0.1009 (8)	0.8417 (66)	0.06015 (10)	619.6	620.1	622.0
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002 ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.1184 (4) 表示 0.1180 ± 0.0004 (2σ)												
测定结果	5~6 号点 ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 表面年龄统计权重平均值为 (619.6 ± 3.8) Ma 1~4 号点上交点年龄值为 (828.5 ± 9.1) Ma, 下交点年龄值为 (377.7 ± 5.9) Ma												

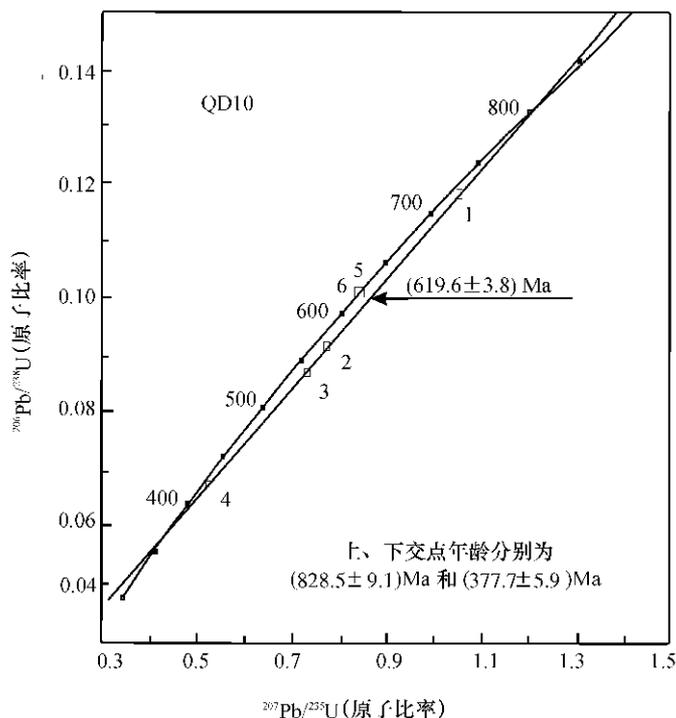


图 4-19 昆中清水泉花岗片麻岩岩块 (QD10) 颗粒锆石 U-Pb 年龄谐和图

四、讨 论

根据新获得的一系列 U-Pb 测年数据,初步建立了本区以元古宙为主的前寒武纪地层和热-构造事件年代格架(见表 4-2、表 4-1),研究成果表明本区新元古代热-构造事件异常活跃,出现了若干值得重视的地质现象和同位素年代信息。

(1) 古元古代地层以具孔兹岩系特征的副变质岩为主,深成侵入变质体则以双峰式为特色,它们主要分布于太古宙地质体中及其周边的敦煌、龙首山、柴达木盆地南、北两缘,而中元古代地层则以碎屑岩与碳酸盐岩为主,如龙首山的墩子沟群、中祁连的湟源群、柴达木盆地北缘的万洞沟群和东昆的冰沟群等是由变粒岩、千枚岩和大理岩组成的地层,它们位于古陆核的更外侧,呈现出围绕古陆核水平增生的趋势。本区中元古时期的地层中缺少大规模火山活动的地质记录,是地壳活动相对宁静的时期。

(2) 新元古代早期本区曾发生过大规模的以花岗岩为主的侵入活动,保存在柳园、柴达木盆地北缘南带和昆中的大型花岗片麻岩带即是该时期重大事件的地质记录。在上述三个花岗片麻岩带中以柴达木盆地北缘保存最好、出露范围最大,深成侵入活动约从 1.0 Ga 开始延续至 0.8 Ga 结束,长达 0.2 Ga,可能保存了从俯冲到碰撞,甚至后造山的根部带的深成岩浆活动记录。从 0.80 Ga 以后,全吉拗拉槽开始发育并接受沉积,嗣后完全进入了一个新的构造旋回。

(3) 阿尔金山西段和柴达木盆地北缘榴辉岩中获得的近 500 ~ 470 Ma 的同位素年龄信

息应引起高度重视，它可能反映泛非事件对本区的影响。要切实了解该事件的地质构造意义，首要的还是需进一步寻找野外证据。这是因作为一次深俯冲事件的地质记录绝不可能仅仅表现在榴辉岩的同位素年龄信息上，它必然伴生着一系列其他地质事件的发育，因此翔实的野外工作仍是确定这一重大地质事件的基础；其次在野外工作的基础上，要精心地进行高精度测年研究，以期获得反映榴辉岩相变质事件的年龄。

(4) 已获得的一系列新元古代热-构造事件的地质记录 and 同位素年代学信息，暗示本区与全球新元古代罗迪尼亚和冈瓦纳超大陆形成与演化存在着某种必然的成因联系。进一步深化对本区事件地质学的研究，必将有助于提高对新元古代超大陆的认识。

第五章 柴达木盆地北缘新元古代 重大地质事件群及其构造意义

柴达木盆地北缘，西起阿尔金山，东至鄂拉山，北近南祁连山，南接柴达木盆地，北西—南东方向延伸近 700 km，宽 50 km，面积超过 30000 km²。呈反 S 型展布的有小红山、赛什腾山、绿梁山、锡铁山、全吉山、阿莫尼克山、欧龙布鲁克山、牦牛山及阿尔茨托山等诸多山脉。区内地层出露齐全，岩浆活动频繁，矿产丰富，构造位置十分重要，长期以来一直为广大中外地质学家所注目。随着地球科学的发展和大陆动力学研究的深入，以及我国西部大开发战略的实施，该区已成为我国地学界研究的重点地区，特别是区内新元古代早期花岗片麻岩的确定及榴辉岩的陆续发现，越来越引起地学界的关注。

柴达木盆地北缘近年来研究工作的进展是以地层系统的重新厘定为起点的，首先将前人确定为古元古代的“达肯大坂群”厘定为德令哈杂岩、达肯大坂岩群（北带，时代分别为古元古代早期和晚期）、鱼卡河岩群（南带，时代可能为古—中元古代），并从地层系统中鉴别和筛分出一套新元古代早期的花岗片麻岩。在柴达木盆地北缘花岗片麻岩带内东起沙柳河，西至鱼卡河长达 400 km 的范围内（从鱼卡河向西至六五沟的 300 km 范围迄今尚未发现榴辉岩露头），已发现多处榴辉岩呈透镜状包体赋存于花岗片麻岩之中。目前可以确定榴辉岩带是一条早古生代高压-超高压变质带，也是划分北侧欧龙布鲁克和南侧柴达木-昆北微大陆块体的边界带。

一、柴达木盆地北缘欧龙布鲁克前寒武纪地层序列

（一）前寒武纪变质基底

柴达木盆地北缘以沙柳河-鱼卡河榴辉岩带为界，其北隶属欧龙布鲁克微陆块。该微陆块内部在欧龙布鲁克—全吉山一带保存了清晰的变质基底和沉积盖层的双层结构模式。前寒武纪变质基底包括三套地层，时代从老到新分别为古元古代德令哈杂岩、达肯大坂岩群和中元古代万洞沟群。

这三套岩层的原始接触关系已全部被破坏，不可能依据这种关系去判别地层的新与老。根据前述同位素年龄资料，确定德令哈杂岩和达肯大坂岩群的时代分别为古元古代早期和晚期，而据万洞沟群的岩石组合、低级变质作用特征和 (1022 ± 64) Ma 的 Rb-Sr 法等时线年龄（于凤池等，1994），有理由将万洞沟群的时代置于中元古代。

（二）沉积盖层

前人在欧龙布鲁克—全吉山一带曾确定两个重要的不整合面，经作者现场调查，证明这两个不整合面鉴别正确无误。一为发育在全吉山的全吉群与下伏岩层德令哈杂岩之间的不整合面，另一为上泥盆统牦牛山组与下伏中奥陶统浊积岩层之间的不整合面。前者大致相当于晋宁运动的“全吉运动”产物，后者为加里东运动在本区的地质记录。这两个不整



图 5-1 上泥盆统牦牛山组与下伏奥陶系之间的不整合（左）及牦牛山组底砾岩（右）



图 5-2 全吉群与下伏达肯大坂岩群之间的不整合（左）及全吉群底砾岩（右）

合面对重塑研究区的地质历史有十分重要的科学意义（图 5-1、图 5-2）。

全吉群保存于柴达木盆地北缘北带的全吉山及欧龙布鲁克山一带（图 5-3），因在全吉山保存较完整而得名。在全吉山和欧龙布鲁克一带，全吉群以不整合覆盖在德令哈杂岩的混合片麻岩之上，与含腕足类化石的寒武系呈假整合接触。全吉群自下而上可划分为下列岩石组合：①底部为陆相砂砾岩层（麻黄沟组），底砾岩中以硅质砾石为主，但仍可见下伏达肯大坂岩群混合岩的砾石，表明全吉群系原地沉积而不是异地体；②下部为发育双向斜层理或平行层理的长石石英砂岩和石英砂岩，为潮坪至滨海碎屑岩（枯柏木组和石英梁组）；③砂岩层之上发育厚达数百米富含叠层石的碳酸盐岩层（红藻山组），该层与砂岩层的过渡部位发育 3 层火山熔岩层，熔岩层之间赋存凝灰岩，从而显示火山喷发的旋回特征；④在碳酸盐岩层之上出露一套紫色和灰绿色调的杂色砂岩（黑土坡组），而该岩层之上局部出现块状杂砾岩层（红铁沟组），王云山等（1980）将这套杂砾岩层视为冰碛层，并认为与塔里木地台北缘库鲁克塔格群中的汉戈尔乔克冰碛层相当，冰碛层之上假整合着含寒武纪腕足类化石的含磷碎屑岩层（图 5-4）。全吉群的岩石序列总体上表现出拗拉槽或被动大陆边缘盆地沉积的特征，由于该群几乎未变质，变形则以脆形断裂为主，在变质、变形特征上与变质基底存在明显的差异，应归于克拉通化后形成的沉积盖层。

全吉群的上部地层中出露一套冰碛岩层，称为红铁沟组，该组分为上、下两段，下段为块状冰碛岩，构成红铁沟组的主体，主要为灰绿色杂砾岩，厚 5~75 m。杂砾岩中的砾

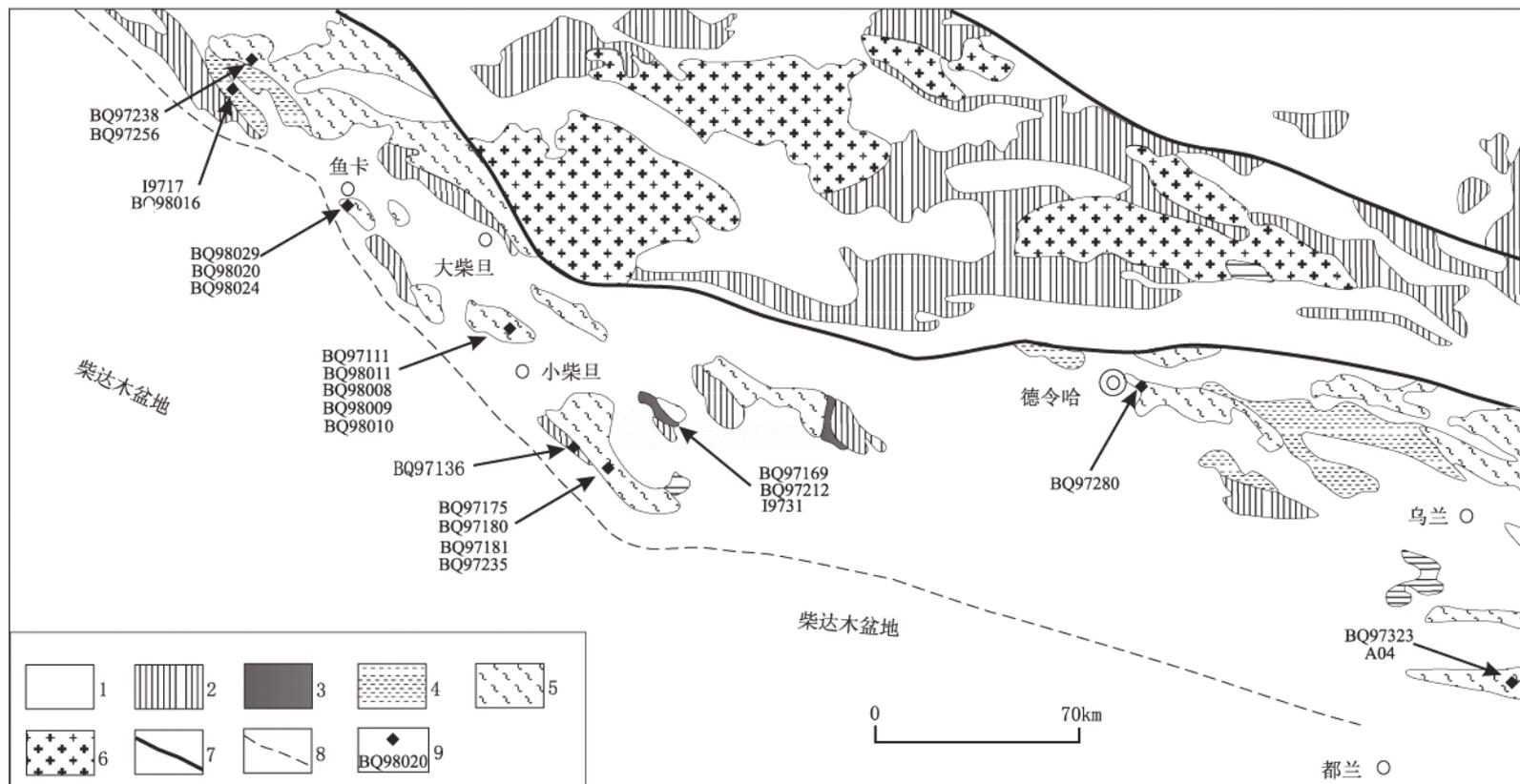


图 5- 3 全吉山—欧龙布鲁克山一带地质略图

(据《青海省区域地质志》修改)

1—上古生界及新地层；2—下古生界；3—全吉群；4—万洞沟群；5—古元古界及新元古代花岗片麻岩（原达肯大坂群）；6—古生代花岗岩；7—主要断裂；
8—推测断裂；9—采样位置及样品编号

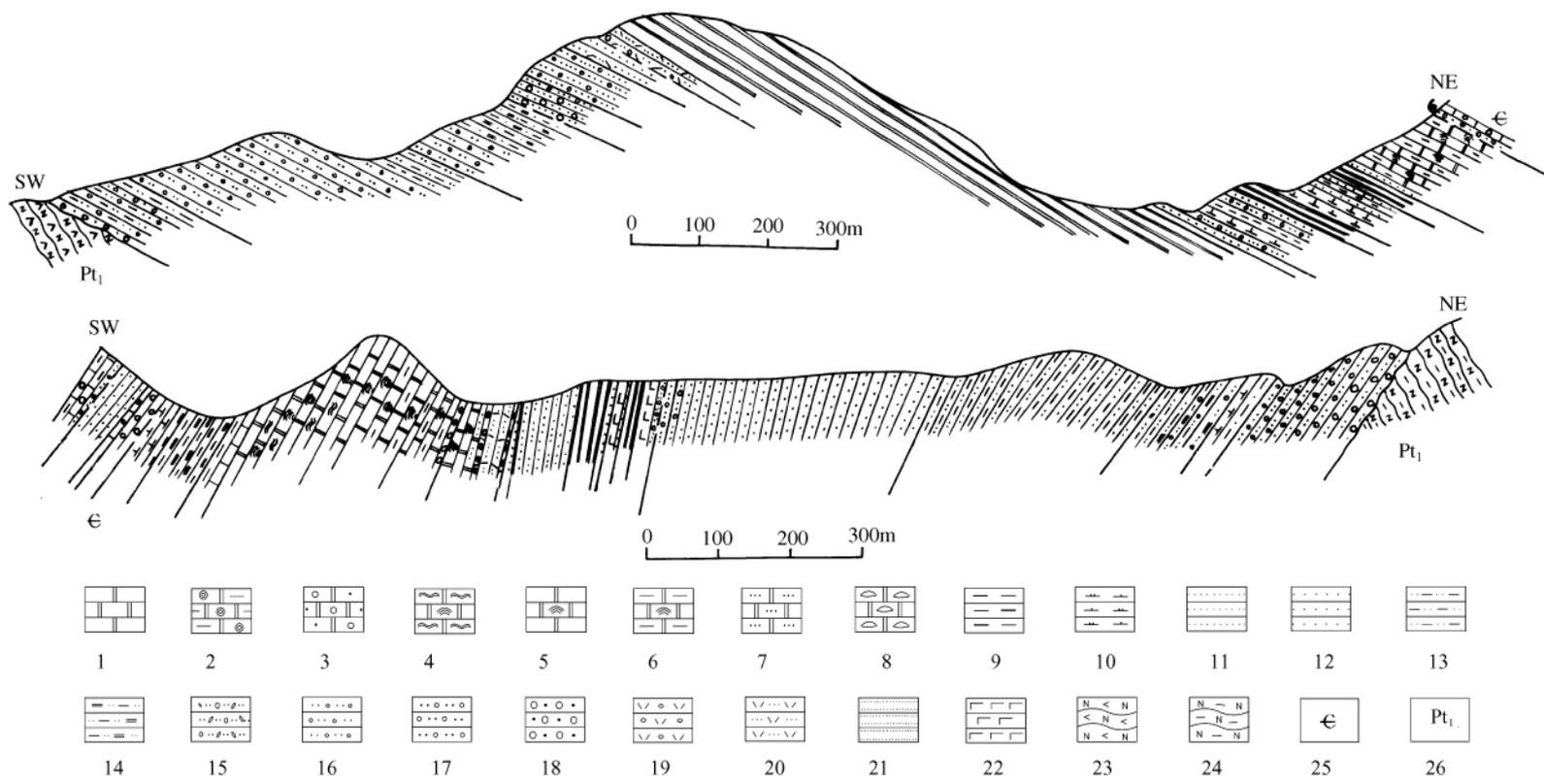


图5-4 欧龙布鲁克（下）及全吉山（上）全吉群地层剖面图

（据王云山等，1980）

- 1—白云岩；2—含核形石沙粒屑粉屑粉晶白云岩；3—砂屑含砾白云岩；4—藻泥晶粉晶白云岩；5—泥晶白云岩，含叠层石；6—硅质条带粉晶白云岩；7—粉砂质泥晶白云岩；8—鲕状泥晶灰质白云岩；9—炭质页岩；10—粉砂质页岩；11—粉砂岩-细砂岩；12—石英砂岩；13—长石石英砂岩；14—硬砂质长石石英砂岩；15—冰积砾岩；16—砾岩；17—中砾岩；18—巨砾岩；19—凝灰质砂岩；20—豆状凝灰岩；21—石英岩；22—粗面玄武岩；23—角闪斜长片岩；24—黑云斜长片麻岩；25—寒武系；26—德令哈杂岩

石成分以下伏含叠层石白云岩、含硅质条带白云岩、硅质岩为主，亦有少量石英砂岩及硬砂岩。砾石排列无序、大小混杂、分选极差（图 5-5），小砾石在 1cm 左右，大的为数十厘米，露头上见到最大砾石的直径达 2.2m。砾石形态各异，可见冰成岩中常见的熨斗状、马鞍状砾石，砾石的磨光面、压坑、擦痕等屡见不鲜。红铁沟组上段为紫色含砾粉砂岩及纹泥岩，层理自下而上越来越显著，而砾石含量及粒径则逐步递减，但在粉砂岩或纹泥岩中发育冰水相中特征的坠石（dropstone），说明上段为冰川退缩期的产物。王云山等将其上 1m 左右的含砾白云岩作为冰碛层之上的皱节山组的底部层位，作者经实地考察后，认为它应是冰碛层之上的白云岩帽层（dolostone cap），应作为红铁沟组顶部地层。

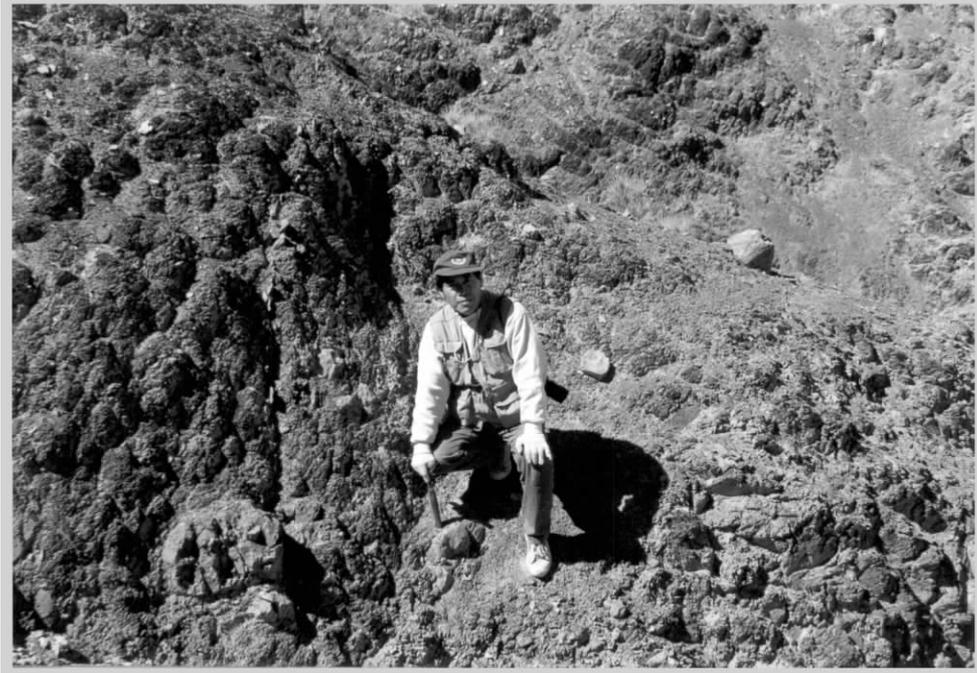


图 5-5 全吉群红铁沟组冰碛层外貌

红铁沟组冰碛层与上覆含皱节虫科遗迹化石的碎屑岩层为整合过渡，再向上则为下寒武统小高炉群，两者为假整合接触。小高炉群为白色含磷、含砾石英岩状砂岩、深灰色豹皮状含核形石含砂粒屑粉晶白云岩、残余粒屑硅质条带白云岩，有较多棘皮碎片、软舌螺、微体蠕形动物化石。

全吉群是欧龙布鲁克微大陆块上保存的沉积盖层中的最低层位，对于探讨研究区新元古代地质演化十分重要，同时该群中红铁沟组冰碛层系区域地层对比中的标志层，是新元古代晚期地层进行对比及探讨华北与塔里木联系的关键层位，对此将在第六章予以进一步讨论。

为了确定全吉群的地层时代，李怀坤等对全吉群火山岩进行了详细的锆石 U-Pb 法同位素年代学研究，下面对测年结果予以分析。

19731 号样品采自全吉山全吉群火山岩层位的下部，为玄武安山岩。从中选出的锆石十分复杂，有无色透明细长柱状自形晶体、淡紫色透明细长柱状自形晶体、淡紫色透明短柱状自形晶体、淡紫色透明他形晶体和褐紫色透明短柱状晶体（表面熔蚀圆化）等多种类

型。测定了 8 个 U-Pb 同位素数据点，测年结果也表明锆石类型十分复杂（表 5-1，图 5-6），得到了从 568 Ma 至 2428 Ma 的很分散的年龄数据。从 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率分析，除了 6 号点的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率较小（为 92），其他各点的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率都很高，说明锆石中普通铅含量是很低的，因此数据的精度多数是可靠的。个别点（如 5、6 号点）的精度较差（误差较大），这是由于锆石颗粒太小，含放射成因铅量太低而导致的。8 号点的锆石是褐紫色透明短柱状晶体，表面熔蚀圆化强烈，其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 法表面年龄基本一致，数据点基本落在谐和线上，取其最大的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 法表面年龄（ 2428 ± 11 ）Ma 作为这类锆石的形成年龄。从其受到强烈改造而发生熔蚀圆化、以及如此大的年龄值推断，应属于捕获晶，是岩浆上升过程中从下伏围岩中捕获的先存锆石，该捕获锆石的年龄值与德令哈杂岩时代相当，很可能是从德令哈杂岩捕获所得。图中 1~6 号点是基本谐和的数据点，都落在谐和线上或接近谐和线，其中 1、2 号点的锆石为无色透明细长柱状自形晶体，这种锆石与内蒙古中部白云鄂博群基性火山岩中的锆石非常相似（王楫等，1995），可能是火山岩中的自生锆石，其年龄应代表火山岩的形成年龄。1 号点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 法表面年龄为（ 680 ± 26 ）Ma，2 号点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 法表面年龄为（ 738 ± 28 ）Ma，它们都有可能反映火山岩中锆石的结晶年龄。结合我国其他地区同时代的年龄数据，作者选择（ 738 ± 28 ）Ma 作为全吉群火山岩的形成时代，并推断全吉群底界的年龄在 760 Ma 左右。显然，对全吉群地层时代的界定需要更准确的同位素年龄数据。

表 5-1 全吉群玄武安山岩（I9731）锆石 U-Pb 同位素年龄测定结果

样品情况			质量分数 $w_B/(\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	无色透明细长柱状自形晶体 (4/1)	5	345	38	0.007	1807	0.0626	0.1113 (42)	0.945 (48)	0.0615 (19)	680	675	659
2	无色透明细长柱状自形晶体 (4/1)	5	158	19	0.003	2381	0.0426	0.1213 (46)	1.057 (53)	0.0632 (19)	738	732	715
3	淡紫色透明短柱状自形晶体	10	270	32	0.002	9465	0.0187	0.1268 (28)	1.109 (32)	0.0634 (10)	769	757	723
4	淡紫色透明短柱状自形晶体	15	144	20	0.003	6692	0.1271	0.1318 (28)	1.224 (34)	0.0674 (10)	798	812	849
5	淡紫色透明他形晶体	5	120	12	0.001	2587	0.0749	0.0973 (120)	0.792 (137)	0.0590 (65)	598	592	568
6	淡紫色透明他形晶体	5	115	31	0.068	92	0.1160	0.1465 (105)	1.409 (151)	0.0698 (50)	881	893	922
7	淡紫色透明细长柱状自形晶体	10	217	28	0.038	410	0.0565	0.1119 (33)	1.241 (44)	0.0804 (14)	684	819	1207
8	褐紫色透明短柱状晶体 (表面蚀圆)	5	124	78	0.073	223	0.1780	0.4434 (117)	9.630 (27)	0.1574 (10)	2366	2400	2428
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1113 (42) 表示 $0.1113 \pm 0.0042 (2\sigma)$												

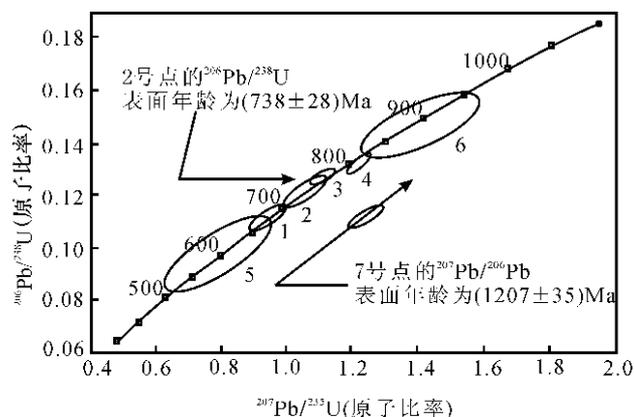


图 5-6 全吉群玄武安山岩 (I9731) 锆石 U-Pb 法同位素年龄谱和图

二、柴达木盆地北缘南带（沙柳河-鱼卡河） 新元古代热-构造事件

柴达木盆地北缘南带即沙柳河-鱼卡河榴辉岩带主要由三套岩石组成，一是组成该带主体的花岗片麻岩，二是在花岗片麻岩中呈捕虏体形式产出的、规模不等的表壳岩，三是榴辉岩。榴辉岩或与表壳岩共生，或呈独立的包体赋存于花岗片麻岩之中。

（一）新元古代花岗片麻岩带

柴达木盆地北缘南带的花岗片麻岩原作为“达肯大坂群”的一部分，经过作者等（陆松年等，1999d；李怀坤等，1999）几年的工作，从原划地层系统中区分出一套原岩为深成侵入体的花岗质片麻岩，该类岩石从柴达木盆地北缘南带的沙柳河向西经乌兰、锡铁山、绿梁山、鱼卡河、俄博梁山直至阿尔金山附近的六五沟，形成一条走向近 NW、长达 700 km 断续相连的花岗片麻岩带。

野外工作期间，作者等对该带中的沙柳河、锡铁山、绿梁山以及鱼卡河等地的变质深成侵入体进行了详细的观察研究，尤其是对绿梁山的胜利口以及锡铁山的全吉河等剖面进行了重点解剖。研究表明花岗片麻岩的原岩主要有英云闪长岩、花岗闪长岩、奥长花岗岩和钾长花岗岩四种类型。英云闪长岩和奥长花岗岩现存规模较小，常被大的花岗闪长岩体所包裹。花岗闪长岩为片麻岩的主要原岩类型，常以较大规模的岩体出现，而钾长花岗岩则以小岩株的形式侵入于花岗闪长岩之中。

1. 岩相学特征

（1）奥长花岗质片麻岩。根据岩石化学分析资料，仅在鱼卡河附近发育有奥长花岗质片麻岩（样品编号 BQ98029）。岩石露头呈灰白色，镜下观察片麻理十分发育，具片麻状构造。主要由石英（60%）和斜长石（30%）组成，另外含有少量片状矿物白云母（10%）。石英呈不规则状变晶或以交代穿孔的形式分布于斜长石中，石英颗粒大小变化悬殊，从不足 0.1 mm 到 2~3 mm；斜长石聚片双晶发育，结晶粗大，晶体粒径可达 3 mm；片状矿物白云母定向排列明显，具有鲜艳的蓝绿—紫红色干涉色。

(2) 英云闪长质片麻岩。正片麻岩中相当于英云闪长质的花岗片麻岩也是比较少的，仅在赛什腾山嗽唠河和绿梁山胜利口有出露。BQ97238 号样品采自嗽唠河边（采样位置见图 5-3），镜下观察，主要由石英、斜长石和少量黑云母构成。石英含量在 50% 左右，为不规则状变晶，粒度变化很大，从不到 0.1 mm 到 0.5 mm；斜长石含量 45% 左右，发育十分密集的聚片双晶，粒度相对较大，可达 1.5 mm；黑云母含量不足 5%，单偏光下为黑绿—褐黄色，多色性明显。BQ98011 号样品采自绿梁山胜利口，为灰白色细晶花岗岩，其化学成分亦相当于英云闪长岩。镜下观察可见其主要由斜长石和石英及少量黑云母组成。斜长石含量 55% 左右，发育聚片双晶，表面遭受强烈高岭土化，粒径在 1 mm 左右；石英含量 42% 左右，为不规则镶嵌状变晶；黑云母含量为 3%，为褐红色—褐黄色。

