

长安大学

硕士学位论文

东昆仑阿拉克湖-红水川地区晚古生代-早中生代地层构造特征
及其构造演化

姓名：刘智刚

申请学位级别：硕士

专业：构造地质学

指导教师：裴先治

20110610

摘要

东昆仑造山带是一个经历多期次构造活动的复合型大陆造山带,以东昆中断裂和东昆南断裂为界,由北向南大致划分为东昆北构造带、东昆中蛇绿混杂岩带、东昆南构造带和阿尼玛卿—布青山构造混杂岩带。研究区位于东昆仑东段东昆南构造带的阿拉克湖—红水川地区,该区晚古生代—早中生代构造演化别具一格,与古特提斯洋北分支洋的扩张、俯冲、碰撞密切相关。因此,研究该区主要构造岩石地层单位的地层特征和构造变形特征及其与东昆仑造山带形成演化的构造关系具有重要地质意义。

本文在宏观掌握东昆仑造山带及邻区最新研究成果和研究进展的基础上,结合野外地质剖面,重点收集研究区有关地层学、岩石学、构造地质学及其年代学等方面的研究成果,对晚古生代—早中生代沉积地层进行详细的构造变形分析,通过对各地层单元的构造几何学、运动学特征与区域构造背景之间关系的分析,综合研究阿拉克湖—红水川地区的构造变形特征,进而探讨其构造演化。

在系统总结前人研究成果以及野外调研分析和室内综合整理基础上,对于研究区晚古生代—早中生代的构造特征及构造演化得出以下几点认识及结论:

1. 对东昆南构造带晚古生代—早中生代沉积地层进行了详细的岩石地层划分,初步建立了本区晚古生代—早中生代沉积地层序列。

2. 通过对研究区中三叠统闹仓坚沟组与上三叠统八宝山组之间沉积地层构造变形、沉积环境等方面的研究,明确了两者之间的角度不整合关系对东昆南构造带乃至整个东昆仑造山带在该时期的造山过程及其构造演化与动力学背景中所具有的重要意义。

3. 对本区晚古生代—早中生代沉积地层构造变形特征的分析,结合不同世代、期次的构造样式(紧闭倒转褶皱,斜歪褶皱,等厚宽缓褶皱),对该区构造演化序列进行划分,初步建立了构造变形序列。

4. 综合区域地质资料,认为研究区晚古生代—早中生代的构造演化经历了三个阶段:泥盆纪—早二叠世阶段布青山—阿尼玛卿古特提斯洋扩张打开、东昆仑伸展裂陷与伸展断陷构造发育;早二叠世末—中三叠世阶段阿尼玛卿洋向东昆仑块体之下俯冲消减阶段,近南北向的挤压及后期的构造强化,造成了区内中下三叠统的褶皱变形;中三叠世末—早侏罗世阶段陆陆碰撞造山阶段,形成下三叠统与下伏地层的区域不整合以及近南北向的挤压形成了上三叠统及下侏罗统的开阔褶皱变形。

关键词:东昆仑;阿拉克湖—红水川地区;晚古生代—早中生代沉积地层;角度不整合;

构造解析；构造置换；构造演化

ABSTRACT

East Kunlun orogen is a compound continental orogenic belt which has undergone some multistage tectonic activities. Taking Mid-Kunlun fault and South-Kunlun fault as dividing lines, it can be divided into four belts from north to south, North Kunlun tectonic belt, Central Kunlun ophiolitic melange belt, South Kunlun tectonic belt and Buqingshan-A'nyemaqen tectonic melanges belt, respectively. Research area is located in the Alakehu-Hongshuichuan area of South Kunlun tectonic belt in the eastern East-Kunlun, and its tectonic evolution from late Paleozoic to early Mesozoic has a unique style, and it has close relationships with the spreading, subduction and collision of the north branch ocean of Paleo-Tethys. There exists great geological significance in studying the stratigraphic characteristics and tectonic deformation characteristics of the main structure rock stratigraphic unit, and its tectonic relationship with the formation and evolution of East Kunlun orogen.

Based on macro mastering the latest research achievements and research progress of East Kunlun orogen and its adjacent regions, combined with wild-field geological profile, the paper puts the emphasis on collecting research achievements related with stratigraphy, petrology, tectonic geology and chronology in the research area, so as to analyze the tectonic deformation of strata from late Paleozoic to early Mesozoic. After analyzing the relationships between the tectonic geometry, and kinematic features of each stratigraphic unit and regional tectonic background, the paper has made a comprehensive research on tectonic deformation characteristics of Alakehu-Hongshuichuan area, so as to discuss its tectonic evolution.

Based on systematically summarizing previous research achievements and analysis of wild-field survey and indoor comprehensive arrangement, the following cognitions are acquired in the paper on the research area's tectonic characteristics and tectonic evolution from late Paleozoic to early Mesozoic.

1. Sedimentary strata from late Paleozoic to early Mesozoic in South Kunlun tectonic belt has been divided in detail, and initially established the stratigraphical sequence of this period.

2. The study of the tectonic deformation and sedimentary environment of sedimentary strata between the Middle Triassic Naocangjiangou Formation and Later Triassic Babaoshan Formation in the research area, confirms that the angular unconformity formed between them has great significance for discussing the orogenic process and tectonic evolution and dynamic background of South Kunlun tectonic belt, even the entire East Kunlun orogen in this period.

3. With the analysis of the tectonic deformation characteristics of sedimentary strata from late Paleozoic to early Mesozoic, as well as combining different generations and multiples of tectonic styles (tight overfolds, inclined folds, large-scale folds), tectonic evolutionary sequence of the research area has been divided and initially established.

4. Synthesizing regional geological information, tectonic evolution of the research area had undergone three stages from late Paleozoic to early Mesozoic. First stage is the spreading and opening up of Buqingshan-A'nyemaqen Paleo-Tethys, and the development of extensional rift extensional faulted depression of East Kunlun in the Devonian-Early Permian. Second stage is the subduction of A'nyemaqen Ocean beneath the East Kunlun block in late Early Permian-Middle Triassic. Intense tectonic compression and Later structure strengthening had caused fold deformation of strata in the Early—Middle Triassic. Third stage is the intercontinental collision orogenesis in the late Middle Triassic—Early Jurassic, which had caused regional unconformity between Lower Triassic and its underlying strata, and had caused the broad folds of the strata in the Late Triassic and Early Jurassic by a nearly N-S directed compression.

Key Words: East Kunlun, Alakehu-Hongshuichuan area, sedimentary strata in the late Paleozoic to early Mesozoic, angular unconformity, tectonic analysis, transposition of structures, tectonic evolution.

第一章 绪言

1.1 选题依据

造山带是地球上部地壳和大陆的最基本构成单元,是地壳中巨大而狭长的、通常呈直线或弧形的构造带,是岩石圈构造运动强烈活动带。岩石圈横向收缩、垂向加厚、褶皱断裂及许多重要区域构造都集中在该构造带内。造山带的形成、演化和发展过程,经历了板块间离散、汇聚俯冲、碰撞拼合及陆内造山,每个阶段形成了不同建造类型及构造类型,伴随着沉积作用、岩浆活动、变质作用以及成矿作用。因此,通过对造山带的研究,不仅可以了解壳幔演化规律和探索地球演化,同时可以进一步寻找人类赖以生存的重要矿产资源,预测并防御地质灾害。东昆仑造山带因其所处的独特构造部位、复杂的地质构造演化历史和巨大的成矿潜力以及显著的地理、气候分界地带而引起中外地质学家的广泛关注。

东昆仑造山带位于中国中部的中央造山系西部东段,其复杂的地质构造特征,反映其经历了漫长而复杂的构造演化过程。

本文依托 2008—2011 年青海省国土资源厅—中国铝业公司公益性区域地质矿产调查项目“青海省都兰县阿拉克湖—红水川地区 1:5 万区域地质矿产调查”,通过野外调查研究,结合地质填图及实测剖面,选择东昆仑东段南缘阿拉克湖—红水川地区晚古生代—早中生代沉积地层构造特征及其构造演化作为选题。依据为:

(1) 对于东昆仑造山带的构造演化过程,前人已从不同地质角度开展了详细研究,但是研究区地处东昆仑造山带特殊构造位置,北部有东昆中断裂带,中部贯穿有东昆南断裂带,南部有布青山南坡断裂,地质情况较为复杂,前人对区内的研究程度不是很高,为了明确该区主要构造岩石地层单位的地层特征和构造变形特征以及其与东昆仑造山带形成演化中的构造关系,有必要对东昆仑东段南缘地区进行系统深入的构造变形研究。

(2) 东昆仑造山带经历了多期次的构造演化过程,基本构造格架主要奠定于古生代,是早古生代和晚古生代多次洋陆转化、俯冲碰撞造山的结果。东昆仑地区在晚古生代—早中生代的形成演化与古特提斯洋北分支洋的扩张、俯冲、碰撞密切相关,晚古生代—早中生代复合叠加了古特提斯洋的形成演化而成为一个复合大陆造山带。晚古生代—早中生代是研究区内最主要的构造演化时期之一,也是区内各种矿产形成的重要时期。因此,在综合前人资料的基础上并结合本次研究成果恢复研究区在晚古生代—早中生代的洋—陆构造格局以及构造演化历史就显得尤为重要了。

1.2 研究现状及存在问题

东昆仑地处中国中央造山系西段,其形成经历了漫长而复杂的构造演化过程。研究区地处青藏高原东北部,在解放前该区还基本为地质调查研究的空白区,仅有极少数的中外地质学家进行过部分的路线地质调查。新中国解放后,研究区的基础地质研究工作才开始,主要针对矿产普查开展地质调查工作。关于前人在研究区内关于岩石地层、构造有关资料如下:

20 世纪 70 年代之前,在东昆仑区及其邻区完成了 1:100 万区域地质测量工作。

1970—1973 年,青海省区调队开展完成了 1:20 万阿拉克湖幅区域地质矿产调查工作,并提交矿产图件及报告。通过调查,初步建立了区内的地层系统及构造体系。

80 年代末,青海省地勘单位对东昆仑地区进行了专题研究,并出版和提交了许多著作与报告。

从 90 年代开始,东昆仑地区的综合研究工作进入了快速的发展时期。很多学者陆续发表和出版了许多研究成果和专著,如:《青海省区域地质志》(青海省地矿局,1991)、《遥感技术在青海省东昆仑—西秦岭地区解译地质构造及几种重要矿产中的应用》(青海省区调队,1991)、《青海省青藏高原板块构造》(高延林,1991)、东昆仑区域构造发展演化(郑健康,1992)、东昆仑地质特征及晚古生代—中生代构造演化(古风宝,1994)、东昆仑—唐古拉地区地壳演化、深部构造及大陆动力学(许志琴等,1997)、青海省岩石地层(青海省地矿局,1997)、东昆仑地区晚古生代到三叠纪沉积环境和沉积盆地演化(徐强等,1998)、柴达木盆地南北缘成矿地质环境及找矿远景研究(中国地质科学院矿产资源研究所,2001)、东昆仑地区综合找矿预测与突破(张德全等,2002)、东昆仑东段混杂岩建造时代厘定的古生物新证据及其大地构造意义(张克信,2004)、东昆仑地质构造及地球动力学演化特征(范丽琨等,2009)等。通过这些研究,对东昆仑地区区域地质环境及构造背景进行了探讨,较系统地理清了岩石地层单位,基本厘定了东昆仑地区的地质构造格架,并对研究区深部构造特征有了基本的认识。

综合以上前人研究成果及相关资料,关于东昆仑造山带构造演化的主要研究成果有:

(1) 王国灿等(1999)认为晚古生代沿东昆中断裂带可能没有统一的贯通的洋盆,而实际上是一些不连贯的有限小洋盆,这些有限小洋盆往往向南偏转与阿尼玛卿主大洋连通。海西期东昆中断裂带有些地段与其南部的东昆南构造带一起构成多岛洋格局,而另一些地段仍保持焊合,因而海西期可能不存在统一贯通的东昆中断裂带。东昆中断裂

带作为统一的纵贯东昆仑造山带的线性构造变形带应形成于印支期陆内构造变形阶段，主要构造变形型式表现为由北向南的高角度脆韧性冲断及卷入其中的下三叠统洪水川组的强烈的近东西向紧闭褶皱和轴面劈理置换。喜山期沿断裂带再次发生广泛的左旋走滑运动，形成菱形网络式的脆性左旋走滑断裂系统。在断裂带的大部分地段，碰撞后的陆内变形常常承袭早期多旋回碰撞所形成的强变形带。

(2) 钱壮志(2000)认为东昆仑区域构造显示了古特提斯北部活动陆缘俯冲作用及不断增生的过程。在海西期，活动陆缘与古特提斯洋的界线相当于东昆中断裂位置，在印支期，二者的界线南移至东昆南断裂，反映为古特提斯陆缘的不断增生和俯冲带后退的结果，直到印支期末期，随巴颜喀拉褶皱带的形成而碰撞闭合，之后转入陆内演化阶段。

(3) 梁斌等(2001)通过对东昆中构造混杂岩带左旋斜冲韧性变形特征的研究认为东昆中洋盆向北俯冲过程引起在整个东昆仑造山带强烈的构造变形，在区域上造成了泥盆纪地层角度不整合于早古生代地层之上。加里东期左旋斜冲变形有别于晚元古代及海西期的走滑剪切变形，从这一个侧面反映了东昆仑造山带加里东末期陆块间的碰撞为近南北向的碰撞。

(4) 丰成有等(2002)认为东昆南构造带于晚元古末—早古生代裂解成洋，在晚加里东期向北与东昆中微陆块碰撞拼合，形成加里东期造山带。自石炭纪开始，南侧的古特提斯洋打开，海水漫及东昆南构造带的南部，成为浅特提斯海的一部分，晚海西—中印支期，南侧的阿尼玛卿洋向北俯冲并发生碰撞，成为东昆南及其以北地区的活动陆缘。新生代以后，由于印度板块与亚洲板块碰撞，东昆南构造带被强烈地叠覆造山。

(5) 李利平等(2002)通过对东昆仑造山带东段下、中三叠统沉积岩的常量元素组成特征进行分析，认为母岩大多数为杂砂岩，部分为长石砂岩和岩屑砂岩，表明该沉积盆地是一个多物源的浊积岩复理石盆地，陆源碎屑来自与其毗邻的活动大陆边缘、被动大陆边缘和火山岛弧。稀土元素的配分模式和特征值表明该沉积盆地的大地构造背景具有活动大陆边缘和大陆岛弧的特征，更接近于活动大陆边缘，说明该盆地是一个发育于大陆壳之上的复理石前陆盆地。得出东昆仑造山带具有软碰撞、多旋回的特点，造山带内的沉积盆地具有多物源和不同的大地构造背景。

(6) 殷鸿福等(2003)通过冬给措纳湖 1:25 万区域地质调查将东昆仑造山带晚古生代—早中生代划分为以下几个阶段：从早石炭世开始裂解进入新的洋陆转化阶段；晚二叠世—中三叠世末阿尼玛卿洋向北俯冲增生阶段；中三叠世末，巴颜喀拉地块与东

昆仑地块碰撞后，全区进入陆内发展阶段。

(7) 王国灿等(2004)通过阿拉克湖幅 1:25 万区域地质调查认为阿尼玛卿洋盆可能只经历了从早石炭世到中二叠世一个较短的开合旋回。这些成果对重新认识古特提斯洋陆转化过程具有重要意义。修订了东昆南晚古生代哈拉郭勒组和浩特洛洼组的涵义,对其沉积相和层序地层的研究说明,晚古生代东昆南地区总体为陆棚浅水沉积环境。

(8) 范丽琨等(2009)认为东昆仑地区加里东期洋壳沿东昆中俯冲带的俯冲为岛弧型、存在完整的沟—弧—盆体系,海西—印支期洋壳沿东昆南俯冲带俯冲,为安第斯型,洋壳直接俯冲到陆壳之下,没有形成岛弧及弧后盆地。两个阶段具有不同的形成模式。

上述成果为研究东昆仑地区的物质组成及构造演化奠定了一定的基础,但研究的理论方法及技术手段的不同,也导致了研究结果的颇多争议。同时由于自然地理条件限制,研究区地处高海拔区,以往调查工作研究程度较低,区内次级构造单元的划分不一,对其中主要构造(褶皱及断裂)的形态、规模、性质、序次和组合特征均缺乏细致的研究,以致难以建立该区主要构造格架。通过本文的研究可以大致确定构造的基本类型和主要构造的形态、规模、产状、性质、生成序次和组合特征,探讨不同期次构造叠加关系及演化序列,复原该区构造演化历史对地质找矿工作有重要的指导意义。

1.3 研究目的与研究内容

本文从研究区地质实际出发,以现代板块构造理论和现代构造地质学进展为指导思想,进行多种技术手段综合研究,厘定东昆仑东段南缘地区现今结构的几何学特征,恢复重塑东昆仑造山带晚古生代—早中生代的构造格局及其演化过程。研究目标如下:

(1) 东昆仑东段南缘现今的物质组成、构造几何学和运动学特征;

(2) 通过对沉积地层及沉积环境、岩浆系列、形成的大地构造环境的综合研究,建立该地区的大地构造演化序列,通过对各种不同尺度、不同层次、不同类型构造形迹、横向和纵向分带特征及相互构造关系的研究,建立该地区典型的构造样式和构造变形序列,进而研究其构造演化历史。

主要研究内容为:

在收集前人资料和结合“青海省都兰县阿拉克湖—红水川地区 1:5 万区域地质矿产调查”项目的基础上,从实际出发,重点研究东昆仑阿拉克湖—红水川地区的晚古生代—早中生代沉积地层的物质组成,构造几何学、运动学特征,分析构造形成背景的动力学机制及其演化过程。综合野外填图资料及研究区垂直构造延伸方向的几条重点构造

剖面, 结合区域构造特征对其进行深入分析。

(1) 东昆仑阿拉克湖—红水川地区主要断裂构造的几何学、运动学及其组合特征的研究: 具体内容是将断裂在平面上的展布形态、规模及延伸方向进行描述, 同时结合其不同构造剖面上的几何形态、组合特征加以详细的对比, 并通过各条断裂的穿切地层的特征, 对其形成时间和形成环境进行综合分析。

(2) 东昆仑阿拉克湖—红水川地区各小区地层内褶皱构造的几何学、运动学及褶皱组合特征的研究: 具体内容是借助地质填图成果, 通过野外地质产状数据的收集与整理, 结合赤平投影分析褶皱在平面上的分布规律和展布形态, 绘制构造剖面图来详细描述其几何学特征和褶皱的组合特征, 分析其发生变形的力学机制。

(3) 东昆仑阿拉克湖—红水川地区的构造变形的动力学机制及构造变形期次的研究: 具体内容是依据野外构造研究并结合前人的构造研究成果, 通过该区变形构造的几何学、运动学特征, 结合地层沉积学特征, 并借助区域上存在的角度不整合对该区构造活动期次进行划分, 进而探索研究区构造演化过程。

1.4 研究方法和技术路线

地质构造是组成地壳的岩石、岩层和岩体在岩石圈中力的作用下变形形成的各种现象, 包括褶皱、断裂、劈理、节理和线理等面状、线状构造, 通过对这些构造的几何形态、组合样式的研究, 可以对其形成机制及演化过程有所了解, 进而讨论产生这些构造的作用力的方向、方式和性质。本文的研究方法采用构造地质学、岩石学、沉积学和同位素年代学相结合, 进行多学科综合的研究, 立足于东昆仑造山带实际, 以板块构造基本观点为指导思想, 以构造解析为手段, 从现今岩石地层的基本组成和构造几何学的研究出发, 通过地质填图, 把不同的构造形迹联系起来, 用以反映该地区的区域构造特征, 收集已完成的前人资料, 分析本区大地构造背景, 探讨其构造演化过程。

野外地质工作采取点—线—面相结合的调研方法, 采用现代构造地质分析方法。重点区段以 1:5 万野外地质填图为基础, 选择关键地区进行重点精细构造研究, 借助重要实测地质剖面及路线地质剖面, 进行构造解析。室内重点收集区域内有关岩石学、地层学、构造地质学等方面的研究成果, 选取区内多条主干剖面进行整理分析。结合多条野外地质路线进行实际调研并针对主干剖面涉及不到的主要构造问题和地区进行中、小尺度构造解析, 阐明大型构造的几何特征、岩层的层序和构造格架, 区分出不同时代、不同方向构造的变形特征及其力学机制, 进而恢复重建东昆仑造山带东段南缘地区构造演化过程。

1.5 完成实物工作量

论文完成期间主要实物工作量如表 1.1 所示。

表 1.1 完成实物工作量

序号	项目	单位	数量	备注
1	野外地质调研	天	130	累计天数
2	野外地质填图面积	km ²	1600	1：50 000精度
3	野外地质路线长度	km	200	图上实际距离
4	野外剖面测制	km	50	1：5 000比例尺
5	野外素描图	幅	56	多为构造现象
6	野外照片	张	350	数码照片
7	赤平投影图	张	8	下半球投影
8	其它地质图	张	11	地质简图，构造剖面图

第二章 区域地质概况

2.1 区域大地构造背景

东昆仑造山带位于青藏高原北部、中国大陆中央造山系西段，横跨古亚洲、特提斯两大构造域，北接柴达木盆地，南邻巴颜喀拉地块，向西以阿尔金走滑断裂为界与西昆仑造山带相隔，东至瓦洪山走滑断裂，其形成和发展经历了漫长而复杂的演化过程。研究区处于东昆仑造山带东段（图 2.1）。前人对其构造单元的划分观点各异，本文充分考虑并参考前人的构造单元划分方案，在认真分析调查研究获得的新资料的基础上，遵循构造单元划分原则对研究区进行了构造单元划分（表 2.1）。

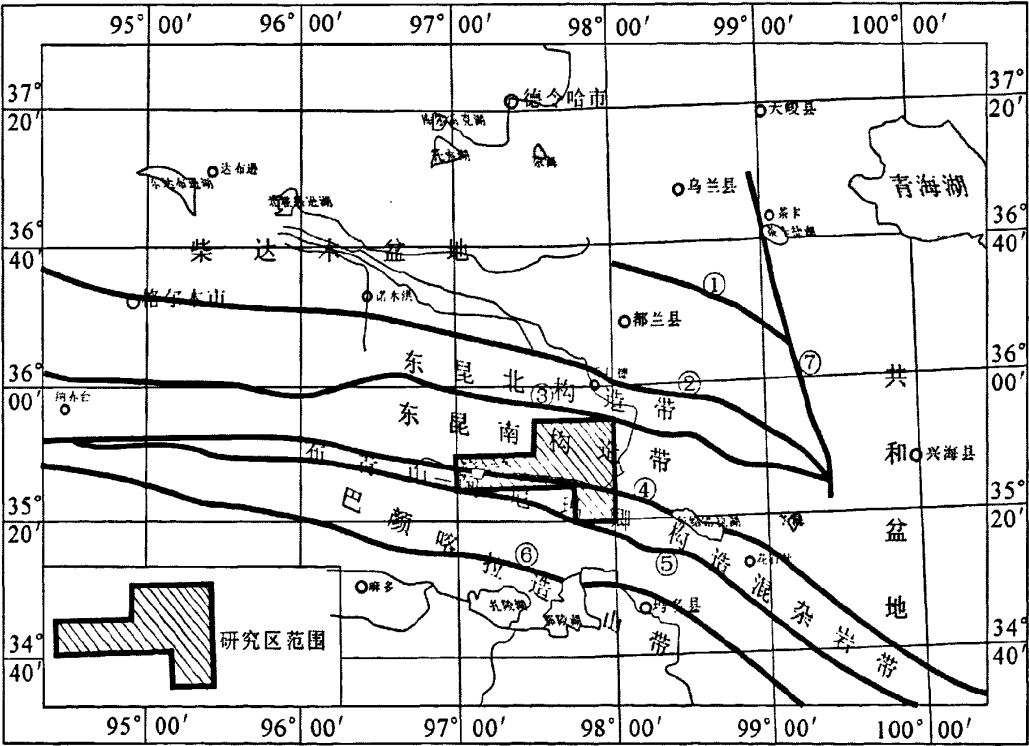


图 2.1 东昆仑东段及其南侧邻区构造单元划分简图

①柴达木北缘断裂；②柴达木南缘断裂（格尔木隐伏断裂）；③东昆中断裂带（缝合带）；④东昆南断裂带（缝合带）；⑤布青山南坡断裂；⑥玛多—甘德断裂；⑦瓦洪山走滑断裂

2.2 东昆仑区域地质概况

2.2.1 构造单元划分及特征

造山带内部构造单元的划分是对其结构及演化的高度概括与总结，前人对东昆仑造山带东段构造单元的划分争议较大，目前尚无较为统一的划分方案。本文将东昆仑构造带从北到南划分为东昆北构造带、东昆中蛇绿混杂岩带、东昆南构造带、布青山—阿尼

玛卿构造带与巴颜喀拉造山带（图 2.1，表 2.2）。

表 2.1 东昆仑地区大地构造单元分区一览表

一级构造单元	二级构造单元	三级构造单元
秦祁昆造山系	东昆仑复合造山带	I 东昆北构造带 —东昆中蛇绿混杂岩带—
——昆南断裂——	——昆南断裂——	II 东昆南构造带 ——东昆南断裂——
可可西里—巴颜喀拉造山系	巴颜喀拉造山带	III 阿尼玛卿蛇绿混杂岩带 —布青山南坡断裂— IV 巴颜喀拉造山带

1. 东昆北构造带

该带位于柴达木盆地以南，东昆中断裂带以北地区，呈近东西向展布，向西延伸到新疆境内，向东终止于瓦洪山右行走滑断裂。东部地区受早中生代强烈岩浆活动影响，是加里东期造山带和晚海西—印支期构造—岩浆活动带。基底为古元古界和中元古界，中—东部被柴达木盆地覆盖。该带位于研究区北侧，区内只出露东北角部分地层。作为东昆仑造山带的组成部分，其构造—岩浆活动对整个东昆仑造山带发展与演化具有重要意义。该构造带内广泛发育晚海西—印支期侵入岩，特别是早中生代发生了大规模构造—岩浆活动，大面积分布有晚三叠世的陆相火山岩（鄂拉山组）—侵入岩系。在构造带的西部发育有晚加里东期右行逆冲剪切带。总之，东昆北构造带经历了加里东期裂解—闭合和晚海西—印支期陆缘—陆内造山过程。

2. 东昆中蛇绿混杂岩带

该带是划分东昆北构造带与东昆南构造带的界线，具有明显的多期活动特征，由乌妥、清水泉、塔妥等 3 条蛇绿混杂岩带所组成，呈近东西向延伸。由于其南北两侧的元古宙地层存在明显差异（姜春发等，1992），该断裂可能在古元古代就已经开始活动，加里东期、海西期、印支期又发生多次活动。研究区范围内仅在可可沙东北角出露有该蛇绿岩带的西延部分，表现为呈混杂岩块以构造接触关系夹持于古元生代、早古生代和晚古生代地层之中。

表 2.2 东昆仑构造单元划分方案对比表

高延林等 (1988)	青海省 地质矿产局 (1991)		姜春发等 (1992)	古凤宝 (1994)	潘桂棠等 (1995)	青海地科所 (1996)		许志琴等 (1996)	朱云海 (2002)		本文
早古生代 昆北弧后 活动区	柴达木准地台	东昆仑 北坡 断隆	东昆仑 中间 隆起带	昆北 花岗岩 浆弧带	东昆仑 花岗岩带	柴达 木板 块	柴南缘 火山岩浆弧带	昆北地体	柴达木 地块	东昆北 单元	东昆北构造带
昆中 缝合带		昆中 断裂	东昆中 断裂带	昆中双型俯 冲带	东昆仑中南缘 消减杂岩带	华南—东南亚板块	缝合带	昆中缝合 带	昆仑— 阿尼玛 卿缝合 带	东昆中 蛇绿混 杂岩带	东昆中蛇绿混 杂岩带
华南板 块北缘 隆起带		柴达木 南缘 台褶带	东昆仑 南带	昆南混杂堆 积带			东昆仑陆缘 隆起带	昆南地体		东昆南 构造混 杂岩带	东昆南构造带
昆南 缝合带	松潘 甘孜	阿尼玛卿 优地槽带	东昆南 离合带	阿尼玛卿推 覆带	阿尼玛卿 蛇绿岩带		A型俯冲带	昆南缝合 带		布青山 蛇绿混 杂岩带	阿尼玛卿—布 青山构造带
印支期 弧后盆地	印支 期 褶皱 带	北巴颜喀 拉冒地槽 带	可可西里 —巴颜喀 拉印支期 地槽褶皱 带	北巴颜喀拉 早—中三叠 世褶皱带	巴颜喀拉洋		可可西里—巴颜 喀拉弧后盆地	巴颜喀拉 地体	可可西 里—巴 颜喀拉 地块	巴颜喀 拉单元	可可西里—巴 颜喀拉造山带

