

西安工程学院
硕士学位论文
东天山碰撞造山过程与金铜成矿系统分析
姓名：程宏宾
申请学位级别：硕士
专业：构造地质学
指导教师：魏宽义;杨兴科
2000. 5. 1

摘 要

东天山位于新疆中东部,其构造演化复杂,岩浆活动强烈、矿产丰富,是一个典型的碰撞造山带。

本文试运用碰撞造山和陆内造山成盆演化模式对东天山构造带进行了多重系统分析。根据地质、地球物理及深部构造、地球物理和地球化学特征,以康古尔塔格-黄山碰撞带为界划分出两个不同的构造单元,即塔里木板块北缘构造带(阿奇山-雅满苏岛弧系),准噶尔板块南缘构造带(康古尔塔格-哈尔里克岛弧系)。

依据碰撞带不同单元按构造-岩石地层划分的原则,石炭纪在康古尔塔格-哈尔里克地层小区和阿奇山-雅满苏地层小区为有序地层岩石组合,分属两个不同的构造-火山活动带;碰撞带内为无序地层岩石组合,且变形变质作用强烈。

碰撞带的两侧岛弧火山岩-侵入岩成带分布,北部(康古尔塔格-哈尔里克岛弧系)多属钙碱性,部分为亚碱性和碱性。南部(阿奇山-雅满苏岛弧系),以石炭纪为主,为活动型岛弧钙碱性。碰撞花岗岩,具碰撞期和碰撞晚期花岗岩特点。火山岩-侵入岩的演化与碰撞造山同步进行。构造变形强烈,可分为北部构造区,中部构造区,南部构造区。其中,中部构造区秋格明塔什-黄山韧性剪切带有四期变形。是碰撞造山的产物。

东天山构造带是一较典型的以晚古生代为主体碰撞造山,并经历了多阶段陆内变形和成盆改造演化,于中生代定型的构造带,其演化阶段比较复杂,可分为二大阶段

(1) 东天山古构造演化阶段($A_{nZ}-P_1$)

(2) 东天山碰撞期后陆内变形和成盆演化阶段(P_1-Q)

东天山碰撞构造可划分为三大阶段五个演化期:

①碰撞阶段前(410~290Ma)

②碰撞阶段(290~230Ma)具体又分为3个演化期:

a.碰撞阶段初期(290~270Ma);

b.碰撞阶段中期(270~250Ma);

c.碰撞阶段晚期(250~230Ma);

③碰撞阶段后期(230~200Ma)。

碰撞造山与韧性剪切带强时空耦合,碰撞造山过程中存在的脆-韧性变形转换与成矿关系密切。运用碰撞造山的时限标志,依据蛇绿岩套、岛弧火山岩、岛弧花岗岩(碰撞花岗岩)、韧性剪切变形,磨拉石建造等的形成时代及古生物、古地磁的证据确定出主碰撞时代为290~240Ma。

碰撞造山与金铜成矿作用关系密切,已发现7种成因类型的金铜矿床,属于两大古陆边缘成矿系统,分为10个成矿区带(或成矿亚系统)和5个成矿作用演化阶段,康古尔塔格-哈尔里克岛弧南缘为铜铅矿首选靶区带,阿奇山-雅满苏岛弧北缘康古尔塔格-韧性变形转变域是金矿首选靶区。

关键词: 碰撞构造 碰撞造山 成矿系统 金铜矿床 东天山

Abstract

Eastern Tianshan in mid-east part of Xinjiang is a typical collision orogeny belt with complex tectonic evolution, strong magmatic activity and plentiful mineral resources.

Applying developed pattern of collision orogeny and intercontinental orogeny basin-forming model, the tectonic belt in Eastern Tianshan is multiple systematically analysed. According to characteristics of geology, geophysics and deep structure, geophysics and geochemics, the different units in Kangguertage-Huangshan collision belt are divided into two different tectonic units, include, tectotop in the north part of Talimu plate margin and in the south part of Zhungeer plate margin.

According to tectono-stratigraphical division principle, there are order stratum-rock associations in the district of Kangguertage-Haerlike and Aqishan-Yamashu, during the Carboniferous period, They belong to two different tectono volcanic activity belts. There are disorder stratum-rock associations in the collision belt, with strong deformation and metamorphism.

The island arc-being volcanic-intrusive rocks on both sides of the collision zone are belts. There are main calc-alkalic and part of alkalic, subalkalic rock in northern part of collision belt (Keguertage-Haerlike island arc). There are calc-alkalic rock of activity island in southern part of collision belt. (Aqishan-Yamshun island arc) during the Carboniferous period. Collision granit has the feature of the collision and the later collision.

The development of volcanic-intrusive rocks on both sides of the collision zone is evolved as the same as the collision orogeny. The deformation is very strong, including north, Middle and south tectotop. The Qiugamintashi-Huangshan ductile shear zone in middle tectotop has four deformations. They are the product of collision orogeny.

The tectotop of Eastern Tianshan is typical collision orogeny during late-paleozoic era. Which undergo multistage intercontinental deformation and basin-forming development. It is located during Miocene epoch, with quite complex development-stages, it can be divided into 2 stages.

(1) The paleostructure stages of Eastern Tianshan (AnZ-P₁).

(2) The intercontinental deformation and basin-forming development phase after the collision (P₁-Q)

The collision tectono of Eastern Tianshan can be divided into 3 stages and 5 evolution phases.

① Before collision phase (410~290Ma)

② The collision phase (290~230Ma) Can be divided into 3 evolution phases.

a. The collision phase in early period (290~270Ma);

b. The collision phase in middle period (270~250Ma)

c. The collision phase in later period (250~230Ma)

③After collision phase (230~200Ma)

The collision orogeny and ductile shear zone have strong space-time coupling. There are close relation between the brittle-ductile deformation transition in the process of collision orogeny and formed ore deposits .

Applying discriminative indexes of time of collision, according to the forming time of ophiolite, The island arc-bearing volcanic and granit (collision granit), the ductile deformation, molasses and the proof of palaeontology and paleomagnetism, The time of main collision is 290~240Ma.

There are close relation between collision orogeny and metallogenesis of gold and copper, There have been found 7 types gold and copper deposits, which belong to two kind of ore-forming system of paleo-continental margin,, divided into 10 metallogenic zone (or ore-forming subsystem) and 5 metallogenesis developing stages, The first choice of copper target zone is Kanggutage-Haerlike island arc. The first choice of gold target zone is kangguertage brittle-ductile deformation transition area, in north part of Aqishan-Yamashu island arc.

Key Words: collision tectono collision orogeny
ore-forming system gold and copper deposits
Eastern Tianshan

第一章 区域构造位置和研究工作概况

一、研究区自然地理概况

研究区位于新疆东天山，包括觉罗塔格和部分库鲁克塔格山系，北山山系及吐鲁番-哈密盆地南缘，地理座标为东经 $91^{\circ} 30' \sim 95^{\circ} 30'$ ；北纬 $41^{\circ} 20' \sim 43^{\circ} 00'$ ，属吐鲁番地区、鄯善县和哈密地区管辖（图 1-1 交通位置图）。

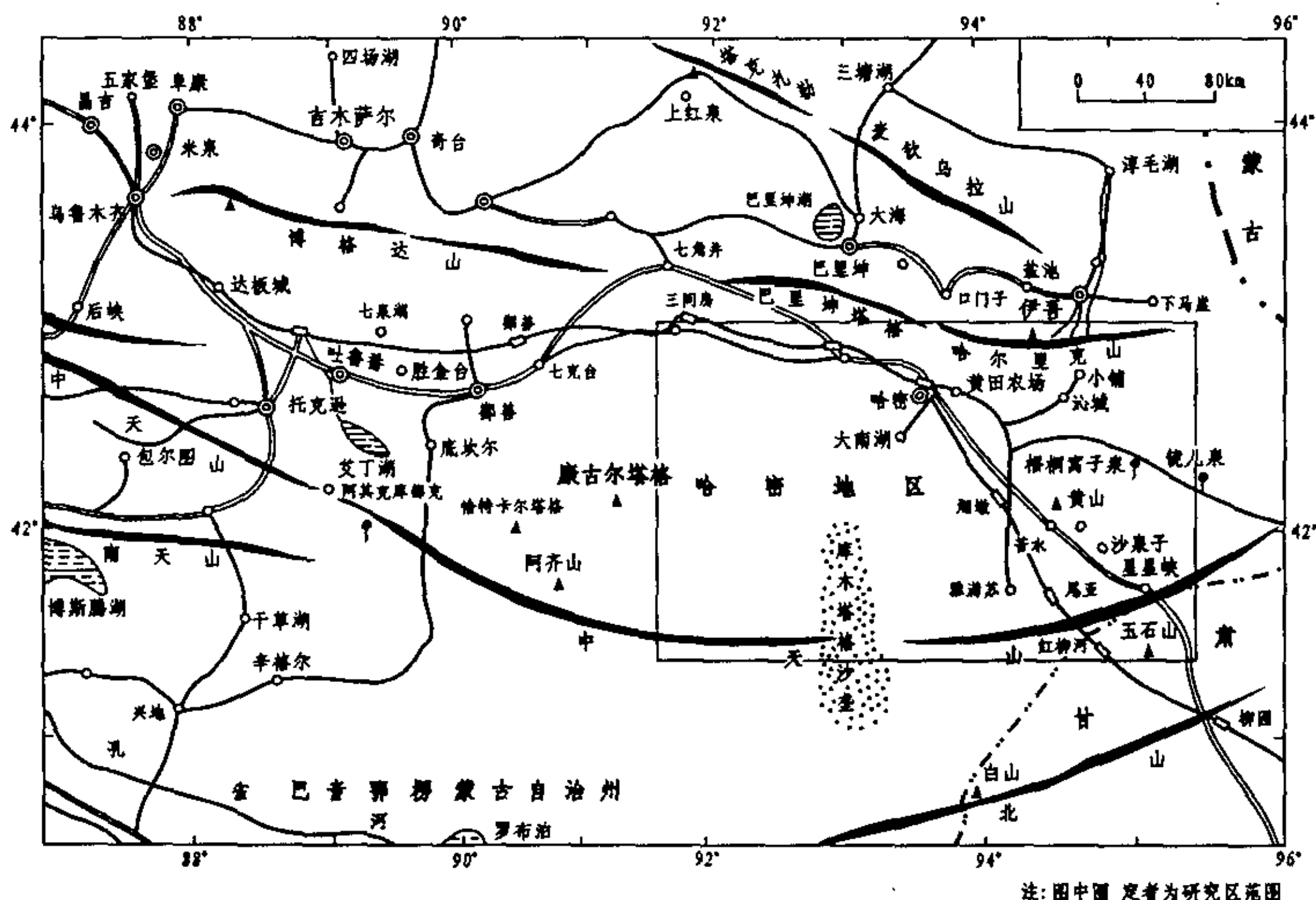


图 1-1 东天山交通位置及研究区地理范围图 (据西安地院 305 报告, 1995)

研究区地貌形态属于低山丘陵-残丘平原为主，其间分布有较多的沙漠戈壁。地势南高北低，向北缓倾斜，季节性水系总体向北汇流。研究区海拔多在 1000~2000m 之间。区内水系极不发育，无常年流水河流，所有水系均为暴雨、阵雨时的暂时性或季节性流水水系，切割不深，谷岸不清。

研究区位于欧亚大陆腹地，气候干旱，雨量稀少，温差悬殊，为典型的大陆气候。夏季酷热，最高气温达 50°C 以上，冬季夜间温度可低至 -30°C 。

区内见有铁矿、金矿、煤矿、锰矿等小型矿山几十处，均见有外地暂时性居住的居民。

兰新铁路和 312 国道在工作区处通过, 多数戈壁滩多可通行时速 20~40km 的越野汽车, 交通尚属便利。

二、研究区大地构造位置

研究区属天山-兴蒙地槽造山带的组成部分。位于新疆北部天山造山带的东段, 塔里木地块与准噶尔地块之间, 东端与阿尔泰-蒙古(北山)-兴安岭造山带相连, 西端与西天山造山带相接。

天山地区具有长期的地质演化历史, 在欧亚板块形成过程中占有极其重要的地位。陆核、地块、地层地体, 不同时代的造山带, 或大洋板块与大陆板块的作用所产生的构造-岩浆带, 古海洋的消失和

古陆块的碰撞、拼贴, 以及印度-澳大利亚板块在中-新生代对欧-亚板块的作用等构成极为复杂的演化历史和图案(图 1-2)。

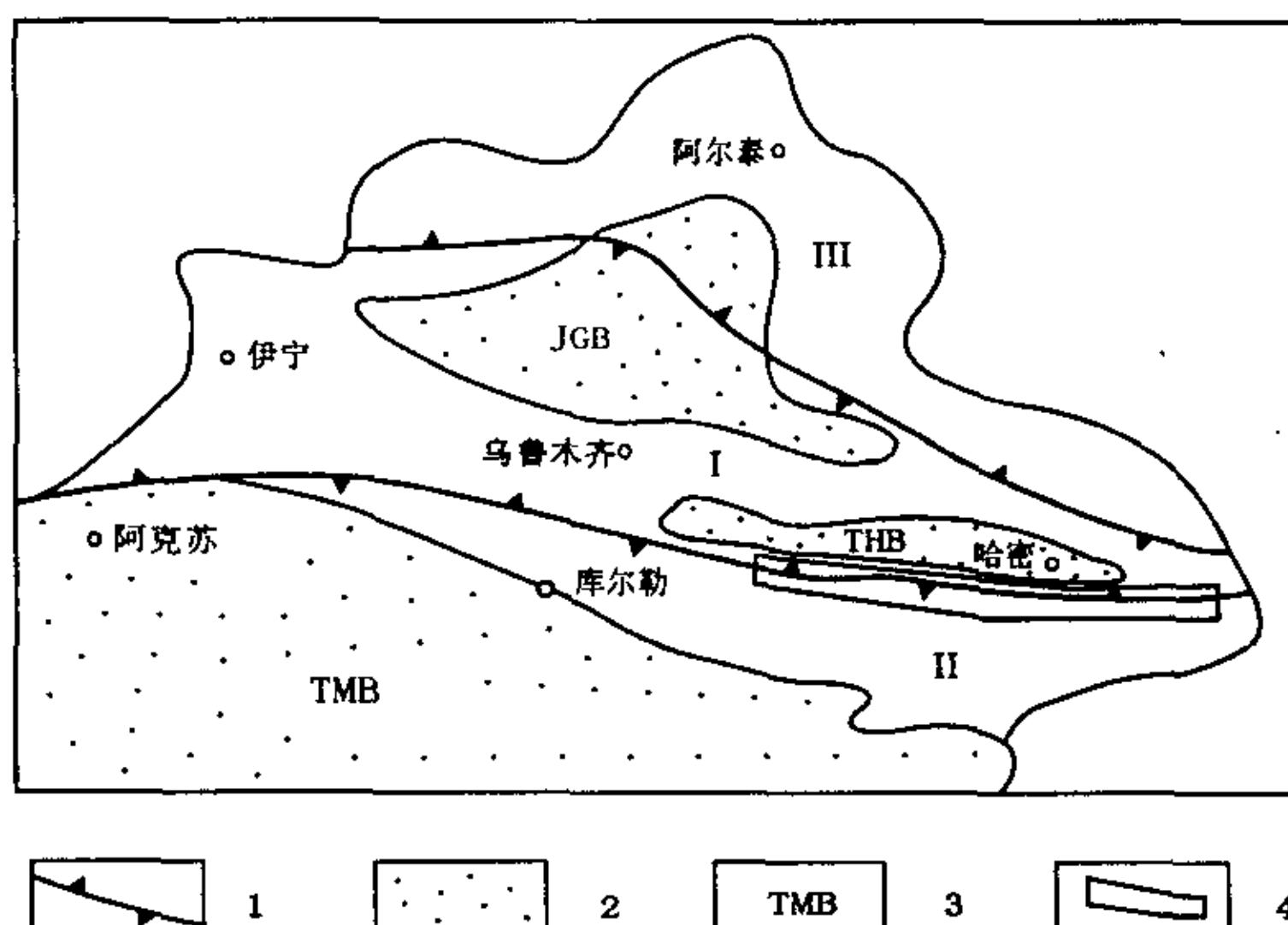


图 1-2 东天山大地构造区划图

(引自杨兴科等, 1999, 据肖序常, 1992 修编)

1. 板块接合带; 2. 盆地范围; 3. 盆地代号; 4. 研究区范围; I. 准噶尔-哈萨克斯坦板块; II. 塔里木板块; III. 西伯利亚板块; JGB-准噶尔盆地; THB-吐鲁番-哈密盆地; TMB-塔里木盆地

三、工作区研究现状评述

天山东西长达四千多公里, 由于地层发育齐全, 岩相建造类型多, 岩浆活动强烈, 构造形式复杂, 蕴藏有丰富的矿产资源如铜、镍、金、银、铁、铅等, 因此受到了越来越多的国内外地质学家的关注。

近二十年来主要地质科研工作有: 1976~1987 年, 地质部物探大队、二物、新疆地质六队等在前人工作的基础上, 重点进行了地质物探工作, 根据地球物理特征提出本区大地构造划分意见, 分析了成矿远景, 探讨了成矿规律; 1987~1995 年, 南京大学、新疆地质六队、成都地院、新疆有色 704 队、西安地质学院、新疆地质一大队、新疆地矿局一区调、地矿部地质力学研究所等单位, 在地质地球物理特征的研究基础上进行了基

基础地质研究和矿产普查；1995 年以来，在深入广泛的研究基础上，多家单位均取得了丰硕的成果，如：

1991~1995 年，西安地质学院等单位完成了国家 305 项目“康古尔塔格金矿带控矿规律及靶区优选评价研究”专题。该专题对研究区康古尔塔格金矿带西段金矿进行了多方面系统研究，取得了诸多新进展。

1992~1995 年，地矿部地质力学研究所承担完成了地矿部定向科研项目“新疆秋格明塔什-黄山韧性剪切带形成机制和演化及其成矿作用研究”，对区内韧性剪切带与成矿关系有一定论述和新认识。

1995~1997 年，新疆地矿局第一地质大队在 1:5 万区调基础上的铜矿化勘查评价发现了土屋、延东铜矿，与赤湖、三岔口等铜矿构成一条斑岩铜矿重点区带。

1996~2000 年，西安地质学院（现西安工程学院）、地科院矿床所、成都理工学院等单位承担国家 305 项目“觉罗塔格金铜铁成矿带成矿系列分布规律与矿床定位预测”专题，现已发现了白干湖金矿、大南湖南铜矿化带，并重点研究了小热泉子铜矿、小铺铜矿、西滩金矿、康西金矿、白干湖金矿、大南湖南铜矿化带等金铜成矿特征和相应的基础地质问题。

上述地质调查，普查勘探以及科学研究工作发现了大量的矿产地和矿化点，对东天山地区地层、构造及岩浆活动提出了各自不同的看法，逐步查清了东天山地区一些基本地质特征和大地构造属性。

特别是板块构造理论的出现，给地球科学带来了新的生命力和近几年来碰撞造山与成矿作用的深入研究，成矿系统和成矿区带的建立，许多学者在天山地区运用板块构造理论和碰撞造山的理论模式，论证本区矿产资源与碰撞造山之间的关系，并建立了本区的成矿区带和成矿系统。姬金生、周济元、杨兴科、曾章仁、陶洪祥、马瑞士、何国琦、王作勋、高长林等提出了一系列或东天山造山带、或整个天山造山带、北疆地区或更大范围内的地质构造和成矿理论新认识。十多年来，在新的成矿理论指导和综合研究基础上，多家单位相继在本区发现和勘查评价了黄山、黄山东、香山、土墩等中大型铜镍矿床，小热泉子中型富铜（锌）矿、土屋-延东斑岩铜矿带和西滩、康古尔、马头滩等大中小型金矿和一系列金矿点，显示出本区优越的金铜成矿条件和极大的找矿潜力。

在基础地质研究方面，研究了本区石炭系地层划分，建立了石炭系的基本地层层序，通过地质、地球物理、地球化学及深部地质、地壳结构剖面深部资料的收集和分析，对东天山地区的大地构造单元划分提出了新的方案；对阿奇山-雅满苏岛弧区及康古尔塔格-哈尔里克岛弧区火山岩及侵入岩特征作了深入的研究，并以碰撞构造的新观点对碰撞带花岗岩进行了研究，并在此基础上进行了碰撞花岗岩的分类。探讨了花岗岩与碰撞构造演化的关系，区分出了区内有序和无序两套地层；以上的研究为本文研究和以后的工作打下一个良好的基础。

四、选题的目的意义及研究区工作概况

1. 由于东天山地层发育齐全，岩相建造类型多，岩浆活动强烈，构造形式复杂，蕴藏有丰富的矿产资源，是我国重要的矿产资源基地。

通过对东天山碰撞带两侧岛弧的研究,分析东天山形成的构造环境,构造演化特征以及划分不同构造单元,通过碰撞造山留下的一些地质证据来确定碰撞造山的时代,和与碰撞有关的金铜矿产的分布,以及与碰撞有关的金铜矿产成岩成矿时代与碰撞造山时代基本耦合的关系,为以后进一步找矿指明方向,提供具体靶区,为国家的经济建设服务。

2. 国家“九五”科技攻关 305 项目在东天山地区设立了“觉罗塔格金、铜、铁成矿带成矿系列分布规律与矿床定位预测”专题,目的旨在研究该带成矿系列、矿床分布规律,搞好矿床定位预测。从总体的观点,联系的观点,将成矿演化与区域构造发展相结合,矿床分布与构造、岩浆岩及地层的特定配置相结合,重点解剖与宏观分析相结合,总结矿床在空间、时间分布和矿床组合方面的特定规律,进行矿床定位预测。

本论文选题是在参加 305 项目这一专题攻关研究中,根据专题研究任务、要求和该区基础地质与成矿规律研究中的重要基本问题来确定的。

3. 从 1997 开始,在室内收集有关的资料,了解研究区的基本状况,1998 年 6 月~8 月共 3 月,在研究区野外实际调研,全面了解研究区的实际地质情况,采集岩矿石标本样,岩石化学分析样。通过对地层岩石的实际考察,初步确立研究区的构造格架和韧性剪切的变形期次,和与碰撞有关金铜矿床的分布。1999 年 6 月~8 月,9 月~10 月,共 4 月,在研究区通过测制地层剖面 and 绘制信手剖面,对本区的大地构造格架有了进一步的认识,通过剖面测制、路线地质调查、采集化石和同位素分析来确定地层时代和碰撞造山时代,确定两个不同的岛弧环境和碰撞花岗岩的时代及岩石化学特征,对碰撞造山构造演化和与碰撞有关的金铜矿产分布有了进一步较深入理解;同时通过黄山蛇绿岩套、二叠纪磨拉石建造、碰撞花岗岩对本区的碰撞时代有了初步的确定,并分析与碰撞有关的金铜矿产的分布规律和成矿阶段,旨在为以后的找矿提供优选靶区。

第二章 东天山构造单元和地层划分及岩石组合总体特征

一、东天山构造单元划分

依据已掌握本区及邻区地质资料，从分析构造岩石组合及构造变形入手，参照深部地球物理资料，地壳结构，以康古尔塔格-黄山超壳断裂为界，研究区横跨两大板块，其南为塔里木板块，其北为准噶尔-哈萨克斯坦板块，其二级构造单元为：

I 准噶尔板块

I₁ 康古尔塔格-哈尔里克岛弧系

I₂ 吐（吐鲁番）-哈（哈密）微地块

II 塔里木板块

II₁ 阿奇山-雅满苏岛弧系

II₂ 中天山早古生代岛弧系

II₃ 南天山早古生代活动带及晚古生代弧后盆地

II₄ 北山裂谷系

各单元构造位置可参见图 2-1。

二、碰撞带南北两侧有序地层划分和岩石组合特征

东天山碰撞带位于东疆晚古生代塔里木古陆北缘和准噶尔-哈萨克斯坦板块南缘接合部位。碰撞带南北两侧出露地层，岩石组合等均存在一定差别，说明碰撞带两侧具有不同地质构造背景。

研究内的地层有前寒武系、寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系、第三系、第四系。现具体叙述如下：

1. 前寒武系

①中元古界：分为长城系和蓟县系，进一步细分为长城系的星星峡群和白湖群；蓟县系的卡瓦布拉克群和平头山群。是本区出露最老的地层，其分布明显受区域构造控制，即主要分布于阿奇克库都克-沙泉子深断裂南侧，近东西向沿卡瓦布拉克-阿拉塔格-星星峡一线呈带状分布，总体上为一套巨厚的不同程度变质的岩系，上部多为硅镁质的碳酸盐岩夹碎屑岩组成，富含叠层石；下部多为一套碎屑岩夹大理岩组成，韵律层较发育。

②上元古界：分青白口系和震旦系。

青白口系：研究区内仅见于北山地区塔水井、平头山一带有小面积零星出露，主要由变质粉砂岩、泥质粉砂岩和富含叠层石、微古植物的结晶灰岩组成，区域上与下伏蓟县系平头山群为整合或平行不整合接触。

震旦系：研究区内仅见于北山塔水井一带零星出露，主要岩石组合下部以冰碛岩或

碎屑岩为主，上部以碳酸盐岩为主。

2. 下古生界

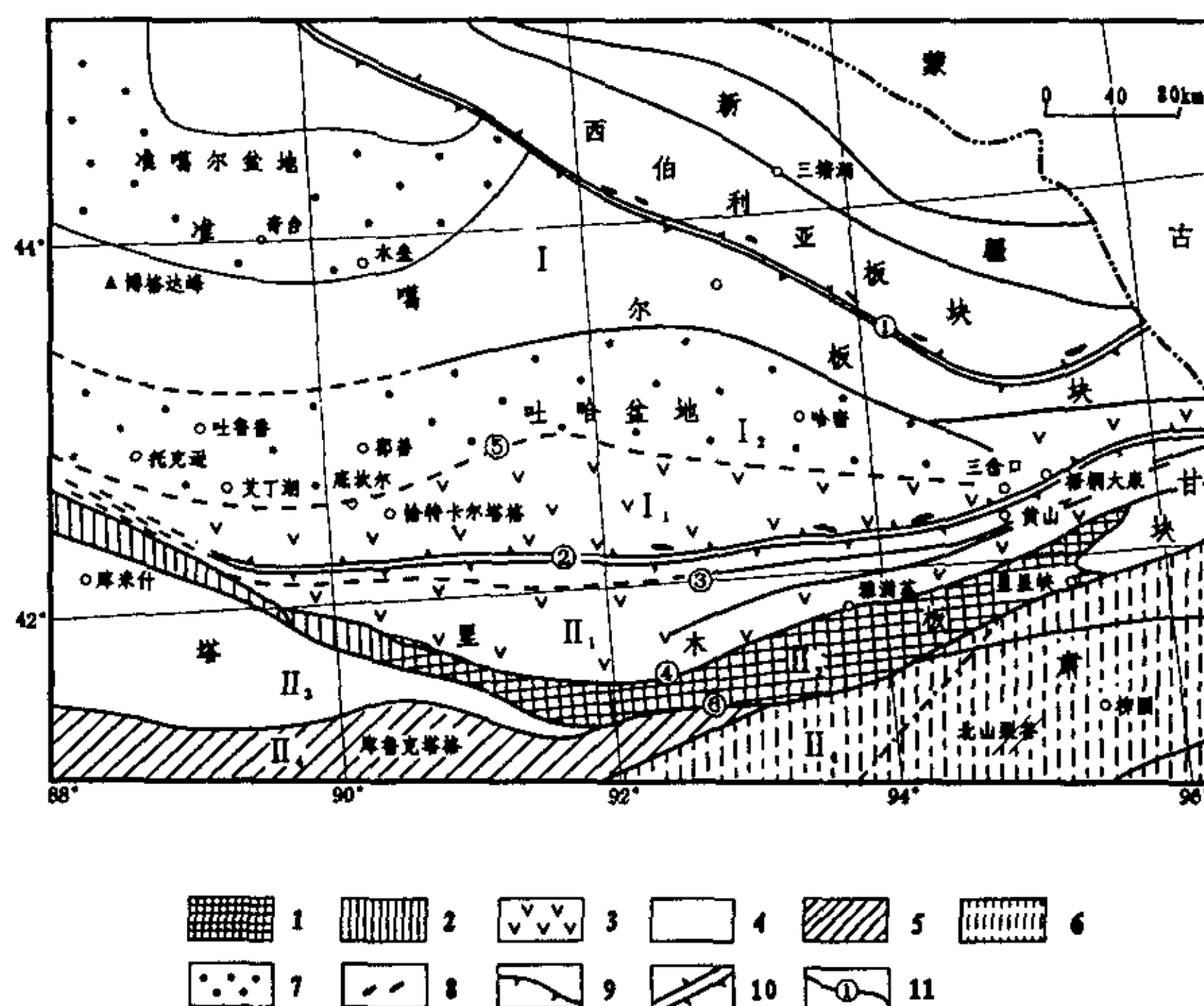


图 2-1 东天山构造单元略图 (据陶洪祥, 1994)

1-古陆隆起; 2-加里东活动带; 3-岛弧火山岩; 4-弧后盆地; 5-裂陷槽; 6-裂陷盆地; 7-中生界覆盖; 8-蛇绿岩和混杂岩带; 9-俯冲带; 10-板块缝合; 11-断裂、构造单元界线及编号

