目　录

新疆北部大地构造研究的新进展……
……汤耀庆、肖序常、赵　民、李锦轶、冯益民、朱宝清（1）
天山中段早海西期地壳演化与花岗质岩浆活动初析……姜常义、任名华（13）
新疆可可托海地区片麻状花岗岩的特征……康　旭、王淑珍（24）
新疆阿尔泰地区岩浆岩类的等时线年龄、地壳构造运动以及构造环境的发展演化……刘　伟（35）
中天山运动的建立及其地质意义……车自成、蒋克渝、刘洪福、韩天儒（51）
乌鲁木齐南山中石炭统深水相地层的发现及其地质意义……
……刘洪福、车自成、韩天儒、林晋炎（59）
区域化探中若干问题的探讨……林关玲、查仁荣（73）
东天山泥盆纪火山岩系地球化学特征及其含矿性评估……
……肖渊甫、茅燕石、周济元、王道永、何大伦、黄志勋（84）
新疆贝勒库都克锡砷矿床地球化学特征……杜佩轩（99）
新疆贝勒库都克锡矿带热液蚀变作用与成矿关系初步研究……
……毕承思、沈湘元、徐庆生（114）
喀拉通克铜镍矿床成矿元素的数学地质规律……战新志、王福同、张纯仪（127）
对新疆西准噶尔若干同位素成果的讨论……王雪英、安玉清（134）

Contents

Some Advances in Tectonic Researches of the North Xinjiang, China ..... *Tang Yaoqing, Xiao Xuchang, Zhao Min, Li Jinyi, Feng Yimin* and *Zhu Baoqing* (11)

Preliminary Analysis on the Crust Evolution and Granitic Magmatism During Early Hercynian Cycle in the Middle Part of Tianshan Mountains..... *Jiang Changyi* and *Ren Minghua* (23)

The Characteristics of Gneissic Granites in Keketuohai Area from Xinjiang Provice.....*Kang Xu* and *Wang Shuzhen* (34)

Whole Rock Isochron Ages of Plutons, Crustal Movements and Evolution of Tectonic Setting in the Altai Mts., Xinjiang Uygur Autonomous Region.....*Liu Wei* (49)

The Establishment and Geological Significance of the Mid-Tianshan Tectogenesis.....*Che Zicheng, Jiang Keyu, Liu Hongfu* and *Han Tianru* (58)

Discovery of the Abyssal Sedimentary Rocks of the Middle Carboniferous in South Mountain of Urumqi, Xinjiang and Their Geological Significance.....*Liu Hongfu, Che Zicheng, Han Tianru* and *Lin Jinyan* (69)

Some Problems Encountered in Regional Geochemical Exploration .....*Lin Guanling* and *Cha Renrong* (83)

Geochemical Characteristics of Devonian Volcanic Rocks and its Mineral-Bearing Properties in Eastern-Tianshan..... *Xiao Yuanfu, Mao Yanshi, Zhou Jiyuan, Wang Daoyong, He Dalun* and *Huang Zhixun* (98)

Geochemical Characteristics of Belekuduk Sn-As Deposits in Xinjiang ..... *Du Peixuan*(113)

Hydrothermal Alteration of the Belekuduk Tin Metallogenic Zone and Its Relation with Mineralization .....*Bi Chengsi, Shen Xiangyuan* and *Xu Qingsheng*(125)

Geomathematics of metallogenic elements of the Cu-Ni Deposits in Kelatongke, Xinjiang.....*Zhan Xinzhi, Wang Futong* and *Zhang Chunyi*(133)

A Discussion of Some Isotopic Analyses in Western Junggar, Xinjiang .....*Wang Xueying* and *An Yuqing*(141)

新疆北部大地构造研究的新进展

汤耀庆　肖序常　赵　民　李锦轶

（地矿部地质研究所）

冯益民　朱宝清

（地矿部西安地质矿产所）

“新疆北部大地构造演化及其与成矿作用关系”课题，是国家计委和科委“七五”期间在新疆设立的“加速查明新疆矿产资源的地质、地球物理、地球化学综合研究”国家科技攻关项目（简称国家三〇五项目）中的一个二级基础地质研究课题。由地质矿产部地质研究所牵头，西安地质矿产研究所等3个单位参加，共同承担该课题的研究工作。经过近5年的野外调研和室内综合研究，编制了1:150万新疆北部大地构造图，撰写了该图说明书《新疆北部大地构造基本特征》和专著一部《新疆北部及其邻区大地构造》。于1990年底国家三〇五项目办公室组织了专家进行评审并通过验收。在新疆北部大地构造及与其相关的重大基础地质问题、大地构造演化与金属矿产成矿作用的关系等方面取得了一些新进展，现综合简述如下：