3.东昆南构造带

该带以北为东昆北构造带，南侧为布青山—阿尼玛卿构造带，分别以东昆中蛇绿混杂岩带和东昆南断裂带相隔，向东延伸至瓦洪山走滑断裂，向西终止于阿尔金山南缘走滑断裂。本次研究区也主要集中在该构造带。该带为布青山—阿尼玛卿洋与东昆仑地块俯冲碰撞的结合地带，具多旋回造山运动的特点。该带的南部，沿东昆南断裂带的北侧分布有石炭纪（哈拉郭勒组、浩特洛洼组）碎屑岩和碳酸盐岩组成的典型浅海相沉积，上二叠统至三叠系沉积地层分布广泛，零星分布有印支期花岗岩类，显示了这个时期该构造带处于东昆仑活动陆缘南侧沉积盆地。带内分布的晚三叠世陆相磨拉石和火山岩，表明该构造带自晚三叠世以后进入了陆陆碰撞演化阶段。

4.布青山—阿尼玛卿构造混杂岩带

该带处于北部的东昆南构造带和南部的巴颜喀拉造山带之间，构造线方向为北西西—南东东向，自东向西呈狭长楔状尖灭于格尔木南纳赤台一带，构造线的展布方向同构造带的延伸方向一致。该构造带以二叠系马尔争组复理石沉积为主，其间混杂有零散分布的不同岩性、不同时代、不同来源的构造岩块。布青山—阿尼玛卿构造混杂岩带的侵入体分布较少，存在加里东和印支期侵入岩，加里东期的岩体由于后期碰撞挤压，产生了强烈的变形，岩体显现出一定的定向构造。

5.巴颜喀拉造山带

该带位于东昆南断裂以南，主体由巴颜喀拉群浊积岩系组成，主要岩石构成为岩屑长石砂岩、粉砂质板岩及板岩，南部出现较多的中基性火山岩，时代主要为早中三叠世。岩浆活动由印支期花岗闪长岩、正长花岗岩和新近系陆相火山岩组成，侵入岩主要为板内花岗岩，呈岩株产出，古近系火山岩为中心式喷发，是典型的板内岩浆作用。

2.2.2 区域地层

本文将研究区内地层（图 2.1）按构造单元由北向南分为东昆北构造地层分区、东昆南构造地层分区、布青山—阿尼玛卿构造地层分区及巴颜喀拉构造地层分区等 4 个地层分区（表 2.3），各分区地层及岩石组合情况论述如下：

1.东昆北构造地层分区

该区从老到新依次出露以下地层单元：

白沙河岩组（ Pt_1b ）：是研究区内出露最古老的地层，岩性主体以钙硅酸粒岩、斜长角闪片岩及不同类型大理岩为主，局部夹有黑云斜长片麻岩、含石榴石黑云母斜长片麻岩、黑云母变粒岩、云母石英片岩及石英岩、长石石英岩，东部则出现长英质片麻岩、

变粒岩夹斜长角闪片岩、大理岩组合，其中多见晚期不同岩石类型岩脉侵入，对其改造较为强烈。

表 2.3 研究区岩石地层划分简表

年代地层			东昆北构造地层分区		东昆南构造地层分区	布青山—阿尼玛卿构造地层分区		巴颜喀拉构造地层分区		
新生界	古近系				沱沱河组 (Et)					
中生界	侏罗系	下统			羊曲组 (J _{1y})				巴颜喀拉山群 (TB)	
	三叠系	上统	鄂拉山组 (T _{3e})		八宝山组 (T _{3b})					
		中、下统			希里可特组 (T _{2x})					
					闹仓坚沟组 (T _{2n})					
			洪水川组 (T _{1h})							
上古生界	二叠系	上统			格曲组 (P _{3g})		马尔争组 (P _m)			
		中统							树维门科组 (CP _{sh})	
		下统								
	石炭系	上统			浩特洛洼组 (C _{2ht})					
		下统			哈拉郭勒组 (C _{1hl})					
	泥盆系		上统	牦牛山组 (D _m)						
下古生界					万保沟岩群 (Pt _{2-3W}) —纳赤台岩群 (Pz _{1N})					
中新元古界			冰沟群 (Pt _{2-3B})	丘吉东沟组 (Qbqj)						
				狼牙山组 (Jxl)						
中元古界			小庙岩组 (Pt _{2x})			苦海岩群 (Pt _{2K})				
古元古界			白沙河岩组 (Pt _{1b})							

小庙岩组 (Pt_{2x}): 自南而北划分为 4 套变质岩石组合或构造岩层单位: (1) a 岩段: 石英岩—长石石英岩组合, 夹斜长角闪片岩; (2) b 岩段: 富铝片麻岩组合, 主要为石榴石二云母斜长片麻岩、石榴石黑云母斜长片麻岩等; (3) c 岩段: 长英质片麻岩组合, 主要为黑云母斜长片麻岩夹少量含石榴石黑云母斜长片麻岩及斜长角闪片岩, 深熔脉体发育; (4) d 岩段: 石英岩组合, 主要为石英岩、长石石英岩夹黑云母斜长片麻岩。

对哈拉尕吐剖面中元古代小庙岩组进行了锆石同位素年代学研究, 获得黑云斜长片麻岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学资料。碎屑锆石 U-Pb 年代学表明, 小庙岩组物源区存在 1600Ma~2729Ma 的构造热事件, 其主体形成于 1683Ma~1554Ma, 时代归属中元古代长城纪。

中新元古界万保沟岩群 (Pt_{2-3W}): 为一套浅变质岩系, 可以分为三个岩性段, 下部以碎屑岩、火山岩为主夹碳酸盐岩; 中部以火山岩为主夹碎屑岩; 上部以碳酸盐岩为主夹碎屑岩的一套地层序列。

中新元古界冰沟群 (Pt_{2-3B}): 包括狼牙山 (Pt_2I) 和丘吉东沟组 ($Qbqj$)。

中元古界狼牙山组 (Pt_2I): 中元古界狼牙山组出露于阿布塔尔塔西, 查可日塔鄂阿龙北及和勒岗希里可特东侧, 与中元古界小庙岩组及下古生界纳赤台岩群呈构造接触关系。主要岩石组合为灰—深灰色中薄层—中厚层状白云质灰岩, 含叠层石灰岩或含白云质叠层石灰岩, 硅质白云岩, 条带状 (白云质) 灰岩互层夹变质砂岩, 粉砂岩, 粉砂质板岩, 硅质岩等。依据区域地层对比划为狼牙山组, 时代归属中元古代蓟县纪。

中新元古界丘吉东沟组 ($Qbqj$): 东昆北地区内平行不整合于狼牙山组之上的一套浅变质的以碎屑岩为主夹硅质岩、镁质碳酸盐岩的地层, 富含叠层石及微古植物化石。

泥盆系牦牛山组 (Dm): 东昆北地区分布较为局限, 主要分布于哈图一带, 下部由灰绿色、紫红色砾岩、砂砾岩组成的磨拉石建造, 上部由火山岩、火山碎屑岩组成的地层, 产植物及鱼化石。不整合覆盖于早古生代地层之上。

上三叠统鄂拉山组 (T_{3e}): 东昆北地区的一套火山碎屑岩为主夹火山熔岩及不稳定沉积碎屑岩, 见有植物化石。顶界不明。

第四系在主要有冲积—洪积和现代河流冲积及湖泊沉积等。

2. 东昆南构造地层分区

东昆南构造带地层发育较为完整, 从元古代到第四纪均有地层发育, 本文研究区主要集中于此, 因此本节仅对晚古生代之前地层进行详细描述, 晚古生代之后地层在第三章做进一步描述。

古元古界白沙河岩组 (Pt_1b): 为东昆仑造山带的中深变质基底岩系, 主要出露于研究区东北部的可可沙地区, 主体分布于西北侧的早古生代纳赤台岩群与东南侧三叠系沉积地层之间, 北侧与纳赤台岩群呈构造接触关系, 南侧大部分与三叠系沉积地层之间呈断层接触关系, 局部保留角度不整合接触关系。岩性主体以钙硅酸粒岩、斜长角闪片岩及不同类型大理岩为主, 局部夹有黑云斜长片麻岩、含石榴石黑云母斜长片麻岩、黑云母变粒岩、云母石英片岩及石英岩、长石石英岩。

中元古界小庙岩组 (Pt_2x): 主要出露于研究区益克光—可可沙地区, 呈西宽东窄的楔形体分布于北侧的哈拉尕吐花岗岩体与下古生界纳赤台岩群之间, 与南侧纳赤台岩群呈韧性构造接触关系。岩性特征与东昆北构造单元基本相同, 总体以石英岩、石英片岩为主。

下古生界纳赤台岩群 (Pz_1N): 主要分布于哈图沟南段、哈拉尕吐和达瓦特地区, 为东昆仑造山带早古生代中浅变质岩系。下古生界纳赤台岩群可划分为 2 套变质岩石组合或构造岩层单位: (1) a 岩组: 黑云母石英片岩、石榴石二云母片岩组合; (2) b 岩组: 石英片岩—绢云母石英片岩夹绿片岩组合 (变质基性火山岩), 变质程度为高绿片岩相—低角闪岩相。通过对研究区下古生界纳赤台群进行了同位素年代学研究, 获得其中的变质中基性火山岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $474.4 \pm 7.1 \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=3.4$), 表明纳赤台岩群形成时限主体为奥陶纪。

晚古生代到新生代地层由老到新依次出露有下石炭统哈拉郭勒组 (C_1hl); 上石炭统浩特洛洼组 (C_2ht); 上二叠统格曲组 (P_3g); 下三叠统洪水川组 (T_1h); 中三叠统闹仓坚沟组 (T_2n); 中三叠统希里可特组 (T_2x); 上三叠统八宝山组 (T_3b); 下侏罗统羊曲组 (J_1y); 古近系沱沱河组 (Ef) 及第四系 (Q) (详见第三章)。

3. 布青山—阿尼玛卿构造地层分区

苦海岩群 (Pt_2K): 研究区内主要在东昆南断裂南部的得力斯坦沟口以及布青山地区内部零星出露。主体为一套中深变质岩系, 与周围地层之间皆为断层接触关系。主要岩石组合为黑云母斜长片麻岩、大理岩、斜长角闪片岩、钙硅酸岩以及石英岩、黑云母变粒岩等, 内部有较多的花岗质片麻岩产出。

树维门科组 (C_2P_1sh): 区域上主要分布于分布于布青山主峰地区, 为一套较纯净的碳酸盐岩组合, 且多为生物礁体或与礁有关的沉积体, 礁体与其他地质体之间的接触关系均呈断层接触, 呈推覆体产出。自下而上可划分为 2 个岩段, 下岩段为灰白色—浅灰色厚层块状生物碎屑灰岩、礁灰岩为主, 含丰富的蜓、有孔虫、腕足类等化石; 上岩段:

灰白色、浅灰色、浅肉红色、灰色—深灰色厚层块状灰岩、含生物碎屑灰岩、白云质灰岩等为主。化石相对较少。树维门科组代表了一套稳定碳酸盐台地相沉积。

马尔争组 (Pm): 该组为布青山及其以西地区的主体, 主体应为一套复理石碎屑沉积岩系, 发育鲍马序列, 为较深水环境的浊积岩沉积组合。

沱沱河组 (Et): 本区内出露较少, 特征与东昆南地层区相同, 为一套红色粗砂岩夹砂砾岩以及泥岩组合, 属山麓洪积相、山地湖泊相及山地河流相沉积。

第四系在红水川一带分布较广泛。主要有冲积—洪积和现代河流冲积及湖泊沉积等。

4. 巴颜喀拉构造地层分区

作为东昆仑南部的可可西里—巴颜喀拉构造块体, 其构造演化及地质作用过程对东昆仑整个地区的演化有着重要的影响。该区地层缺失较多, 主要发育三叠纪地层, 特征如下:

巴颜喀拉山群 (TB): 广泛发育于巴颜喀拉地区, 主要为一套厚度巨大的, 由下部砂岩板岩组、中部砂岩组、上部板岩组以及顶部砂岩夹板岩组所组成的一套地层, 代表了台地边缘—浅海陆架沉积过渡到半深海—深海浊流沉积, 化石稀少, 主要有双壳类、腕足类和头足类。

古近系沱沱河组 (Et): 主要为一套红色粗砂岩夹砂砾岩以及泥岩组合, 属山麓洪积相、山地湖泊相及山地河流相沉积。

第四系主要有冲积—洪积和现代河流冲积及湖泊沉积等。

2.2.3 区域岩浆岩

区域内构造—岩浆活动十分强烈, 分布亦十分广泛。岩浆活动起始于元古宙, 至新生代, 依据时代主要分为前加里东期、加里东期、海西期—印支期三个主要活动期。不同时期的岩石组合记录了东昆仑地区不同的构造演化历史。研究区分布大量与板块俯冲—碰撞过程有关的中酸性岩浆岩岩石组合, 也存在着众多洋盆演化过程中形成的镁铁质—超镁铁质蛇绿岩、海山玄武岩, 同时还发育有造山晚期大陆伸展作用阶段形成的火山—深成岩石组合。

1. 侵入岩

从空间上看, 前寒武纪花岗质片麻岩类、早古生代和晚古生代晚期—早中生代早期侵入岩类主要发育在东昆仑造山带变质岩系分布区, 而印支期花岗岩类则主要发育在三叠纪地层分布区, 分布比较广泛且面积较大的是早古生代和晚古生代晚期—早中生代早

期侵入岩类；从形成时代上包括古老花岗质片麻岩类，早古生代超镁铁质—镁铁质岩、闪长岩类、花岗岩类、二长岩类；晚古生代晚期—早中生代早期花岗岩类以及印支期花岗岩类等。

(1) 前加里东期侵入岩

在德福胜地区哈拉尕吐花岗岩体北侧，发现原划中元古界小庙岩组变质地层中发育一套强烈变形的英云闪长岩质片麻岩组合，岩石发育片麻状构造和条带状构造。推测可能是年代比较老的花岗岩体。在东昆仑南缘的伊和哈让贵中三叠统闹仓坚沟组北侧与变质岩层之间也发育有浅肉红色花岗闪长质片麻岩组合，同位素年代学研究表明，其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 (1164 ± 13) Ma，其形成时代为中元古代晚期。

(2) 加里东期侵入岩

加里东期侵入岩区域内分布较为广泛。主要分布于可可沙地区可可沙沟加里东期石英闪长岩体，侵位于古元古界白沙河岩组中，出露形态极不规则。岩石类型主要为石英闪长岩，岩体普遍发育弱的片麻理构造，绿帘石化较强烈，时代应属加里东期。张亚峰等（2010）对可可沙石英闪长岩进行同位素年代学研究获得石英闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 515.2 ± 4.4 Ma (MSWD=4.5) 和 508.6 ± 8.3 Ma (MSWD=5.6)，其形成时代主体为中寒武世，表明东昆仑地区存在一期早古生代早期的构造岩浆事件。

在哈图沟中元古界小庙岩组中也有侵位其中的基性—中基性杂岩体，岩性主要为辉长岩、辉长闪长岩，局部有辉石岩。

分布于哈图地区的和勒冈那仁花岗岩体，其主体由 3 个侵入岩单位组成：（1）浅灰色中—中细粒花岗闪长岩；（2）浅肉红色中—中粗粒黑云母二长花岗岩；（3）肉红色中粗粒—粗粒黑云母钾长花岗岩，为岩体的主体岩性；内部辉绿岩脉比较发育。已获得和勒冈那仁肉红色中粗粒—粗粒黑云母钾长花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 436Ma，显示其形成时代为早志留世。

分布于可可沙地区的哈拉尕吐沟口和敦德沙尔郭勒沟脑一带的敦德沙尔郭勒角闪二长岩体大致呈近东西向和 NWW 向的不规则条带状展布，分布局限。侵位于古元古界白沙河岩组变质岩层中，多与白沙河岩组中的大理岩层相接触。岩石类型主要为灰色片麻状黑云角闪二长岩/正长岩，已获得哈拉尕吐沟口角闪二长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 543.9 ± 4.5 Ma (MSWD=2.5)，表明其形成时代为寒武纪。

主体分布于东昆仑南侧的布青山地区的亿可哈拉尔花岗闪长岩体，出露于得力斯坦沟北段，呈长条形展布，走向 NWW 向，东延出图外至冬给错纳湖西侧。岩体南、北侧

分别与二叠系格曲组 (P_3g) 和中元古界苦海岩群 (Pt_2K) 呈断层接触关系。花岗闪长岩体主要由灰白色似斑状粗粒花岗闪长岩和灰白色细粒花岗闪长岩组成。呈断续条带出露于白日切特沟及哈尔郭勒沟北侧一带的花岗闪长岩岩体,也具有上述相同的岩相学及地质特征,与亿可哈拉尔花岗闪长岩属同一类型的岩体。边千韬等(1999)曾获得锆石同位素 U-Pb 年龄为 $402\pm 24\text{Ma}$, 归属加里东晚期。本次研究在得力斯坦沟获得该花岗闪长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $437.5\pm 2.3\text{Ma}$ (晚奥陶—早志留世), 归属加里东晚期, 表明在早古生代发生过洋壳俯冲及岛弧岩浆活动事件, 并为早古生代蛇绿岩的存在提供了佐证。

(3) 海西期—印支期侵入岩

该期是东昆仑重要的岩浆活动时期, 侵入岩在研究区内分布最为广泛。研究区在该区主要出露以下岩体。

大面积分布的哈拉尕吐花岗岩体为研究区北部的主要侵入岩体。岩体北部与中元古界小庙岩组呈侵入接触关系, 南部与古元古界白沙河岩组、中元古界小庙岩组呈侵入接触关系。哈拉尕吐花岗岩体的主体岩性为灰—灰白色中细粒—中粗粒花岗闪长岩。岩体中分布有较多的暗色微粒包体。本次研究在哈拉尕吐获得花岗闪长岩寄主岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 $255.3\pm 3.6\text{Ma}$ (MSWD=1.5), 暗色闪长质包体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 $252.9\pm 2.5\text{Ma}$ (MSWD=0.58), 显示为岩浆混合作用的有力证据。获得益克光东侧肉红色中粗粒—粗粒黑云母钾长花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 $255.0\pm 5.2\text{Ma}$ (MSWD=2.3) (孙雨, 2009), 表明它们的形成时代相近。哈拉尕吐岩体寄主岩和其中的暗色闪长质包体形成时代基本相同, 形成时代为晚二叠世晚期。由于寄主岩和其中的暗色闪长质包体年代基本一致, 从而从年代学角度证明了哈拉尕吐花岗闪长岩体形成过程中确实发生了岩浆混合作用。

东昆北构造带大面积分布的香加南山花岗岩体, 南侧与中元古界小庙岩组变质岩层呈侵入接触关系。该岩体可划分为 5 个侵入岩单位: ①浅灰色—灰色块状细粒—中细粒黑云母花岗闪长岩, 富含暗色细粒—中细粒闪长质包体, 为组成花岗岩体的主体岩石单位; ②浅灰色—灰白色中—中粗粒黑云母花岗闪长岩, 含暗色细粒闪长质包体, 为组成花岗岩体的主体岩石单位; ③浅灰色—浅肉红色中粗粒黑云二长花岗岩, 分布较少; ④浅肉红色中—中粗粒似斑状黑云母二长花岗岩, 分布较少; ⑤肉红色中粗粒—粗粒黑云母钾长花岗岩, 主要分布于乌妥地区。刘成东等(2004)已在香日德南侧约格鲁一带获得花岗闪长岩(寄主岩)、暗色微粒包体、角闪辉长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别

为 $242\pm 6\text{Ma}$ 、 $241\pm 5\text{Ma}$ 、 $239\pm 6\text{Ma}$ ，表明其主体形成于早三叠世。

此外在东昆仑南缘的红水川北侧地区的科科鄂阿龙花岗岩体及和勒冈希里可特花岗岩体均侵入于中三叠统闹仓坚沟组地层中（详见第三章）。

2. 火山岩

（1）白日切特中酸性火山岩

在布青山地区西段构造混杂岩带中，首次发现了前人未曾报道的一套中酸性火山岩，主要由英安岩和少量安山岩组成，与周边其他岩石地层或岩块均呈高角度断层接触关系，西侧掩覆于树维门科灰岩组成的推覆体之下，南侧为墨绿—黑色块状中粒辉长岩—辉长闪长岩，北侧为灰—浅灰绿色块状中细粒片麻状花岗闪长岩。局部夹少量暗绿—墨绿色团块状辉绿岩及辉石岩。英安岩普遍存在绿泥石及绿帘石等蚀变，且具有条带状构造和明显的定向结构，这些特征可能是构造变形作用形成的。通过本次研究获得安山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 437Ma ，形成于早志留世。

（2）洋岛/海山玄武岩组合

在布青山幅中部的布青山构造混杂岩带的中部南侧分布一套与灰岩共生的（枕状玄武岩、块状玄武岩、角砾状玄武岩）玄武岩组合，多出露于得力斯坦沟南侧、哈尔郭勒南侧、哥日卓托南侧。与周围地层多呈断层接触关系，局部可见与紫红色硅泥质页岩整合接触，但周边并未见蛇纹岩、辉长岩等岩石组合，因此推测这些玄武岩可能是洋岛玄武岩组合或海山玄武岩组合，并不是洋脊玄武岩。前人在得力斯坦沟枕状玄武岩中获得的普通 Pb 等时线年龄为 $310\pm 150\text{Ma}$ （边千韬等，1999），确定其形成于晚石炭世，表明该套玄武岩所在洋壳的形成时代与哈尔郭勒晚古生代蛇绿岩形成时代相当，很可能属同一洋盆的产物。

（3）三叠纪中酸性火山岩

在中三叠统闹仓坚沟组第二岩性段沉积地层中发育有中酸性火山岩，主要岩性为灰色—深灰色英安岩。而在中三叠统希里可特组第二岩性段和上三叠统八宝山组第一岩性段中则发育有陆相中酸性火山岩，主要岩性为浅灰色或紫红色流纹斑岩或流纹质凝灰熔岩等，厚度可从几米—几十米。

此外，在赫拉赫那仁主峰及其以北地区，也发育有紫红色流纹斑岩或流纹质凝灰熔岩等，厚度几十米不等，周围皆为上三叠统八宝山组紫红色—灰色砂砾岩、含砾砂岩，可能仍为八宝山组的组成部分，由于该区域仍被白雪覆盖，因此接触关系不清。

3. 蛇绿岩（带）和镁铁质—超镁铁质岩带

东昆仑地区是在主要经历加里东、海西、印支等多期构造旋回之后形成的一个复合大陆造山带,发育多条蛇绿混杂岩带及镁铁质—超镁铁质岩带。主要有两条(高延林等,1988;姜春发等,1992;许志琴等,1996,边千韬等,1999),即东昆中蛇绿岩带及布青山—阿尼玛卿蛇绿岩带。

(1) 早古生代乌妥蛇绿岩带

乌妥蛇绿岩带分布于东昆仑造山带中部,分布于研究区北部边缘。蛇绿岩主要由蛇纹岩和绿片岩(变质基性火山岩)组成,其间呈断层接触关系,蛇绿岩片与周围花岗质片麻岩之间呈构造接触关系;而在巴隆南侧则主要由斜长角闪片岩(变质基性火山岩)组成。在德福胜—乌丝特一线则发育有辉长岩岩块。因此,作为东昆中构造带的组成部分,乌妥蛇绿岩发育并不完整。杨经绥(1996)在该带中获得了 $518\pm 3\text{Ma}$ 的加里东期 TIMS 锆石 U-Pb 同位素年龄。

(2) 可可沙—科科可特—达瓦特镁铁质—超镁铁质岩带

分布于东昆仑南缘地区。通过本次研究,在可可沙—科科可特—敦得沙尔郭勒沟脑—达瓦特一带,新发现一条近东西向断续延伸的镁铁质—超镁铁质岩带,主要岩石类型为蛇纹岩、辉橄岩、橄辉岩及辉长岩。该岩带大致呈 SWW 向分布于古元古代白沙河岩组南侧,向西可以延伸到达瓦特一带。可能为东昆中清水泉蛇绿岩带的西延部分。

镁铁质—超镁铁质杂岩与围岩均为高角度断层接触,与围岩相互混杂在一起。在接近断层边界的地方,岩体破碎及风化蚀变较为强烈。已获得科科可特辉长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $502.6\pm 6.4\text{Ma}$ (MSWD=3.9),可可沙中细粒辉长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $509.2\pm 6.8\text{Ma}$ (MSWD=1.4),表明该镁铁质—超镁铁质岩带形成时代主体为中晚寒武世(冯建赞,2010)。

(3) 布青山(阿尼玛卿)蛇绿岩带

得力斯坦蛇绿岩带出露于布青山地区的得力斯坦沟地区,南侧向南逆冲于二叠系马尔争组之上,北侧与二叠系格曲组砾岩层呈断层接触关系。蛇绿岩组合包括蛇纹岩(变质橄榄岩)、蛇纹石化二辉橄榄岩、块状辉长岩、辉绿玢岩脉及部分玄武岩和少量黑色深水硅泥质岩等。研究表明,得力斯坦蛇绿岩组合确实属于早古生代洋壳残片,对其中辉长岩和辉绿玢岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究表明,其同位素年龄分别为 $521.8\pm 5.3\text{Ma}$ (MSWD=1.5) 和 $517.2\pm 6.1\text{Ma}$ (MSWD=2.8),表明蛇绿岩形成时代主体为寒武纪。

哈尔郭勒蛇绿岩带出露于布青山地区的哈尔郭勒一带地区,南北两侧与二叠系马尔

争组呈断层接触关系。在哈尔郭勒沟南侧山梁处分布两段蛇绿岩，均呈北西西—南东东向展布，两段蛇绿岩相距约 500m，属于同一期次形成的蛇绿岩，在构造作用下呈叠置关系。哈尔郭勒西段蛇绿岩出露宽度约 0.8km，岩石组合包括蛇纹岩、块状辉绿岩、玄武岩和黑色深水硅泥质岩；哈尔郭勒东段蛇绿岩出露宽度约 1.3km，岩石组合为蛇纹石化橄榄岩、蛇纹岩、强蚀变细粒辉长岩、强蚀变辉绿玢岩、强蚀变辉绿岩、玄武岩。通过对蛇绿岩中的辉长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年确定其形成于 $332.8 \pm 3.1\text{Ma}$ ，属于早石炭世。

布青山地区两期蛇绿岩表明阿尼玛卿构造带，曾经在东昆仑地块与巴颜喀拉地块之间存在过两次洋盆的扩张、俯冲、消亡的演化过程，即原特提斯洋和古特提斯洋的存在。从而揭示了东昆仑造山带是经历多旋回活动的复合造山带，至少经历了两次板块的裂解与拼合、洋陆的相互转化（刘战庆等，2011）。

2.2.4 区域构造

东昆仑造山带因为其独特的地理位置，地质构造比较复杂，发育不同规模的断裂构造及褶皱构造。除东昆中与东昆南断裂外，研究区还发育一些次一级的断裂，这些断裂一般规模较小，多为构造单元内部分划岩石地层单位的界线或主边界断裂的次级断层。区域断裂构造主要以北倾的逆冲断层为主，并发育晚期近东西向左行走滑断裂或平移断层。区域大断裂之间不同时代的地层中发育有不同尺度，不同类型的褶皱构造。逆冲断裂和褶皱构造的发育表明研究区自晚古生代以来主要经历了一个地壳缩短的过程，这是本区构造变形的显著特征。