构造单元: I-准噶尔-哈萨克斯坦板块; I₁-康古尔塔格-哈尔里克岛弧系; I₂-吐-哈微地块; II-塔里木板块; II₁-塔里木北缘阿齐山-雅满苏岛弧系; II₂-中天山及北缘加里东活动带; II₃-南天山早古生代活动带及晚古生代弧后盆地; II₄-北山裂谷。①克拉麦里-麦钦乌拉深大断裂; ②康古尔塔格-黄山深大断裂; ③苦水大断裂; ④阿奇克库都克深大断裂; ⑤吐-哈盆地南缘大断裂; ⑥中天山南缘断裂带

①寒武系: 主要分布于中天山和北山地区。根据岩性、岩相特征分析, 自下而上为滨海-浅海相红色沉积建造和浅海陆棚类硅质火山-沉积建造。新疆区域地层表 (1981) 将其分为黄山群和南灰山群。

②奥陶系: 主要于中天山卡瓦布拉克东南和北山罗雅楚山一带有小面积零星出露, 根据岩性特征可分为上下两部分, 下部为一套海相碎屑岩沉积、岩性以灰色砂岩为主夹砂岩及黑色砂质页岩, 炭质板岩; 上部以灰、灰黑色硅质岩、硅质板岩、石英岩及灰岩为主, 夹钙质细砂岩, 粉砂岩等。

在康古尔塔格-哈尔里克地层小区的哈密头道沟恰干布拉克附近分布一小部分奥陶纪火山岩, 整个火山岩层的厚度约 110m, 夹于火山碎屑岩及火山岩质碎屑砂岩中, 主要岩性有玄武岩和石英安山岩。

近年来在 1:5 万地质填图中, 由新疆地矿局第一区调大队在 K-46-46-C.D 幅北部接合部位划分出中奥陶统荒草坡群和大柳沟组, 岩石组合主要为一套中酸性火山岩, 局部见

深海放射虫硅质岩, 为海相火山岛弧环境。

③志留系

区域地层资料表明, 志留系在天山地区有广泛分布, 但研究区内仅小面积出露于北山、南天山、北天山等地段内。

北山地段有两个组, 黑尖山组、公婆泉群, 其中黑尖山组总体上为一套陆源碎屑沉积, 主要岩性为绿、灰绿、灰至褐红色石英砂岩、粉砂岩、砂质灰岩等夹砾岩层; 公婆泉群主要为一套浅海相中基性、中性、中碱性火山岩, 火山碎屑岩和碳酸盐岩沉积。

南天山地段主要岩石组合, 下统为灰色、灰绿色绿泥绢云石英片岩, 上统为灰绿色绢云绿泥石英片岩, 夹变火山岩、变质粉砂岩、细砂岩、千枚岩等。北天山在康古尔塔格-哈尔里克地层小区, 新疆地矿局第一地质大队七分队(1995)在哈密市 885.3 高地 1:5 万区域地质调查中发现在 K-46-64-D 幅北缘出露一小部分志留系, 划为中上志留统红柳峡组(S_{2-3h}), 其主要岩性为灰色、灰绿色, 浅褐黄色凝灰质砂岩, 玻屑岩屑凝灰岩和玻屑凝灰岩为主, 夹少量火山凝灰岩和霏细岩, 总体表现为喷发-沉积环境。

3. 泥盆系

研究区内, 主要出露于康古尔塔格超壳断裂以北的康古尔塔格-镜儿泉地段和阿奇克库都克-沙泉子深断裂以南克孜勒塔格-帕尔冈塔格地段。两段泥盆系发育特点有明显差异, 是分属于不同构造沉积区的产物(表 2-1)。

泥盆系火山岩主要分布于康古尔塔格-哈尔里克地层小区, 分上统康古尔塔格组、中统头苏泉组、下统大南湖组, 主要岩性以中酸性火山岩为主, 基性火山岩次之, 早、中泥盆世为海相, 到晚泥盆世为陆相。

表 2-1 研究区不同地段泥盆系发育特点比较简表

比较 地段		康古尔塔格-镜儿泉	克孜勒塔格-帕尔冈塔格	
地层划分	D ₃	上泥盆统	哈孜尔布拉克组	破城子组
	D ₂	头苏泉组	萨阿尔明组	
	D ₁	大南湖组	阿拉塔格组	
地层发育及沉积建造特征		上泥盆统不发育, 分布零星 下、中泥盆统发育, 分布广泛	下、中、上泥盆统均发育	
		总体上为一套活动类型的火山岩建造 上统: 陆相中酸性火山岩-火山碎屑岩为主; 中统: 海相硅质岩-火山碎屑岩; 下统: 浅海相中基性火山碎屑岩及正常碎屑岩为主, 夹中性火山岩	主要为一套碳酸盐岩及陆源碎屑岩建造为主, 局部夹火山岩, 属相稳定类型。 上统: 有相变。碳酸盐岩相或碎屑岩-火山岩、火山碎屑岩相; 中统: 浅海相碎屑岩-碳酸盐为主, 局部有火山岩; 下统: 碎屑岩(局部地段火山碎屑岩)为主, 夹少量碳酸盐岩	
生物群面貌		具北极太平洋型生物群特征(与东北、内蒙古接近)	具印度-南太平洋型生物群特征(与华南区相近)	
大地构造位置		准噶尔洋壳板块东南边缘活动带	塔里木陆壳板块西北部边缘活动带	

(据《新疆古生界(下)》等有关资料综合制表, 1995)

4. 石炭系

石炭系在研究区内分布广泛, 但就其地层发育、岩石组合及其所反映的古构造背景、古地理环境等方面看, 各地差异较大, 是包含了几个不同构造沉积区的产物。同时, 本区石炭系也是康古尔塔格金矿带、黄山铜镍矿带等重要成矿带的主要赋存层位。目前对本区石炭系地层划分意见不一, 本文所采用的石炭系划分方案具体见表 2-2。以康古尔塔格-黄山断裂带和苦水断裂为界, 把石炭纪的地层分为两套地层系统无序和有序地层系统, 具体方案见表 2-3。

表 2-2 东天山地区石炭系划分沿革表

新疆地层编表 1981	吴乃元 1982	东疆地区遥感地质矿产图 (1: 10 万) 吴乃元, 杨文勇 1987						西安地质学院、新疆地矿局 第一地质大队 1990, 1994						本 文																																																																																																																																																																																																																																																																															
								塔里木地层区				准噶尔地层区		天山地区		准噶尔																																																																																																																																																																																																																																																																													
								阿奇山-雅满苏岛弧地层小区				秋格明塔什-黄山海沟地层小区		康古尔塔格地层小区		觉罗塔格分区		南准噶尔																																																																																																																																																																																																																																																																											
																①		②																																																																																																																																																																																																																																																																											
苏穆克群								上统 C_3				苏穆克组																																																																																																																																																																																																																																																																																	
底坎尔群 C_2d	上亚群	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子群 C_2w	沙泉子组 C_2sh	上亚组	底坎尔组 C_2d	第三亚组	中石炭统 C_2	马头滩组 C_2m	苦水组 C_2k	梧桐窝子组 C_2w	底坎尔组 C_2d	上石炭统 C_2	马头滩组	沙泉子组 C_2sh	梧桐窝子组 C_2w	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w	沙泉子组 C_2sh	底坎尔组 C_2d	梧桐窝子组 C_2w

屑的碳酸盐岩等组成。由于该层位普遍经历了强烈的构造变形,造成其间的生物化石多拉长、定向排列和较为破碎,故难以采获比较完整的化石。该层不仅在岩性特征方面不同于火山岩层位(阿奇山组)之上所发育一套的生物碎屑灰岩、硅质灰岩层(雅满苏组下部层位),而且在层位上明显较低,同时它也不同于在韧性变形带内发育的某些强烈韧性变形的碳酸盐质糜棱岩、糜棱岩化结晶灰岩。更重要的是,剖面中该套碳酸盐岩层与上覆火山岩层之间存在有一个明显的沉积间断面,主要标志是其间发育有古风化壳,沿此壳面不均匀地富集了一套沉积型锰矿,在含锰矿层下部有时可见凝灰质砂砾岩层或紫色生物碎屑灰岩层。从地层发育的总体产状看,新建南北大沟组与上覆阿奇山组表现为平行不整合关系。

b. 阿奇山组 (C_1a)

该组名是西安地质学院“七五”期间在进行“康古尔塔格金成矿带地物化综合研究及找矿靶区优选”专题研究中由陶洪祥等提出,认为吴乃元、杨文勇(1987)选定的雅满苏组,其上、下亚组“从岩相上看存在显著差异,前者主要为正常的沉积碎屑岩及碳酸盐岩,后者主要为火山岩组合,”此外两者之间为角度不整合接触,故以阿奇山组取代雅满苏组的下亚组。

阿奇山组岩石组合特征总的为一套近火山口相-远火山口相,以中性-中酸性为主的火山岩-火山碎屑岩组合。它可能代表本区早石炭世晚期的一次强烈火山活动。

c. 雅满苏组 (C_1y)

本组在研究区内广泛分布。

总体上的岩性分为三段:灰岩段、火山碎屑岩夹灰岩段、灰岩夹碎屑岩段。区内雅满苏组中部含有较多的火山碎屑岩层,下部灰岩中含有较多的硅质成分,该套灰褐色硅质灰岩多含生物碎屑,局部化石保存较好,岩性特征明显。

d. 沙泉子组 (C_2sh)

沙泉子组最早由新疆地质局区测队(1958)建于哈密东南地区,建组含义指不整合覆于雅满苏组之上的一套地层,时代属中石炭世,1965年,区测队与长春地质学院合作确定为现沙泉子组。本组岩性特征总体上以富含生物化石的中薄层状灰岩、碎屑岩为主,夹少量火山岩及火山碎屑岩层。主要岩性有灰色、灰褐色生物碎屑灰岩,砾屑灰岩、泥质灰岩、灰褐色硅质灰岩、黄褐色钙质砂岩、粉砂质页岩及凝灰岩、沉凝灰岩、中酸性熔玄武岩等。地层厚度200~1200m,化石丰富,常见的有珊瑚、腕足、双壳、苔藓虫、海百合茎等。本组珊瑚礁体在生物灰岩中较为发育,但多为小规模点礁体,这与本区早石炭世晚期同样发育着一套正常滨浅海相沉积的雅满苏组明显不同,这也许是正是本区晚石炭世早期一套海相沉积的主要特征之一。

e. 马头滩组 (C_2m)

该组名是由吴乃元、杨文勇等编制“东疆地区遥感地质矿产图(1:10万)”时提出,西安地院305项目“85”报告(1995)对该组层位作了新的划分和对比。本文沿用马头滩组这一地层单位名称,但其含义厘定为沙泉子组之上不整合接触发育的一套中基性火山岩,火山碎屑岩层位,该层位在研究区内普遍发育,并代表着晚石炭世中期又一次强烈火山活动的产物。

本组岩性特征主要为一套中基性火山岩-火山碎屑岩组合,局部偶夹含生物碎屑灰岩

透镜体。主要岩性为：灰紫色-灰黑色安山岩，玄武质安山岩，杏仁状安山岩及灰紫色-灰绿色岩屑晶屑凝灰岩，角砾凝灰岩等为主，偶见灰岩透镜体。

②康古尔塔格-哈尔里克地层小区

由老到新叙述如下：

a. 小热泉子组 (C_{1x})

小热泉子组其应用范围仅限于康古尔塔格超壳断裂以北地区。其总的岩性特征为一套灰-绿色中酸性火山岩为主，间夹火山碎屑岩和少量正常沉积的碎屑岩及灰岩透镜体，主要岩性有斜长玢岩、安山玢岩、英安玢岩、玄武玢岩、安山玢岩和凝灰岩、火山角砾岩等，其中含有早石炭世的腕足类化石。

小热泉子组代表着本区下石炭统下部的一个火山岩层位，其与上覆地层恰特卡尔塔格群为整合接触，下部未见底，时代主要为维宪早期。

b. 恰特卡尔塔格群 (C_{1+2q})

西安地质学院 305 项目报告 (1995) 建立了恰特卡尔塔格群。

其下部与小热泉子组为整合接触，主要为一套巨厚的中-酸性火山岩组合为主，间夹火山碎屑岩、粉砂岩和灰岩透镜体，主要岩石有灰绿色斜长玢岩、安山玢岩、英安玢岩、凝灰岩、粉砂岩、生物灰岩等。灰岩中产有早石炭世维宪期的珊瑚。

其中部主要由一套灰色、灰绿色、褐灰色-紫红色不等粒岩屑砂岩，凝灰质砂岩，沉凝灰岩为主，间夹砾屑灰岩、透镜状硅质灰岩等组成。

其上部主要是恰特卡尔塔格一带中基性火山岩组合为代表，与上覆地层底坎尔组为不整合接触。

近年来研究表明，1995 年西安地质学院建立的恰特卡尔塔格群相当于新疆局地质一大队 1:5 万区调报告 (1995) 划分出的企鹅山群 (C_q)。

c. 底坎尔组 (C_{2d})

底坎尔组自从建立以后是变动最小的一个岩石地层单位。在岩石组合特征方面，总体上为一套黄绿-深灰、灰绿色调为主的火山细碎屑岩，间夹少量正常沉积的碎屑岩及富含蜓类的生物灰岩所组成，其中含有上石炭统维斯发阶中上部的蜓。

5. 二叠系

区内二叠系出露有限，明显受康古尔塔格和阿奇克库都克-沙泉子两条近东西向的深大断裂控制，使其总体上发育在三个不同的构造沉积区内。

①康古尔塔格岛弧沉积区

位于康古尔塔格超壳断裂北侧，自西向东继续出露于底坎儿，康古尔塔格以及大南湖西一带。二叠系一般下部含有较多的火山岩，火山碎屑岩，不同地段存在显著差异；中上部则以碎屑岩组合为主，各地段差异较小。总体上为陆相、海陆交互相的碎屑岩，为磨拉石建造。

②雅满苏岛弧沉积区

位于康古尔塔格超壳断裂与阿奇克库都克-沙泉子深断裂之间。仅发育下二叠统，主要出露于库姆塔格沙漠以东 M47-1 火山盆地至雅满苏一带。岩石组合主要为一套厚度巨大的海相火山岩-陆源碎屑岩，总体上以碎屑沉积为主，并伴有多期基性-酸性火山喷发活动。为磨拉石建造。

③北山岛弧-弧盆地沉积区不在本研究区内, 本文此略。

6. 中生界

①三叠系

主要分布于沙尔湖以北, 大南湖以西仅有部分出露, 总体岩性为棕红色、灰绿色、黄灰色砂砾岩与棕红色泥岩互层。

②侏罗系

研究区内出露有下、中侏罗统, 多沿断裂零星散布于小型山间盆地内, 其中觉罗塔格地区的康古尔塔格、疏纳诺尔、大南湖、梧桐窝子泉、野马泉等地出露较好。总体上为一套陆相碎屑含煤岩系。该套地层统称为下中侏罗统水西沟群, 细分为下侏罗统八道湾组 (J_1b) 和三工河组 (J_1s); 中侏罗西山窑组 (J_2x) 和头屯河组 (J_2t)。岩性主要为灰、灰绿色砾岩、砂岩或灰色深灰色泥岩, 砂质泥岩、粉砂岩、细砂岩等不均匀互层, 并含多层可采煤层。

③白垩系

主要分部在沙尔湖地区。下部为棕红色泥岩及砂岩互层, 与下伏侏罗系呈不整合或假整合接触, 上部为红色泥岩, 粉砂岩。

7. 新生界

新生界广泛分布在区内一些低洼地带, 超覆于老地层之上, 为一套陆相沉积包括了第三系渐新统-中新统桃树园组, 第三系上新统葡萄沟组、苦泉组, 总体岩性为橙黄、红色, 砂质粘土岩、砾岩、夹石膏及钙质结核, 含古脊椎动物化石。。

第四系更新统的西域组、乌苏群、新疆群; 全新统, 此外尚有化学沉积层, 分布于现代盐湖及沙泉水附近, 由石盐、芒硝、盐渍化亚砂土、淤泥等组成。

三、碰撞带两侧岛弧系火山岩组合特征

以康古尔塔格-黄山超壳断裂为界, 研究区跨越两大板块, 南为塔里木板块, 其北为准噶尔-哈萨克斯坦板块, 同时在靠近碰撞带的北边划分出康古尔塔格-哈尔里克岛弧系, 在碰撞带之南划分出阿奇山-雅满苏岛弧系, 现将各自的地质特征详述如下:

1. 阿奇山-雅满苏岛弧系

主要由石炭系火山-沉积岩系组成。二分的石炭系, 上统与下统之间存在区域性不整合, 下二叠统以碎屑沉积为主, 并伴有多期基性-酸性火山喷发活动为火山磨拉石, 不整合于石炭系之上。下石炭统由二个火山-沉积旋回组成: 早期旋回仅见于雅满苏地区东北部, 其下部为玄武岩, 安山岩及其不同成分的火山碎屑岩, 中部为火山复理石组合, 顶部为碳酸盐岩, 在南北大沟碳酸盐岩中发现菊石化石, 其层位低于韦宪阶; 晚期旋回在南北大沟和雅满苏分布, 以玄武岩、安山岩为主体, 并有大量火山角砾岩和集块岩, 雅满苏铁矿即产于其中。火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $331.3 \pm 48\text{Ma}$ (据 305 项目西安地质学院科研报告, 1995)。阿奇山主要为安山岩和英安岩及少量流纹岩, 上部为雅满苏组灰岩和碎屑岩, 在两个旋回之间存在间断, 西段阿奇山在安山岩及流纹岩中发现大量被火山岩熔蚀的花岗岩残块和碎屑, 大者数米, 小者几毫米, 镜下发现花岗岩中的长石, 石

英被熔蚀成港湾状,此现象表明火山岩从下向上通过地壳上升时遇到了花岗岩。在康古尔 VI 号金矿火山岩中锆石 U-Pb 年龄 591Ma,花岗岩中锆石测年也有老于石炭纪年龄值 396Ma 者(据 305 项目西安地质学院科研报告,1995),因此可以肯定岛弧发育在陆壳之上。火山岩中玄武岩为钙性-钙碱性,具岛弧拉斑玄武岩特征。上石炭统有二个火山旋回,早期旋回在沙泉子组夹有中基性和酸性火山岩,但不发育,只以极少夹层存在。其沉积岩有二个次级旋回,下部为粗屑岩;向上部碎屑逐渐变细,并含丰富珊瑚和腕足类化石,为碳酸盐岩;晚期旋回火山岩为玄武岩和安山岩,酸性岩极少,为马头滩组。玄武岩 Al_2O_3 高(16.5%),属钙碱性,火山岩也有二个次级旋回,火山岩中部碱性较高,为粗面玄武岩、粗安玄武岩和粗安岩。

2. 康古尔塔格-哈尔里克岛弧带

本区分布着奥陶系、泥盆系、石炭系等地层,其中奥陶系分布范围少,现具体叙述如下:

从康古尔塔格起经大草滩、大南湖、头苏泉和哈尔里克分布着泥盆系。下统大南湖组以基性火山岩为主,其次为火山碎屑岩;中统头苏泉组为海相中细粒砂岩和火山岩;上统康古尔塔格组为陆相中酸性火山岩,岩石为钙碱性。石炭系有下统小热泉子组,恰特卡尔塔格群,上下统之间为不整合接触,火山岩以安山岩为主体,同时有部分玄武岩和酸性火山岩,上统底坎尔组为类复理石及灰岩,下二叠统为粗面玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩,并有少量的玄武岩和安山岩与紫红色砂砾互层,具火山磨拉石特征,且火山岩-磨拉石不整合于上述地层之上。岛弧发育有消减侵入岩,有辉长岩,闪长岩,石英闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩,主要岩体有大南湖岩体,小铺南山上岩体,哈尔里克岩体,巴里坤岩体,苏那岩体及乌山果勒岩体,其中区内只有大南湖岩体、哈尔里克岩体,其余均在研究区外。小铺岩体 K-Ar 年龄为 330.6~326. Ma, Rb-Sr 年龄为 312Ma, U-Pb 年龄为 312.5Ma,花岗岩 $K_2O < Na_2O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.7049-0.7058,岩体属洋壳俯冲消减型,产生于活动大陆边缘。

东段哈尔里克地区最老地层为奥陶系下统,仅分布于天山庙,东头道沟一带,为变质陆源碎屑岩、火山碎屑岩、拉斑玄武岩及安山岩组成,厚 426m;奥陶系中上统为浅变质陆源碎屑岩,火山岩为中酸性火山岩局部夹大理岩,向西火山岩减少,碎屑岩及碳酸盐岩增多,厚度 3000~5000m,为准噶尔板块北缘加里东期岛弧组成部分,为早古亚洲大洋扩张时,西伯利亚板块向南俯冲的产物,泥盆-石炭纪是岛弧发育时期。中下泥盆统为中基性、中酸性火山岩,厚度达万米,在伊吾,盐池和鞑子沟一带为中、上石炭统复理石沉积,是博格达区弧后拉张盆地东延部分沉积物。

四、碰撞带内无序地层岩石组合特征

主要分布于本区北部与康古尔塔格超壳断裂带近于平行的巨大韧性变形带内,时代主要为石炭纪,由于带内岩石地层总体上已发生了强烈的韧性变形,原生层理也普遍被糜棱面理强烈置换,致使其地层层序难以厘定,尚属一套无序的构造岩石地层,按照构造岩石地层划分的原则,将其岩性特征和变质、变形强度比较近于一致的岩石组合划为

同一岩组，将其分别划分为苦水岩组、干墩岩组和梧桐窝子岩组。它们在区域上的排列，大致呈现由南向北近东西向展布的状况。由于各岩组的地质年代目前尚无确切依据，彼此均为断层接触。其岩石组合为火山-沉积岩系。各岩组划分对比和主要特征见表 2-2、3。

表 2-3 东天山碰撞带及两侧岩石组合构造特征对比

单元 代号	构造单元 名称	地层 类别	地层名称 及时代	岩石组合及变形 特征	韧性变 形程度	构造环境	成矿系统	
I	准噶尔板 块(南缘)	有序	底坎儿组 C_2	火山碎屑夹灰岩	无	洋壳板块南缘 活动型火山岛 弧	准噶尔板 块南缘铜 钼镍(金) 成矿系统	
			恰特卡尔塔 格群* $C_{1,2}$	中基性火山岩夹火山碎屑 岩、灰岩	无-弱			
			小热泉子组 C_1	中酸性火山岩夹火山碎屑 岩、生物灰岩	无-弱			
II ₁	康古尔塔格- 黄山断裂碰撞 带	无序	梧桐窝子组	已遭受韧性变形的火山- 沉积岩系，普遍糜棱岩 化，以各类糜棱岩为主， 置换强烈，呈强面理带， 各岩组间为断裂接触	强烈，为构 造岩组，变 形分为四期	弧-弧碰撞构造 带，典型的韧 性变形带		
			干墩岩组					
			苦水岩组 $C_{1,2}$ (?)					
II ₂	苦水断裂	有序	马头滩组 C_2	中基性火山岩-火山碎屑岩	无	陆壳板块北缘 活动型火山岛 弧	塔里木陆 块北缘金 铁(铜) 成矿系统	
			沙泉子组 C_2	生物灰岩、砾屑灰岩及碎 屑岩、珊瑚点礁体发育	无-弱			
			雅满苏组 C_1	生物灰岩、碎屑岩夹火山 碎屑岩	弱-中			
			阿奇山组* C_1	中酸性火山岩-火山碎屑岩	弱-强	古陆地块		
			南北大沟组* C_1	厚层糜棱岩化碳酸盐岩	强			
II ₃	中天山北缘 断裂	有序	$\epsilon-S$ (?)	浅变质碎屑岩、火山碎屑岩	弱-中	古陆地块		
			Pt_2	各类变质岩(原火山岩)	中-强			

注：*为新建地层组(据杨兴科等, 1998、1999)

1. 梧桐窝子岩组 (Cw)

分布比较广泛，向北以断裂与干墩岩组接触，有的地段被侏罗系，第三系和第四系覆盖，地表露头在整个研究区比较零散，但局部特别发育。

梧桐窝子岩组具典型的混杂堆积特征(据新疆一大队 1:5 万区域调查报告, 1995)，是一种普遍剪切的韧性基质与被构造破碎的外来和原地的岩块共生在一起的地质体。韧性基质主要由海沟原地形成的粉砂岩、沉凝灰岩和砂砾岩组成。可识别的构造岩块有三种：①碳酸盐岩与碎屑岩组成的块体，且普遍糜棱岩化；②单一成分的长石岩屑砂岩块体；③岩块为洋壳残片，具有蛇绿岩套的特征。

因此，梧桐窝子岩组是由特殊构造变动，即板块俯冲引起的，在板块缝合带由俯冲及碰撞共同作用形成的构造岩。

2. 干墩岩组 (Cg)

广泛分布于康古尔塔格-黄山断裂带内，呈近东西向展布，断裂北侧为康古尔塔格-哈尔里克地层小区的志留系、泥盆系、石炭系，以断裂与梧桐窝子岩组接触。

干墩岩组主要由深灰色片理化沉凝灰岩、英安质玻屑凝灰岩、不等粒长石岩屑砂岩、放射虫硅质岩、细碧岩、硅质板岩等组成，代表了深水沉积环境的硅-泥质岩组合。在韧性剪切变形变质作用下，岩石普遍发生强烈糜棱岩化。新疆地质一大队(1995)在干墩岩组中发现了 *Fusdilia. sp.* 化石，采用石炭纪二分法把该岩组划为晚石炭世早期，本文的作者经过野外观察，发现该岩组强烈变形，且处在碰撞带内，依据西安地院 305 报告也

同意这样划分。

3. 苦水岩组 (Ck)

分布区域广。主要是已韧性变形的火山-沉积岩系。在韧性剪切变形变质作用下，岩石普遍发生强烈变形，据姬金生、陶洪祥等（1994）研究认为是一套具重力流沉积特征的浊积杂岩，局部见鲍马序列。

苦水岩组主要由糜棱岩化杂砂岩、沉凝灰岩及杂砂岩、糜棱岩组成。

第三章 碰撞带两侧岛弧系地球物理与地球化学特征对比

一、区域地球物理与深部地球物理、构造特征

阿奇山-雅满苏岛弧系与康古尔塔岛-哈尔里克弧系, 据新疆康古尔塔格地区高精度航空物探综合研究报告(新疆地矿局, 地质部航空物探遥感中心, 1994)、可可托海-木垒-哈密-柳园-阿克塞综合地球物理测深剖面成果研究报告(中国地质勘查技术院, 1991), 与区域地球物理资料表明, 康古尔塔格-哈尔里克岛弧带布格重力异常为一明显的北高南低的重力梯度带, 航磁异常北为磁力高, 南为负磁异常区, 地震波纵波速度(V_p)呈台阶式变化, 北为双层结构, 有一高速体($V_p=6.99\text{km/s}$), 厚约 10km, 推测为洋壳性质, 南为三层结构, 地壳厚约 48km, 对应苦水幔隆区, 北侧地壳厚 54km, 对应幔坳区。穿过该区的综合地球物理测深剖面资料(徐新忠等, 1992), 也表明康古尔塔格断裂带两侧地壳有一定差异, 莫霍面起伏变化大, 最大落差达 12km(图 3-1)。

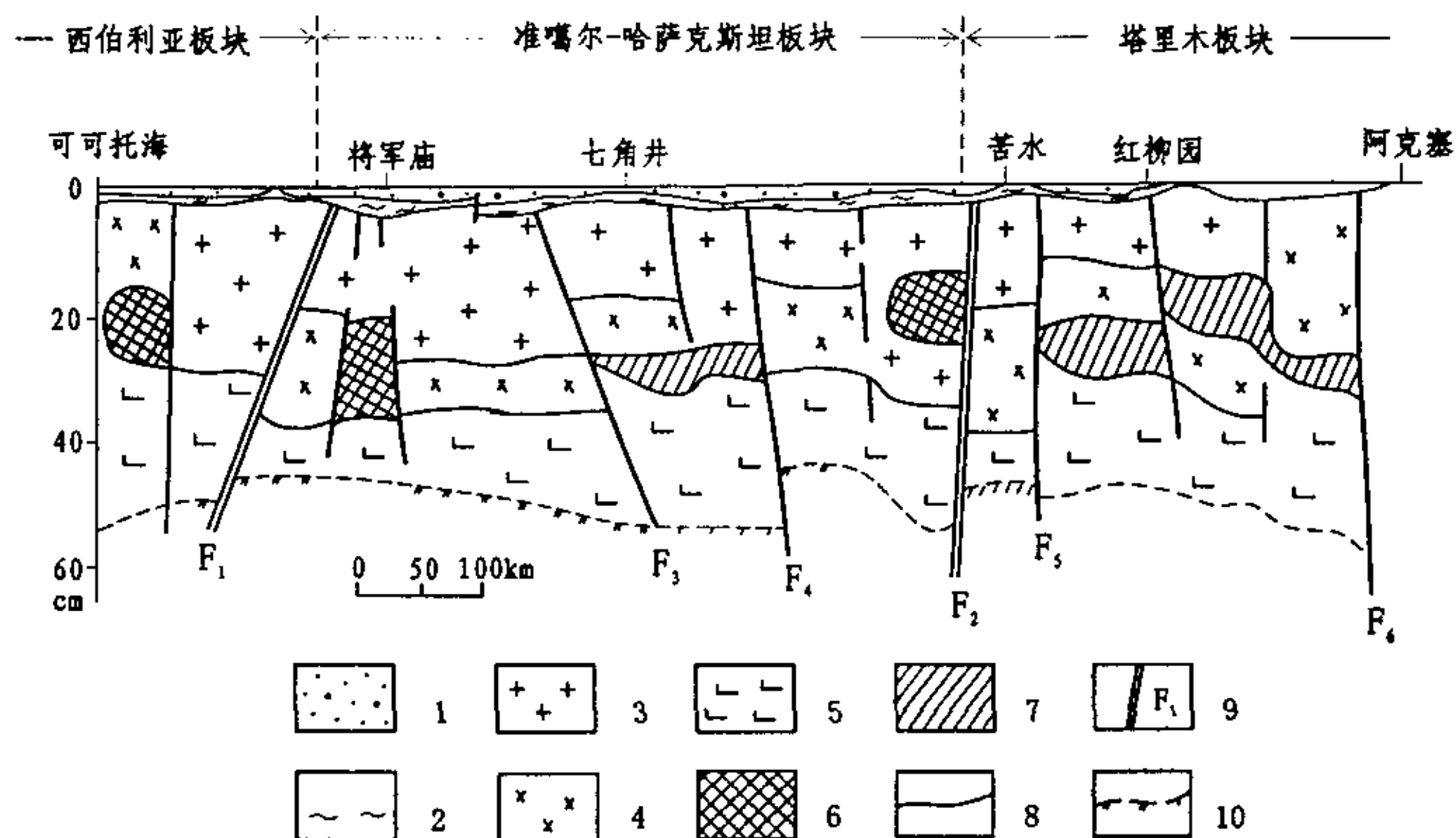


图 3-1 东天山大地构造单元与深部地壳结构图(转引自张连昌博士论文, 1999; 据徐新忠等, 1992; 简化修改)
1-中生界; 2-火山-沉积岩; 3-花岗岩质层($5.5\sim 6.1\text{km/s}$); 4-闪长岩质层($6.1\sim 6.7\text{km/s}$); 5-玄武岩质层($>6.7\text{km/s}$); 6-高速层(体); 7-低速层(体); 8-层间断裂; 9-构造单元分界断裂及编号; 10-莫霍面位置及清晰、较清晰、不清晰的 M 面; F_1 -克拉麦里深断裂; F_2 -康-黄深断裂; F_3 -准噶尔盆地南缘深断裂; F_4 -吐哈盆地北缘深断裂; F_5 -阿奇克库都克-沙泉子深断裂; F_6 -三危山南湖深断裂