(3) 花岗闪长质片麻岩。化学成分相当于花岗闪长岩的片麻岩是正片麻岩的主体，在锡铁山和沙柳河等地均有发育。BQ97175 号样品采自全吉河剖面，岩石显示片麻状构造。石英含量为 50% 左右，呈不规则镶嵌状变晶，粒度变化很大，从 0.1 mm 至 1 mm；斜长石含量为 40% 左右，聚片双晶发育；另外含片状矿物黑云母 10% 左右，黑云母为红褐色—褐黄色，干涉色为鲜艳的蓝绿色，具有一定的定向性。BQ97180 号样品亦采自全吉河剖面，岩石具有片麻状构造。石英含量在 35% 左右，呈不规则粒状镶嵌变晶结构，波状消光；斜长石含量在 20% 左右，聚片双晶十分发育；正长石含量为 40% 左右，高岭土化强烈；另外含有 5% 左右的黑云母，呈红褐色—褐黄色，定向性明显。A04 号样品采自柴达木盆地东北缘的沙柳河，岩石主要由石英、斜长石和黑云母组成。石英含量为 50% 左右，具有波状消光，颗粒已被强烈挤压拉长；斜长石含量 40% 左右，发育聚片双晶；黑云母含量为 10% 左右，为细长的片状矿物，定向性十分明显。镜下观察发现，沙柳河附近的花岗闪长质片麻岩矿物定向性十分强烈，其遭受应力作用的强度比前述其他地点的花岗片麻岩强得多。

(4) 钾长花岗片麻岩。钾长花岗片麻岩在变质花岗岩中广泛分布，锡铁山全吉河剖面比较具有代表性，多以岩脉的形式产出，片麻理发育。矿物组成以钾长石类的正长石为主（60% 左右），石英含量不足 40%，另外含微量黑云母。

2. 地球化学特征

花岗片麻岩主元素分析结果列于表 5-2。花岗片麻岩类在岩石化学上最突出的特点是 Al_2O_3 含量较高，为 13.72% ~ 18.48%，表现在 CIPW 标准计算中 $C > 1$ ， $A/\text{CNK} > 1.1$ ，为过铝质花岗岩，因此具有 S 型花岗岩的特点。但是，不同类型的花岗质岩石的岩石化学特征又有细微的差异。花岗闪长质片麻岩（BQ97175、BQ97180 和 A04）， $w(\text{CaO})$ (2.40% ~ 3.12%)、 $w(\text{Na}_2\text{O})$ 和 $w(\text{K}_2\text{O})$ 含量均较高， $w(\text{Na}_2\text{O})/w(\text{K}_2\text{O})$ 为 1 左右；奥长花岗岩质片麻岩（BQ98029）和英云闪长岩质片麻岩（BQ97238、BQ98011 和 BQ97354）最为突出的特点是高 Na_2O 、 K_2O 含量，且 $w(\text{Na}_2\text{O}) \gg w(\text{K}_2\text{O})$ ，如 BQ98011 和 BQ98029 号样品的 $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值分别为 0.31 和 0.24。钾长花岗岩（BQ97235）和其他花岗片麻岩相比较，具有较高含量的 SiO_2 (74.34%) 和 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (Na_2O 、 K_2O 含量分别为 2.38% 和 5.57%)， $w(\text{K}_2\text{O}) \gg w(\text{Na}_2\text{O})$ ， $w(\text{K}_2\text{O})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值为 2.3，较低的 Al_2O_3 (13.72%) 和 CaO (1.07%) 含量，较高的 $w(\text{Fe}_T)/w(\text{Mg})$ (14.1) 比值。从常量元素的地球化学特点分析，具有偏碱性花岗岩的特点。但其 $A/\text{CNK} > 1.1$ ，CIPW 计算中的 $C > 1$ ，仍显示出 S 型花岗岩的特点，它的成因可能和深部地壳变质基底的深熔作用有关。

表 5-2 花岗片麻岩主元素分析结果 (w_B/%)^{*}

样品号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₃	H ₂ O ⁺	烧失量
BQ97175	67.72	0.42	14.83	0.32	5.10	0.10	3.01	3.12	2.59	2.07	0.038	0.24	1.04
BQ97180	69.56	0.65	13.76	0.55	4.27	0.065	1.56	2.95	2.44	2.96	0.076	0.63	1.03
BQ97235	74.34	0.11	13.72	0.10	1.73	0.054	0.13	1.07	2.38	5.57	0.10	0.54	0.56
BQ97238	69.78	0.23	15.61	0.24	2.78	0.081	1.20	3.35	3.35	2.17	0.038	0.56	0.72
A04	72.34	0.26	14.04	0.04	3.54	0.056	0.27	2.40	2.66	3.02	0.07	1.61	1.6
BQ98011	67.20	0.18	18.48	0.00	1.68	0.042	0.27	3.72	5.60	1.77	0.016	0.82	0.9
BQ98029	74.10	0.13	14.55	0.40	1.29	0.047	0.31	0.85	3.43	0.84	0.065	1.33	1.54
BQ98096 ^{**}	72.38	0.23	14.07	0.23	2.17	0.04	0.61	0.32	2.61	5.61	0.24	0.80	0.86
19873 ^{**}	63.02	0.26	19.18	0.29	4.20	0.21	0.08	2.55	3.59	5.13	0.12	0.72	0.81
BQ97354 ^{**}	65.26	0.68	16.22	0.18	5.32	0.093	1.43	3.59	3.19	2.09	0.20	0.84	1.07
BQ97280	46.08	1.80	14.70	3.00	13.10	0.27	7.10	7.23	2.28	1.28	0.24	1.27	2.26
BQ97323	48.16	3.00	12.98	2.60	12.83	0.21	6.53	7.84	2.36	1.68	0.26	1.45	2.26
BQ98085 ^{**}	44.86	1.98	14.40	1.46	12.17	0.22	8.85	9.86	2.07	1.29	0.11	2.30	3.14
BQ98020	45.22	3.44	15.50	2.14	19.29	0.23	6.26	9.69	2.35	1.04	0.30	1.02	1.87
BQ98024	48.94	2.19	15.13	2.15	12.02	0.23	6.05	10.19	2.36	0.26	0.11	0.36	1.57
BQ98010	46.20	1.27	14.60	1.86	12.19	0.26	7.79	12.63	1.19	0.78	0.027	1.34	1.88
BQ97181	46.28	2.15	15.23	1.90	13.34	0.25	6.64	11.11	1.62	0.22	0.13	1.02	1.88

表中 BQ97175、BQ97180 和 A04 为花岗闪长岩质片麻岩, BQ97235 为钾质花岗岩, BQ97238、BQ98011 和 BQ97354 为英云闪长岩质片麻岩, BQ98029 为奥长花岗岩质片麻岩, BQ98096 为花岗片麻岩, 19873 为石榴子石花岗岩; BQ97280、BQ97323 和 BQ98085 为斜长角闪岩类; BQ98020、BQ98024 为榴辉岩; BQ98010 为角闪石榴辉石岩; BQ97181 为石榴角闪岩。

^{*} 实验分析工作由天津地质矿产研究所化学实验室完成; ^{**} 下列样品是为了和柴达木盆地北缘花岗片麻岩作对比研究的: BQ97354 号样品采自中祁连东段响河岩体, BQ98096、BQ98085 采自中祁连西段托来南山的“野马南山群”, 19873 为采自托来南山的加里东期岩体。

花岗片麻岩的稀土元素特征见表 5-3, 较高的稀土元素总量, $w(\Sigma\text{REE}) = 50.16 \sim 147.97$ 较强烈的轻重稀土元素分异程度, $w(\text{LREE})/w(\text{HREE}) = 3.62 \sim 14.29$ 绝大多数显示明显的负 Eu 异常, $w(\text{Eu})/w(\text{Eu}^*) = 0.30 \sim 0.64$, 个别无或具有正 Eu 异常, $w(\text{Eu})/w(\text{Eu}^*) = 0.97 \sim 1.75$ 。稀土元素图谱显示出陆壳重熔型花岗岩的特征 (图 5-7), 表明源岩主体为深部地壳成熟度较高的变质沉积岩经过中—低程度的深熔作用形成的, 从图谱特征上也反映出其形成的构造背景与大陆壳具强烈的亲缘关系。图 5-7 中 9 号曲线为中祁连西段托来南山加里东期石榴子石花岗岩的稀土元素图谱, 它与柴达木盆地北缘花岗片麻岩相比, 显然具有高得多的稀土元素总量, 更为强烈的轻重稀土元素分异程度和负 Eu 异常, 为典型的壳熔花岗岩。

表 5-3 花岗片麻岩稀土元素分析结果 ($w_B/10^{-6}$)

样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
QB97175	30.13	49.13	5.46	18.49	4.53	0.88	3.75	0.65	3.14	0.68	2.01	0.34	2.08
QB97180	34.50	63.23	7.30	24.73	5.90	0.88	6.22	0.69	2.37	0.42	0.88	0.12	0.63
QB97235	9.52	17.78	2.11	7.43	2.17	0.28	3.47	0.51	2.83	0.54	1.49	0.22	1.56
QB97238	21.60	33.75	3.76	9.52	2.25	0.71	2.22	0.30	1.01	0.21	0.52	0.10	0.55
A04	14.50	26.76	2.92	10.82	3.70	0.42	4.60	0.73	3.94	0.75	1.73	0.23	1.32
QB98011	13.54	20.68	2.20	7.46	1.83	1.09	2.02	0.30	0.89	0.20	0.56	0.10	0.61
QB98029	13.36	25.07	2.81	9.67	2.77	0.31	3.73	0.48	1.95	0.40	0.96	0.13	0.91
QB98096	29.15	52.05	6.00	21.72	5.78	0.36	5.35	0.91	5.03	1.00	2.74	0.38	2.26
I9873	298.5	406.70	38.36	100.50	18.53	0.86	13.57	2.13	6.82	1.27	3.34	0.64	4.58
QB97354	38.33	65.49	7.48	29.07	6.86	0.95	5.90	0.85	4.06	0.75	1.74	0.23	1.29
QB97280	27.74	54.04	6.90	28.76	7.46	1.81	7.99	1.15	6.26	1.32	3.71	0.51	3.27
QB97323	24.80	49.91	6.35	29.06	8.49	2.38	7.63	1.28	7.31	1.46	3.94	0.53	3.28
QB98085	12.24	25.30	2.94	15.02	4.49	1.70	5.26	0.86	5.2	1.06	2.99	0.40	2.57
QB98020	21.08	42.03	5.16	22.28	6.15	2.08	5.80	1.03	4.50	0.96	2.26	0.30	1.86
QB98024	11.22	22.78	2.68	13.35	4.54	1.59	5.29	0.96	5.83	1.24	3.40	0.50	3.23
QB98010	5.99	14.11	1.77	10.22	4.86	1.39	6.29	0.83	4.70	0.98	2.70	0.38	2.34
BQ97181	13.31	33.55	3.89	17.90	5.50	1.86	5.37	0.88	4.85	1.04	2.75	0.39	2.26

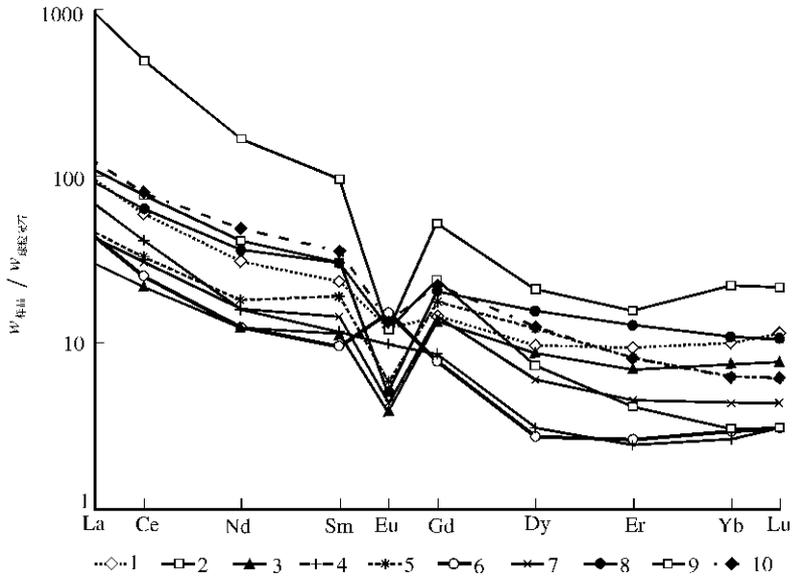


图 5-7 花岗片麻岩球粒陨石标准化稀土元素图谱

1—BQ97175；2—BQ97180；3—BQ97235；4—BQ97238；5—A04；6—BQ98011；7—BQ98029；8—BQ98096；
9—I9873；10—BQ97354；采样位置及岩性参见表 5-2

花岗片麻岩微量元素分析结果列于表 5-4。N-MORB 标准化 Pearce 图谱 (图 5-8) 显示较高的 Rb、Th 含量，具 Ba、Nb、Ta、Hf 的负异常，Ba 的负异常和较高的 Rb 含量显示同碰撞花岗岩的地球化学特点，而低的高场强元素 (HFSE) 含量和亏损则与俯冲带 (subduction

zone component) 型花岗岩相似。在 Pearce (1984) 设计的 $w(\text{Nb}) - w(\text{Y})$ (图 5-9)和 $w(\text{Rb}) - w(\text{Yb} + \text{Ta})$ (图 5-10) 图解中, 大多数点投在 VAG/Syn-COLD 花岗岩区。区别火山弧型和同碰撞型花岗岩最重要的标志为 Rb 是否发生亏损, 如果 Rb 发生强烈亏损则为火山弧型花岗岩的特征。从图 5-8 上清晰显示 Rb 的富集, 因此柴达木北缘的花岗片麻岩具有同碰撞型花岗岩的特征, 此外这些花岗岩具有 S 型特征也支持这一推断。

表 5-4 花岗片麻岩微量元素分析结果 ($w_B/10^{-6}$)

样品号	Sr	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Zr	Hf	Sm	Y	Yb	Cr	Co	Cs	V	U	Pb	Ni
BQ98175	220	116	566	20	0.5	6	49.13	84	2.2	4.53	19.32	2.08	380	11	7.7	61	3.3	17	22
BQ97180	193	138	437	13	0.3	7	63.23	139	1	5.9	10.09	0.63	200	9	3.1	54	0.7	13	11
BQ97235	288	202	2.2	0.5	5	17.78	9	1.1	2.17	15.38	1.56	197	2	2.1	5.6	1.2	21	5.5	
BQ97238	270	60	601	6	0.3	4	33.75	88	0.6	2.25	5.34	0.55	142	5.2	2.2	34	0.6	17	5
A04	51	170	117	11	0.7	9	26.76	84	1.9	3.7	21.02	1.32	136	3.9	5.4	14	1.4	17	5.2
BQ98011	817	50	283	3.2	0.3	2	20.68	55	1.8	1.83	5.13	0.61	134	1.7	1.2	6	0.5	18	4
BQ98029	83	181	175	4.9	1	7	25.07	11	1.3	2.77	9.91	0.91	63	1.8	9.4	7.4	1.7	13	4
BQ98096	48	223	478	13	0.8	9	52.05	78	2.2	5.78	28.72	2.26	165	2.7	4.5	8.9	2.2	32	4
19873	367	172	1061	71	1.3	23	406.7	498	9.9	18.53	39.64	4.58	33	2	7.1	1.5	4.1	44	4
BQ97354	176	159	318	15	1	19	65.49	97	1	6.86	19.86	1.29	180	9	11	82	3	25	7
BQ97280	141	72	688	4.4	0.3	11	54.04	154	0.8	7.46	34.94	3.27	106	50	2.3	337	0.8	17	56
BQ97323	247	30	257	3.9	1.4	19	49.91	215	1	8.49	37.66	3.28	128	39	0.5	451	0.9	8.2	55
BQ98085	217	48	252	2.1	0.8	9	25.3	106	1.6	4.49	28.05	2.57	127	48	2.1	406	0.6	10	92
BQ98020	301	34	288	2	0.7	22	42.03	130	0.6	6.15	22.14	1.86	92	43	3.4	297	0.5	6.4	53
BQ98024	104	14	109	1.5	0.4	11	22.78	100	0.4	4.54	32.62	3.23	301	30	0.3	308	0.4	4.6	31
BQ98010	62	65	85	2.4	0.8	7	14.11	24	0.9	4.86	25.65	2.34	155	41	4.2	368	2.4	6	79
BQ97181	160	16	57	0.7	0.8	7	33.55	70	0.7	5.5	25.76	2.26	228	39	0.5	378	0.6	8.4	48

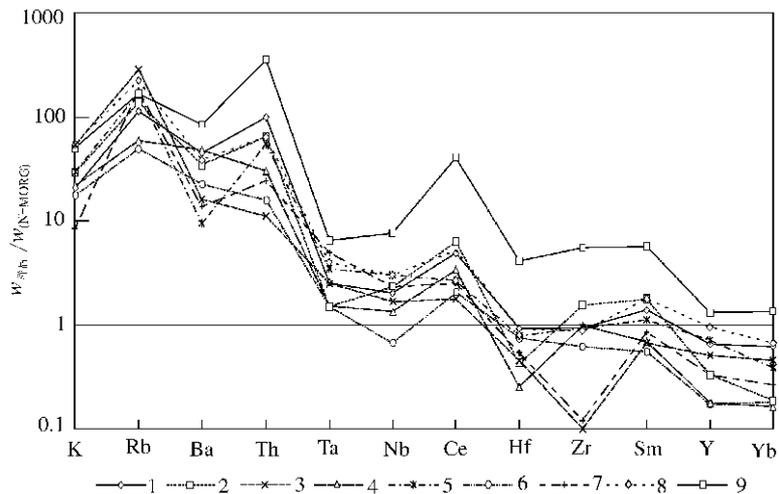


图 5-8 花岗片麻岩不相容元素 N-MORB 标准化图谱

图中曲线代号所代表的样品同图 5-7

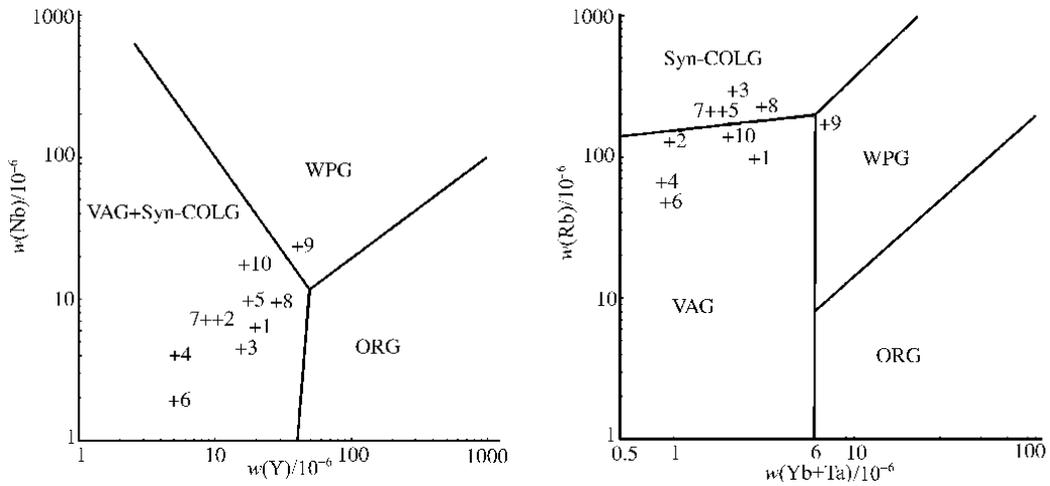


图 5-9 花岗片麻岩微量元素 $w(\text{Nb})$ - $w(\text{Y})$ 图解 图 5-10 花岗片麻岩微量元素 $w(\text{Rb})$ - $w(\text{Yb} + \text{Ta})$ 图解
WPG—板块内花岗岩, VAG—火山弧花岗岩; Syn-COLG—同构造碰撞带花岗岩, ORG—洋脊花岗岩
图中数据点所代表的样品参见图 5-6

3. 锆石 U-Pb 同位素年代学

1) 热电离法 (TIMS 法)

对柴达木北缘南部构造带内新元古代花岗片麻岩进行了热电离法锆石 U-Pb 同位素年龄测定, 测年样品锆石特征见表 5-5。

表 5-5 测年样品锆石特征

样品号	采样地点	岩性	产出状态	锆石特征
BQ98011	柴达木盆地北缘胜利口	英云闪长岩	变质侵入体	浅褐黄色、无色透明短柱状自形和等轴粒状晶体
BQ98029	柴达木盆地北缘鱼卡河	奥长花岗岩	变质侵入体	浅黄褐色透明短柱状和不规则状晶体
BQ98020	柴达木盆地北缘鱼卡河	榴辉岩	鱼卡河岩群	浅褐黄色透明不规则状晶体
BQ97111	柴达木盆地北缘胜利口	花岗闪长岩	变质侵入体	淡紫色、紫色透明长柱状、短柱状自形晶体
BQ97235	柴达木盆地北缘锡铁山	钾质花岗岩	变质侵入体	淡紫色透明细长柱状、短柱状、不规则状晶体
A04	柴达木盆地北缘沙柳河	英云闪长岩	变质侵入体	淡紫色、紫色、浅褐黄色透明短柱状自形晶体
BQ98016	柴达木盆地北缘滩间山	闪长玢岩	岩脉 (侵入万洞沟群)	浅紫色、无色透明短柱状细小晶体, 浅紫红色透明不规则状晶体, 紫色透明他形粒状晶体
I9731	柴达木盆地北缘全吉山	玄武安山岩	全吉群	无色透明细长柱状, 淡紫色、褐紫色透明短柱状和淡紫色透明他形晶体
BQ97212	柴达木盆地北缘全吉山	玄武岩	全吉群	紫红色透明不规则状、短柱状和长柱状晶体
BQ97136	柴达木盆地北缘锡铁山	流纹岩	滩间山群	紫红色透明短柱状、半透明浑圆状晶体

(1) 绿梁山胜利口英云闪长片麻岩 (BQ98011)。测年对象锆石呈浅黄褐色和无色透明的短柱状自形晶体及浅黄褐色等轴粒状晶体。测定了 5 个数据点 (表 5-6), 所有数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率都很大, 其中最小的一个为 815, 其他均在 1000 以上, 最大的达到

13099, 说明锆石中普通铅含量非常低, 实验结果是可靠的。它们共同构成一条线性很好的不一致线 ($MSWD=0.61$) (图 5-11), 由于数据点比较集中分布于下交点处, 因而上交点年龄误差较大, 为 (987 ± 93) Ma, 而下交点年龄精确度则较高, 为 (442 ± 11) Ma。数据点分布于不一致线与谐和线的下交点附近, 表明发生了非常强烈的放射成因铅丢失, 这是强烈的后期地质事件扰动的结果。通常将这类分析结果所获得的上交点年龄视为原岩形成的年龄, 而将下交点年龄解释为变质或其他后期地质事件的年龄, 它明确显示新元古代早期和早古生代两期地质事件对该样品的强烈影响。

表 5-6 绿梁山胜利口英云闪长片麻岩 (BQ98011) 锆石 U-Pb 同位素年龄分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma		
点 号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅褐黄色透明短柱状自形晶体	10	505	40	0.002	13099	0.0458	0.0825 (8)	0.680 (9)	0.0598 (5)	511	527	595
2	浅褐黄色透明短柱状自形晶体	10	441	35	0.003	8072	0.0623	0.0823 (14)	0.673 (16)	0.0594 (9)	510	523	580
3	无色透明短柱状自形晶体	10	245	20	0.015	815	0.0509	0.0774 (29)	0.631 (33)	0.0591 (19)	481	497	570
4	浅褐黄色透明等轴粒状晶体	10	508	34	0.005	4796	0.0261	0.0717 (13)	0.556 (13)	0.0562 (8)	446	449	461
5	浅褐黄色透明等轴粒状晶体	10	1025	68	0.036	1243	0.0236	0.0679 (8)	0.509 (9)	0.0544 (6)	423	418	388
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.0825 (8) 表示 $0.0825 \pm 0.0008 (2\sigma)$												
测定结果	1~5 号数据点构成的不一致线上交点年龄值为 (987 ± 93) Ma, 下交点年龄值为 (442 ± 11) Ma 4 号数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 (446 ± 8) Ma												

(2) 鱼卡河奥长花岗片麻岩 (BQ98029)。BQ98029 号样采自绿梁山鱼卡河的奥长花岗片麻岩, 是榴辉岩的直接围岩。锆石有浅黄褐色透明短柱状晶体和浅黄褐色透明不规则状晶体两种类型。锆石表面遭受比较强的熔蚀作用, 晶棱、晶面发生了较强的圆化。另外, 在显微镜下观察发现该样品的锆石透明度较差, 显示蜕晶质化现象, 这使得锆石容易发生放射成因铅丢失和从外部捕获普通铅。共测定了 7 个 U-Pb 同位素数据点 (表 5-7), 绝大多数数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄均是不一致的。从图 5-12 亦可看出多数数据点分布于不一致线的下部, 直观地显示出很强的不一致性, 表明锆石形成以后曾发生过非常强烈的放射成因铅丢失。1~4 号点构成的不一致线线性较好, 上交点年龄为 (1020 ± 41) Ma, 代表奥长花岗岩的形成年龄, 下交点年龄为 (381 ± 9) Ma, 反映后期地质事件发生的时间。1 号点为不规则粒状锆石, 颗粒相对比较粗大, 尽管也显示出一定

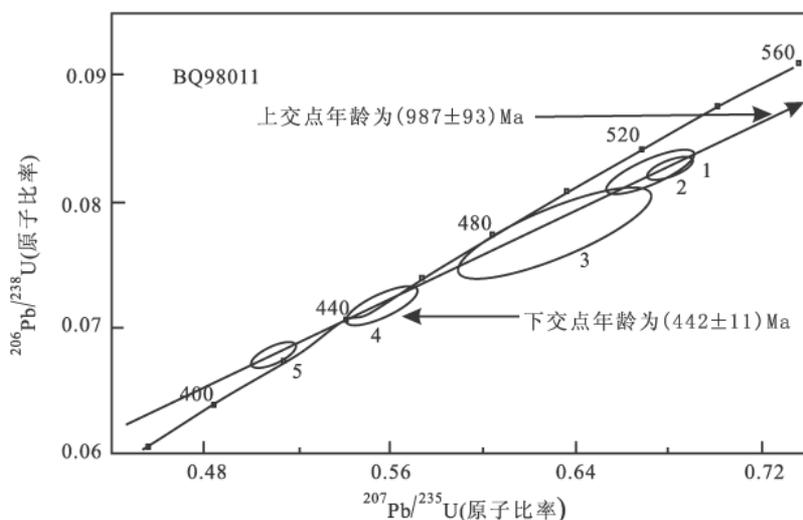


图 5-11 绿梁山胜利口英云闪长片麻岩 (BQ98011) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

表 5-7 绿梁山鱼卡河奥长花岗片麻岩 (BQ98029) 锆石 U-Pb 同位素年龄分析结果

样品情况		质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb	含量 ng	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅黄褐色透明不规则状晶体	10	133	20	0.024	465	0.0953	0.1307 (23)	1.261 (28)	0.0700 (9)	792.0	829.0	928.0
2	浅黄褐色透明短柱状晶体	10	405	28	0.006	3021	0.0097	0.0738 (18)	0.6083 (203)	0.0597 (12)	459.3	482.5	594.1
3	浅黄褐色透明短柱状晶体	10	708	51	0.056	559	0.0062	0.0702 (11)	0.5602 (120)	0.0579 (8)	437.2	451.7	526.2
4	浅黄褐色透明短柱状晶体	10	671	45	0.065	401	0.0614	0.0593 (10)	0.4399 (119)	0.0538 (10)	371.2	370.2	364.1
5	浅黄褐色透明短柱状晶体	5	706	61	0.046	395	0.0263	0.0787 (20)	0.6223 (220)	0.0573 (13)	488.4	491.3	504.8
6	浅黄褐色透明短柱状晶体	10	352	26	0.026	560	0.0171	0.0719 (21)	0.6020 (232)	0.0607 (14)	447.8	478.5	628.3
7	浅黄褐色透明短柱状晶体	10	526	41	0.029	849	0.0276	0.0764 (14)	0.7045 (168)	0.0669 (9)	474.4	541.5	835.0
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1307 (23) 表示 $0.1307 \pm 0.0023 (2\sigma)$												
测定结果	1~4 号点拟合的不一致线上交点年龄值为 (1020 ± 41) Ma, 下交点年龄值为 (380.5 ± 9.2) Ma 1 号点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 (928 ± 26) Ma, 4 号点的谐和线年龄为 (371.2 ± 6.9) Ma												

程度的放射成因铅丢失，但是表皮部分的放射成因铅丢失对整粒锆石的 Pb 同位素体系没有造成多大影响，因此其 U-Pb 同位素体系保持得比较好，数据点比较靠近上交点。2~7 号点为短柱状锆石，颗粒相对比较细小，它们抵抗后期地质事件改造的能力较差，所以数据点都偏向不一致线的下方。4 号点落在谐和线上，其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 原子比率在误差范围内是一致的， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 $(371 \pm 7)\text{Ma}$ ，与不一致线的下交点年龄在误差范围内是吻合的。4 号点的锆石可能是在后期地质事件过程中形成的，或是先成的岩浆锆石在后期地质事件过程中 U-Pb 同位素体系发生了彻底的重设。5~7 号点不同程度的偏离 1~4 号点构成的不一致线，这是不同程度铅丢失的结果。另外，从图 5-12 中可以明显看出有 5 个点集中分布于 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄为 450 到 500 Ma 之间，这似乎说明该时期曾发生过强烈的后期地质事件的改造作用，它反映出和上述 BQ98010 号样品的下交点年龄 $(442 \pm 11)\text{Ma}$ 相接近的年代信息。