本文通过野外研究结合前人资料将区域内主边界断裂做简要概述。

1. 东昆中断裂（带）

东昆中断裂是一条区域性大断裂，也是分隔东昆北构造带与东昆南构造带的一条巨型缝合带，地表构造形迹清楚，深部梯级界面明显，是元古宇基底岩系的分界。区域上东昆中断裂呈近 EW 向延伸，长达 900km，断裂面总体北倾，倾角在 $60^\circ \sim 85^\circ$ 之间。研究区内，该条断裂横穿东北角，呈 NW—SE 向展布，长约 5.5km。断裂特征主要表现为左行走滑—逆冲断层性质，断裂带具明显破碎碳化现象。断面北倾，倾角较陡，约为 60° 。断裂南侧绿片岩中发育大量小型紧闭褶皱，指示了断层逆冲推覆的运动方向。其中发育大量方解石脉呈香肠状分布（图 2.2）。东昆中断裂具明显的多期变形，前印支期的形变为垂向剪切应变，而印支期则具垂向兼左行的剪切应变（古风宝，1994）。

作为统一的纵贯东昆仑造山带的线性构造变形带的东昆中断裂带形成于印支期陆

内构造变形阶段，主要构造变形型式为由北向南的高角度脆韧性冲断及卷入其中的下三叠统洪水川组的强烈的近东西向紧闭褶皱和轴面劈理置换。喜山期沿断裂带再次发生广泛的左旋走滑运动形成菱形网络式的脆性左旋走滑断裂系统。在断裂带的大部分地段，碰撞后的陆内变形常常承袭早期多旋回碰撞所形成的强变形带。

2. 东昆南断裂（带）

东昆南断裂是中国大陆内部一条著名的巨型左旋走滑为主的断裂构造，西起青新交界鲸鱼湖以西，

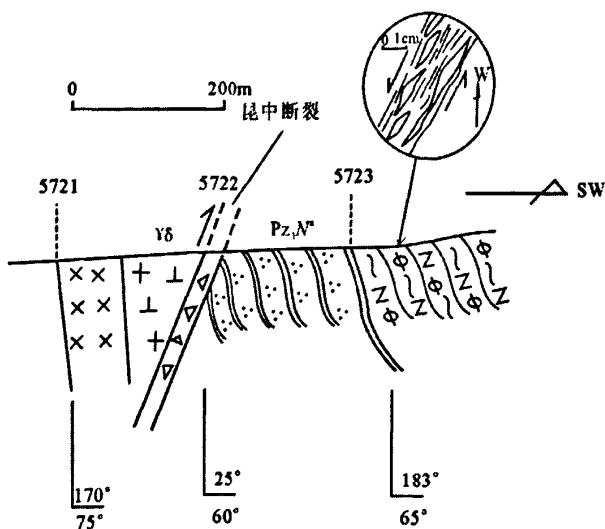


图 2.2 可可沙乌丝特地区东昆中断裂素描

往东经库赛湖、东西大滩、秀沟、阿拉克湖、托索湖、下大武、玛沁，东延至甘肃省的玛曲以东，区域上构成秦祁昆块体和可可西里—巴颜喀拉块体的分界断裂带，具有发育历史悠久、长期剧烈活动和现代活动强烈的构造特点。东昆仑活动断裂规模巨大，根据断裂的组合结构、构造类型的不同，自西往东总体可分为六段，其中阿拉克湖—托索湖段贯穿全区，该段西起阿拉克湖北，沿红水川南岸延伸，经孟克特哈尔撒、三岔口、加确沟口至托索湖西北端，总体走向为北西 $280^{\circ}\sim 290^{\circ}$ ，总长约 120km。整条断裂展布连续且线性表现清楚，区内沿红水川断裂谷地延伸，断面主要向南倾，局部北倾，倾角在 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 间。

在遥感影像图上，东昆南断裂带呈近东西向，呈直线状延伸近千千米，断裂两侧构造样式各异，地貌上形成数千米宽的狭长低凹谷地。

早二叠世末至晚三叠世，古特提斯洋向东昆仑地块之下俯冲，使得华南和华北两大古陆最终沿东昆南断裂带碰撞焊接在一起；晚中生代至今，受印度—欧亚大陆碰撞的影响，该断裂发生的强烈逆冲推覆和左旋走滑（许志琴等，2001），形成了东、西大滩的直线型谷地和沿断裂呈斜列式展布的一系列新生代红层沉积盆地。作为东昆南断裂的一部分，许志琴等（2001）根据东大滩、西大滩走滑断裂中最早的同构造花岗岩的年龄（223Ma、195Ma），确定其形成时代为印支期。在晚侏罗世（150—140Ma）以及早白垩世（120—100Ma）又发生了强烈的剪切活动，新近纪（20Ma）时仍有韧性剪切作用的影响，之后继续活动直至今今。

东昆南断裂为红水川主断裂，第四纪时期在古构造基础上继续活动，沿断裂带明显出现断陷裂谷地带，控制着第四纪沉积，影响到现代水系分布的格局，泉水和湖泊沿断陷盆地分布，沿断陷谷地发育阿拉克湖、红水川及托索湖等具有拉分性质的高原湖泊。该断裂带现今仍在强烈活动，地震活动频繁、对第四纪沉积物形成了明显的切割破坏。地震鼓包的斜列方式反映断裂新构造活动为左旋运动。

3.布青山南坡断裂

该断裂为布青山—阿尼玛卿构造带与可可西里—巴颜喀拉山造山带的分界断裂。走向北西西—南东东。断裂带地表现象为高角度逆断层，断面北倾，倾角 $40^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 不等，带内断层角砾岩、断层泥及构造透镜体发育，两侧岩层揉皱强烈。

第三章 东昆仑阿拉克湖—红水川地区晚古生代—早中生代地层特征

研究区晚古生代—早中生代沉积地层分布见图 3.1, 其南侧以东昆南断裂为界与阿尼玛卿—布青山构造带相隔, 北侧以断层或不整合与下元古界金水口岩群 ($Pt_{1-2}J$) 及下古生界 (奥陶系—志留系) 纳赤台岩群 (Pz_1N) 接触。

3.1 研究区地层系统概况

研究区晚古生代—早中生代地层主要有石炭系、二叠系、三叠系和侏罗系组成 (图 3.1, 表 3.1)。下石炭统与其它时代地层主要为断层接触; 上二叠统格曲组地层与下伏地层为角度不整合接触。研究区内格曲组仅在托索河剖面南段有出露, 与上覆下三叠统洪水川组为断层接触; 区内可见中三叠统希里可特组呈平行不整合或微角度不整合于中三叠统闹仓坚沟组之上; 上三叠统八宝山组则直接覆盖于中三叠统闹仓坚沟组之上, 两者之间缺失中三叠统希里可特组, 为角度不整合接触关系; 古近系与下伏不同层位地层之间为角度不整合接触关系。

3.2 研究区晚古生代—早中生代主要岩石地层特征

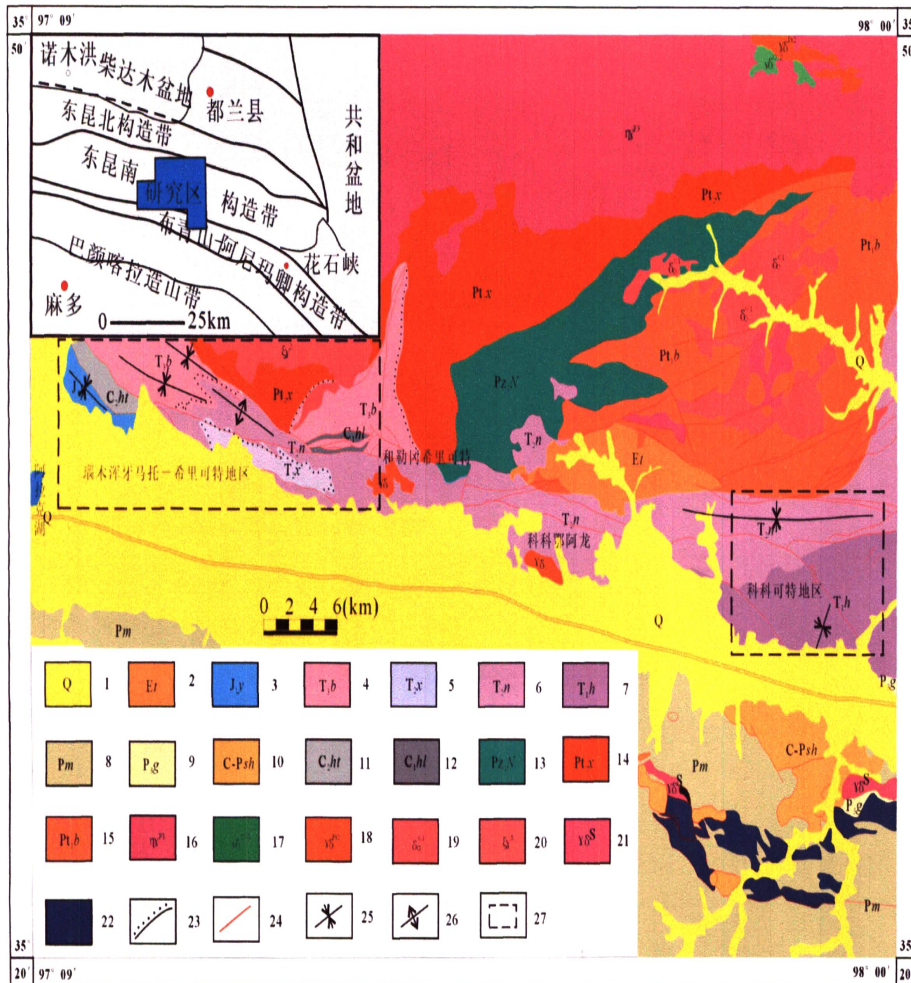
本节将在岩石地层单位描述的基础上, 结合前人研究成果, 同时讨论晚古生代—早中生代的沉积环境。

3.2.1 石炭系

1. 地层特征

下石炭统哈拉郭勒组 (C_1hl): 主要分布于研究区东昆南断裂北侧, 希里可特一和勒冈希里可特一带, 北侧与上三叠统八宝山组、南侧与中三叠统闹仓坚沟组之间均呈断层接触关系, 呈断片状产出, 地层产状总体北倾为主。虽然地层出露比较少, 但岩性组合复杂多样, 含生物化石。依据希里可特、和勒冈希里可特实测剖面资料自下而上大致可以划分为三个岩性段: 下部砂岩夹灰岩段, 主要为灰色—深灰色薄层—中薄层中粒砂岩、细砂岩夹薄层灰岩, 含有珊瑚、腕足、海百合茎等化石; 中部钙质细砂岩段, 主要为灰黄色—黄绿色薄层状钙质石英粉砂岩、钙质粉砂岩, 内部见 5~15cm 厚的生物碎屑层, 局部夹酸性火山岩; 上部生物碎屑灰岩段, 深灰色薄层—中薄层生物碎屑灰岩、含生物碎屑灰岩夹粉砂质泥岩。

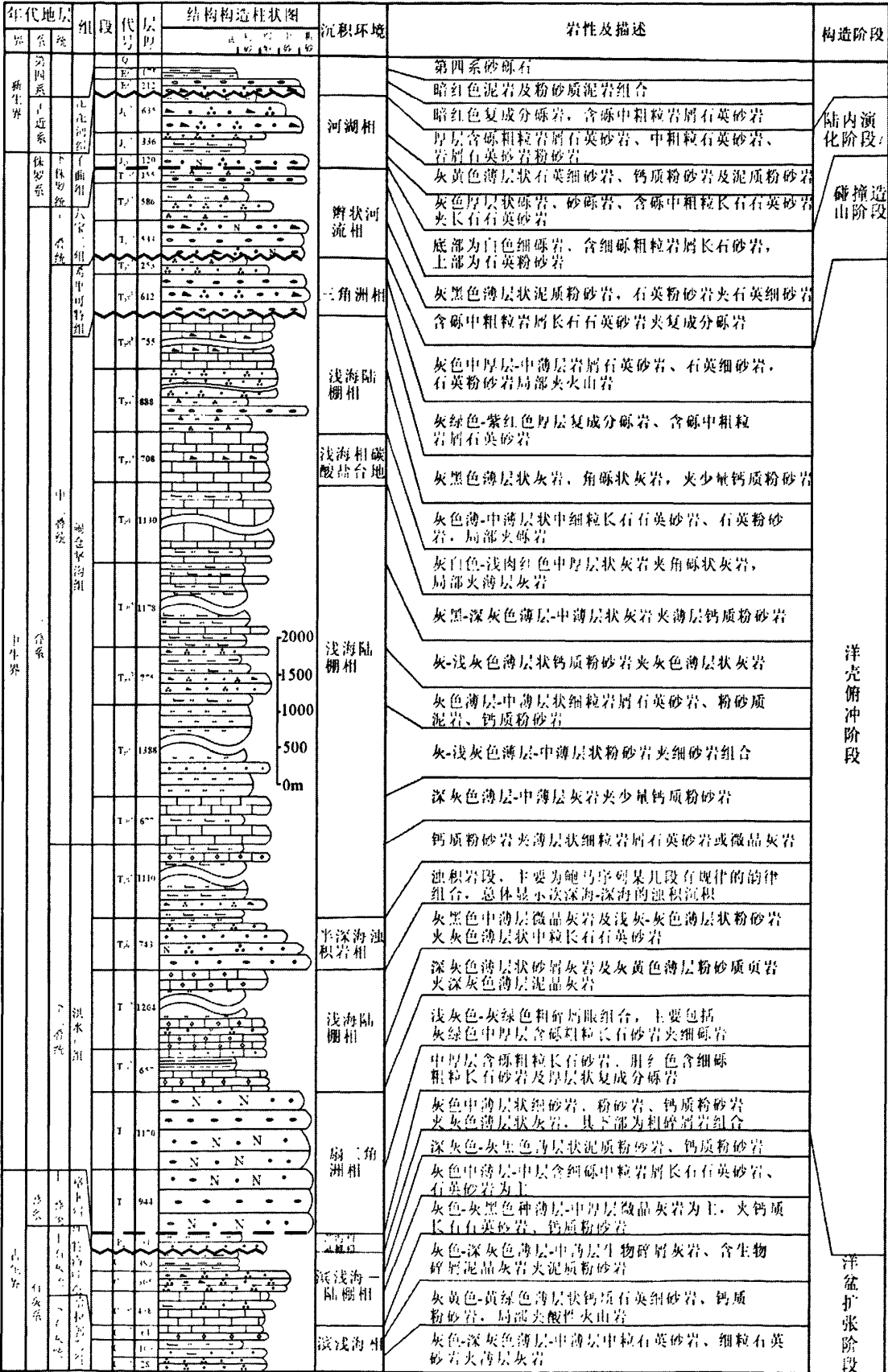
上石炭统浩特洛洼组 (C_2ht): 主要分布于阿拉克湖西北侧的瑙木浑牙马托和哈嘎诺尔沟地区。北侧与上三叠统八宝山组、南侧与下侏罗统羊曲组之间均呈断层接触关系,



- 1.第四系; 2.第三系; 3.下侏罗统羊曲组; 4.上三叠统八宝山组; 5.中三叠统希里可特组; 6.中三叠统闹仓堡沟组; 7.下三叠统洪水川组; 8.二叠系格曲组; 9.二叠系马尔争组; 10.石炭—二叠系树维门科组; 11.上石炭统浩特洛注组; 12.下石炭统哈尔郭勒组; 13.下古生界纳赤台岩群; 14.中元古界小庙岩组; 15.古元古界白沙河岩组; 16.含闪长质包体花岗闪长岩; 17.中基性杂岩体; 18.花岗闪长质片麻岩; 19.石英闪长岩体; 20.钾长花岗岩体; 21.花岗闪长岩; 22.蛇绿混杂岩带(基性—超基性岩); 23.角度不整合; 24.断层; 25.向斜; 26.背斜; 27.重点研究区

图 3.1 东昆仑阿拉克湖—红水川地区构造地质简图

表 3.1 阿拉克湖—红水川地区晚古生代—早中生代地层综合柱状图



呈断片状产出，岩性组合复杂多样。从下到上可依次分为三个岩性段：以灰色—灰黑色中薄层—中厚层灰岩为主夹钙质石英砂岩、钙质粉砂岩为主的灰岩段；以灰色中薄层—中层状砂岩、粉砂岩为主，局部夹 2—5m 厚的酸性火山岩和安山岩夹层为主的砂岩段；以深灰色—灰黑色薄层状泥质粉砂岩、粉砂质泥岩夹粉砂岩为主的泥质粉砂岩段。

2. 沉积环境

下石炭统哈拉郭勒组主要为一套碎屑岩夹碳酸盐岩组合，下岩段为砂岩夹灰岩，主要产大量珊瑚、腕足、海百合茎等化石，说明水体浅，属内陆棚相；中段为细砂岩与钙质粉砂岩互层，并发育水平层理，为三角洲前缘的沉积，上段为生物碎屑灰岩，属内陆棚相。

上石炭统浩特洛洼组中的碎屑岩分选磨圆度较好，灰岩中生物碎屑含量较高，化石中珊瑚、腕足动物都是浅海相生物，根据岩性组合和生物化石分析，其沉积环境总体为滨浅海—陆棚相，其中砂岩中的酸性火山岩和安山岩夹层则显示构造环境具有一定的活动性。

3.2.2 二叠系

研究区二叠纪地层主要为上二叠统格曲组（ P_{3g} ），分布于托索河以北地区。

1. 地层特征

上二叠统格曲组（ P_{3g} ）：在托索河剖面南段，下三叠统洪水川组一岩段红色粗碎屑岩组合下伏地层属于上二叠统格曲组（上部），为细碎屑岩组合，主要岩性为灰色中薄层状细砂岩、粉砂岩、钙质粉砂岩夹灰色薄层灰岩。与下伏地层呈角度不整合接触，由于断层破坏使其在研究区内与下三叠统洪水川组一岩段之间呈断层接触关系。

2. 沉积环境

区域上格曲组底部为砾岩，砾石成分以脉石英为主，磨圆度好，成熟度高，底砾岩特征明显，根据其中的化石确定其时代为晚二叠世，与下伏地层为角度不整合接触，说明中二叠世末期东昆仑乃至古特提斯洋已经闭合，晚二叠世生物礁的发育代表其后新的海侵开始，其岩性特征代表了初始俯冲造山的类磨拉石沉积以及残留海盆中内源碎屑岩沉积，表明晚二叠世为一新的构造旋回的开始。

3.2.3 三叠系

三叠系地层在研究区分布广泛，主要包括下三叠统洪水川组、中三叠统闹仓坚沟组及希里可特组和上三叠统八宝山组。

1. 地层特征

下三叠统洪水川组 (T_1h): 主要分布在东昆南断裂带以北的红水川北侧一带, 从下到上可依次分为 6 个岩性段: 第一岩性段为红绿相间粗碎屑岩组合, 主要包括灰绿色中厚层含砾粗砂岩和肝红色含细砾粗砂岩及厚层块状粗砂岩夹紫红色泥岩、粉砂质泥岩; 第二岩性段为绿色粗碎屑岩组合, 主要岩性为浅灰色—灰绿色的粗碎屑岩组合, 主要包括灰绿色中厚层含砾粗砂岩夹灰绿色细砾岩及浅灰绿色粗砂岩; 第三岩性段为薄层灰岩组合, 主要岩性为深灰色薄层灰岩及灰黄色薄层状粉砂质页岩夹薄层灰岩; 第四岩性段为浅灰色灰岩夹中细粒砂岩组合, 主要岩性为灰黑色中薄层灰岩及浅灰—灰色薄层状粉砂岩夹灰色薄层状中—细粒砂岩; 第五岩性段为具有鲍马序列中某几段有规律的韵律组合的浊积岩组合 (图版 I.1), 其中, a 段粗砂岩或含砾粗砂岩具递变层理 (图版 I.2), 其底面凹凸不平, 冲刷构造发育; b 段为粗砂岩, 发育平行层理; c 段为具特征的变形层理的细砂岩; d 段为具水平层理的细—粉砂岩; e 段不甚发育。第六岩性段为细碎屑岩组合主要为钙质粉砂岩夹薄层砂岩或薄层灰岩及少量细砾岩。

中三叠统闹仓坚沟组 (T_2n): 主要分布在东昆南断裂带以北的红水川北侧一带, 自下往上主要有以下 8 个岩性段组成: 第一岩性段为深灰色薄层—中薄层灰岩组成的灰岩段; 第二岩性段为灰—浅灰色薄层—中薄层状粉砂岩夹细砂岩组成的粉砂岩段; 第三岩性段为灰色薄层—中薄层细砂岩、粉砂岩、钙质粉砂岩为主, 局部夹灰色中薄层灰岩透镜体, 夹粗砂岩、含砾砂岩及灰色—深灰色英安质火山岩组成的砂岩段; 第四岩性段以灰—浅灰色薄层状钙质粉砂岩夹灰色薄层状灰岩、极薄层状粉砂质泥岩夹灰绿色薄层状细砂岩为主的钙质粉砂岩夹灰岩段; 第五岩性段为灰黑—深灰色薄层—中薄层状灰岩夹薄层灰色钙质粉砂岩组成的薄层灰岩段; 第六岩性段为灰白色—浅肉红色中厚层状灰岩夹角砾状灰岩, 局部夹深灰色薄层灰岩、粉砂岩组成的厚层灰岩段; 第七岩性段为灰色薄—中薄层状中细石英粒砂岩、粉砂岩, 局部夹砾岩、深灰色薄层状灰岩组成的细碎屑岩段; 第八岩性段为灰黑色薄层状灰岩、角砾状灰岩组成的薄层灰岩段。区域上闹仓坚沟组由于构造改造和第四系覆盖而出露不完整。

中三叠统希里可特组 (T_2x): 仅分布于红水川地区希里可特和阿德其次日郭勒一带, 与下伏闹仓坚沟组呈平行不整合接触关系, 与上覆八宝山组呈 (微) 角度不整合接触关系。岩性自下向上可分为两个岩性段, 其中粗碎屑岩段主要为灰绿色—紫红色厚层砾岩、含砾粗砂岩夹紫红色泥岩、粉砂质泥岩; 砂岩段主要为灰色中厚层—中薄层砂岩、细砂岩、粉砂岩、石英粉砂岩为主, 局部夹含砾砂岩以及酸性火山岩。

上三叠统八宝山组 (T_3b): 在研究区主要分布西部阿拉克湖北一带, 角度不整合于中三叠统希里可特组及闹仓坚沟组之上, 总体为一套陆相碎屑岩组合, 局部夹有陆相酸性火山岩。自下而上可划分为三个岩段, a 岩段为粗碎屑岩组合, 主要为一套含砾粗砂岩夹复成分砾岩 (图版 I.3); b 岩段为细碎屑岩组合, 岩性为灰黑色薄层状粉砂岩、石英粉砂岩夹细砂岩; c 岩段为碎屑岩组合, 底部为灰白色细砾岩、含细砾石英砂粗—细砂岩组合, 中上部为石英粉砂岩、粉砂岩夹细砂岩, 局部见有植物化石。

2. 沉积环境

从洪水川组的岩性组合可以看出, 一二段主要碎屑岩组合, 细粒的紫红色细碎屑岩, 为冲积扇—三角洲的沉积; 绿红相间的粗碎屑岩普遍发育楔状和板状交错层理, 冲刷面较普遍, 水体也很浅, 为滨浅海相沉积; 向上三四岩性段为砂岩, 灰岩组成, 说明水体已加深, 第五岩性段具有鲍马序列中某几段组合的浊积岩组合表明海水已经加深到半深海或更深的环境。洪水川组的岩石组合从冲积扇、滨浅海到斜坡相都有, 指示盆地发育过程为海进过程。火山物质的存在, 反映了东昆仑造山带在早三叠世仍处于不稳定的活动阶段, 代表了俯冲背景下的弧前盆地动荡环境沉积。

闹仓坚沟组主要分为 8 个岩性段, 从其岩性组合来看, 主要是以碳酸盐岩为主夹碎屑岩系的岩石地层单元, 局部发育的角砾状灰岩, 角砾成分为灰质, 反映了一种处于潮下高能动荡的沉积环境。细碎屑岩的发育, 表明海岸地区常常受到陆源物质的强烈干扰。由于海水的进退, 物源区地形地貌等因素的影响, 常常造成碳酸盐岩与陆源碎屑岩系交互沉积 (蔡雄飞, 2008)。由此可见, 闹仓坚沟组沉积环境始终处于潮下、潮间、潮上环境, 为一套具有滨浅海沉积特征的正常沉积, 它代表了俯冲背景下的弧前盆地动荡环境。闹仓坚沟组被上覆希里可特组呈平行不整合或 (微) 角度不整合接触关系。

希里可特组自下而上为细砾岩、含砾粗砂岩、细砂岩、粉砂岩, 内部普遍发育重力流鲍马序列, 沉积构造为递变层理、平行层理、沙纹层理和水平层理等, 顶部夹有砂砾岩及酸性火山岩, 反应其自下而上沉积环境由大陆斜坡浊积水道迅速演变为大陆斜坡之下的深海平原沉积, 然后又演变为浊积扇沉积, 反映了早、中期海平面为跳跃式水进, 晚期逐渐海退。在上岩段钙质砂岩中含有菊石、双壳类等化石, 主体应为海相沉积地层,

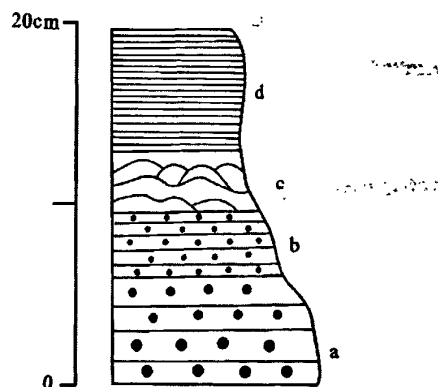


图 3.2 科科可特地区洪水川组
鲍马序列 a—d 段

希里可特组是东昆仑南缘由海相沉积盆地向陆相沉积盆地过渡的关键层位，代表了碰撞作用下的初始前陆盆地沉积。

八宝山组为陆相碎屑岩组合，局部夹有陆相酸性火山岩。沉积构造中发育大量的对称或不对称流水波痕，砾岩底层面多具冲刷泥砾，层理类型有平行层理、波状层理、羽状层理及板状交错层理，显示了水体升降频繁，较动荡的沉积环境。晚三叠纪初期，全区迅速海退形成陆相盆地，产丰富的植物化石；晚三叠纪晚期，海水全部退出，接受陆相碎屑岩及火山岩沉积。八宝山组代表了碰撞作用下的前陆盆地沉积。

3.2.4 侏罗系

1. 地层特征

下侏罗统羊曲组 (J₁y): 主要分布于阿拉克湖西北侧的瑙木浑牙马托和哈嘎诺尔沟口地区，与下覆地层为整合接触关系，地层整体构成一个向斜构造。主要为一套陆相碎屑岩组合，从下至上可划分三个岩段：砾岩段，主要为灰色厚层状砾岩、砂砾岩、含砾粗砂岩夹砂岩、细砂岩、粉砂岩组合；砂岩段，主要为灰黄色—黄绿色薄层状细砂岩、粉砂岩以及泥质粉砂岩互层组合；韵律层段，主要为厚层含砾粗砂岩、含砾砂岩、细砂岩与深灰色—灰黑色细粉砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩组成由粗变细的韵律层，细碎屑岩中含植物化石碎片。

2. 沉积环境

早侏罗世早期，由于地壳差异性运动，形成不同大小的山间盆地，沉积一套河流相为主兼滨湖相的复成分砾岩，其基本层序为：块状层理砾岩、具大中型交错层理含砾粗砂岩、细砂岩、粉砂岩及具水平层理和块状层理泥岩。早侏罗世晚期（羊曲组三岩性段）灰黑色泥质粉砂岩，泥岩，发育平行层理，为一套湖沼相产物。