现具体叙述如下:

1. 康古尔塔格-哈尔里克岛弧系

该岛弧主弧部分地壳为幔坳区，博格达弧后盆地有低速层的地壳，厚度 55km。莫霍界面速度异常为 7.1km/sec，具有弧后盆地拉张和活动的特性，吐哈盆地为幔隆区，反映新生代地幔上隆生成断陷盆地特性。岛弧主体为重力高，磁力高，异常在平面上是长椭圆状，重力最大为 $-110 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 之间，磁异常称底坎尔-梧桐窝子高磁异常带，局部异常规模大，强度高，呈近 EW 走向，该带平分三段：西段底坎尔平缓升高异常段；中部南部南湖戈壁剧烈变化异常段；东段梧桐窝子正负变化异常段。西段在平缓背景场上叠加数个块状高磁场异常，总体走向 NWW，磁场强度 200~400nT 之间，局部高值可达 1000nT 以上，中段异常呈长椭圆状或园状，走向 NWW-EW，一般强度值 300nT 以上，局部高达 1500nT 以上。东段异常带走向 NWW 向，南、北正值带间夹负值带，一般正磁场值为 200nT 以上，局部高值可达 1000nT 以上，负磁场一般在 -100nT，局部达 -900nT（图 3-2）。

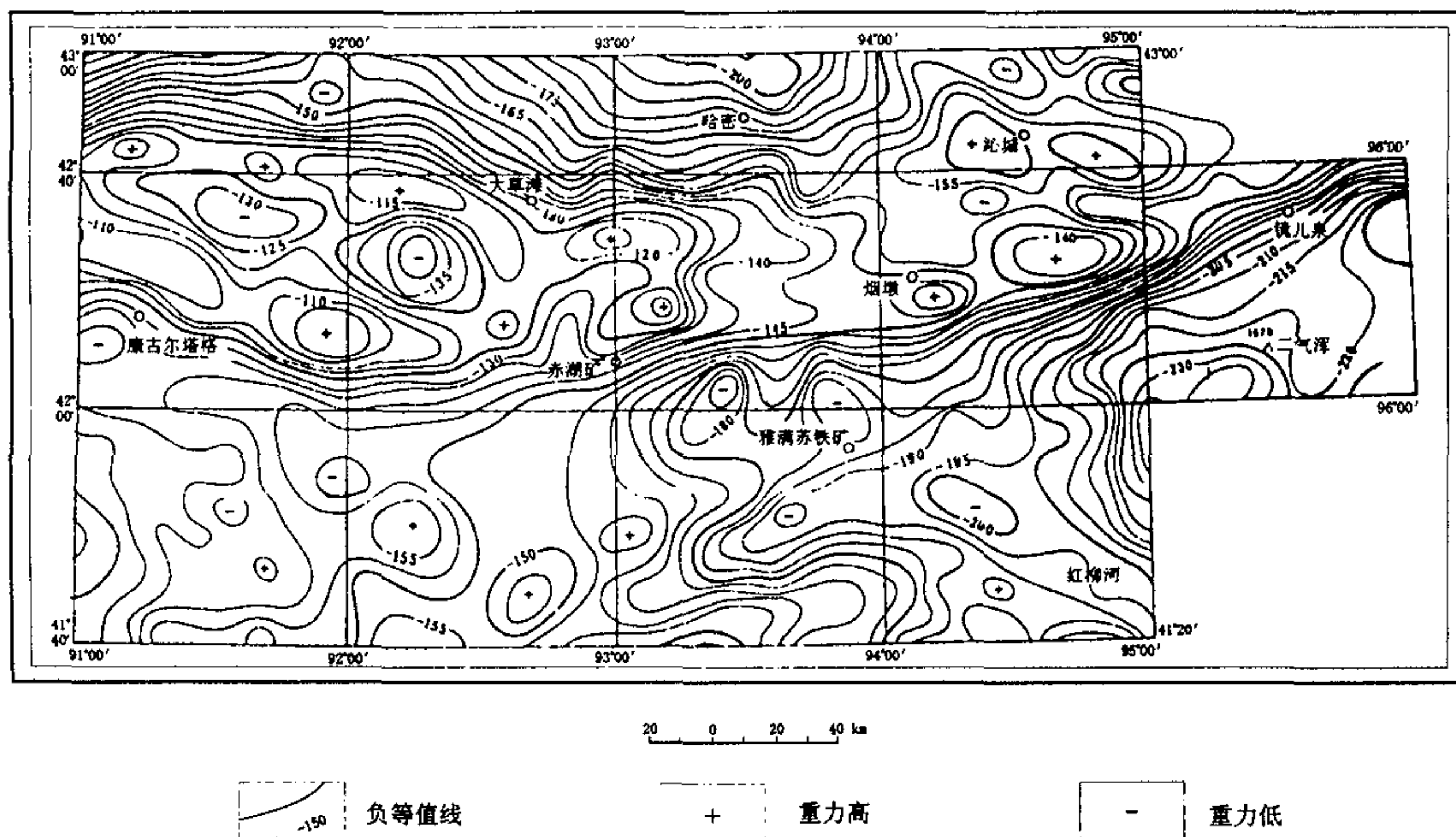


图 3-2 东天山重力布格异常图（据地矿部第二综合物探队，1991 修改）

航磁异常经化极向上延拓 20-40km，即消除浅层和局部磁性及磁化干扰后展现了一个近 EW 向区域异常带，其位于东经 $89^\circ \sim 94^\circ$ ，北纬 $42^\circ \sim 43^\circ$ ，极值在 $91^\circ \sim 93^\circ$ 最显著。当延拓 40km 磁带场圈成一个完整异常。

博格达山区地壳在布格重力图上是不甚规则的开阔重力高 ($-130 \sim -170 \times 10^{-5} \text{m/sec}^2$)，博格达山系两侧为深断裂，分别为吐哈盆地北缘断裂和准噶尔盆地南缘断裂，中新世沿此断裂上升发生断块运动，在山前重力梯度带，姚慧君计算（1988）山体每年使 1km 地壳上升 1 厘米，博格达均衡异常为 +400~500ga。

吐哈盆地内部中新世沉积覆盖较厚地段，地壳结构呈三层，厚度 45km，为全区最薄地壳。重力场特征是宽缓重力低值区，吐鲁番为最低区，在 $-220 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 以下，中新世厚达 2000 余米，该带异常正负相间，向东到了土墩，呈长椭圆隆起，异常值为 $-190 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。异常南部为向北突出的区域性重力梯度带，西起艾丁湖，东至大南湖煤矿，梯度值为 $18 \sim 20 \times 10^{-5} \text{m/km}$ 。

2. 阿奇山-雅满苏岛弧-海沟系

岛弧主体与中天山之间为阿奇克库都克-沙泉子断裂，岛弧主体北侧与海沟之间为苦水断裂。其地壳为三层结构，与其南北两侧构造单元（南部为中天山下古生代岛弧，北部为康古尔塔格-哈尔里克岛弧）均有显著不同（图 3-2）。本带地壳之下存在异常地幔，波速为 7.7km/sec，其下地壳玄武岩壳波速为 6.97km/sec，反映古生代造山带的特征。

重力异常为宽缓重力异常带，其异常强度 $-110 \sim -210 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ ，西段走向为 NWW，异常值为 $-110 \sim -120 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ ， $-180 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ ，在东经 $90^\circ \sim 93^\circ$ 之间近 EW 走向，异常值 $-150 \sim -190 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ ，东段走向 NEE，异常值 $-150 \sim -210 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ 。

秋格明塔什-黄山海沟带为负磁异常，磁场强度为 $-50 \text{nT} \sim -100 \text{nT}$ ，南部岛弧带为正负交替磁异常，强度 $-100 \sim -200 \text{nT}$ 。

综上所述，以康古尔塔格-黄山断裂为界，地球物理场特征有别，南北两侧各分属不同的构造单元。

二、地球化学元素分布和异常分区特征

据新疆北部地球化学分区图（杜佩轩，1994）研究区共跨越了两个地球化学省，即哈萨克斯坦地球化学省、塔里木地球化学省。

哈萨克斯坦地球化学省：相当于准噶尔板块，该区 Ni 的分布特征基本反映出不同地球化学省的差异，省区中的 Ni 平均值低于整个北疆地区，以亲铜元素 Ag、Cu、Cd、Hg、Zn、Au；亲石元素 Ca、Sr、Ba、Na；亲铁元素 Ti、Fe、Mn、V、Co 为高背景；以亲石元素 Al、Si、Mg、Li、Be；亲铁元素 Cr、Ni，稀有稀土放射性 Zr、Nb、La、Th、U 为低背景。

塔里木地球化学省：包括了塔里木盆地、中天山、南天山地区。东天山地区包括康古尔塔格-黄山碰撞带以南地区，主要以 Bi、Pb、U 为高背景，以亲铁元素 Co、Fe、Ti、V，矿化剂元素 B、P，稀土元素 Y 为低背景。

在研究区范围内，根据特征元素组合异常的空间分布，结合地质体分布特征，将该区域细分为 6 个地球化学带，各带特征如下：

1. 位于吐-哈盆地一带，主要元素有 Au、Ag、Cu、Zn，次要元素为 Cr、As、Pb，带内地层为侏罗系、第三系及第四系。

2. 位于底坎尔-大南湖一带，主要元素有 Cr、Ni、Co、Cu、V，次要元素有 Pb、Zn、Hg、Au、Ag、As、Mo、Sb、Cd、Bi，特征元素组合以 Cr、Ni、Co；Ni、Co；Cu、Ni、Mo 为特征。区内主要地层有奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系、侏罗系、第三系及第四系，并有花岗岩和闪长岩体分布。吐-哈盆地南缘深大断裂通过该带。

3. 位于康古尔塔格以北，相当于康古尔塔格-哈尔里克岛弧系南缘，呈近东西展布。主要元素为 Cu、Ag、Mo、Pb、Zn、Cd、Bi、Hg、Au、As、Sb，次要元素为 Cr、Co、

Ni。区内地层为石炭系，侏罗系，第三系及第四系，还有花岗岩、闪长岩体分布。

4. 位于康古尔塔格一带（相当于碰撞带），呈东西向延长。主要元素为 Cr、Ni、Co、Cu、Au、Mo、Pb、Zn、Ag，次要元素有 As、Sb、Bi、Cd、Hg，特征元素组合为 Cr、Ni、Co (Cu)；Ni、Co(Cu)；Cu、Ni、Au、Mo。区内地层为石炭系，还有大量的超基性岩，基性岩及中酸性侵入岩体分布。区内有明显的 Au、Cu、Fe 矿化异常。

5. 位于阿奇山-雅满苏铁矿一带。主要元素 Cu、Pb、Zn、Mo、Ag、Au，次要元素为 Cr、Ni、Co、As、Sb、Hg、Bi、Cd，特征元素组合为 Ni、Co、(Cu)。区内地层为石炭系，并有大量的中酸性侵入岩体分布。

6. 位于阿齐山-雅满苏铁矿以南。主要元素为 Cr、Ni、Co、Cu、Pb、Zn、Ag，次要元素有 As、Mo、Hg、Bi，特征元素组合是 Cr、Ni、Co。区内地层有前寒武纪变质岩、泥盆系、石炭系等，有大量的中酸性侵入岩体分布。

综上所述，碰撞带两侧的地球化学特征有别，南北两侧各分属不同的地球化学省。

第四章 碰撞带构造变形与火山-侵入岩组合特征

依据各大地构造单元内的地层建造、岩石组合,构造变形强度、变形样式、岩浆活动和变质作用特点、地壳运动方式等原则划分构造区。可分为三个构造区(据杨兴科等,1995):

1. 北部构造区-对应于康古尔塔格-哈尔里克岛弧带二级构造单元,以研究区北部的康古尔塔格超壳深断裂为南界。研究区仅涉及上述岛弧带南部。

2. 中部构造区-对应于秋格明塔什-黄山韧性剪切带,其主体对应于阿齐山-雅满苏岛弧系北部海沟带。介于康古尔塔格深断裂和苦水大断裂之间。

3. 南部构造区-对应于阿齐山-雅满苏岛弧带,北以苦水断裂为界,南以阿奇克库都克-沙泉子大断裂为界,据其内部变形特征又可进一步划分为北部和南部两个亚区。

一、构造变形特征

1. 北部构造区-康古尔塔格-哈尔里克岛弧构造带变形特征

北部构造区在研究区仅涉及到康古尔塔格-哈尔里克岛弧带南部构造带,出露泥盆-石炭系岛弧火山岩-火山碎屑岩和二叠系大陆碱性玄武岩。总体构造变形较弱,以发育褶皱(以 S_0 为变形面)和规模不大的脆性断裂为其特点。邻近康古尔塔格缝合带附近岩石变形较强。

褶皱在本区比较发育。石炭纪末由于南北向挤压(σ_1 近南北向水平产出),在恰特卡尔塔格附近的小热泉子组(C_1x),恰特卡尔塔格群($C_{1-2}q$)火山岩及其以东的碳酸盐岩地层形成了一轴向近东西的宽缓的背斜。在二叠纪后,由于第二次南北向挤压作用,使宽缓的背斜变成一轴向近东西的直立线状背斜,两翼基本对称,枢纽波状起伏。同时,在恰特卡尔塔格一带的二叠系玄武岩构成一规模较大的宽缓向斜,两翼基本对称,倾角 $40^\circ \sim 50^\circ$,轴面直立,枢纽向北东东向扬起。这两类褶皱均为 S_0 变形所构成的褶皱,它们在同一地区不同时代地层即不同构造层中出现,轴向基本,只是表现出石炭系亚构造层内褶皱较为紧闭,二叠系亚构造层褶皱相对较为宽缓。

断裂以北东、北东东向为主,并多见时代稍晚的北西向断裂。它们均为平移断裂,以脆性剪切方式运动,切割了不同时代地层和海西期岩体,破坏了上述褶皱的完整性。根据这些断裂的几何学和运动学特征分析,它们实质上是在近南北向挤压应力(σ_1)作用下的 X 型共轭剪切断裂发育而成。由于在挤压作用晚期,本区又明显叠加有右行走滑的作用,使得区内北西向脆性走滑断裂较为发育,且宏观构造特征(包括航卫片影象特征)较为明显。

2. 中部构造区-秋格明塔什-黄山韧性剪切带中深层次构造变形特征

(1) 概述

中部构造区位于康古尔塔格深断裂和苦水断裂之间,呈近东西向横穿研究区,南北

宽 5~20km。区内出露岩层以石炭系苦水岩组为主,包括康古尔塔格缝合带内的干墩岩组和梧桐窝子岩组,其突出特征是极为明显的东西向韧性剪切变形组构发育。从区域中型尺度(航卫片观察视域和 1:5 万填图范围)到显微尺度(手标本、露头和显微薄片视域)均可观察到具明显定向组构的韧性-脆-韧性剪切变形。构造置换作用强烈,尚难见到原生产状,原始层理 S_0 绝大部分已被透入性轴面面理所置换,现多见岩层以构造岩片形式产出。野外路线所见岩层产状多为剪切面理和轴面面理,有时也可见轴面面理发生变形,表明其具有多期次变形过程。

秋格明塔什-黄山韧性剪切带宽度在各地有一定变化,最窄处仅数 km,最宽处可达 20km,而且该韧性剪切变形带常可波及到南北两个岛弧带。在南部阿齐山-雅满苏岛弧带北缘该韧性剪切变形可影响 2~8km。研究区该韧性剪切带东西长逾 300km。据区域构造资料分析,该韧性剪切带向东西两端继续延伸,总长可能达 700 余 km。构成天山造山带内一明显的巨型韧性剪切带。

整个研究区该韧性剪切带变形影响地层除上述中部构造区苦水岩组、干墩岩组、梧桐窝子岩组外,还有北部构造区小热泉子组(C_{1x})一部分和南部构造区南北大沟组(C_{1n})全部和阿齐山组(C_{1a})、雅满苏组(C_{1y})的一部分。

(2) 变形序列及其特征

中深部构造层次的变形较强,研究区北侧的混杂堆积带代表本区古俯冲增生杂岩,它们处于古板块俯冲碰撞带这一特定的构造部位,在南北两大板块俯冲碰撞后,经历了复杂的多期构造变形。而该区中南部主要为苦水岩组、干墩岩组等,岩石类型以杂砂岩、硅泥质岩为主,属于能干性相对较差的岩石,而构造环境则为海沟环境,属于汇聚型板块边界的强应变构造域,同样经历了复杂的多期构造变形。依据野外观察和室内研究,采用构造解析方法,对中部构造区中深部构造层次的构造变形序列作了详细划分,并总结了其相应的构造组合特征,见表 4-1。下面就不同期次的变形特征分述如下:

① 第一期变形:早期中深部构造层次的紧闭同斜褶皱



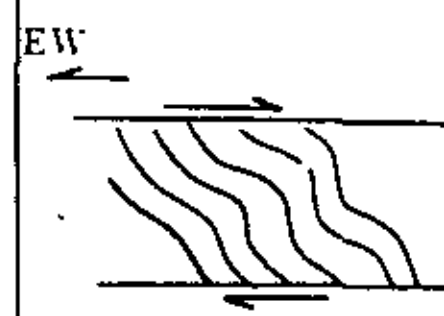
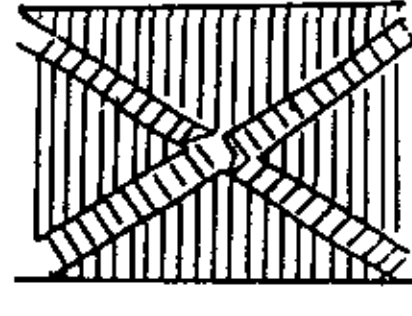
该期变形出现的构造类型有以透入性轴面劈理为主的面理、线理,一系列枢纽近东西向的紧闭同斜褶皱和与本期变形同期出现的古火山机构。由于后期构造叠加和改造,轴面劈理在不同地段表现出向南或南北陡倾的特点。而且所见这类褶皱均不完整,部分地段较难识别和恢复。在部分地段可见由相对能干岩层构成的无根褶皱。由于强烈的挤压作用,使原岩中的矿物集合体沿劈理面定向分布,组成“构造层理”。拉伸线理近直立,轴面劈理近东西向直立,枢纽近东西分布等均表明研究区本期区域主压应力方向为近南北向水平挤压。其变形环境为塑性流变,综合分析其变形机制是地壳中深部构造层次的压扁-剪切作用。

② 第二期变形:中深部构造层次的顺层(片)韧性剪切变形

该期变形范围广、强度大,以发育顺层(片)韧性剪切带为特征。出现的构造类型有剪切面理、S-C 面理、不同成分条带、拉伸线理、韧性剪切带(以俯冲型为主)和与本期变形相伴的古火山机构。岩石普遍受到顺层(片)的韧性剪切作用,但强弱表现有所不同,故常出现应变强度不同的剪切变形带相间排列。剪切带内岩石大部分已发生糜棱岩化,强变形带内常发育糜棱岩和千糜岩。

③ 第三期变形:中部构造层右行走滑脆-韧性剪切变形

表 4-1 中部构造区构造变形序列

变形期	第一期变形	第二期变形	第三期变形	第四期变形
各期名称	紧闭同斜褶皱	顺层(片)韧性剪切	右行走滑及脆-韧性剪切	挤压-膝折作用
构造类型	面理、线理、强烈褶皱、火山机构	面理、线理、韧性剪切带、火山机构	劈理、线理、节理、裂隙、脆-韧性剪切带、岩浆岩体构造	不对膝折、节理、裂隙
构造特征	大中型紧闭同斜褶皱发育, 大量透入性轴面劈理置换层理, 褶皱见于露头尺度上	发育俯冲型韧性剪切带, 见有糜棱岩石。局部可见 Ss-Sc 面状构造, 拉伸线理及旋转应变等	右行走滑型脆韧性剪切作用发育, 见有不对称倾竖褶曲及应变滑劈理, 近水平接伸线理等	在强烈劈理化岩石中见有单膝折带产出和共轭剪节理及张节理, 表明以近南北向挤压为主
构造线方向	EW	EW	NWW 和近 EW	SN 向或多向性
构造样式				
变形强度	中-强	强	中-强	中-弱
构造置换程度	以层理 S ₀ 为变形面, 置换比较彻底, 形成“构造层理”	以“构造层理”为变形面, 叠加强化早期面理, 置换较强	未置换, 以劈理为变形面形成不对称褶曲	未置换, 以早期劈理为变形面形成膝折带
变形环境	塑性流变变形	塑性剪切变形	脆-韧性剪切变形	韧-脆性变形
变形机制	地壳中深部的压扁-剪切褶皱作用	地壳中深部的俯冲型韧性剪切变形	地壳中部构造层的走滑型脆-韧性剪切变形	地壳中浅构造层次的弯滑和膝折作用
相对发育程度	局部	区域性	区域性	局部

这期变形以发育北西向和近东西向右行走滑的脆-韧性剪切带为特征。变形广泛, 全区均可见到。所见构造类型有劈理、线理、节理、裂隙、“Z”字型剪切褶皱、S-C 面理、o 型旋转碎斑系、雁行状变形(矿化)石英脉组合等。

从剪切带产状分析, 其呈近东西向或北西向平移延伸特点。以早期变形产生的面理 S₁ 为变形面发生右行剪切变形, 且变形环境由早期中深部构造层向中部构造层次转变, 韧性程度有所降低, 表现出脆-韧性剪切变形特征。也造成前期变形产生的不同成份条带发生右行剪切变形, 另一明显变形标志是早期断裂继续复合右行脆-韧性剪切变形, 形成一系列与此相对应的构造组合, 而且在早期侵位的岩浆岩体内也叠加了明显的右行走滑剪切断裂, 与本期变形相伴的矿物拉伸线理产状为近东西向水平产出, 表明其具平移走滑特点, 不对称旋转碎斑系剪切指向也表明其为右行剪切(图 4-1)。

该期变形的几何学、运动学及动力学分析表明,本期变形与第二期变形同属于一巨型韧性剪切带变形演化,从其韧性-脆韧性-脆性剪切变形的连续演化过程,构造层次由中深部向中部、中浅部逐

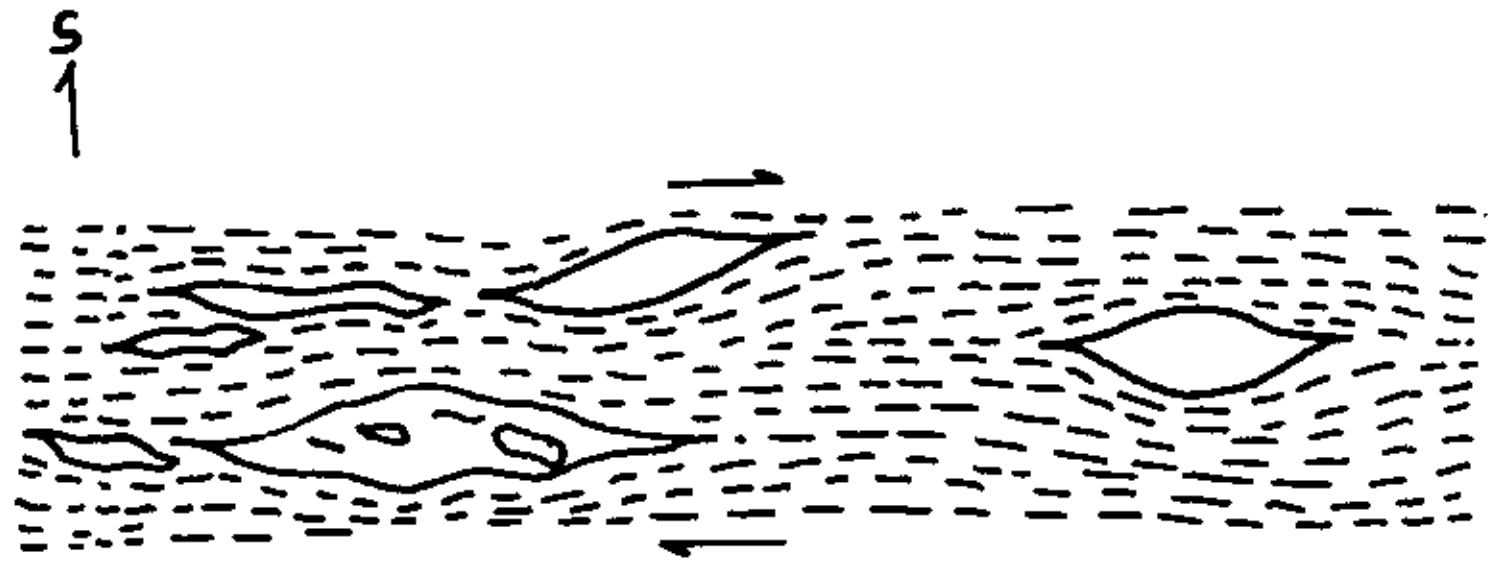


图 4-1 糜棱岩中旋转碎斑示意图

渐转化,构成本区韧性剪切带变形系统的较完整组合。但本期变形又有其独特的构造样式,以发育广泛、右行走滑剪切为主要特点与前两期变形有明显差异,它很可能是板块俯冲及碰撞过程中板块走滑的产物,因而具有一定的区域构造意义。

④ 第四期变形:晚期中浅构造层的膝折作用

本期变形主要表现为发育膝折带(图 4-2),膝折作用是一种兼具弯滑褶皱作用和剪切褶皱作用的特殊褶皱作用。

3. 南部构造区-阿齐山-雅满苏岛弧带构造变形特征

南部构造区指苦水断裂以南到阿奇克库都克-沙泉子断裂带之间的广大区域。对应构造单元是阿齐山-雅满苏火山岛弧带。该岛弧带呈近东西向展布,与康古尔塔格缝合线展布一致。其上出露

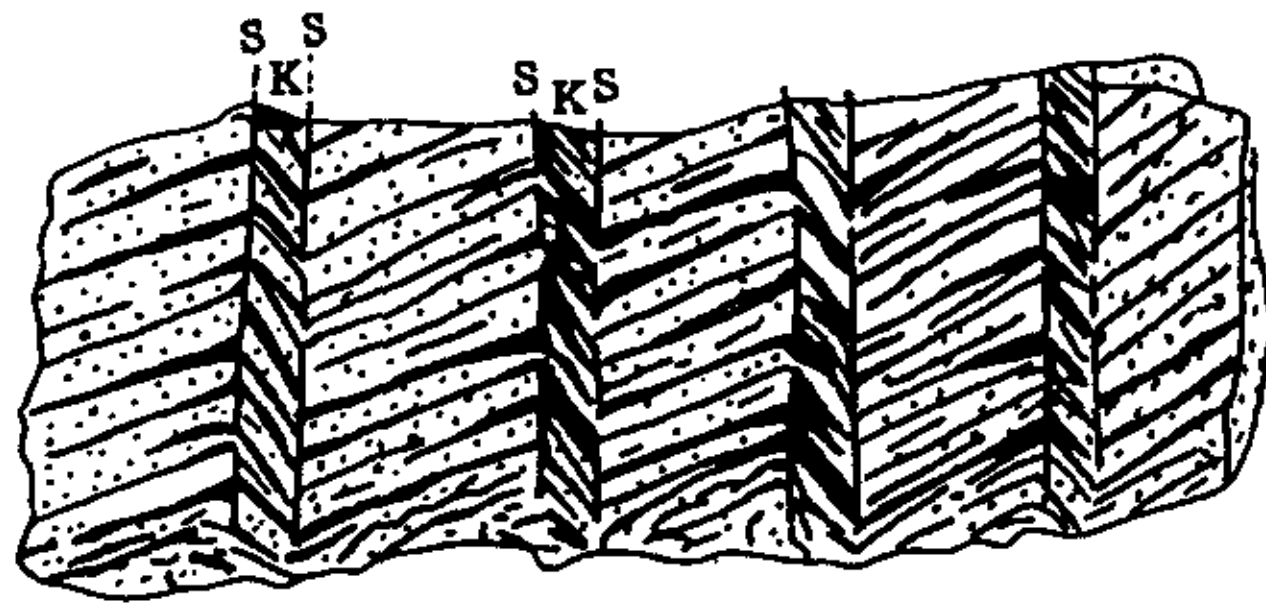


图 4-2 砂岩中的不对称膝折素描

(据西安地质学院 305 报告, 1995)