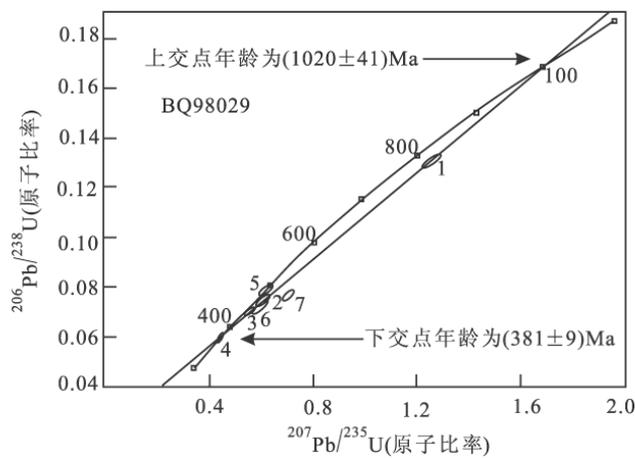


图 5-12 绿梁山鱼卡河奥长花岗片麻岩 (BQ98029) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

(3) 胜利口花岗闪长片麻岩 (BQ97111)。BQ97111 号样品采自绿梁山胜利口，其中锆石主要分为淡紫色透明长柱状 (长/宽 = 4/1) 自形晶体和短柱状 (长/宽 = 2/1) 自形晶体两种，锆石表面遭受比较强烈的熔蚀圆化，晶棱、晶面已经变得不太清晰。从显微镜下观察和根据扫描电镜照片分析，该样品中的锆石尽管表面发生了比较强烈的熔蚀圆化，但是其透明度很高，没有发生蜕晶质化，测定的数据点都比较接近不一致线的上交点或落在谐和线上，说明它们的 U-Pb 同位素体系保持得比较好。测定了 5 个 U-Pb 同位素数据点，其中 1~4 号点构成了一条线性很好的不一致线 (MSWD = 0.93)，其上交点年龄为 $(803 \pm 7)\text{Ma}$ ，下交点年龄为 $(212 \pm 18)\text{Ma}$ (表 5-8，图 5-13)。1 号点落在谐和线上，其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 $(801 \pm 6)\text{Ma}$ ，这和不一致线的上交点年龄完全一致。 $(803 \pm 7)\text{Ma}$ 这一上交点年龄为花岗闪长岩的形成年龄。下交点年龄反映了岩石在 212 Ma 前后遭受过热事件的扰动。应该指出，尽管从表面上看 $(212 \pm 18)\text{Ma}$ 这一下交点年龄精度是比较高的，但是这反映的只是实验误差比较小而已，并不意味着它确切地代表一次地质事件发生的时代。事实上，由于数据点都集中分布于上交点附近，因此它们构成的不一致线下交点年龄的地质意义具有很大的不确定性。5 号点也基本落在谐和线上，其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄在误差范围内是一致的，其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄为 $(868 \pm 6)\text{Ma}$ ，这

一年龄值较其他 4 个点构成的不一致线的上交点年龄大 70 Ma 左右，由于 5 号点的锆石比较粗大，推测其中可能存在比较老的内核，所以年龄值偏大。

表 5-8 绿梁山胜利口花岗闪长岩 (BQ97111) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	淡紫色透明短柱状自形晶体 (表面蚀圆)	20	732	93	0.014	4945	0.0488	0.1314 (6)	1.193 (6)	0.0658 (2)	796	797	801
2	淡紫色透明长柱状自形晶体 (表面蚀圆)	10	144	22	0.042	289	0.0633	0.1294 (48)	1.160 (58)	0.0650 (19)	785	782	775
3	淡紫色透明长柱状自形晶体 (表面蚀圆)	10	225	31	0.071	232	0.0585	0.1102 (31)	0.9716 (379)	0.0639 (16)	674	689	740
4	紫红色长柱状自形晶体、透明度较差	20	148	16	0.021	506	0.1275	0.0921 (4)	0.8077 (43)	0.0636 (1)	568	601	728
5	淡紫色透明长柱状自形晶体 (表面蚀圆)	20	536	76	0.018	3494	0.0645	0.1427 (7)	1.337 (7)	0.0680 (2)	860	862	868
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1314 (6) 表示 $0.1314 \pm 0.0006 (2\sigma)$												
测定结果	1~4 号点构成的不一致线上交点年龄值为 $(803 \pm 7) \text{Ma}$, 下交点年龄值为 $(212 \pm 18) \text{Ma}$ 5 号点的谐和线年龄值为 $(868 \pm 6) \text{Ma}$												

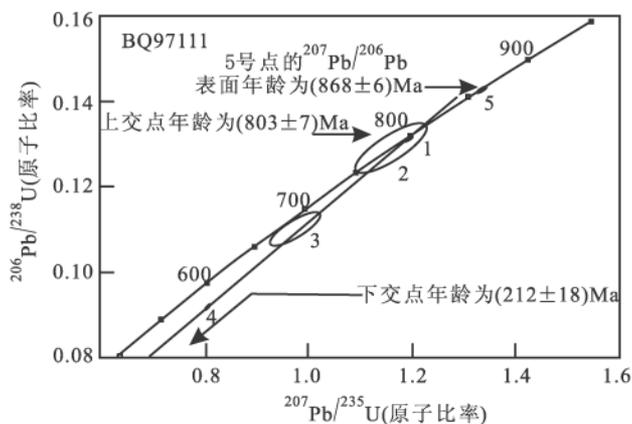


图 5-13 绿梁山胜利口花岗闪长岩 (BQ97111) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

(4) 锡铁山全吉河钾长花岗片麻岩 (BQ97235)。BQ97235 号样品产自锡铁山全吉河，为钾长花岗片麻岩。其中测年对象锆石为淡紫色—无色透明细长柱状 (长/宽 = 4/1)、淡紫色透明短柱状 (长/宽 = 1.5/1 ~ 2/1) 和少量淡紫色透明浑圆状晶体，表面遭受较强的

熔蚀圆化。共测定了9个 U-Pb 同位素数据点 (表 5-9), 它们的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 原子比率都在 1000 以上, 因此从实验的角度讲, 测试数据的精度是很高的。多数点的²⁰⁶Pb/²³⁸U、²⁰⁷Pb/²³⁵U 和²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 表面年龄不一致, 在谐和图上多落在谐和线的下方, 表明发生过不同程度的放射成因铅丢失 (图 5-14)。1~5 号数据点构成一条线性非常好的不一致线 (MSWD=1.7), 其上交点年龄为 (744±28) Ma, 可以解释为该钾质花岗岩的形成年龄, 下交点年龄为 (351±22) Ma, 为后期地质事件发生的时代。为什么采用 1~5 号点所拟合的不一致线, 而不采用其他数据点的理由如下: ①从表 5-10 中的数据可以看出 6~9 号点发生了很强烈的放射性成因铅丢失, 造成了其年龄值地质意义的不确定性; ②为了求得精度较高的岩石形成年龄, 必须选用接近上交点并能构成很好的不一致线的 1~3 号数据点, 同时增加 4、5 号两个测点和 1~3 号点共同拟合不一致线。但这一分析结果并不理想, 测点在不一致线上过于分散, 锆石的铅丢失比较严重, 下述 SHRIMP 法测年结果表明单粒锆石中具有复成因的核幔结构, 因此不能以 TIMS 法获得的上交点作为岩体的形成时代。

表 5-9 锡铁山全吉河钾质花岗岩片麻岩 (BQ97235) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	淡紫色透明细长柱状自形晶体	5	572	67	0.008	2811	0.0171	0.1224 (26)	1.080 (30)	0.0640 (10)	745	744	741
2	淡紫色透明细长柱状自形晶体	10	286	31	0.005	4267	0.0461	0.1101 (16)	0.962 (18)	0.0634 (7)	673	684	721
3	淡紫色透明短柱状自形晶体	10	445	45	0.016	1848	0.0181	0.1050 (17)	0.910 (19)	0.0628 (8)	644	657	703
4	淡紫色透明短柱状自形晶体	10	743	56	0.026	1386	0.0143	0.0780 (11)	0.628 (12)	0.0584 (6)	484	495	546
5	淡紫色透明浑圆状晶体	10	772	40	0.016	1653	0.0013	0.0553 (10)	0.410 (10)	0.0537 (8)	347	349	360
6	淡紫色透明短柱状自形晶体	10	307	28	0.007	2633	0.0209	0.0941 (8)	0.836 (8)	0.0644 (3)	580	617	756
7	淡紫色透明短柱状自形晶体	20	522	38	0.005	10961	0.0169	0.0784 (7)	0.658 (7)	0.0609 (3)	487	514	635
8	淡紫色透明短柱状自形晶体	15	777	54	0.005	10251	0.0128	0.0754 (6)	0.638 (6)	0.0614 (3)	469	501	652
9	无色透明细长柱状自形晶体	20	799	37	0.005	9973	0.0144	0.0501 (4)	0.426 (4)	0.0617 (3)	315	361	663
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1224 (26) 表示 0.1224±0.0026 (2σ)												
测定结果	1~5 号数据点拟合而成的不一致线上交点年龄值为 (744±28) Ma, 下交点年龄值为 (351±22) Ma 1~3 号数据点拟合而成的不一致线上交点年龄值为 (742±58) Ma, 下交点年龄值为 (275±255) Ma 1 号数据点的谐和线年龄值为 (745±16) Ma, 5 号点的谐和线年龄值为 (347±6) Ma												

表 5-10 柴达木北缘东段沙柳河眼球状花岗闪长片麻岩 (A04) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

点号	样品情况 锆石特征	质量 μg	质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
			U	Pb		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	淡紫色透明短柱状自形晶体	5	146	25	0.002	3376	0.1838	0.1539 (76)	1.754 (104)	0.0827 (23)	923	1029	1261
2	淡紫色透明短柱状自形晶体	10	228	34	0.013	1586	0.0652	0.1455 (33)	1.713 (47)	0.0854 (11)	876	1014	1325
3	浅褐黄色透明短柱状自形晶体	10	214	30	0.015	1246	0.0568	0.1383 (35)	1.481 (51)	0.0777 (16)	835	923	1139
4	淡紫色透明短柱状自形晶体	5	331	56	0.065	233	0.0343	0.1376 (42)	1.396 (61)	0.0736 (21)	831	887	1030
5	紫色透明短柱状自形晶体	10	533	65	0.005	9030	0.0280	0.1929 (16)	1.229 (19)	0.0690 (5)	783	814	898
6	淡紫色透明短柱状自形晶体	5	486	60	0.004	4423	0.0662	0.1242 (31)	1.185 (37)	0.0692 (12)	755	794	904
7	淡紫色透明短柱状自形晶体	5	490	58	0.003	5391	0.0463	0.1216 (30)	1.127 (36)	0.0672 (12)	740	766	846
8	淡紫色透明短柱状自形晶体	5	405	51	0.003	6425	0.0395	0.1318 (23)	1.210 (28)	0.0666 (9)	798	805	825
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 (2σ) 绝对误差, 例如 0.1539 (76) 表示 0.1539 ± 0.0076 (2σ)												
测定结果	1~7 号点拟合成的不一致线上交点年龄值为 (2360 ± 507) Ma, 下交点年龄值为 (744 ± 37) Ma 1、3、4、6、7 号点拟合成的不一致线上交点年龄值为 (1891 ± 188) Ma, 下交点年龄值为 (700 ± 25) Ma 8 号点的谐和线年龄值为 (825 ± 28) Ma												

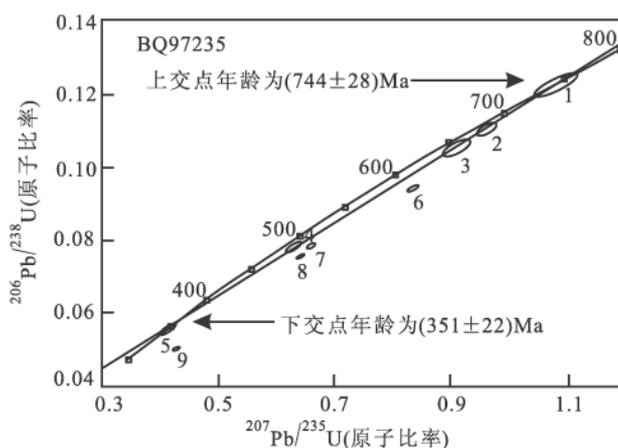


图 5-14 锡铁山全吉河钾质花岗片麻岩 (BQ97235) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

(5) 柴达木北缘东段沙柳河群眼球状花岗闪长质片麻岩。A04 号样品采自青海省乌兰和都兰之间的沙柳河，为糜棱岩化花岗闪长片麻岩。锆石主要为淡紫色，少量为浅褐黄色透明短柱状自形晶体，表面遭受了强烈的熔蚀圆化。共测定了 8 个 U-Pb 同位素数据点(表 5-10、图 5-15)，各个点的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率都很大，最小的为 233，其他都在 1000 以上，最高的达 9030，表明锆石中的普通铅含量低，从实验的角度判断，测试结果应是可靠的。但是 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄都很不一致，说明锆石在形成以后曾遭受过后期热事件的改造，使得锆石的 U-Pb 同位素体系受到了强烈的扰动，或者锆石是由较古老的内核和较年轻的新生边缘部分共同组成的，表现为数据点在谐和图上集中于不一致线与谐和线的下交点处，而且，尽管每个点的精度都很高，但各个点的分布比较分散，拟合的不一致线的线性关系不好。数据点比较分散也反映曾遭受很强的后期热事件扰动，而不是实验误差所致。若以 1~7 号点共同拟合不一致线，其上交点年龄为 (2360 ± 507) Ma，下交点年龄为 (744 ± 37) Ma；若选择线性关系比较好的 1、3、4、6 和 7 号点拟合不一致线，得到的上交点年龄为 (1891 ± 188) Ma，下交点年龄为 (700 ± 25) Ma。从 A04 样品分析结果判断，锆石的形成历史十分复杂，目前获得的两组年龄值都不具明确的地质意义，仅仅反映新元古代热事件的一种趋势，对该区眼球状片麻岩年代学的研究工作需要进一步深入研究。

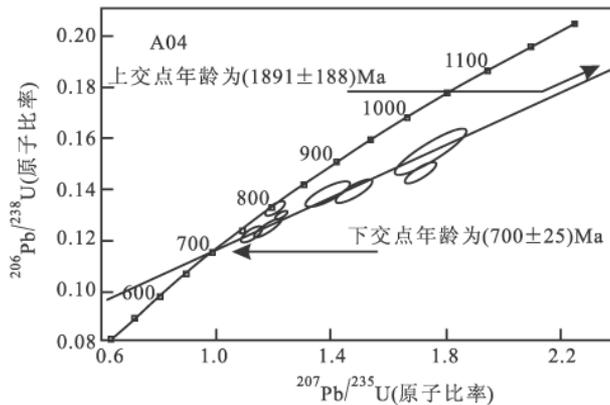


图 5-15 柴达木北缘东段沙柳河眼球状花岗闪长片麻岩 (A04) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

上述 5 个样品的 TIMS 法 U-Pb 同位素测年结果表明，沙柳河-鱼卡河榴辉岩带中花岗片麻岩的锆石 U-Pb 同位素体系特别复杂，锆石中铅丢失明显，测点在不一致线上分散且多集中在下方，这些特点表明锆石具有复杂成因，且可能具有核幔结构，因此上述测试结果仅能反映花岗片麻岩原岩形成和后期改造的大致时代，即一为新元古代早期，一为早古生代，而不能给出它们精确的年龄，但其中有些谐和年龄仍具较高的参考价值。

2) 高灵敏度离子探针 (SHRIMP 法) 锆石 U-Pb 同位素年代学

作者等应用高灵敏度离子探针针对个别花岗片麻岩样品进行了检验，获得了有用的同位素年代学信息，测试工作是在国土资源部同位素地质开放实验室进行的，现将初步成果简介如下。

(1) 锡铁山全吉河钾长花岗片麻岩 (BQ97235)。在 9 粒锆石中共采集了 13 组 U-Pb 同位素数据，其中 1、4、6、7 号颗粒锆石分别在核部和边部采集数据。该测试结果系初步工作成果，但揭示出锆石两期地质事件过程中 U-Pb 同位素特征及变化的情况 (图 5-16)。

样品号 1.1、2.1、3.1、4.1、7.2、8.1 反映了锆石早期岩浆结晶过程中 U-Pb 同位素特征， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄约为 842 Ma 左右， $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 原子比率多数大于 0.1；而 1.2、4.2、6.1、6.2、7.1、9.1 号样品的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄约为 437.7 Ma， $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 原子比率均小于 0.1，平均值为 0.016，反映了变质过程中锆石钍铀比的特点。这就是说在所测定的锆石中既包含了早期岩浆结晶过程中的 U-Pb 同位素信息，也保存了晚期变质过程中 U-Pb 同位素特征。该测试结果表明样品中单粒锆石中既有岩浆结晶成因，也有变质成因，同时也有一粒锆石中内部为岩浆成因而边部为变质成因。新的测试结果证明了从上述 TIMS 法所得到的结论，同时提供了新元古代早期和早古生代两期地质事件对本区强烈影响的进一步证据。

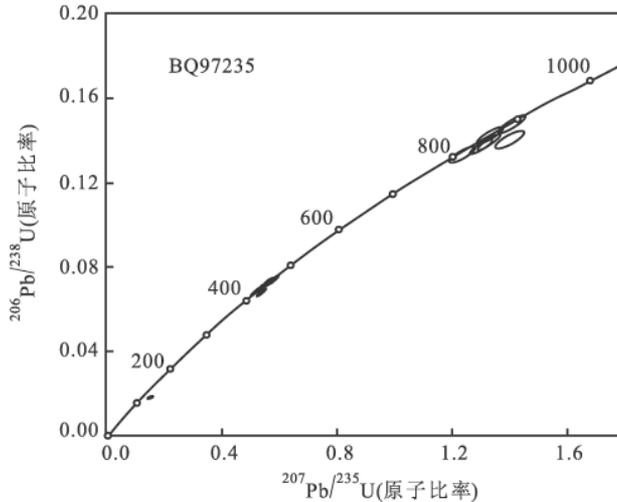


图 5-16 锡铁山全吉河钾长花岗片麻岩 (BQ97235) 锆石 SHRIMP 法 U-Pb 同位素年龄谐和图

(2) 柴达木北缘东段沙柳河群眼球状花岗闪长质片麻岩 (A04)。在 SHRIMP 上共采集了 13 粒锆石的 U-Pb 同位素数据，去除可能反映捕获晶锆石的较老 U-Pb 年龄信息后，利用其中 8 个点计算的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄为 (917 ± 21) Ma (图 5-17)，该数值与同一样品 TIMS 法年龄 (上交点为 (1891 ± 188) Ma 和下交点为 (700 ± 25) Ma) 对比有较大的出入，但正如前文所指出，沙柳河眼球状花岗闪长片麻岩由于受到糜棱岩化作用，锆石铀铅体系比较复杂，TIMS 法所测定的 U-Pb 同位素比值均落在不一致线的下方，说明锆石中的放射性铅丢失比较严重，下交点年龄的可信度较低，地质意义不明确，而 SHRIMP 年龄多数集中在 (917 ± 21) Ma，其 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 原子比率均大于 0.1，8 个点的平均值为 0.19，具有岩浆锆石钍铀比值的趋势，因此 (917 ± 21) Ma 可能代表该样品原岩的结晶时代，但该样品未像上述全吉河钾长花岗片麻岩那样反映出早古生代变质作用叠加所造成的同位素体系的重设。看来，并不是所有榴辉岩的围岩都能留下这一次事件“烙印”的，从而保存早古生代地质事件所引起的 U-Pb 同位素体系变化的特点。

(二) 鱼卡河 (或称沙柳河) 岩群

在新元古代花岗片麻岩出露区发现一套与榴辉岩共生在一起的表壳岩系。它们主要由石榴云母片岩、石榴云母石英片岩、白云母石英岩、大理岩和石榴斜长角闪岩等所组成，推测为经历高压变质作用的火山-沉积岩系。榴辉岩在表壳岩系中呈构造布丁、透镜体或

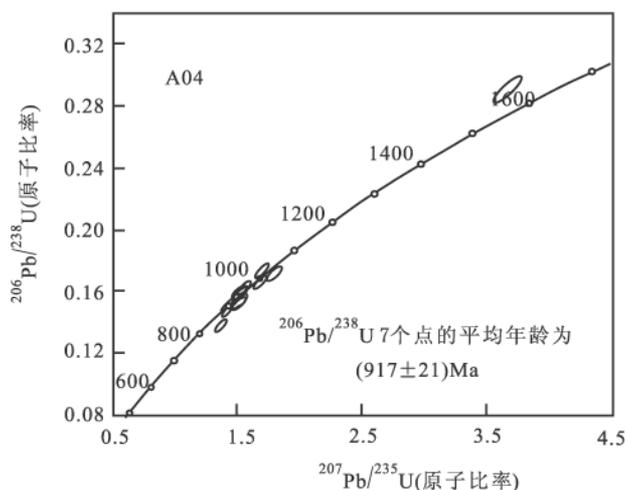


图 5-17 沙柳河眼球状花岗闪长片麻岩 (A04) 锆石 SHRIMP 法 U-Pb 同位素年龄谱和图

似层状体出露，在强烈变形部位如褶皱转折端，榴辉岩与其他表壳岩一起发生同褶。这套表壳岩被新元古代花岗片麻岩所围限（图 5-18），并可见明显的侵入关系。在花岗片麻岩中最大的表壳岩残留块体范围可达数十平方千米，小的仅以露头尺度呈包体赋存于花岗片麻岩之中，这套表壳岩的发现对于认识榴辉岩的成因、时代及重塑柴达木盆地北缘地质演化历史具有重要的科学意义。目前对这套表壳岩的时代尚未获得直接的同位素年代学的证据，但这套表壳岩被新元古代花岗岩所围限或侵入，其原岩时代至少大于 1.0 Ga，同时根据作者等已测定的年龄数据（见下文），以及已公开发表的一组年龄数据（张建新等，2000），鱼卡河岩群的变质时代可能与榴辉岩相变质时代接近，大致发生在 500 ~ 470 Ma 之间。

（三）榴辉岩岩石学、矿物学、地球化学和多元同位素年代学的初步研究

对本区榴辉岩的研究最早可追溯至 20 世纪 70 年代，早在 1974 ~ 1978 年，青海省地质科学研究所林坤、尹家衡等在对柴达木盆地北缘超基性岩及其含矿性专题研究过程中，即在绿梁山东段胜利口等地首次发现了似金伯利岩及榴辉岩。1987 年，青海省地质科学研究所王云山、陈基娘等在《青海省及邻区变质岩和变质作用》一书中，对区内榴辉岩的特征曾进行粗略的介绍。90 年代后期中国地质科学院杨建军（1994）、杨经绥（1998）和许志琴（1999）等对大柴旦镇西部榴辉岩的岩石学、矿物学和年代学进行过详细研究，并报道该地榴辉岩的 U-Pb 和 Ar-Ar 年龄分别为 $(499.6 \pm 5) \text{ Ma}$ 和 $(466.7 \pm 1.2) \text{ Ma}$ 。同时，特别值得指出的是杨经绥等（2000）在都兰北部片麻岩的锆石中发现超高压变质矿物柯石英，从而可以界定榴辉岩相变质已达到超高压的程度。

同期，作者等对柴达木盆地北缘榴辉岩也进行了较详细的工作，曾指出在柴达木盆地北缘存在一条重要的构造-岩浆岩带，具有分划性边界的性质。1998 年在研究了鱼卡河榴辉岩与花岗片麻岩的关系后，推断在柴达木盆地北缘近 700 km 长度的花岗片麻岩带内可能存在一条断续出露的榴辉岩带（Lu, et al., 1999）。这一推断已为近年来 1:5 万区调成果所证实，目前已在近 400 km 长的花岗片麻岩带中，于沙柳河、野马滩、阿莫尼克山、绿梁山和鱼卡河等地发现榴辉岩。

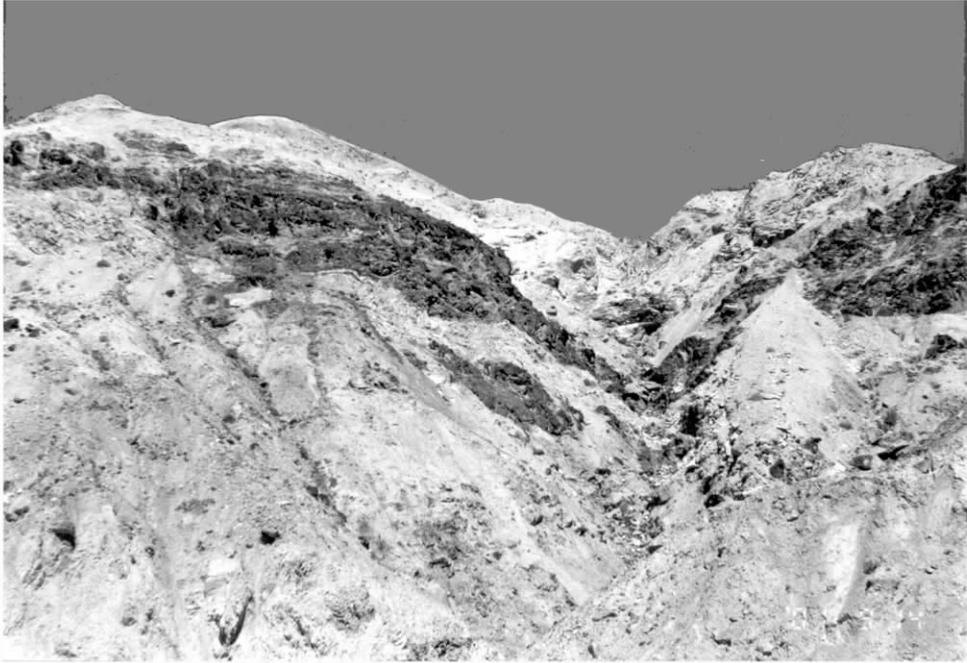


图 5-18 花岗片麻岩（灰白色）中的表壳岩（灰色）及榴辉岩（深色体）

1. 岩相学及地球化学特征

1) 鱼卡河榴辉岩

柴达木北缘发育一条大型韧性剪切带（赖绍聪等，1993），南邻柴达木地块，北接祁连地块，西抵阿尔金山构造带，东被瓦洪山断裂所截。榴辉岩产出于大柴旦镇北西 43 km 处的鱼卡河边，呈透镜状赋存于花岗片麻岩中。在鱼卡河北岸长 3.5 km 左右的剖面中，发现了规模不等的榴辉岩透镜体 20 多个，其中小者仅 0.5 m×1 m，大者宽可达 10~20 m、长断续延伸 150 m 左右。榴辉岩透镜体的排列方向性较好，平行于围岩的片麻理和区域构造线方向，片麻理倾向 NE20°、倾角 70°。榴辉岩呈灰绿色，致密坚硬，在露头上十分醒目地凸起于灰白色片麻岩之中。

鱼卡河榴辉岩由石榴子石、绿辉石、石英、（多硅）白云母、金红石和角闪石等矿物组成。主要组成矿物是石榴子石和绿辉石，两者含量近相等，均为 45% 左右。其他矿物含量较低，金红石 <1%、石英 3% ±、（多硅）白云母 4% ±、角闪石 2% ±。岩石具有半自形—自形中细粒镶嵌状变晶结构、块状构造。榴辉岩原始特征保存完好，内部矿物颗粒基本不显定向性，退变质作用轻微，仅在极少量绿辉石、石榴子石、多硅白云母的边缘或在它们的缝隙中有退变形成的角闪石和蠕虫状石英构成的后成合晶。

岩石中两种主要矿物石榴子石和绿辉石相间分布，二者之间边界平直，表明为平衡共生关系。石榴子石呈玫瑰红色粒状，粒径为 1~2 mm，自形晶。石榴子石中多含大量包裹体，使之呈网筛状。包裹体主要为石英，少量为绿辉石和多硅白云母。石榴子石中见有可能是柯石英的包裹体矿物，呈六边形，其周围包裹的石榴子石晶体发育清晰的放射状裂

纹。绿辉石呈墨绿色短柱状、半自型—自形粒状，粒径多小于 1 mm，少数呈宽板状者粒径可达 2 mm 以上。少数绿辉石边缘有退变质作用产生的蓝绿色角闪石。X 射线衍射分析显示十分明显的镁铝榴石和硬玉衍射峰。

退变质作用轻微的榴辉岩中的白云母主要呈小板条状 (0.2~1 mm)，与石榴子石和绿辉石在结构上平衡共生，或以石榴子石晶体内细小矿物包裹体形式产出，该类白云母的形成时间较早，可能是与石榴子石、绿辉石同期的产物。显微镜下观察可见薄片中有角闪石和蠕虫状石英的交生体穿切白云母生长，亦说明白云母为较早期矿物。另有极少量白云母呈 2~4 mm 的大片状，明显为晚期叠加变质作用的产物。

石英可分为 2 期，早期高压—超高压变质阶段的石英、柯石英假象 (?)，呈石榴子石、绿辉石中的包裹体或与石榴子石、绿辉石呈平衡共生的嵌晶状态产出，有的具有较好的六边形外貌。晚期退变质石英呈蠕虫状和角闪石一起构成交生体。薄片上，在石榴子石和绿辉石晶体内见有无色透明、干涉色较低、突起较高的细小矿物包裹体，具有较规则的六边形外貌，其周围的石榴子石、绿辉石晶体发育明显的放射状裂纹，这可能是柯石英向正常石英结构转变过程中体积膨胀的结果。薄片下观察还有少量角闪石呈不规则状分布于石榴子石、绿辉石、(多硅)白云母的颗粒间或缝隙中，和蠕虫状石英一起构成后成合晶。蠕虫状石英具有定向性，表现为一致的消光位。显然，角闪石和蠕虫状石英后成合晶是在退变质作用过程中形成的。

综上所述，榴辉岩中矿物具有三个世代：①峰期矿物组合石榴子石 + 绿辉石 + 石英 + 多硅白云母 + 金红石；②退变矿物组合角闪石 + 蠕虫状石英；③叠加变质矿物白云母。

表 5-11 列出了榴辉岩典型矿物电子探针成分分析结果，石榴子石为镁铝-钙铝-铁铝榴石系列，含镁铝榴石、钙铝榴石和铁铝榴石端元分子分别为 26%~31%、13%~19% 和 51%~59%。石榴子石晶体内部成分剖面图显示石榴子石晶体不发育成分环带，从其核部至边部成分变化很微小，即石榴子石内部成分分布是均匀的。石榴子石端元分子图解表明，鱼卡河榴辉岩的石榴子石具有 C 类榴辉岩的石榴子石成分特征，和产于阿尔金山西段片麻岩中的榴辉岩的石榴子石成分很接近 (刘良等, 1996b)。