一、以板块构造理论、活动论的观点为指导，编制了新疆北部大地构造图

根据板块构造观点，认为岩石圈在平面上分块，剖面上分层，是以地幔热对流作用作为发生机制的。这些不同层次和规模的层块在地幔热对流驱动下，发生各种以水平运动为主的地壳运动，从而形成各种相互联系的地质作用和构造形式，组成不同规模和等级之间有机联系的镶嵌图形。基于这种思想为指导，拟定了较为系统而切实可行的板块构造单元划分原则及相关的编图方法（图1）。

一级构造单元，称板块。板块之间的界线是以其间时代最新的蛇绿岩带或蛇绿混杂体（Ophiolitic melange）为代表的缝合带为主要依据。由于两板块间曾隔着洋盆，所以在古生物地理区划上、古气候、古地磁、沉积岩相、变质变形作用、岩浆活动、成矿作用及构造演化历程都存在一定的差异，各有自己的特点。在大陆上划分古板块，由于板块间的洋盆已经消失，活动的大洋脊，洋内转换断层不会在大陆上出现，所以海底扩张脊和洋内转换断层对大陆上划分古板块边界不尽适用，只能以缝合带来划分。从缝合带发展过程看，它曾是深达上地幔的断裂带，控制着岩石圈板块的演化。

二级构造单元，称板段（Segment）。一个板块根据其各构造部位活动性，地壳结构及各自演化特征可分为陆壳板段、陆缘板段（包括活动陆缘和被动陆缘）和洋壳板段（图1）。