地层基本正常,从老到新见有南北大沟组(C_{1n})、阿齐山组(C_{1a})、雅满苏组(C_{1y})、沙泉子组(C_{2sh})、马头滩组(C_{2m})等,岩石类型主要为火山岩、碎屑岩及碳酸盐岩组合。

(1) 北部构造亚区

该亚区构造变形特征和变形样式、变形序列等特征基本上与前述中部构造区中深构造层次构造变形相类似,也同样发育了一系列韧性剪切带到脆-韧性剪切带再到韧-脆性剪切带的变形组构,出现了与各变形演化阶段相对应的构造类型,只是本构造区内韧性变形产生的糜棱岩主要是安山质糜棱岩、凝灰质糜棱岩、碳酸盐糜棱岩和花岗质糜棱岩等,比中部构造区糜棱岩类型多,原因在于本构造区出露原岩类型多样。

北部构造亚区韧性剪切变形带的突出特征是近东西向强弱应变域相间排列。此构造变形特征在康古尔金矿田和西凤山-长城山金矿田均很明显,为典型的脆-韧性变形的转换结果(据杨兴科等, 1995, 1999)。而脆-韧性变形转换及其剪切带是中、上地壳最常见的变形构造之一。(Srivastava 等, 1991; 吴树仁等, 1993)。

(2) 南部构造亚区

该亚区构造变形特征、变形样式和变形序列与北部构造亚区明显不同，二者具有明显的差异性。两个构造亚区变形特征对比见表 4-2。

表 4-2 南部构造区两个亚区构造变形特征对比

亚区	北部构造亚区	南部构造亚区
地层组合	$C_1n+C_1a+C_1y$	$C_1y+C_2sh+C_2m$
岩石组合	中酸性火山岩+碳酸盐+碎屑岩	碳酸盐+碎屑岩+中基-中酸性火山岩
主要构造类型	剪切面理、拉伸线理、脆-韧性剪切带强弱应变域相间、火山机构、侵入岩株、岩脉构造	劈理、交面线理、开阔褶皱、中心式岩体构造、推覆构造等
构造置换程度	部分地段置换强烈，为“构造层理”，部分地段可见残余 S_0 构造	未置换，以 S_0 为变形面形成褶皱等
变形强度	中-强	中-弱
变形样式	近东西向脆-韧性剪切带强弱相间分布	近东西向宽缓背向斜相间排列，叠加有推覆构造
变形环境	脆-韧性转换剪切变形	脆性变形、挤压为主
变形机制	地壳中部构造层次的脆-韧性转换剪切变形	地壳浅部构造层次的弯滑和推覆构造
与矿产关系	金矿成矿集中区段	铁矿成矿集中区段

(据 305 项目西安地质学院科研报告，1995)

南部构造亚区以层理 S_0 为主，其上叠加有劈理，见有开阔宽缓型褶皱，由轴向近东西向的背向斜相间排列所组成（图 4-3），此在南北大沟-长城山一带最为明显。

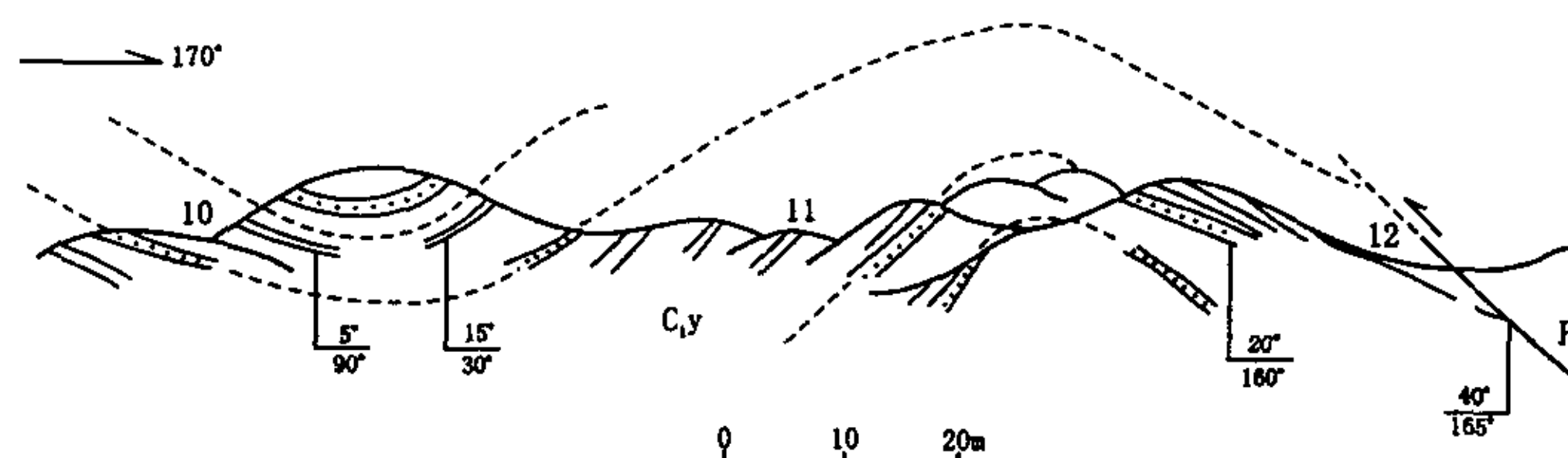


图 4-3 长城山大沟褶皱构造素描（据西安地院 305 课题报告，1995）

该亚区的断裂主要是脆性断裂系统，以近东西向和北东、北西向各组最发育，尤其是北西向或北西西向脆性剪切断裂系，其上叠加了后期右行走滑，使得该组断裂变形效果更为明显。常造成切割地层和其它方向的断裂。

该亚区另一重要现象是多见推覆构造迹象，在阿齐山、南北大沟、长城山等地见有由南向北发育的推覆构造，上石炭统马头滩组（ C_2m ）火山岩逆冲推覆于沙泉子组（ C_2sh ）灰岩之上。表明该区在后期受到近南北向挤压，从而产生区内不同程度的推覆构造。

在研究区及其以南地区，它们均是由南向北推覆。从吐-哈盆地两侧冲断层研究分析，吐哈盆地南缘主要是向北逆冲推覆，而吐哈盆地北缘博格达山一带则是由北向南逆冲推覆。由区域地质构造资料分析吐哈盆地南部普遍存在大型推覆构造（闫文元，1987；马

瑞士, 1993) (如图 4-4)。

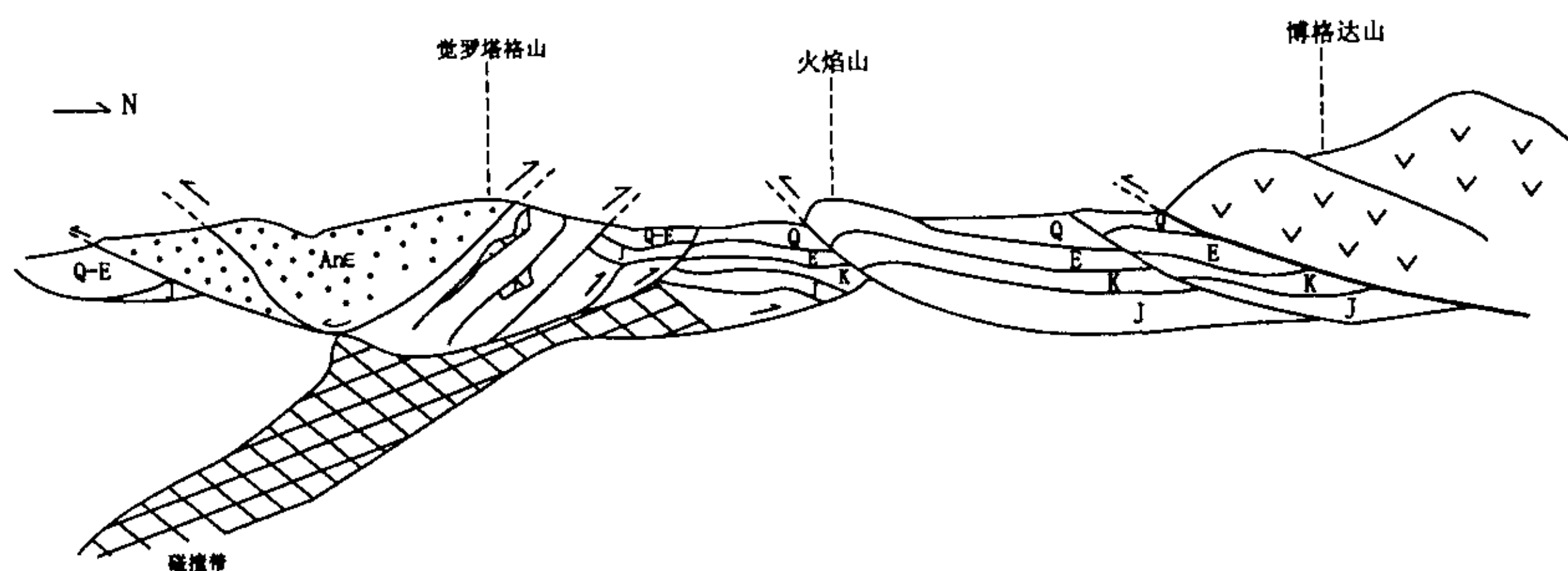


图 4-4 吐-哈盆地向两侧俯冲示意图 (据马瑞士, 1993, 葛肖虹, 1999 综合修编)

据研究, 这些推覆构造在晚二叠世-侏罗纪均有活动 (马瑞士, 1993)。表明塔里木板块与准噶尔板块碰撞后, 自 230Ma 以来, 二者相互之间的运动并未停止, 仍表现有不同规模 and 不同层次的推覆构造。且其主导应力作用为南北向挤压作用。

二、碰撞带及两侧火山岩特征对比

1. 火山岩的分布

碰撞带及两侧火山岩分布比较广泛, 以康古尔塔格-黄山断裂为界, 分属于两个不同的岛弧系, 即南部为阿奇山-雅满苏岛弧系, 北部为康古尔塔格-哈尔里克岛弧系, 不同岛弧系火山岩的分布和组合各不相同, 现分述如下:

(1) 阿奇山-雅满苏岛弧系火山岩的分布

火山岩主要分布于秋格明塔什、阿奇山、马头滩、铁岭、百灵山、黑龙峰、南北大沟、长城山, 向东跨过库姆塔格沙带至雅满苏、黑峰山和沙泉子等地。

该火山岛弧是在泥盆-石炭纪的北天山洋扩张, 大洋板块向南俯冲的产物, 由于二叠纪晚期两板块的闭合, 二叠系上统磨拉石不整合于整个岛弧体系之上。

(2) 康古尔塔格-哈尔里克火山岩的分布

本区的火山岩包括前岛弧阶段奥陶纪火山岩及主体海西期火山岩。奥陶纪火山岩仅见于哈密大道沟恰干布拉克附近。志留纪火山岩仅在哈密市 885.3 高地出露一小部分。泥盆纪主要分布于康古尔塔格以东和其北部大南湖、头苏泉直到哈尔里克山。石炭纪有小热泉子组和恰特卡尔塔格群, 分布比较广泛。下二叠统火山岩与紫红色砂砾岩互层, 具火山磨拉石特征。

2. 火山岩岩石化学、地球化学特征

碰撞带两侧火山岩岩石化学、地球化学特征各自不同, 分述如下:

(1) 阿奇山-雅满苏岛弧系火山岩岩石化学、地球化学特征

a. 下统阿奇山旋回火山岩岩石化学分析结果见表(4-3), SiO_2 含量为 48.50~68.66%,

表 4-3 南北大沟石炭系下统火山岩化学成分表(%)

序号	岩石名称	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O	Σ
1	糜棱岩化玄武岩	48.52	13.69	1.60	4.07	6.30	7.65	0.08	8.46	3.00	4.03	0.13	0.00	5.82	
2	玄武岩	48.50	17.13	0.91	3.11	6.02	7.15	0.11	8.01	3.56	0.48	0.17	0.00	4.25	
3	玄武质集块岩	48.40	15.46	0.76	5.95	3.24	4.95	0.07	11.9	1.58	0.49	0.15	2.40	2.54	
4	英安岩	68.66	13.14	0.6	1.5	3.60	2.60	0.06	1.25	5.12	0.40	0.15	0.00	3.00	

(据西安地院 305 报告, 1995)

$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 在玄武岩和安山岩平均含碱量为 4%; 英安岩-流纹岩平均为 6%±。岩系可分成低钾和高钾两个亚组, 在 $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ 关系图解中, 高钾组 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.35$, 当 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 总量到 5~6%之后, 一部分安山岩、英安岩和流纹岩向 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值高的方向演化。在 ATK 图解中(图 4-5)玄武岩、安山岩样品投入岛弧玄武岩和安山岩区。在图 AFM 图解中(图 4-6)玄武岩、安山岩样品投入拉斑玄武岩系列。在 Ti-Zr 图解中玄武岩样品均落在岛弧拉斑玄武岩区、下统玄武岩 Al_2O_3 含量平均低于 16%, 岩系总的具岛弧拉斑岩系特征。

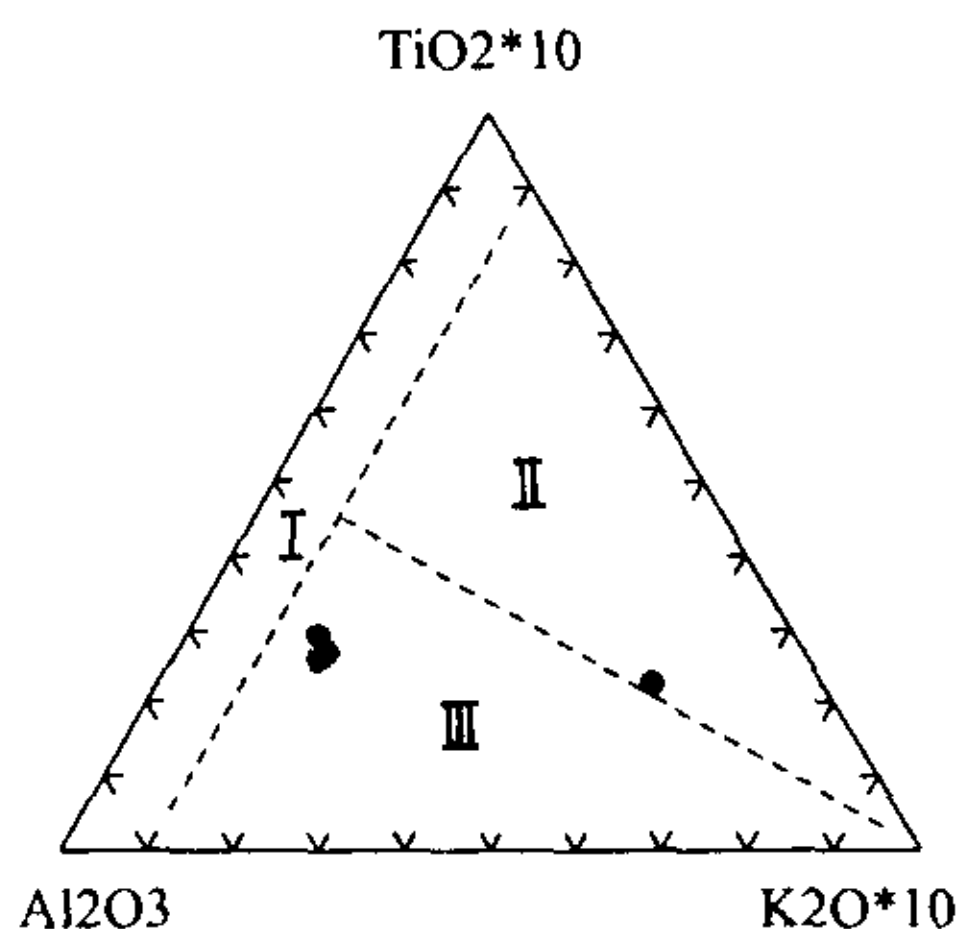


图 4-5 南北大沟石炭系下统火山岩 ATK 图
(ATK 图均据赵崇贺, 1989 图投点绘制, 图中氧化物为质量百分比)

I-大洋玄武岩; II-大陆玄武岩; III-岛弧玄武岩、安山岩

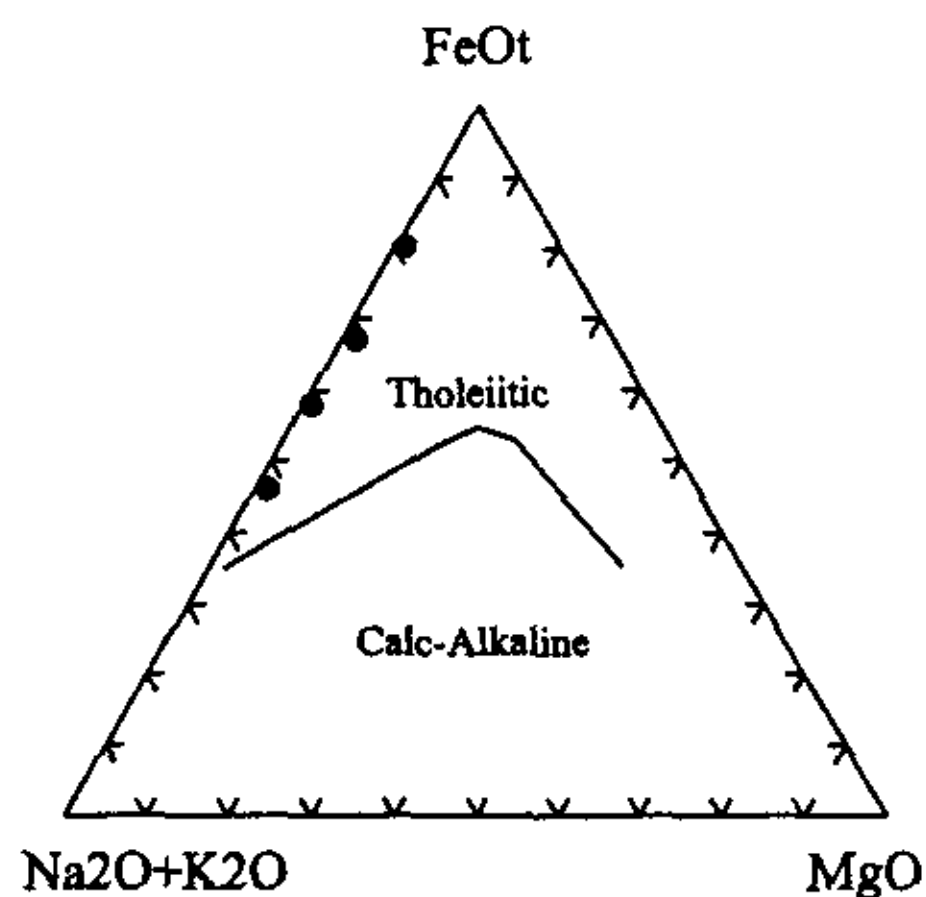


图 4-6 南北大沟石炭系下统火山岩 AFM 图
(AFM 图均据 Macdonld, 1968 图投点绘制)

CA 钙碱性系列; III 拉斑玄武岩系列;

b. 上统火山旋回: 岩石化学成分见表 4-4, 玄武岩总碱量 2.8~7.2%, 平均为 4.5%±, 玄武安山岩 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 总量 4.68~6.91%, 平均 5%。安山岩平均在 6%±, 英安岩平均 6.5%, 流纹岩平均值为 6%±, 与下统相比, 碱量增加。

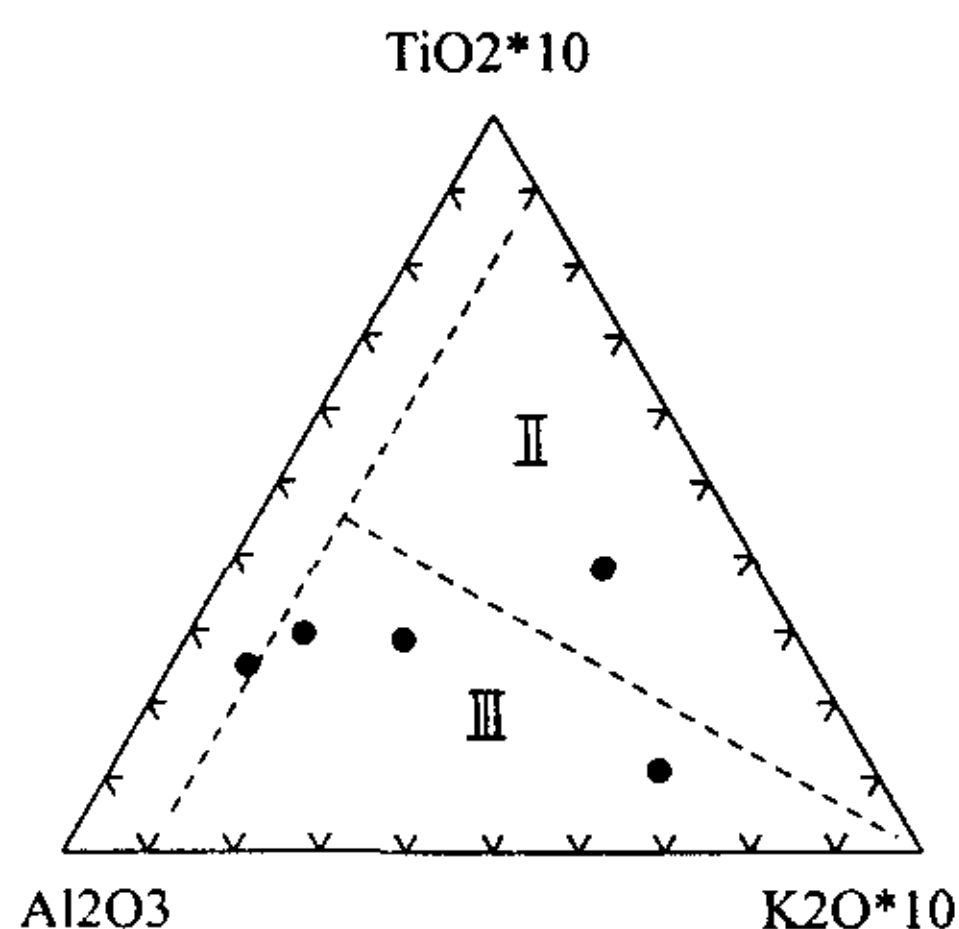


图 4-7 南北大沟石炭系上统火山岩 ATK 图
(同 4-5 图)

I-大洋玄武岩; II-大陆玄武岩; III-岛弧玄武岩、安山岩

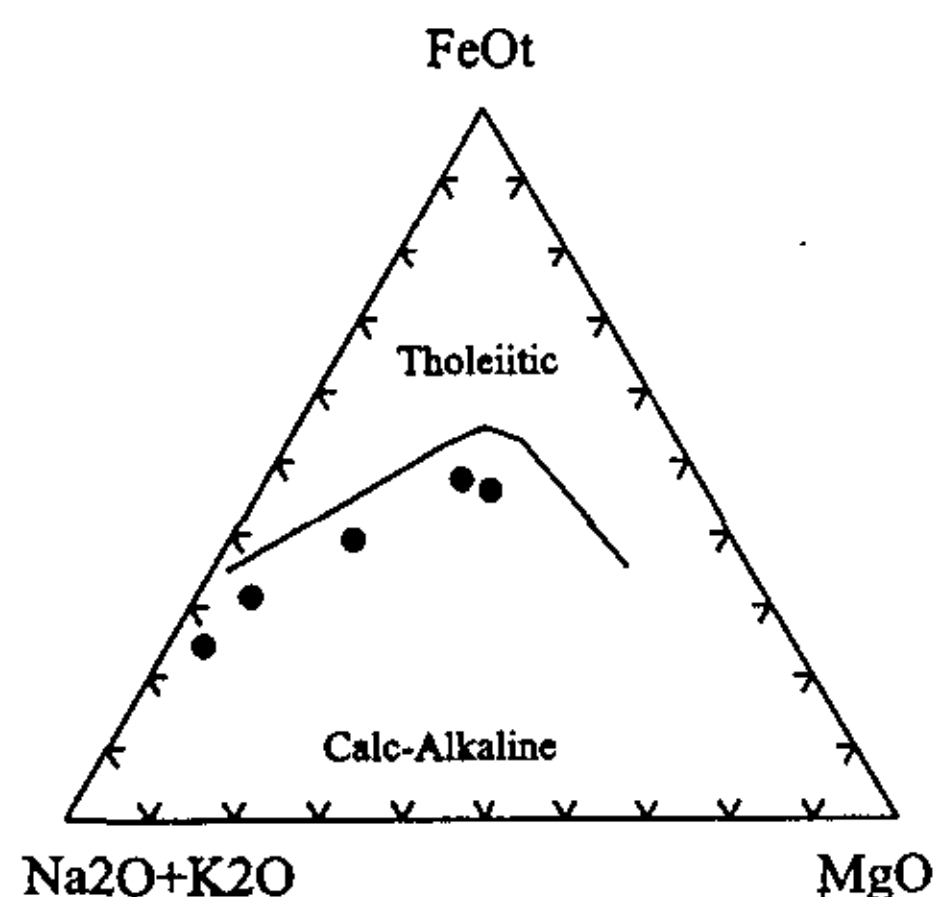


图 4-8 南北大沟石炭系上统火山岩 AFM 图
(同 4-6 图)

CA 钙碱性系列; TH 拉斑玄武岩系列;

表 4-4 南北大沟石炭系上统火山岩化学成分表 (%)

序号	岩石名称	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Σ
1	橄辉玄武岩	48.86	4.14	0.90	7.13	1.69	0.09	4.01	10.67	3.92	1.01	0.22	3.60	3.22	
2	橄辉玄武岩	49.40	16.53	1.04	5.71	3.22	0.16	5.00	7.20	3.76	0.91	0.22	3.22	3.25	
3	安山岩	62.86	15.30	0.80	4.41	1.99	0.13	2.26	1.96	6.61	0.36	0.13	0.75	1.76	
4	英安岩	69.35	13.60	0.60	2.48	0.64	0.05	0.52	1.88	4.95	3.43	0.09	1.11	0.94	
5	流纹岩	75.6	10.09	0.39	2.02	0.90	0.11	0.58	2.78	5.21	0.14	0.11	0.75	0.76	

(据西安地院 305 报告, 1995)

δ 值除少数粗面玄武岩、粗面玄武安山岩大于 3.3、平均值大约于 1.8, 属碱性火山岩, K₂O/Na₂O 比值小于 1, 按比值岩石也可分为高钾和低钾二亚组, 多数样品沿着 0.65 等值线演化, 少数低钾沿 0.14 等值线演化, 从 ATK (图 4-7) 和 Ti/100-Zr-Sr/2 图解中, 玄武岩样品落在 C 区岛弧钙碱玄武岩区, 在 AFM 图解中投入钙碱性系列区中 (图 4-8), 在 MgO-FeO*-Al₂O₃ 图解玄武岩多数投入在扩张中心岛屿区 (图 4-9)。总之, 上统火山岩具岛弧钙碱性组合特征, 微量元素分析的结果与常元素分析得出的结果相同。

(2) 康古尔塔格-哈尔里克火山岩岩石化学、地球化学特征

① 奥陶纪火山岩

从其化学成分来看, 与正常岩石类型相似, 碱质略偏高, 钙镁含量偏低。标准矿物成分计算 (CIPW) 各类岩石的 HY 都超过 3%。并含少量 OL 分子, 不含 Ne, 据 OL'-Ne'-Q' 差

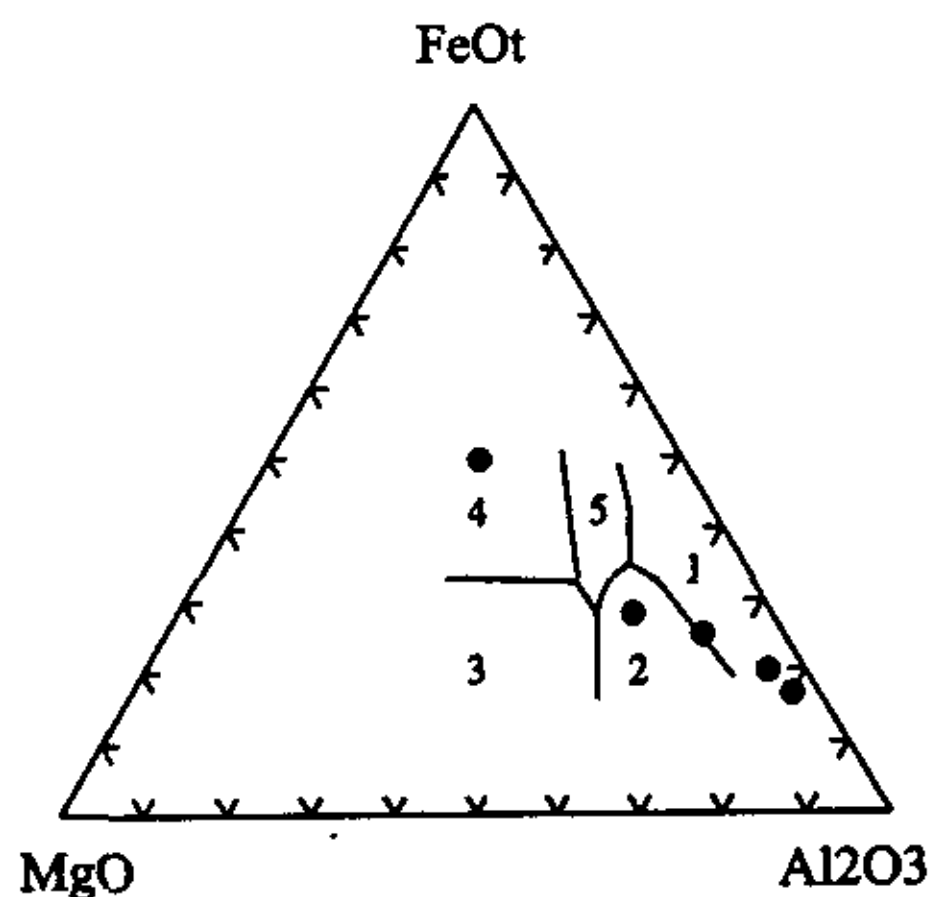


图 4-9 南北大沟石炭系上统火山岩 MgO-FeO*-Al₂O₃ 图

(据 T. H. Pearce, 1977 图投点绘制)