绿辉石 Al_2O_3 含量为 10.24%~11.00%， Na_2O 为 6.54%~7.07%，硬玉分子含量为 45%~48%，系典型的绿辉石。鱼卡河榴辉岩绿辉石中硬玉分子含量较甘肃北山榴辉岩绿辉石中硬玉分子含量高出 10% 以上 (梅华林等, 1998)，说明鱼卡河榴辉岩形成的压力条件较北山榴辉岩高。

第一类白云母含有较高 SiO_2 (53%) 和 Al_2O_3 (27%)。根据 11 个氧原子计算，白云母中 Si 为 3.2，Mg 为 0.3，Fe 为 0.1，为多硅白云母。

角闪石富含 Na_2O (3.46%)， $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} = 0.46$ ， $w(\text{Mg})/w(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ 为 0.66，Si 为 6.841，为钠钙角闪石系列的冻蓝闪石，亦为高压矿物。冻蓝闪石是榴辉岩稍降温降压条件下的退变质作用的产物。利用 Powell (1985) 的石榴子石-单斜辉石温度计，分别以石榴子石边部和核部的成分进行温度计算。从表 5-11 中可以看出，以石榴子石边部成分计算的温度和以核部成分计算的温度基本一致，分别为 627~797 (平均 728) 和 704~754 (平均 733)。如前所述，石榴子石内部成分自核部至边部只有很微小的变化，表明榴辉岩形成以后的抬升过程可能是快速的，因而，后期温压条件的变化没有对石榴子石的成分产生明显的影响，也就是说，很好地保留了原始榴辉岩的石榴子石成分。因此，利

表5- 11 榴辉岩中典型矿物电子探针分析结果

样品号		Ga1	Ga2	Ga3	Ga4	Ga5	Ga6	Ga7	Ga8	Ga9	Ga10	Ga11	Ga12	Ga13	Ga14	Ga15	Ga16	Ga17	Ga18	Ga19	Ga20
SiO ₂		39.51	38.64	38.03	39.31	38.12	38.39	38.72	38.41	38.46	38.93	38.99	38.64	38.40	39.27	39.17	39.05	38.68	38.51	38.99	38.53
Al ₂ O ₃		20.97	20.80	21.01	20.92	20.91	20.97	21.16	20.95	21.22	21.59	21.52	20.91	21.06	20.87	21.60	21.13	21.57	21.07	21.47	20.66
TiO ₂		0.09	0.24	0.00	0.19	0.22	0.32	0.14	0.39	0.36	0.19	0.22	0.24	0.12	0.10	0.21	0.15	0.00	0.17	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃		0.11	0.00	0.03	0.00	0.02	0.06	0.13	0.15	0.15	0.10	0.08	0.13	0.00	0.05	0.02	0.03	0.03	0.13	0.00	0.00
MgO		4.54	4.29	4.81	4.71	4.69	4.42	4.53	4.50	4.63	4.26	4.43	4.39	4.43	4.64	4.73	4.45	4.24	4.70	3.39	4.49
FeO	w _B	24.66	24.26	25.13	24.95	24.21	24.29	24.02	24.68	24.50	25.16	24.76	25.12	24.21	24.43	25.35	24.71	22.64	23.92	26.93	24.71
MnO	%	0.42	0.40	0.49	0.59	0.40	0.34	0.57	0.47	0.39	0.76	0.55	0.50	0.51	0.62	0.48	0.41	0.38	0.38	0.50	0.60
NiO		0.14	0.05	0.17	0.38	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.08	0.06	0.05	0.14	0.13	0.00	0.38
CaO		9.32	9.98	9.19	9.06	9.89	9.80	9.98	9.96	9.79	9.25	10.15	9.35	9.70	9.45	9.82	9.75	10.92	9.88	9.46	9.26
Na ₂ O		0.00	0.00	0.40	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O		0.06	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.12	0.06	0.04	0.00	0.01	0.09	0.08	0.08	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00
Total		99.82	98.66	99.26	100.11	98.65	98.97	99.64	99.57	99.53	100.64	101.01	99.37	98.51	99.59	101.43	99.73	98.67	98.89	100.74	98.62
Si		3.073	3.047	2.998	3.057	3.012	3.022	3.023	3.011	3.009	3.020	3.011	3.034	3.032	3.064	3.012	3.046	3.034	3.026	3.036	3.048
Al		1.923	1.934	1.953	1.918	1.948	1.946	1.947	1.936	1.957	1.974	1.959	1.936	1.961	1.920	1.958	1.943	1.995	1.952	1.971	1.927
Ti		0.005	0.014	0.000	0.011	0.013	0.019	0.024	0.023	0.021	0.011	0.013	0.014	0.007	0.006	0.012	0.009	0.000	0.010	0.000	0.000
Cr ³⁺		0.007	0.000	0.002	0.000	0.001	0.004	0.008	0.009	0.009	0.006	0.005	0.008	0.000	0.003	0.001	0.002	0.002	0.008	0.000	0.000
Mg		0.526	0.504	0.565	0.546	0.552	0.519	0.527	0.526	0.540	0.493	0.510	0.514	0.521	0.540	0.542	0.517	0.496	0.551	0.394	0.529
Fe ²⁺	w _B	1.604	1.600	1.657	1.623	1.600	1.599	1.568	1.618	1.603	1.632	1.599	1.650	1.599	1.594	1.630	1.612	1.485	1.572	1.754	1.635
Mn	%	0.028	0.027	0.033	0.039	0.027	0.023	0.038	0.031	0.026	0.050	0.036	0.033	0.034	0.041	0.031	0.027	0.025	0.025	0.033	0.040
Ni		0.009	0.003	0.011	0.024	0.000	0.023	0.000	0.000	0.000	0.024	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.003	0.009	0.008	0.000	0.024
Ca		0.777	0.843	0.776	0.755	0.837	0.827	0.835	0.837	0.821	0.769	0.840	0.787	0.821	0.790	0.809	0.815	0.918	0.832	0.789	0.785
Na		0.000	0.000	0.061	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.043	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K		0.006	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.012	0.006	0.004	0.000	0.001	0.009	0.008	0.008	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000	0.000
$\frac{w(\text{Fe})}{w(\text{Fe}+\text{Mg})}$		0.753	0.760	0.746	0.748	0.743	0.755	0.748	0.755	0.748	0.768	0.758	0.762	0.754	0.747	0.750	0.757	0.750	0.740	0.817	0.756
Pyrope		0.179	0.169	0.186	0.184	0.183	0.175	0.178	0.175	0.181	0.167	0.171	0.172	0.175	0.182	0.180	0.174	0.170	0.185	0.133	0.177
Alman	w _B	0.547	0.538	0.547	0.548	0.531	0.539	0.528	0.537	0.536	0.554	0.536	0.553	0.537	0.538	0.541	0.543	0.508	0.528	0.591	0.547
Spess	%	0.010	0.009	0.011	0.013	0.009	0.008	0.013	0.010	0.009	0.017	0.012	0.011	0.011	0.014	0.010	0.009	0.009	0.008	0.011	0.013
Gross		0.265	0.283	0.256	0.255	0.278	0.279	0.281	0.278	0.275	0.261	0.281	0.264	0.276	0.266	0.269	0.274	0.314	0.279	0.266	0.263

注：表中矿物化学成分由中国地质大学（北京）电子探针实验室完成，Ga—石榴子石，Pyrope—镁铝榴石，Alman—铁铝榴石，Gross—钙铝榴石，Spess—锰铝榴石。

用石榴子石、绿辉石成分计算的温度能够客观地反映榴辉岩相变质作用过程中的温度条件。依据上述温度计算结果，利用绿辉石中硬玉分子含量估算其形成的压力为 1.7 GPa 左右 (Carswell et al., 1990)。

冻蓝闪石和蠕虫状石英后成合晶的形成，标志鱼卡河榴辉岩经历的退变质作用阶段，其压力稍低，但仍处于高压条件下，而且退变质作用的产物只有冻蓝闪石和蠕虫状石英的交生体，尚没有斜长石生成，反映是早期退变质作用的产物。以石榴子石（边部成分）-冻蓝闪石矿物对计算的温度变化于 547 至 662 之间，平均 618（表 5-12）。由于没有和冻蓝闪石共生的斜长石，所以退变质作用发生的压力条件不好估算。

鱼卡河榴辉岩所经历的晚期叠加变质作用为低压变质作用，以存在大量 b_0 值为 8.901A ($A = 10^{-10}m$) 的白云母为标志，其形成温度可能在 500 左右。

表 5-12 石榴子石-绿辉石、石榴子石-冻蓝闪石温度计算结果

矿物对	温度/	平均值/
石榴子石（边部）- 绿辉石 ^①	627、735、754、797	728
石榴子石（核部）- 绿辉石 ^①	704、718、724、738、739、753、754	733
石榴子石（边部）- 冻蓝闪石 ^②	547、616、646、662	618

注：①据 Powell (1985)，②据 Graham 等 (1984)。

2) 沙柳河榴辉岩

根据张雪亭等 (1999)、郝国杰等研究 (2001) 资料，榴辉岩呈透镜状出露于都兰北东 40 ~ 50 km 的眼球状花岗片麻岩和超镁铁质岩中，沿 109 国道可见两个规模不等的榴辉岩岩片，单个岩片长 150 m，宽 50 m 左右。根据榴辉岩的野外产状及岩石组合进一步分为两种类型：一种是以包体形式独立赋存于花岗片麻岩之中，包体的长轴方向与区域片麻理一致；另一种是与变基性—超基性岩共生，二者又以似脉状或透镜状构造布于赋存于花岗片麻岩之中。

石榴子石多呈变斑晶，淡红色，粒径为 2 ~ 4 mm，常常因包含细粒石英及自形的磷灰石晶体而形成网筛状结构，并广泛发育由角闪石和斜长石组成的后成合晶，有些呈毛发状垂直石榴子石的边部生长。绿辉石为淡绿色，粒径 1 ~ 3 mm，半自形至他形，多数绿辉石周边具有暗绿色角闪石镶边，有些被角闪石部分甚至完全替代。在个别探针薄片可见石榴子石与绿辉石二者平衡共生结构。

本区前寒武纪变质岩系中各种变质矿物之间的关系及矿物成分特征十分复杂，表明它们是不同的时期和阶段变质作用的产物。本次研究从成因矿物学的观点出发，在岩相学研究的基础上，根据矿物电子探针测试结果 (表 5-13)，对区内常见的矿物进行了研究。主要包括石榴子石、绿辉石、普通辉石、角闪石和斜长石。

石榴子石 在岩石中呈棕褐色，自形晶或自形变斑晶。镜下为淡红色，弱多色性，不规则裂隙发育。石榴子石中主要为铁铝榴石 (38% ~ 44%)、镁铝榴石 (31% ~ 38%) 和钙铝榴石 (22% ~ 23%)，少数含有锰铝榴石 (0.5% ~ 5.2%)，Am2 号样品的铁铝榴石、钙铝榴石较低，而镁铝榴石高达 63.4%，在 Coleman 等 (1965) 的石榴子石分类图解中多数落在 c 区。一般认为 $w(Fe^{2+})/w(Fe^{2+} + Mg)$ 比值反映形成时的温度，而 Ca 反映形成时的

表 5-13 柴达木盆地北缘沙柳河榴辉岩石榴子石电子探针分析数据

元素及 矿物		Am2	QD03-1-1	QD03-1-2	QD03-1-3	QD03-1
		石榴子石	石榴子石	石榴子石	石榴子石	石榴子石
SiO ₂	$\frac{w_B}{\%}$	42.45	39.90	39.37	39.97	40.02
Al ₂ O ₃		23.13	22.17	21.89	21.88	22.04
TiO ₂		0.06	0.05	0.02	0.18	0.02
MgO		17.98	10.31	9.48	8.35	9.75
FeO		12.08	18.87	19.60	20.79	19.94
MnO		0.07	0.72	0.57	0.48	0.22
CaO		4.96	8.59	8.66	8.48	8.75
Na ₂ O		0.16	0.01	0.01	0.12	0.01
K ₂ O		0.04	0.05	0.01	0.06	0.01
Total		100.93	100.69	99.61	100.31	100.75
Si		3.026	2.990	2.994	3.028	3.005
Al		1.944	1.959	1.963	1.954	1.951
Ti		0.003	0.003	0.001	0.010	0.001
Mg		1.910	1.152	1.074	0.943	1.091
Fe ²⁺		0.720	1.183	1.247	1.317	1.252
Mn		0.004	0.046	0.037	0.031	0.014
Ca		0.379	0.690	0.706	0.688	0.704
Na		0.022	0.001	0.001	0.018	0.001
K		0.004	0.005	0.001	0.006	0.001
w(Fe)/w(Fe+Mg)			0.274	0.507	0.537	0.583
Pyrope	$\frac{w_B}{\%}$	63.4	37.5	35.1	31.7	35.6
Alman		23.9	38.5	40.7	44.2	40.9
Spess		0.1	1.5	1.2	1.0	0.5
Gross		12.6	22.5	23.0	23.1	23.0

注：电子探针测试由北京大学地质系完成。Pyrope—镁铝榴石，Alman—铁铝榴石，Spess—锰铝榴石，Gross—钙铝榴石。

压力。从 QD03-4 所测定的石榴子石成分分析，由中心向边部 Fe²⁺ 含量由 1.605 逐渐降至 1.112，而 w(Fe²⁺)/w(Fe²⁺+Mg) 比值表现为先逐渐升高而后又逐渐降低，说明了石榴子石是在变质过程中经历了升温—降温过程形成的，边部的变化是受后期高角闪岩相的影响，而 Ca 的变化说明了压力是低—高一低的变化。

绿辉石 呈墨绿色，半自形至他形粒状，多已退变为角闪石和钠长石，仅局部有残核或晶体假象。据电子探针分析结果（表 5-13），绿辉石的 Al₂O₃、FeO、CaO 和 Na₂O 变化不大，但 Am2 与 QD03-1 有明显区别，Na₂O 含量为 3.06% ~ 6.38%。绿辉石在 Q-J 图解中投入 Ca-Na 辉石类，均属 Ca-Na 辉石组，其 Q (Wo、En 和 Fs)、Jd (硬玉) 和 Ae (霓石) 端员分子分别为 57.89% ~ 64.29%、35.46% ~ 38.26% 和 0 ~ 6.65%，在 Q-Jd-Ae 图解中都落

在标准绿辉石的范围。

单斜辉石 它们是石榴辉石岩主要组成矿物，石榴辉石岩与榴辉岩密切共生，主要为普通辉石和透辉石，普通辉石 Wo 、 En 、 Fs 端员分子的含量分别为 24.50% ~ 27.03%、64.37% ~ 67.67% 和 6.23% ~ 11.13%，透辉石的 Wo 、 En 、 Fs 端员分子的含量分别为 48.91% ~ 51.04%、25.05% ~ 31.09% 和 19.36% ~ 23.90%。从普通辉石硬玉分子的含量 6.33% ~ 16.39% 可知其形成时的压力也是很高的。

角闪石 多呈暗绿色，半自形或他形粒状，据电子探针结果为镁质角闪石，在石榴子石边部与斜长石呈后成合晶的角闪石为钙镁闪石。

斜长石 主要是石榴子石退变形成的后成合晶，多呈不规则状，属 $An_{47\sim 67}$ ，为中拉长石。少量为半自形板状，聚片双晶，沿矿物裂隙生长，为后期变质产物。

根据榴辉岩的矿物共生组合和矿物之间的接触关系，可以确定本区经历了一期榴辉岩相变质作用。矿物结构及矿物之间的转化关系反映了榴辉岩变质作用过程可以分为三个阶段。第一阶段可能为绿帘角闪岩相，形成了 $Ep + Hb$ 残留在石榴子石中的早期矿物组合，常见复杂的排列方式，代表了俯冲开始阶段的变质作用，形成温度可能在 400 ~ 500 °C；第二阶段为高压榴辉岩相，矿物共生组合为 $Grt + Omp + Rt$ ，代表了强烈俯冲时期；第三阶段为高角闪岩相，矿物共生组合为 $Aug + Pl + Hb$ ，代表了快速抬升时期，表现为沿石榴子石和绿辉石边部发育有角闪石和斜长石组成的后成合晶结构，并且角闪石和斜长石呈指状交生，垂直绿辉石的边部生长。由于后期的热流影响和变形改造，在角闪石边部产生绿泥石边。

利用石榴子石-单斜辉石温度计，分别对三对共生的石榴子石和绿辉石进行了测定，测得的温度为 642 ~ 730 °C，其 $P-T$ 单变线为一组近竖直的平行线，然后采用单斜辉石的硬玉分子含量单变线与其交点，确定出沙柳河一带榴辉岩变质作用第二阶段即高峰期的压力条件约大于 1.60 GPa，这个压力可能是榴辉岩形成的下限压力。为了查明变质作用过程中温度的变化，我们对其中一对石榴子石和绿辉石由中心向边部连续测定了三个点，所得温度分别为 715 °C、730 °C 和 692 °C，结果也表明该期变质过程中温度低—高—低的变化趋势。根据岩石组合、变质矿物共生组合和变质温压条件，第二阶段变质作用为榴辉岩相。第三阶段变质作用主要表现为绿辉石退变为角闪石，石榴子石周边新生的角闪石和斜长石后成合晶，根据角闪石-斜长石温度计，测得变质温度为 630 ~ 670 °C，利用 $Ca_{Pl}-\Sigma_{Al_{Hb}}$ 图解，估算出压力为 0.3 ~ 0.5 GPa，相当于高角闪岩相。

2. 榴辉岩相变质时代的初步研究

1) U-Pb 年龄

榴辉岩作为高压变质作用的重要标志，其形成时代的确定对于探讨柴达木北缘地质演化历史至关重要。但榴辉岩的 U-Pb 测年是一项十分复杂和艰难的工作，虽然投入的精力颇大，但目前仅获得沙柳河榴辉岩和阿莫尼克山退变榴辉岩的两个年龄数据，下面介绍测试结果。

(1) 沙柳河榴辉岩 (QD03)。样品的地质情况已在前文做了介绍，在该样品中利用 TIMS 法共测定了 9 粒锆石，所测定的锆石绝大多数为浑圆状，具有变质锆石的外形特征。测定结果见表 5-14 和图 5-19，测定的 9 个样品点集中在不一致线的下方，构成误差相对较大的上交点年龄为 (2055 ± 85) Ma 和误差相对较小的下交点年龄为 (497 ± 10) Ma。这两

个年龄大致代表了榴辉岩原岩形成的时代和榴辉岩的变质时代，在测定的 9 粒锆石中有 6 粒锆石的 U-Pb 同位素原子比率落在韦瑟里尔谐和线上，它们与 9 个点测得的下交点年龄比较接近， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄统计权重平均值为 (484 ± 3) Ma，比较准确地代表了榴辉岩的变质时代。

表 5-14 沙柳河榴辉岩 (QD03) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况			质量分数 $w_B / (\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄/Ma		
点 号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	淡黄色透明浑圆状	10	89	8	0.018	258	0.00731	0.0774 (46)	0.603 (52)	0.0565 (32)	481	479	473
2	淡黄色透明浑圆状	5	221	17	0.005	1149	0.00174	0.0788 (52)	0.599 (56)	0.0552 (34)	489	477	421
3	淡黄色透明浑圆状	5	174	18	0.028	166	0.00775	0.0773 (60)	0.596 (70)	0.0559 (44)	480	475	449
4	淡黄色透明短柱浑圆状	5	529	40	0.013	1014	0.00283	0.0776 (28)	0.596 (31)	0.0557 (19)	482	475	441
5	淡黄色透明浑圆状	5	183	13	0.002	2015	0.00123	0.0781 (63)	0.592 (68)	0.0550 (41)	485	472	411
6	淡黄色透明不规则及浑圆状	15	184	15	0.035	403	0.00067	0.0783 (25)	0.567 (33)	0.0526 (23)	486	456	310
7	淡黄色透明浑圆状	15	307	29	0.035	758	0.0149	0.0935 (16)	0.905 (20)	0.0702 (9)	576	654	934
8	淡黄色透明中长柱状	15	145	17	0.038	385	0.0414	0.106 (3)	1.11 (4)	0.0765 (15)	647	760	1108
9	淡黄色透明不规则及浑圆状	10	74	10	0.009	688	0.0357	0.131 (6)	1.68 (9)	0.0927 (21)	796	1001	1482
备注	* 在测定 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002 ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.0774 (46) 表示 0.0774 ± 0.0046 (2σ)												
测定结果	1~6 号点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄统计权重平均值为 (484 ± 3) Ma 1~9 号点上交点年龄值为 (2055 ± 85) Ma, 下交点年龄值为 (497 ± 10) Ma												

(2) 阿莫尼克山榴辉岩 (QD20)。位于阿莫尼克山西段，接近锡铁山的花岗质岩石中赋存露头尺度的深色基性包体，包体成分主要为石榴辉石岩和石榴斜长角闪岩，但包体核部仍可见未退变的榴辉岩残留。在 QD20 号样品中测定了 6 粒锆石，其中两粒显示了老年龄的信息，而另外 4 个样品点基本落在韦瑟里尔谐和线上， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄统计权重平均值为 (473 ± 4) Ma (表 5-15, 图 5-20)，与沙柳河榴辉岩的年龄值 (484 ± 3) Ma 接近，基本反映了榴辉岩相变质时间。

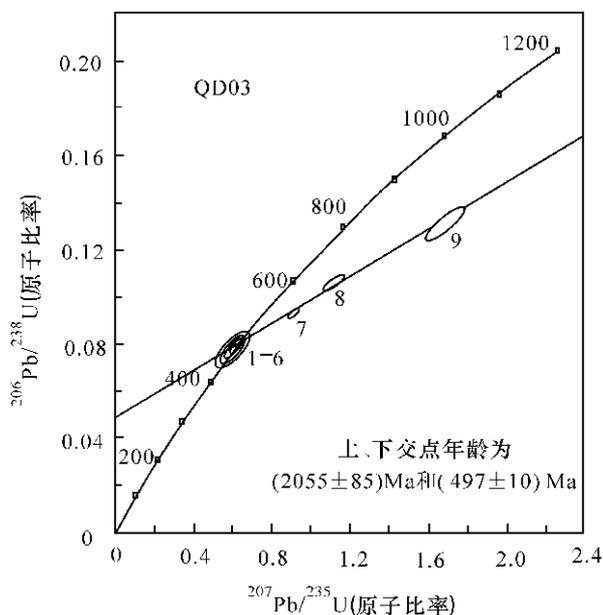


图 5-19 沙柳河榴辉岩 (QD03) 锆石 U-Pb 同位素年龄谱和图

表 5-15 阿莫尼克山榴辉岩 (QD20) 锆石 U-Pb 同位素分析结果

点号	样品情况 锆石特征	质量 μg	质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 / Ma		
			U	Pb		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	淡紫色透明浑圆状	15	338	25	0.024	1016	0.0278	0.0757 (14)	0.590 (16)	0.0565 (10)	470	471	472
2	淡紫色透明浑圆状	15	298	26	0.068	333	0.0520	0.0766 (15)	0.588 (21)	0.0556 (16)	476	470	438
3	淡黄色透明中长柱状	10	305	22	0.010	1497	0.0109	0.0768 (19)	0.580 (22)	0.0548 (14)	477	464	404
4	淡紫色透明浑圆状	15	413	30	0.012	2524	0.0086	0.0762 (8)	0.569 (11)	0.0542 (8)	473	457	378
5	无色透明短柱状	10	129	21	0.036	264	0.253	0.117 (5)	1.20 (7)	0.0749 (23)	711	802	1066
6	淡紫色透明浑圆状	5	221	46	0.007	1803	0.0685	0.200 (7)	3.10 (11)	0.113 (2)	1173	1433	1842
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002 ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.0757 (14) 表示 0.0757 ± 0.0014 (2σ)												
测定结果	1~4 号点 ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 表面年龄统计权重平均值为 (473 ± 4) Ma 5 号点 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 表面年龄值为 (1066 ± 62) Ma, 6 号点 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 表面年龄值为 (1842 ± 24) Ma												

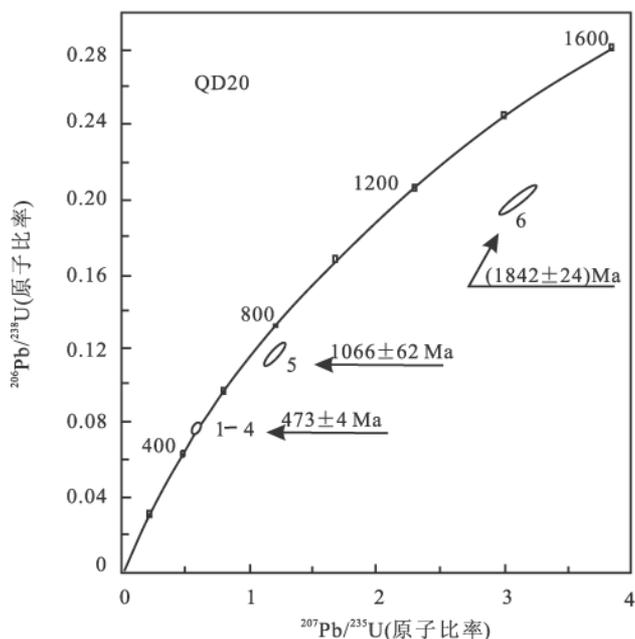


图 5-20 阿莫尼克山榴辉岩 (QD20) 锆石 U-Pb 同位素年龄谱和图

2) 榴辉岩 Sm-Nd 等时线年龄

利用鱼卡河榴辉岩的两个全岩样品以及从中选出的石榴子石、绿辉石和金红石共 6 个样品点进行榴辉岩 Sm-Nd 等时线年龄研究 (参见表 5-16 中 1~6 号数据和图 5-21)。所测定的 6 个数据点的线性关系非常好, 计算得出了误差很小的等时线年龄值 (545 ± 8)Ma。由 1、3 和 5 号点构成的内部等时线年龄为 (546 ± 34)Ma, 而由 2、4 和 6 号点计算的矿物内部等时线年龄为 (547 ± 1)Ma 和上述由 6 个点共同拟合的等时线年龄 (545 ± 8)Ma 是吻合的。

表 5-16 鱼卡河榴辉岩全岩及单矿物 Sm-Nd 分析结果

序号	样品号	岩性	w(Sm) 10^{-6}	w(Nd) 10^{-6}	同位素原子比率		ϵ_{Nd}^0	ϵ_{Nd}^1	T_{DM}/Ca	I_{Nd}^1	$f_{Sm/Nd}$
					$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$	$\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$					
1	BQ98020	榴辉岩	6.0973	27.3717	0.1347	0.512575	- 1.23	7.56	1.11	0.511018	- 0.32
2	BQ98028	金红石	5.4319	24.2175	0.1356	0.512578	- 1.17	7.54	1.12	0.511585	- 0.31
5	BQ98020 - 1	石榴子石	2.5908	9.2911	0.1686	0.512696	1.13	6.64	1.53	0.510999	- 0.14
3	BQ98020 - 2	绿辉石	2.0776	8.6345	0.1455	0.512613	- 0.49	7.36	1.20	0.511467	- 0.26
4	BQ98024	榴辉岩	4.2626	15.3353	0.1680	0.512694	1.09	6.67	1.52	0.511018	- 0.15
6	BQ98028 - 1	石榴子石	2.3421	6.3900	0.2216	0.512886	4.84	20.76	- 5.20	0.520291	0.13

注: 分析者为天津地质矿产研究所同位素地质实验室林源贤研究员; T_{DM} 的计算采用 Goldstein et al. (1984) 的模式, 亏损地幔的 Sm-Nd 同位素比值采用 DePaolo (1981) 推荐数值; ϵ_{Nd}^1 的计算取 $t = T_{DMP}$

3) 榴辉岩中白云母 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 年代学研究

本次研究对鱼卡河含柯石英残留或假晶的榴辉岩中白云母进行了 $^{40}Ar-^{39}Ar$ 年龄测定 (表 5-17, 图 5-22)。实验技术方法和数据的处理参见王松山等 (1987, 1992)。从表 5-17

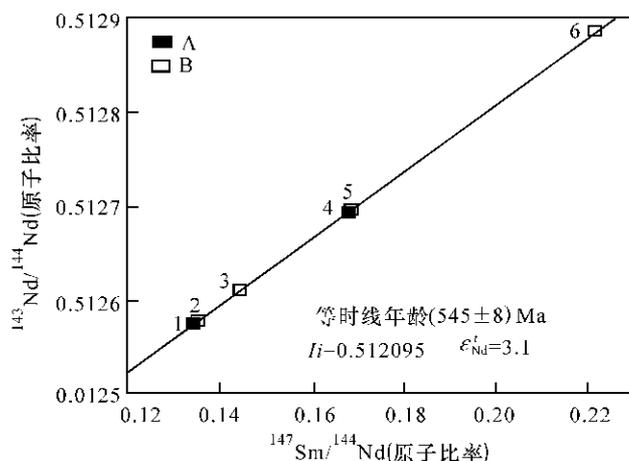


图 5-21 鱼卡河榴辉岩全岩及单矿物 Sm-Nd 内部等时线
图中：A 为全岩，B 为单矿物，1~6 号点分别对应表 5-16 中 1~6 号样品

表 5-17 鱼卡河榴辉岩中白云母 Ar-Ar 同位素分析结果

阶段	温度	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	$(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_m$	(^{39}K) mole	$w(^{39}\text{K})/\%$	$(^{40}\text{K}/^{39}\text{K})_r$	$\frac{T_{ap}}{a}$	$\frac{\sum T_{ap}}{a}$
1	460	8.877E+01	1.477E-01	1.977E-03	4.839E-02	1.49E-13	0.38	45.09	6.100E+08	1.02E+07
2	540	7.081E+01	9.292E-02	1.164E-02	3.053E-02	2.17E-13	0.55	43.33	5.897E+08	8.23E+06
3	620	5.402E+01	4.058E-02	7.660E-03	2.039E-02	4.94E-13	1.26	42.00	5.742E+08	6.34E+06
4	690	4.257E+01	1.277E-02	7.374E-03	1.931E-02	1.54E-12	3.92	38.76	5.359E+08	5.11E+06
5	760	4.286E+01	7.486E-03	6.973E-03	1.716E-02	3.08E-12	7.84	40.62	5.580E+08	5.08E+06
6	830	4.199E+01	4.030E-03	3.179E-03	1.418E-02	5.96E-12	15.17	40.77	5.597E+08	4.97E+06
7	910	4.176E+01	3.408E-03	5.528E-03	1.761E-02	8.45E-12	21.52	40.73	5.593E+08	4.95E+06
8	990	4.204E+01	3.885E-03	1.022E-02	1.609E-02	6.92E-12	17.62	40.87	5.609E+08	4.98E+06
9	1070	4.167E+01	3.634E-03	9.190E-03	1.468E-02	6.87E-12	17.49	40.57	5.574E+08	4.94E+06
10	1150	4.270E+01	5.712E-03	1.252E-02	1.975E-02	4.03E-12	10.27	40.99	5.623E+08	5.05E+06
11	1250	4.558E+01	1.927E-02	3.146E-02	1.528E-02	1.44E-12	3.68	39.86	5.490E+08	5.43E+06
12	1450	1.657E+02	4.138E-01	3.174E-01	1.034E-01	1.11E-13	0.28	43.42	5.908E+08	1.91E+07