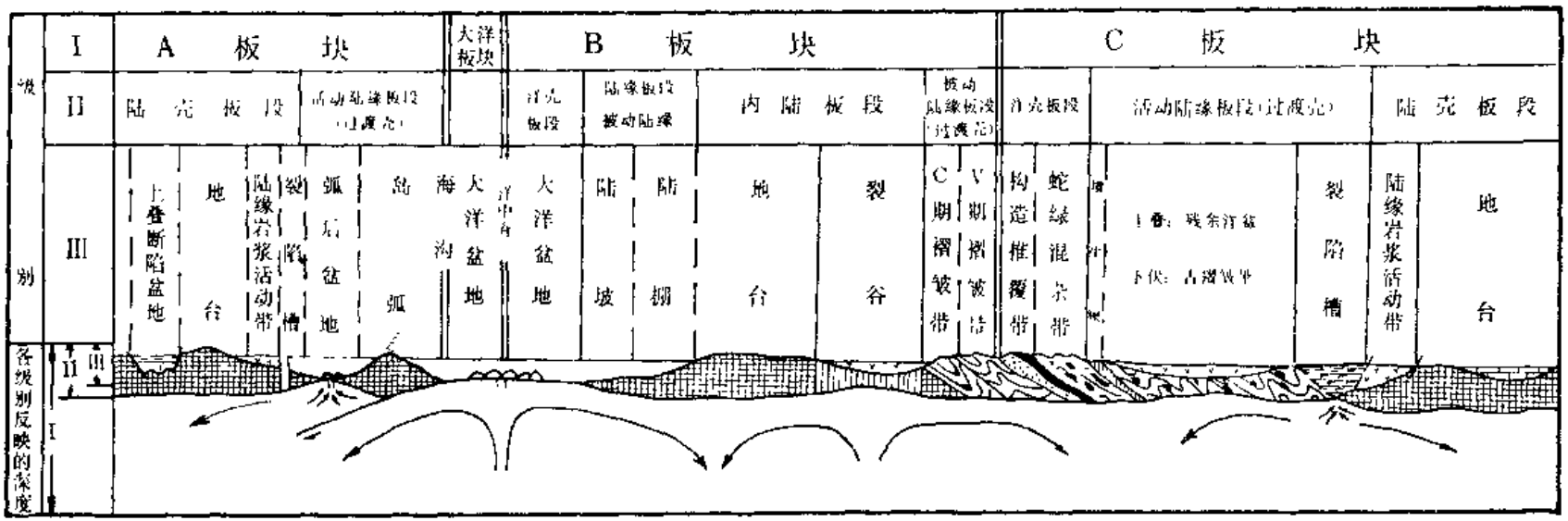


图 1 板块构造单元划分示意图

Fig. 1 Subdivisions of plate tectonic units

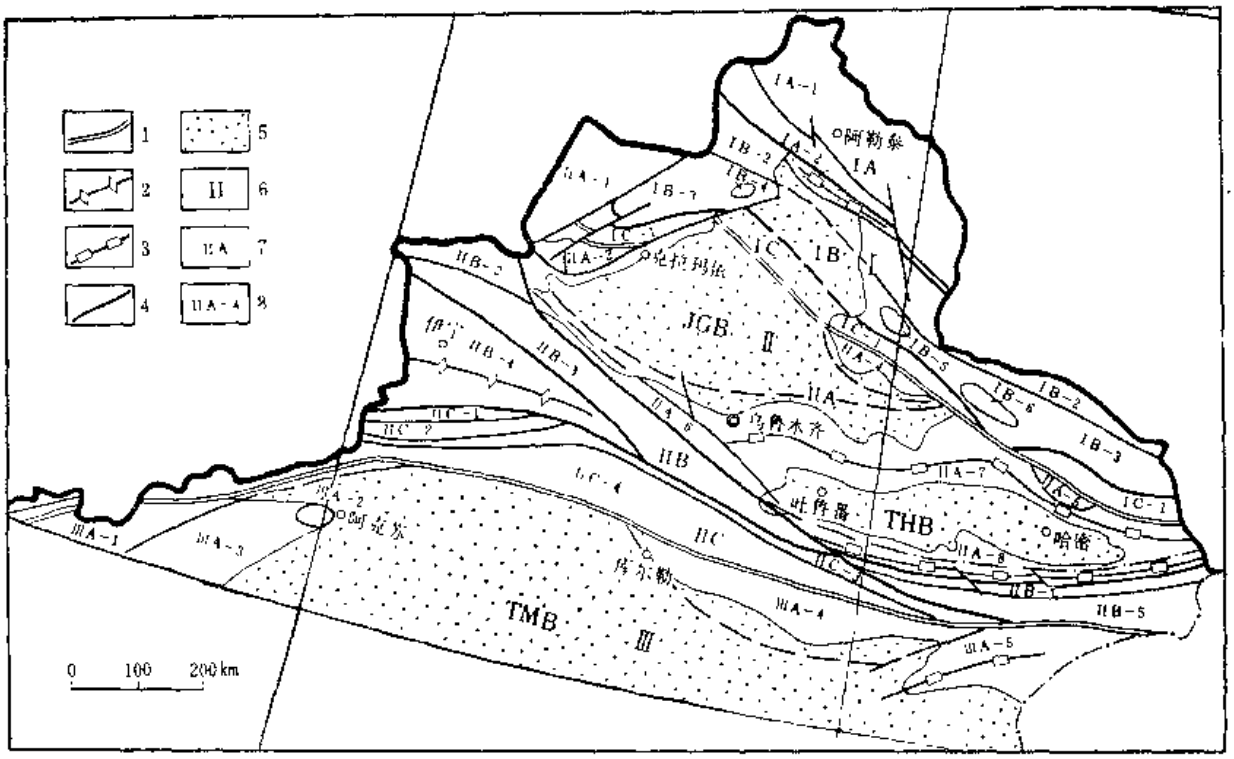


图 2　新疆北部大地构造略图

Fig. 2　Sketch map of tectonics of northern Xinjiang

1—缝合线；2—裂谷；3—裂陷槽；4—2级构造单元界线；5—盆地；6—1级构造单元代号；7—2级构造单元代号；8—3级构造单元代号

I 西伯利亚板块

IA 阿尔泰陆壳板段：

IA-1 阿尔泰早古生代陆坡沉积区；

IA-2额尔齐斯晚古生代中期拉张陆缘岩浆带；

IB 准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段：

IB-1 喀拉通克晚古生代中期裂陷槽；

IB-2 布尔津—阿尔曼泰晚古生代早期弧后盆地；

IB-3 和布克—三塘湖晚古生代早期岛弧；

IB-4 洪古勒楞地体；

IB-5 库兰喀孜干地体；

IB-6 考克赛尔盖地体；

IC 北准噶尔晚古生代早期洋壳板段：

IC-1 达拉布特—卡拉麦里晚古生代早期海沟（洋壳板片）

II 哈萨克斯坦板块

IIA 北天山古生代活动大陆边缘板段：

IIA-1 塔城地体；

IIA-2 西南准噶尔晚古生代增生楔；

IIA-3 唐巴勒—玛依勒山早古生代洋壳板片；

IIA-4 将军庙地体；

IIA-5 荒草坡地体；

IIA-6 依连哈比尔尕山—大南湖晚古生代中期—早期洋壳板片；

IIA-7 博格达晚古生代中期裂陷槽（初始洋盆）；

IIA-8 黄山晚古生代中期—晚期裂陷槽；

IIB 伊犁—中天山陆壳板段：

IIB-1 雅满苏晚古生代中期拉张陆缘岩浆带；

IIB-2 博罗地体；

IIB-3 科古琴山—米什沟古生代岛弧—海沟板片；

IIB-4 伊宁晚古生代中期裂谷；

IIB-5 东天山中晚元古宙古陆坡沉积区；

IIC 南天山早—中古生代活动大陆边缘板段：

IIC-1 哈尔克山早古生代海沟板片；

IIC-2 哈尔克山早古生代增生楔；

IIC-3 哈尔克—库米什—卡瓦布拉克早古生代晚期洋壳板片；

IIC-4 星拉山—额尔宾山晚古生代早期洋壳板片；

III 塔里木板块

IIIA 塔里木北缘陆壳板段：

IIIA-1 喀拉铁热克晚古生代陆坡沉积区；

IIIA-2 阿克苏地体；

IIIA-3 柯坪震旦纪—古生代陆棚沉积区；

IIIA-4 库鲁克塔格地体；

IIIA-5 北山晚古生代中晚期裂陷槽；

中新生代—晚古生代末期上叠构造盆地：

JGB 准噶尔盆地；THB 吐鲁番—哈密盆地；