1. 扩张中心岛屿; 2. 造山带; 3. 洋中脊及洋底; 4. 大洋岛屿; 5. 大陆板块内部

别图可见，本区奥陶纪火山岩都属于拉斑玄武岩系列，其岩石类型为橄榄拉斑玄武岩向石英拉斑玄武岩过渡，据周济元研究（1994），稀土分馏程度较低， $La/Tb=3.1$ ，轻稀土分馏程度又较重稀土为高， $La/Sm=2.7$ ， $Tb/Lu=1.1$ ，Eu 异常不明显，本区岩石化学成分及微量元素特征表明该带火山岩具活动性大陆边缘和由地幔熔融的原始岩浆注高度分异形成。

由于志留纪火山岩出露比较少，本文此略。

②泥盆纪火山岩

通过对大南湖组岩石化学分析，泥盆纪火山岩以富 Na 为其共同的典型特征， Na_2O 最高为 5.36，平均为 4.13，与其他相比，以高 SiO_2 、 Na_2O 、低 TiO_2 、 MgO 、 CaO 为特征。流纹岩则低 SiO_2 、 K_2O 而高 Na_2O 、 TiO_2 的特点，岩石的里特曼指数 (δ) 主要介于 0.73-1.8-3.3 之间，因此主体属于钙碱性类型。据 AFM 图知本区火山岩的演化规律大体沿拉斑玄武岩系列和钙碱性系列的边界延伸，演化的趋势也与钙碱性系列相似（据周济元，1994）。

而 1998 年在大南湖采样分析（具体见表 4-5），泥盆系火山岩 Na 的含量比较小， Na_2O 最高为 1.54，平均为 0.35，在 ATK 图中样品多数投入 III 区岛弧玄武岩中（图 4-10），而在 AFM 图中样品投在拉斑玄武岩系列（图 4-11）。综上所述，岩系总的具有岛弧拉斑玄武岩特征。

表 4-5 大南湖地区火山岩化学成分表 (%)

序号	岩石名称	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO	TiO_2
1	橄榄玄武岩	58.12	14.80	9.19	1.53	0.70	12.40	0.13	0.05	0.24	0.12	0.80
2	橄榄玄武岩	50.32	3.9	5.32	3.45	2.66	17.95	0.03	0.09	0.14	0.16	0.18
3	安山岩	87.06	1.23	9.85	0.85	0.11	1.23	0.02	0.03	0.05	0.05	0.00
4	英安岩	88.00	0.68	7.22	0.90	0.21	1.31	0.05	0.02	0.04	0.05	0.07
5	流纹岩	63.90	7.88	0.83	1.68	1.63	9.46	1.54	1.97	0.01	0.05	0.21

（样品由西安工程学院测试中心分析，1999）。

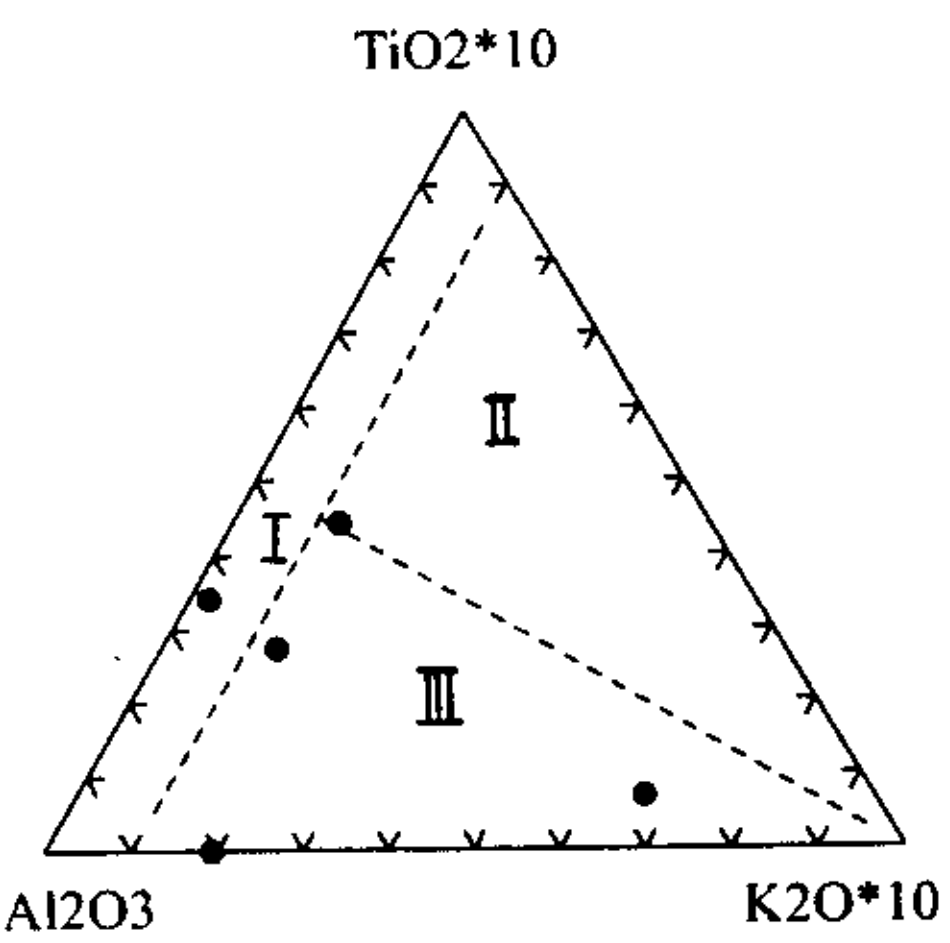


图 4-10 大南湖泥盆系火山岩 ATK 图
（同 4-5 图）
I - 大洋玄武岩；II - 大陆玄武岩；III - 岛弧玄武岩、安山岩

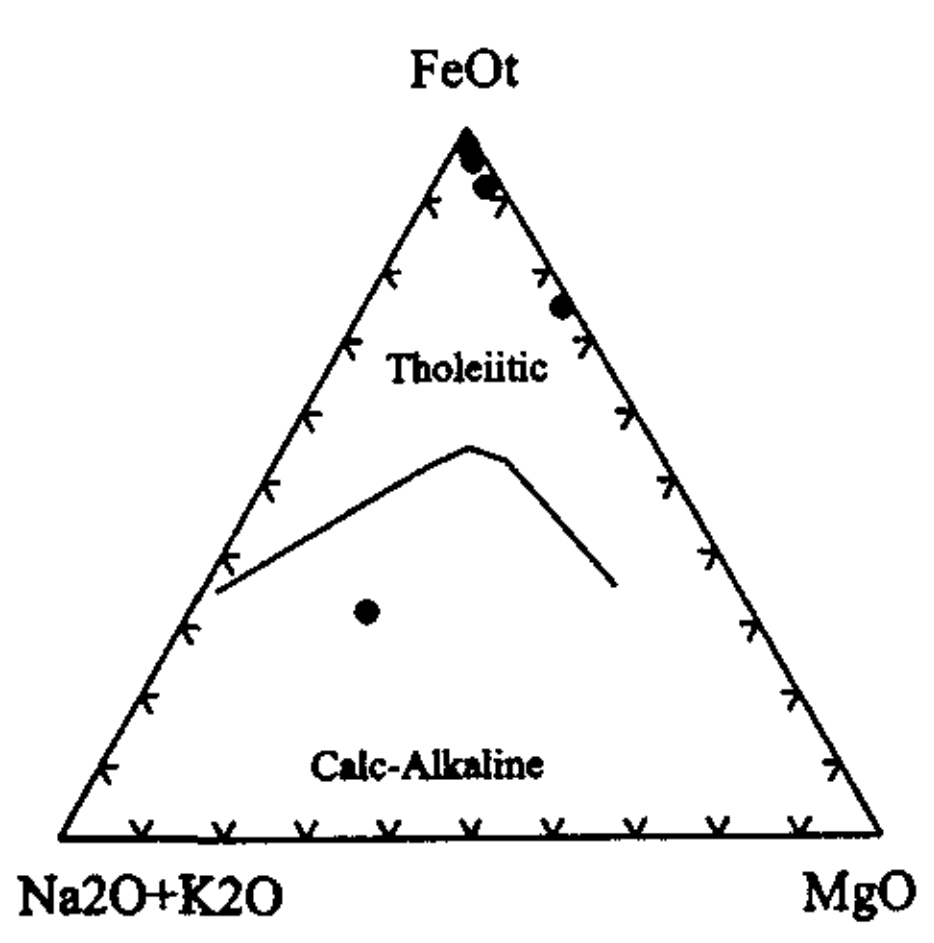


图 4-11 大南湖泥盆系火山岩 AFM 图
（同 4-6 图）
CA 钙碱性系列；III 拉斑玄武岩系列；

③石炭纪火山岩的岩石化学、地球化学特征

石炭系下统：有小热泉子组和恰特卡尔塔群上部。小热泉子组火山岩，分析结果见

表 4-6。岩石 SiO_2 为 53.46-72.70%， $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 总量为 2.72-9.99%， δ 值除个别达 4.46 外，绝大多数为 0.49~3.10，均值 2.30，为钙碱性火山岩，在 ATK 图解上（图 4-12），玄武岩和安山岩均投入岛弧区内。在 AFM 图中样品投入钙碱性系列和拉斑玄武岩系列（图 4-13），但在 $(\text{MnO} \times 10) - (\text{TiO}_2/10) - (\text{P}_2\text{O}_5 \times 10)$ 图中（图 4-14）投在钙碱性玄武岩区中。恰特卡尔塔群上部的火山岩地球化学特征与小热泉子组差别不大，在 ATK 图解，玄武岩和安山岩投在岛弧区。在 $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^* - \text{MgO}$ 图解中样品投在钙碱性系列和拉斑玄武岩系列两区，在 AFM 图解上绝大多数岩石投在拉斑岩系区内。所以可以确认中上石炭统火山岩属岛弧拉斑岩系向钙碱性玄武岩系转变。

表 4-6 小热泉子石炭系火山岩化学成分表（%）

序号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MnO
1	玄武岩	53.46	1.02	15.94	4.18	5.14	5.01	9.32	1.76	0.96	0.09	0.10
2	安山岩	56.94	0.70	15.45	2.56	4.80	5.14	6.53	2.67	0.67	0.10	0.25
3	英安岩	67.62	0.46	14.51	3.08	0.88	1.94	1.51	8.22	0.51	0.09	0.05
4	流纹岩	72.70	0.27	13.07	1.89	9.42	0.45	1.02	4.58	3.95	0.04	0.11

（据西安地院 305 报告，1995）

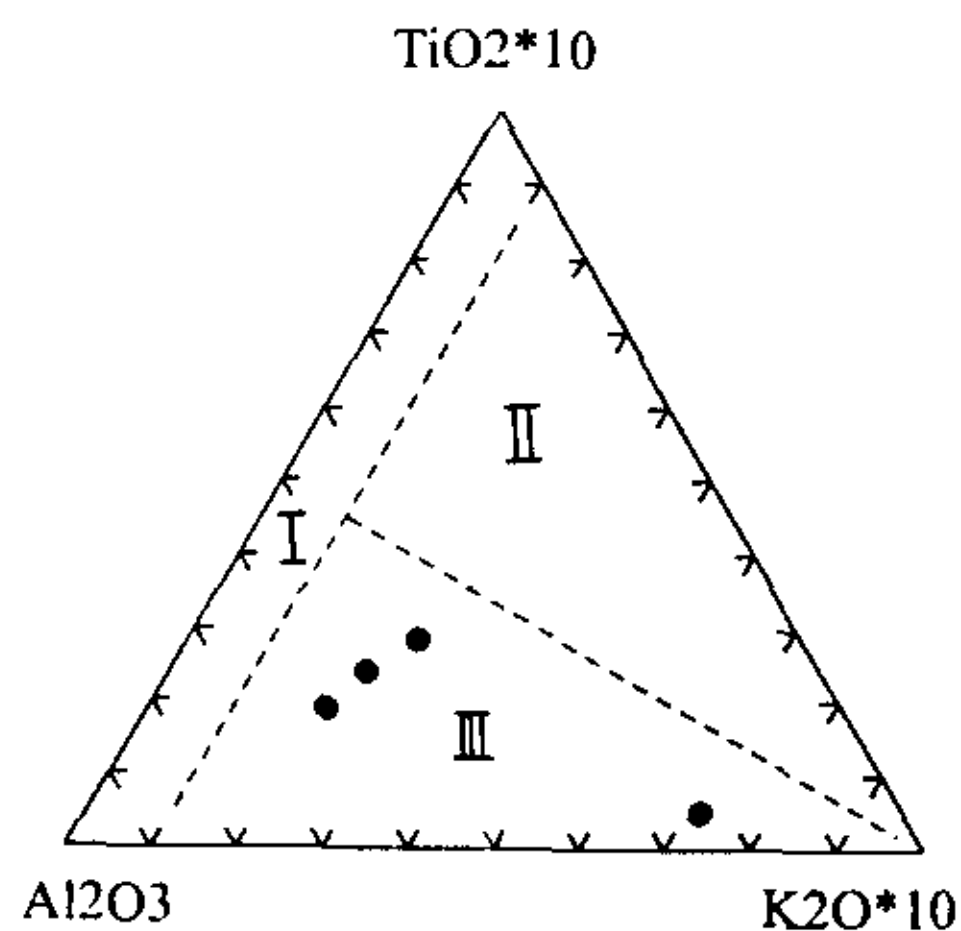


图 4-12 小热泉子石炭系火山岩 ATK 图
（同 4-5 图）

I - 大洋玄武岩；II - 大陆玄武岩；III - 岛弧玄武岩、安山岩

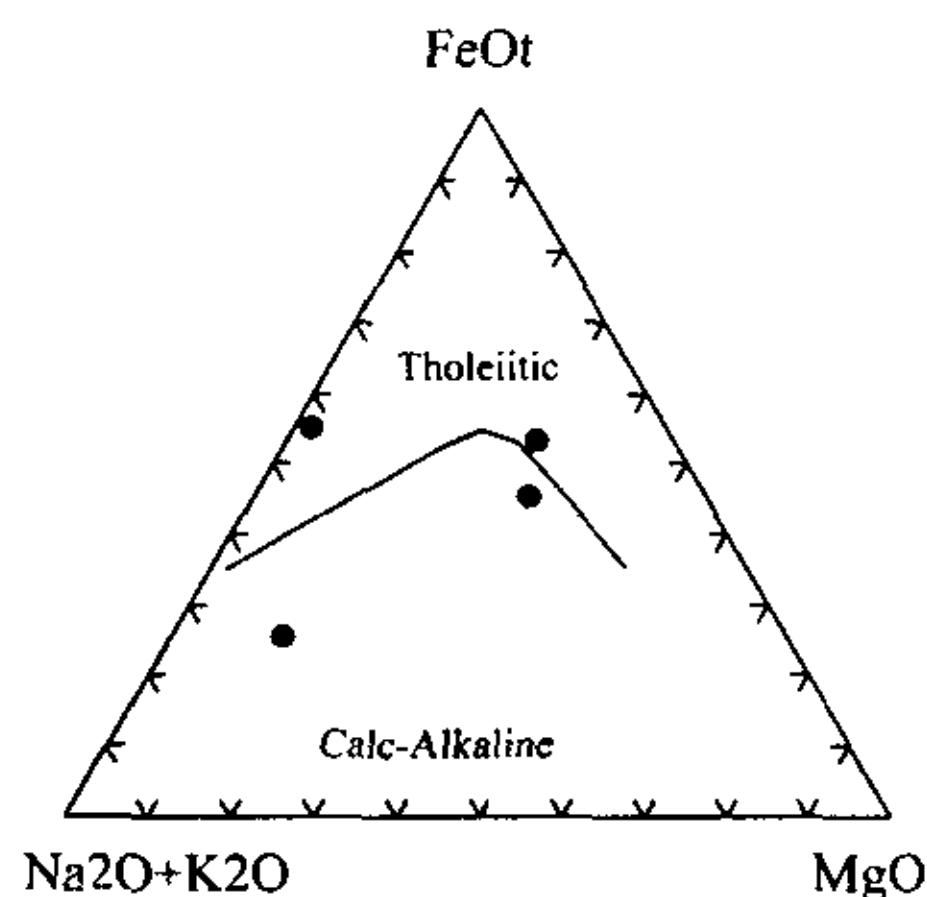


图 4-13 小热泉子石炭系火山岩 AFM 图
（同 4-6 图）

CA 钙碱性系列；TH 拉斑玄武岩系列；

据西安地院（1995），通过对稀土元素地球化学特征的研究，玄武岩、安山岩的特征相当于岛弧拉斑岩系中的玄武岩和英安岩。

④ 下二叠统火山岩岩石化学和地球化学特征

通过对下二叠统火山岩的分析知， SiO_2 含量为 48~58.5%， $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 总碱量多数在 5~11%，岩石 δ 值均值为 4.3，为碱性火山岩。从 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值可以看到粗面玄武岩、玄武粗安岩、粗安岩的 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值小于 0.5，多数小于 0.25，岩石为钠质岩系，从低钠向高钠演化。

粗面玄武岩稀土总量为 $68.70 \sim 103.67 \times 10^{-6}$ ， LREE/HREE 为 2.34~2.75、 $(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 1.99 \sim$

3.23, δEu 为 0.62~0.72, 为铕异常。

下二叠统碱性火山岩, 是塔里木北缘岛弧带与准噶尔板块南缘岛弧, 即两个活动的大陆边缘相碰撞后, 于岛弧的陆侧所产生的碱性火山岩, 相当 N. B. W. Harris, J. A. Pearce 和 A. G. Tindle 所划分的碰撞后第 IV 组岩石。

3. 火山岩构造背景与时空演化

本区的岛弧的产生是由北天山洋的扩张, 大洋板块的俯冲所形成。区内的火山岩在石炭纪早期以岛弧拉斑玄武岩为主, 有少量的钙碱性玄武岩和大洋玄武岩, 到石炭纪晚期转变为岛弧钙碱性岩系。钙碱性系列火山岩常分布于板块会聚带有关的岛弧中, 环太平洋火山岩带就是典型的事例。环太平洋火山岩之洋侧为大洋火山活动区, 陆侧是以安山岩喷发为特征的, 伴以不定比例的玄武岩、英安岩和流纹岩的火山活动区, 称之为“安山岩线”。拉斑系列产出的地球动力学环境主要包括开阔大洋和边缘海盆地(拉张体制), 大陆内部(拉张体制)以及岛弧前缘(挤压体制)。本区的阿奇山-雅满苏的岛弧拉斑玄武岩的产生是由北天山大洋的扩张, 大洋板块向南俯冲的产物, 在石炭纪由于岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩先后出现, 说明了阿奇山-雅满苏岛弧已经成熟。与环太平洋带基本相同, 在靠近洋侧都有玄武岩、英安岩、流纹岩的组合。

在北天山洋扩张, 大洋板块的向北俯冲, 使康古尔塔格-哈尔里克岛弧在奥陶纪为前岛弧阶段, 在泥盆纪开始发育, 通过对石炭纪、二叠纪的火山岩的化学成分的分析, 稀土微量元素的研究, 下石炭统火山岩以钙碱性为主, 石炭统火山岩以拉斑系列为主, 到下二叠统出现了磨拉石建造, 说明南北两个岛弧已经发生碰撞。

三、碰撞带及两侧侵入岩特征对比

1. 侵入岩的分布、类型

(1) 阿奇山-雅满苏岛弧侵入岩的分布、类型

该区从西向东为阿奇山岩体、红云滩岩体、铁岭岩体、骆驼峰岩体与百灵山岩体等。岩体岩石类型主要为辉长岩、闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长岩、斜长花岗岩及二长花岗岩。其中闪长岩和花岗闪长岩占半数, 二长花岗岩不足半数, 少量为辉长岩等。就岩体分布看有明显的分带性, SiO_2 和 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 碱量低的分布在近洋一侧, 即俯冲带一侧为闪长岩, 石英闪长岩, 花岗闪长岩和斜长花岗岩, 这与火山岩分布情况一致,

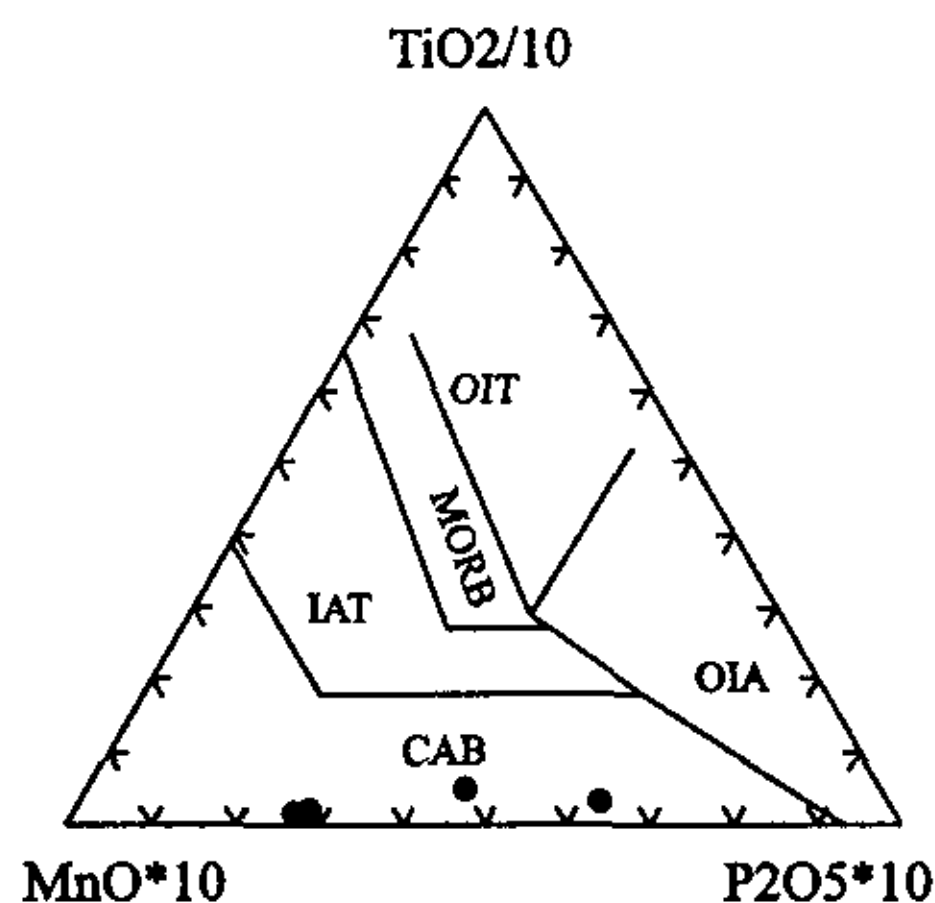


图 4-14 小热泉子石炭系火山岩 $\text{MnO} \cdot 10$ - $\text{TiO}_2/10$ - $\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ 图
(据 E. D. Mullen, 1983 图投点绘制)
OIT-大洋岛拉斑玄武岩; OIA-大洋岛碱性玄武岩; MORB-洋中脊玄武岩; IAT-岛弧拉斑玄武岩; CAB-钙碱性玄武岩

石炭系下统的拉斑岩系，碱量低的近于俯冲带，而上统火山岩碱量高的分布于主弧后侧。这种岩石分带极性现象，反映其与板块俯冲作用成因上的联系。

岩体侵入于整个石炭系火山岩和沉积岩之中，侵入顺序大致可分为两期：第一期为辉长岩、闪长岩、花岗闪长岩和斜长花岗岩；第二期为二长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩。伴随岩浆大量侵入之后有两期脉岩：早期为辉绿岩和辉长岩脉，晚期为闪长岩脉及少量英安岩脉和霏细斑岩等。

(2) 康古尔塔格-哈尔里克岛弧侵入岩的分布、类型

该带内侵入岩，已知有五大岩体侵入于泥盆系和石炭系中，东西向分布，主要有辉长岩、石英辉长岩、石英二长岩、闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩和部分二长花岗岩等，在哈尔里克区还有碱性花岗岩。

本区的侵入岩主要是在海西期侵入的，形成多期多阶段的岩基，大多为石炭纪或前石炭纪，被二叠纪地层覆盖。根据前人资料可分为三个侵入期次，第一侵入期次主要形成以闪长岩、花岗闪长岩等类型为主的岩体，多以岩株产出、分布有限。第二侵入期次以华力西中期的岩浆活动，形成的岩体规模大，除由沿次级断裂侵入形成的岩株外，更主要的是那些受二、三级构造控制的岩基和大岩基，它们一般产于三级复背斜的核部或不同时代地层分布区的接触部位。岩体形态很不规则，但仍能反映当地区域构造线的展布方向。主要类型有黑云母二长花岗岩、花岗岩等。第三侵入期次与第二期次紧密伴生，出露面积小于第二期次。岩体形态多变，一般以脉状贯入充填于区域性断裂或第二侵入期次岩体的裂隙中。岩石类型总貌是偏碱性，主要有花岗岩和钾质花岗岩等。海西期侵入活动未在本区出露，主要出露在底坎尔南李布拉克岩体，呈复式岩基，生成次序为石英正长岩—黑云母花岗岩—钾长花岗岩。最后有辉绿岩、闪长玢岩、花岗斑岩、细晶岩等侵入活动。

2. 侵入岩岩石化学、地球化学特征

(1) 阿奇山-雅满苏岛弧带侵入岩岩石化学、地球化学特征

主要为辉长岩—闪长岩—花岗闪长岩—二长花岗岩及钾长花岗岩，伴随 SiO_2 的增加， TiO_2 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 CaO 和 MgO 相应递减， Al_2O_3 也缓慢减少，而 K_2O 和 Na_2O 则增加。里特曼指数 δ 值低于 3.3，变化于 1.4~3 之间，大致沿 1.8 曲线演化，花岗闪长岩为 2.47~2.49，花岗岩 1.83~2.23，钙碱指数为 60，属钙碱性—钙性之间特征。阿奇山花岗闪长岩碱度率为 2.20，花岗岩为 3.46。

酸性岩 A/MKC 为 0.8~1.0，花岗闪长岩 0.88~2.20，花岗岩为 0.99~1.06，为铝不饱和弱饱和， $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 克分子比为 1.3~1.6，与典型岛弧花岗岩相同， $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ 关系图解上， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 辉长岩为 0.14 左右，闪长岩为 0.31~0.65 总碱为 6%、花岗岩 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 从 0.4 变为 0.9，总碱量 6~9%， $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ 为 0.35，说明岩浆来源较深。从 $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ 关系图解看到岩石由低钾向高钾方向演化。而轻稀土元素从辉长岩到二长花岗岩 $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 比值逐渐增大。重稀土 $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 比值从辉长岩向二长花岗岩有逐渐降低之势。

δEu 也是伴随辉长岩到二长花岗岩，负锶异常有增强之势，综上所述，反映了岩浆从基性向酸性演化中随着矿物品出，特别是长石晶出量增大，负锶异常也在增大。

(2) 康古尔塔格-哈尔里克岛弧侵入岩岩石化学、地球化学特征

本区的侵入岩主要为花岗岩，侵入时期分为早、中期，分述如下：克孜勒达坂岩体

和亚喀布如沟岩体是海西早期花岗岩体，它与戴里花岗岩化学成分对比，具有贫硅、锰、钾、磷，富钛、铁、镁、钙，即具有偏基性的特点。其莱特碱度率 (A.R) 为 2.72，里特曼指数为 2.41，表明属于钙碱性岩系。OANKC 为 0.95，富钙特征不明显，为同熔型花岗岩成因。

八大石岩体为海西中期花岗岩体，它与中国酸性岩类平均值和戴里花岗岩对比，表现为贫铝、锰、磷、富硅和碱质；其全碱含量为 7.88，莱特碱度率 (A.R) 为 3.03，里特曼指数为 2.19，属钙碱性岩系。其 ANKC=1.00，与同熔型花岗岩及 I 型花岗岩相当。从微量元素特征来看，其 Ni、V、Co、Pb、Cu、Mo、W、Ag、Be、Yb、La、Bi、As、B 等均高于酸性岩的平均含量，而 Cr、Mn、Zn、Ga、Y、Nb 等则低于酸性岩的年均含量。