注：实验测试工作由中国科学院地质研究所同位素实验室王松山研究员完成。W=0.1875 g, J=0.008924。括号内数据为 Ar 同位素，m—测量值，r—放射成因， $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ 原子比率为 $1.167\text{E}-4$ ， ^{40}K 衰变常数取 $(5.543\text{E}-10)$ a⁻¹。

和图 5-22 可以看出，年龄谱线的首尾阶段的表面年龄是不稳定的，主要表现为偏高，可能是由于样品在照射过程中， ^{39}Ar 受核反冲作用而部分丢失，导致 $(^{40}\text{Ar}) / (^{39}\text{Ar})_m$ 比值变大，从而造成谱线初始阶段的表面年龄异常偏高；谱线末端出现的异常值，与高温时仪器本底贡献大有关。上述两种情况，均不具地质意义（王松山，1982）。白云母在低温区（460~690）和高温区（1250~1450）析出的 ^{39}Ar 占 ^{39}Ar 总量的比例很小（不足 10%），因而给出的年龄值无确定地质意义（Dalrymple et al., 1974），而 760~1150 析出的 ^{39}Ar 占 90% 以上，并给出了非常稳定的年龄谱图，坪年龄为 $(559.6 \pm 0.7) \text{ Ma}$ (1σ) (5~10 阶

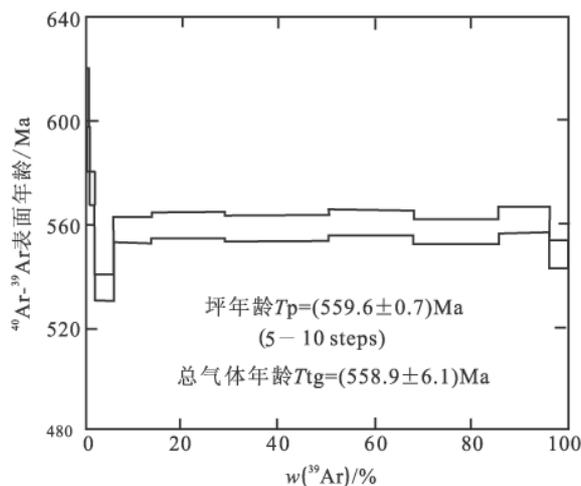


图 5-22 鱼卡河榴辉岩中白云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄谱

段), 而总气体年龄为 (558.9 ± 6.1) Ma, 与坪年龄完全吻合, 这说明白云母自结晶以来对⁴⁰Ar-³⁹Ar 体系保持封闭, 未受后期热事件影响而发生改变, 因此, 坪年龄代表白云母的结晶年龄。

4) 关于榴辉岩相变质时代的讨论

应用 TIMS 锆石 U-Pb 法、Sm-Nd 矿物内部等时线法和白云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 法等 3 种测年方法探索榴辉岩相变质时代, 获得 U-Pb 年龄为 (484 ± 3) Ma 和 (473 ± 4) Ma、Sm-Nd 年龄 (545 ± 8) Ma 及⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄 (559.6 ± 0.7) Ma。这 3 种方法各自所获得的数据误差范围均很小, 精度较高, 如果仅有某一种方法测得的数据都可能给出一个明确的地质解释, 例如对上述 U-Pb、Sm-Nd 年龄可能解释为榴辉岩相变质时代, 白云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄可推测代表榴辉岩形成后的冷却时代(隆升或剥蚀所造成), 但 3 种方法经过比较, 却出现了矛盾。一般来说, 白云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄应小于上述 U-Pb 和 Sm-Nd 年龄, 而实际上在这 3 种方法中⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄数值最大, 这是否由于白云母中有捕获氩的存在, 而造成年龄数值偏大? 至于 Sm-Nd 矿物内部等时线为何大于 U-Pb 年龄达 60 Ma 之多, 亦是一个难以解释的问题。考虑到上述两个精度较高的 U-Pb 年龄 (473 ± 4) Ma、 (484 ± 3) Ma 与张建新等(1999) 已报道的鱼卡河榴辉岩的锆石 U-Pb 年龄 (494.6 ± 6.5) Ma 基本一致, 因此作者暂将榴辉岩相变质时代置于 500 ~ 470 Ma 之间, 但上述 Sm-Nd 和 Ar-Ar 年龄的地质意义目前还难以定论。

综上所述, 对沙柳河-鱼卡河榴辉岩带的基本认识可归纳如下:

(1) 从沙柳河至鱼卡河一线出露的榴辉岩, 构成一高压—超高压变质带, 它叠加在新元古代早期花岗片麻岩带之上, 它们是两期热-构造事件的产物。

(2) 榴辉岩以两种主要形式产出: 一是以包体形式独立赋存于花岗片麻岩之中; 二是与表壳岩共生, 并以透镜状或大的捕虏体形式赋存于花岗片麻岩之中。

(3) 榴辉岩主要由石榴子石、绿辉石、金红石、多硅白云母等矿物组成, 在个别情况下能够发现柯石英的残留。在退变的榴辉岩中出现冻蓝闪石、斜长石、石英和白云母等矿物。

(4) 根据目前获得的 U-Pb 同位素测年资料, 暂将榴辉岩相变质作用的时间界定为 500 ~ 470 Ma 之间。

三、研究柴达木盆地北缘前寒武纪地质的重要意义

柴达木盆地北缘历来被视为一个稳定陆块的边缘隆起带, 并据此推断柴达木盆地深部基底状况及与邻区进行对比。然而, 沙柳河-鱼卡河榴辉岩带的确定表明柴达木盆地北缘具有十分复杂的前寒武纪至早古生代的地质历史。沙柳河-鱼卡河榴辉岩带本身构成了一条早古生代缝合带 (suture, 曾译为地缝合线), 它是 500 ~ 470 Ma 之间发生的高压—超高压变质带, 是深俯冲的产物。被卷入这一条早古生代高压—超高压变质带的主要是一条新元古代早期岩浆弧, 它包括大量汇聚过程中形成的花岗岩和时代更古老的表壳岩。SHRIMP 研究的初步结果和 TIMS 法 U-Pb 年龄资料表明, 花岗岩的侵入时间为新元古代早期, 而变质时间则为早古生代。因此, 沙柳河-鱼卡河榴辉岩带记录了两期重大地质事件的演化过程, 这对于揭示青藏高原北部新元古代至早古生代地质历史有特别重要的意义。

沙柳河-鱼卡河榴辉岩带之北的柴达木盆地北缘是一个接近消失了的微古陆块, 称之为欧龙布鲁克微陆块, 微陆块的北侧发育了另一条早古生代缝合带, 即南祁连蛇绿岩带。在南、北缝合带的夹持下, 欧龙布鲁克微陆块的边缘被强烈改造, 其规模大大缩小。然而在该微陆块的全吉山—欧龙布鲁克山一带保存了三套属于前寒武纪变质基底的构造地层单位和全吉群至早古生代沉积盖层双层结构的地质记录, 它是青藏高原北部保存相对最完整的元古宙历史的地质记录, 有了这一段完整的地质记录, 我们才能合理地利用其他微陆块上残缺不全的地质记录重塑整个青藏高原北部元古宙的地质演化史 (详见第六章)。

在欧龙布鲁克微陆块上发育的全吉群是变质基底之上层位最低的沉积盖层, 它是继新元古代早期汇聚型花岗岩带形成以后第一次发生裂解过程中的产物, 接受沉积的时间大约在 760 Ma 左右。经过从陆到海的变迁, 至 500 Ma 前后在欧龙布鲁克微大陆的边缘则发生第二次规模更大的裂解, 造成强烈的火山喷发, 直至小洋盆的形成和蛇绿岩的出现。上泥盆统牦牛山组不整合在前泥盆系之上, 结束了新元古代晚期至早古生代构造旋回的历史, 至此, 青藏高原北部大部分地区进入板内发展历史阶段, 而其南、北两侧 (青藏高原南部和中亚造山带) 则进入更活跃的地质发展时期。欧龙布鲁克微陆块元古宙地质研究进展为重塑青藏高原北部地质演化及探讨它们与塔里木和华南古大陆之间的关系奠定了科学基础。

第六章 前寒武纪地质演化及大地构造格架

项目研究的范围虽然涉及到青藏高原北部及相邻的龙首山、祁连山、柴达木盆地北缘、东昆仑山和阿尔金山的一部分，面积达数十万平方千米，但总体上仍处在塔里木大陆的东缘，它们的地质历史与塔里木有密切的亲缘关系，同时在地史过程的不同阶段有不同的演化特点和不同的大地构造格局，本章将根据前几章中的基本资料，探讨青藏高原北部研究区内几个重要地史阶段的演化特点和新元古代至早古生代大地构造格架。

一、太古宙地质演化的基本特点

太古宙岩层集中分布于阿尔金山北部至敦煌一带，形成以新太古代晚期 TTG 质片麻岩为主的古老地壳出露区，通过钨同位素示踪及花岗质片麻岩锆石 U-Pb 年龄的研究，证明在阿克塔什塔格一带存在大于 3.0 Ga 的地质体及 3.6 Ga 的年龄信息。

已有的钨同位素资料表明，太古宙存在三期地壳生长期，即 3.6~3.5 Ga、3.1~3.0 Ga 和 2.6~2.7 Ga，其中以新太古代地壳生长的规模最大，同时，在新太古代也发生了强烈的地壳活化再造。这一事实表明，研究区像中国和世界许多太古宙克拉通区一样，新太古代是整个太古宙地壳生长和活化再造的峰期。

二、古元古代两阶段的地质演化特点

区内古元古代呈现出早、晚两个阶段的不同演化特点，以阿克塔什塔格和柴达木盆地北缘为代表，古元古代早期以广泛出露二长花岗片麻岩、强烈的钾质混合岩化为标志，同时这一时期还发育了宏伟的基性岩墙群（阿克塔什塔格）。阿尔金山基性岩墙群与该区同时代花岗片麻岩代表了双峰式的岩浆活动，反映了太古宙初始克拉通化以后古元古代早期的首次裂解。

古元古代晚期则以广泛、但不连续出露的副变质岩层为主，包括龙首山岩群、达肯大坂岩群、金水口岩群和敦煌岩群等。这些岩群的原岩均以沉积的砂岩、泥岩和碳酸盐岩为主，缺少厚度很大的火山岩层，它们都经历了高角闪岩相至低麻粒岩相变质作用，出现角闪石、透辉石、夕线石、石榴子石、橄榄石等反映高级变质作用的矿物组合，在龙首山岩群和敦煌岩群中还出现石墨，与其他变质矿物一起共同反映了孔兹岩系的特点。从这些岩群分布的总体格局看，它们主要围绕北阿尔金山-敦煌太古宙克拉通的外围展布，似乎代表了一个古老克拉通大陆边缘相对稳定环境中的沉积体。因此在古元古代，它们可能曾经是一个统一的整体，因而在原岩组合和变质作用特点上出现了若干相似性和可比性。

三、宁静的中元古代

与前期地质历史相比，中元古代本区处于相对宁静的构造期。根据墩子沟群、湟中群、万洞沟群、冰沟群等中元古代地层记录判断，主要以浅水相碎屑岩和碳酸盐岩为主，仍反映一个被动大陆边缘的构造环境。到目前为止，研究区内尚未鉴别出岩浆活动特别发育的中元古代活动带。

四、强烈活动的新元古代

本区经历了相对宁静的中元古代以后，至新元古代(延续到早古生代)突发了许多强烈的热-构造事件，其中包括新元古代早期大规模的以花岗质为主的岩浆侵入活动，以及最终克拉通化过程中造成的基底变质、变形、隆升和新元古代晚期裂谷盆地的形成，新元古代末至早古生代初的弧火山活动，早古生代蛇绿岩及反映洋盆闭合过程中的其他造山事件。

(一) 新元古代早期的地质事件群

新元古代早期地质事件群的地质记录在柴达木盆地北缘保存得最好，除大量发育的花岗片麻岩外，全吉山-欧龙布克山克拉通变质基底和沉积盖层的双层结构及全吉不整合指示了变质基底的隆升和最终克拉通化的完成。

新元古代早期花岗片麻岩原岩的形成时代介于 1.0~0.8 Ga 之间，可能更多的数据集集中在 0.9 Ga 左右。它们在柴达木盆地北缘南带沙柳河、鱼卡河、六五沟一线断续延伸长达 700 km，构成一条新元古代早期花岗片麻岩带，尽管它们被卷入了后期早古生代高压—超高压变质作用，但这一条新元古代早期花岗片麻岩带的初始大地构造意义是不容忽视的 (Lu et al., 1999)。

花岗岩带的位置往往邻近大地构造单元之间的分界带，例如本书第一章中所介绍的西冈瓦纳块体之间汇聚过程中形成的巴西岩浆岩带，但是花岗岩带并不能直接代表汇聚带的位置，同时由于一条花岗岩带中发育了造山过程中不同阶段岩浆活动的产物，甚至叠加了造山运动后裂解过程中的侵入体，因此对花岗岩带中不同时代不同类型花岗岩构造环境的判别是十分重要的。

根据花岗片麻岩的岩石化学分析数据，柴达木盆地花岗片麻岩类最突出的特点是 Al_2O_3 含量较高，为 13.72%~18.48%，表现在 CIPW 标准矿物计算中 $C > 1$ ， $A/CNK > 1.1$ ，为过铝质花岗岩，因此具有 S 型花岗岩的特点。在 An-Ab-Or 图解 (图 6-1) 中显示出花岗质岩石具有多成因类型，但以花岗闪长岩、石英二长岩和花岗岩为主，英云闪长岩质花岗岩相对较少，奥长花岗岩则只有一个样品 (图 6-1 中的 7 号样点——BQ98029)。3 号样品点 (BQ97235) 落在石英二长岩区偏钾长石的一侧，显示富钾的特点。从主元素分析表明，花岗质岩石包括从富钠系列的奥长花岗岩、英云闪长岩到钙碱性系列的花岗闪长岩，直至钾质花岗岩的完整的从俯冲碰撞型到后造山花岗岩系列。

ACF 图解 (图 6-2) 显示绝大多数花岗片麻岩是 S 型的，只有 6 号 (BQ98011) 样品显示 I 型特点。K-Na-Ca 图解 (图 6-3) 显示主要是钙碱性系列的花岗岩，只有 6 号 (BQ98011) 和 7 号 (BQ98029) 样品显示为富钠的奥长花岗岩系列特征。在 R1-R2 图解

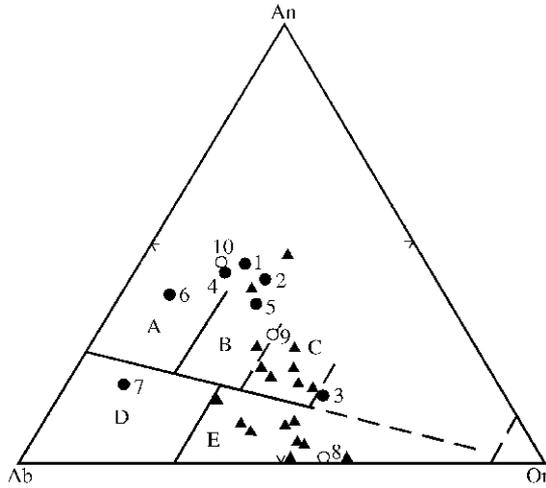


图 6-1 花岗片麻岩 An-Ab-Or 图解

A—英云闪长岩；B—花岗闪长岩；C—石英二长岩；D—奥长花岗岩；
E—花岗岩；图中黑圆点和圆圈为本研究资料，黑三角为前人 1/20 万区调资料
1—BQ97175；2—BQ97180；3—BQ97235；4—BQ97238；5—A04；6—BQ98011；
7—BQ98029；8—BQ98096；9—I9873；10—BQ97354

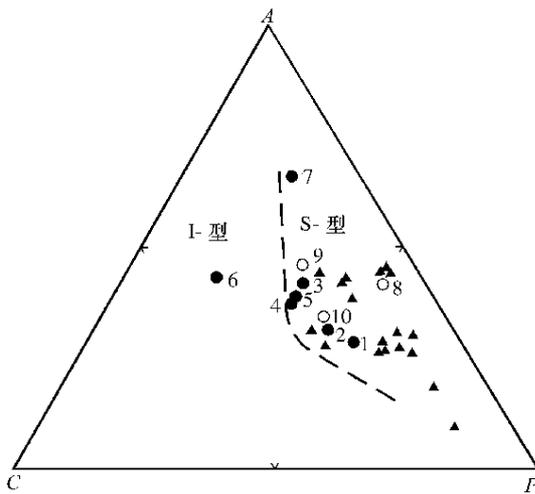


图 6-2 花岗片麻岩 ACF 图解

图中数据点所代表的样品参见图 6-1 说明

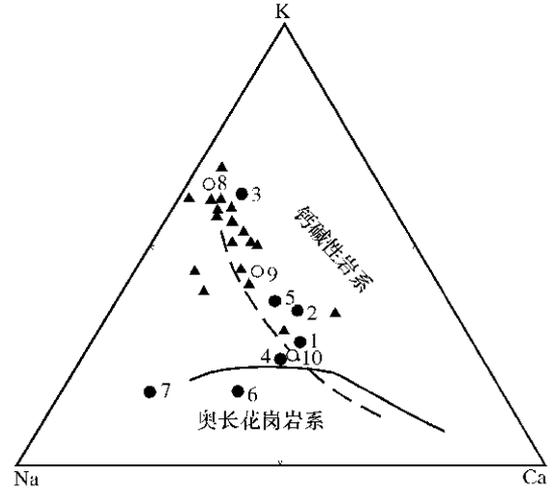


图 6-3 花岗片麻岩 K-Na-Ca 图解

图中数据点所代表的样品参见图 6-1 说明

(图 6-4) 中，样品主要落在同碰撞期花岗岩区 (F) 或其附近，而没有一个点落在非造山花岗岩区 (E)，表明本区花岗质岩石和造山作用具有密切的成生联系。

上述岩石化学特征指示柴达木盆地北缘南带新元古代早期花岗片麻岩带的形成与造山作用有关，同时指示这次造山作用存在的证据还有同期的变质作用和基底的隆升作用。柴达木盆地北缘北带中元古代万洞沟群为大理岩和含炭千枚岩组合，岩石受到绿片岩相变质并受到强烈的褶皱变形，而时代上年轻的南华系至震旦系的全吉群则基本未变质，变形以

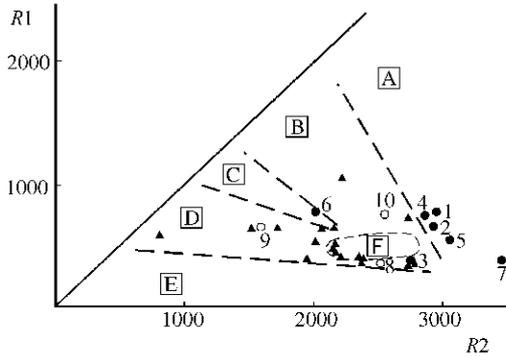


图 6-4 花岗片麻岩 R1-R2 图解

(据 Batchelor et al., 1985)

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti), R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

A—地幔分异的；B—板块碰撞前的；C—碰撞后的抬升；

D—造山晚期的；E—非造山的；F—同碰撞期的图中数

据点所代表的样品参见图 6-1 说明

脆形断裂为主，这种存在于变质基底和沉积盖层之间在变质、变形作用上的明显差异，揭示了沉积盖层形成以前基底所遭受的一次重大变动。结合沙柳河-鱼卡河-六五沟新元古代早期花岗片麻岩带的存在，在该带南北两侧两个古块体之间曾存在一个造山带。

目前有迹象表明在昆中断裂附近和北山南带也可能存在时代相近的新元古代早期花岗片麻岩带，只是由于这两个带的研究程度较低，难以进一步推断是否有同期造山带的存在。值得指出的是，在柴达木盆地北缘新元古代早期造山带的位置上，虽然后来又叠加了早古生代的高压、超高压变质作用，但新元古代早期造山作用的鉴别也是十分重要的，它指示了罗迪尼亚超大陆汇聚作用在我国西北地区的地质响应。

我国西北地区的地质响应。

(二) 新元古代晚期的地质事件群

由于新元古代晚期沉积盖层在柴达木盆地北缘保存最完整，所以反映这一段地史过程中裂解事件群的记录在柴北缘也保存最好。其中包括裂谷盆地的发育、裂谷初期基性玄武岩的喷发等。对反映造山后裂解作用的基性岩墙群、A型花岗岩等地质标志由于未能得到年代学的佐证，故不在此阐述。

全吉群的沉积序列指示了一个裂谷背景下的沉积环境，其底部巨厚的河流相砾岩表明裂谷的初期阶段发育于陆内环境，而其上滨海相碎屑砂岩和浅海相富叠层石白云岩、硅质白云岩的发育，则指示了由陆内向陆表海环境的转化。这一裂谷沉积盆地不像大陆边缘裂谷，而更具坳拉槽的特点。这是因为欧龙布鲁克微大陆南、北两缘都存在早古生代造山作用，而全吉群及其上覆的中奥陶统以下地层并未受到大陆边缘造山作用的强烈影响，保持了一个主体为陆内盆地的相对稳定的构造状态。

在全吉群中下部，于砂岩和白云岩层间，发育了3个火山喷发旋回形成的玄武岩和凝灰岩层，中下部两套火山岩在粉砂岩、粉砂质泥岩、石英砂岩中以夹层形式产出，层厚10~25 m。上部的一套火山岩则和泥质白云岩为互层，层厚35 m左右。与火山岩密切共生的岩石有凝灰质粉砂岩、碧玉岩等。

全吉群火山岩常量元素的含量具下述特征(表 6-1)：为非高镁岩石[$w(\text{MgO}) < 18\%$]，低 Al_2O_3 (13.70% ~ 14.29%)， TiO_2 含量较低(0.94% ~ 1.27%)，富 TFeO (8.51% ~ 12.70%)，含较高的 $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (2.45% ~ 3.98%)。在 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - w(\text{SiO}_2)$ 图解(图 6-5)中，两个样品(BQ97169, BQ97212)落在钙碱性与碱性玄武岩的交界处，另一个样品(I9731)落在钙碱性玄武岩区内。在 TAS 图解(图 6-6)中，全吉群火山岩分别落在苦橄玄武岩(BQ97169)、玄武岩(BQ97212)和玄武安山岩(I9731)区域。另外，根据 $\text{FeO}^* - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ 图解(图 6-7A)和 A-T-K 图解(图 6-7B)，结合地质产状分析，全吉群火山岩为大陆玄武岩系列。

表 6-1 全吉群火山岩常量元素分析结果 (w_B/%)

氧化物	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	烧失量
I9731	54.06	0.94	14.29	3.19	5.32	0.086	6.86	5.18	1.94	1.34	0.12	4.84	6.26
BQ97169	44.04	1.27	13.70	3.56	7.32	0.18	6.49	8.24	0.058	2.39	0.16	6.77	12.00
BQ97212	48.68	1.15	13.78	3.47	9.23	0.12	7.07	9.17	2.15	1.83	0.20	3.00	3.09

注：化学实验工作由天津地质矿产研究所测试室完成。

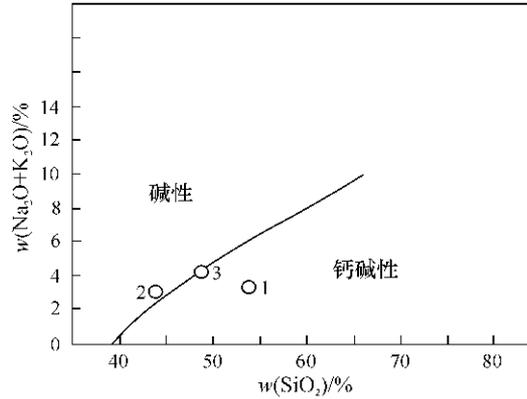


图 6-5 碱性火山岩 w(Na₂O + K₂O) - w(SiO₂)图解

1—I9731 ; 2—BQ97169 ; 3—BQ97212

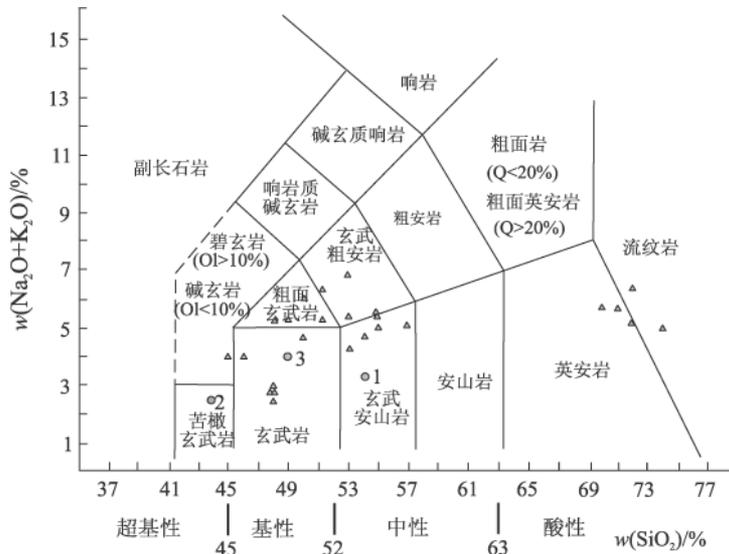


图 6-6 全碱-二氧化硅 (TAS) 图解

(据王碧香编译, 1990, 国际地科联火成岩分类学分会推荐, 国际火成岩分类图表)

1—I9731 ; 2—BQ97169 ; 3—BQ97212 ; 图中用黑三角表示的数据点为区内滩间山群火山岩

稀土元素分析结果 (表 6-2) 表明, 全吉群火山岩轻重稀土元素分异不明显, 或略有分异, 球粒陨石标准化图谱表现为平坦型或稍微向右下倾 (图 6-8), 而且轻重稀土元素分异程度随着火山岩的形成先后 (I9731 号样品采自下部火山岩层位, BQ97169 号样品采自

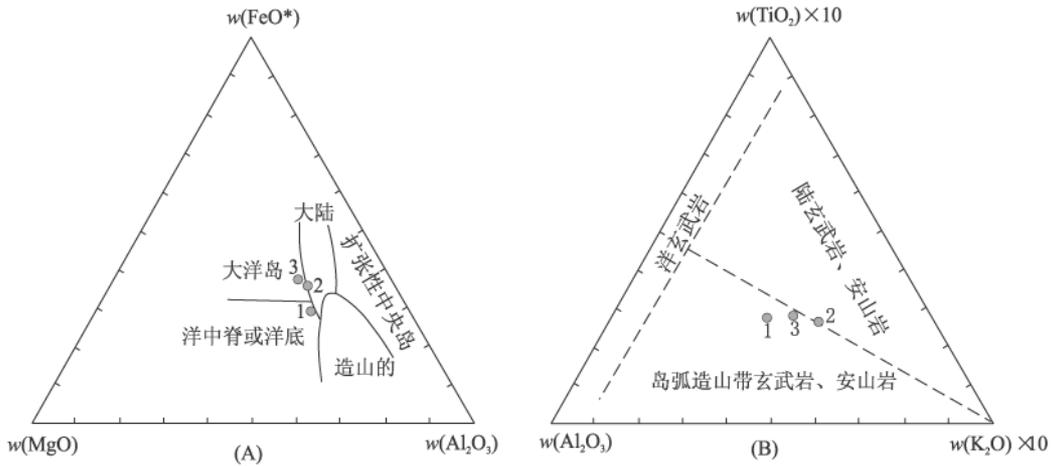


图 6-7 $w(\text{FeO}^*)$ - $w(\text{MgO})$ - $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 图解(A)和 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $w(\text{TiO}_2) \times 10$ - $w(\text{K}_2\text{O}) \times 10$ 图解(B)

$$w(\text{FeO}^*) = w(\text{FeO}) + 0.899 \times w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$$

中部层位，BQ97212 为最上部的火山岩) 而呈现有规律地变化：即分异程度减弱，这反映了随着盆地的扩张，地壳的厚度逐渐减薄，因而所形成的玄武岩越来越接近地幔的组分特征。BQ97169 号样品的稀土特征非常类似于一些科马提岩 (Jahn and Sun, 1979)，具有幔源的特征。

表 6-2 全吉群火山岩稀土元素分析结果 ($w_B/10^{-6}$)

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
I9731	12.81	23.00	2.98	12.36	3.20	0.95	3.20	0.43	2.67	0.58	1.48	0.21	1.35	0.20
BQ97169	9.30	17.85	2.33	11.00	3.00	0.91	3.06	0.47	2.83	0.58	1.64	0.24	1.54	0.24
Bq97212	4.05	9.38	1.33	7.04	2.49	0.84	3.58	0.46	3.09	0.68	1.97	0.28	1.83	0.30

注：化学分析由国家地质实验中心完成。

全吉群火山岩微量元素分析结果列于表 6-3，它们具有非常一致的不相容元素 Pearce 图谱(图 6-9)，反映统一的岩浆源区特征。从 Pearce 图谱分析，全吉群火山岩和钙碱性火山弧玄武岩类似，表现为 K、Rb、Ba、Th 强烈富集和高场强元素的亏损。所不同的是大离子亲石元素选择性富集更为强烈，不具有 Ce、P 正异常或正异常不明显。因此，全吉群火山岩可能是在新元古代早期发生陆-陆碰撞之后，在具有大陆壳基底之上发生裂解的产物。

表 6-3 全吉群火山岩微量元素分析结果 ($w_B/10^{-6}$)

	Sr	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P	Zr	Hf	Sm	Y	Yb	Sc	Cr
I9731	294	43	203	2	2	12	23	0.12	52	2	3.2	14.77	1.35	24.91	127
BQ97169	130	60	156	1	1	14	17.85	0.16	64	2	3	15.44	1.54	26.77	156
BQ97212	206	35	200	0.9	1	10	9.38	0.2	50	1	2.49	17.86	1.83	33.69	261