TMB 塔里木盆地

在大陆上，原洋壳板段经过俯冲消减已经消失，所以大陆上表示不出当时的洋壳板段，只残留一些代表当时洋壳的残片，蛇绿岩或蛇绿混杂体等。不同板段之间的界线往往是由古俯冲带（逆冲带）、大型走滑断层、大型韧性剪切带来划分。

三级构造单元，主要根据板段内不同地段显示的沉积建造、岩浆活动及构造等特征而划分，可以板片（Slab）作为三级构造单元名称。活动大陆边缘可分出安第斯型的海沟带、山弧（火山链）带、海沟和山弧之间的弧沟间隙和弧前盆地，增生杂岩体可以相当发育（如弗兰西斯科杂岩）；岛弧-海沟型的大陆边缘可划分出海沟带、弧沟间隙（其中发育弧前盆地）、火山岛弧带、弧后盆地等。稳定的大陆边缘可分出陆架（陆棚）、陆坡和陆隆等。在陆壳板段及陆缘板段上，由于地幔上隆，地壳拉张形成裂谷、裂陷槽、初始洋盆等也可作为三级构造单元（图1）。三级构造单元中，还分出了“地体”（Terrane），我们未按D. Howell对地体的定义分类命名，图中地体主要考虑该地体具有全部或部分不同于所处构造单元的演化特征。

根据上述构造单元划分原则，依据新疆北部地质构造特征，结合深部地球物理资料和邻区（原苏联、蒙古）有关资料，把新疆北部划分3个一级构造单元，7个二级构造单元，31个三级构造单元和3个中新生代上叠构造盆地（图2）。

古板块是一个历史范畴的概念，不同时代有不同的板块构造格局。一幅大地构造图很难全面表示出各时代板块构造演化历程，而主要反映某个地质时期板块活动结束的构造格局。一般地说，主要反映板块活动最强烈、影响最大，也就是通常所称的“主构造期”的构造格局，构造前期、构造期后只能作一般的表示。如何在一幅大地构造图上直观地表示其演化历程，是历来编制大地构造图未能很好解决的一个问题，只能在说明书中讨论。我们为了解决这个问题，特编制了东西两幅构造流程图，通过全图所有的构造单元，表示了新疆北部各板块构造单元在时空上的演化关系（图3、4）。另外还编制了与流程图配套的东、西两条构造剖面图，用来反映各构造单元在横向上的相互关系。由主图、构造流程图和构造剖面图组成的新疆北部大地构造图，在平面上、时空上较全面完整地反映出新疆北部大地构造特征和演化历程❶。

二、蛇绿岩生因类型划分

在对新疆北部蛇绿岩及其大地构造意义进行了较系统深入地研究，尤其在卡拉麦里、巴音沟和唐巴勒等蛇绿岩的岩石组合、构造序列、岩石化学及所代表的古洋盆的时限和特点方面的研究取得了新的进展❷。同时结合国内外蛇绿岩研究的最新资料，提出了蛇绿岩分类的新方案。

（一）大陆造山带蛇绿岩类型的划分

根据我们多年来对蛇绿岩研究及与国际上典型蛇绿岩的对比性研究，认识到蛇绿岩内基性、超基性的特定规律性组合、序列和共生关系，说明其发生必先具有一个提供分异作用的引张环境，而岩石圈的减薄，引张必将导至上地幔围压降低，发生部分熔融，从而上