3. 碰撞花岗岩的特征

a. 碰撞花岗岩的分布、类型

碰撞花岗岩系指由于塔里木板块和准噶尔-哈萨克斯坦板块碰撞作用所产生的花岗岩类侵入岩及少量基性岩侵入体，主要分布于两大板块碰撞带内，即康古尔塔格-黄山缝合带内，其主要围岩是苦水岩组、干墩岩组和梧桐窝子岩组。

本区碰撞岩体从秋格明塔什-黄山、镜儿泉有十余个岩体，主要分布于西段库姆塔格沙垄以西，其中较大的有二个，尚有一些小岩体构成一个岩体带，东段集中于黄山-镜儿泉一带。

岩石的主要类型为二长花岗岩，黑云花岗岩，石英闪长岩和斜长花岗岩，花岗闪长岩，钾长花岗岩等。

b. 西段碰撞花岗岩岩石化学和地球化学特征

本区碰撞花岗岩岩石化学，地球化学特征综合列表叙述如下，参见表 4-7。

1986 年 N.B.W.Harris 等对中酸性侵入岩的构造环境和其地球化学特征，首次进行了全面总结，将花岗岩类分为四组，现将本区碰撞花岗岩岩石化学和地球化学特征对比分析如下：

①碰撞期花岗岩 (II 组)，多为浅色，以白云母 (有或无黑云母) 及电气石普遍存在为特征。SiO₂ 常超过 70%，花岗岩常侵入于动力变质较高区域内，Rb/Zr-SiO₂ 图解中，位于斜线上均为 II 组，其下为 IV 组，表现出高 Rb，Ta，重稀土 Y，Zr，Hf 亏损，且具高 Cs 和 F 值。

②碰撞晚期钙碱性花岗岩 (III 组)：从辉长岩-花岗岩均有，但以角闪英云闪长岩和花岗闪长岩占优势。作为高层位侵入体含中性、基性甚至超基性岩的包体，与碰撞前岛弧型花岗岩 (I 组) 具较多相似性，如 Rb/Zr 比值相近，Rb/Zr-SiO₂ 图解分布在斜线下方的上部，另一特征是 Ta 较富集。

西段碰撞带花岗岩体特征与 II、III 组基本相同。

(3) 东段黄山-镜儿泉地区的花岗岩类

分布于烟墩、山口以东、镜儿泉以西的三角地段，大多数岩体呈北东东向展布，与区域构造线方向一致，主要岩性为黑云斜长花岗岩、黑云花岗闪长岩、黑云二长花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩等。其岩石化学和地球化学特征参见表 4-7。

4. 侵入岩构造背景与时空演化

康古尔塔格-哈尔里克岛弧在晚泥盆世至早石炭世：随着北天山洋壳向北俯冲，准噶

尔陆块前缘的早-中泥盆世形成的岛弧继续向南仰冲抬升，并处于造山旋回的晚期阶段，导致地壳增厚，引起局部的减压和扩张，使下地壳产生大范围的部分熔融，产生的岩浆以被动的蚀顶机制，沿前期形成的多组裂隙上侵，在稳定的环境下充分分异，形成以花岗闪长岩-花岗岩为主的钙碱性-中碱性高钾 I 型（加里东型）花岗岩，具有较高的 K_2O ，Rb，Ta，Nd，REE 和 Mn，Sn 等成分，并呈现出由南向北增加的趋势。

表 4-7 碰撞带花岗岩的特征和同位素测年

地段名称 特征值	西 段		东 段	
	I	II	黄山南岩体	镜儿泉岩体
岩性类别	花岗闪长岩	花岗岩	二云母花岗岩	白云母花岗岩
Na_2O+K_2O	8.45~9.61	7.5~8.8	7.18~7.95	7.68~8.88
K_2O/Na_2O	1.27~1.85 (1.70)	1.30~2.0 (1.6)	0.76~1.13 (0.94)	0.09~1.09 (0.93)
δ 值	2.83~2.85	2.16~2.37	1.70~2.62	1.70~2.62
A/NKC	0.77~0.88	0.82~1.0	1.01~1.20	1.04~1.25
ϵ REE	106.46~128.59	114.96~144.13	59.8~87.80	18.22~26.55
σ E μ	0.3~0.58	0.03~0.25	0.41~0.58	0.05~0.18
同位素测年 (Ma)	270	254	263.7	260.2 \pm 6.2
资料来源	据西安地质学院等，1995		据南京大学，新疆六队，1990	

（据西安地质学院，1995；南京大学，新疆局地质六队，1990 年报告综合）

晚石炭世至早二叠世：晚石炭世中期康古尔塔格-哈尔里克形成的晚期阶段。准噶尔板块与塔里木板块开始对接碰撞。北天山洋壳的俯冲速度减慢。在这个时期偏早的俯冲和之后的残余俯冲阶段，使上地幔和下地壳部分熔融，产生的岩浆沿东西向断裂以被动机制上侵于岛弧中，在急促、动荡的环境中，岩浆没有充分时间进行分异，形成伴有辉长岩的石英闪长岩-英云闪长岩-花岗闪长岩组合的拉斑-钙碱性低钾 I 型（科迪勒拉）花岗岩，具有较低 K_2O ，Rb，Nd，Ta，REE 等成分和较高的 Au、Cu 背景值。在两大板块对接的同时，康古尔塔格-哈尔里克岛弧后侧表现为相对松弛，拉张环境，使上地幔产生拉斑玄武岩浆。晚石炭世末到早二叠世初，秋格明塔什-黄山韧性剪切带形成的主期阶段，使下地壳变火山岩部分熔融，产生了高钾钙碱性岩石组合。同时在南北向挤压力的强烈作用下，使康古尔塔格-哈尔里克岛弧南缘产生局部张性环境下，形成基性-超基性岩体。早二叠世中晚期，碰撞带造山的晚期阶段，可能增强的南北向挤压，使岛弧上地壳沉积岩部分熔融，产生的 S 型岩浆沿东西向断裂上侵形成二叠系碱性花岗岩，至此碰撞造山作用结束。

而阿奇山-雅满苏岛弧侵入岩的演化过程大致为，随着大洋板块向南俯冲，塔里木板块前缘在泥盆-石炭纪形成的岛弧继续向北仰冲抬升，导致地壳增厚，引起局部的减压和扩张，使下地壳产生大范围的部分熔融，产生的岩浆以被动的蚀顶机制侵入各地层单元中，形成了辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩为主的钙碱性-碱性高钾型花岗岩，由北向南增加的趋势。晚石炭世中期，准噶尔板块与塔里木板块开始对接碰撞，使地壳部分熔融，产生的岩浆侵入各海相地层单元，到早二叠世中晚期，碰撞带造山的晚期阶段，在碰撞带产生了晚期碰撞花岗岩-同熔改造型花岗岩，如黄山-镜儿泉一带的花岗岩和西段的碰撞花岗岩。

第五章 碰撞造山演化过程分析

东天山康古尔塔格构造带位于塔里木板块和准噶尔板块之间,是两大板块碰撞的结果,它是一个晚古生代强烈变形的巨型构造带(陶洪祥、杨兴科等,1994、1999)。在其形成和地质演化过程中,且特有的碰撞机制,碰撞序列和碰撞模式,是两个活动大陆边缘碰撞的结果。

晚古生代的康古尔塔格构造带自碰撞造山开始以后,一直处在抬升与剥蚀条件之下,其上部许多复杂的构造成分均已被剥蚀掉,露出地表的主要是碰撞造山带根部较简单的构造部分。区域构造演化阶段和具体的碰撞造山过程分述如下:

一、区域构造演化阶段

东天山构造带是一较典型的以晚古生代为主体碰撞造山,并经历了多阶段陆内变形和成盆改造演化,于中生代定型的一个构造带,其演化阶段比较复杂,具体如图(5-1)。

1. 东天山古构造演化阶段的划分

据地物化遥综合研究,东天山古构造演化可划分为以下几个阶段:

①新疆古陆形成阶段(AnZ)

以南天山北缘断裂为界,其北的中天山、北天山、准噶尔等地固结较早,于早元古代末中条运动褶皱固结。其南的南天山及塔里木北缘,褶皱基底固结于晚元古代末。

②古陆稳定发展演化阶段($Z-\epsilon_1$)

经塔里木运动后,整个天山进入稳定发展阶段,其主要特点是前震旦纪基底上,大多数地区沉积了岩相相同的震旦纪至奥陶纪地层。震旦系主要为碎屑岩、冰碛岩及碳酸盐建造,局部夹有火山岩、寒武-奥陶纪为连续沉积,没有岩浆侵入活动,褶皱形态一般具有宽缓短轴状的特征,而且岩石均未变质。

③古陆裂解和多岛洋盆、多陆块形成阶段(ϵ_2-O_1)

早古生代期间,亚洲古大陆开始解体,出现拉张,在晚寒武世-早奥陶世,形成了多岛洋盆、多陆块。在塔中克拉通台盆地内为浅海碳酸盐台地沉积,满加尔,乌什等为克拉通边缘拗陷盆地,水体更深,为大陆斜坡-深海盆地相沉积。

④活动大陆边缘产生和演化阶段(O_2-S)

由于古亚洲大陆解体,进一步拉张而后出现大洋板块俯冲作用。中天山及其北缘加里东活动大陆边缘岛弧带,奥陶纪达到高峰,并处于稳定发展阶段,南天山的弧后拉张盆地上志留世-下泥盆世为鼎盛期。

⑤陆缘俯冲-碰撞演化阶段($D-C_3$)

北天山于泥盆纪再度打开,出现北天山次大洋,并向南北两侧俯冲,形成泥盆-石炭纪岛弧带,石炭纪末开始碰撞对接,使岩浆上升侵位形成不同的花岗岩体。

⑥(陆)弧-弧碰撞造山和古天山形成阶段(C_3-P_1)

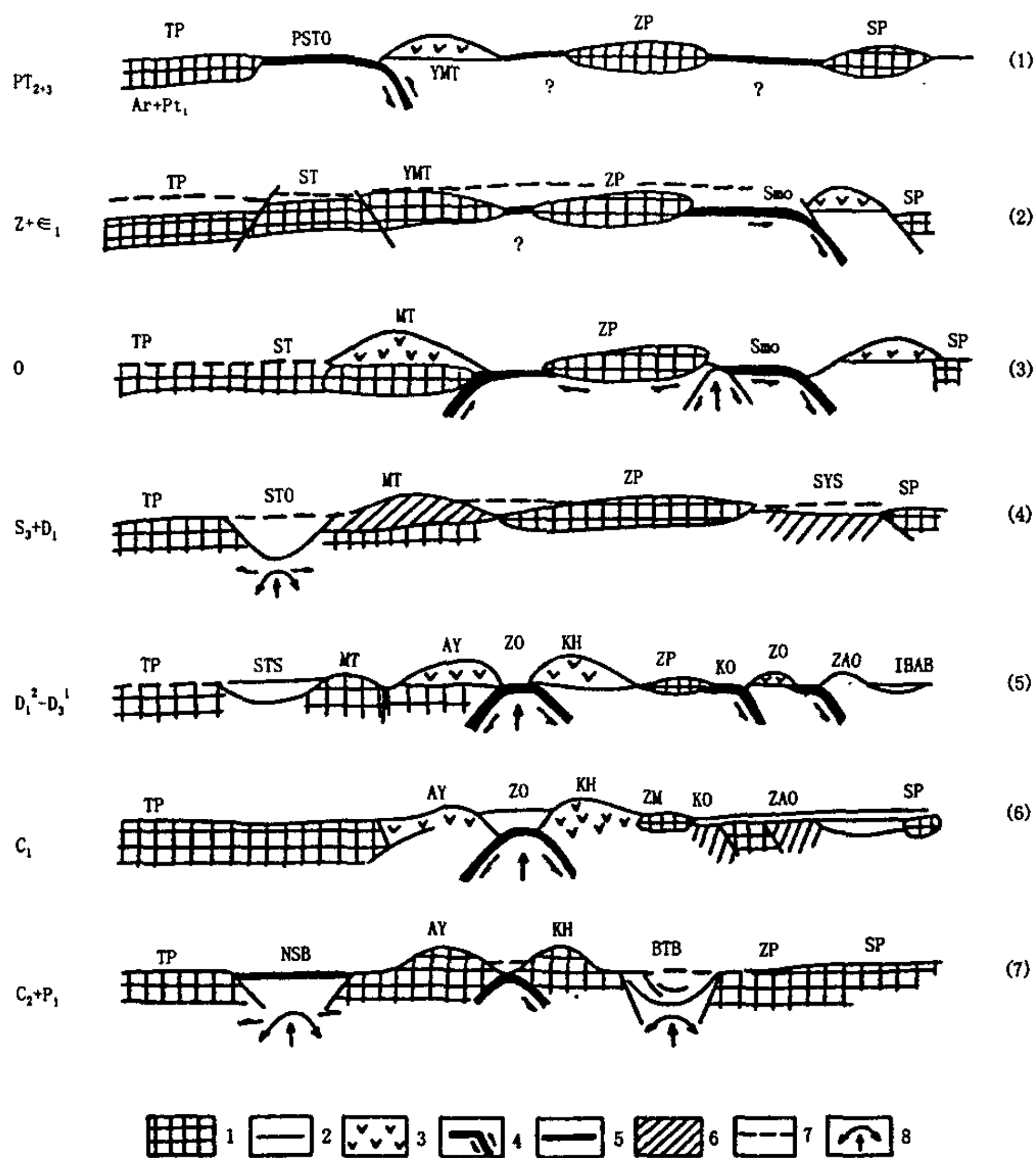


图 5-1 东天山大地构造演化示意图 (据陶洪祥, 1995)

1-稳定地块、陆谷; 2-海盆; 3-岛弧火山岩; 4-俯冲带; 5-洋盆、洋壳; 6-增生带; 7-陆表海; 8-拉张; TP-塔木里木板块; ZP-准噶尔板块; SP-西伯利亚板块; YMT-伊犁中天山地块; PSTO-中晚元古南天山洋盆; SMO-萨彦蒙古洋盆; SYS-萨彦陆表海; STO-早元古南天山洋盆; STS-南天山陆表海; ZO-准噶尔洋盆; ZAO-阿尔曼泰洋盆; KO-卡拉麦里洋盆; AY-阿奇山-雅满苏岛弧; KH-康古尔塔格-哈尔里克岛弧; NSB-北山南缘弧后盆地; BTB-博格达弧后盆地

由于石炭纪末两板块开始碰撞, 产生碰撞花岗岩、二叠纪初磨拉石建造出现, 形成古天山, 于古天山两侧, 北山南缘及博格达产生弧后盆地, 二叠末上述各区闭合抬升。

2. 东天山碰撞期后陆内变形和成盆演化阶段

自 230Ma 以来, 两板块间的碰撞造山带普遍抬升, 基本达到准平原化。进入燕山期和喜山期, 尤其是 60Ma 以来, 印度板块仍持续向北挤压, 应力不断释放, 碰撞带内的地壳不断抬升剥蚀, 在地壳浅部或地表产生脆性变形, 主要是南北向挤压, 并产生了显著的西部右行走滑剪切和东段左行走滑剪切。由于在二叠纪末, 天山全面褶皱隆起以后,

在山地南北两侧形成拗陷带，它们在中生代和第三纪都存在，因此是具有迭加性质的中、新生代拗陷。

在天山褶皱隆起中产生的山间断陷盆地，于中生代与新生代均处于沉降状态，和山前拗陷地区一样接受来自高地剥蚀区的大量物质。

天山山系山前拗陷和山间断陷中堆积的中生界，在侏罗纪末，尤其是在白垩纪末的燕山运动中，主要表现为褶皱性质。经过这次构造运动后，使山前拗陷与山间断陷边缘普遍抬升形成低山丘陵，致使天山山体向南北两侧扩展。

晚石炭世-早二叠世碰撞造山出现二叠纪磨拉石建造，形成古天山后进入陆内造山成盆阶段，也可划分为六个演化期，且具有陆块、活动带、盆地多位一体相互作用，彼此影响，发展演化的系统格局，具体分为（据杨兴科等，1999）：

①东天山碰撞后抬升-残余海相前陆盆地强烈沉降期（ P_1-P_2 ）

当两大板块碰撞后，早二叠世末的褶皱运动使天山普遍抬升并基本达到准平原化，并使残余海相前陆盆地强烈沉降，接受沉积。

②东天山陆内俯冲碰撞，褶皱隆升-吐哈陆相前陆盆地收缩期（ P_2 末- T_3 ）

由碰撞作用，使准噶尔板块与塔里木板块沿康古尔塔格深断裂对接碰撞后，在博格达山前形成了“A”型俯冲后的前陆型陆相盆地；沉积了一套山前磨拉石建造，其堆积在海西褶皱基底之上，从而塑造了吐-哈盆地的雏形。

三叠纪在晚二叠纪末的浅湖基础上再度沉降水体加深，沉积一套含量生物化石的泥岩，粉砂岩夹多层水下泥石流砾岩，晚期又趋变浅。

这一阶段是形成盆地时两侧挤压作用处于相对间歇期，挤压作用松弛，表现初期沉降的特点，中-晚三叠世虽有超覆，但规模不大。

③东天山陆内伸展-吐哈内陆湖盆强烈超覆扩展期（ J_{1-2} ）

晚三叠世晚期以后，东天山进入陆内伸展期，同时在吐-哈盆地的北缘及南缘断陷均下沉接受沉积，发生强烈的超覆扩展，在早-中侏罗世堆积了含煤建造。

④东天山隆升剥蚀、陆内叠覆走滑-吐哈内陆湖盆退覆收缩期（ J_3-k ）

在侏罗纪末，尤其是在白垩纪末的燕山运动中，使山前拗陷与山间断陷边缘普遍抬升，形成低山丘陵，致使天山山体向南北两侧扩展，吐哈内陆湖盆退覆收缩期。

⑤东天山强烈抬升-吐哈湖盆沉降再度超覆扩展期（E-N）

由于印度板块向北挤压使东天山强烈抬升，在中生代，第三纪剥蚀夷平作用而形成准平原，吐哈湖盆向四周扩展再度接受沉积。

⑥东天山挤压逆冲，盆缘山系向盆内对冲扩展-现代湖盆收缩期（Q）。

印度板块继续向北挤压以及准噶尔和西伯利亚板块向南反作用力，使吐哈盆地向南北两侧发生推覆作用，使盆地充填物粒度变粗，湖区消失。冲积扇大面积向盆地腹心推进。盆地大规模挤压、逆冲、褶皱、湖盆收缩开始。

碰撞后隆升和剥蚀夷平作用阶段：从二叠纪末天山古生界山体形成以后，经过整个中生代 1.5 亿年强烈剥蚀夷平作用，在山前拗陷和山间断陷中堆积的数千米到万米的地层，虽然经过燕山运动褶皱隆起，但仍因主体山地在整个中生代隆起幅度较小，从而使古生界山体的高度愈来愈削低。早第三纪，天山地区的地壳运动更趋平静，主体山地仍处于剥蚀夷平阶段。

晚第三纪末，特别是上新世和第四纪早更新世，天山地区发生了非常强烈的造山运动，即普遍存在于全球的新构造运动。在这种强大的构造运动影响之下，天山地区历经中生代，第三纪剥蚀夷平作用而形成的准平原，成为高度巨大的众多山岭，而山地南北的山前拗陷和山间断陷继续下沉，接受来自山区高地被剥蚀的物质，形成上第三系与第四系堆积。

晚第三纪上新世以来，天山地区进入地壳强烈活动阶段，众多老的大断裂带发生复活，同时产生了许多新断裂，沿着这些活动的与主体山脉一致的走向大断裂，整个山体发生剧烈的升降差异运动，产生明显的断块位移和构造变形，导致天山山系形成断块山脉与断陷盆地相间的地貌格局。

二、东天山碰撞构造阶段划分及演化过程分析

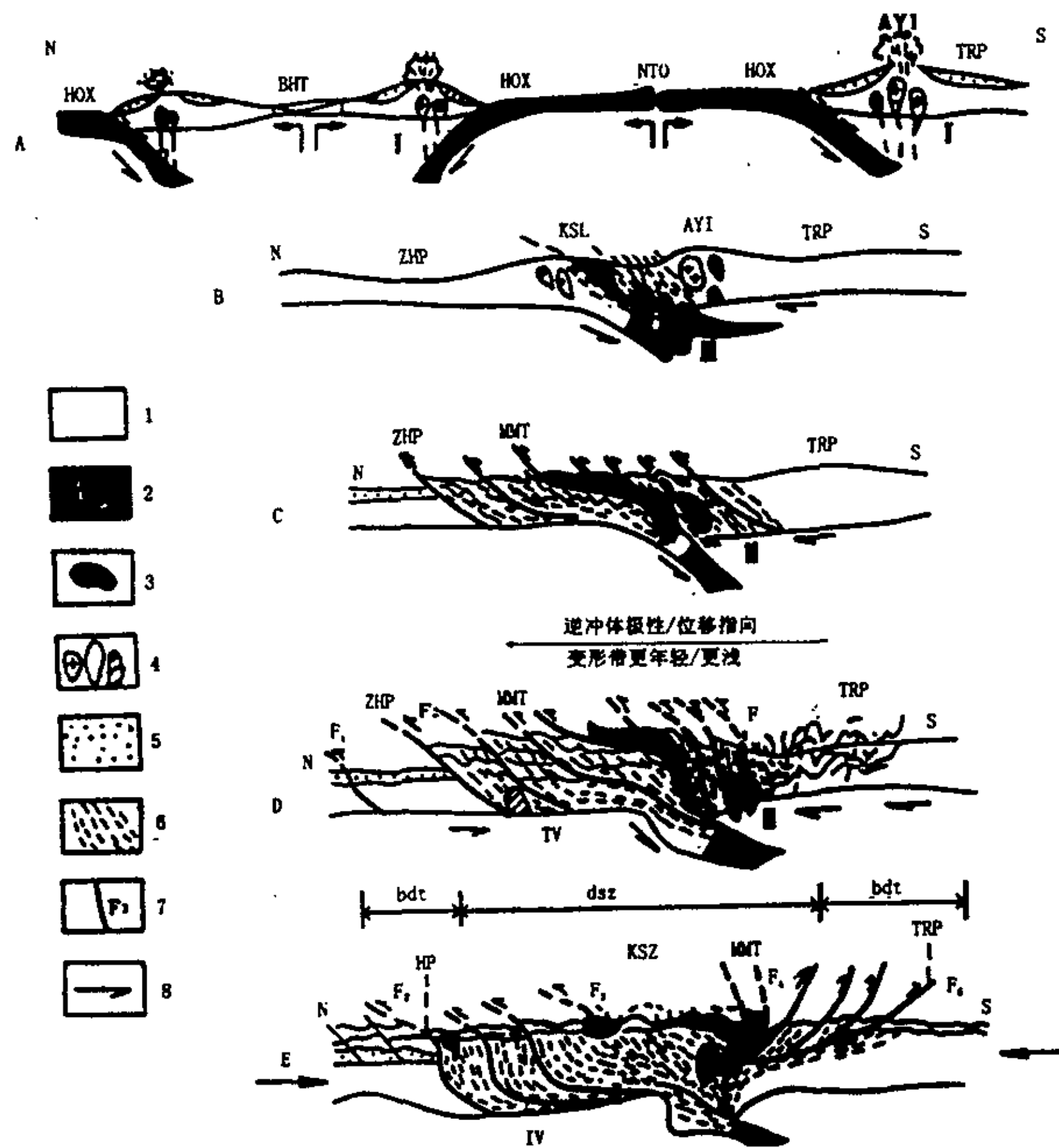


图 5-2 东天山碰撞构造带演化过程分析图 (据陶洪祥, 杨兴科等, 1995)

1-陆壳; 2-洋壳; 3-蛇绿岩; 4-各类侵入体; 5-岛弧复理石; 6-韧性变形带及逆冲岩片; 7-断裂及编号; 8-运动方向; TRP-塔里木板块; AYI-阿奇山-雅满苏岛弧系; ZHP-准噶尔板块; BHT-博格达弧后盆地; NTO-北天山洋盆; HOX-混杂蛇绿岩消减组合; KSL-康古尔塔格缝合线; KSZ-康古尔塔格缝合带; MMT-上地幔逆冲断裂; dsz-韧性剪切带; bdt-脆-韧性变形转换带; A-碰撞前(410~290Ma); B-碰撞初期(290~270Ma); C-碰撞中期(270~250Ma); D-碰撞晚期(250~230Ma); E-碰撞后阶段(230~200Ma); I-碰撞前中酸性侵入体; II-同碰撞期中酸性侵入体; III-碰撞晚期中酸性侵入体; IV-碰撞后碱性玄武岩等。

碰撞构造作为本区重要的一次造山事件，其发展演化可划分为三大阶段五个演化期。各阶段演化过程和运动学、动力学特征为：（见上图 5-2）。

（1）碰撞阶段前（410~290Ma）。

多数研究者认为，早古生代晚期北天山分裂拉张出现次大洋盆地，并呈现“多岛洋”和“多陆块”格局，至 410~290Ma 时，转入收敛，造成洋壳板块向南北两个方向俯冲，并在塔里木北部边缘和准噶尔块体南缘均形成火山岛弧-海沟系。

（2）碰撞阶段（290~230Ma）

a. 碰撞阶段初期（290~270Ma）：随着板块边界剪切带内阻力增大，洋陆板块间的岩石圈剪切作用明显减弱。最后洋壳板块相对于大陆的剪切运动停止，出现早期碰撞型斜长花岗岩、石英闪长岩，同位素测年值为 278Ma（据西安地院 305 报告，1995）。北天山次大洋关闭，蛇绿岩定位在两陆块之间，岩石出现变质作用。

b. 碰撞阶段中期（270~250Ma）：北天山次大洋关闭，两板块相对运动并未停止。塔里木板块持续地向北俯冲碰撞致使地壳厚度增大，岩石变形加强、形成规模较大的逆冲带。另外，伴随强烈的变形作用，在海沟带内发生部分与碰撞有关的岩浆侵位，其中以碰撞期（II 组）的二长花岗岩、钾长花岗岩的出现为代表，其侵位时代为 $254 \pm 4\text{Ma}$ 。

c. 碰撞阶段晚期（250~230Ma）：随着两板块间持续的相互作用，造成地壳厚度加大，阻力的增加造成构造变形逐次向更外部转移，向地壳更浅部转移，变形从碰撞带中心依次向南北两侧断裂转移构成韧-脆性变形转换带的向南北两侧的迁移转化。

（3）碰撞阶段后期（230~200Ma）：在两板块间，当跨越碰撞带的横向运动停止后，平行于碰撞带的纵向运动仍在继续。沿早期劈理（ S_1 ）常发育走滑剪切。碰撞带及其附近的变形岩石，多遭受走滑剪切形成与走滑有关的剪切变形标志，水平拉伸线理等。

三、碰撞造山作用的时代及其确定

在造山带研究中，引发变形作用和山脉隆升的造山作用的时代是一个重要的问题。碰撞造山作用是一个在碰撞事件之后的均变过程。碰撞事件本身很难遗留下任何可以直接观察到完整的地质记录。因此，只能用运用碰撞事件发生前和发生后产生的地质记录来研究碰撞事件的时代范围。

1. 碰撞造山时代确定的依据

由于碰撞造山过程持续的时间长，阶段复杂，确定的证据很多，具体是运用大洋岩石圈消减过程中的沉积作用，岩浆作用和变质作用来限定碰撞下限，运用碰撞后同造山时期的岩浆作用和变质作用以及磨拉石沉积作用来作为碰撞事件的时代上限，具体见表 5-1，碰撞事件需要由时代下限和上限来限定以逼近其发生的时间，反映碰撞造山作用由洋壳消减经过碰撞事件再到陆壳消减的过程是一个渐变的过程。

2. 碰撞造山下限和上限的确定

东天山造山带的碰撞造山作为该区造山事件，意义重大。该区强烈的碰撞挤压作用始于石炭纪末，同时产生碰撞花岗岩，挤压作用在二叠纪开始减弱，随之而来的是二叠纪磨拉石建造的出现和中生代造山期后走滑伸展改造变形，大陆碰撞造山作用结束。表

明碰撞造山作用主要发生在晚石炭世-早二叠世。与此有关的证据有：

表 5-1 碰撞事件的时限标志

时 代 下 限	时 代 上 限
1. 混杂带中大洋岩石圈火成岩块的最小年龄	1. 推覆与冲断构造变形作用的时代标志
2. 混杂带中深海沉积物的最年轻的生物年代	2. 磨拉石盆地沉积物提供的时代依据
3. 大洋岩石圈消减过程中形成高压、超高压变质岩的最小年龄	3. 被动边缘盖层俯冲变质作用的年龄
4. 岩浆弧活动时期最后的火山岩的地层时代或同位素年龄	4. 韧性剪切带的重结晶作用时代
5. 岩浆弧活动时期，最年轻的花岗岩类的生成年龄	5. 剪切重熔混合岩和重熔花岗岩的年龄
6. 前陆褶皱冲断带中被动大陆边缘的海相沉积的时代	6. 垂直造山带走向张性裂隙充填脉的年龄
7. 被动大陆边缘岩浆活动造成火成岩的最小年龄	7. 两大陆古地磁极移曲线交汇点的时代

(据李继亮等, 1999)

(1) 多数学者认为依连哈比尕北坡为蛇绿岩，时代为早石炭世-晚石炭世。近年来，陶洪祥、白云来等对康古尔塔格、黄山、恰特卡尔塔格、镜儿泉一带的岩体进行了研究，认为它们具有洋壳蛇绿岩特征，时代为 380~280Ma (据成都地院和南京大学)，相当于中晚泥盆世-晚石炭世。1995 年，新疆地质一大队在 1:5 万区域调查中，发现早石炭世-晚石炭早期的梧桐窝子岩组具蛇绿岩套特征 (与表 5-1 中 1 所对应)，可认为是本区最年轻的蛇绿岩套。综上所述，可以推断碰撞造山的时代约始于晚石炭世早期。