注：化学分析由国家地质实验中心完成。

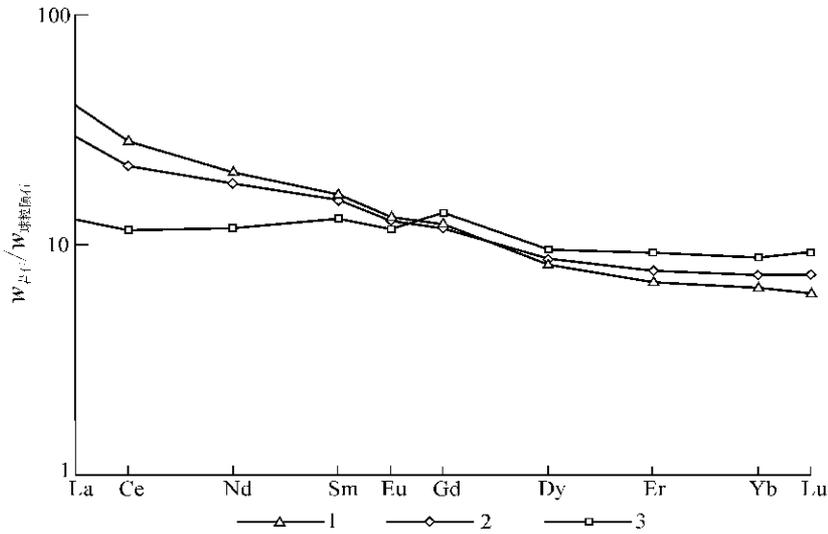


图 6-8 全吉群火山岩球粒陨石标准化稀土元素图谱
1—19731；2—BQ97169；3—BQ97212

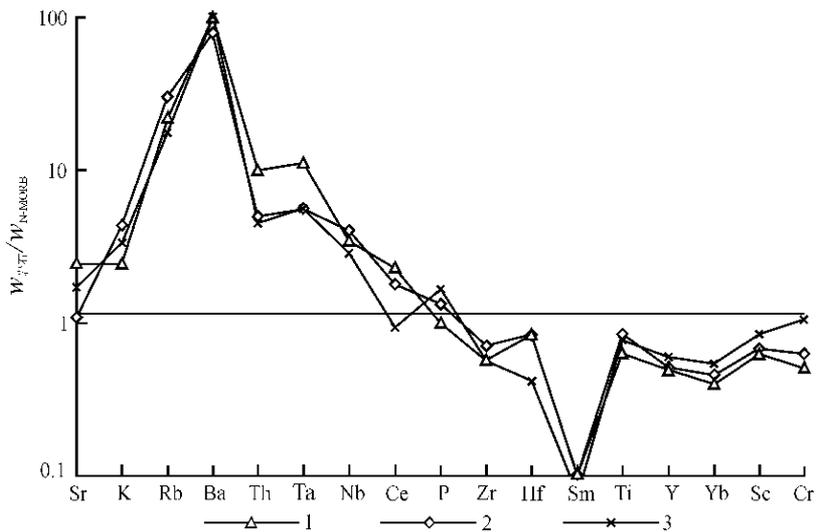


图 6-9 全吉群火山岩不相容元素 N-MORB 标准化蛛网图
1—19731；2—BQ97169；3—BQ97212

研究区内的早古生代地质历史与新元古代晚期属于同一构造旋回，从新元古代晚期南华纪开始的裂解到震旦纪末期至寒武纪初期，裂解的强度逐渐增强，并开始出现具有洋壳特点的蛇绿岩，而研究区内大规模的洋壳则发育于奥陶纪，并随着志留纪前陆盆地的出现，预示洋盆已逐步收缩直至消亡，所以研究区的裂解虽然从南华纪业已开始，但洋盆的形成至消亡的过程在不足 100 Ma 的时间内已经完成，研究区早古生代洋盆的历史具有小洋盆和短寿的特点，对此下文还将进一步补充叙述。

五、早古生代大地构造格架——多岛（微陆块）海的轮廓

早古生代的大地构造格架是对研究前寒武纪、特别是新元古代大地构造分区和演化的制约。研究区处于塔里木大陆的东缘，许多学者曾分别从整体上或单个地质单元研究过它们的早古生代构造历史，而陈炳蔚等（1995）则系统地研究区内的“地体”进行了研究，并探讨了它们与塔里木之间的关系。他以昆仑中央断裂及石板井-小黄山缝合带为界，结合前寒武纪变质基底的分析，将这一带的地体分为三大地体群，分别是石板井-小黄山缝合带以北的准噶尔-南蒙地体群、昆仑中央断裂与石板井-小黄山缝合带之间的古西域地体群和昆仑中央断裂以南的青藏地体群。陈炳蔚所使用的古西域（地台）一词最早见于李天德在青藏高原第二次学术交流会议论文摘要汇编（1983）中《阿尔金山地质构造基本特征》一文（内部文献），陈炳蔚等沿用此术语，认为西域地台是 1400 Ma 全面固结的地台，既不同于华北，又区别于扬子。该地台于古生代初发生拉张，形成具优地槽性质的裂隙槽带，志留纪末褶皱成山。

古西域地体群自北而南包括 7 个地体，分别命名为东七一山岛弧碎块、马鬃山大陆边缘碎块、酒泉大陆边缘碎块、北祁连洋陆残块混杂带、中祁连变质地体、南祁连大陆边缘碎块和柴达木大陆碎块。由于在塔里木东南阿尔金东部阿克塔什塔格一带和敦煌地区已获得众多早前寒武纪地层和岩浆活动的年代学证据，位于其北的东七一山、马鬃山及酒泉等地体应归属塔里木东北大陆边缘，已超出本项目的研究范围，故暂不涉及这些地区。

近年来在古造山带的研究中，对微大陆块的识别普遍引起了重视（任纪舜等，1997）。例如，在对中亚造山带研究过程中，已认识到并非是一种单向的弧陆碰撞和弧的增生，而是在南、北两个大陆块体之间，存在着若干微大陆块。中亚造山带的演化主要涉及这些微大陆块与相邻西伯利亚、塔里木和中朝大陆边缘之间的地质历史（Dobretsov et al., 1995）。相似的情况已在许多造山带，包括我国秦岭-大别造山带及喜马拉雅造山带中有所发现，并在研究工作中取得了新进展。

（一）微大陆块划分的依据及前泥盆纪基本层序

在塔里木大陆东缘目前可划分 4 个微大陆块，自北向南分别是阿拉善、祁连、欧龙布鲁克和柴达木等微大陆块（图 6-10）。现将上述 4 个微大陆块的前泥盆纪地层序列（表 6-4）及主要地质特征简介如下。

1. 阿拉善微大陆块

阿拉善微大陆块系指阿拉善及与其相邻的龙首山一带，南以断裂与北祁连早古生代造山带相邻。微大陆块中时代最老的岩层为阿拉善岩群和龙首山岩群，其分布范围较大，为一套角闪岩相的副变质岩，原岩为（含炭）泥质、砂质碎屑岩，其次为碳酸盐岩，少量基性火山岩。副变质岩具富炭（石墨）、铝、钙和镁的特点，因而类似孔兹岩系，只是变质程度未达到高角闪岩-麻粒岩相，是形成于相对稳定的浅海环境的产物。在龙首山岩群分布区，钾质花岗片麻岩十分发育，它们侵入龙首山岩群并共同遭受复杂的形变。本次研究工作测得钾质花岗片麻岩的颗粒锆石 U-Pb 年龄为 (1914 ± 9) Ma，龙首山岩群中斜长角闪岩的年龄为 (2034 ± 16) Ma，有理由推断龙首山岩群主体属于古元古代。

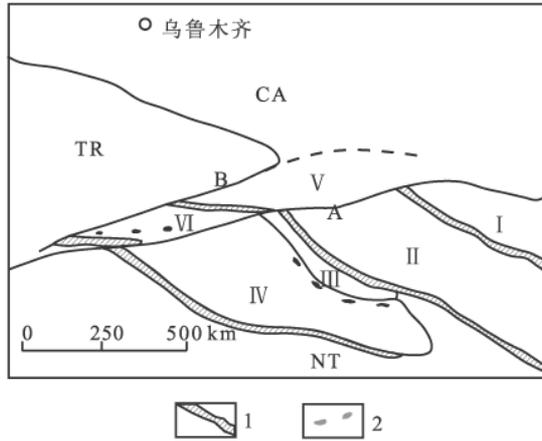


图 6-10 塔里木古大陆东缘微大陆块分布示意图

1—蛇绿混杂岩带；2—榴辉岩带；A—阿尔金断裂；B—且末—星星峡断裂；CA—中亚造山带；NT—北特提斯造山带

I—阿拉善微大陆块；II—祁连微大陆块；III—欧龙布鲁克微大陆块；IV—柴达木微大陆块；V—阿北—敦煌早前寒武纪地质体；VI—“阿尔金山群”分布区；TR—塔里木块

表 6-4 塔里木古大陆东缘微大陆前泥盆纪地层序列

地层系统	阿拉普	祁连	欧龙布鲁克	柴达木
泥盆系		上泥盆统	上泥盆统	上泥盆统
志留系		下志留统		
奥陶系		药水泉群	大头羊沟组 石灰沟组 多泉山组 滩间山群	
		查甫群		
		阿夷山群		
寒武系		六道沟群	欧龙布鲁克群 全吉群：小高炉组 皱节山组	纳赤台群
		泥旦山群		
		花石山群		
震旦系—南华系	韩母山群	湟中群	全吉群：红铁沟组 黑土坡组 红藻山组 石英梁组 枯柏木组 麻黄沟组	
青白口系—中元古界	墩子沟群	湟源群	万洞沟群	冰沟群
古元古界	龙首山群	野马南山岩群	达肯大坂群	金水口群
			德令哈杂岩	

注：滩间山群原划为上奥陶统，现经同位素年龄资料证实，其下界至少为上寒武至下奥陶统。

2. 祁连微大陆块

祁连微大陆块北以北祁连造山带与阿拉善微大陆相隔,南以南祁连造山带与欧龙布鲁克微大陆块相邻,前寒武纪变质基底主要分布于中祁连山及南、北祁连造山带中被卷入的基底。中祁连山东部前寒武纪变质基底称为湟源岩群,上覆低级变质至未变质的新元古代晚期煌中群和早寒武世花石山群。湟源群以由云母片岩、石榴云母片岩、蓝晶石榴云母片岩、黑云斜长变粒岩、石英岩和大理岩为特征,地层中局部出现石墨云母片岩。在湟源—西宁公路旁,侵入湟源群的响河岩体获得了 (917 ± 12) Ma 的单颗粒锆石 U-Pb 年龄(郭进京等,1999),其地层时代应不晚于中元古代。中祁连山西部前寒武纪变质基底称野马南山岩群,其岩石组合与变质程度与湟源岩群颇为相似,但被 (1499 ± 21) Ma 的糜棱岩化花岗岩所侵入,因此野马南山岩群的时代应大于 1.5 Ga。

在上述变质基底之上应不整合覆盖着一套低级至未变质的沉积地层,其中以湟中群为代表。该群下部以变质粗碎屑岩为主,夹绢云片岩,在变碎屑岩层中保存很好的交错层理等原生沉积构造;上部由变粉砂岩、板岩和不纯结晶灰岩组成,其层序与欧龙布鲁克微大陆块上的全吉群颇接近。从变质程度和岩石组合特征分析,湟中群与下伏变质基底应存在一个由构造运动所造成的不整合面,但由于后期造山作用的强烈叠加,这一原始接触面已改造成断层面。湟中群之上假整合覆盖着含早寒武世化石的花石山群,主要由碳酸盐岩地层组成。由于花石山群的限定,湟中群像全吉群一样,时代应归属于新元古代晚期。早古生代火山岩层主要出露在南、北祁连山,作为祁连微大陆块的南、北两个边缘,均经历了从被动大陆边缘向活动大陆边缘的转化过程,并由于洋盆的出现、扩张和消亡,形成了著名的南、北祁连早古生代造山带。

祁连微大陆块的北缘发育了北祁连造山带,该带不仅仅在本文研究区内,也是西北地区 and 全国研究程度较高的显生宙造山带之一,对区内的构造演化过程,阶段划分,次级构造单元的特点,造山过程中沉积、火山、构造的地质记录,地壳演化过程中成矿作用特征都有过专题性的研究,并有大量论著问世(如肖序常等,1978;左国朝等,1987;冯益民等,1992,1995a 和 b;夏林圻等,1996、1998),本文不再赘述。

3. 欧龙布鲁克微大陆块

欧龙布鲁克微大陆块西起青海柴达木盆地北缘达肯大坂和马海大坂一带,东至都兰县城以北,东西长约 500 km 以上,北以宗务隆断裂与南祁连早古生代造山带相邻,南以沙柳河-鱼卡河榴辉岩带为界。微大陆块中前寒武纪变质基底由老到新包括古元古代早期德令哈杂岩、古元古代晚期达肯大坂岩群和中元古代万洞沟群。新元古代晚期全吉群以不整合覆盖于变质基底之上,并与上覆早古生代地层呈假整合接触,上泥盆统牦牛山组则以明显的不整合覆于早古生代地层之上。

古元古代早期德令哈杂岩以大面积分布的砖红色二长花岗片麻岩为主,斜长角闪岩以规模和形态不等的包体赋存于二长花岗片麻岩之中,二者的接触部位多见有条带状混合岩化现象。从斜长角闪岩和二长花岗片麻岩中测得的单颗粒锆石 U-Pb 年龄分别为 (2412 ± 14) Ma 和 (2366 ± 10) Ma。

达肯大坂岩群系指以石英岩、含石榴子石和夕线石石英片岩、云母片岩和角闪片岩及少量麻粒岩为主的一套表壳岩组合。它们在空间上与德令哈杂岩共生,在德令哈市黑石山水库附近可见达肯大坂岩群下部的石英岩与德令哈杂岩呈构造接触,原生接触关系已被破

坏。该岩群原岩系以碎屑岩为主的火山-沉积岩系，遭受了高角闪岩至麻粒岩相变质作用，根据张建新等（2001）在该岩群基性麻粒岩测定的 Sm-Nd 等时线年龄（ $1791 \text{ Ma} \pm 37 \text{ Ma}$ ）资料，原岩的时代推测为古元古代晚期。

万洞沟岩群主要分布于微陆块西部的滩间山至万洞沟一带，按岩性组合可分为两个岩组，下岩组以炭质绢云片岩、钙质片岩为主，向上为炭质大理岩；上岩组以斑点状千枚岩为主，夹大理岩透镜体。前人曾从万洞沟群中获得（ 1022 ± 64 ）Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄（于凤池等，1994），该年龄反映了万洞沟群的变质时代，因此将该群归属于中元古代。

德令哈杂岩、达肯大坂岩群和万洞沟群共同构成欧龙布鲁克微大陆块中的变质基底，上覆新元古代晚期基本未变质的全吉群地层，二者以不整合接触。全吉群的层序表现出近似拗拉槽盆地沉积的特点，并具有沉积盖层性质。从全吉群中下部玄武岩中测得的颗粒锆石 U-Pb 年龄为（ 738 ± 28 ）Ma，以此为据，推测全吉群底界年龄约 760 Ma。

4. 柴达木微大陆块

柴达木微大陆块南以昆仑中部断裂带为界，北以鱼卡河-沙柳河高压—超高压变质带与欧龙布鲁克微大陆块相邻，西界被阿尔金断裂带截断，东界被瓦洪山断裂所限，平面上呈卵形产出。微大陆块上出露的最古老地层为金水口岩群，主要由中高级变质的富铝片麻岩、石英岩和大理岩所组成，原岩建造与达肯大坂岩群具有相似性，并被（ 1624 ± 22 ）Ma 的夕线堇青花岗片麻岩侵入，时代暂归入古元古代。金水口岩群之上为冰沟群狼牙山组（碳酸盐岩层）和丘吉东沟组（炭质建造），两群之间未见接触关系。冰沟群属中浅变质岩，岩石组合及变质程度与万洞沟群具有相似性，时代暂归入中元古代。在柴达木微大陆块上迄今未能鉴别出类似全吉群的新元古代晚期南华—震旦纪地层。

微大陆块北缘出现一套十分复杂的岩石组合，属于地层系统的岩层称为沙柳河岩群，它们主要由石榴云母片岩、石榴云母石英片岩、白云母石英岩、大理岩和石榴斜长角闪岩等组成，为经历高压、超高压变质作用的火山-沉积岩系。榴辉岩在表壳岩系中呈构造布丁、透镜体或似层状体出露，在强烈变形部位如褶皱转折端，榴辉岩与其他表壳岩一起发生同褶。这套表壳岩被新元古代花岗片麻岩所围限，并可见明显的侵入关系。在花岗片麻岩中最大的表壳岩残留块体范围可达数十平方千米，小的仅以露头尺度呈包体赋存于花岗片麻岩之中，这套表壳岩的发现对于认识榴辉岩的成因、时代及重塑柴达木盆地北缘地质演化历史具有重要的科学意义。目前对这套表壳岩的时代尚未获得直接的同位素年代学证据，但根据本书第五章的分析，榴辉岩相变质时代大致在 500~470 Ma 之间。

鱼卡河-沙柳河榴辉岩带主要由中元古代鱼卡河岩群和新元古代早期花岗片麻岩所组成，构成柴达木微大陆块北部新元古代早期岩浆弧的根部带，但在早古生代遭受了高压、超高压变质作用，因此它也是一条早古生代的分划性构造边界。

微大陆块南缘也像北缘一样受到新元古代早期热事件的影响，目前已从花岗片麻岩中获得多组新元古代早期的年龄数据（ $878 \text{ Ma} \pm 12 \text{ Ma}$ 、 $875 \text{ Ma} \pm 25 \text{ Ma}$ 、 $867 \text{ Ma} \pm 10 \text{ Ma}$ 、 $864 \text{ Ma} \pm 18 \text{ Ma}$ 、 $820 \text{ Ma} \pm 9 \text{ Ma}$ 等）。沿昆中断裂带分布的清水泉蛇绿混杂岩，由超基性岩、辉长岩、玄武岩、基性岩墙群和酸性侵入体组成，作者等已从辉长岩获得（ 522 ± 4 ）Ma 的单颗粒锆石 U-Pb 年龄数据，表明清水泉蛇绿岩形成于寒武纪早期。

上述四个微大陆块是在早古生代通过俯冲和碰撞完成了它们之间的汇聚，从而联合成为一个统一的大陆块体，但汇聚前各个微大陆块既有相近又有差异的地质发展历史，现简

要小结如下：

(1) 根据目前的资料，各个微大陆块上均未发现通过颗粒锆石 U-Pb 年龄资料证实的太古宙岩层，而属于太古宙的岩层已在相邻的阿尔金山阿克塔什塔格和敦煌一带有大面积出露。目前最大的 U-Pb 年龄数据是从欧龙布鲁克微大陆块德令哈杂岩中获得的，这些数据介于 2.3~2.5 Ga 之间。此外，还从龙首山岩群、达肯大坂岩群和金水口岩群中获得了较新的古元古代年龄数据，它们主要集中在 1.8~2.2 Ga 之间。

(2) 在各个微大陆块上都有一套中元古时期的中—低变质的沉积地层，除在龙首山能够见到这套地层（墩子沟群）与下伏岩层（龙首山岩群）的不整合面外，其余均为断层接触。这套地层以含炭质碳酸盐岩层和含炭质泥质岩层为主，反映它们为相对稳定环境中滞水盆地的产物，层序中火山岩极不发育，整体上处在被动大陆边缘的环境之中。

(3) 几乎在各个微大陆块上都能发现新元古代早期热-构造事件的地质记录，其中以柴达木微大陆块北缘最明显，在该区由新元古代早期的花岗片麻岩组成了一条北西向延伸长达 700 km 的岩带。虽然目前我们还不能确定这个岩浆岩带曾是微大陆块之间汇聚带的标志，但它的大地构造意义是不应忽视的。

(4) 这几个微大陆块的地质演化历史与塔里木古大陆有很大的相似性，如早期钾质花岗岩的发育、新元古代早期热-构造事件、新元古代晚期的沉积盖层、盖层中冰碛层的出现及泥盆系之下的不整合等，因此这几个微大陆块是亲塔里木的微陆块群。

(二) 微大陆块之间汇聚的时代

在上述相邻的微大陆块之间均发育了早古生代缝合带，其中包括蛇绿混杂岩、岛弧杂岩和以榴辉岩为主的高压—超高压变质带。通过早古生代的汇聚，各个微大陆块最终联合成为一个统一的陆块，泥盆纪磨拉石建造普遍盖在前泥盆纪岩层之上，其后各个微大陆块表现出相近的地质演化历史。

1. 清水泉蛇绿混杂岩的时代

出露于昆中（东昆仑山中部）断裂带中的清水泉蛇绿混杂岩是一条寒武纪缝合带的地质记录，混杂岩中除包含了纯橄岩、超基性堆晶岩、辉长岩、辉绿岩和玄武岩的岩块外，还有被卷入的早期岛弧基底的岩块。为了确定这一条缝合带形成的时间，在清水泉蛇绿混杂岩带中选择了辉长岩岩块进行了 TIMS 法颗粒锆石 U-Pb 年龄测定，测定结果见表 6-5 和图 6-11。

在 QD12 号样品中，共测定了 4 个点的 U-Pb 同位素数据，所测定的颗粒主要为长柱状自形晶，反映了岩浆锆石外形的特点，同时所测样品中普通铅含量低， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 原子比率从 1699 到 25055，说明实验数据可靠。测定的 4 个点的 U-Pb 同位素数据均接近韦瑟里尔谐和线， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄统计权重平均值为 (522.3 ± 4.1) Ma，该年龄值应代表蛇绿岩套形成的时代，也近似地反映了清水泉缝合带的形成时代。

2. 沙柳河-鱼卡河榴辉岩相变质的时代

对于沙柳河-鱼卡河榴辉岩相变质时代在上一章已进行过讨论，作者倾向应用沙柳河和阿莫尼克山榴辉岩的单颗粒锆石 U-Pb 年龄 (484 ± 3) Ma 和 (473 ± 4) Ma 代表榴辉岩相变质时代。这两个年龄值与张建新等（1999）报道的大柴旦榴辉岩锆石 U-Pb 年龄 (494.6 ± 6.5) Ma 接近，反映该带榴辉岩相变质的时代在 500~470Ma 之间。

表 6-5 清水泉辉长岩 (QD12) 颗粒锆石 U-Pb 年龄分析结果

样品情况		质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U		Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅紫色透明粗长柱状表面圆滑	25	122	11	0.010	1699	0.08618	0.08471 (142)	0.6760 (166)	0.05788 (94)	524.2	524.3	525.1
2	无色透明细长柱状自形晶体	25	96	8	0.004	3434	0.08562	0.08468 (187)	0.6531 (201)	0.05593 (107)	524.0	510.4	449.7
3	无色透明细长柱状自形晶体	35	164	14	0.001	25055	0.08594	0.08444 (94)	0.6638 (108)	0.05702 (62)	522.6	517.0	492.3
4	浅紫红色透明中长柱状自形晶体	20	211	18	0.011	2089	0.07658	0.08343 (185)	0.6360 (204)	0.05529 (117)	516.5	499.8	424.1
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.08471 (142) 表示 0.08471 ± 0.00142 (2σ)												
测定结果	1~4 号点 ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 表面年龄统计权重平均值为 (522.3 ± 4.1) Ma												

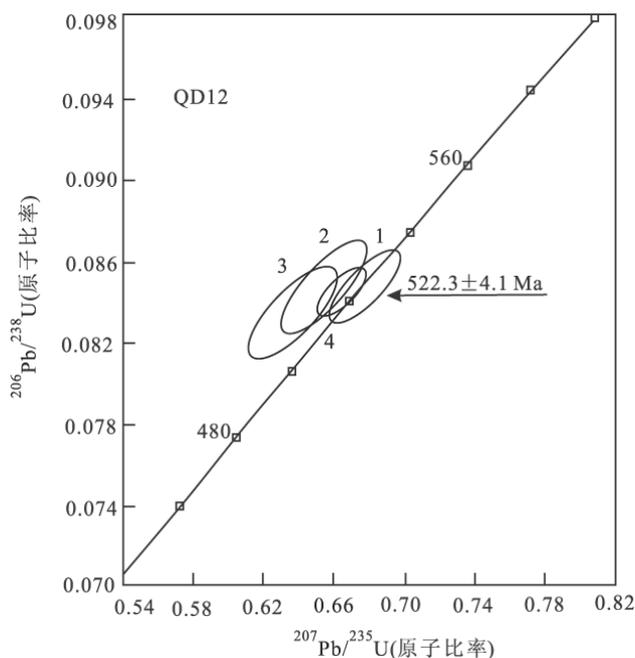


图 6-11 清水泉辉长岩(QD12)颗粒锆石 U-Pb 年龄谐和图

3. 滩间山岛弧火山岩的时代

在沙柳河-鱼卡河榴辉岩带之北发育了一条早古生代火山岩带,它位于欧龙布鲁克微大陆块的南缘,是一条岛弧火山岩带。该带主要由滩间山群变玄武岩、变安山岩和变质碎屑岩及少量大理岩层组成,前人根据大理岩中发现的化石,将整个滩间山群的时代划为上奥陶

统,但根据下述新测定的 U-Pb 年龄结果,滩间山群的时代以置于寒武纪至奥陶纪为宜。

1) 锡铁山矿区滩间山群变流纹岩的形成时代

样品 BQ97136 采自锡铁山铅锌矿区滩间山群剖面的流纹岩。选出的锆石为紫红色透明短柱状晶体和紫红色半透明浑圆状晶体,表面遭受强烈熔蚀作用,发育大量熔蚀凹坑。测定了三个 U-Pb 同位素数据点,它们构成一条线性很好的不一致线,上交点年龄为(953 ± 27) Ma,下交点年龄为(486 ± 13) Ma(表 6-6,图 6-12)。2、3 号点都是谐和的数据点,2 号点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄为(483 ± 7) Ma,3 号点的 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 表面年龄为(951 ± 16) Ma,分别和不一致线与谐和线的下交点年龄和上交点年龄相一致。下交点年龄(486 ± 13) Ma 和前人研究成果基本吻合,可以将其定为滩间山群酸性火山岩的形成年龄,因此滩间山群形成时火山活动可能自早奥陶世即已开始了。位于上交点处的 3 号点的锆石为浑圆状、半透明,很可能是岩浆上升过程中从围岩中捕获的。因此,其年龄反映的是火山岩围岩的年代信息;位于中部的 1 号点的锆石可能是火山岩浆在冷凝固晶过程中在较老的继承锆石基础上增生的结果,它所反映出的是二者混合的年龄信息,或者反映先存锆石受后期热事件改造而发生铅丢失的结果;位于下交点处的 2 号点,可能完全是在火山岩浆冷凝固晶过程中形成的,其年龄即代表火山岩形成时代。

表 6-6 锡铁山矿区滩间山群变流纹岩 (BQ97136) 锆石 U-Pb 同位素年龄分析结果

样品情况			质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅 含量 ng	同位素原子比率*					表面年龄 / Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	紫红色透明短柱状晶体	10	544	50	0.003	11204	0.05625	0.09554 (97)	0.8144 (93)	0.06182 (28)	588.2	604.9	668.0
2	紫红色透明短柱状晶体	25	207	17	0.005	5179	0.1599	0.07772 (107)	0.6072 (106)	0.05666 (55)	482.5	481.8	478.5
3	紫红色半透明浑圆状晶体	10	320	49	0.007	4597	0.03747	0.1587 (22)	1.549 (26)	0.07078 (56)	949.4	949.9	951.2
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内数字为 2σ 绝对误差, 例 0.0723 (18) 表示 0.0723 ± 0.0018 (2σ)												
测定结果	1~3 号点拟合成的不一致线上交点年龄为 (953 ± 27) Ma, 下交点年龄为 (486 ± 13) Ma 2 号点的 ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 表面年龄为 (483 ± 7) Ma, 3 号点的 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 表面年龄为 (951 ± 16) Ma												

2) 绿梁山地区侵入滩间山群中辉长岩的 U-Pb 年龄

绿梁山辉长岩主要分布于绿梁山西段北麓及开屏沟一带,出露面积约 16 km²,呈若干大小不等的岩株侵入到滩间山群之中。辉长岩呈浅灰绿色、中粒结构、块状构造。袁桂邦等 (2002) 测定了其中 4 粒具有自形晶体的锆石, U-Pb 同位素数据均接近韦瑟里尔曲线,获得的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计权重平均值为 (496.3 ± 6.2) Ma。绿梁山辉长岩是滩间山群火山岩喷发过程中深部相的产物,属于同一时期的岩浆活动,因此滩间山群下部火山岩的地层时代应接近或略大于辉长岩的侵入时代,即大致为 500 Ma 左右。

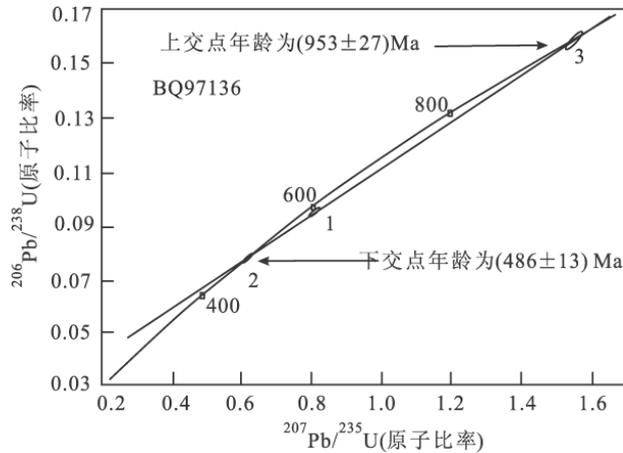


图 6-12 锡铁山矿区滩间山群变流纹岩 (BQ97136) 锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

4. 南祁连山蛇绿岩的时代

介于欧龙布鲁克与中祁连微陆块之间的是南祁连缝合带，但对于是否存在缝合带尚有不同认识，如熊兴武等（1994）认为南祁连出露的下奥陶统阴沟群为一套拉张环境中形成的双峰式火山岩，而中上奥陶统和志留纪则为浊积岩层，并未出现典型的蛇绿岩，因此不构成一个缝合带。但邱家骧等（参见夏林圻等，1998）则认为隶属于南祁连山的拉脊山为早古生代造山带，其内发育了一套蛇绿岩建造。他们推测晚寒武世是洋盆发育的时期，而奥陶纪浅海-山麓河流相的堆积表明小洋盆的闭合消亡和陆陆碰撞作用的形成。