❶ 肖序常等，1990，1:150万新疆北部大地构造图。

❷ 肖序常、汤耀庆等，1990，新疆北部及其邻区大地构造。

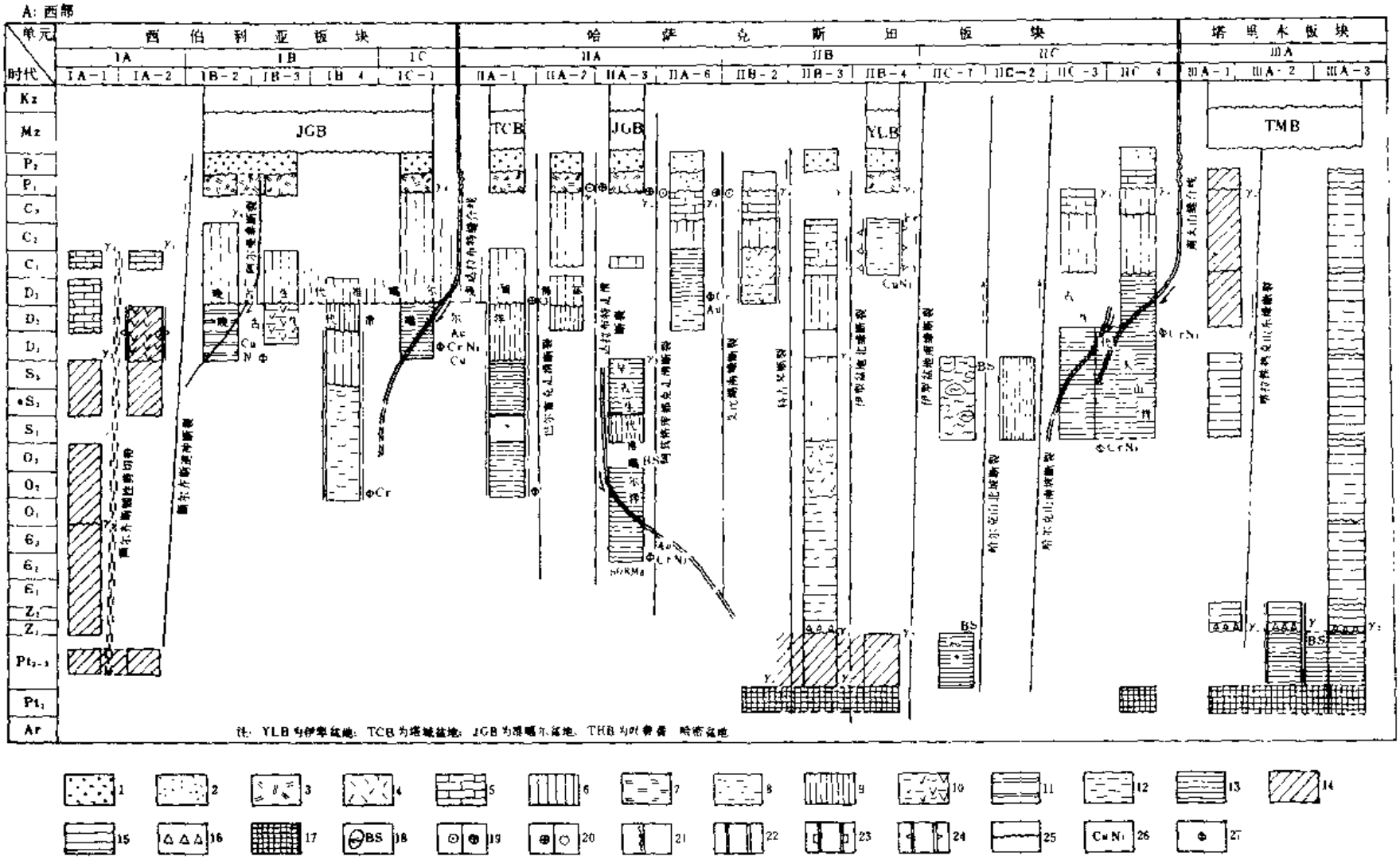


图 3 新疆北部构造流程图（西部）

Fig. 3 Tectonic flow diagram of northern Xinjiang (Western)