另外，推覆构造在本区普遍发育。在苦水-黄山-镜儿泉地区，晚古生代的地层普遍发生强烈的变形、变质作用，使侵入地层的双岔沟岩体在边缘发生了强烈的糜棱岩化，说明该岩体形成的时代应晚于推覆作用之后，据马瑞士 (1997) 研究该岩体形成于 259.3Ma (K-Ar 法；黑云母)，由此说明碰撞造山作用大约在 260Ma 以后结束。

(2) 新疆地质一大队在 1995 年 1:5 万区域调查中，于半深海-浅海相干墩岩组复理石杂砂岩建造中发现了 *Fusulia. sp.*，这是本区目前在混杂带深海沉积物中发现的最年轻生物年代依据。因此，据表 5-1 中 2 可判定东天山碰撞造山应始于晚石炭世；而到晚二叠世在阿奇山-雅满苏地层小区与康古尔塔格-哈尔里克地层小区均出现火山-沉积磨拉石建造，碰撞造山作用结束。所以碰撞造山的时限应主要在晚石炭世-早二叠世之间。

(3) 大洋岩石圈的消减，促使在前缘弧生成钙碱质系列火山岩，其生成年龄可以作为碰撞事件的时代下限 (李继亮等, 1999)。本区，康古尔塔格-哈尔里克岛弧火山岩建造在石炭系中上统为岛弧拉斑玄武岩系向钙碱性玄武岩系转变 (恰特卡尔塔群安山岩 Rb-Sr 同位素，年龄为 $285 \pm 7\text{Ma}$)；阿奇山-雅满苏岛弧火山岩建造在石炭系下统为岛弧拉斑岩系，而在上统转变为岛弧钙碱性岩系。因此，碰撞造山时代应始于中晚石炭世 (285Ma 以前)。

前文提到晚石炭世早期的干墩岩组在韧性剪切变形、变质作用下，岩石普遍发生强烈糜棱岩化，且处在康古尔塔格-黄山韧性带内，因此，剪切带的动态重结晶和静态重结晶应晚于晚石炭世早期。另外，分布在干墩岩组、梧桐窝子岩组、苦水岩组的晚石炭-早二叠世的侵入岩也不同程度地受韧性剪切变形、变质作用的影响，因此碰撞造山应早于早二叠世，而康古尔金矿区的韧性剪切带内的糜棱岩化蚀变安山岩等 Rb-Sr、Sm-Nd 和 Ar-Ar 同位素年龄多在 290~240Ma (姬金生等, 1994, 1999; 杨兴科等, 1998)，以海西中晚期

为主。所以, 据李继亮等 (1999) 碰撞造山时代的确定, 依据本区韧性剪切带的重结晶作用时代确定出碰撞造山的时代上限大约为早二叠世。

(4) 不同学者的研究资料表明, 花岗岩类的演化序列是: 幔源型 (M) → 同熔型 (I) → 改造型 (S) → 富碱岩体 (改造型-同熔型-幔源型), 这个演化序列与碰撞事件密切相关。在碰撞造山作用下, 大洋岩石圈的消减, 促使在前缘弧上生成钙碱质系列的花岗岩。大洋消亡、陆块碰撞之后, 这类钙碱质系列岩浆便终止活动, 而代之以同碰撞花岗岩。现对岛弧系及碰撞带分叙如下:

康古尔塔格-哈尔里克岛弧系的企鹅山超单元, 其演化序列与上述花岗岩的演化序列基本相同, 从前阶段的低钾 I (科迪勒拉) 型花岗岩向后阶段的 S 型花岗岩演化, 由钙碱性向亚碱性演化, 由偏基性向偏酸性演化。其 U-Pb、Rb-Sr 和 Ar-Ar 等同位素测年为 308.5~203.8Ma。且康古尔塔格岛弧系同熔型花岗岩的时代在 306~210Ma 之间, 富碱性-碱性花岗岩类的时代在 260~210Ma 之间。经过统计本岛弧系的花岗岩同位素年龄有 62% 在 300~200Ma 之间 (见表 5-2, 图 5-4)。

阿奇山-雅满苏岛弧系花岗岩的演化序列与康古尔塔格-哈尔里克岛弧花岗岩演化序列基本相似, 海西早期以前的花岗岩类偏中性到海西中晚期为碱长花岗岩类。且同熔型花岗岩时代在 300Ma 之前。经过统计本岛弧系的花岗岩同位素年龄均在 300~200Ma 之间 (见表 5-2, 图 5-4)。

表 5-2 东天山花岗岩同位素年龄表

序号	岩体名称	方 法	同位素年龄	位 置	资料来源
1	双岔沟岩体	K-Ar	259.3Ma	95° 30' 42" 17'	据王锡银, 1992
2	黄山南岩体	Rb-Sr	232Ma	95° 20' 42" 8'	据胡受奚等, 1990
		K-Ar	263.7Ma	95° 20' 42" 10'	据新疆地质六大队, 1990
3	镜儿泉岩体	Rb-Sr	260.2±6.2	95° 55' 42" 27'	据胡受奚, 1990
4	企鹅山浅色石英闪长岩	U-Pb	308.52Ma	92° 15' 42" 5'	据新疆地质一大队, 1995
5	企鹅山花岗闪长岩	Rb-Sr	287±42Ma	91° 45' 42" 5'	据新疆地质一大队, 1995
6	土屋独立单元斜长花岗岩	Rb-Sr	302.4Ma	92° 15' 42" 10'	据新疆地质一大队, 1995
7	企鹅山英云闪长岩	Kr-Ar	203.8Ma	92° 17' 42" 8'	据新疆地质一大队, 1995
8	彩霞山中细粒石英闪长岩	U-Pb	288.6Ma	92° 8' 42" 9'	据新疆地质一大队, 1995
		K-Ar	258.0Ma	92° 8' 42" 9'	
9	克孜尔塔格正长花岗岩	U-Pb	286.2Ma	91° 32' 42" 10'	据新疆地质一大队, 1995
			258Ma		
10	克孜塔格石英闪长岩	K-Ar	281Ma	91° 40' 42" 9'	据新疆地质一大队, 1995
		Rb-Sr	261±12Ma	91° 40' 42" 9'	
		U-Pb	308.7Ma	91° 40' 42" 10'	
		Rb-Sr	261Ma	91° 30' 42" 10'	据新疆一区调, 1995
11	阿奇山东花岗岩	K-Ar	293Ma	91° 10' 41" 55'	据新疆地质六大队, 南京大学, 1990
12	二红洼辉长岩	K-Ar	277.1Ma	94° 15' 42" 10'	据新疆地质六大队, 南京大学, 1990

13	雅满苏北花岗岩	K-Ar	204Ma	93° 30' 42° 10'	据新疆地质六大队, 南京大学, 1990
14	大南湖南石英闪长岩	K-Ar	234.8Ma	93° 45' 42° 18'	据新疆地质六大队, 南京大学, 1990
15	康古尔英云闪长岩	Rb-Sr	248±1Ma	91° 00' 42° 05'	据西安地质学院, 1995
16	康古尔石英正长斑岩	Rb-Sr	282±16Ma	90° 40' 42° 10'	据西安地质学院, 1995
17	西凤山花岗岩	Rb-Sr	284±13Ma	92° 30' 41° 50'	据西安地质学院, 1995
18	康古尔西北碎斑花岗岩	Rb-Sr	281±10Ma	90° 58' 42° 08'	据西安地质学院, 1995
19	康古尔西北花岗斑岩(I)	U-Pb	232~250Ma	90° 55' 42° 08'	据西安地质学院, 1995
20	康古尔北斜长花岗岩	U-Pb	277±5Ma	91° 01' 42° 05'	据西安地质学院, 1995
21	秋格明塔什钾长花岗岩	U-Pb	254±6Ma	90° 35' 42° 10'	据西安地质学院, 1995
22	康古尔西北花岗闪长岩(VII)	U-Pb	276±7Ma	90° 45' 42° 10'	据西安地质学院, 1995
23	彩霞山石英闪长岩	K-Ar	258Ma	91° 46' 42° 12'	据新疆地质一大队, 1994
24	黑云母花岗岩体	K-Ar	248.8Ma	91° 00' 42° 10'	据新疆一区调, 1988
25	似斑状斜长花岗岩	K-Ar	281.5Ma	91° 45' 42° 10'	据新疆一区调, 1988
26	镜儿泉斜长花岗岩	U-Pb	283±0.4	95° 50' 42° 32'	据新疆地质六大队, 1994
27	镜儿泉斜长花岗岩	U-Pb	238±0.5Ma	95° 55' 42° 32'	据新疆地质六大队, 1994
28	葫芦角闪辉橄岩	U-Pb	238±33Ma	95° 48' 42° 38'	据新疆地质六大队, 1994
29	葫芦角闪辉长岩	U-Pb	231±32Ma	95° 46' 42° 35'	据新疆地质六大队, 1994
30	山口站闪长岩	K-Ar	252.8Ma	94° 20' 42° 10'	据西北地研所, 1980
31	哈密白石头泉浅色花岗岩	K-Ar	224Ma	95° 03' 41° 59'	据王润民, 1982
32	哈密二宫闪长岩	Rb-Sr	315.7Ma	94° 20' 42° 10'	据周汝洪, 1986
33	哈密二宫斜长花岗岩	Rb-Sr	368.4Ma	94° 34' 30" 42° 42' 10"	据周汝洪, 1986
34	哈密二宫黑云母花岗岩	Rb-Sr	312Ma	94° 30' 42° 41'	据周汝洪, 1986
35	哈密梧桐窝子辉长岩	U-Pb	305Ma	95° 13' 50" 42° 39' 40"	据周汝洪, 1986
36	哈密小铺东黑云母花岗岩	U-Pb	346Ma	94° 44' 10" 42° 51' 30"	据周汝洪, 1985
37	鄯善尖山北黑云母花岗岩	U-Pb	267.2Ma	94° 37' 30" 41° 47'	据胡鹰琴等, 1984
38	哈密天湖	U-Pb	265.5Ma	94° 29' 30" 41° 38' 30"	据胡鹰琴等, 1984
39	哈密星星峡黑云母花岗岩	U-Pb	245.9Ma	95° 01' 41° 45'	据胡鹰琴等, 1984
40	哈密小铺东粗粒黑云母花岗岩	Rb-Sr	312.5Ma	94° 44' 10" 42° 54' 10"	据陈哲夫等, 1987
41	哈密沁城二宫黑云母角闪花岗岩	Rb-Sr	312.1Ma	94° 30' 42° 41'	据周汝洪, 1987
42	哈密梧桐窝子北辉长闪长岩	Rb-Sr	305.3±30.8Ma	95° 13' 50" 42° 39' 40"	据周汝洪, 1987

43	哈密雅满苏北钾长花岗岩	K-Ar	209.0Ma	93° 52' 42° 00'	据西安地矿所, 1978
44	哈密钾长花岗岩	K-Ar	226.8Ma	93° 34' 02" 42° 15' 42"	据西安地矿所, 1977
45	哈密土墩黑云母花岗岩	K-Ar	230Ma	93° 58' 24" 42° 09' 18"	据贵阳地化所, 1980
46	哈密山口东南辉石闪长岩	K-Ar	236.5Ma	94° 10' 32" 42° 06' 57"	据西安地矿所, 1977
47	哈密山口东南闪长岩	K-Ar	216.2Ma	94° 10' 32" 42° 06' 57"	据西安地矿所, 1977
48	哈密尾亚闪长岩	K-Ar	176.7Ma	94° 21' 41° 49' 30"	据西安地矿所, 1979
49	哈密尾亚花岗岩	K-Ar	162.4Ma	94° 19' 41° 45'	据周汝洪, 1985
50	哈密星星峡闪长岩	K-Ar	348.9Ma	94° 55' 41° 50'	据胡霭琴等, 1980
51	哈密天湖花岗岩	K-Ar	263.9Ma	94° 29' 30" 41° 38' 30"	据胡霭琴等, 1980
52	鄯善尖山北黑云母花岗岩	K-Ar	163.9Ma 178.2Ma	94° 37' 30" 41° 47'	据胡霭琴等, 1980
53	哈密尾亚黑云母花岗岩	K-Ar	179.0Ma	94° 17' 41° 45'	据胡霭琴等, 1980
54	哈密尾亚黑云母花岗岩	K-Ar	223.2Ma	94° 17' 20" 41° 46'	据周汝洪, 1985
55	哈密星星峡花岗闪长岩	K-Ar	234.7Ma	95° 08' 41° 40'	据周汝洪, 1985
56	哈密星星峡黑云母花岗岩	K-Ar	248.7Ma	95° 06' 41° 46'	据胡霭琴, 1980
57	哈密星星峡黑云母花岗岩	K-Ar	224Ma	95° 01' 41° 45'	据西安地矿所, 1977
58	哈密土墩钾长花岗岩	K-Ar	219.3Ma	94° 10' 14" 42° 16' 10"	据西安地矿所, 1977
59	哈密苦水黑云母花岗岩	K-Ar	231.9Ma	94° 35' 04" 42° 09' 44"	据周汝洪, 1985
60	哈密黄山	K-Ar	319.8Ma	94° 36' 42° 16' 46"	据周汝洪, 1985
61	哈密梧桐窝子花岗闪长岩	K-Ar	296.9Ma	95° 14' 10" 42° 39' 46"	据周汝洪, 1985
62	哈密梧桐窝子花岗闪长岩	K-Ar	305.5Ma	95° 14' 10" 42° 39' 46"	据矿床所, 1980
63	鄯善铁岭铁矿区矿化花岗岩	K-Ar	269.2Ma	91° 30' 41° 48'	据矿床所, 1980
64	鄯善铁岭矿区角闪花岗岩	K-Ar	209.9Ma	91° 30' 41° 48'	据矿床所, 1980
65	哈密黑云母花岗岩	Rb-Sr	325Ma	93° 28' 28" 42° 08' 45"	据黄运太, 1983
66	哈密白石头泉花岗岩	Rb-Sr	222.3Ma 225.2Ma	95° 05' 41° 59'	据周汝洪, 1986

(据西安地质学院 305 报告, 1995; 新疆地质一大队 1:5 万八幅联测, 1995; 新疆一区调 1:5 万五幅联测, 1995; 新疆地质六大队、南京大学 305 报告, 1990; 新疆地质第 5 卷 4 期, 1987 综合统计)

随着碰撞事件的完成,陆壳俯冲,大规模韧性剪切带的剪切热,导致地壳的部分熔融,产生花岗岩浆,这些岩浆的侵入形成深成侵入体或碰撞花岗岩。而本区的碰撞花岗岩在 ACF 图中均落入 I 型花岗区。据上文提到的采用 N. B. W. Harris 的碰撞花岗岩划分方案,本区碰撞花岗岩岩石化学和地球化学特征与 II、III 组基本相同,经同位素测年碰撞花岗岩(改造型花岗岩)的时代为 300~230Ma,据李继亮等提出碰撞事件确定依据,对照本区花岗岩生成年龄或重熔年龄可确定碰撞造山年龄可定为 300~250Ma。经过统计碰撞带花岗岩年龄 85% 在 300~200Ma 之间(具体见图 5-3、图 5-4、表 5-2)。

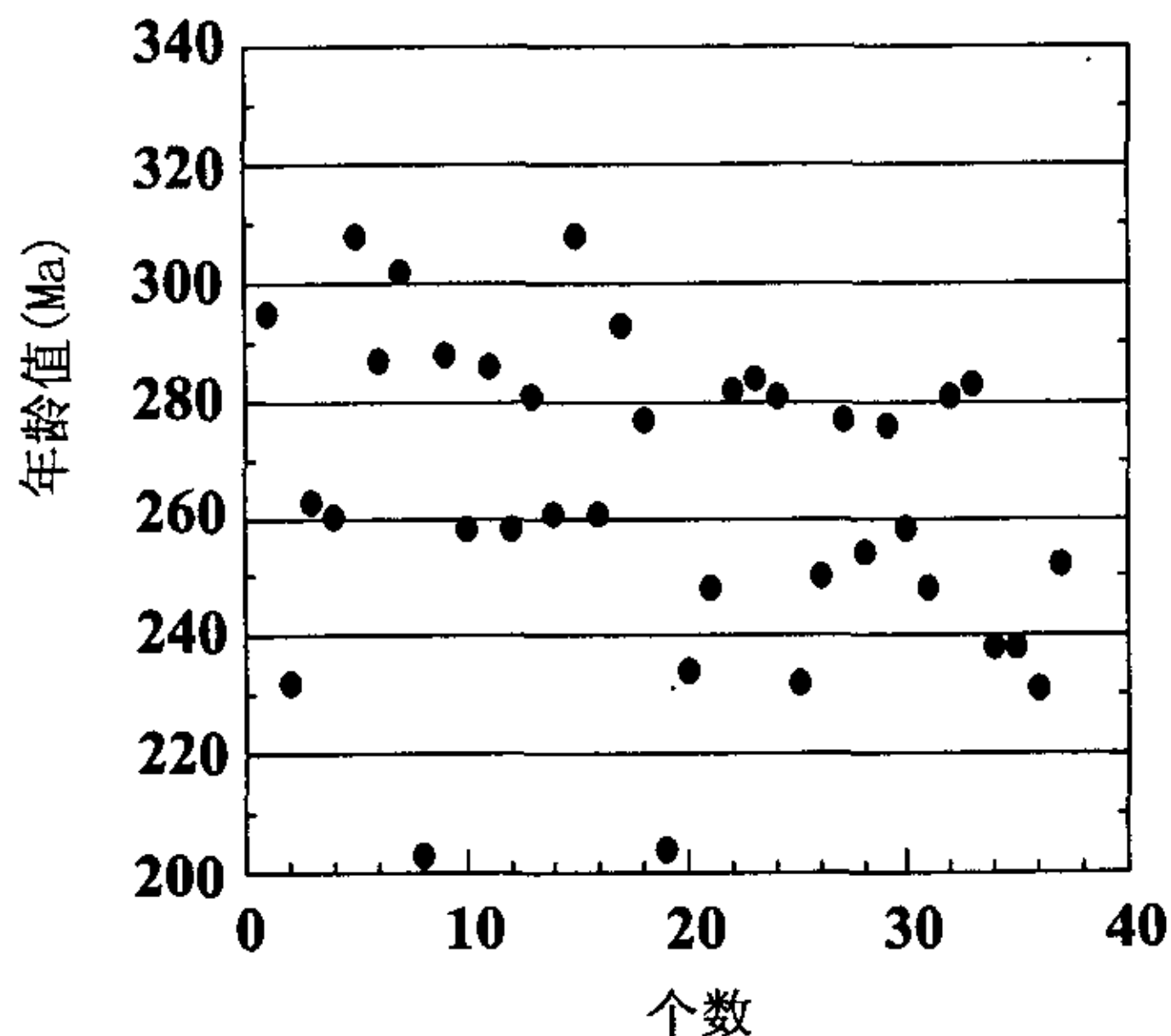


图 5-3 东天山碰撞带花岗岩同位素年龄频率图

(5) 据姬金生、李华芹等(1999)对东天山晚

古生代火山岩区磁铁矿绿泥石建造金矿床同位素年龄分析,认为在塔木里板块和准噶尔板块的碰撞作用下,造成大规模的逆冲、剪切,形成黄山-秋格明塔什韧性剪切带,并伴随着变质及蚀变作用,在剪切带内流体作用下,形成具有特色的磁铁矿绿泥石建造型金矿床,其 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素测年结果为 282-290Ma,证明碰撞作用是从晚石炭世开始的。

(6) 海相地层在古生代大量发育,石炭纪在康古尔塔格-哈尔里克地层小区和阿奇山-雅满苏地层小区仍有较多的海相地层,并且它们均不同程度遭受明显的变形和不同类型、不同程度的变质,特别是在康古尔碰撞带内的梧桐窝子岩组、干墩岩组、苦水岩组,变形变质强烈,普遍糜棱岩化(见表 2-3),动力变质程度较强,二叠纪出现了磨拉石建造。所以碰撞造山作用大致在石炭纪-二叠纪。

(7) 古生物方面的证据:以康古尔塔格-黄山断裂为界,石炭纪的生物组合完不同,以北(康古尔塔格-哈尔里克岛弧系)地区分布着安哥拉植物群;以南(阿奇山-雅满苏岛弧系)广泛发育着海相生物群。在晚二叠世早期新疆北部为安哥拉植物群;以南仍为海相生物群,东缘混入有欧美区的植物。而到晚二叠世中-晚期,新疆北部仍属安哥拉区,新疆南部为混合区(据新疆地质志,1993),说明碰撞造山上限应早于晚二叠世中-晚期,大约在早二叠世-晚二叠世早期。

(8) 据白云虹、程国良等(1985)对塔里木板块晚古生代的古地磁极位置的研究(晚石炭世 $\phi=52.2^{\circ}$ N、 $\lambda=179.5^{\circ}$ E; 早二叠世 $\phi=56.5^{\circ}$ 、 $\lambda=190.1^{\circ}$ E),发现在晚石炭世-早二叠世塔里木板块与准噶尔板块、西伯利亚板块的古地磁基本相同,说明碰撞造山作用主要在晚石炭世-早二叠世之间。

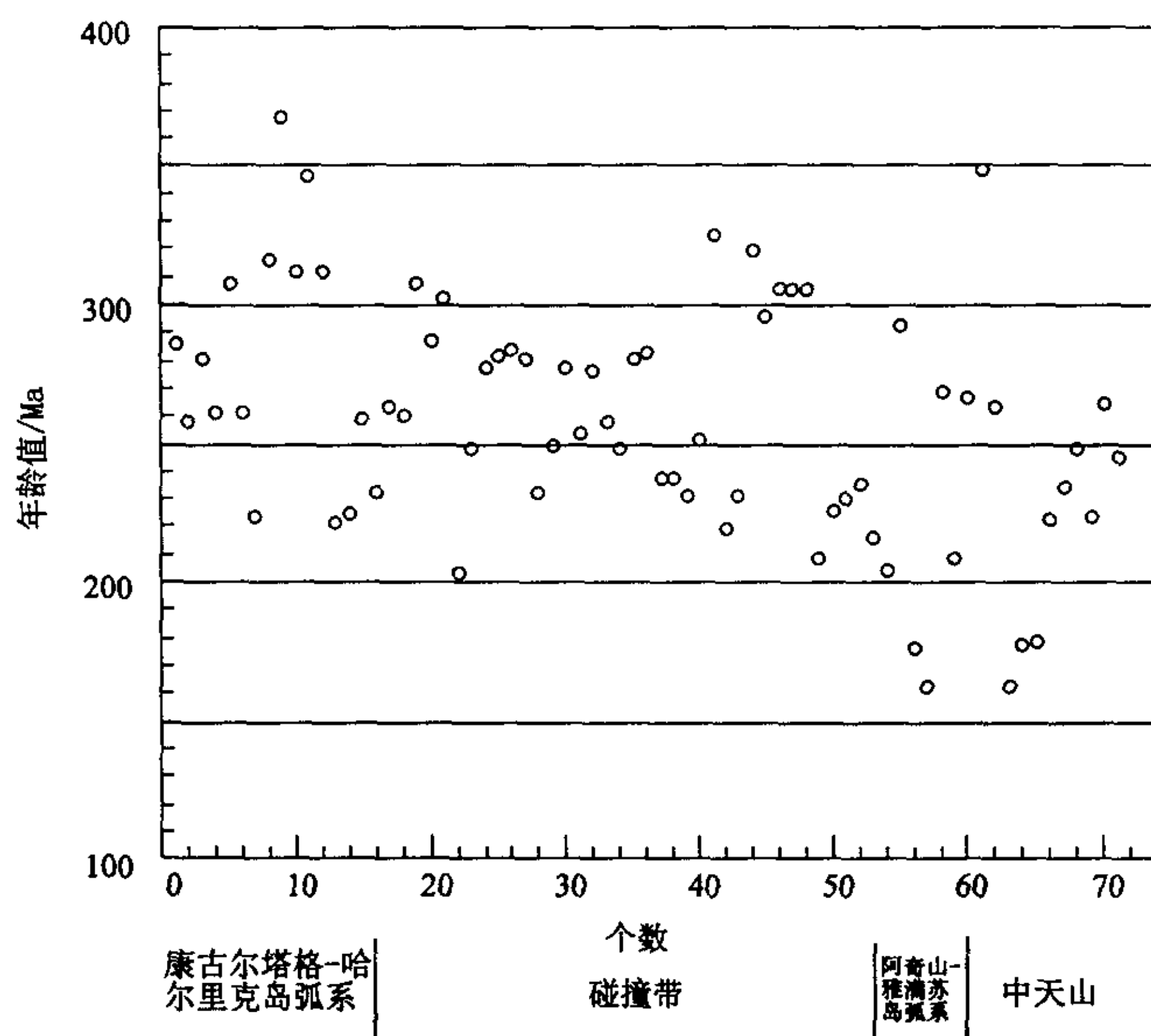


图 5-4 东天山花岗岩同位素年龄频率图

综上所述，东天山主体碰撞造山始于晚石炭世，在早二叠世以后碰撞作用减弱。因此，东天山碰撞造山形成于海西中晚期。

第六章 与碰撞有关金铜矿床成矿类型和成矿系统

板块构造理论不仅较科学地阐明了岩石圈结构和构造变动的规律，而且促进了地球科学内部各分支学科之间的结合，也促进了地球科学与其他现代科学的交叉渗透。碰撞造山带的研究作为板块构造的分支研究，是当今地学研究的热点之一。板块构造理论被矿床学家应用到矿床学和区域成矿规律研究中，斑岩铜矿、黑矿、绿岩带成矿、海底热泉成矿等重要成矿模式的相继提出，是矿床学研究与板块构造理论紧密结合的产物。

一、国内外与碰撞有关矿床研究现状

陈衍景、杨泽军（1998）认为①碰撞造山带的构造几何特点是发育一系列的板片堆叠构造，指示碰撞造山机制是以陆内俯冲为特征的水平运动，陆内俯冲过程中物质的规律运移导致岩石、矿床形成规律性分布（图 6-1），即在仰冲板片依次出现热液矿床带（D）、花岗岩带（G）、斑岩带（P）。

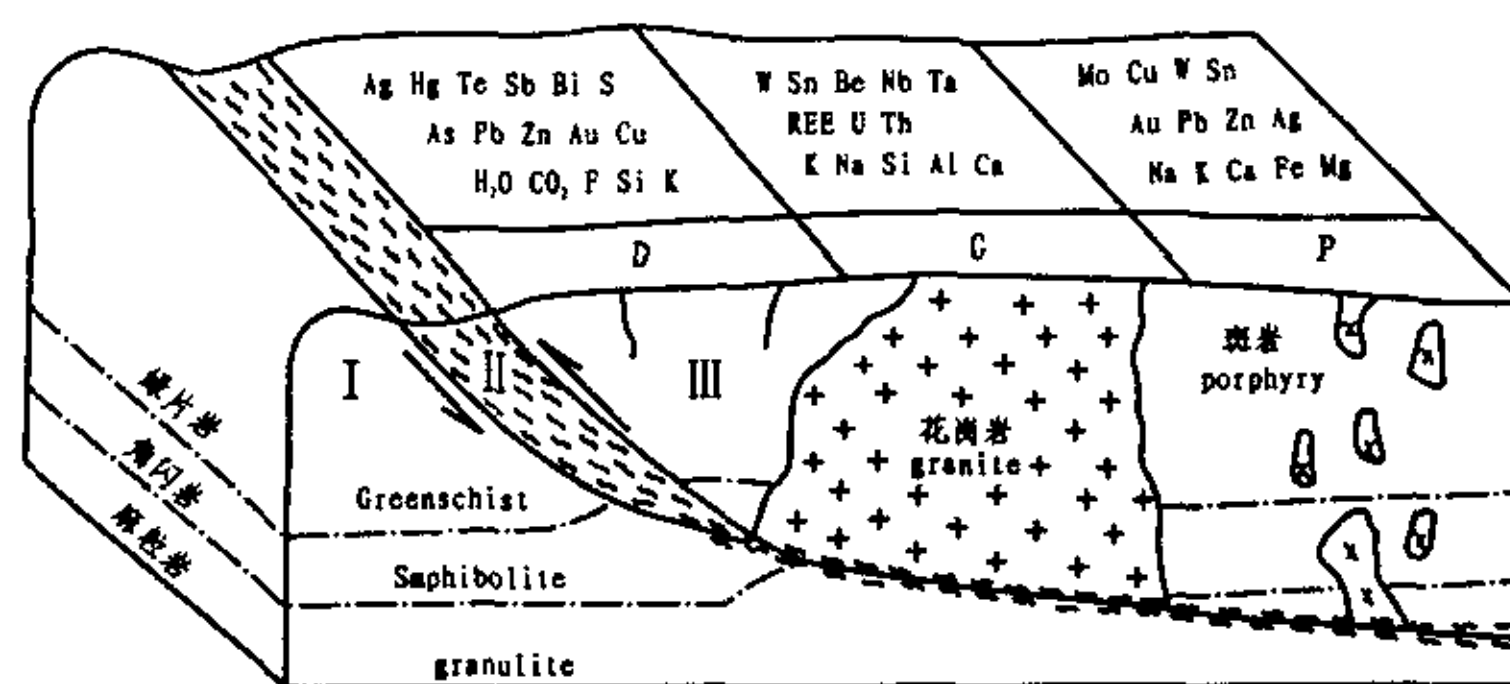


图 6-1 碰撞造山成岩成矿模式（据陈衍景，1998）

D-热液矿床带；G-花岗岩带；P-斑岩带

②完整的碰撞造山作用包括早期增温增压阶段（挤压期），中期减压增温阶段（挤压-伸展转变期）和晚期降温伸展阶段。三个阶段分别有不同特征的成岩成矿作用，但中期深部物质发生强烈的减压分熔，形成大规模流体和熔体；浅层构造因减压扩容而为流体活动提供了更好的空间，同时高热异常为流体活动提供了最大的能量，导致深源流体与浅源流体同时强烈活动和混合、循环，是最强烈的成岩成矿时间。