5. 北祁连山蛇绿岩的时代

对北祁连山早古生代造山作用过程、海相火山岩特点、沉积作用及蛇绿岩已有许多专著和论文进行过详细阐述和讨论，在此不再赘述。这一部分仅补充在白银铜铅锌矿细碧角斑岩系中所测定的两个火山岩 U-Pb 年龄数据，并进而讨论北祁连缝合带的时代。

前人对甘肃白银厂含矿地层的时代曾做过大量工作并积累了许多同位素年代学资料，例如夏林圻等(1996)从 Sm-Nd 体系、邬介人等(1994)从 Rb-Sr 体系对含矿地层的时代均进行过探索。其中含矿地层的 Sm-Nd 等时线年龄和 Rb-Sr 等时线年龄分别为 (522 ± 44) Ma、 (593 ± 16) Ma 和 (606 ± 3) Ma。根据上述年龄资料，前人将白银厂含矿地层的时代定为晚震旦世—早寒武世。

为了对北祁连海相火山岩的地层时代继续进行深入探索，我们在白银矿区一号露天采场北及纪念碑旁分别采集了细碧岩和石英角斑岩样品，并对其中的锆石运用 TIMS 法进行了单颗粒锆石 U-Pb 测年，测年结果列于表 6-7、6-8 和图 6-13、6-14。分析结果表明基性的细碧岩中锆石成因比酸性的石英角斑岩要复杂。细碧岩中除 8 号锆石样品为粗粒不规则晶形及较老的表面年龄，呈现捕获晶的特点外，其他 7 粒锆石为自形晶体。这些锆石的 U-Pb 同位素并未构成一条线性关系很好的一致线，而是分别落在韦瑟里尔谐和线上，说明锆石复杂的结晶史。在 7 粒锆石中，利用 1 和 2 号分析结果计算的 $^{206}\text{Pb}/^{138}\text{U}$ 表面年龄权重平均值为 (449 ± 4) Ma，该值与下述石英角斑岩的年龄值在误差范围内是一致的。

根据石英角斑岩 U-Pb 同位素分析结果(见表 6-8)，有理由将 1~3 号锆石所计算的

表 6-7 甘肃白银厂矿细碧岩 (I97-149) 中锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况		质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅	同位素原子比率*						表面年龄 /Ma		
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb	含量 ng	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅黄色半透明粗长柱状自形晶	20	182	19	0.110	174	0.1497	0.0723 (18)	0.556 (23)	0.0558 (16)	450	449	442
2	黄色半透明粗长柱状自形晶	28	257	43	0.640	68	0.1739	0.0720 (8)	0.558 (12)	0.0562 (10)	448	450	459
3	浅黄色半透明长柱状自形晶	25	460	83	1.200	59	0.2058	0.0685 (13)	0.523 (13)	0.0554 (7)	427	427	429
4	浅黄色半透明粗长柱状自形晶	18	80	16	0.180	52	0.2059	0.0684 (13)	0.531 (21)	0.0563 (18)	427	432	463
5	浅黄色半透明短柱状自形晶	18	294	51	0.550	57	0.1627	0.0650 (10)	0.484 (17)	0.0540 (16)	406	401	373
6	黄色半透明中长柱状自形晶	20	676	87	0.840	84	0.1532	0.0648 (8)	0.489 (12)	0.0548 (11)	405	404	403
7	黄色半透明长柱状自形晶	25	291	45	0.730	52	0.1415	0.0531 (7)	0.392 (12)	0.0536 (14)	333	336	354
8	浅黄色透明粗粒不规则晶形	30	438	160	0.051	4910	0.1185	0.3345 (17)	6.149 (33)	0.1333 (2)	1860	1997	2142
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白(Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng)及稀释剂作了校正,其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素,括号内的数字为 2σ 绝对误差,例如 0.0723(18)表示 0.0723 ± 0.0018(2σ)												
测定结果	1~2 号点 ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 表面年龄统计平均值为(449 ± 4)Ma, 8 号点 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 表面年龄值为(2142 ± 2)Ma												

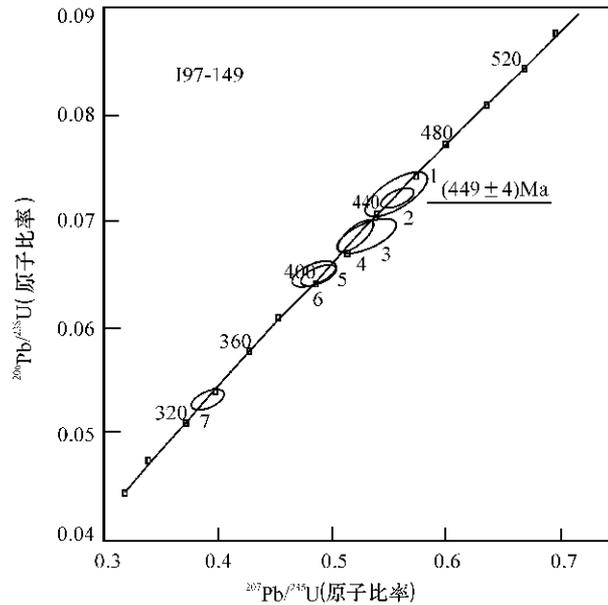


图 6-13 甘肃白银厂矿细碧岩 (I97-149) 中锆石 U-Pb 同位素年龄谱和图

表 6-8 甘肃白银厂矿石英角斑岩 (I97-150) 中锆石 U-Pb 同位素分析结果

样品情况		质量分数 w _B / (μg·g ⁻¹)		样品中 普通铅	同位素原子比率*					表面年龄 /Ma			
点号	锆石特征	质量 μg	U	Pb	含量 ng	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	浅黄色透明长柱状自形晶体	35	37	3	0.013	471	0.1546	0.07155 (181)	0.5548 (217)	0.05624 (154)	445.5	448.1	461.7
2	浅黄色透明短柱状晶体	30	41	4	0.014	399	0.1633	0.07149 (114)	0.5527 (130)	0.05607 (88)	445.2	446.8	455.2
3	浅黄色透明粗长柱状自形晶体	20	53	5	0.018	272	0.1736	0.07049 (386)	0.5381 (531)	0.05537 (423)	439.1	437.2	427.1
4	浅黄色透明短柱状自形晶体	20	58	5	0.012	497	0.1437	0.08034 (359)	0.6370 (414)	0.05751 (246)	498.2	500.5	511.1
备注	* 在测定 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 原子比率时已对实验空白 (Pb 质量为 0.050ng, U 质量为 0.002ng) 及稀释剂作了校正; 其他比率中的铅同位素均为放射成因铅同位素; 括号内的数字为 2σ 绝对误差, 例如 0.07155 (181) 表示 0.07155 ± 0.00181 (2σ)												
测定结果	1~3 号点 ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 表面年龄统计权重平均值为 (444.9 ± 5.7) Ma												
	4 号点 ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 表面年龄值为 (498.2 ± 22) Ma												

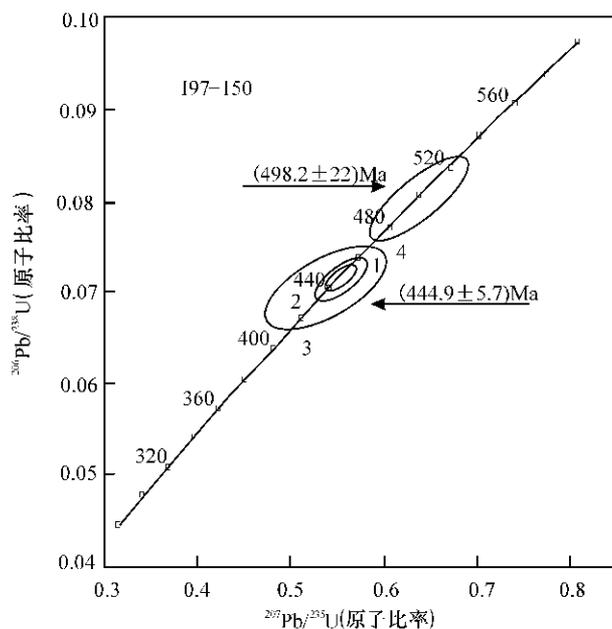


图 6-14 甘肃白银厂矿石英角斑岩 (I97-150) 中锆石 U-Pb 同位素年龄谐和图

²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄统计权重平均值 (444.9 ± 5.7) Ma 作为石英角斑岩的形成年龄, 因为这三粒锆石自形程度高, 普通铅含量较低且放射性铅同位素含量基本未丢失, 保持了锆石晶出时的 U-Pb 同位素体系, 应用价值较高。4 号锆石 U-Pb 同位素数据落在谐和线上, 其 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表面年龄值为 (498.2 ± 22) Ma, 由于该值大于前述由 1~3 号锆石所表征的地层时代, 因此可能为捕获晶年龄。

本次 U-Pb 测年结果明显低于前人所报道的 Sm-Nd 同位素年龄值，由于在样品中未获得晚震旦世的年代学信息，因此不能从本次测定结果进一步获得白银厂含矿地层时代为晚震旦世的 U-Pb 年龄证据。相反，根据石英角闪岩和细碧岩 U-Pb 测年结果，有理由将白银厂矿区含矿地层时代界定在 440 ~ 450 Ma 之间，即白银厂含矿的火山岩地层时代应隶属奥陶纪。夏林圻等（1998）依据 Sm-Nd 和 Rb-Sr 等时线年龄资料曾将北祁连山的火山作用与构造演化划分为四个阶段，即 679 ~ 514 Ma 新元古代至寒武纪大陆裂谷型火山作用、522 ~ 496 Ma 寒武纪末至早奥陶世洋脊及洋岛型火山作用、486 ~ 445 Ma 的奥陶纪沟弧盆系火山作用和 445 ~ 428 Ma 的晚奥陶世至志留纪海盆闭合期火山作用及泥盆纪磨拉石盆地等四个阶段。本书作者根据有限的两个 U-Pb 年龄数据，推断北祁连海相火山作用延续的时间不一定很长，可能大规模喷发作用发生于奥陶纪，洋壳的形成和闭合也是在一个相对较短的地质历史时期内完成的。夏林圻等上述第四阶段的划分与时间的界定与 U-Pb 年龄数据较为吻合，因此北祁连洋盆的消亡及陆陆碰撞大致发生在 420-400 Ma 年左右。

（三）早古生代多岛海的大地构造格局

塔里木陆块东缘自北向南至少存在阿拉善、祁连、欧龙布鲁克、柴达木等数个微陆块，这些微陆块之间在早古生代被海盆所隔，形成一种大陆边缘的多岛海格局，同时这些微陆块之间的海盆曾一度出现洋壳，从海盆发展成为小洋盆，只是小洋盆的生命周期较短，不足 100 Ma，随着小洋盆的萎缩和消亡，微陆块相继联合，并与塔里木形成一个规模更大的陆块。

这种早古生代多岛海的格局是本区自南华系以来不断裂解的继续和发展的结果，从保存这一段地质历史记录最好的欧龙布鲁克微大陆块上全吉群的层序判断，陆内裂解约从 800 Ma 开始，从陆内裂解到浅海环境的变迁大致经历了 220 ~ 250 Ma，而大规模火山岩及洋壳的出现则发生在早古生代。在这些微大陆块裂开以前，即 800 Ma 前的构造格局我们尚不能清晰勾划出它们的细节，但由于发生在 800 Ma 的裂解属于陆内裂解性质，因此有理由推断，这些微陆块的前身可能经历过一段联合时期，对此将在下一节进行阐述。

六、中元古代末—新元古代早期的构造轮廓

论证研究区中元古代末—新元古代早期构造轮廓的重要依据是确定具有划分构造单元性质的边界（缝合带），确定了块体的边界，划分大地构造单元就有了依据。但本区由于早古生代造山作用的强烈叠加，许多早期地质记录已消失，出现了一段“记忆空白”，因而迄今未能在研究区内发现该时期令人信服的缝合带。但是下列地质事实表明新元古代造山作用的存在：

第一，塔里木及与其相邻的微大陆块出现变质基底和沉积盖层的双层结构，基底与盖层间的不整合在塔里木北缘库鲁克塔格称为塔里木不整合（陆松年，1992；高振家等，1993），在欧龙布鲁克微大陆块上称为全吉不整合，这一不整合面表明在 800 Ma 的沉积盖层形成以前，基底曾受到一次重大地质事件的改造。

第二，中元古代地层普遍受到绿片岩相变质作用和强烈的塑性变形，与沉积盖层基本未变质和发生脆性变形形成明显的对照，指示沉积盖层形成以前的中元古代地层受到变质、变形的改造。

第三,在东昆仑山昆中断裂带两侧、柴达木盆地北缘南带和甘肃北山南缘出现了新元古代早期花岗片麻带,特别是在柴达木盆地北缘南带沿沙柳河—鱼卡河—六五沟一线出现长达 700 km 断续相连并具有汇聚型花岗岩特点的岩浆岩带,它们应指示相邻地带可能出现过一个同构造期的造山带。

虽然我们还不能指明中元古代末—新元古代初期造山带的确切位置,也不能确定研究区有几条这一时期的造山带,但该区经历过中元古代末—新元古代早期造山作用的强烈影响却是确定无疑的。经过这一次造山运动,塔里木及其东缘微大陆块完成了最终克拉通化,并联合成为一个大陆块,从 800 Ma 开始的裂解将本区带入了一个新的构造旋回,形成了一个更为复杂的大地构造格局。

七、阿尔金断裂带两侧前寒武纪构造单元 对比方案和关键问题分析

在讨论研究区前寒武纪构造演化和分区时,一个难以回避的问题是“阿尔金断裂带”的问题。阿尔金断裂带两侧构造单元是否能够对比涉及到两个重大地质问题:第一,阿尔金断裂带是否发生了走滑及走滑的距离;第二,阿尔金断裂带东南侧的成矿带,特别是北祁连早古生代造山带和成矿带能否越过阿尔金断裂带向西延伸?20 世纪 90 年代以来许多学者对上述两个问题进行了认真的分析和积极的探索。

阿尔金山的前寒武纪岩层东南被阿尔金断裂带所截,西北受且末-星星峡断裂所限,平面上呈一楔形,有人称为“阿尔金地楔”。该地楔向东北方向与敦煌和甘肃北山地区相连,因此本文将阿尔金山和敦煌、北山地区联系起来一并讨论。该区前寒武纪地质有三个最引人注目的问题:一是在阿北-敦煌的太古宙地质体中获得了 3.6 Ga 的锆石 U-Pb 年龄信息,表明有可能存在始太古代的地壳;二是在敦煌与北山之间的柳园古堡泉和阿尔金西南的江尕勒萨依一带,分别发现榴辉岩;三是识别出新元古代末—古生代初的高压变质(泥)岩带及蛇绿混杂岩带。

阿尔金山-敦煌-甘肃北山出露了两条新元古代构造-岩浆岩带的残留,由于研究程度较低,对它们分布的范围、组成和时代的了解都极为有限。出露于北山南缘柳园西古堡泉一带的新元古代花岗片麻岩呈 NW 向延伸,所见范围仅约 5 km,其周围被显生宙花岗岩所围限,但由于在花岗片麻岩中新识别出若干榴辉岩的包体,因此对该带榴辉岩的成因、时代和大地构造意义立即引起地学界的关注。北山南缘赋存榴辉岩的新元古代花岗片麻岩能否构成一个具有分划性边界的构造带?即其北的北山和其南的阿北-敦煌是否为两个独立的地质构造单元是亟待解决的问题。另一条构造-岩浆岩带的残留出露于阿尔金西南的江尕勒萨依一带,由于自然和交通条件所限,迄今尚未见到对榴辉岩露头区的详细描述,而是仅对榴辉岩的岩相学和年代学做过初步研究。作者推测该区榴辉岩的围岩应出现一套新元古代的花岗片麻岩,若这种判断能够被证实,则该带可能是沙柳河-鱼卡河榴辉带在阿尔金断裂西北侧的重现。以此作为标志,不仅可以合理划分研究区新元古时期的大地构造单元,而且可以正确估算阿尔金断裂带两侧的错距,因而对该带的深入研究迫在眉睫。

组成阿尔金山-敦煌的前寒武纪岩层比断裂东南侧几个微陆块上的前寒武纪岩层更为复杂,原因是前者出露了一套太古宙岩层,不仅仅有阿北保存 3.6 Ga 锆石的花岗片麻岩,

而且其周围都有经锆石 U-Pb 年龄证实的新太古代 TTG 岩系。该地区是研究区内保存太古宙岩层范围最大的区域, 估计范围超过 3 万平方千米。在太古宙岩层出露区中及其外围见有与龙首山群、达肯大坂岩群相似的斜长角闪岩和受到强烈钾质混合岩化的斜长角闪岩, 惜未获得年代学和其他方面的研究资料, 不能直接提供阿尔金断裂带两侧前寒武纪变质基底对比的证据。在阿尔金山中段还出露一套厚度颇大、富含叠层石礁体的中元古代碳酸盐岩层及中低级变质泥质岩层, 这种组合与阿尔金断裂带东南侧的中元古界比较相似。中元古界以上还出露了一套未变质的具沉积盖层性质的地层, 主要赋存于安南坝一带, 称为安南坝群。其下部由陆源碎屑岩组成, 上部则为碳酸盐岩地层, 并富含叠层石, 其主要岩石类型、层序特征与柴达木盆地北缘全吉群颇为相像, 但由于研究程度低, 层序中缺少全吉群中所具有的火山岩及冰碛岩的地层记录, 也未获得可利用的同位素年龄资料, 因而安南坝群的时代及与全吉群的可比性尚是一个值得研究的问题。

张建新等 (1999) 在综合前人资料的基础上, 将阿尔金山划分为两个前寒武纪地块和两条蛇绿混杂岩带 (图 6-15), 并首次报道在江尔勒萨依一带发现榴辉岩 (1996)。同时他们对榴辉岩的 Sm-Nd 和 U-Pb 年龄进行了研究, 获得 $(500 \pm 10) \text{ Ma}$ 和 $(503.9 \pm 5.3) \text{ Ma}$

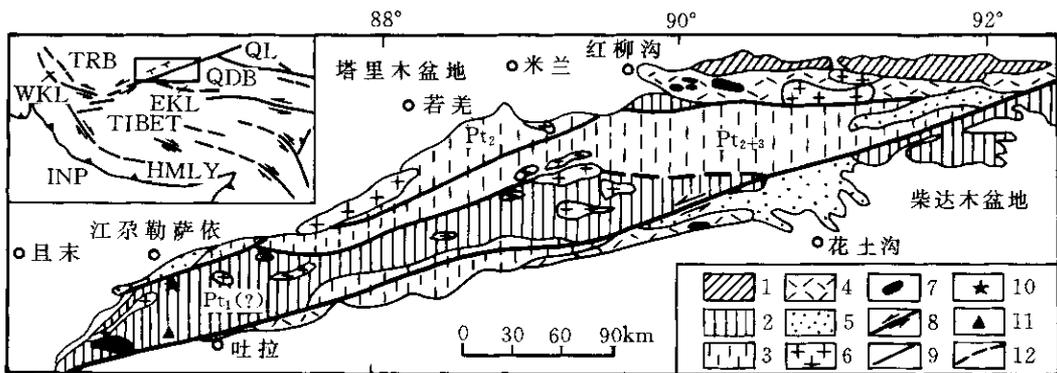


图 6-15 阿尔金山地质略图

(据张建新等, 1999)

1—太古宙—古元古代岩层; 2—古元古界 (?); 3—中—新元古界; 4—下古生界; 5—中—新生界; 6—花岗岩; 7—超基性岩; 8—走滑断层; 9—断层; 10—榴辉岩; 11—麻粒岩; 12—推测地层界线; TRB—塔里木盆地; QL—祁连山; QRB—柴达木盆地; TIBET—西藏; HMLY—喜马拉雅山; INP—印度板块

的数据。许志琴等 (1999) 则根据柴达木盆地北缘的榴辉岩带与阿尔金江尔勒萨依榴辉岩带的岩石学和年代学特征, 认为二者是同一榴辉岩带, 由于阿尔金左旋走滑约 400 km, 才形成现今的构造格局 (图 6-16)。葛肖虹等 (1999、2000) 比较系统地阐述了阿尔金断裂带两侧地质单元是否可以对比的问题, 他认为对早古生代构造-岩相带的研究是解决问题的关键, 而对北祁连早古生代蛇绿岩形成环境的认识, 则是关键中的关键。对北祁连早古生代蛇绿岩是形成于大洋盆地、陆内裂陷小洋盆, 亦或为拗拉槽的产物? 多年来存在争议, 葛肖虹认为北祁连早古生代蛇绿岩带向西可与塔里木中部的满加尔拗陷相连 (图 6-17), 是一个发育在古老克拉通 (西域地台) 之上的拗拉槽。

尽管对阿尔金断裂带西北侧的前寒武纪地质知之甚少, 但我们仍可以勾划出前寒武纪

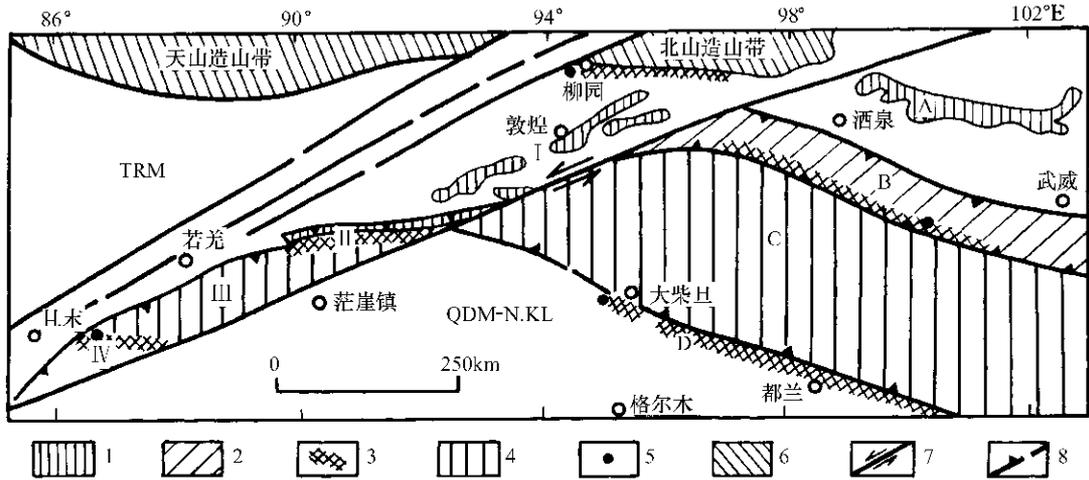


图 6-16 阿尔金断裂带两侧构造单元对比图

(据许志琴, 1999)

- 1—前寒武纪变质基底；2—加里东期火山岛弧带；3—俯冲及碰撞杂岩带；4—中-南阿尔金及中祁连地块；5—榴辉岩；6—相邻造山带；7—左行走滑断裂；8—逆冲断裂
- A—阿拉善地块；B—北祁连俯冲杂岩带；C—中南祁连地块；D—柴达木北缘俯冲-碰撞杂岩带；TRM—塔里木地块；QDM-N.KL—柴达木-昆北地块
- I—敦煌地块；II—北阿尔金俯冲杂岩带；III—中阿尔金地块；IV—南阿尔金俯冲-碰撞杂岩带

地质演化的轮廓。若以江尔勒萨依带为界，其北的敦煌和阿尔金山的主体可能存在 3.6 Ga 古老地壳的残留，一个规模较大的新太古代和古元古代中深变质基底、由变质的碳酸盐岩层和泥质岩层所组成的中元古界，以及可能为新元古代晚期并具沉积盖层性质的安南坝群的发育。这些基本特征与阿尔金断裂带东南侧的欧龙布鲁克、祁连山和阿拉善微陆块不是不能对比的。在阿尔金断裂带西北侧原划阿尔金山群，像青海柴北缘厘定前的达肯大坂群一样，既包含了一套表壳岩，又存在可能为新元古代的花岗片麻岩和榴辉岩，沙柳河-鱼卡河高压—超高压变质带最可能与阿尔金山群（其中的榴辉岩带）相连，而阿尔金山群的分布并非东西向，而是北东向，以此为标志推算阿尔金山左旋走滑约为 150~200 km。有关阿尔金断裂带两侧地质单元对比的一种可能的模式可用图 6-18 来表示。在示意图中，选择的对比标志为阿尔金山岩群中的榴辉岩带（断裂西北侧）和沙柳河-鱼卡河榴辉岩带（断裂东南侧），而断裂带两侧蛇绿混杂岩带及地质体的对比并不完全一一对应，这可能与微大陆块在造山过程中的规模被缩减，甚至完全消失有关。显然，要验证这一推测还必须进一步深化对下列问题的认识。

(一) 关于拉配泉-红柳沟蛇绿岩的时代

在阿尔金太古宙地质体出露区以南有一条近东西向蛇绿岩，主体为拉配泉群火山岩并有少量硅泥质岩的发育，曾人认为是一条蛇绿岩带，不少学者认为这是一条早古生代缝合带，但郭召杰等（1998）报道从蛇绿岩中测定的 Sm-Nd 等时线年龄为 (829 ± 60) Ma 中，认为是新元古代早期的洋壳残留。这个问题涉及到阿尔金前寒武纪地质演化和两侧地质体的对比，因此对该蛇绿岩时代的界定应抓紧进行。

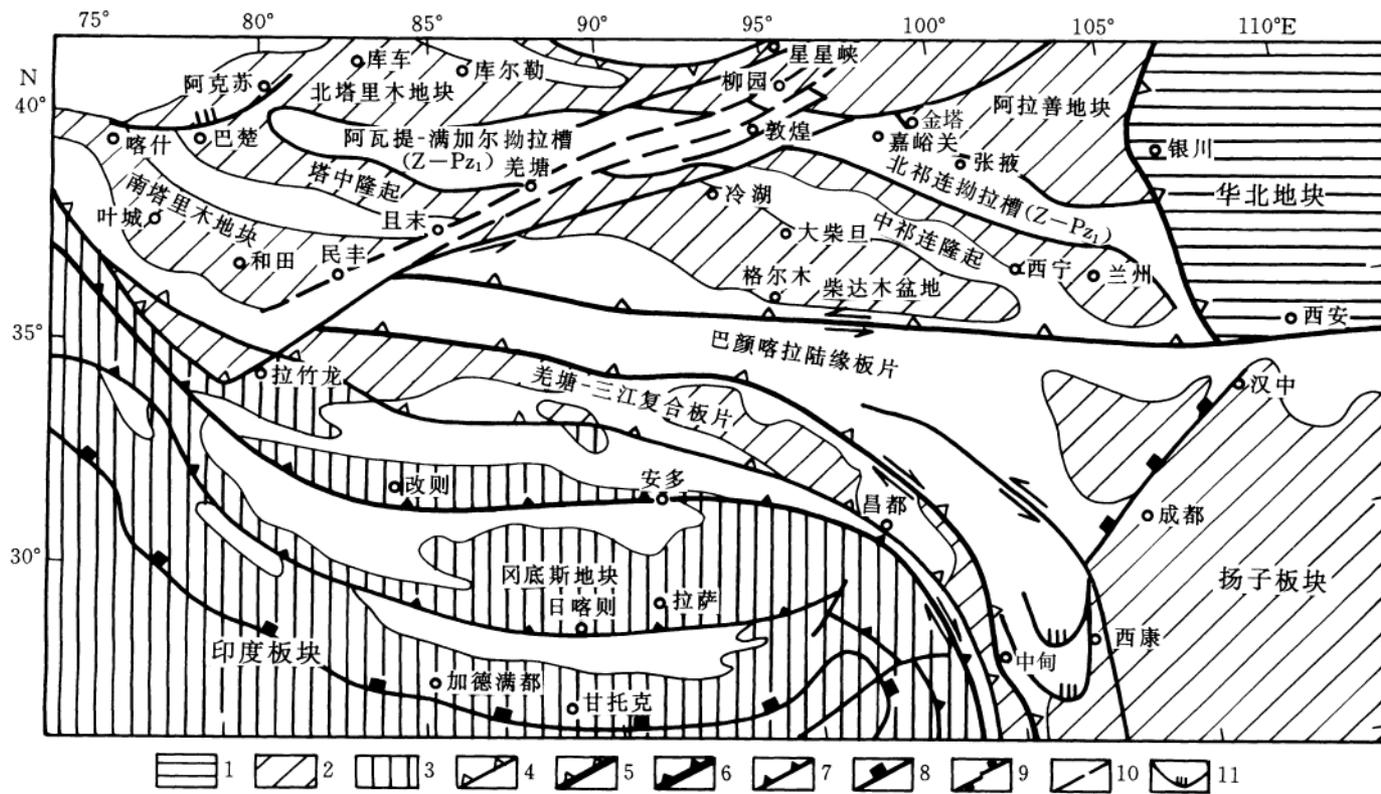


图 6-17 中国西部及邻区大地构造略图

(据葛肖虹等, 2000)

克拉通类型: 1—华北型; 2—扬子型; 3—冈瓦纳型板块消减聚合带; 4—华力西期; 5—印支期; 6—燕山期; 7—喜马拉雅期活动构造; 8—陆内 A 型俯冲; 9—剪切平移断裂; 10—物探推测断裂; 11—推覆构造

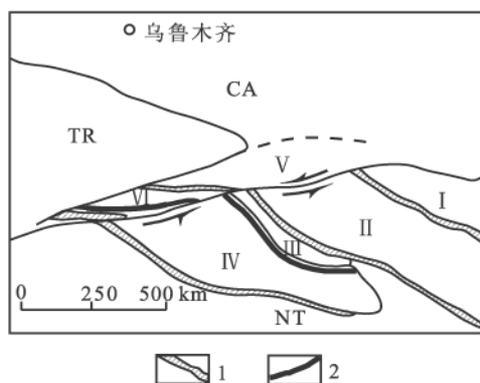


图 6-18 阿尔金断裂带两侧地质单元对比示意图

图例同图 6-10，其中图例 2 为实际及推测的榴辉岩带，以此为标志，

阿尔金断裂带左旋走滑距离约为 150~200 km

(二) 江孜勒萨依带的组成、时代和规模

阿尔金断裂带东南侧的沙柳河-鱼卡河榴辉岩带的主体是新元古代早期的花岗片麻岩带，其中赋存榴辉岩、变基性-超基性岩和表壳岩的包体或残块。如果江孜勒萨依带是该带的延伸，那么一定会在江孜勒萨依带中发现呈一定规模延伸的新元古代早期的花岗片麻岩带。江孜勒萨依带赋存于阿尔金山岩群分布区，只有对阿尔金山岩群进行比较全面的区域地质调查和研究，而不是局限于露头研究，才能真正回答江孜勒萨依带和沙柳河-鱼卡河带的可比性问题。