3.2.5 古近系

1. 地层特征

古近系沱沱河组 (E_t): 主要分布于东昆仑南缘的科科布鲁克地区和阿拉克湖西北侧，北西西向延伸，为一套红色粗砂岩夹砂砾岩以及泥岩组合，其中，粗砂岩呈半固结状，而砂砾岩已固结成岩。自下而上分为两段，下岩段为暗红色粗碎屑岩段，主要为暗红色砾岩、暗红色含（细）砾粗砂岩，局部夹有砂岩层；上岩段：为暗红色泥岩段，主要由暗红色泥岩及粉砂质泥岩组成。

2. 沉积环境

沱沱河组总体为一套红色陆相碎屑岩建造，具明显的旋回韵律特征，即由砾岩、含砾砂岩、泥质粉砂岩构成的沉积旋回。下部砾岩代表河流入湖快速堆积的扇三角洲沉积环境，向上细碎屑岩及泥岩段的出现表明沉积环境逐渐向三角洲平原—三角洲前缘—浅湖演变。

3.2.6 第四系

第四系(Q)：主要沿红水川川道附近及各大沟分布。主要为第四系更新统冲积—洪积及第四系全新统河流冲洪积。

3.3 研究区主要侵入岩体

在研究区中三叠统闹仓坚沟组地层中有小面积的花岗岩体侵入。其中，出露于东昆仑南缘红水川北侧和勒冈希里可特—伊和哈让贵地区的和勒冈希里可特花岗岩体，岩体呈不规则形，面积约 8.3km^2 ，近 EW 向展布。主要岩性为浅肉红色中细粒黑云母花岗闪长岩，侵入于中三叠统闹仓坚沟组细碎屑岩段，北边与晚三叠统八宝山组中的流纹斑岩呈断层接触关系。内部暗色镁铁质包体非常发育，包体大小不一、形态各异，它们呈浑圆状、椭圆状、倒水滴状、长条状等不规则形状，一般在 $10\text{cm}\times 20\text{cm}$ ，偶见直径约 30cm 的包体。包体独立分布，很少见到成群分布现象。通过本次研究获得花岗闪长岩和暗色微粒包体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $230.2\pm 4.6\text{Ma}$ (MSWD=5.5) 和 231.9 ± 5.7 (MSWD=1.8)，表明其形成时代为中三叠世晚期。

出露于东昆仑南缘的红水川北侧的科科鄂阿龙地区的科科鄂阿龙花岗岩体，剖面上宽约 2km ，在以前的不同比例尺地质图均未表示。岩体呈椭圆形，面积约 5.2km^2 ，近 EW 向展布，主要岩性为灰色中细粒石英闪长岩，岩体侵入于三叠系闹仓坚沟组钙质粉砂岩夹灰岩段。通过本次研究获得石英闪长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $221\pm 3.9\text{Ma}$ (MSWD=2.3)，表明其形成时代为晚三叠世。

和勒冈希里可特花岗岩体和科科鄂阿龙花岗岩体都侵位于中三叠统闹仓坚沟组中，推测与北侧变质岩地区出露的大规模岩基状产出的晚海西期—早印支期花岗岩体形成时代不同，是晚印支期形成的花岗岩体，反映了东昆仑地区晚印支期的构造岩浆活动。

3.4 研究区内主要的不整合界面

地层间的不整合关系是鉴别区域褶皱幕和研究地质发展历史的一个重要依据，也是划分地层单位的主要依据之一，褶皱幕及其所揭示的构造旋回主要是根据地层间的角度不整合确定的。不整合界面是区域构造变形的重要表现之一，它表示一个地区的上下两

套地层之间发生了沉积间断或缺失及生物演化上的不连续,是地壳运动的一种反映。它并不代表一个单纯的面,而是代表一个具有显著意义的时段。不整合面是沉积盆地内普遍存在的一种地质现象,根据不整合单元的构造关系,传统上可以分为三种类型,即侵入不整合、角度不整合以及平行不整合。其中角度不整合界面,表明上下两套岩层间不仅有明显的沉积间断,而且两套岩层以一定的角度相交,反映出这一地区在下伏岩层形成后曾发生构造运动和剥蚀作用,且构造运动引起的构造变形已经使得下伏岩层的产状产生掀斜和褶皱。因此,一个角度不整合界面代表下伏岩层遭受过一次挤压,是挤压作用的一种表现。对不整合在空间的展布及其类型变化的研究有助于了解古地理环境和古构造状况及其变化。不整合接触关系是研究地质发展历史、鉴定地壳运动特征和确定构造变形时期的重要依据,一般认为角度不整合形成它的褶皱和隆起一样都是构造运动的表现形式(任纪舜等,1980)。

本次通过地质填图工作并结合前人的研究成果发现,研究区晚古生代—早中生代存在多个不整合面,主要为上二叠统格曲组(P_3g)地层与下伏不同时代地层之间的角度不整合(不整合面I)、中三叠统希里可特组(T_{2x})与闹仓坚沟组(T_{2n})之间的(微)角度不整合(不整合面II)、上三叠统八宝山组(T_3b)与下伏中三叠统闹仓坚沟组(T_{2n})之间的角度不整合(部分露头观察点上为断层接触关系,可能是后期构造活动对微角度不整合的改造)(不整合面III)、及古近系地层与下伏不同时代地层之间的角度不整合(不整合面IV)。

1. 不整合面 I

格曲组地层在研究区仅有少部分出露,结合邻区前人研究成果可知格曲组与下伏地层为角度不整合,证据有三:第一,格曲组底部为一套砾岩,底砾岩特征明显,砾岩呈灰黄色,砾石主要成分为石英,磨圆度好,成熟度高;第二,与下伏上石炭统浩特洛洼组有明显的时间间断;不整合面上下地层产状不同。该不整合面代表研究区南侧布青山—阿尼玛卿洋向东昆仑地块俯冲消减作用的开始。

2. 不整合面 II

中三叠统希里可特组(T_{2x})与下伏闹仓坚沟组(T_{2n})存在着(微)角度不整合界面(4.31)。从岩性上看,希里可特组自下而上主要为灰绿色—紫红色厚层砾岩、含砾粗砂岩夹紫红色泥岩、粉砂质泥岩,中厚层—中薄层砂岩、细砂岩、粉砂岩、石英粉砂岩为主,局部夹含砾砂岩以及酸性火山岩,纵向上组成粗—细—粗的旋回序列,闹仓坚沟组顶部为灰黑色薄层状灰岩、角砾状灰岩组合;从沉积相来看,希里可特组自下而上沉

积环境由大陆斜坡浊积水道迅速演变为大陆斜坡之下深海平原沉积,然后又演变为浊积扇沉积,反映了早、中期海平面为跳跃式水进,晚期逐渐海退;闹仓坚沟组岩性在区域上分布稳定,沉积环境始终处于潮下、潮间、潮上环境,为一套具有滨、浅海沉积特征的正常沉积。由此可见,希里可特组与下伏的闹仓坚沟组是二个完全不同类型的地质单位,代表了二个完全不同时期、不同成分、不同方式、不同发展阶段的先后沉积,具有各自特定的涵义(蔡雄飞等, 2008)。闹仓坚沟组和希里可特组的沉积组合,皆是构造发展阶段控制下的产物。

3.不整合面Ⅲ

该不整合面为研究区较为重要的界面。八宝山组 (T_3b) 与下伏闹仓坚沟组 (T_{2n}) 之间的不整合的接触关系较为明显(图 3.3), 主要有两点标志: 第一, 不整合面上下两

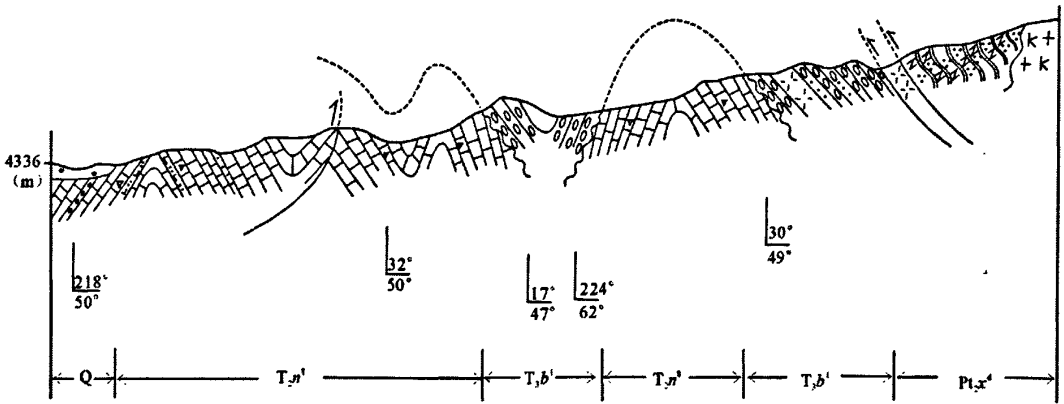


图 3.3 阿拉克湖北八宝山组与闹仓坚沟组微角度不整合

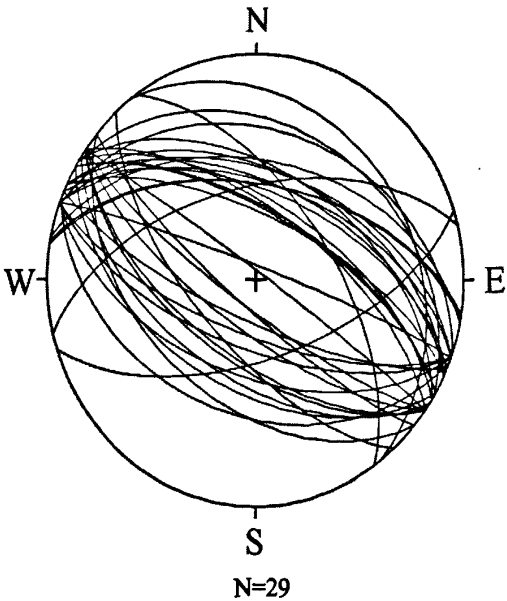


图 3.4 瑞木浑牙马托—希里克特地区闹仓坚沟组原生层理的赤平投影(下半球投影)

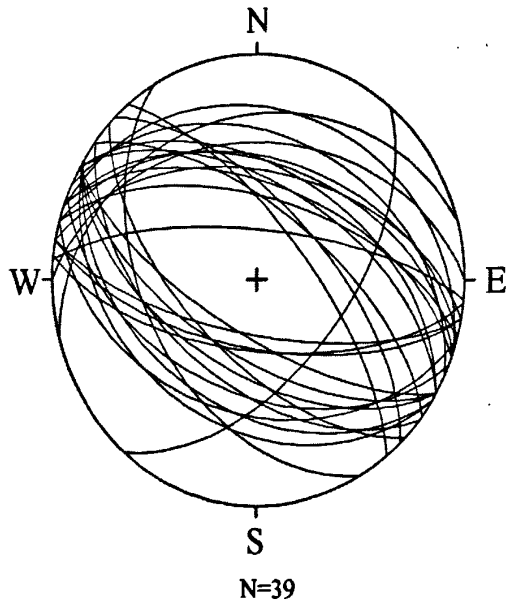


图 3.5 瑞木浑牙马托—希里克特地区八宝山组原生层理的赤平投影(下半球投影)

套地层岩性差别很大，不整合面之下是中三叠统闹仓坚沟组第八岩性 (T_2n^8) 段灰黑色薄层状灰岩、角砾状灰岩组合，地层主体北倾，倾角约 50° (图 3.4)，缺失中三叠统希里可特组地层；不整合面之上为上三叠统八宝山组含砾粗砂岩夹复成分砾岩，发育递变层理，地层主体北倾，倾角约 40° (图 3.5)。第二，上下两套地层的变形程度略有不同，不整合面之下的岩层发生了较为强烈的褶皱变形，而不整合面之上的岩层仅发生了宽缓褶皱变形。在露头上可以看到清晰的不整合面 (图 3.6)。

张雪亭等 (2006) 认为八宝山组为古特提斯洋闭合碰撞造山与陆内造山过渡阶段在东昆南前陆盆地形成的一套磨拉石建造。如果将大陆板块发生碰撞这一时刻作为标志将一个连续的造山作用过程划分为洋—陆俯冲造山和陆—陆碰撞造山两个造山作用阶段的话，磨拉石则是陆—陆碰撞造山阶段的沉积，而前陆磨拉石沉积的出现标志着陆—陆碰撞造

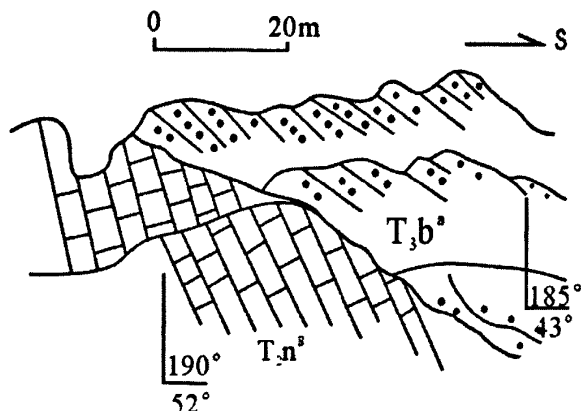


图 3.6 瑞木浑牙马托地区八宝山与闹仓坚沟组角度不整合

山作用的开始 (郝杰, 1994)。因此该不整合面可作为推测陆—陆碰撞事件发生的时代上限的依据之一。

4. 不整合面IV

早侏罗世晚期—白垩纪，表现为继续抬升，造成东昆仑地区晚侏罗世地层与白垩系地层广泛缺失，使得古近系地层多不整合在三叠系之上。

第四章 东昆仑阿拉克湖—红水川地区晚古生代—早中生代地层构造变形特征

研究区位于东昆南构造带,大地构造上处于东昆仑造山带东段南缘,基本地质构造格架是由一些近东西向的东昆中断裂与东昆南断裂分割而成的条块组成,各条块之间既有联系又有区别,条块之间不同规模的断裂构造及内部褶皱构造均很发育。

褶皱和断层是自然界最为常见的构造形迹。褶皱体现岩石的连续塑性变形;断层是岩石不连续的破裂变形,大多数断层都具有脆性特征。二者常常出现在同一地区或同一构造单元。岩石沿着断面滑动可以转变为多种类型的褶皱,褶皱在发育的过程中在枢纽带、背斜顶部也可以形成次级断层。因此,形成断层还是形成褶皱主要取决于具体的构造环境,例如应力场、温度、压力、流体及岩石的组成等。在地表浅层次,如在造山带向盆地过渡的前陆部位或者在沉积盆地内,断层以脆性破裂变形为主,断层相关褶皱就非常发育。断裂作用与褶皱作用之间存在着紧密的关系。逆冲断裂的前缘伴有褶皱构造是地壳变形的基本类型之一,是使基准面缩短的一种构造,在造山带或再生造山带前缘普遍发育,是前陆盆地和板内造山带的常见现象,尤其是前陆地带。东昆仑造山带东段南缘地区就属于这种构造类型。

4.1 研究区晚古生代—早中生代地层构造变形特征

东昆仑阿拉克湖—红水川地区晚古生代—早中生代地层中的断裂以平行构造线的逆冲断裂为主,常发育在背斜核部或背斜与向斜过渡的翼部,使断裂附近的地层发生了明显的挤压逆冲变形。主体自北向南逆冲断裂组合及夹持其间的强烈褶皱、冲断的岩块构成了该区的主要构造格架。通过野外填图及室内分析可以发现,研究区虽然被晚期逆冲断层切割破坏改造,但总体构造样式仍然可以恢复为一个东端扬起的大型复式向斜构造,地层主体走向近东西—北西西向,同时地层呈现由东向西逐渐由老变新的分布形态,即下三叠统洪水川组主体分布于研究区东段,中三叠统闹仓沟组总体分布于中段,而中三叠统希里可特组、上三叠统八宝山组、下侏罗统羊曲组总体分布于研究区西段。

研究区沉积地层中构造变形现象十分丰富,包括一系列不同时期、不同方向发育于中浅和浅表不同构造层次的变形,构造线方向主要为近东西—北西西向,褶皱—断裂构造极为复杂,由北向南的逆冲断裂以及中生代地层不同样式、不同尺度的褶皱。除了断裂和褶皱构造外,靠近东昆南断裂的三叠系的软弱岩层中还见有丰富的劈理构造(图版 I.6—I.8)。劈理的形成与褶皱有着密切的关系,但并非褶皱的岩层都产生劈理。大多数

情况下,若在露头中看到劈理,就能确定劈理发育的岩层受到过强烈的褶皱。劈理面和褶曲岩层的结构在方向上存在几何上的一致。通常情况下,劈理面不是与褶皱轴面相平行,就是在轴面两侧成扇形对称分布。两种情况劈理面形成的均为轴面劈理。这类劈理主要发育在强烈褶皱的软弱岩层中。

为了研究该区构造特征及其形成机制,根据野外地质填图及构造剖面,将主要构造特征进行了详细的调查。在走向上依据构造变形样式及变形强度的不同将研究区分成两个地层小区进行重点剖析,分别通过小区内的典型构造剖面对其构造变形进行研究。

4.1.1 科科可特地区构造变形特征

该区主要出露为中生代下三叠统洪水川组(T_1h)及中三叠统闹仓坚沟组(T_2n)地层,区内褶皱构造和断裂构造较为醒目,构造线主体方向为SWW—NEE向,近东西向的断裂控制了地层的产出状态(图4.1)。下三叠统洪水川组(T_1h)及中三叠统闹仓坚沟组(T_2n)构造变形格局主体为一东边扬起的大型残破复式向斜构造,向斜北翼地层被断层错断缺失大部分或因沉积时因地势较高而缺失沉积记录,南翼地层出露较为完整,依次为闹仓坚沟组(T_2n)和洪水川组(T_1h)地层,核部为闹仓坚沟组第三岩性段。岩层主体倾向北西,地层由南东向北西逐渐变新。此外,因泥灰岩及钙质粉砂岩能干性相对灰岩和砂岩能干性较弱,因此在区域挤压变形过程中,很容易发生层劈置换,导致原生层理 S_0 被透入性劈理 S_1 掩蔽,但是借助灰岩或砂岩成份层很容易恢复原生层理,并依靠大量露头规模的劈理与层理的交角及有限的层间不对称褶皱较容易的恢复和推断次级背向斜的位置。

本文通过宝日禾日俄及察汗禾勒戈两条构造剖面及周边路线资料,对该区的构造变形特征进行了分析。研究结果初步显示,该区构造格局主体为一翼部发育众多次级褶皱的大型倾伏复式向斜构造。

1. 宝日禾日俄剖面(A—A')

该剖面出露两条断裂,因为第四系覆盖,从区域上相邻路线与剖面可知最北端存在着分割古元古界白沙河岩组(Pt_1b)与中三叠统闹仓坚沟组(T_2n)的大型区域边界断裂,地貌上表现为负地形,断裂面走向大致为近东西向,倾向北,断裂北侧为古元古界白沙河岩组的灰黑色透闪石英岩夹深灰色斜长角闪岩,南侧为中三叠统闹仓坚沟组的灰白色长石石英岩。北侧的变质岩层在近断裂面处发生了强烈的变形,产状陡立。

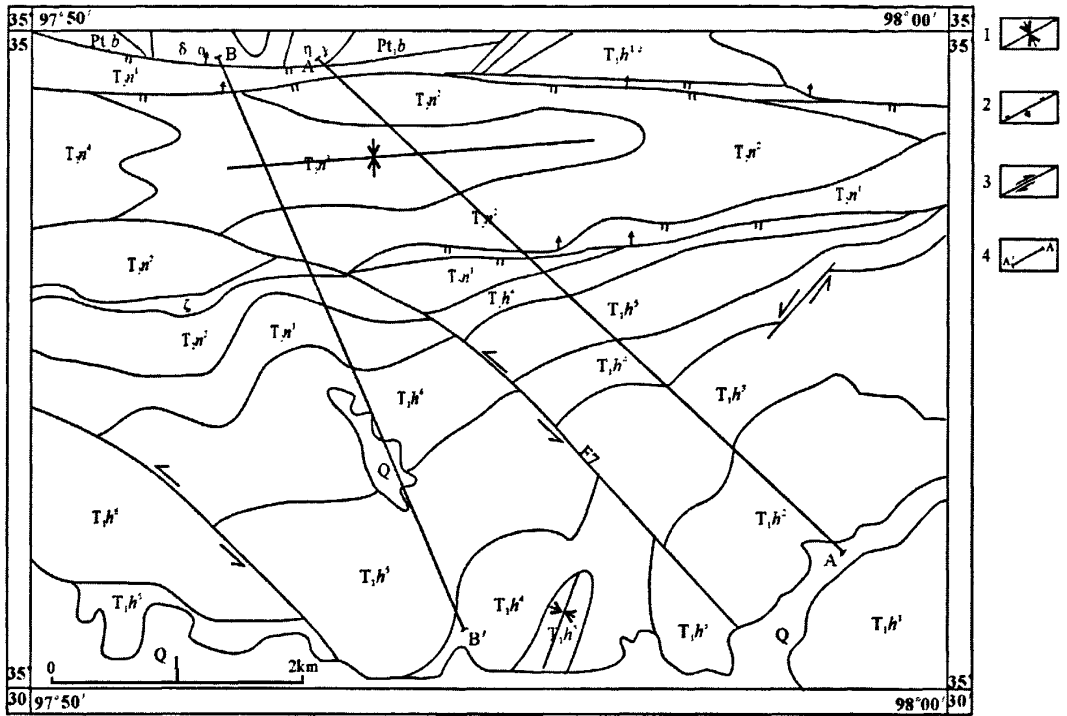


图 4.1 科科可特地区地质—构造简图

1.背斜轴迹; 2.逆断裂; 3.平移断裂; 4.实测剖面位置

核部出露最新地层为闹仓坚沟组第三岩性段, 向斜南翼地层出露较为完整, 露头尺度的构造观测表明, 南侧地层中岩层构造变形强烈, 主要变形岩层为下三叠统洪水川组 (图 4.2), 中小型褶皱十分发育, 形态复杂多样 (图 4.3), 多为紧闭褶皱 (图 4.4, 图版 I.4—I.5), 倒转褶皱常见 (图 4.5), 褶皱倒转翼与正常翼岩层倾向总体一致, 有的甚至为等斜褶皱。褶皱轴面的倾向均以北北西向为主 (图 4.6, 图版 II.1—II.2)。褶皱构造样式受岩石能干性影响明显, 能干性较强的多形成等厚褶皱, 转折端较圆滑, 相对较弱的易形成顶厚褶皱, 转折端较尖棱, 它们的轴面走向与主向斜近于一致, 但倾向和倾角变化较大 (图版 II.3—II.6)。

该剖面软弱岩层中劈理构造极为发育, 具有密度大、走向稳定的特点 (表 4.2), 走向在 $270^{\circ}\sim 290^{\circ}$ 之间, 与该区褶皱枢纽的延伸方向近一致, 劈理多为轴面劈理, 劈理的发育及产状情况随褶皱不同部位及不同岩性段而异, 轴面劈理的产状与褶皱轴面的关系取决于组成褶皱岩石的粘度、均一性和褶皱的形态。在岩性均一, 粘度及粘度差较小的岩系里, 轴面劈理与轴面的平行性也愈高。反之, 在岩石粘度差较大、强弱岩石相间的不均匀岩系里, 轴面劈理则发生散开和聚敛现象 (图 4.7)。直立褶皱中的层理被劈理截断, 劈理比层理要陡。在倒转褶皱中, 劈理倾向不如层理大、轴面劈理与层理倾向相同,

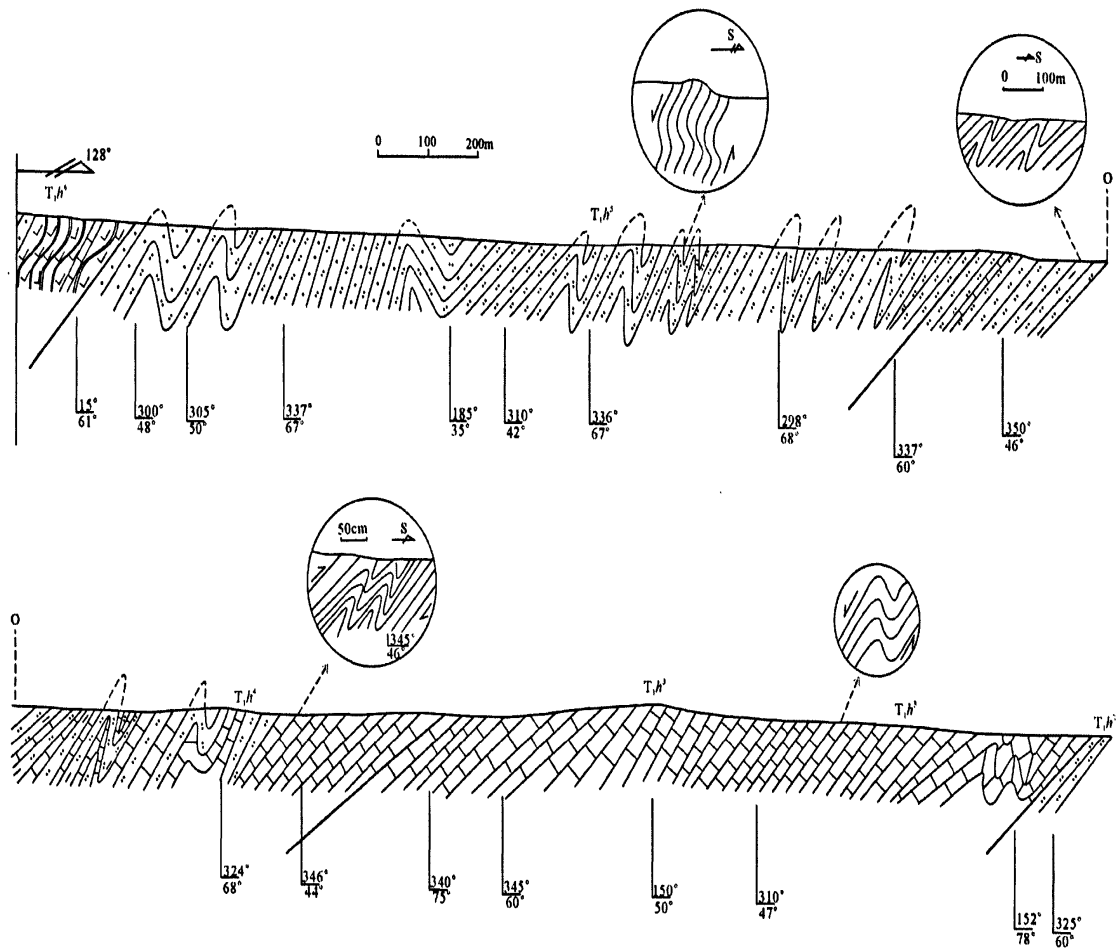


图 4.2 宝日禾日俄洪水川构造剖面图

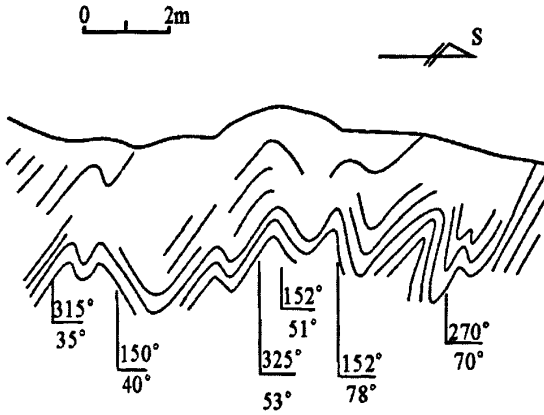


图 4.3 宝日禾日俄洪水川组灰岩中褶皱构造
组合样式

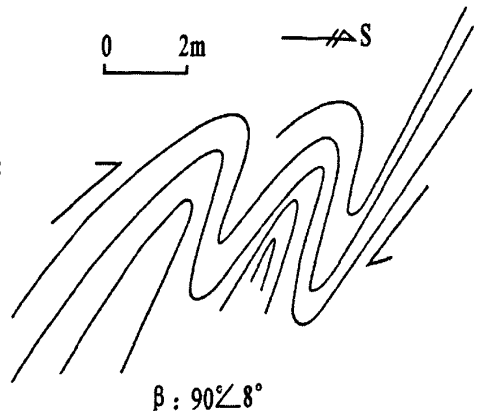


图 4.4 宝日禾日俄闹仓坚沟组灰岩中不对称
紧闭褶皱

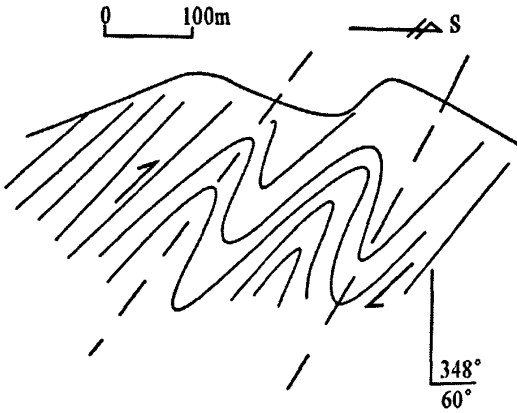


图 4.5 宝日禾日俄洪水川组灰岩中倒转褶皱（轴
面北倾）

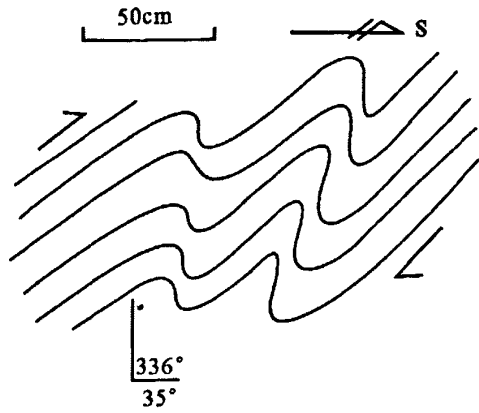


图 4.6 宝日禾日俄洪水川组灰岩中不对称
褶皱

但不如层理陡，它是层理可能发生倒转的标志（图 4.8）。借助灰岩或砂岩成分层很容易恢复原生层理，并依靠大量露头规模的劈理与层理的交角及有限的层间不对称褶皱较容易恢复和推断次级背向斜的位置。在褶皱核部劈理近直立，在翼部一般呈反岩层倾向倾斜，在局部见到劈理与岩层同向倾斜，但劈理倾向较陡（图 4.9，图 4.10）。劈理与层理的夹角变化一般都较大，但总体在 $36^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 间。局部地段劈理与层理的夹角相对较小（ $10^{\circ} \sim 30^{\circ}$ ）。不同的岩层劈理的发育程度差异很大，主要受控于岩石的能干性，其分布规律为：地层薄的比地层厚的发育；地层含泥高的比含泥低的发育，呈明显的非透入性特点，主要发育在薄层状粉砂岩及粉砂质泥岩和泥岩等细碎屑岩中，劈理密集、平直、与层面交角较小，而在厚层砂砾岩和砾岩层中基本不发育或者发育极为稀疏，劈理因泥灰岩及钙质粉砂岩能干性相对灰岩和砂岩能干性较低，在区域挤压变形过程中，很容易发生面理置换，导致原生层理 S_0 被透入性劈理 S_1 掩蔽。劈理产状不稳定，但倾向与岩