东天山是一个典型的碰撞造山带，在这个碰撞带内分布了大量不同类型的金属矿产。

二、研究区有关金铜成矿类型

碰撞造山是形成金铜矿产的重要成矿动力因素之一，碰撞造山可形成多种类型的金

铜矿床，以热液型、花岗岩型和斑岩型矿床为主。

东天山金铜成矿类型多样，现已发现和研究有（据杨兴科、程宏宾，1999）：①浅成低温热液型（西滩金矿）；②剪切带动力热液蚀变岩型（康古尔，马头滩金矿）；③花岗岩型（西凤山金矿）；④浅成斑岩型（土屋铜矿等）；⑤浊积岩型（元宝山金铜矿）；⑥海底喷气沉积-热液改造型（小热泉子铜矿）；⑦碰撞带岩浆熔离型-热液改造型铜镍矿（黄山、黄山东等铜镍矿）（图 6-2）。

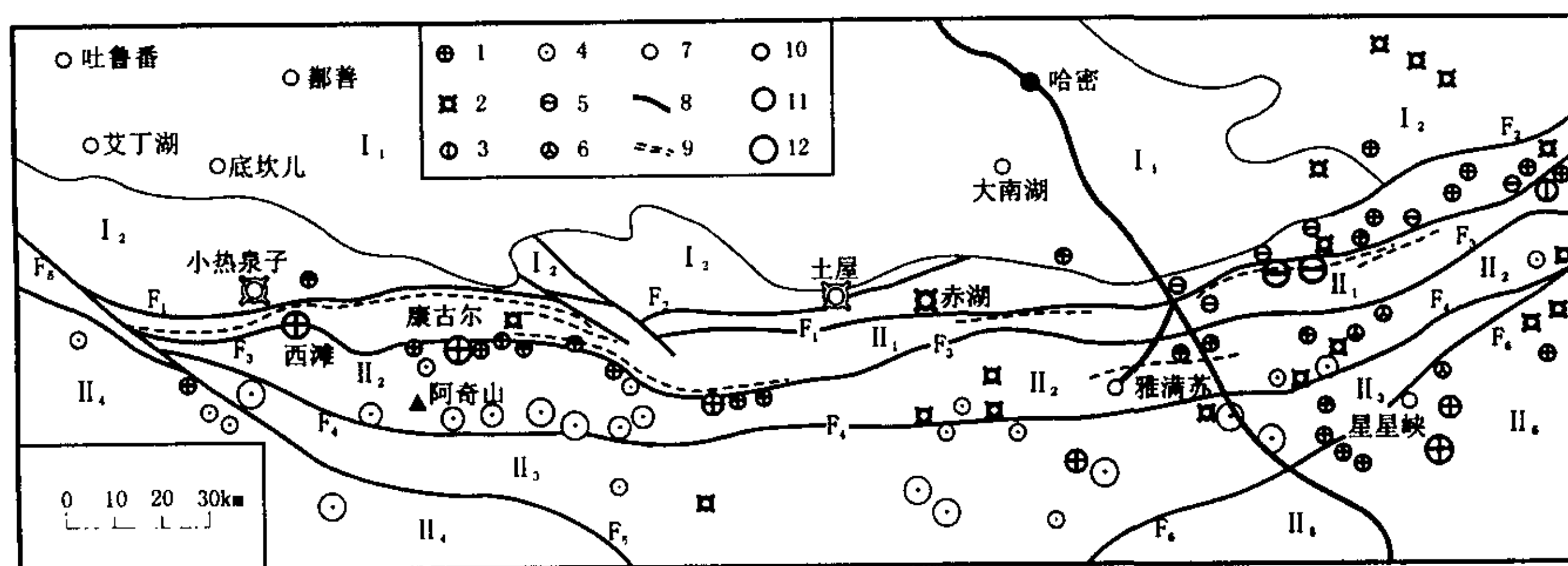


图 6-2 东天山地区金属矿产分布图

I₁-吐哈盆地；I₂-康古尔塔格-哈尔力克岛弧系；II₁-康古尔塔格-黄山变形带；II₂-阿奇山-雅满苏岛弧系；II₃-中天山地块；II₄-南天山晚古生代弧后盆地；II₅-北山裂谷系；F₁-康古尔塔格-黄山深大断裂；F₂-吐哈盆地南缘深断裂；F₃-秋格明塔什-苦水断裂；F₄-阿奇克库都克-沙泉子断裂；F₅-托克逊-土沟断裂；F₆-星星峡断裂；1-金银矿；2-铜矿；3-钼（钨）；4-铁矿；5-铜镍矿；6-多金属矿；7-县乡驻地；8-铁路；9-强韧性变形带；10-小型矿床（点）；11-中型矿床；12-大型矿床

三、碰撞造山与成矿系统和成矿区带划分

成矿系统是指在一定时空域和一定的构造背景下，控制矿床形成和保存的全部地质因素和作用过程，以及所形成的矿床、矿点和相关异常的总合（翟裕生，1998）。

以成矿系统为中心环节，分析它形成的宏观地质构造背景，研究成矿系统的组成要素及它们的相互关联，追踪成矿系统的发生和作用过程及其演化轨迹，以及直到后来的矿床保存和分布状态，可以历史地认识区域成矿的基本过程。

区域成矿系统是区域岩石系统的一个组成部分，它包括成矿物质的发生、运移、浓集和堆积成矿的全过程，也是不同类型，不同规模矿床及相关地、物、化、遥的综合异常共同构成的统一整体，成矿系统的核心内容是成矿物质的浓集和演化，即成矿元素由分散→预富集→再富集，以及成矿后的再循环的整个过程。成矿系统概念体现了矿床形成和成矿后的保存变化一系列纵向地质演化历史和矿床形成、演化、分布的时空统一整体性（翟裕生，1998）。

东天山金铜成矿带位于东疆晚古生代古陆边缘带，为多陆块、多阶段、多期次古陆形成与发展-陆缘演化、裂解-陆缘俯冲、碰撞-弧陆碰撞-陆内伸展、叠覆走滑-挤压造山、盆地叠置复合造山成盆的区域成矿构造背景。

由于多种成因类型矿床的存在和不同碰撞单元的划分，表明本区存在不同的成矿系统。以康古尔塔格-黄山深大断裂带为界，可划分为两大古陆边缘成矿系统：一是准噶尔板块南缘铜镍、钼（金）成矿系统；另一为塔里木陆块北缘金铁（铜）成矿系统。由北向南可分 10 个成矿区带（或成矿亚系统）（据杨兴科、程宏宾，1999）。

①博格达弧后盆地铜金矿带；②哈尔里克岛弧铜矿带；③吐哈盆地煤和含油气系统聚集带；④康古尔塔格岛弧带铜钼（金）矿带：分布在碰撞带北缘以铜（钼）为主（小热泉子铜矿，土屋铜矿、赤湖铜钼矿等）以金为辅（仅零星分布哈尔拉金矿、镜儿泉金矿等小型金矿）；⑤康-黄碰撞带金铜镍矿带：主要分布在碰撞带内，金矿有康西金矿、元宝山金铜矿等，铜镍矿有三岔口，黄山、黄山东铜镍矿等。⑥阿-雅岛弧北缘康古尔塔格金矿带：自西向东已发现有西滩、麻黄沟、康古尔、马头滩、大东沟、西凤山、长城山、翠岭、白干湖、胡杨沟金矿等，构成一近 EW 向成矿带，主要是产于阿-雅岛弧北缘秋-黄区域韧性剪切带的韧-脆性变形转换构造域。成矿作用与碰撞带相伴的巨型韧性剪切带时空演化和脆-韧性变形转换带关系密切。对西滩、康古尔、西凤山等金矿研究表明，该带具有很好的成矿背景和找矿潜力；⑦阿-雅岛弧铁铜多金属带；⑧中天山地块铁铜矿带；⑨南天山弧后盆地金铜铁矿带，红山金矿等；⑩北山裂谷系金铜镍矿带，以金窝子、马庄山金矿为代表。

上述这些成矿区带与金铜成矿有关的区带多与区内康-黄碰撞带有一定联系，如康古尔塔格岛弧带（④）、康-黄碰撞带（⑤）、阿-雅岛弧北缘康古尔塔格金矿带（⑥）等均具较密切联系。有些则为碰撞后陆内变形和构造运动中形成的成矿区带，如吐哈盆地煤和含油气系统聚集带、北山裂谷系金铜镍矿带。

四、碰撞造山与成岩成矿作用阶段

地球在演化，成矿作用也在演化，不同地质环境形成不同类型的矿床，不同地质环境的成矿作用也有其独特的时间演化特征。东天山地区地质历史悠久，构造演化复杂多样，沉积作用类型多、岩浆活动多期多次，变质作用普遍。因此，成矿作用类型和过程都相当复杂。根据对东天山地区地质地球化学及金、铁、铜等矿床的研究，矿产的形成与本区大地构造演化最重要的阶段-海西期的构造岩浆活动有关。

从地质资料、岩体侵入关系、同位素测年等分析，东天山的碰撞造山时代在 290~240Ma 之间。东天山全区带成矿主要有三个时期：元古代、晚古生代和中新生代成矿期，以晚古生代成矿期最活跃和最重要。

（1）元古代成矿期

主要出露于中天山地块，组成岩石为深-中深变质的片麻岩、混合岩、结晶片岩及变质火山岩，这个时期，主要形成沉积变质型的天湖铁矿等。

（2）晚古生代成矿期

是本区地质作用最活跃的时期，北天山次大洋进一步扩张，并分别向南面的塔木里

板块和北侧的准噶尔板块下面俯冲形成了南侧的阿齐山-雅满苏岛弧带，北侧形成了康古尔塔格-哈尔里克岛弧带。在晚石炭世后期，北天山次大洋收缩闭合，使准噶尔板块与塔里木板沿康古尔塔格深断裂对接碰撞，形成康古尔塔格俯冲碰撞带，同时也在俯冲带附近形成了巨大的韧性剪切带。这一过程中，在俯冲带西段的康古尔超壳深断裂以南的阿齐山-雅满苏岛弧北缘，形成了西滩、康古尔及马头滩等金矿床；在康古尔俯冲带东段形成有黄山大型铜镍硫化物矿床，白山斑岩型铜钼矿床、浅成低温热液型的铜山铜矿床等；在南天山弧后盆地的泥盆系中形成了与韧性剪切带有关的金矿床。

据姬金生、杨兴科等对矿带地质和同位素年代学研究，区内成矿作用可分为 5 个阶段：①矿源准备阶段（350~310Ma）：早石炭世、北天山次大洋盆洋壳向塔里木板之下俯冲，形成了阿奇山-雅满苏岛弧北缘的中性、中酸性、酸性等钙碱性火山岩。在康古尔金矿附近，覆盖于安山岩之上流纹岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $300 \pm 13\text{Ma}$ ，微粒锆石 U-Pb 年龄为 299Ma，安山岩的蚀变年龄为 $290 \pm 5\text{Ma}$ 。故可推测，安山岩的成岩年龄大于 300Ma，西凤山矿区侵入于安山岩中的花岗闪长斑岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $283 \pm 13\text{Ma}$ 。可推测这些安山岩的年龄不应小于 300Ma，可能为早石炭世产物。据研究中性及中基性火山岩中金含量普遍偏高，平均大于 10×10^{-9} ，它们可成为成矿物质的主要来源之一。故将其形成阶段定为矿源准备阶段。

②矿体赋存空间准备和塑性流变及金的第一次（预）富集阶段（310~290Ma）：随着板块边界剪切带内阻力增大，洋壳对陆壳的俯冲减弱，大洋逐渐收缩关闭，然而塔里木板与准噶尔板块之间的相对运动并未结束，它们之间最后发生对接、碰撞，岩石发生强烈的构造变形变质，变形为成矿提供了活动空间和储集场所，变质作用提供了变质热液，并为成矿元素的活化迁移创造了条件，岩石变形主要表现为秋格明塔什海沟北部干墩岩组硅泥质岩以及阿奇山岛弧北缘火山-沉积岩发生强烈的韧性变形，形成变形变质程度不同、规模大小不一，相互平行的若干条韧性剪切带，为成矿活动和矿质富集提供了空间，而且韧性变形期产生的动力变质流体和来自深部的热液在应力作用下流动，并从流经岩石中淋滤出成矿物质，集中于较强的韧性剪切带中，完成了金的第一次富集，其形成时间推测如下：强变形期形成的绢英岩质千糜岩是康古尔金矿主矿体的直接围岩，矿体中可见千糜岩角砾及残留的千糜状构造，从宏观上证明韧性变形早于主矿化阶段。主矿化阶段 Sm-Nd 等时线年龄为 $290 \pm 7\text{Ma}$ ，Rb-Sr 等时线年龄为 $282 \pm \text{Ma}$ ，据此，把韧性变形阶段的时间定在 290Ma 以前，火山岩的年龄大约在 310Ma 以前，故此阶段的时间定为 310~290Ma 期间。

③晚石炭世晚期韧性剪切变形、同碰撞期花岗岩侵位和金矿成矿流体活化迁移富集定位阶段（290~275Ma）：

随着碰撞作用的进行和发展，岩石变形变质愈加强烈，碰撞带南部产生了与碰撞作用有关的岩浆活动，形成了以花岗闪长岩类为主的侵入体，西凤山矿区花岗闪长斑岩株 Rb-Sr 等时线年龄为 $284 \pm 13\text{Ma}$ 。花岗岩侵位的同时为成矿作用提供热源和部分矿源。

④碰撞中晚期脆-韧性变形转换、岩浆活动及成矿流体多次富集沉淀、成矿作用叠加、矿床定位阶段（270~230Ma）：随着碰撞作用的进行，缝合带附近地壳厚度增大，并逐渐抬升。这期间，亦有岩浆活动发生：康古尔 VI 号金矿区北部英云闪长岩体 Rb-Sr 等时线年龄为 $248 \pm 1\text{Ma}$ ，锆石 U-Pb 同位素和谐年龄为 275Ma，这些数据说明该期确有岩浆活动

存在。康古尔VI号金矿叠加于主矿化阶段之后的第IV矿化阶段石英脉 Rb-Sr 等时线年龄为 $258 \pm 21\text{Ma}$ ，第V矿化阶段 Rb-Sr 等时线年龄为 $254 \pm 7\text{Ma}$ ，说明该期矿化作用也存在。所以，本区的岩浆活动和成矿作用都存在，而且时间相近，成矿稍晚于成岩。

⑤碰撞后阶段的走滑剪切变形（230~200Ma）和多样式构造变形、造山抬升，主矿床（体）成矿后改造、发生淋滤，次生富集阶段（200Ma 至今），说明成矿时代既有多阶段演变又与造山期和造山期后成岩成矿时代具有响应关系，并基本相同。

(3) 中生代成矿期：据玉西银矿电子自旋共振（ESR）测年结果（周济元，1995）表明，年龄值小，成矿时期较年轻，推测是受碰撞造山期后构造动力作用影响而成矿。

五、成矿带形成的构造背景

碰撞造山是一个相当漫长的过程，在这个过程中伴随强烈的岩浆作用、变质作用。这些作用为矿床的形成提供了热液来源。

在晚石炭世-早二叠世，北天山次大洋收缩闭合，使两板块沿康-黄断裂对接碰撞，形成康-黄俯冲碰撞带，而发生自南向北的逆冲推覆。同时在其后侧的阿奇山-雅满苏岛弧则发生补偿性的伸展断陷，使钙碱性的酸性岩浆侵入、改造、加热并驱动热水循环，为成矿提供了充足的热源和部分成矿介质。在这些有利的条件下，热水能够不断迁移循环，活化运移围岩中的矿质，在浅部沉淀富集生成浅成热液金矿。在康-黄碰撞带，由于挤压作用形成了区域韧性剪切带，在这种相对封闭的压-压扭性构造中，主要是深部变质流体或岩浆流体的渗入流动，交代充填，形成动力变质热液型（韧性剪切带型）。

在碰撞带的北部，由于自北向南的推覆作用，在康古尔塔格-哈尔里克岛弧发生局部伸展，使海西期岩浆上升侵位，改造原岩，形成康古尔塔格-哈尔里克岛弧南缘铜钼矿带。

综上所述，康古尔塔格-哈尔里克岛弧南缘为铜钼矿首选靶区；阿奇山-雅满苏岛弧北缘康古尔金矿带南缘脆-韧性变形转换域更应是首选之重的金矿优选靶区。

结论与存在的问题

结论

(1) 东天山碰撞带两侧存在两套不同的有序地层系统：北区准噶尔板块（南缘）地层系统；南区塔里木板块（北缘）地层系统，以苦水断裂与康古尔塔格—黄山断裂为界碰撞带内存在一套变形变质比较强烈的无序地层系统。其中，无序地层的干墩岩组形成于晚石炭世早期。

(2) 运用碰撞造山事件的时限标志，依据蛇绿岩套、岛弧火山岩、岛弧花岗岩（碰撞花岗岩）、韧性剪切带、磨拉石建造等形成的时代以及古生物、古地磁证据确定出了东天山主体碰撞造山大致在晚石炭世（290Ma）—早二叠世（240Ma），东天山碰撞造山形成于海西中晚期。

(3) 碰撞造山成矿时代以晚古生代海西中晚期为主，具五个阶段，主碰撞造山时代、韧剪变形高峰期、碰撞花岗岩生成时代与成矿主期时代基本相同或相近。

(4) 东天山碰撞造山带构造演化复杂，岩浆活动剧烈，矿种多，成矿背景优越，是普查找矿勘探首选区带，尤以康古尔塔格—哈尔里克岛弧南缘为铜铅矿首选靶区，阿奇山—雅满苏岛弧北缘康古尔塔格金矿带南缘的脆—韧性变形转换域更应是首选之重的金矿优选靶区。

存在问题：

由于时间有限，区域面积比较大，采样点比较单一，所以存在以下问题：

碰撞造山时代的确定的证据还不太充分，碰撞造山时代的确定还不太精确，尚需作进一步的研究；岛弧两侧火山岩的时空演化有待进一步深入研究。

参考文献

1. 马瑞士、舒良树、孙家齐等. 东天山构造演化与成矿. 北京: 地质出版社, 1997
2. 王树基. 亚洲中部山地夷平面研究-以天山山系为例. 北京: 科学出版社, 1998
3. 葛肖虹、王锡魁、咎淑芹等. 新疆东北部大地构造的新认识. 见: 马宗晋等主编. 构造地质学-岩石圈动力学研究进展. 北京: 地震出版社, 1999
4. 高长林、崔可锐、钱一雄等. 天山微板块构造与塔北盆地. 北京: 地质出版社, 1998
5. 姬金生、陶洪祥、曾章仁等. 1994. 东天山康古尔塔格金矿带地质与成矿. 北京: 地质出版社, 1994
6. 周济元、张文武、张朝文等. 东天山古大陆及其边缘银、铼、钼、金和铜矿地质. 北京: 地质出版社, 1996
7. 张雯华、李继亮译. K. C. 康迪著. 板块构造与地壳演化. 北京: 科学出版社, 1986
8. 陈哲夫、成守德、梁云海等. 新疆开合构造与成矿. 乌市: 新疆科技卫生出版社, 1997
9. 何国琦、刘德权、李茂松等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 香港文化教育出版社. 新疆人民出版社, 1994
10. 陈岳龙. 东天山、北秦岭花岗岩类地球化学. 北京: 地质出版社, 1999
11. 邱家骧. 岩浆岩岩石学 (第二版). 北京: 地质出版社, 1990
12. 马文璞. 区域构造解析-方法理论和中国板块构造. 北京: 地质出版社, 1992
13. 王广平、吴广涛、伦志强等. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993
14. 徐贵忠、王艺芬、洪汉铮译. M. P. 考沃德、A. C 里斯著. 碰撞构造. 北京: 地质出版社, 1990
15. 王作勋、郭继易、吕喜朝等. 天山多旋回构造演化及成矿. 北京: 科学出版社, 1990
16. 马瑞士、王赐解、叶尚夫等. 东天山构造格架及地壳演化. 南京: 南京大学出版社, 1993
17. 肖序常、汤耀庆、冯益民等. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1992
18. 李人澍. 成矿系统分析的理论与实践. 北京: 地质出版社, 1992
19. 李华芹、谢才富、常海亮等. 新疆北部有色金属矿床成矿作用年代学. 北京: 地质出版社, 1998
20. 翟裕生等. 大型构造与超大型矿床. 北京: 地质出版社, 1997
21. 杨兴科、程宏宾、姬金生等. 东天山碰撞造山与金铜成矿系统分析. 大地构造与成矿学, 1999, 23 (4): 315~322
22. 杨兴科、程宏宾、姬金生等. 东天山金铜成矿背景与成矿系统分析. 西安工程学院学报, 2000, 22 (2): 9~16
23. 邓军、翟裕生、杨立强等. 论剪切带构造成矿系统. 现代地质, 1998, 12 (4): 493~500
24. 高怀忠、张旺生. 新疆北部金矿与板块碰撞作用关系. 地学前缘, 1999, 6 (1): 138
25. Lister, G. S. et al. Detachment models for the dormation of passive continental margins. Tectonics, 1991, V. 10, No5, P1038~1064
26. 李继亮、孙枢、郝杰. 碰撞造山带的碰撞事件时限的确定. 岩石学报, 1999, 15 (2): 315~320
27. 王玉明. 韧性剪切过程中金沉淀富集的新机制. 地质论评, 1998, 44 (6): 643~648
28. 姬金生、李华芹、张连昌等. 东天山晚古生代火山岩区磁铁矿绿泥石建造金矿床 Sm-Nd

- 和 Rb-Sr 同位系年龄. 科学通报, 1999, 44 (4): 439~441
29. 陈衍景. 准噶尔造山带碰撞体制的成矿作用及金等矿床分布规律. 地质学报, 1996, 70 (3): 253~260
 30. 陈衍景、杨泽军. 碰撞造山成岩成矿模式的运用方法. 矿床地质, 1998, 17 (Sup): 83~86
 31. 陈衍景、陈华勇、刘玉琳等. 碰撞造山过程内生矿床成矿作用的研究历史和进展. 科学通报, 1999, 44 (16): 1681~1689
 32. 罗桂昌、杨兴科、程宏宾. 新疆觉罗塔格地区下石炭统阿奇山组的确立. 西安工程学院学报, 1999, 21 (sup): 39~44
 33. 杨兴科、姬金生、张连昌等. 东天山金矿带区域成矿规律解析. 矿床地质, 1998, 17 (sup): 131~134
 34. 姬金生、丰成友、张连昌等. 东天山成矿区成矿规律研究. 矿床地质, 1998, 17 (sup): 197~200
 35. 翟裕生. 区域成矿学研究问题. 矿床地质, 1998, 17 (sup): 253~258
 36. 李继亮、孙枢、郝杰等. 论碰撞造山带的分类. 地质科学, 1999, 34 (2): 129~138
 37. 马文璞. 当前造山带研究的几个重要问题. 地学前缘, 1999, 6 (3): 103~110
 38. 任纪舜、牛宝贵、刘志刚等. 软碰撞叠覆造山与多旋回缝合作用. 地学前缘, 1999, 16 (3): 85~93
 39. 杨兴科、陶洪祥、姬金生等. 东天山板块构造基本特征. 新疆地质, 1996, 14 (3): 221~227
 40. 杨兴科、张连昌、姬金生等. 东天山板块构造与金属矿产成矿规律. 西安地质学院学报, 1997, 19 (3): 34~42
 41. 李人澍、朱华平. 成矿系统的结构与聚矿功能. 地学前缘, 1999, 6 (1): 103~113
 42. 冯庆来. 造山带区域地层学研究的几个问题. 地学前缘, 1999, 16 (3): 133~138
 43. 杨兴科、姬金生等. 东天山大型韧性剪切带基本特征与金矿预测. 大地构造与成矿学, 1998, 22 (3): 209~218
 44. 杨兴科、张连昌等. 秋格明塔什-黄山韧性剪切带变形特征分析. 西安工程学院学报, 20 (3): 11~18
 45. 杨兴科、姬金生、陈强等. 东天山区域韧性剪切带特征. 新疆地质, 1999, 17 (1): 55~64
 46. 姬金生、张连昌、曾章仁等. 东天山康古尔塔格金矿带年代学研究. 地质科学, 1996, 31 (1): 80~89
 47. 姬金生、薛春纪、曾章仁等. 新疆东天山康古尔塔格金矿带研究. 地质论评, 1997, 43 (1): 69~77
 48. 新疆一大队 K-46-64-C, K-46-64-D, K-46-65-A 至 K-46-65D, K-46-66-C, K-46-66-D. 1: 5 万区域地质调查报告, 1995
 49. 新疆-区调. K46E011004 至 K46E011008. 1: 5 万区域地质调查报告, 1995
 50. Pearce, J. A. et al. Trace element Discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. J. Petrology, 1984, V. 25. No4, 1984
 51. 王中刚、赵振华、邹天人等. 阿尔泰花岗岩类地球化学. 北京: 科学出版社, 1998
 52. 于学元、梅厚钧、姜福艺等. 额尔齐斯火山岩和成矿作用. 北京: 科学出版社, 1995
 53. 沈远超、金成伟. 西准噶尔地区岩浆活动与金矿化作用. 北京: 科学出版社, 1993

54. 艾永德主编. 火成岩岩石学-第 30 届国际地质大会论文集 (15 卷). 北京: 地质出版社, 1996
55. 邱家骧、林景任. 岩石化学. 北京: 地质出版社, 1991
56. 古生物学基础理论丛书编委会. 中国古生物地理区系. 北京: 科学出版社, 1983
57. 董树文. 造山带构造岩浆演化与成矿作用. 见: 陈毓川主编. 当代矿产资源评价的理论与方法. 北京: 地震出版社, 1999, 74~82
58. 王安建. 汇聚型板块构造边缘流体活动与成矿研究回顾. 见: 陈毓川主编. 当代矿产资源评价的理论与方法. 北京: 地震出版社, 1999
59. 邓晋福、莫宣学、罗照华等. 火成岩构造组合与壳-幔成矿系统. 地学前缘, 1999, 6 (1): 259~269
60. Condie K C. Plate Tectonics and crustal Evolution. New rock: pergarnon press, 1982
61. Gill J B. Orogenic Andesites and plate Tectonics. New York: springer-verlay, 1981
62. Sawkins F J. Metal Deposits in Relation to plate Tectonics Berlin: springer-verlag, 1984
63. Pearce J A. An expert system for the teetonic characterization of ancient volcanic rock. J Volcan Geotherm Res, 1987, 32: 51~65
64. 白云虹、程国良、孙青格等. 新疆塔里木地台晚古生代古地磁极移曲线及其地质构造含义. 地震地质, 1985, 7 (1): 71~79
65. 谢才富、李华芹、常海亮. 东天山觉罗塔格成对金矿带及其形成的构造背景. 长春科技大学学报, 1999, 29 (3): 232~237
66. 新疆地矿局地质一大队. 新疆吐鲁番-哈密聚煤盆地形成演化及聚煤规律. 乌市: 新疆科技卫生出版社, 1992
67. 新疆 305 办公室. 新疆地矿局. 地矿部航空物探遥感中心. 新疆康古尔塔格地区高精度航空物探综合研究报告, 1994
68. 杨兴科、程宏宾、姬金生等. 东天山碰撞造山过程与金铜成矿背景和成矿系统剖析. 99 年教育部“大陆动力学与成矿作用”“自然资源形势与地球科学发展”高级研讨班论文集, 1999, 110~120
69. 新疆 305 办公室、中国地质勘查技术院. 可可托海-木垒-哈密-柳圆-阿克塞综合地球物理测深剖面成果研究报告, 1991
70. 新疆 305 办公室. 康古尔塔格金矿带控矿规律及靶区优选评价研究(上册)85-902-05-01 报告, 1995
71. 新疆 305 办公室. 东天山成矿区成矿地质条件与矿产资源综合评价研究 85-902-05 报告, 1995
72. 新疆 305 办公室. 东天山花岗岩及其含矿性研究 75-56-03-05 报告, 1990

致 谢

本论文是在我的导师魏宽义教授、杨兴科副教授精心指导下完成的。三年来，两位导师在学习、工作中对我倾注了大量的心血，在精心传授知识的同时，教给了我严谨的治学态度，实事求是的科学思想、科学精神。这将对我今后的工作、学习产生深远的影响。另外，在生活中，导师们给予我极大的关怀和爱护，谨在此向两位导师致以崇高的敬意和衷心的感谢！

在撰写论文期间，李有柱副教授、卢登容副教授、刘继庆高级工程师、罗桂昌教授、韩照信副教授和西安地矿所的任秉琛研究员，李文明副研究员给予了许多有益的指导，在此，对他们诚挚的谢意。

另外，硕士研究生邵江、江兴旺、栾约生、王启耀、蒋臻蔚、罗丽娟、樊秀峰、刘联群、屈文军、王雁林和我的师姐赵世华、师弟陈强给予我极大的支持和帮助。研究生部各位老师也给予了我关心和爱护，在此向他们表示我衷心的感谢。