(三) 西昆仑山前寒武纪地质问题

尽管对江孜勒萨依带北侧前寒武纪地质了解甚少，但相对南侧而言，研究程度还是稍高一点，当前迫切需要加强对该带南侧前寒武纪变质基底的研究。江孜勒萨依带南侧的前寒武纪主要出露于西昆仑山，目前西昆仑尚未见太古宙岩层的报道，但元古宙岩层分布范围颇广，在西昆仑近 $17 \times 10^4 \text{ km}^2$ 范围内，元古宙岩层出露面积达 $6.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，占西昆仑山面积的 37.55%。西昆仑的元古宙地层出露厚度巨大、岩性复杂、变质变形强烈、岩浆活动亦十分频繁，只有深化对西昆前寒武纪的地质研究和加强西昆与柴达木微陆块的对比性研究，才能够对阿尔金断裂带两侧前寒武纪块体的可比性有进一步的认识。

结 语

在我们对本轮研究工作所取得的进展和存在问题作小结之前有两点是需要强调的，一是野外第一性资料的重要性；二是坚持用全球观指导研究工作。尽管研究区自然环境和生活条件十分恶劣，但因野外实地为地质工作者营造了巨大的实验室，我们还是像许多基层地质队的同志一样，长期坚持在野外第一线。研究工作中所取得的进展是从最基础的地层工作开始的，由于历史的因素，前人在地层研究工作中未能对表壳岩和变质深成侵入体及构造岩进行正确区分。我们在前人工作的基础上，通过室内、外工作的有机结合，对地层进行了厘定和划分，建立了一种新的地层和构造格架，如果没有这些基础性工作，以下小结中阐述的进展便会是沙滩上的建筑，没有牢固的基础。另一方面，我们研究工作的全过程，特别是在后期工作中，注重贯穿运用全球观指导研究工作。当在研究区获得大量新元古代热-构造事件的年代学信息时，这是我们始料不及的，因为在前人和同期的调查、研究工作中并没有这方面资料的报道。为什么会如此大量的新元古代年龄数据，仅仅是区域地质现象，还是有更重大的地质意义？通过国际合作、出国考察和阅读大量文献，了解到新元古代是罗迪尼亚和冈瓦纳超大陆破裂与汇聚的时期，我们意识到研究区的许多重要地质现象是和超大陆的汇聚与裂解息息相关的，因此强化了研究区内新元古代地质研究工作，同时在中国地质调查局的支持下，又开展了新的综合研究，并在关键地区部署了区域地质填图，将地质调查和研究工作密切结合，因此取得了较明显的进展。

创新是科技工作的灵魂，创新必须处理好继承和发展二者之间的关系，其准绳便是“实践”。研究工作的进展和认识必须经受实践的检验，但是我们的认识水平又受当代科学技术水平的制约，这就决定了这些认识具有历史的局限性，需要在未来的实践中进行检验、补充和修正。

在项目组全体成员的共同努力下，借鉴国内、外最新研究成果，以坚实的野外工作为基础，室内、外研究紧密相结合，我们在研究工作中取得了以下几方面的主要进展。

第一，在阿尔金山阿克塔什塔格原划为“米兰群”的花岗片麻岩中测得 (3605 ± 43) Ma 颗粒锆石的 U-Pb 年龄数据，获得该样品全岩的钨模式年龄略大于 3500 Ma，表明阿尔金山可能存在始太古代地壳。这是迄今在西北地区测得的最老锆石 U-Pb 年龄，对于阐述西北地区前寒武纪地质演化特征，探讨西北与华北及华南古老变质基底的关系具有重要的科学意义。

第二，在甘肃北山柳园西的古堡泉发现了榴辉岩，对该地的榴辉岩及围岩——眼球状花岗片麻岩进行了深入的研究，获得了精确的新元古代早期的年代学信息。对柴达木盆地北缘进行了较详细的地层学、岩石学、地球化学和年代学研究工作，肯定了前人确定的全吉运动的存在及其重要意义。在柴达木盆地北缘南带识别出一条新元古代早期花岗片麻岩带，获得一批精度较高的同位素年龄数据，同时对赋存于花岗片麻岩中的榴辉岩进行了岩相学和年代学的初步研究。指出榴辉岩相变质时间发生在 500 ~ 470 Ma 左右。在东昆仑山

获得一批可利用的 900 Ma 前后的新元古代年龄数据，廓清了“苦海群”的涵义和时代，为研究本区与前寒武纪超大陆的联系提供了重要信息。

第三，以柴达木盆地北缘的研究资料为依据，初步建立了新元古代早期汇聚和晚期裂解的事件群的特点与时间序列，以此为基础，对北山南缘和昆中新元古代花岗片麻岩带的重要意义给予了充分的肯定，同时进一步指出了研究方向和关键问题。

第四，在前人和本次研究工作的基础上，初步建立了研究区内前寒武纪地层和地质事件的年代格架，显示出新元古代地质事件在本区地质演化和构造分区中的重大意义，其成果明显地提高了青藏高原北部前寒武纪地质的研究水平。

第五，根据阿尔金山江孜勒萨依、柴达木盆地北缘南带榴辉岩和花岗片麻岩带，及研究区前寒武纪地质特点，探讨了阿尔金两侧前寒武纪变质基底的可比性问题。

第六，运用研究工作中的成果，探讨了研究区和中国古大陆及全球构造的联系，分析了全球罗迪尼亚研究中所取得的进展和存在问题，将有助于今后该领域的研究工作。

第七，根据我们在实际工作中的积累，在事件地质学的基础上，提出了“事件群”的概念，并运用此概念对研究区主要地质事件进行了归类，对它们的性质进行了界定。实践证明，运用“事件群”的概念有利于在研究工作中理清思路、有目的地寻找和发现新的地质事件的证据和提高研究工作的水平。

然而，我们的研究工作刚刚起步，许多重要的认识还缺乏足够的科学依据，一些关键地区尚未开展深入的工作，提出的工作模式也需要在未来的实践中进行检验和修正，除了在有关章节已讨论的存在问题外，本轮研究工作中存在的主要问题有下列几方面：

(1) 关于新元古代造山带的位置。作者等在研究工作中获得了众多新元古代早期汇聚事件群的地质和年代学信息，但未能确定这一时期造山带的具体位置，因而也未能廓清这一时期的构造格架。也许对这一问题的认识需要有更大范围、更多资料的支撑。

(2) 关于几个重要地层单元的特点和时代。区内有几个关键性的地层单位研究程度尚较低，时代亦不很清晰，如东昆仑南部的万宝沟群，以及新建的“鱼卡河岩群”等，这些地层的特点、形成环境和时代对于探讨本区一些基础地质问题和找矿均有重要意义。我们工作中的这一缺陷只有留待今后去弥补。

(3) 关于年龄资料的地质解释。本轮研究工作的年代学资料主要依靠 TIMS 法单颗粒锆石 U-Pb 年龄，根据少量 SHRIMP 年龄资料的验证，对于具有单一成因的锆石，两种方法获得的数据重复性较好，而对于具有核幔结核的复成因锆石，TIMS 法往往获得的是没有地质意义的混合年龄，因此今后本区还是应开展以 SHRIMP 法为主的测年工作，同时应加强锆石成因矿物学研究，以获得对年龄资料进行合理解释的科学证据。

(4) 关于大地构造格架的探索。针对本区早古生代多条缝合带的存在，作者等应用了“多岛海”的模式，但是这一模式仅仅反映研究区早古生代那一段地质历史时期内的大地构造格架，而不能代表研究区整个地史过程中的状态。那么前古生代的大地构造格架是一种什么状态？即便是早古生代时期，除了“多岛海”的格局，在研究区的相邻区域内是否存在过大洋？这一系列问题是作者等在研究工作后期一直思索和难以回答的问题。

(5) 关于与秦岭造山带的联系。“秦祁昆造山带”的对比和联系是中国重大基础地质问题之一，已有多种不同的方案和模式来解答这一问题。从我们所应用的“多岛海”格局的基点出发，并不拟寻求秦岭是和祁连、亦或昆仑造山带相连的答案，因为在塔里木大陆

的东缘出现了多达 4~5 条早古生代缝合带，而在华南大陆的北缘仅出现两条早古生代缝合带，显然它们并不一一对应。今后应重点解决的问题是华北南缘与华南北缘主缝合带的位置及其走势，可能这一主缝合带既不通过昆仑，也不与祁连造山带相连，新的答案有待于今后更深入的研究。

值得庆幸的是，由于本轮研究工作的进展，后续工作已经得到国家自然科学基金会、国土资源部和中国地质调查局的支持，使我们项目组全体研究人员得以在更大的空间、更广阔的领域和更深的层次上开展新一轮的地质调查和研究工作。我们期望取得更大的进展，同时再次深切感谢所有支持我们工作的部门、领导、专家和同行。

参考文献

- 《中国地层典》编委会. 金文山, 王汝铮, 孙大中, 吴昌华. 中国地层典·古元古界. 北京: 地质出版社, 1996, 1~65.
- 地质矿产部直属单位管理局. 变质岩区 1:5 万区域地质填图方法指南. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991, 1~226.
- 青海省地质矿产局. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1991, 1~662.
- 新疆维吾尔自治区地矿局. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993, 1~841.
- 车自成, 刘良, 刘洪福, 罗金海, 阿尔金山地区高压变质泥质岩石的发现及其产出环境. 科学通报, 1995, 40(14): 1298~1300.
- 陈炳蔚, 王彦斌, 左国朝. 青藏高原北部地体划分及其构造演化. 地球物理学报, 1995, 38(增刊 II): 98~113.
- 陈克强, 汤加富. 构造地层单位的划分与使用: 构造地层单位研究. 武汉: 中国地质大学出版社. 1995, 1~92.
- 程裕淇, 刘敦一, Williams I S, 简平, 庄育勋, 高天山. 大别山碧溪岭深色榴辉岩和片麻状花岗质岩石 SHRIMP 分析. 地质学报, 2000, 74(3): 193~205.
- 程裕淇, 万渝生, 高吉凤, 马瑞. 河北平山小觉地区阜平岩群中三种岩类深熔现象的岩相学特征. 地质论评, 2001, 47(1): 1~8.
- 程裕淇主编. 中国区域地质. 北京: 地质出版社, 1994, 1~517.
- 冯益民, 何世平. 祁连山大地构造与造山作用. 北京: 地质出版社, 1995b, 1~135.
- 冯益民, 何世平. 祁连山及其邻区大地构造基本特征——兼论早古生代海相火山岩的成因环境. 西北地质科学, 1995a, 16(1): 92~103.
- 冯益民等. 北祁连及其邻区古生代以来的大地构造演化初探. 西北地质科学, 1992, 13(2): 61~73.
- 高振家, 陈晋镛, 陆松年, 彭昌文, 秦正永. 新疆北部前寒武系. 《前寒武纪地质》第 6 号, 北京: 地质出版社, 1993, 1~171.
- 葛肖虹, 刘俊来. 被肢解的“西域克拉通”. 岩石学报, 2000, 16(1): 59~66.
- 葛肖虹, 刘俊来. 北祁连造山带的形成与背景. 地学前缘, 1999, 6(4): 223~230.
- 葛肖虹, 张梅生, 刘永江. 阿尔金断裂研究的科学问题与研究思路. 现代地质, 1998, 12(3): 295~301.
- 郭进京, 赵风清, 李怀坤. 中祁连东段晋宁期碰撞型花岗岩及其地质意义. 地球学报, 1999, 20(1): 10~15.
- 郭召杰, 张志诚, 王建军. 阿尔金北缘蛇绿岩的等时线年龄及其大地构造意义. 科学通报, 1998, 43(18): 1981~1984.
- 郝国杰, 陆松年, 李怀坤, 郑健康. 柴北缘沙河柳榴辉岩岩石学及年代学初步研究. 前寒武纪研究进展, 2001, 24(3): 154~162.
- 赖绍聪, 邓晋福, 杨建军等. 柴达木北缘发现大型韧性剪切带. 现代地质, 1993, 7(1): 125.
- 李怀坤, 陆松年, 赵风清等. 柴达木北缘新元古代重大地质事件年代格架. 现代地质, 1999, 13(2): 224~225.
- 李惠民, 陆松年, 郑健康等. 阿尔金山东端花岗片麻岩中 3.6 Ga 锆石的地质意义. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20(4): 259~262.
- 李继亮, 孙枢, 郝杰, 陈海弘, 侯泉林, 肖文交. 碰撞造山带的碰撞事件时限的确定. 岩石学报, 1999, 15(2): 315~320.
- 李曙光. 一个距今 10 亿年侵位的阿尔卑斯型橄榄岩体: 北秦岭晚元古代板块构造体制的证据. 地质论评, 1991, (3): 235~242.
- 刘福来, 许志琴, 杨经绥, Maruyama, S Liou, J G Katayama, I Masago. H. 中国苏北预先导孔 CCSD-PP2 片麻岩中锆石的矿物包裹体及其超高压变质作用的证据. 科学通报, 2001, 46(3): 241~246.
- 刘福来, 许志琴, 张泽明, 杨经绥. 中国大陆科学钻探工程预先导孔中片麻岩-花岗片麻岩的岩石学和地球化学研究. 地质学报, 2001, 75(1): 70~81.
- 刘良, 车自成, 罗金海, 王焰, 高章鉴. 阿尔金山西段榴辉岩的确定及其地质意义. 科学通报, 1996b, 41(16): 1485~1488.
- 刘良, 周鼎武, 王焰, 陈丹玲, 刘雁. 东秦岭秦岭杂岩中的高压麻粒岩及其地质意义初探. 中国科学(D辑),

(26) (增刊), 1996a: 56~63.

卢欣祥, 董有, 尉向东, 肖庆辉, 李晓波, 张宗清. 东秦岭吐雾山 A 型花岗岩的时代及其构造意义. 科学通报, 1999, 44 (9): 975~978.

卢欣祥. 秦岭花岗岩揭示的造山过程——秦岭花岗岩研究进展. 地球科学进展, 1998, 13 (2): 213~214.

陆松年, 李怀坤, 于海峰等. 中国中部年轻造山带内的新元古代重大地质事件及年代格架. 现代地质, 1999d, 13 (2): 223~224.

陆松年, 王惠初, 李怀坤, 袁桂邦, 辛后田, 郑健康. 柴达木盆地北缘“达肯大坂群”的再厘定. 地质通报, 2002, 21 (1): 19~23.

陆松年, 赵凤清, 李怀坤, 郑健康. 青海柴达木盆地北缘“达肯大坂群”的重新厘定及其地质意义初探. 见: 第三届全国地层会议论文集. 《第三届全国地层会议论文集》编委会编. 北京: 地质出版社, 2000, 13~18.

陆松年. “IGCP440 项: Assembly and Break-up of Rodinia”研究项目已获批准. 研究工作即将启动. 见: 前寒武纪研究进展. 1999a, 22 (1): 61~65.

陆松年. 参加中澳造山作用国际讨论会总结报告 (2)——中澳野外考察纪实. 前寒武纪研究进展, 1999b, 22 (3): 51~59.

陆松年. 新疆库鲁克塔格元古宙地质演化. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, 1992, 26~27 号: 279~292.

陆松年. 新元古时期 Rodinia 超大陆研究进展述评. 地质论评, 1998, 44 (5): 489~495.

陆松年. 中国前寒武纪地质年代划分再讨论. 现代地质, 1999c, 3 (2): 195~196.

梅华林, 于海峰, 陆松年, 李惠民, 李铨等. 甘肃敦煌太古宙英云闪长岩: 单颗粒锆石 U-Pb 年龄和 Nd 同位素. 前寒武纪研究进展, 1998, 21 (2): 41~45.

缪长泉. 新疆昆仑山和阿尔金山前寒武系及叠层石. 乌鲁木齐: 新疆科技卫生出版社, 1993, 1~171.

任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚等. 新一代中国大地构造图. 中国区域地质, 1997, 16 (3): 225~230.

宋明春, 张京信, 吕发堂. 胶南地区前寒武纪侵入岩的岩石谱系单位划分及地壳演化. 山东地质, 1997, 13 (1): 40~44.

孙大中. 太古宙四分的新动议. 中国地质, 1991, 7: 25.

汤加富, 秦德厚, 吴传荣, 钱存超. 关于构造地层学研究及构造地层单位使用的讨论. 地层学杂志, 2000, 24 (增刊): 347~351.

王碧香编译. 国际火成岩分类图表 (国际地科联火成岩分类学委员会推荐). 北京: 地质出版社, 1990.

王鸿祯, 莫宣学. 中国地质构造述要. 中国地质, 1996, 8 (1): 4~9.

王鸿祯. 地球的节律与大陆动力学的思考. 地学前缘, 1997, 4 (3~4): 1~12.

王楫, 陆松年, 李惠民等. 内蒙古中部变质岩同位素年代构造格架. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, 1995, 29: 1~76.

王松山, 胡世玲, 翟明国等. 应用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年技术研究清原花岗岩-绿岩地体的形成时代. 岩石学报, 1987, 4 (1) 55~62.

王松山. 氟对 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 定年的制约及数据处理. 地质科学, 1992, 4: 369~378.

王松山. 应用定年技术研究某些火山岩及陨石的受热历史. 地质科学, 1982, 2: 226~234.

王毅智, 梁超云, 王桂秀. 柴达木盆地北缘麻粒岩的发现及地质特征. 青海地质, 2000, 9 (1): 33~38.

王云山, 陈基娘. 青海省及其毗邻地区变质地质及变质作用. 北京: 地质出版社, 1987, 1~268.

王云山, 庄庆兴, 史从彦等. 柴达木北缘的全吉群. 见: 中国震旦亚界. 天津: 天津科学技术出版社, 1980, 214~229.

邬介人. 西北海相火山岩地区块状硫化物矿床. 武汉: 中国地质大学出版社, 1994, 1~271.

伍家善, 耿元生, 沈其韩, 刘敦一, 厉子龙, 赵敦敏. 华北陆台早前寒武纪重大地质事件. 北京: 地质出版社, 1991, 1~115.

夏林圻, 夏祖春, 任有祥, 左国朝, 邱家骧. 祁连山及邻区火山作用与成矿. 北京: 地质出版社, 1998, 1~215.

夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 北祁连山海相火山岩岩石成因. 北京: 地质出版社, 1996, 1~153.

肖序常, 陈国铭, 朱志直. 祁连山古蛇绿岩带的地质构造. 地质学报, 1978, 52 (4): 281~295.

熊兴武, 陈亿元. 柴达木地块北缘早古生代裂陷槽. 见王鸿祯等: 中国古大陆边缘中、新元古代及古生代构造演化. 北京: 地质出版社, 1994, 114~131.

许志琴, 杨经绥, 张建新, 姜玫, 李海兵, 崔军文. 阿尔金两侧构造单元的对比及岩石圈剪切作用. 地质学报, 1999, 73 (3): 193~205.

杨建军, 朱红, 邓晋福等. 柴达木北缘石榴子石橄榄岩的发现及其意义. 岩石矿物学杂志, 1994, 25 (2): 97~105.

杨经绥, 许志琴, 李海兵等. 我国西部柴北缘地区发现榴辉岩. 科学通报, 1998, 43 (14): 1544~1549.

杨经绥, 许志琴, 宋述光等. 青海都兰榴辉岩的发现及对中国中央造山带内高压-超高压变质带研究的意义. 地质学报, 2000, 74 (2): 156~168.

殷鸿福, 张洪涛, 其和日格, 于庆文, 张克信, 任家其, 古凤宝. 关于“非史密斯地层”的若干问题的讨论. 中国地质, 1999, (6): 24~29.

殷鸿福, 张克信, 王国灿, 陈能松, 其和日格, 于庆文. 非威尔逊旋回与非史密斯方法. 中国区域地质, 1998, 17 (增刊): 1~9.

于凤池, 魏刚锋, 孙继东. 黑色岩系同构造金矿床成矿模式——以滩间山金矿床为例. 西安: 西北大学出版社, 1994, 1~130.

于海峰, 梅华林, 李铨. 甘肃敦煌地区太古宙孔兹岩系特征. 前寒武纪研究进展, 1998, 21 (1): 19~25.

张建新, 万渝生, 许志琴, 杨经绥, 孟繁聪. 柴达木北缘德令哈地区基性麻粒岩的发现及其形成时代. 岩石学报, 2001, 17 (3): 453~458.

张建新, 杨经绥, 许志琴, 张泽明, 陈文, 李海兵. 柴北缘榴辉岩的峰期和退变质年龄: 来自 U-Pb 及 Ar-Ar 同位素测定的证据. 地球化学, 2000, 29 (3): 217~222.

张建新, 张泽明, 许志琴, 杨经绥, 崔军文. 阿尔金构造带西段榴辉岩的 Sm-Nd 及 U-Pb 年龄. 科学通报, 1999, 44 (10): 1109~1112.

张雪亭, 吕惠庆, 陈正兴等. 柴达木盆地北缘造山带沙柳河地区榴辉岩相高压变质岩石的发现及初步研究. 青海地质, 1999, 2: 1~13.

周鼎武, 董云鹏, 刘良, 张旗, 张宗清. 松树沟元古宙蛇绿岩 Nd、Sr、Pb 同位素地球化学特征. 地质科学, 1998a, 33 (1): 31~38.

周鼎武, 张成立, 刘良, 王居里, 刘颖宇, 张宗清. 武当地块基性岩墙群的 Sm-Nd 定年及其相关问题讨论. 地球学报, 1998b, 19 (1): 25~30.

左国朝, 刘寄栋. 北祁连早古生代大地构造演化. 地质科学, 1987, (1): 14~24.

Acharyya S K. Break up of Australia-India- Madagascar Block, Opening of the Indian Ocean and continental accretion in southeast Asia with special reference to the characteristics of the Peri-Indian Collision Zones. Gondwana Research, 2000, 3 (4): 425~443.

Almeida F M A, Brito B B, Carneiro C C R. The origin and evolution of the South American Platform. Earth Science Reviews, 2000, 50 (1): 77~111.

Batchelor R A and Bowden P. , Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chem. Geol. , 1985, 48 : 43~55.

Black L P, Williams I S, Compston W. Four zircon ages from one rock : The history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica : Contributions to Mineralogy and Petrology, 1986, v. 94, 427~437.

Bowing S A, Williams I S, Compston W. 3.96 Ga gneisses from the Slave province, Northwest Territories, Canada. Geology, 1989, v. 17, 760~764.

Carswell D A and Harley S L. Mineral barometry and thermometry. in : Carswell D A (ed) : Eclogite Facies Rocks. New York : Chapman and Hall, 1990, 81~110.

Condie K C. Juvenile crustmantle avalanches and supercontinents in the last 1.6 Ga. Gondwana Research, 1999, 2 (4): 543.

Condie K C. Continent growth during formation of Rodinia at 1.35~0.9 Ga. Gondwana Research, 2001, 4 (1): 5~16.

Chapman H J and Roddick J C. Kinetics of Pb release during the zircon evaporation technique. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 121 : 601~611.

Corrigan D, Rivers T, Dunning G, Gower C F. Preliminary report on the evolution of the Allochthon Boundary Thrust. Grenville

Province of eastern Labrador : structure , metamorphism , and U-Pb geochronology. *Lithoprobe*. 1996 , Report 57 : 25 ~ 37.

Dalrymple G B , Lanphere M R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectra of some undisturbed terrestrial samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta* , 1974 , 38 : 715 ~ 738.

Dalziel I W D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctic-Australia as a conjugate rift pair : evidence and implication for an Eocambrian supercontinent. *Geology* , 1991 , 19 : 598 ~ 601.

Davidson A. A review of the Grenville orogen in its North American type area. *Journal of Australia Geology and Geophysics* , 1995 , 16 : 3 ~ 24.

Dobretsov N L , Berzin N A and Buslov M M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. *International Geology Review* , 1995 , 37 : 335 ~ 360.

Easton R M. The Grenville province and the Proterozoic history of central and southern Ontario. in : Thursto P C , Williams H R , Sutcliffe R H , Stott G M (Eds). *The Geology of Ontario* , Ministry of Northern Development and Mines , Toronto. Canada , 1992 , Special Vol. 4 , Part 2 : 715 ~ 904.

Froude D O , Ireland T R , Kinny P D , Williams I S , Compston W , Williams I R and Myers J S. Ion microprobe identification of 4100 ~ 4200 Myr-old terrestrial zircons : *Nature* , 1983 , v. 304 : 616 ~ 618

Frantz J C , Botelho N F. Neoproterozoic granitic magmatism and evolution of the eastern Dom Feliciano Belt in southernmost Brazil : A Tectonic model. *Gondwana Research* , 2000 , 3 (1) : 7 ~ 19.

Graham C M and Powell R. A garnet-hornblende geothermometer : calibration , testing and application to the Pelona Schist , southern California. *J. Metamorphic Geol.* , 1984 , 2 : 13 ~ 31.

Hartmann L A , Santos J O S , Leite J A D , McNaughton N J. Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology* , 1999 , 27 (10) : 947 ~ 950.

Hoffman P F. Did the breakup of Laurentia turn Gondwana inside out ? *Science* , 1991 , 252 : 1409 ~ 1412.

James H L. Subdivision of the Precambrian—a brief review and a report on recent decisions by the Subcommittee on Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Research* , 1978 , 7 (2) : 193 ~ 204.

Kamunzu A B , Tembo F , Matheis G , Kapenda D , Huntsman-Mapila P. Geochemistry and tectonic setting of mafic igneous units in the Neoproterozoic Katanga Basin , Central Africa : Implications for Rodinia break-up. *Gondwana Research* , 2000 , 3 (2) : 125 ~ 154.

Kroner A. The Pan-African belt of northeastern and eastern Africa , Madagascar , southern India , Sri Lanka and East Antarctic : terrane amalgamation during formation of the Gondwana supercontinent. in : Thorweih U and Schandlmeier H (Eds). *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema , Rotterdam : 1993 , 3 ~ 9.

Kroner A , Jaeckel P and Williams I S. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods : U-Pb and Pb-Pb ages of igneous and metamorphic zircon from northern Sri Lanka. *Precambrian Research* , 1994 , 66 (2) : 151 ~ 181.

Li Z X , Zhang L H , Powell C M. South China in Rodinia : part of the missing link between Australia-East Antarctic and Laurentia ? *Geology* , 1995 , 23 (5) : 407 ~ 410.

Li Z X , Zhang L H , Powell C M. Positions of the East Asian cratons in the Neoproterozoic supercontinent Rodinia. in *Breakup of Rodinia and Gondwanaland and assembly of Asia*. edited by Li Z X , Metcalfe I , Powell C M. *Australia J. Earth Science* , 1996 , 43 (6) : 593 ~ 604.

Li Z X , Li X H , Powell C M , Wang J. 830 ~ 820 Ma mafic to felsic igneous activity in South China part of plume-induced rifting that led to the breakup of Rodinia ? *J. Conf. Abst.* , 1999 , v. 4 , p. 117.

Liu D Y , Nutman A P , Compston W , Wu J S and Shen J H. Remnants of > 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean Craton. *Geology* , 1992 , April 20 : 339 ~ 342

Lumbers S B , Wu T W , Heaman L M , Vertolli V M , MacRae N D. Petrology and age of the A-type Millock batholith , northern Grenville Province. *Precambrian Research* , 1991 , 53 : 199 ~ 231.

Lu Songnian , Zhao Fengqing , Mei Hualin et al.. Discovery and significance of eclogite-granitoid belts in Northwest China. *Gondwana Research* , 1999 , 2 (1) : 137 ~ 138.

Lu Songnian. Major Precambrian Events in Northwestern China. *Gondwana Research* , 2001 , 4 (4) : 692.

Lu Songnian , Yang Chunliang , Li Huaikun and Li Humin. A group of rifting events in the terminal paleoproterozoic in the North China Craton. *Gondwana Research* , 2002 , 5 (1) : 123 ~ 131.

McMenamin M A S , McMenamin D L S. *The Emergence of Animals : the Cambrian Break-through*. New York. Columbia University Press , 1990 , 1 ~ 217.

Mezger K and Krogstad E J. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages : An evaluation. *Journal of Meta. Geo.* , 1997 , 15 (2) : 127 ~ 140.

Moores E W. South West U. S. -East Antarctica (SWEAT) connection : a hypothesis. *Geology* , 1991 , 19 : 425 ~ 428.

Moore J M , Thompson P. The Flinton Group : a late Precambrian metasedimentary sequence in the Grenville province of eastern Ontario. *Canadian J. Earth Science* , 1980 , 17 : 1685 ~ 1707.

Pidgeon R T , O'Neil J R and Silver L. U-Pb isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Science* , 1966 , (154) : 1538 ~ 1540.

Plumb A and James H L. Subdivision of Precambrian time : recommendations and suggestions by the Subcommittee on Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Research* , 1986 , 32 (1) : 65 ~ 92.

Pearce J A , Harris N B W and Tindle A G. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* , 1984 , 25 : 956 ~ 983.

Powell C M. Are Neoproterozoic glacial deposits on the margin of Laurentia related to fragmentation of two supercontinents? *Geology* , 1995 , 23 : 1053 ~ 1054.

Rivers T. Lithotectonic elements of the Grenville Province : review and tectonic implication. *Precambrian Research* , 1997 , 86 : 117 ~ 154.

Rogers J J W. A history of continents in past three billion years. *J. Geol.* , 1996 , 104 : 91 ~ 107.

Rogers J J W , Santosh M and Yoshida M. Mesoproterozoic Supercontinent (Call for papers). *Gondwana Research* , 2000 , 4 (4) : 590 ~ 591.

Rogers J J W and Santosh M. Configuration of Columbia , a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research* , 2002 , 5 (1) : 5 ~ 22.

Sial A N , Toselli A J , Saavedra J , Parada M A , Ferreira V P. Emplacement , petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil , Argentina and Chile. *Lithos.* , 1991 , 46 : 367 ~ 392.

Silver L Y and Deutsch S. Uranium-lead isotopic variations in zircons——A case study. *Journal of Geology* , 1963 , 71 : 721 ~ 758.

Tassinari C C G , Munha J M U , Ribeiro A and Correia C T. Neoproterozoic oceans in the Ribeira belt (southern Brazil) : The Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episode* , 2001 , 24 (4) : 245 ~ 251.

Unrug R. The assembly of Gondwanaland. *Episode* , 1996 , 19 (1 ~ 2) : 11 ~ 20.

Wilde S A , Dorsett-Bain H L and Lennon R G. Geological setting and controls on the development of graphite , sillimanite and phosphate mineralization within the Jiamusi Massif : An exotic fragment of Gondwanaland located in North-Eastern China? *Gondwana Research* , 1999 , 2 (1) : 21 ~ 46.