1—陆相磨拉石；2—陆相盆地沉积；3—早二叠世陆相火山岩；4—巴塔玛依内山组；5—上叠海相盆地；6—残留海盆；7—裂陷槽沉积；8—裂谷沉积；9—增生楔；10—岛弧；11—弧后盆地；12—初始洋盆；13—洋盆；14—陆坡沉积；15—陆棚沉积；16—冰积岩；17—基底；18—蓝片岩；19—左旋走滑断裂；20—右旋走滑断裂；21—碰撞期；22—地体；23—裂谷；24—裂陷槽；25—不整合；26—矿产；27—蛇绿混杂体

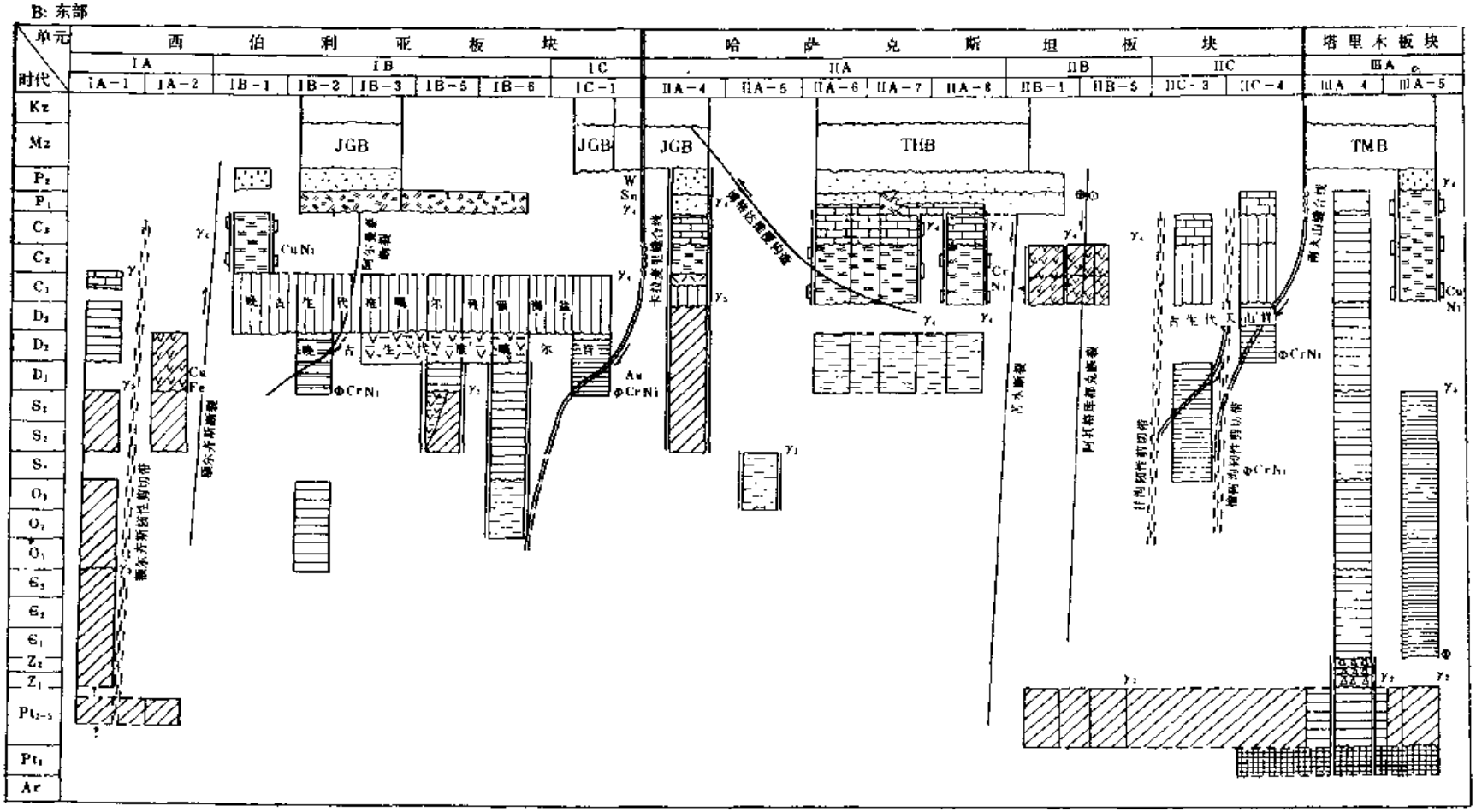


图 4 新疆北部构造流程图（东部）

Fig. 4 Tectonic flow diagram of northern Xinjiang (Eastern)