层倾向一般近于一致，反映在主期褶皱后未发生过强烈的异向构造叠加，局部劈理与层面小角度相交，一般 10°左右。

表4.1 宝日禾日俄洪水川组与闹仓坚沟组地层中层理与劈理产状

序号	产状		层劈 夹角	序号	产状		层劈 夹角
	层理 (S ₀)	劈理 (S ₁)			层理 (S ₀)	劈理 (S ₁)	
1	330°∠42°	32°∠79°	63°	17	315°∠75°	335°∠55°	27°
2	342°∠59°	198°∠76°	55°	18	320°∠60°	345°∠27°	37°
3	2°∠40°	25°∠51°	20°	19	345°∠60°	325°∠35°	29°
4	15°∠61°	22°∠75°	15°	20	330°∠62°	350°∠82°	28°
5	345°∠60°	0°∠75°	20°	21	335°∠42°	10°∠77°	45°
6	337°∠30°	327°∠59°	30°	22	10°∠65°	190°∠86°	29°
7	328°∠38°	20°∠20°	30°	23	345°∠65°	330°∠74°	17°
8	15°∠61°	22°∠75°	15°	24	5°∠25°	195°∠30°	55°
9	310°∠75°	20°∠57°	65°	25	165°∠58°	185°∠70°	22°
10	315°∠62°	70°∠60°	85°	26	1°∠63°	192°∠70°	48°
11	330°∠63°	30°∠83°	60°	27	342°∠59°	198°∠76°	57°
12	18°∠58°	15°∠64°	7°	28	2°∠70°	25°∠51°	29°
13	350°∠35°	350°∠69°	34°	29	330°∠77°	185°∠35°	74°
14	345°∠31°	10°∠73°	46°	30	335°∠54°	175°∠86°	44°
15	345°∠62°	10°∠47°	25°	31	324°∠62°	157°∠52°	67°
16	180°∠52°	350°∠73°	64°	32	318°∠45°	310°∠60°	10°

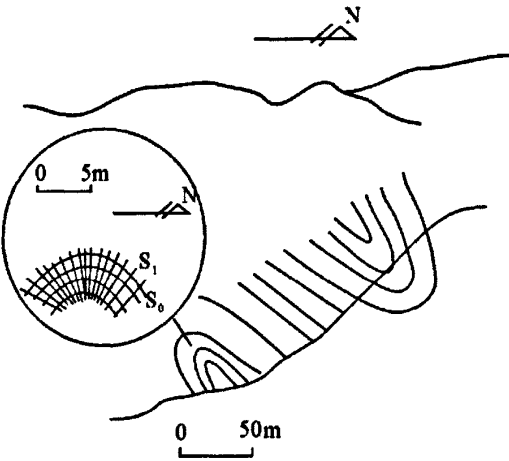


图 4.7 宝日禾日俄洪水川组灰岩中褶皱转折端
扇形劈理素描图

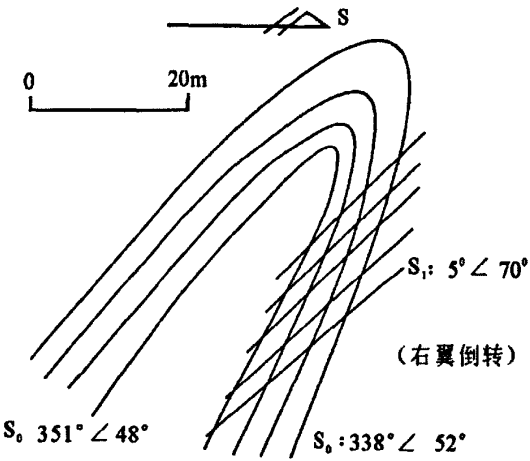


图 4.8 宝日禾日俄洪水川组细砂岩中褶皱倒转
翼地层层理与劈理关系

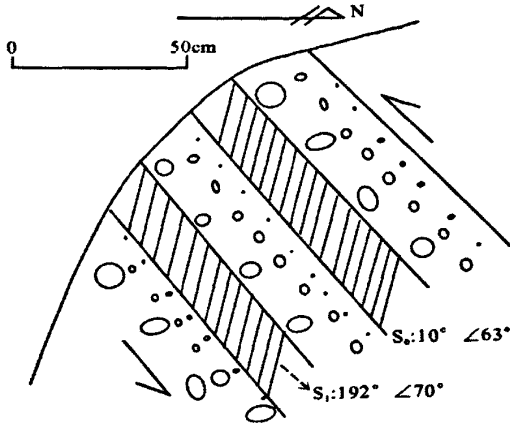


图 4.9 宝日禾日俄洪水川组砂岩粒序
层理与粉砂岩中劈理素描图

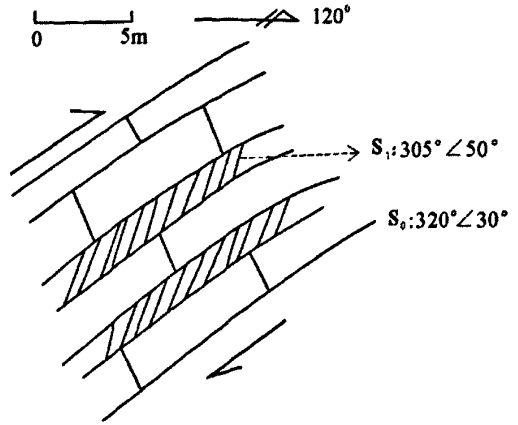


图 4.10 宝日禾日俄闹仓坚沟组灰岩中正常层
理与劈理关系

2. 察汗禾勒戈剖面 (B-B')

该剖面位于宝日禾日俄剖面西侧，与 A-A' 分别位于平移断层 F7 的两盘。该剖面出露地层与 A-A' 出露地层相同，主要为闹仓坚沟组及洪水川组地层 (图 4.11)。整体为一复式向斜，南翼地层完整，与强烈的主体褶皱变形相伴，南翼地层发育众多次级层间褶皱，翼部次级褶皱极为发育，软弱岩层多发育劈理 (图 4.12—4.13)。

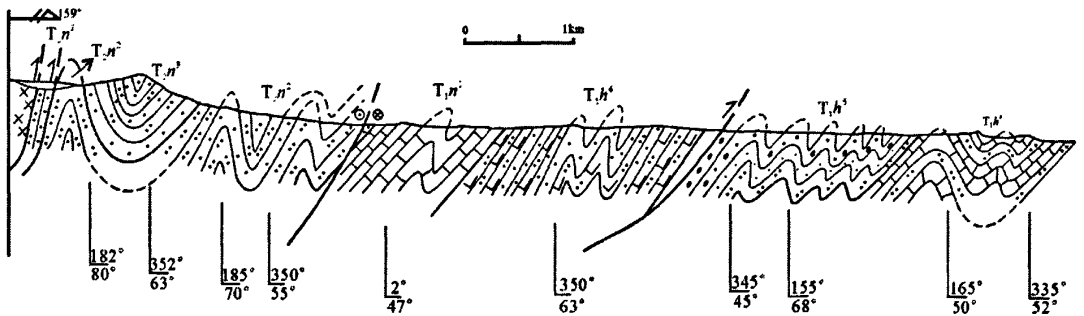


图 4.11 察汗禾勒戈构造剖面图

综合两条构造剖面研究结果可以看出，该区构造格局主体为一东端扬起的大型残破向斜构造，中三叠统闹仓坚沟组 (T_{2n}) 与下三叠统洪水川组 (T_{1h}) 地层构成一不对称的大型复式向斜，走向近东西，南翼地层出露完整，地层产状为 $320^{\circ}\sim 355^{\circ}\angle 30^{\circ}\sim 60^{\circ}$ ，北翼地层部分缺失，通过横向追索，结合相邻路线及剖面，统计其地层产状总体为 $170^{\circ}\sim 195^{\circ}\angle 50^{\circ}\sim 82^{\circ}$ (表 4.2)，经下半球赤平投影得出其两翼优势产状分别为 $182^{\circ}\angle 50^{\circ}$ 和 $5^{\circ}\angle 32^{\circ}$ (图 4.13)。

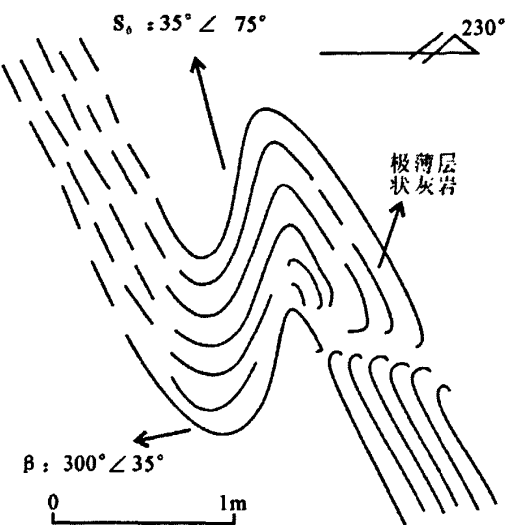


图 4.12 察汗禾勒戈阔仓坚沟组灰岩中斜歪倾伏褶皱

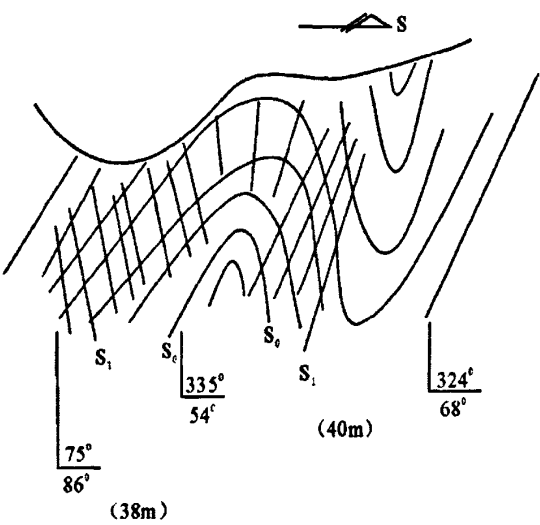


图 4.13 察汗禾勒戈阔仓坚沟组灰岩中褶皱与劈理

表 4.2 科科可特复式向斜两翼产状

序号	产状	序号	产状	序号	产状	序号	产状
向斜北翼产状							
1	170°∠82°	2	180°∠78°	3	195°∠70°	4	190°∠40°
5	190°∠50°	6	190°∠70°	7	170°∠82°	8	180°∠50°
向斜南翼产状							
1	10°∠50°	2	2°∠47°	3	10°∠79°	4	340°∠55°
5	10°∠60°	6	10°∠60°	7	352°∠40°	8	355°∠40°
9	344°∠38°						

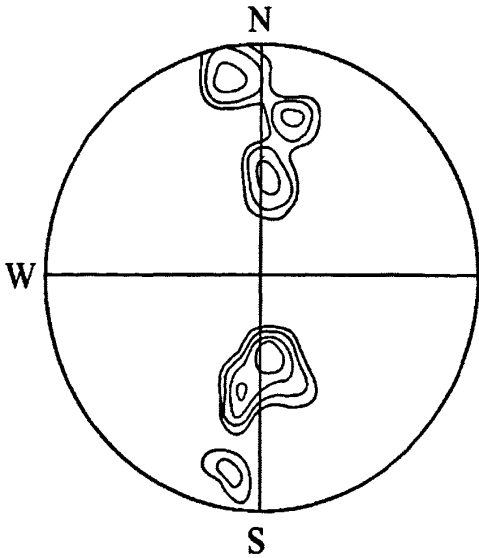
自北向南，露头上可见尺度不同的次级褶皱发育，褶皱的枢纽方向与主向斜一致，通过对部分褶皱枢纽统计（表 4.3），并进行下半球赤平投影，得出褶皱的枢纽优势产状为 235° ∠17°，为 SWW 向，倾伏角较缓（图 4.14）。

表 4.3 科科可特地区次级褶皱枢纽产状

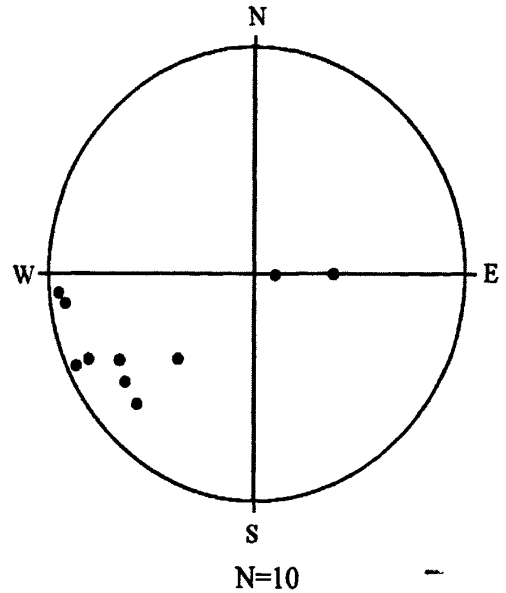
序号	产状	序号	产状	序号	产状	序号	产状
1	93°∠82°	2	90°∠59°	3	262°∠8°	4	265°∠5°
5	245°∠5°	6	225°∠46°	7	240°∠25°	8	225°∠20°
9	233°∠22°	10	245°∠12°				

次级皱构造样式以紧闭—中常褶皱为主，部分褶皱发生倒转，轴面以北倾为主。值得注意的是，在察汗禾勒戈南段发现部分轴迹为北东向的褶皱，可能与后期东昆南断裂左行走滑有一定的成因关系。

该区的断裂主要有两组，一组为近东西向，一组为 NE-SW 向。其中，近东西向断裂以逆冲性质为主，断面主体北倾，倾角在 $40^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 之间；NE-SW 向断裂主要为平移断层，为左行。两组断裂彼此交切，对该区褶皱有不同程度的破坏。



等密线：2-10-16-22-26%（据 17 个产状）



N=10

图 4.13 科科可特复式向斜两翼产状极点等密图

图 4.14 科科可特地区次级褶皱枢纽赤平投影

（下半球投影）

（下半球投影）

结合该区两条剖面，从构造变形样式及构造之间的相互关系可以看出，该区至少存在三期变形，一期以小尺度的紧闭褶皱为主，一期为区域尺度的宽缓褶曲，二者为共轴叠加，区内的断裂构造为最后一期，使前两期变形遭到不同程度的破坏。

4.1.2 瑞木浑牙马托—希里可特地区构造变形特征

该区出露的地层从新到老主要为下侏罗统羊曲组 (J_{1y})、上三叠统八宝山组 (T_{3b})、中三叠统希里可特组 (T_{2x})，中三叠统闹仓坚沟组 (T_{2n})，上石炭统浩特洛洼组 (C_{2ht})。其中统浩特洛洼组受断层 F1 和断层 F2 控制，呈断夹块夹持于上三叠统八宝山组 (T_{3b}) 与下侏罗统羊曲组 (J_{1y}) 之间，上三叠统八宝山组 (T_{3b}) 呈不整合或断层与中元古界小庙岩组 (Pt_{2x}) 接触。该区褶皱—断裂构造发育，构造线方向为 NWW-SEE 向。由于断层破坏，褶皱两翼均有部分地层缺失 (图 4.15)。

为了研究其构造特征，结合三条野外实测剖面进行分析。现将研究成果综述如下。

1. 希里可特剖面 (C-C')

希里可特剖面揭示地层最老为下石炭统哈拉郭勒组 (C_{1hl})，呈断夹块夹持于上三叠统八宝山组 (T_{3b}) 与中三叠统闹仓坚沟组第八岩性段 (T_{2n}^8) 之间 (图 4.16)。该剖面发育多条逆冲断裂，致使不同时代地层呈断层接触，其中，石炭系呈断块状产出。野外

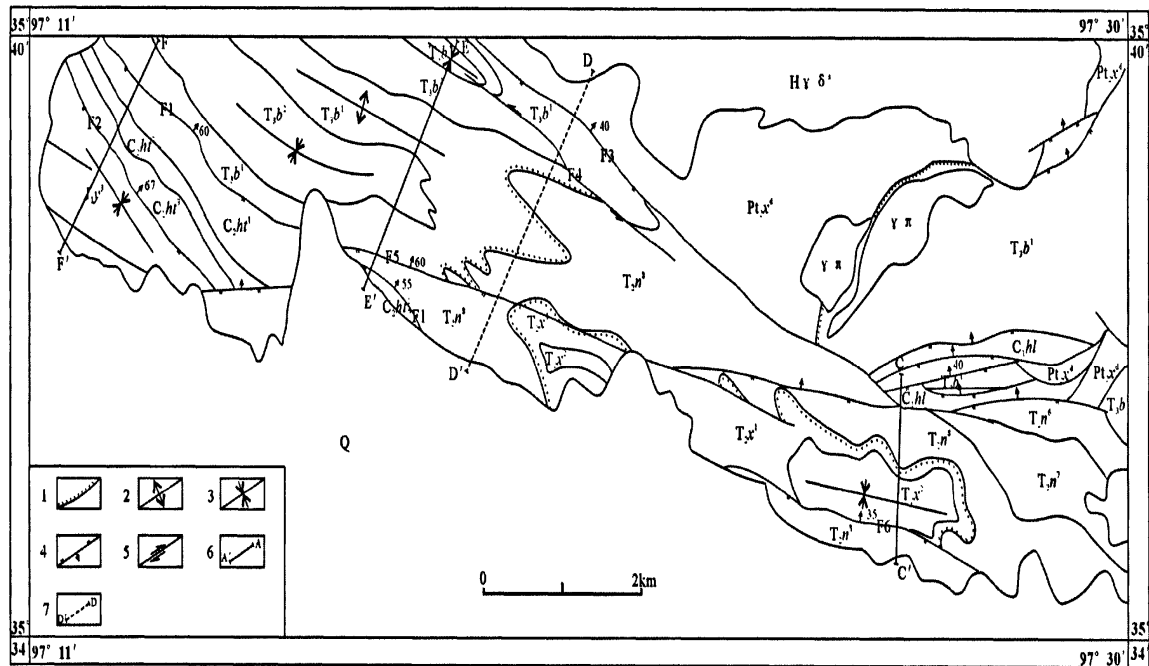


图 4.15 瑞木浑牙马托—希里可特地区构造纲要简图

1.角度不整合; 2.背斜轴迹; 3. 向斜轴迹; 4.逆断裂; 5.平移断裂; 6.实测剖面位置; 7.构造剖面位置

断层存在证据明显，均发育不同规模的断裂破碎带，断层通过处地貌显示为负地形，且断层带附近地层发生构造强化现象，地层产状变陡，发育劈理化带。

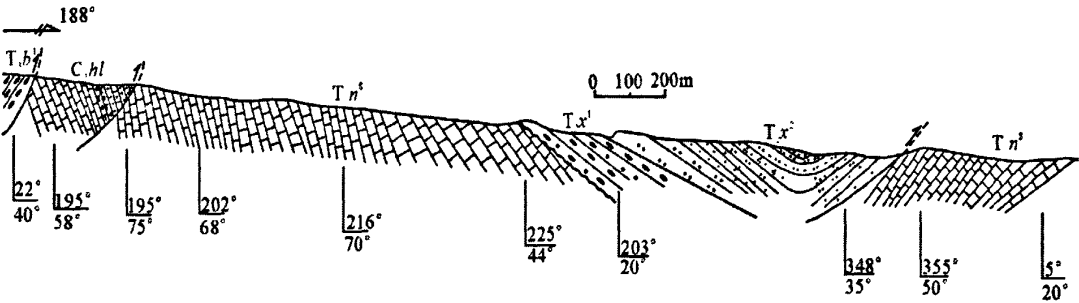


图 4.16 希里可特构造剖面图

剖面北端发育一系列近东西向分布的断裂组合，断裂近东西向延伸，断面北倾。断裂多受控于 NW—SE 向的区域边界断裂 F3，说明断裂形成时代晚于断裂 F3。剖面南段由于断层 F6 错断而缺失希里可特组第一岩性段(T_{2x}^1)致使希里可特组第二岩性段(T_{2x}^2)直接逆冲于中三叠统闹仓坚沟组第八岩性段(T_{2n}^8)之上，断层 F6 在地貌上表现为明显的线性展布，断裂带宽约 30m，主要由破碎的石英砂岩碎块及少量的断层泥组成。断裂走向近东西向，断面北倾，倾角较为平缓，为 35°。断裂附近构造变形明显，下盘灰岩中有不协调褶皱发育（图 4.17），轴面倾向与断面倾向一致。灰岩层内后期方解石脉常见（图 4.18，图版 II.7，图版 III.2）。断裂 F6 切断中三叠统地层，可见其形成时代至少晚于中三叠世。

中三叠统希里可特组(T_{2x})自身为一开阔的向斜构造，向斜两翼产状平缓，在 30°~40°之间(表 3.5)。经下半球赤平投影得优势产状分别为 205°∠24°和 340°∠29°(图 4.19)。向斜北翼地层出露完整，向北呈（微）角度不整合与中三叠统闹仓坚沟组第八岩性段

表 4.4 希里可特向斜两翼产状

序号	产状	序号	产状	序号	产状	序号	产状
向斜北翼产状							
1	212°∠36°	2	210°∠32°	3	203°∠20°	4	204°∠68°
5	205°∠34°	6	206°∠18°	7	240°∠8°	8	220°∠45°
9	183°∠35°						
向斜南翼产状							
1	340°∠25°	2	348°∠35°	3	350°∠68°	4	356°∠68°
5	356°∠30°	6	340°∠42°	7	12°∠35°		

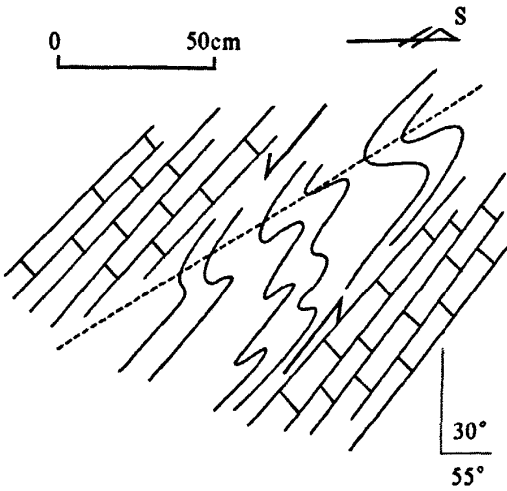


图 4.17 希里可特地区闹仓坚沟组灰岩中不协调褶皱素描

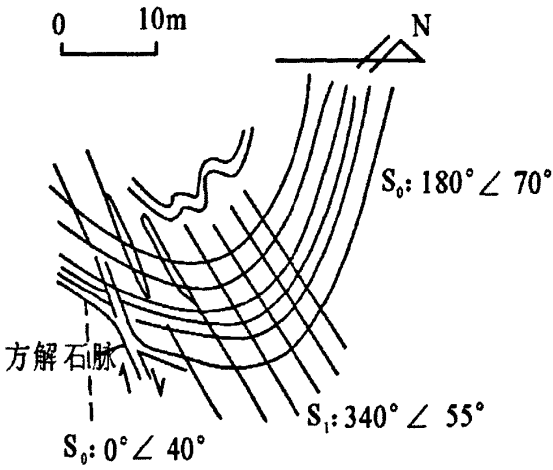
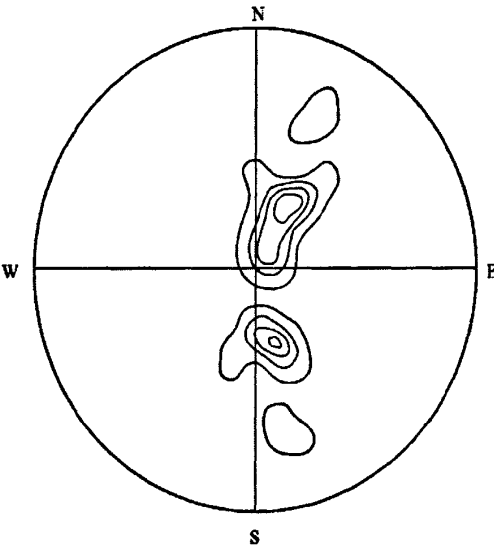


图 4.18 希里可特地区闹仓坚沟组灰岩劈理中的方解石脉



等密线: 6.25—12.5—25—25% (据 16 个产状)

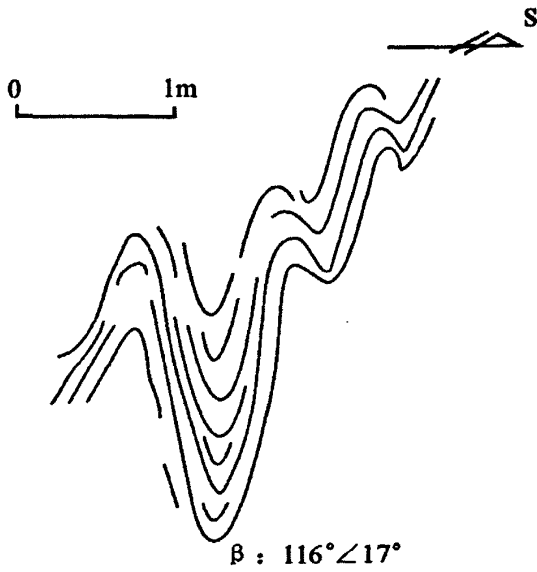


图 4.20 希里可特地区闹仓坚沟组灰岩中紧闭褶皱素描

(T_2n^8) 之上, 南翼地层被断层破坏而出露不全。向斜呈近东西向延伸, 轴面近直立。此外, 闹仓坚沟组第八岩性段 (T_2n^8) 灰岩段中发育紧闭褶皱 (图 4.20), 褶皱形态较为复杂, 局部因褶皱发育而产状多变, 但层面主体南倾 (图版 II.8)。