（图例同图 3）

地幔的衍生物质得以底辟向上侵位，推向地壳上层。可见岩石圈的引张、减薄作用、是导致上地幔分异、侵位的主因。根据岩石圈结构的不均匀性和减薄、拉张作用的强弱，即扩张速率快慢的差异，一方面导致出现不同的构造环境，另一方面造成上地幔岩组合、成分上的不同，进而认识到岩石圈减薄作用和扩张速率是蛇绿岩生因的主导作用，因而将岩石圈的扩张速率和蛇绿岩的岩石组合作为划分蛇绿岩类型的重要依据。结合国内外典型地区及对新疆北部蛇绿岩的研究，将大陆造山带蛇绿岩划分出 1 种基本类型：

1．快速扩张、大洋盆内的蛇绿岩

特点是具有典型、完整的岩石序列。根据 A. 尼古拉（Nicolas, A., 1986）近年研究，洋脊扩张速率与分凝熔融或萃取熔融（extracted melt）呈正消长关系。估算快速扩张率一般是 $V \geqslant 5$ cm/a。快速扩张易于形成大洋盆，具有高度分凝熔融，结果产生大量上地幔分凝熔融后残留的“亏损的”斜辉橄榄岩（Harzburgite），具有厚层基性、超基性堆晶岩组合，构成完整、巨厚（一般 7—8 km）的蛇绿岩套。如阿曼、塞浦露斯等处的蛇绿岩。新疆北部目前未发现此类蛇绿岩。

2．中等或较快速扩张洋盆的蛇绿岩

蛇绿岩组合、序列齐全、厚度较小、堆晶岩组合、厚度变化较大。底部仍以斜辉辉橄岩—斜辉橄榄岩为主，但常见二辉橄榄岩夹层或团块。估算扩张速率为 $V=2$—5 cm/a。它形成于一定规模的洋盆内，也可在边缘海、弧后盆地中形成。我国西藏雅鲁藏布江出露的蛇绿岩是此类型的代表。

3．中等—慢速扩张洋盆的蛇绿岩

蛇绿岩组合不齐全，代表岩浆房的基性、超基性堆晶岩不发育，厚度薄。斜辉橄榄岩数量减少，而二辉橄榄岩相对增多。与之伴随的沉积建造复杂。伴有较多的中酸性岩浆活动。扩张速率 $V=1$—2 cm/a。主要出现在大陆板内陆间洋盆、海湾、边缘海盆及弧后盆地等环境中。

新疆东、西准噶尔的蛇绿岩，天山部分蛇绿岩及其延伸的我国西部造山带部分地段的蛇绿岩组合、序列及产出特征等接近上述第二类，但一般厚度小，岩浆房除少数地段外，一般不发育；另一个特点是同处于一构造带内，上地幔岩常发生变化，出现二辉橄榄岩类，反映地壳拉张速率的不均一性；伴随较多中酸性岩浆活动。从这些特点看，似乎又接近第 3 类型。这种第 2—3 类混合出现的蛇绿岩带，是准噶尔-天山造山带蛇绿岩的主要特征。

4．慢速扩张地带的基性、超基性岩组合（准蛇绿岩类型）

扩张速率低，$V=0.5$—1 cm/a。仅出现少量“亏损的”斜辉橄榄岩，主要为含斜长石、尖晶石及角闪石的二辉橄榄岩、层状基性、超基性岩等，伴随偏碱性基性熔岩——高铝碱性玄武岩，霞石玄武岩等。主要出现在巨厚岩石圈的初始洋盆、裂陷槽及裂谷带内。如红海、非洲埃塞俄比亚裂谷带。新疆天山造山带中黄山一带的基性、超基性杂岩，主要包括角闪斜长二辉橄榄岩，是代表典型的地壳拉张早期、慢速扩张所产生的岩石类型。它的产生方式可能是以上地幔物质“热底辟”侵位为主。

（二）新疆北部部分蛇绿岩带形成时代的进一步确定

1．西准噶尔唐巴勒蛇绿岩带

根据蛇绿岩中硅质岩放射虫的鉴定及其蛇绿岩顶部碎屑复理石沉积中生物灰岩透镜体

中采得的腹足类：*Maclurite* cf. *crintalis* Yu 及 *Lesnerilla* sp.，其时代为早、中奥陶世（冯益民，1985、肖序常等，1990）；在与辉长岩伴生的，相对蛇绿岩中上部组合的浅色辉长岩和斜长花岗岩中，我们磁选榍石连同斜长石送美国进行 Pb-Pb 同位素年龄测定，得出年龄值为 508.20 Ma❶，相当于晚寒武世—早奥陶世。又用 $^{204}Pb/^{238}U$ 测得斜长石年龄值在 480—520 Ma，两种方法测得结果基本一致。根据其古生物资料和同位素年龄资料，唐巴勒蛇绿岩形成于晚寒武世—早奥陶世。