2. 额尾剖面 (B—B')

该剖面出露地层主要为上石炭统浩特洛洼组 (C_2ht)、中三叠统闹仓坚沟组 (T_2n)

及上三叠统八宝山组 (T₃b) (图 4.21)。

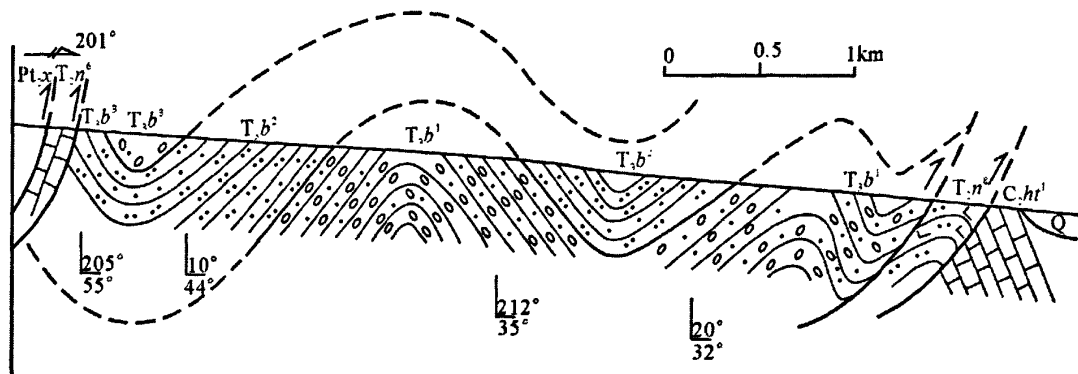


图 4.21 额尾构造剖面图

剖面北段, 沉积地层与中元古界小庙岩组 (Pt_{2x}) 呈断层接触, 该断裂 F3 在走向上具有一定规模, 为变质地层与沉积地层间的区域性边界断裂。断层通过处岩石破碎, 两盘岩性、产状均有变化, 地貌显示为负地形, 发育一宽约 5~30m 的破碎带。断层上盘为中元古界小庙岩组 (Pt_{2x}) 浅灰绿色绿泥石化黑云斜长变粒岩, 下盘为中三叠统闹仓坚沟组 (T_{2n}) 灰绿色闪长玢岩与灰—浅肉红色厚层块状灰岩, 灰岩多见碎裂状构造, 多发育劈理。断层特征主要表现为逆冲性质, 局部地区可见由于小断层错断而发育牵引小褶皱 (图 4.22)。断层走向为 NE—SW 方向, 断面倾向北东, 倾角较陡, 为 60°~65°。小庙岩组逆冲于中三叠统闹仓坚沟组地层之上, 这也说明断层活动至少在中三叠世以后。断裂 F3 下盘中三叠统闹仓坚沟组 (T_{2n}) 地层中发育一断层 F4, 断层上下盘岩性与产状均发生明显变化, 地形地貌上特征明显。断层使闹仓坚沟组第一岩性段逆冲推覆于第二岩性段之上, 断层走向为北西—南东, 断面倾向北东, 倾角较陡, 为 60°~65°。

剖面南段八宝山组 (T_3b) 与闹仓坚沟组 (T_2n) 为断层接触, 该断层 F5 产状不稳定, 但倾角一般在 60° 左右, 表现为逆冲性质的断裂, 走向为北西—南东向, 倾向为北北东方向, 倾角为 60° , 断层两盘岩石较为破碎。沿断裂向东横向追索, 发现该断裂具有正断层性质, 正断层活动明显, 造成上盘地层的牵引弯曲 (图 4.23), 出现这一现象的原因可能为后期该地处于局部拉张所形成的。该断层分割闹仓坚沟组与北部八宝山组地层, 因此其形成时代晚于晚三叠世, 主期脆性逆冲活动为印支—燕山期, 伸展正断层活动可能发生在喜山期。F5 南侧的断层可能为断层 F1 的向东延伸, 使闹仓坚沟组 (T_2n) 地层与上石炭统浩特洛洋组 (C_2ht) 呈断层接触。向西为第四系覆盖。

上三叠统八宝山组 (T_3b) 自身呈一大型宽缓复式向斜构造产出 (图版 III.3), 下伏地层为中三叠纪闹仓坚沟组 (T_2n), 两者之间为角度不整合接触。复式向斜核部出露最

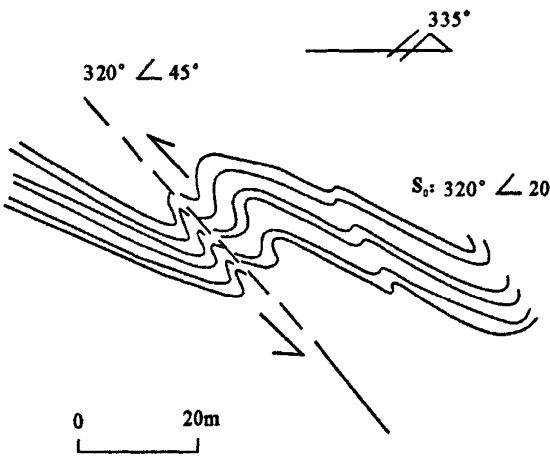


图 4.22 额尾地区闹仓坚沟组灰岩中逆断层

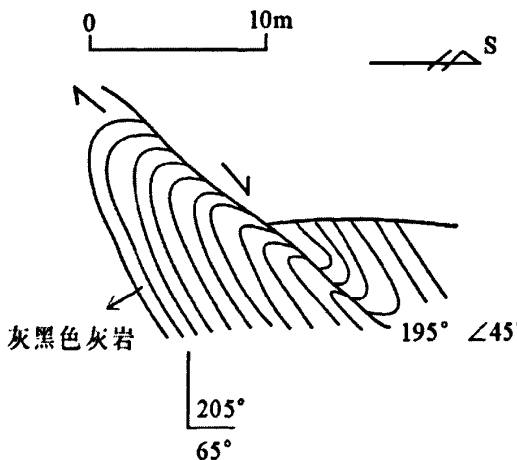


图 4.23 额尾地区闹仓坚沟组灰岩中正断层

与牵引褶皱素描图

引起的牵引褶皱

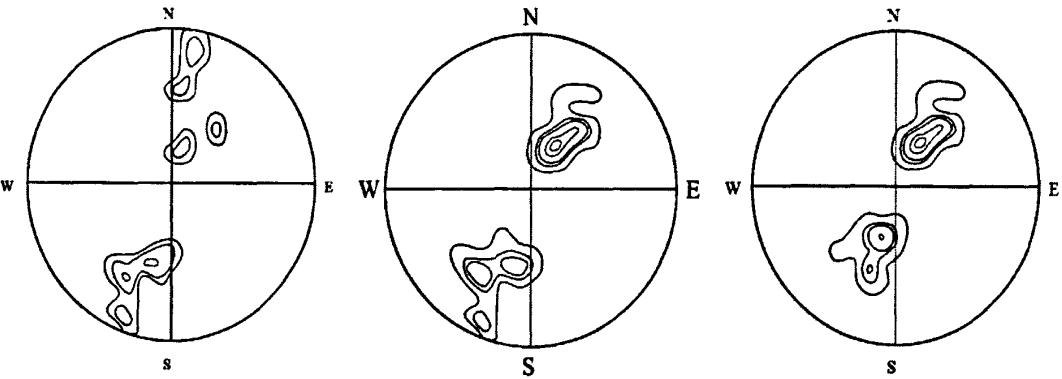
新地层为闹仓坚沟组第三岩性段，北翼地层受断层影响产状不稳定，但岩层出露齐全，南翼地层因部分地区抬升剥蚀而缺失八宝山组第三岩性段（ T_3b^3 ），其中八宝山组（ T_3b ）第2岩性段细碎屑岩中劈理极为发育（表 4.5），对岩石原生层理进行不同程度的置换，局部见铅笔构造（图版 III.4—III.5）。劈理稳定，倾向较为一致，走向为 $290\sim 300^\circ$ ，层劈交角较大。褶皱由两个次一级的向斜和次一级的背斜组成，在平面上呈近东西展布，向南西西方向不整合于中三叠统闹仓坚沟组第八岩性段（ T_2n^8 ）之上。

表 4.5 额尾地区八宝山组地层中层理与劈理产状

序号	产状		层劈夹角	序号	产状		层劈夹角
	层理（ S_0 ）	劈理（ S_1 ）			层理（ S_0 ）	劈理（ S_1 ）	
1	$205^\circ \angle 55^\circ$	$32^\circ \angle 40^\circ$	85	6	$14^\circ \angle 57^\circ$	$208^\circ \angle 44^\circ$	80
2	$216^\circ \angle 44^\circ$	$345^\circ \angle 47^\circ$	80	7	$30^\circ \angle 28^\circ$	$204^\circ \angle 76^\circ$	76
3	$347^\circ \angle 52^\circ$	$198^\circ \angle 60^\circ$	74	8	$36^\circ \angle 42^\circ$	$205^\circ \angle 70^\circ$	69
4	$350^\circ \angle 62^\circ$	$208^\circ \angle 60^\circ$	68	9	$2^\circ \angle 70^\circ$	$214^\circ \angle 76^\circ$	46
5	$25^\circ \angle 55^\circ$	$204^\circ \angle 56^\circ$	69	10	$355^\circ \angle 70^\circ$	$216^\circ \angle 60^\circ$	64

其中，额尾北侧向斜核部为上三叠统八宝山组第三岩性段（ T_3b^3 ），两翼为八宝山组第二岩性段（ T_3b^2 ），褶皱闭合，向斜轴面近直立，向北北东方向微倾，倒向南南西。褶皱轴走向为北西西，向东南方向延伸。北东翼部地层由于断层破坏而缺失大部分八宝山组第二岩性段（ T_3b^2 ）地层，南西翼地层较为完整。北东翼倾向南西方向，倾角较陡，在 $50^\circ\sim 80^\circ$ 之间，南西翼倾向北北东方向，倾角较北东翼略小，为 $50^\circ\sim 70^\circ$ （表 4.6）。经下半球赤平投影得优势产状分别为 $220^\circ \angle 42^\circ$ 和 $17^\circ \angle 38^\circ$ （图 4.24）。额尾中部背斜核部地层为上三叠统八宝山组第一岩性段（ T_3b^1 ），褶皱开阔，北东翼倾向为北北东方向，倾角较陡，为 $50^\circ\sim 70^\circ$ ；西南翼倾向南西，倾角比北东翼较为平缓，为 $30^\circ\sim 60^\circ$ ，经下

半赤平投影得优势产状分别为 $23^{\circ}/51^{\circ}$ 和 $212^{\circ}/28^{\circ}$ (图 4.25)。轴面近直立。额尾南侧向斜为一开阔褶皱,核部为上三叠统八宝山组第二岩性段 (T_3b^2),两翼倾角相近,为 $35^{\circ}\sim 60^{\circ}$,经下半球赤平投影得优势产状分别为 $18^{\circ}/30^{\circ}$ 和 $212^{\circ}/28^{\circ}$ (图 4.26)。轴面近直立。复式向斜南段,浩特洛洼组呈断夹片状产出。其中,闹仓坚沟组靠近断层部位发育一背斜构造,背斜轴面近北倾,南部相邻断层的断层面倾向相同。



等密线: 10—20—20% (据 10 个产状) 等密线: 4.17—8.33—12.5—25% (据 24 个产状) 等密线: 4.35—13.04—17.39—21.74% (据 23 个产状)

图 4.24 额尾北侧向斜两翼产状极点等密图 图 4.25 额尾中部背斜两翼产状极点等密图 图 4.26 额尾南侧向斜两翼产状极点等密图

表 4.6 额尾复式向斜次级褶皱两翼产状

序号	产状	序号	产状	序号	产状	序号	产状
额尾北侧向斜北翼产状							
1	$205^{\circ}/25^{\circ}$	2	$190^{\circ}/83^{\circ}$	3	$186^{\circ}/64^{\circ}$	4	$220^{\circ}/50^{\circ}$
额尾北侧向斜南翼产状							
1	$12^{\circ}/56^{\circ}$	2	$22^{\circ}/83^{\circ}$	3	$0^{\circ}/50^{\circ}$	4	$30^{\circ}/65^{\circ}$
5	$25^{\circ}/70^{\circ}$	6	$15^{\circ}/54^{\circ}$				
额尾中部向斜北翼产状							
1	$20^{\circ}/52^{\circ}$	2	$37^{\circ}/64^{\circ}$	3	$10^{\circ}/50^{\circ}$	4	$46^{\circ}/63^{\circ}$
5	$33^{\circ}/64^{\circ}$	6	$30^{\circ}/49^{\circ}$	7	$12^{\circ}/56^{\circ}$	8	$22^{\circ}/83^{\circ}$
9	$0^{\circ}/50^{\circ}$	10	$30^{\circ}/65^{\circ}$	11	$25^{\circ}/70^{\circ}$	12	$12^{\circ}/54^{\circ}$
额尾中部向斜南翼 (南侧向斜北翼) 产状							
1	$210^{\circ}/70^{\circ}$	2	$212^{\circ}/35^{\circ}$	3	$218^{\circ}/52^{\circ}$	4	$205^{\circ}/31^{\circ}$
5	$223^{\circ}/52^{\circ}$	6	$214^{\circ}/46^{\circ}$	7	$210^{\circ}/48^{\circ}$	8	$220^{\circ}/56^{\circ}$
9	$210^{\circ}/35^{\circ}$	10	$195^{\circ}/30^{\circ}$	11	$200^{\circ}/60^{\circ}$	12	$201^{\circ}/41^{\circ}$
额尾南侧向斜南翼产状							
1	$25^{\circ}/51^{\circ}$	2	$20^{\circ}/60^{\circ}$	3	$25^{\circ}/36^{\circ}$	4	$15^{\circ}/60^{\circ}$
5	$15^{\circ}/45^{\circ}$	6	$0^{\circ}/39^{\circ}$	7	$20^{\circ}/25^{\circ}$	8	$15^{\circ}/37^{\circ}$
9	$18^{\circ}/38^{\circ}$	10	$30^{\circ}/36^{\circ}$	11	$27^{\circ}/53^{\circ}$		

3. 璦木浑牙马托剖面 (F—F')

璦木浑牙马托出露的最新地层为下侏罗统羊曲组 (J_{1y})，最老地层为上石炭统浩特洛洼组 (C_{2ht})，呈断夹块形式出现，夹持于上三叠统八宝山组 (T_{3b}) 和下侏罗统羊曲组中 (J_{1y}) 之间 (图 4.27)。

在此剖面中出露多条断裂面，其中发育有 2 条规模较大的逆冲断裂 F1 和 F2，控制上石炭统浩特洛洼组 (C_{2ht}) 的分布，致使不同时代的地层呈类似叠瓦状产出，断裂走向北西—南东，倾向北东，倾角估计在 60—70°之间。F1 和 F2 断裂特征明显，两侧岩石都发生了强烈的变形，产状陡立，破碎较为强烈。远离断层，岩层的产状逐渐变缓。F1 断裂北侧的八宝山组 (T_{3b}) 中劈理构造尤为发育，其中劈理受岩性控制明显，主要发育在薄层状粉砂岩及粉砂质泥岩碎屑岩中，劈理密集、平直，与层面交角较大，在

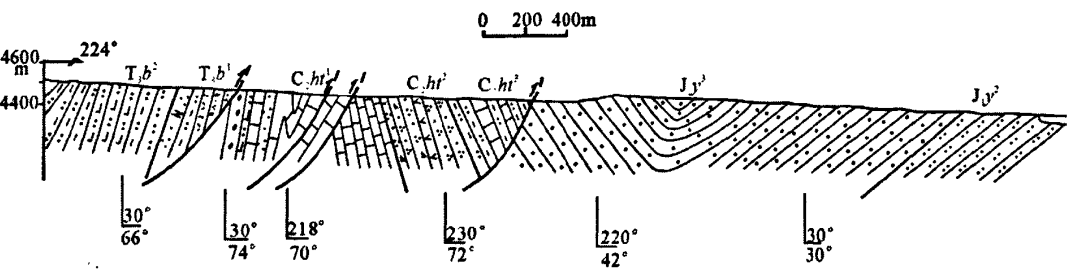


图 4.27 璦木浑牙马托构造剖面图

70°~80°之间。而在厚层砂砾岩和砾岩层中基本上不发育或着发育极为稀疏，粉砂岩中劈理主体南倾，不同构造部位劈理与层理交角有所不同 (表 4.7)。剖面起点处，层理与劈理近乎垂直，二者交角介于 80°~90°，表明其位于褶皱转折端部位。向南远离转折端，层劈交角呈现逐渐变小的趋势。八宝山组 (T_{3b}) 地层逆冲推覆于上石炭统浩特洛洼组 (C_{2ht}) 之上，说明断层 F1 形成于晚三叠世，而浩特洛洼组 (C_{2ht}) 地层逆冲于下侏罗统羊曲组 (J_{1y}) 之上也说明断层 F2 至少在早侏罗世活动过。

表 4.7 璦木浑牙马托地区八宝山组地层中劈理统计

序号	产状		层劈 夹角	序号	产状		层劈 夹角
	层理 (S ₀)	劈理 (S ₁)			层理 (S ₀)	劈理 (S ₁)	
1	15°∠10°	210°∠70°	80	8	32°∠74°	212°∠46°	60
2	27°∠46°	202°∠53°	81	9	38°∠49°	212°∠78°	53
3	30°∠66°	205°∠35°	79	1	5°∠48°	195°∠60°	73
4	36°∠78°	228°∠53°	52	11	220°∠70°	45°∠70°	40
5	30°∠74°	165°∠41°	76	12	238°∠65°	58°∠79°	36
6	40°∠65°	215°∠63°	52	13	345°∠30°	180°∠73°	78
7	42°∠88°	158°∠59°	69				

受控于 F1 和 F2 之间的浩特洛洼组 (C_2ht) 地层中也发育了两条规模较小的次级断裂, 将地层错断破坏。断裂特征表现为逆冲性质, 断层面倾向北东, 倾角较大, 为 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 。内部发育一些露头尺度的褶皱构造, 总体形成较复杂形态, 与其南侧的早侏罗羊曲组中的宽缓褶皱形成鲜明对照。褶皱走向总体与断夹块的构造走向一致, 褶皱类型为中常褶皱, 轴面近直立, 岩石厚度及能干性控制了褶皱的基本形态, 中厚层灰岩转折端一般较圆滑, 为等厚褶皱, 粉砂岩褶皱转折端较尖棱, 为顶厚褶皱。这种构造样式与宝日禾日俄沟洪水川组地层中的构造变形极为相似。下侏罗统羊曲组 (J_{ly}) 中发育一开阔向斜 (图版 III.6), 轴面近直立。褶皱轴向为北西西—南东东, 向北西方向延伸至研究区外, 向南东方向被一断层错断并为第四系覆盖。北东翼部产状较陡, 倾向南西方向, 倾角在 $50^{\circ}\sim 80^{\circ}$, 西南翼部倾向北东, 倾角较为宽缓, 为 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ (表 4.8)。经下半球赤平投影得优势产状分别为 $225^{\circ}\angle 38^{\circ}$ 和 $35^{\circ}\angle 28^{\circ}$ (图 4.28)。褶皱构造轴迹总体与断夹块的构造走向一致, 主要与中、晚侏罗世持续的区域挤压作用有关。

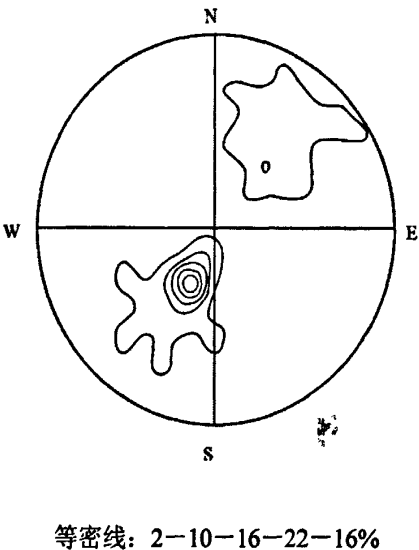


图 4.28 瑞木浑牙马托褶皱下侏罗统羊曲组向斜两翼产状极点等密图

表 4.8 下侏罗统羊曲组向斜北翼产状

序号	产状	序号	产状	序号	产状	序号	产状
向斜北翼产状							
1	$238^{\circ}\angle 54^{\circ}$	6	$235^{\circ}\angle 84^{\circ}$	11	$198^{\circ}\angle 49^{\circ}$	16	$200^{\circ}\angle 61^{\circ}$
2	$225^{\circ}\angle 39^{\circ}$	7	$220^{\circ}\angle 50^{\circ}$	12	$200^{\circ}\angle 61^{\circ}$	17	$215^{\circ}\angle 51^{\circ}$
3	$220^{\circ}\angle 70^{\circ}$	8	$210^{\circ}\angle 78^{\circ}$	13	$215^{\circ}\angle 51^{\circ}$	18	$192^{\circ}\angle 71^{\circ}$
4	$210^{\circ}\angle 60^{\circ}$	9	$220^{\circ}\angle 70^{\circ}$	14	$200^{\circ}\angle 70^{\circ}$		
5	$225^{\circ}\angle 40^{\circ}$	10	$214^{\circ}\angle 48^{\circ}$	15	$230^{\circ}\angle 62^{\circ}$		
向斜南翼产状							
1	$20^{\circ}\angle 33^{\circ}$	9	$50^{\circ}\angle 45^{\circ}$	17	$4^{\circ}\angle 54^{\circ}$	25	$60^{\circ}\angle 60^{\circ}$
2	$29^{\circ}\angle 39^{\circ}$	10	$15^{\circ}\angle 40^{\circ}$	18	$35^{\circ}\angle 40^{\circ}$	26	$27^{\circ}\angle 15^{\circ}$
3	$30^{\circ}\angle 40^{\circ}$	11	$23^{\circ}\angle 50^{\circ}$	19	$22^{\circ}\angle 30^{\circ}$	27	$25^{\circ}\angle 46^{\circ}$
4	$40^{\circ}\angle 38^{\circ}$	12	$35^{\circ}\angle 40^{\circ}$	20	$40^{\circ}\angle 35^{\circ}$	28	$22^{\circ}\angle 30^{\circ}$
5	$35^{\circ}\angle 30^{\circ}$	13	$22^{\circ}\angle 30^{\circ}$	21	$31^{\circ}\angle 41^{\circ}$	29	$25^{\circ}\angle 70^{\circ}$
6	$40^{\circ}\angle 35^{\circ}$	14	$15^{\circ}\angle 40^{\circ}$	22	$30^{\circ}\angle 30^{\circ}$	30	$20^{\circ}\angle 20^{\circ}$
7	$44^{\circ}\angle 70^{\circ}$	15	$15^{\circ}\angle 30^{\circ}$	23	$32^{\circ}\angle 13^{\circ}$	31	$5^{\circ}\angle 30^{\circ}$
8	$30^{\circ}\angle 60^{\circ}$	16	$23^{\circ}\angle 50^{\circ}$	24	$32^{\circ}\angle 26^{\circ}$	32	$40^{\circ}\angle 60^{\circ}$

结合该区三条剖面, 不难看出, 该区构造变形以不整合面 III 为界, 不整合面之下地

层次级褶皱发育,褶皱变形以紧闭—中常褶皱为主,走向近东西向,轴面北倾;不整合面之上褶皱变形以宽缓的开阔褶皱为主,次级褶皱不发育。夹持于断裂之间的上石炭统地层,褶皱较为紧闭,和与其相邻的下侏罗统羊曲组地层的宽缓褶皱形成鲜明的对比。

综上所述,可以初步发现,研究区晚古生代—早中生代地层中,无论时代早晚,区域尺度上的大型褶曲均以中常—开阔褶皱为主,轴面近直立。而次级褶皱则呈现出不同尺度、不同样式,褶皱尺度大到数百米,小到几厘米,褶皱样式可见等厚褶皱,顶厚褶皱,转折端圆滑和尖棱等,且次级褶皱多发育在早中三叠世地层中。区内断裂大体分为两组,其中一组走向近东西,性质以逆冲断裂为主,另一组则为 NE—SW 向,以逆冲为主且伴有左行走滑。断裂切穿不同时代的地层,对褶皱造成了不同程度的破坏,可见其形成时代至少在早侏罗世之后活动过。

4.2 研究区晚古生代—早中生代地层构造序列的划分

构造样式是由各种相互关联的构造组合构成的。构造样式不是一次构造运动的结果,而是多期构造运动共同作用的结果,且同一期构造运动在不同阶段和不同部位所产生的局部构造应力场也不相同。本区在晚古生代—早中生代经历了多期构造变形的叠加,变形样式、变形强度等方面明显的差异反映了它们是在不同构造层次、不同变形环境及变形机制下发育起来的,因此,构造变形序列的研究对进一步理清该区的构造运动的发展以及解释现今的构造格局就显得至关重要了。结合路线及剖面资料,以角度不整合面为界,将研究区晚古生代—早中生代分为四个构造变形阶段:中二叠世晚期—晚二叠世早期、中三叠世晚期—晚三叠世早期、中晚侏罗世、白垩纪,其中每个阶段分别对应了不同的构造样式。

石炭系地层在研究区以断夹块形式出现,地层内部褶皱构造发育,且以紧闭褶皱为主,走向近东西向,轴面北倾。

上二叠统一—中三叠统地层构造变形以近东西向的紧闭—中常褶皱为主,地层整体构成一东段扬起的复式向斜,为宽缓的开阔褶皱,走向近东西向。地层中次级褶皱为中常—紧闭褶皱,褶皱轴迹与主褶皱近一致,为 SEE—NWW 走向,轴面倾角差别较大,多发育斜歪或倒转褶皱,轴面一般倾向北北东向。经过初步解析,露头尺度的次级褶皱为该阶段的主要变形构造,该阶段以不整合面Ⅲ为界,表明其变形时代的上限为晚三叠世。

上三叠统一—下侏罗统构造变形以 NWW—SEE 的褶皱为主,褶皱以平缓—开阔褶皱为特征,轴面近北倾。

中侏罗世至古近纪地层沉积前,形成了研究区内一系列近东西向的逆冲断层,对前

期的褶皱形成了不同程度的破坏，使上石炭统逆冲推覆于新地层之上。该阶段东昆仑地区继续抬升，造成东昆仑地区晚侏罗世地层与白垩纪地层广泛缺失，使得古近系地层多不整合三叠系之上。

构造之间的叠加、改造与控制关系，是鉴定变形事件相对顺序的主要依据。本区的沉积岩层经历了多期次的构造发展过程，构造样式繁多，变形复杂。综合考虑区域内地层接触关系，褶皱构造样式，断层之间复合关系，通过进一步的解析，本文将阿拉克湖—红水川地区晚古生代—早中生代沉积地层的构造变形序列恢复为以下四期（表 4.9）：

表 4.9 研究区构造变形序列划分表

变形 序列	构造变形阶段	变形特征（现今构造样式）	变形机制
D4	白垩纪	形成一系列近东西向的逆冲—走滑断裂	逆冲、走滑
D3	中晚侏罗世	八宝山组—羊曲组 NWW—SEE 向的轴面近直立的等厚宽缓褶皱	南北向挤压
D2	中三叠世晚期—晚三叠世早期	洪水川组—闹仓堡沟组的 NW—SE 向或 NWW—SEE 向紧闭—倒转褶皱	自北向南逆冲变形
D1	早二叠世—晚二叠世早期	石炭系地层 NWW—SEE 向紧闭褶皱	自北向南逆冲变形

第五章 构造变形运动学特征及动力学分析

5.1 研究区构造变形的运动学特征

研究区总体以褶皱变形和断裂构造为主,褶皱主要表现为浅层褶皱与深层褶皱叠加,形成复合型的向斜构造,褶皱轴迹与造山带构造线平行。通过各个小区主要构造单元的几何学和运动学特征,结合主要构造界面的特征,综合分析了研究区的运动学特征。

晚古生代一早中生代沉积地层整体成一东端扬起的巨大的复式向斜构造,以不整合面Ⅲ(晚三叠统八宝山组与下伏地层之间的角度不整合)为界,不整合面以下地层主要为中下三叠统,次级褶皱极为发育,枢纽为 SWW—NEE,褶皱样式以紧闭—中常褶皱为主,地层中局部地段可见倒转褶皱,轴面多为北倾,表明存在自北向南的逆冲与挤压;不整合面之上为上三叠统一下侏罗统为主,褶皱以开阔褶皱为主。其中,呈断夹块存在的上石炭统褶皱发育,褶皱样式与中下三叠统极为相似,多为紧闭褶皱,转折端为尖棱和圆滑并存,轴面北倾,与下侏罗统的反映南北向的收缩挤压作用明显不同。

区内断裂构造极为发育,以平行构造线的逆冲断裂为主,常发育在背斜核部或背斜与向斜过渡的翼部,横穿中三叠统一下侏罗统,使褶皱构造遭到不同程度的破坏,断裂附近的地层发生了明显的挤压逆冲变形。断裂多为逆冲断层,断面总体较平直,部分舒缓波状,倾向 NNE,倾角多在 50° 左右,断裂主体呈单冲式,剖面上呈叠瓦扇状组合。断层带内构造岩主要为断层角砾岩、碎裂岩、碳化断层泥及碳质构造片岩等,发育不对称揉皱、擦痕、阶步等运动学标志,显示断层为由北北东向南南西方向逆冲的推覆构造。从断裂两侧发育的次级褶皱的运动指向可以看出,局部出现正断层,可能与造山后期局部的伸展拉张有关。除此之外,还可见到 SW—NE 方向的平移断裂系,从断裂两侧的地层分布可以看出,该断裂系存在明显的左行走滑。

研究区的软弱岩层中皆发育轴面劈理,轴面劈理形成于褶皱作用过程的中晚期阶段,是强烈压扁作用和剪切流变的结果。有限应变测量表明,劈理一般垂直于最大缩短方向,平行于压扁面,即平行于应变椭球体的 XY 主应变面。在变形岩石中,与褶皱同期发育的绝大多数劈理都大致平行于褶皱轴面(图 3.24)。强弱岩层相间的褶皱和岩系中,劈理以不同角度与层面相交,形成劈理的折射现象。紧闭褶皱中,劈理与轴面几乎一致,与褶皱两翼近于平行,仅在转折端处,劈理与层理呈大角度相交或近垂直,充分表明劈理垂直于最大压缩方向。据统计,研究区劈理走向多为近东西向,也很好的佐证了研究区存在着近南北向的收缩挤压。

通过构造几何学特征及运动学特征分析,可以看出,区内的构造变形是在区域碰撞

造山的挤压收缩作用下形成发育的。许志琴等（2001）认为“东昆仑南缘”转换挤压构造带是由巴颜喀拉地体向北漂移，洋壳俯冲于东昆仑地体之下，洋壳消减，地块碰撞造山而发展演化的（图 5.1）。这也很好的解释了逆冲断层所伴有的左行走滑性质。

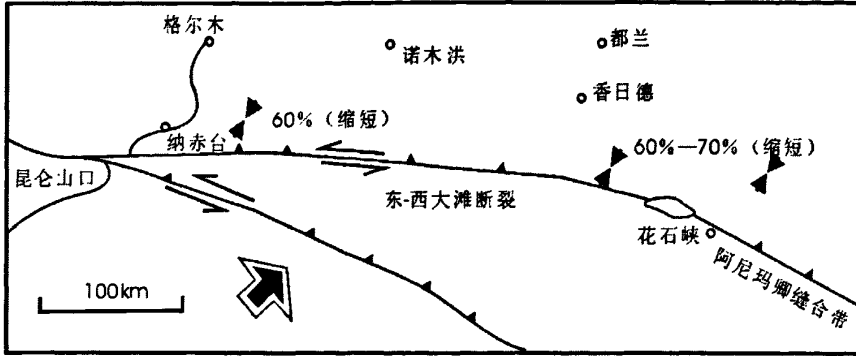


图 5.1 东昆仑南缘转换挤压构造带略图（据许志琴等，2001）

5.2 动力学分析

构造变形的动力学条件分析，主要是对其主应力方位的推导。本文通过褶皱两翼优选产状，结合赤平投影计算并求得形成时主应力方位（黄继钧，2001）。

据褶皱两翼优选产状，利用下列公式可求的其形成时最大主应力方位如表 5.1、表 5.2 所示。

$$\varphi = 180^\circ + \arctg \frac{\sin \theta_1 \sin \omega_1 - \sin \theta_2 \sin \omega_2}{\sin \theta_1 \cos \omega_1 - \sin \theta_2 \cos \omega_2}$$

$$\delta = 90^\circ - \arccos \frac{\cos \theta_1 - \cos \theta_2}{2 \cos \left\{ \frac{180^\circ - \arccos [\sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos (\omega_2 - \omega_1) + \cos \theta_1 \cos \theta_2]}{2} \right\}}$$

其中， φ 为最大主应力倾伏向， δ 为最大主应力倾伏角， ω_1 、 ω_2 、 θ_1 、 θ_2 为褶皱两翼产状。

可以发现，大尺度褶皱存在两组最大主应力方向：中下三叠统褶皱最大主应力方向为近水平的南北向展布，上三叠统一下侏罗统的最大主应力为近水平，SSW—NNE 向展布，显示大尺度的褶皱变形与南北向的挤压有关。

表 5.1 晚古生代—早中生代地层大尺度褶曲特征

构造部位		褶皱两翼产状		两翼夹角	形成时最大主应力	
下侏罗统羊曲组向斜		35°∠28°	225°∠38°	114°	221°	5°
额尾晚三叠统复式向斜	北侧向斜	17°∠38°	220°∠42°	102°	209°	2°
	中部背斜	23°∠51°	212°∠28°	102°	206°	12°
	南侧向斜	18°∠30°	212°∠28°	123°	205°	1°
中三叠统希里可特组向斜		340°∠29°	205°∠24°	131°	180°	3°
科科可特中下三叠统向斜		5°∠32°	182°∠50°	108°	183°	9°

表 5.2 洪水川组地层中次级褶皱形成时应力状态

序号	褶皱两翼产状		两翼夹角	形成时最大主应力		备注
1	332°∠62°	140°∠71°	48°	145°	5°	近东西向
2	140°∠71°	305°∠50°	61°	135°	11°	
3	351°∠48°	338°∠52°	11°	269°	17°	
4	330°∠50°	336°∠67°	18°	183°	55°	
5	317°∠60°	300°∠63°	15°	224°	10°	
6	345°∠40°	150°∠50°	89°	157°	5°	
7	150°∠50°	347°∠42°	89°	157°	4°	
8	315°∠35°	150°∠40°	74°	143°	3°	
9	150°∠40°	328°∠40°	80°	149°	0°	
10	325°∠53°	152°∠51°	76°	148°	1°	
11	150°∠70°	325°∠61°	49°	148°	5°	
12	325°∠60°	165°∠62°	54°	155°	1°	
13	320°∠60°	325°∠35°	25°	130°	47°	
14	345°∠53°	180°∠52°	76°	165°	10°	
15	180°∠52°	325°∠34°	81°	172°	0°	
16	160°∠82°	352°∠73°	28°	166°	5°	
17	5°∠40°	5°∠25°	15°	185°	32°	
18	320°∠37°	175°∠48°	80°	168°	4°	
19	175°∠48°	340°∠40°	87°	167°	0°	
20	340°∠40°	175°∠40°	79°	160°	6°	
21	340°∠26°	160°∠37°	63°	147°	5°	
22	160°∠37°	310°∠27°	62°	160°	6°	
23	310°∠49°	225°∠50°	62°	178°	1°	
24	321°∠70°	145°∠65°	45°	143°	3°	
25	145°∠65°	305°∠85°	36°	155°	10°	
26	270°∠45°	120°∠40°	81°	104°	3°	近北东向
27	120°∠40°	290°∠62°	78°	114°	11°	
28	335°∠20°	310°∠47°	30°	110°	6°	

宝日禾日俄向斜中下三叠统闹仓坚沟组 (T_{2n}) 及洪水川组 (T_{1h}) 地层中发育大量的次级褶皱。结合宝日禾日俄及察汗禾勒戈实测剖面, 对中下三叠统 28 个次级褶皱进行统计并计算 (表 5.2), 发现露头尺度的小褶皱中主要存在三组最大主应力方位:

一组为低角度倾伏，近南北向或 NNW—SSE 向展布，与早三叠世巴颜喀拉地块沿阿尼玛卿缝合带向昆仑地块由南向北俯冲有关，并形成了部分倒转—斜歪褶皱；一组为近水平，近南北向或 NNW—SSE 向展布，与南北向的挤压有关，形成大尺度褶皱的最大主应力方位一致；另外一组为近水平，东西向展布，可能与后期东昆南断裂的左行走滑有关。

综合大小尺度褶皱的最大主应力方位可以看出（图 5.2），研究区晚古生代—中生代的地层的构造变形存在不同期次褶皱共轴的叠加，轴迹以近东西向为主，地层由新到老，构造变形叠加的期次越多，变形也就越强烈。这也很好的印证了中下三叠统多以紧闭斜歪褶皱为主，而上三叠统一下侏罗统多以开阔褶皱为主。

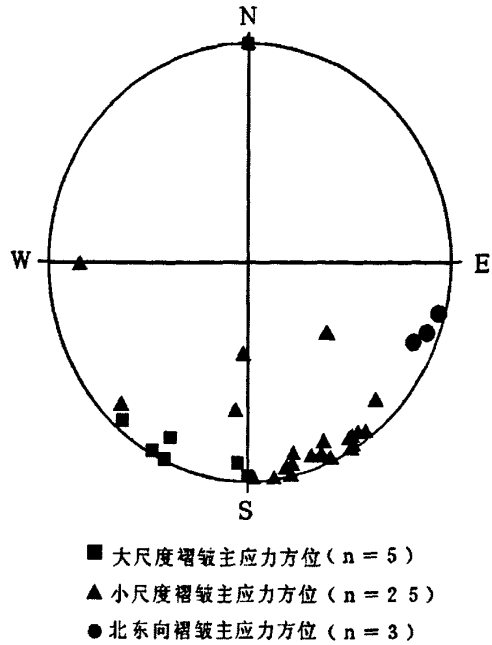


图5.2 研究区褶皱最大主应力主应力赤平投影（下半球投影）

第六章 东昆仑阿拉克湖—红水川地区晚古生代—早中生代构造演化

东昆仑造山带主造山期为加里东期,晚古生代—早中生代期间由于南侧古特提斯洋的打开、扩张、俯冲消减、碰撞作用等,使整个东昆仑造山带明显受到了晚古生代晚期—早中生代复合造山作用的叠加改造,是一个具有复杂演化历史的复合造山带。

东昆仑地区在早古生代经历了从裂谷—小洋盆—岛弧—前陆盆地的构造演化后,于早古生代末完成俯冲碰撞造山。早古生代晚期的碰撞造山作用造成东昆仑地块内早古生代地层普遍发生绿片岩相区域变质作用和深层次构造变形作用,伴随着早古生代纳赤台岩群的变质变形作用,为早古生代花岗岩所侵入,并被上泥盆统牦牛山组陆相砂砾岩及火山岩不整合覆盖,标志着早古生代造山运动的结束。晚古生代,东昆仑地区进入新的沉积—构造演化旋回,以石炭系、二叠系和三叠系沉积最为重要,分布广泛,厚度大,岩相变化复杂。上泥盆统牦牛山组在格尔木到昆仑山口的路线上零星分布,主要为陆相火山碎屑岩和火山岩,研究区未见出露。二叠系在区域上的认识争议较大,以下二叠统为主,而且变化复杂,变形强烈,原生沉积标志破坏殆尽,沉积环境较难恢复;三叠系在区域上变化较大。由于阿尼玛卿古特提斯洋盆俯冲产生古特提斯的弧沟系,三叠系地层产生具有向南造山极性的强烈褶皱和断裂,并叠置在早古生代造山带之上,形成典型的复合叠覆造山带,并伴随大量三叠纪碰撞型花岗岩的侵位(许志琴等,2006)。东昆南晚古生代地层与早古生代变质地层强烈的变形变质相比较,基本未发生变质或发生很低级的变质作用,变形多为浅层次的褶皱变形和断裂构造,显示与下古生界截然不同的构造样式。

1. 洋盆扩张阶段

早古生代末的加里东碰撞造山运动,使早古生代洋盆闭合,昆仑地区再次焊接为统一块体,整体抬升为陆,作为造山运动的沉积响应,在结合带的山前地区形成早—中泥盆世沉积,到晚泥盆世在东昆仑北部形成以牦牛山组为典型的伸展型磨拉石建造,是晚古生代盆地演化开始的标志。东昆仑造山带泥盆纪是加里东造山旋回向海西造山旋回转换的关键阶段,加里东碰撞造山和其后的伸展裂陷等记录均存在于晚泥盆世沉积地层中,东昆仑造山带晚泥盆世时总体处于伸展背景下的拉张环境(张进等,2003)。

东昆仑造山带晚古生代洋盆发育的典型时期为石炭纪,石炭纪总体处于伸展裂陷的大地构造背景。东昆北为活动边缘裂谷,大部分区域为滨浅海相沉积,局部为半深海及火山盆地相沉积;东昆中大部分地区为洋岛或水下隆起,洋岛主要为剥蚀区,水下隆起

部分主要为滨浅海相沉积,局部地区为碳酸盐岩台地,阿尼玛卿一线为有限洋盆(陈守建等,2008)。此阶段,在研究区南侧布青山地区形成了哈尔郭勒蛇绿岩,并获得其中辉长岩锆石年龄是 $332.8 \pm 3.1\text{Ma}$,为早石炭世(刘战庆等,2011),说明晚古生代泥盆纪—石炭纪东古特提斯洋在东昆仑南缘地区强烈拉张裂解,出现了洋壳,并向两侧扩张,同时在洋底出现洋岛,于二叠纪时形成较宽阔的大洋,该洋可能就是古特提斯洋域北缘的分支洋盆。在东昆南断裂以北的东昆南构造带为滨浅海相盖层沉积,东昆南断裂以南布青山—阿尼玛卿地区出现哈尔郭勒、浩特洛洼组及马尔争组的斜坡相复理石建造、基—中性火山岩建造,代表洋壳的蛇绿岩等。

2. 洋壳俯冲阶段

晚二叠世末—中三叠世,阿尼玛卿洋开始向北俯冲消减,产生了在空间上成对分布的洋中脊型火山岩—蛇绿岩带与弧岩浆岩带,这种成对型的时空分布极性特点指示阿尼玛卿洋向北俯冲,俯冲消减造成东昆南构造带混杂岩的广泛分布,岩浆活动以花岗质岩浆侵入活动为主,集中发育在东昆北岩浆弧带,本次研究测得哈拉尕吐花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 256Ma (孙雨等,2010)。代表俯冲作用的直接标志是晚二叠世具有底砾岩特征的格曲组与中下二叠统马尔争组或树维门科组之间的角度不整合接触关系。在东昆南地体活动陆缘一侧大范围形成下三叠统的洪水川组和中三叠统的闹仓坚沟组弧前盆地沉积。中三叠世末期,近 SN 向的强烈的俯冲挤压导致以近东西向的褶皱构造为主伴有冲断构造,研究区内主要表现为早—中三叠世及其更老的地层构造变形强烈,岩石中广泛发育轴面劈理或层间劈理,且对层理有不同程度的构造置换。

3. 陆—陆碰撞造山阶段

中三叠世末东昆仑地区阿尼玛卿洋已经闭合,开始陆—陆碰撞造山,晚三叠世—早侏罗世(230Ma — 190Ma),东昆南部分地区发育有陆相火山盆地及陆相含煤碎屑岩盆地,沉积晚三叠世八宝山组、鄂拉山组和早侏罗世羊曲组,另一些地区则发生缓慢的隆升剥蚀,晚三叠世的印支运动几乎遍及整个青藏高原,范围广,强度大,使下、中三叠统全面褶皱,并被上覆地层不整合覆盖(下三叠统八宝山组与中三叠统闹仓坚沟组之间的角度不整合),南北向持续的挤压使上三叠统及下侏罗统形成开阔褶皱。东昆南断裂在 A 型俯冲作用下,造成滑脱推覆带(古风宝,1994),研究区临近地区,东昆北地体红石山一带印支期花岗岩的侵入和上二叠统格曲组向北推覆于中三叠统闹仓坚沟组之上;西藏大沟北部表现有明显的逆冲推覆特征,树维门科组灰岩由南向北逆冲推覆于马尔争组之上,形成飞来峰。

4. 陆内演化阶段

早侏罗世晚期，持续的挤压形成研究区内近东西向的逆冲断裂，东昆仑地区继续抬升，造成东昆仑地区晚侏罗世地层与白垩系地层广泛缺失，使得古近系地层多不整合于三叠系之上。新生代由于印藏碰撞造山，研究区作为青藏高原的组成部分，整体隆升为高原，并发生新生代构造活动。

结 语

1.主要结论及认识

本论文以板块构造学说和大陆动力学的最新成果及理论为学术指导思想,运用构造解析学与现代构造地质学的理论和研究方法,从地质实际出发,在收集大量野外及室内构造地质数据的基础上,以研究区晚古生代一早中生代沉积地层及其构造变形为研究对象,进行构造的几何学、运动学和变形序列研究,取得了如下成果和认识:

1.在岩石地层方面,深化了研究区的晚古生代一早中生代沉积地层的认识,通过野外地质填图及剖面的测制,结合前人研究资料,基本建立了本区的地层序列。本区出露的晚古生代-早中生代沉积地层由老到新为:下石炭统哈拉郭勒组(C_1hl);上石炭统浩特洛洼组(C_2ht);树维门科组(C_2P_1sh);上二叠统格曲组(P_3g);二叠系马尔争组(Pm);下三叠统洪水川组(T_1h);中三叠统闹仓坚沟组(T_2n);中三叠统希里可特组(T_2x);上三叠统八宝山组(T_3b);下侏罗统羊曲组(J_1y)。

2.通过对研究区中三叠统闹仓坚沟组与下三叠统八宝山组之间沉积地层构造变形、沉积环境等方面的研究,明确了两者之间的角度不整合关系对研究东昆南构造带乃至整个东昆仑造山带在该时期的造山过程及其构造演化与动力学背景中所具有的重要意义。

3.通过对研究区的晚古生代一早中生代地层变形特征的研究,结合区域上不同地层的接触关系,将不同世代、期次的构造样式(紧闭倒转褶皱,斜歪褶皱,等厚宽缓褶皱)进行划分,建立了构造变形序列。

4.东昆仑阿拉克湖—红水川地区的构造样式从晚古生代至今经历了长期的构造演化。研究区褶皱构造和断裂构造较为醒目,构造线主体方向为SWW—NEE向,构成了该区的基本构造格架。构造变形主要是在俯冲碰撞阶段以及造山后形成的。早二叠世末—中三叠世阶段,阿尼玛卿洋向东昆仑地块之下俯冲消减,近南北向的挤压及后期的构造强化,造成了区内下中三叠统的褶皱变形;中三叠世末—早侏罗世,陆陆碰撞造山,形成了下三叠统与下伏地层的区域不整合,近南北向的挤压形成了上三叠统及下侏罗统的开阔褶曲。

2.存在的问题

尽管对研究区的构造变形特征及其演化进行了较为详尽的研究,仍存在部分问题有待解决和进一步深化研究。存在的一些不足之处,表现在以下几个方面:

1.本课题的研究在东昆南的沉积岩区,较为系统的野外调查仅在2009年下半年完

成，由于时间、地理环境等因素对研究区的某些地质特征未能更进一步了解，有些构造现象测量的不够系统，比如区内一些小断层的产状，褶皱轴面等，进而对一些问题的认识不够深刻。

2.对研究区的一些构造特征多数仅限于宏观的描述，缺乏必要的显微构造的研究，没能很好的做到宏观现象与微观特征相结合。

参考文献

- [1] Blisniuk P M, Hacker B R, Glodny J, et al. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5 Myr ago[J]. *Nature*, 2001, 412: 628—632.
- [2] Bian Q T, Li D H, Pospelov I, et al. Age, geochemistry and tectonic setting of Buqingshan ophiolites, north Qinghai—Tibet Plateau, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2004, 23: 577—596.
- [3] Chen B W, Wang Y B. Some Characteristics of Orogenic Belts in Qinghai—Tibet Plateau[J]. *Journal of Southeastern Asian Earth Sciences*, 1996, 13: 237—242.
- [4] Coleman R G. Tectonic setting for ophiolites in Oman[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1981, 86: 2491—2508.
- [5] Davis, G H, Reynolds S J. *Structural Geology of Rocks and Regions*[M]. John Wiley & Sons, Inc, 1996.
- [6] Einsele G, Ricken W, Seilacher A, et al. *Cycles and events in stratigraphy*[M]. Springer—Verlag, 1991.
- [7] G. 威尔逊, J. W. 科斯格罗夫. 小型地质构造[M]. 马万钧等译. 北京: 地质出版社, 1989.
- [8] Mattaner. M. 地壳变形[M]. 孙坦等译. 北京: 地质出版社, 1984.
- [9] Matte P, Tapponnier P, Arnaud N, et al. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 142: 311—330.
- [10] Nicolas A. 构造地质学原理[M]. 嵇少丞等译. 北京: 石油工业出版社, 1989.
- [11] Ramsay. J G, 等, 现代构造地质学方法: (一) 应变分析; (二) 褶皱和断裂[M]. 刘瑞询等译. 北京: 地质出版社, 1991.
- [12] Song S G, Zhang L F, Niu Y, et al. Evolution from oceanic subduction to continental collision: a case study of the Northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data[J]. *J Petrol*, 2006, 47: 435—455.
- [13] Suppe J. *Principles of Structural Geology*[M]. Engle—wood Cliffs N J: Printice—Hall, Inc., 1985: 341—367.
- [14] Twiss R J, Moores E M. *Structural Geology*[M]. New York: W H Freeman and Company, 1992: 238—261.
- [15] Twiss R J. Theory and applicability of a recrystallized grain size palaeopiezometer

- [J]. Pure Appl. Geophys. 1977, 115: 227—244.
- [16] Van Der Woerd J, Ryerson F J, Tapponnier P, et al. Uniform slip—rate along the Kunlun fault : implications for seismic behaviour and large-scale tectonics[J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27 (16) : 2353—2356.
- [17] Wemer P R . Developments in sequence stratigraphy:foreland and cratonic basin[J]. AAPG Bull. , 1992, 26 (7) : 965~982.
- [18] 柏道远, 熊延望, 陈建超, 等. 青海银石山地区巴颜喀拉前陆盆地构造变形特征及动力学机制[J]. 沉积与特提斯地质, 2003, (04): 71—78.
- [19] 蔡雄飞, 罗中杰, 刘德民, 等. 东昆仑三叠系一个不可忽视的地层单位—希里可特组[J]. 地质学杂志, 2008, 32 (4): 374—380.
- [20] 陈能松, 何蕾, 王国灿, 等. 东昆仑造山带早古生代变质峰期和逆冲构造变形年代的精确限定[J]. 科学通报, 2002, (08): 628—631.
- [21] 陈守建, 李荣社, 计文化, 等. 昆仑造山带早—中泥盆世沉积特征及盆地性质探讨[J]. 沉积学报, 2008, (04): 641—551.
- [22] 陈守建, 李荣社, 计文化, 等. 昆仑造山带二叠纪岩相古地理特征及盆山转换探讨[J]. 中国地质, 2010, (02): 374—393.
- [23] 陈守建, 李荣社, 计文化, 等. 昆仑造山带石炭纪岩相特征及构造古地理[J]. 地球科学与环境学报, 2008, (03): 221—233.
- [24] 程日辉, 林畅松, 刘景彦. 盆地研究中不整合成因分析[J]. 世界地质, 1998, 17 (3): 23—27.
- [25] 邓洪菱, 张长厚, 李海龙, 等. 褶皱相关断裂构造及其地质意义[J]. 自然科学进展, 2009, 19 (03): 285—296.
- [26] 杜远生, 颜佳新, 韩欣. 造山带沉积地质学研究的新进展[J]. 地质科技情报. 1995, 14 (01): 29—34.
- [27] 范丽琨, 蔡岩萍, 梁海川, 等. 东昆仑地质构造及地球动力学演化特征[J]. 地质调查与研究, 2009, 33 (03): 181—186.
- [28] 丰成友. 青海东昆仑地区的复合造山过程及造山型金矿床成矿作用[D]. 中国地质科学院, 2002.
- [29] 丰成友, 张德全, 王富春, 等. 青海东昆仑复合造山过程及典型造山型金矿地质[J]. 地球学报, 2004, 25 (04): 415—422.

- [30] 冯建赞, 裴先治, 于书伦, 等. 东昆仑都兰可可沙地区镁铁—超镁铁质杂岩的发现及其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄[J]. 中国地质, 2010, 37 (1): 28—38.
- [31] 古风宝. 东昆仑地质特征及晚古生代—中生代构造演化[J]. 青海国土经略, 1994, 4—14.
- [32] 古风宝, 吴向农, 姜常义, 等. 东昆仑海西—印支期花岗岩组合及构造环境[J]. 青海地质, 1996, (1): 18—36.
- [33] 郭正府, 邓晋福, 许志琴, 等. 青藏东昆仑晚古生代末—中生代中酸性火成岩与陆内造山过程[J]. 现代地质, 1998, 12 (03): 344—352.
- [34] 郝国杰. 青海都兰地区前泥盆纪变质岩系物质组成及地质演化[D]. 吉林大学, 2005.
- [35] 郝杰, 李曰俊. 磨拉石与造山旋回[J]. 湖南地质, 1994, 13 (03): 186—188.
- [36] 何登发, John S, 贾承造. 断层相关褶皱理论与应用研究新进展[J]. 地学前缘, 2005, 12 (04): 353—364.
- [37] 侯光久, 王国灿, 张克信, 等. 东昆仑造山带前陆盆地的叠加褶皱及其变形机制[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 1999, 24 (2): 125—128.
- [38] 黄继钧. 广西凤凰山银矿区构造特征及构造应力场、应变场分析[J]. 地质力学学报, 2001, 7 (01): 9—21.
- [39] 黄继春, 张克信, 朱艳明, 等. 东昆仑造山带海西—印支期构造古地理演化的古地磁证据[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 1999, 24 (2): 155—160.
- [40] 黄继钧. 纵弯叠加褶皱地区应力场研究—以川东北地区为例[J]. 地质科学, 2000, 35 (02): 140—150.
- [41] 姜春发. 昆仑开合构造[M]. 地质出版社, 1991.
- [42] 姜春发, 王宗起, 李锦轶, 等. 中央造山带开合构造[M]. 北京: 地质出版社, 2000.
- [43] 乐光禹. 构造复合联合原理[M]. 成都: 成都科技大学出版社, 1996.
- [44] 李东旭. 地质力学导论[M]. 北京: 地质出版社, 1986.
- [45] 李光岭, 林宝玉. 东昆仑山东段几个地质问题的探讨[M]. 北京: 地质出版社, 1982.
- [46] 李海兵, 许志琴, 陈文. 东昆仑地区三叠纪以来的构造变形及缩短机制[A]. 第三届全国青年地质工作者学术讨论会文集[C]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1995.
- [47] 李继亮, 孙枢, 郝杰, 等. 碰撞造山带的碰撞事件时限的确定[J]. 岩石学报, 1999, 015 (02): 0315—0320.
- [48] 李曰俊, 买光荣, 彭更新, 等. 东昆仑石炭系复理石沉积的大地构造背景初探[J]. 新

- 疆石油地质, 2000, 21 (01): 45—49.
- [49] 李荣社, 计文化, 赵振明, 等. 昆仑早古生代造山带研究进展[J]. 地质通报, 2007, 26 (04): 373—382.
- [50] 李荣社, 计文化, 杨永成, 等. 昆仑山及邻区地质[M]. 北京: 地质出版社, 2008.
- [51] 刘和甫. 前陆盆地类型及褶皱—冲断层样式[J]. 地学前缘, 1995, 2 (03): 59—68.
- [52] 刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 等. 东昆仑南缘阿尼玛卿构造带布青山地区两期蛇绿岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其构造意义[J]. 地质学报, 2011, 85 (2): 185—194.
- [53] 路露, 吴珍汉, 胡道功, 等. 东昆仑牦牛山组流纹岩锆石 U-Pb 年龄及构造意义[J]. 岩石学报, 2010, 26 (04): 1150—58.
- [54] 罗照华, 邓晋福, 曹永清, 等. 青海省东昆仑地区晚古生代—早中生代火山活动与区域构造演化[J]. 现代地质, 1999, 13 (01): 51—56.
- [55] 马杏垣. 构造解析学[M]. 北京: 地质出版社, 2004.
- [56] 莫宣学, 潘桂棠. 特提斯到青藏高原形成: 构造—岩浆事件的约束[J]. 地学前缘, 2006, 13 (6): 43—50.
- [57] 单文琅, 宋鸿林, 傅昭仁, 等. 构造变形分析的理论、方法和实践[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991.
- [58] 孙崇仁. 青海省岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997.
- [59] 孙叶, 谭成轩. 构造应力场研究与实践[J]. 地质力学学报, 2001, 7 (03): 254—258.
- [60] 孙雨, 裴先治, 丁仁平, 等. 东昆仑哈拉尕吐岩浆混合花岗岩: 来自锆石 U-Pb 年代学的证据[J]. 地质学报, 2009, 83 (7): 1000—1010.
- [61] 孙延贵, 张国伟, 郑健康, 等. 柴达木地块东南缘岩浆弧(带)形成的动力学背景[J]. 华南地质与矿产, 2001, (4): 16—21.
- [62] 田军. 东昆仑造山带东段早—中三叠世古海盆沉积特征和演化[D]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999, 128—133.
- [63] 田军, 张克信, 龚一鸣. 东昆仑造山带东段下中三叠统研究进展[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 2000, 25 (03): 290—294.
- [64] 田军, 张克信, 龚一鸣, 等. 东昆仑造山带海西—印支期东昆南前陆盆地构造岩

- 相古地理[J]. 现代地质, 2001, 15 (01): 21-26.
- [65] 青海省地质矿产局. 青海省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- [66] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 喀喇昆仑山—昆仑山地区地质演化[M]. 科学出版社, 2000.
- [67] 潘裕生, 周伟明, 许容华, 等. 昆仑山早古生代地质特征与演化[J]. 中国科学 (D 辑), 1996, 26 (04): 302-307.
- [68] 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 等. 东特提斯地质构造形成演化[M]. 地质出版社, 1997.
- [69] 裴先治. 勉略—阿尼玛卿构造带的形成演化与动力学特征[D]. 西北大学, 2001.
- [70] 王国灿, 陈能松, 朱云海, 等. 东昆仑东段昆中构造带晚加里东期逆冲型韧性剪切变形的年代学证据及其意义[J]. 地质学报, 2003, (03): 432.
- [71] 王国灿, 贾春兴, 朱云海, 等. 中华人民共和国区域地质调查报告 (1:25万阿拉克湖幅) 区域地质调查报告[R]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2003.
- [72] 王国灿, 张克信, 梁斌等. 东昆仑造山带结构及构造岩片组合[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 1997, 22 (04): 352-356.
- [73] 王国灿, 张天平, 梁斌, 等. 东昆仑造山带东段昆中复合蛇绿混杂岩带及“东昆中断裂带”地质涵义[J]. 地球科学, 1999, 24 (2): 130-133.
- [74] 王敏, 刘爱民, 戴传固, 等. 东昆仑南缘晚古生代地层组合、大地构造相及大地构造意义[J]. 地质学报, 2009, 83 (11): 1601-1611.
- [75] 王士德, 石如璠, 方邦德. 下花园地区下马岭组第三段中尖棱褶皱特征及地质意义[J]. 石家庄经济学院学报, 1988, (03): 3-5.
- [76] 王永标, 黄继春, 骆满生, 等. 海西—印支早期东昆仑造山带南侧古海洋盆地的演化[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 1997, 22 (4): 369-372.
- [77] 吴芳, 张绪教, 张永清, 等. 东昆仑闹仓坚沟组流纹质凝灰岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质力学学报, 2010, 16 (1): 44-49.
- [78] 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 等. 青藏高原新生代构造演化与隆升过程[M]. 北京: 地质出版社, 2009: 245-69.
- [79] 夏邦栋, 方中, 吕洪波, 等. 磨拉石与全球构造[J]. 石油实验地质, 1989, (04): 001-003.
- [80] 徐强, 潘桂棠, 许志琴, 等. 东昆仑地区晚古生代到三叠纪沉积环境和沉积盆地演化[J]. 特提斯地质, 1988, 22: 76-89.

- [81] 许志琴, 李海兵, 杨经绥, 等. 东昆仑山南缘大型转换挤压构造带和斜向俯冲作用[J]. 地质学报, 2001, 75 (02): 156—164.
- [82] 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 造山的高原—青藏高原地体的拼合、碰撞造山及隆升机制[M]. 北京: 地质出版社, 2007: 1—458.
- [83] 雅罗谢夫斯基. 断裂与褶曲构造学[M]. 李树菁等译. 北京: 地震出版社, 1987.
- [84] 闫臻, 边千韬, Oleg A K, 等. 东昆仑南缘早三叠世洪水川组的源区特征: 来自碎屑组成、重矿物和岩石地球化学的证据[J]. 岩石学报, 2008, 024 (05): 1068—1078.
- [85] 袁道阳. 青藏高原东北缘晚新生代以来的构造变形特征与时空演化[D], 中国地震局地质研究所, 2003.
- [86] 尹福光. 昆仑多岛弧盆系及泛华夏大陆的增生[J]. 大地构造与成矿学. 2003, 27 (1): 22—28.
- [87] 尹福光, 潘桂棠, 李兴振. 昆仑多岛弧盆系及泛华夏大陆的增生[J]. 大地构造与成矿学, 2003, 27 (1): 22—28.
- [88] 尹福光, 潘桂棠. 东昆仑西段晚古生代盆地系[J]. 地球学报, 2008, 29 (1): 31—38.
- [89] 殷鸿福, 张克信, 陈能松等. 中华人民共和国区域地质调查报告 (1:25 万冬给措纳湖幅) [R]. 中国地质大学出版社. 2003.
- [90] 殷鸿福, 张克信等. 中央造山带的演化及其特点[J]. 地球科学. 1997, 22 (4): 339—342.
- [91] 殷鸿福, 张克信. 东昆仑造山带的一些特点[J]. 地球科学, 1998, 23 (5): 438—442.
- [92] 张克信, 黄继春, 洛满生, 等. 东昆仑阿尼玛卿混杂岩沉积地球化学特征[J]. 地球科学—中国地质大学学报. 1999, 24 (2): 111—115.
- [93] 张克信, 林启祥, 朱云海, 等. 东昆仑东段混杂岩建造时代厘定的古生物新证据及其大地构造意义[J]. 中国科学 (D 辑), 2004, 34 (3): 210—218.
- [94] 张森琦, 张智勇, 朱迎堂, 等. 复理石及其大地构造意义[J]. 青海地矿科技信息, 1999, (3): 15—18.
- [95] 张雪亭. 青海省大地构造格架研究[D]. 中国地质大学 (北京), 2006.
- [96] 张亚峰, 裴先治, 丁仁平, 等. 东昆仑都兰县可可沙地区加里东期石英闪长岩

- LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其意义[J]. 地质通报, 2010, 29 (1): 80—85.
- [97] 赵财胜. 青海东昆仑造山带金、银成矿作用[D]. 吉林大学, 2004.
- [98] 赵振明, 马华东, 王秉璋, 等. 东昆仑早泥盆世碰撞造山的侵入岩证据[J]. 地质论评, 2008, 54 (01): 47—56.
- [99] 郑健康. 东昆仑区域构造的发展演化[J]. 青海地质. 1992, (1): 15—25.
- [100] 郑亚东, 常志忠. 岩石有限应变测量及韧性剪切带[M]. 北京: 地质出版社, 1985.
- [101] 郑亚东. 共轭伸展褶皱理夹角的定量解析[J]. 地学前缘, 1999, 6 (04): 391—395.
- [102] 朱云海, 张克信, 陈能松, 等. 东昆仑造山带不同蛇绿岩带的厘定及其构造意义[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 1999, 24 (2): 134—137.

图版说明及图版

图版 I

- 1.宝日禾日俄洪水川组第五岩性段浊积岩组合
- 2.宝日禾日俄洪水川组砂岩粒序层理
- 3.额尾八宝山组复成分砾岩
- 4.宝日禾日俄洪水川组紧闭褶皱特征（镜向 E）
- 5.宝日禾日俄洪水川组紧闭褶皱特征（镜向 E）
- 6.宝日禾日俄闹仓坚沟组薄层状钙质粉砂岩劈理特征（镜向 W）
- 7.宝日禾日俄闹仓坚沟组薄层状灰岩劈理特征（镜向 E）
- 8.宝日禾日俄闹仓坚沟组薄层状钙质粉砂岩劈理特征（镜向 E）

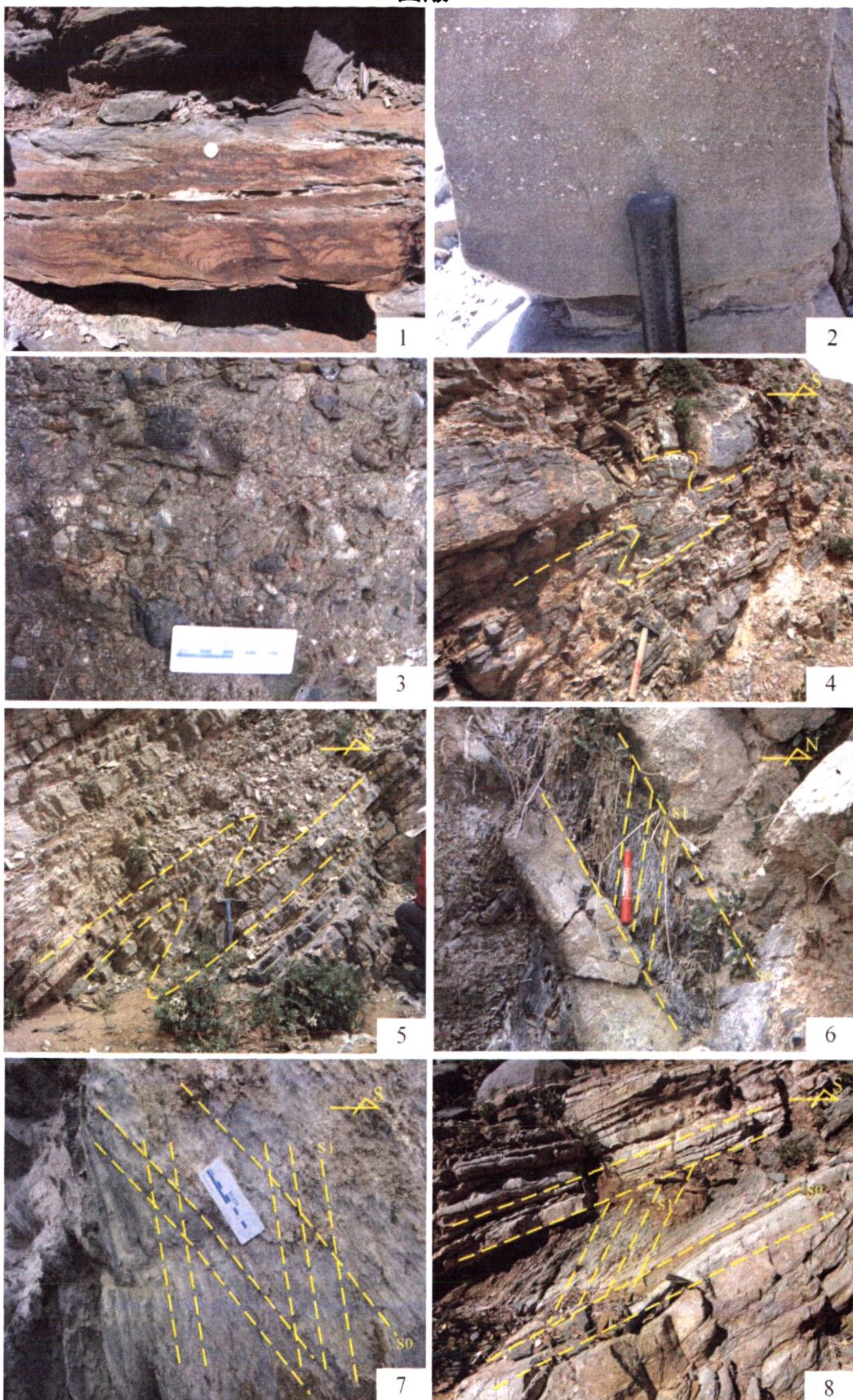
图版 II

- 1.宝日禾日俄闹仓坚沟组倒转褶皱特征（镜向 E）
- 2.宝日禾日俄“Z”型褶皱特征（镜向 E）
- 3.宝日禾日俄洪水川组褶皱组合样式（镜向 E）
- 4.宝日禾日俄洪水川组灰岩的等厚褶皱特征（镜向 E）
- 5.宝日禾日俄洪水川组灰岩的尖棱褶皱特征（镜向 E）
- 6.宝日禾日俄洪水川组薄层状灰岩的尖棱褶皱特征（镜向 E）
- 7.希里可特闹仓坚沟组紧闭褶皱特征（镜向 E）
- 8.希里可特闹仓坚沟组薄层状灰岩紧闭褶皱特征（镜向 E）

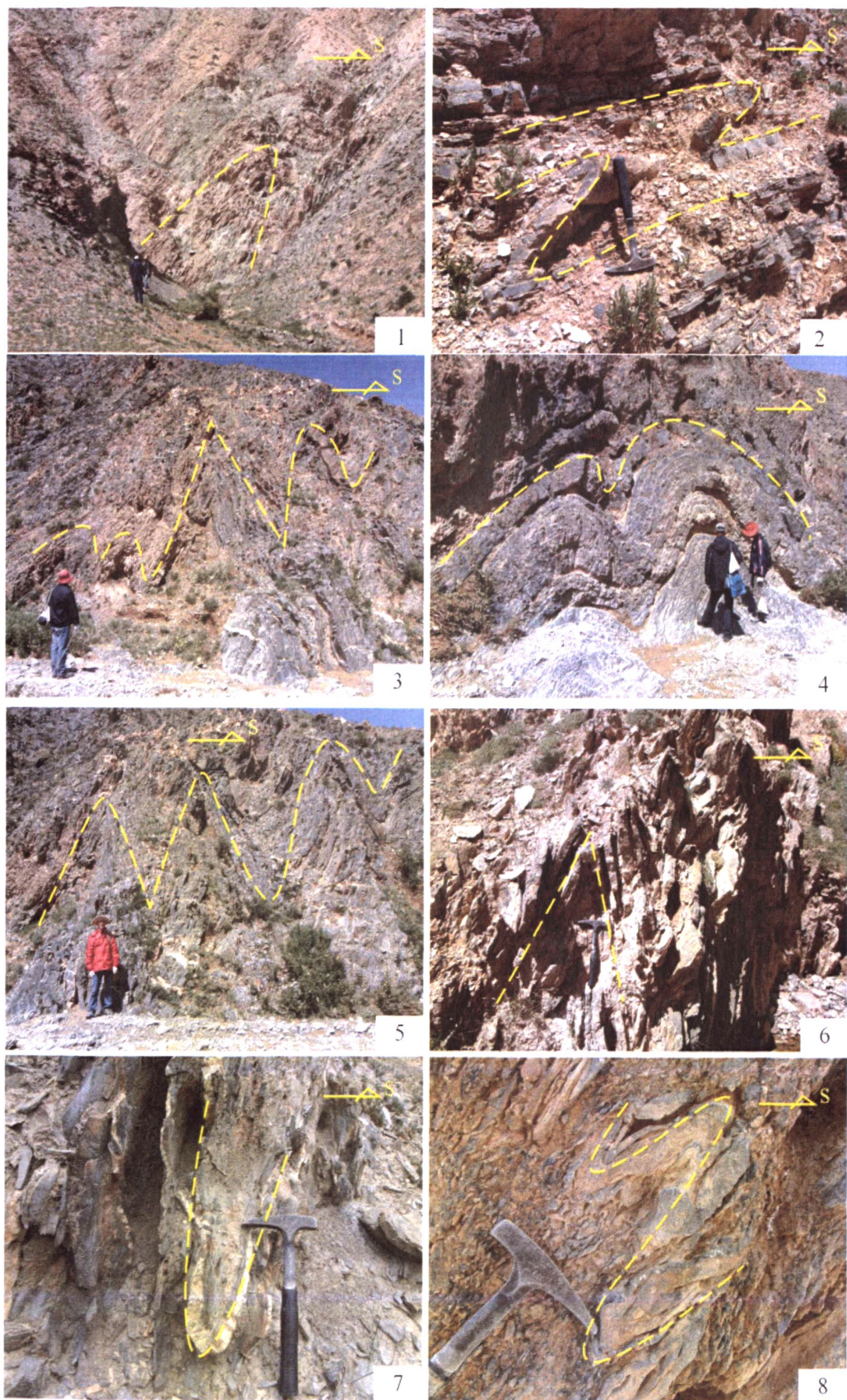
图版 III

- 1.希里可特闹仓坚沟组“S”型褶皱特征（镜向 E）
- 2.希里可特闹仓坚沟组方解石脉特征（镜向 E）
- 3.额尾北侧八宝山组宽缓向斜特征（镜向 E）
- 4.额尾八宝山组薄层状粉砂岩铅笔构造特征
- 5.额尾八宝山组劈理折射特征
- 6.瑙木浑牙马托东早侏罗统宽缓褶皱特征（镜向 E）

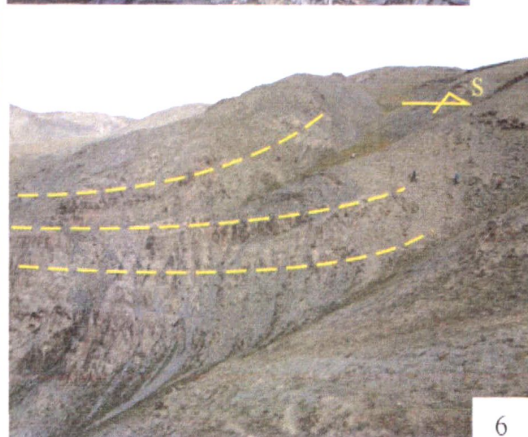
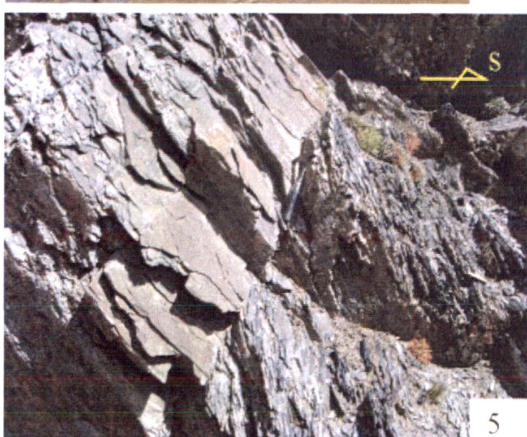
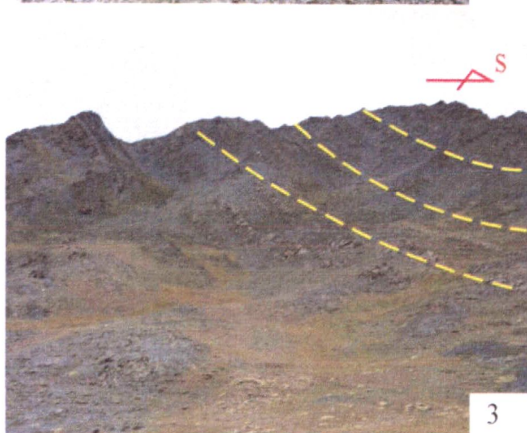
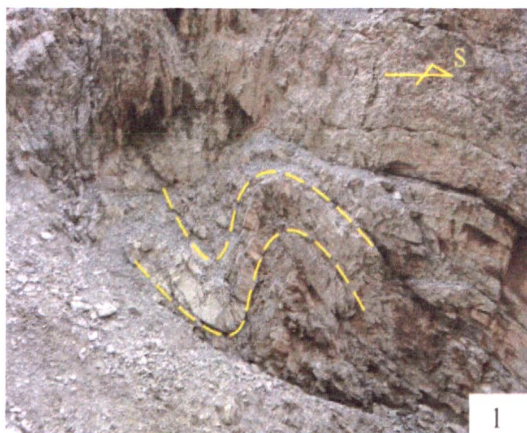
图版 I



图版 II



图版 III



攻读学位期间发表的论文清单及参与项目情况

发表论文清单

- [1] 裴先治, 丁仁平, 李佐臣, 刘战庆, 李瑞保, 冯建赟, 孙雨, 张亚峰, 刘智刚, 张晓飞, 陈国超, 陈有炘. 西秦岭北缘早古生代天水—武山构造带及其构造演化. *地质学报*, 2009, 83 (11): 1547—1564.
- [2] 裴先治, 丁仁平, 李佐臣, 刘战庆, 李瑞保, 冯建赟, 孙雨, 张亚峰, 刘智刚, 张晓飞, 陈国超, 陈有炘. 西秦岭北缘早古生代天水—武山构造带及其构造演化. *地质学报*, 2009, 83 (11): 1547—1564.
- [3] 李瑞保, 裴先治, 刘战庆, 李佐臣, 丁仁平, 刘智刚, 张晓飞, 陈国超, 陈有炘, 王学良. 大巴山及川东北前陆盆地盆山物质耦合—来自 LA-ICP-MS 碎屑锆石 U-Pb 年代学证据. *地质学报*, 2010, 84 (8): 1118—1133.
- [4] 李瑞保, 裴先治, 刘战庆, 李佐臣, 陈有炘, 刘智刚, 张晓飞, 陈国超. 扬子北缘镇巴—高川地区两类不同二叠系对比及区域构造意义. 2011, *地球科学与环境学报*, 1—8.
- [5] 刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 张晓飞, 刘智刚, 陈国超, 丁仁平, 郭俊锋, 陈有炘. 东昆仑南缘阿尼玛卿构造带布青山地区两期蛇绿岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其构造意义. *地质学报*. 2011, 85 (2): 185—194.
- [6] 刘战庆, 裴先治, 丁仁平, 李佐臣, 李瑞保, 陈有炘, 刘智刚, 张晓飞, 陈国超, 王学良. 南大巴山西北段镇巴—下高川地区地质构造解析. *地球科学与环境学报*. 2011, 33 (1): 54—63.
- [7] 李佐臣, 裴先治, 刘战庆, 李瑞保, 丁仁平, 张晓飞, 陈国超, 刘智刚, 陈有炘, 王学良. 扬子地块西北缘后龙门山南华纪—早古生代沉积地层特征及其形成环境. *地球科学与环境学报*. 2011, 33 (2).
- [8] 陈有炘, 裴先治, 李瑞保, 刘战庆, 李佐臣, 张晓飞, 陈国超, 刘智刚, 丁仁平, 郭俊锋. 东昆仑造山带东段元古界小庙岩组的锆石 U—Pb 年龄. *现代地质*, 2011, 25 (3): 510—521.
- [9] 刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 丁仁平, 李佐臣, 刘智刚, 张晓飞, 陈国超, 陈有炘, 王学良. 东昆仑布青山构造混杂岩带的物质组成及形成构造环境. 2010, *第三届构造地质与地球动力学学术研讨会*, 147—148.
- [10] 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 刘战庆, 丁仁平, 刘智刚, 张晓飞, 陈国超, 陈有炘,

- 王学良. 西秦岭造山带北缘早古生代构造岩浆作用及其构造演化. 2010, **第三届构造地质与地球动力学学术研讨会**, 168.
- [11] 李瑞保, 裴先治, 刘战庆, 李佐臣, 陈国超, **刘智刚**, 张晓飞, 王学良, 陈有炘, 张刚, 高景民, 刘成军, 魏方辉. 东昆仑东段科科可特镁铁-超镁铁质岩地球化学和年代学研究. 2010, **全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要**, 396—397.
- [12] 刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 张晓飞, **刘智刚**, 陈国超, 陈有炘, 王学良, 张刚, 刘成军, 高景民, 魏方辉. 东昆仑南缘阿尼玛卿构造带布青山地区两期蛇绿岩年龄的限定及其构造演化. 2010, **全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要**, 401—402.
- [13] 裴先治, 刘战庆, 李瑞保, 李佐臣, 孙雨, 张晓飞, **刘智刚**, 陈国超, 陈有炘, 高景民, 刘成军, 魏方辉, 王学良, 张刚. 东昆仑南缘布青山地区得力斯坦蛇绿岩地质特征、形成时代及构造环境研究. 2010, **全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要**, 406.
- [14] 陈有炘, 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 刘战庆, 张晓飞, 陈国超, **刘智刚**, 丁仁平, 王学良. 东昆仑造山带东段元古界小庙岩组的锆石 U-Pb 年龄及意义. 2011, **第四届构造地质与地球动力学学术研讨会**, 237—239.
- [15] 李瑞保, 裴先治, 刘战庆, 李佐臣, 张晓飞, 陈国超, **刘智刚**, 陈有炘, 丁仁平, 高景民, 刘成军, 魏方辉. 东昆仑造山带东段和勒岗那仁碱长花岗岩的形成构造环境研究. 2011, **第四届构造地质与地球动力学学术研讨会**, 256—257.
- [16] 刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 张晓飞, **刘智刚**, 陈国超, 陈有炘, 高景民, 刘成军. 东昆仑南缘构造混杂岩带白日切特花岗岩类地球化学特征和形成时代. 2011, **第四届构造地质与地球动力学学术研讨会**, 266—268.

参与科研项目

1、2008~2011 年参加青海省国土资源厅—中国铝业公司公益性区域地质矿产调查基金项目:《青海省都兰地区阿拉克湖—红水川地区 7 幅 1:5 万区域地质矿产调查》,

- 担任填图组长, 进行野外填图、剖面测制等工作;
- 室内资料整理, 包括实测剖面绘制、样品整理、野外地质路线及地质点电子化等工作;
- 参与野外地质路线填图、剖面测制及室内各种图件绘制、整理工作。

2、2009—2011 年参与中央高校基本科研业务费专项资金项目《东昆仑南布青山蛇绿混杂岩带物质组成研究》(项目编号 CHD2009JC053)

致 谢

本论文是在导师裴先治教授的悉心指导下完成的，从论文的选题、构思、编写，到最后的完成定稿，每一环节都得到了导师的精心指导。从野外的调研到室内综合研究，裴老师影响我的不仅是他扎实、深厚的学术修养，一丝不苟的求真作风，还有他那严谨的治学态度。三年来，不管是在学习上还是生活上，他始终如一的给予我耐心的指导和无微不至的关怀。在此，谨向他致以崇高的敬意和诚挚的感谢。

在论文完成的过程中，也得到了丁仁平高级工程师、李佐臣讲师、刘战庆博士和李瑞保博士的耐心指导和帮助。

三年学习期间，感谢姜常义教授、魏刚锋教授、苏春乾教授及李永军教授等在学习方面的教导，感谢我院郭艳杰老师在学习生活中给予的指导和帮助。

对于师兄冯建赟、张亚峰、孙雨及同窗好友张晓飞，陈国超和师弟陈有炘、王学良、张刚、杨忠智、魏方辉、刘成军、高景民等硕士在野外调研过程中的帮助和照顾，以及论文撰写过程中给予的支持，在此致以真诚的谢意！

感谢舍友马秋红、王海博、张晓龙等硕士在三年研究生学习中给予的关心和照顾。

最后，再次向给予我关心和帮助的所有老师、同学和亲人们致以最衷心的感谢并献上我深深的祝福：工作顺心，学业进步，身体健康，万事如意！