2．东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩带

过去认为是石炭纪的产物（张弛，1981、成守德等，1986、蔡文俊，1986）。我们发现了红柳沟至南明水一带，南明水组不整合于卡拉麦里蛇绿岩之上，该组底部富含蛇绿岩碎屑的硬砂岩，并在其中不纯灰岩中采到 *Gastrioceras* sp.，因此卡拉麦里蛇绿岩侵位时代应早于南明水组（C_1^s）。在与蛇绿岩伴生的硅质岩中（李锦轶等，1990）发现大量微体古生物化石，其中有放射虫、小软舌螺、比较高级的疑源类和小壳化石，鉴定者认为时代不晚于早泥盆世❷。结合（新疆地矿局第一区域地质调查大队，1987）从清水北辉长岩中获得的 388—392 Ma 全岩 K-Ar 法年龄。初步确定卡拉麦里蛇绿岩是早泥盆世形成的有限洋盆的洋壳残片。

3．北天山巴音沟蛇绿岩带

1988 年根据我们的工作，发现了穿插于枕状熔岩中的辉绿岩墙，丰富了蛇绿岩的组合序列，构成了一条较完整的蛇绿岩剖面（肖序常等，1990）。我们对蛇绿岩上部洋壳中放射虫硅质岩夹层作了详细实验室研究，并送美国鉴定，发现较多的 *Ceratiokiscum* sp.，其时代为早石炭世—晚（中）石炭世早期❸。其中还分析出牙形石，经鉴定为 *Delotaxis* sp.，*Polggnathies* sp.，时代为晚泥盆世法门期❹。综合上述资料，确定巴音沟蛇绿岩形成于晚泥盆世—早石炭世。

三、花岗岩和蓝片岩研究取得的新进展

花岗岩的成因研究一直是地球科学中一个重要而复杂的课题。多年来，观点分歧、争论激烈。由于板块构造的兴起和同位素等新技术、新方法的迅速发展，人们有可能将花岗岩成因与其物质来源和形成的地质环境联系起来，并依据矿物学和地球化学参数建立花岗岩分类，进而根据不同成因类型花岗岩的地质分布同大陆板块边缘之间的关系，研究花岗岩类岩石及有关矿床形成的大地构造环境。课题根据上述思想，对新疆北部部分地区的花岗岩进行了较详细的研究，提出了一批新的同位素年龄数据和资料❺。根据其岩石学、岩石化学和地球化学特征，结合新疆北部古生代板块活动历史，将北疆花岗岩类统一划分为壳源交代-变质型、壳源重熔型、壳幔源同熔型和幔源型 4 大类。把花岗岩的成因分类与古板块活动的构造背景有机的结合起来。

---

❶ 美国加州大学圣巴巴拉分校地质系同位素实验室测定，1986。
❷ 由地质矿产部地质研究所王乃文研究员鉴定。
❸ 中美合作，由美国斯坦福大学 A. J. Tumlinson 鉴定，1988。
❹ 中美合作，由美国地质调查所 Anita G. Harms 分析鉴定，1988。
❺ 肖序常、汤耀庆等，1990，新疆北部及其邻区大地构造。

系统地阐述了新疆北部高压变质带的基本特征及板块构造意义。尤其对阿克苏高压变质地体的研究（肖序常、格雷厄姆等，1990、Liou, J. G. et al.），对其原岩性质、高压变质矿物特点及构造变形期次进行了比较详细的研究和划分。作者认为阿克苏群从东南至西北可分出两套岩层：南部原岩以泥砂质岩石及层凝灰岩为主的变质片岩相，北部原岩为基性熔岩及凝灰岩的绿片岩相与蓝片岩相相间的片岩相；未发现中、新生代高压变质相中常出现的硬玉、硬柱石以及绿纤石等组合。其特点是黑硬绿泥石普遍存在，共生有帘石类，多硅白云母及石榴石等；阿克苏群至少经历了4次构造变形，高压变质带可能是第一、二次构造变形与片理化和云母膝折及石英杆状线理同期形成。除了进一步肯定上震旦统不整合与高压变质带之上外，还提供了多硅白云母K-Ar同位素年龄为720 Ma❶。阿克苏群是迄今所发现的最典型、最确凿的前震旦纪高压变质带。它足以说明前震旦纪存在与显生宙以来基本相同的地热梯度及大地构造背景，从而为探讨前震旦纪期间是否存在刚性岩石圈板块以及与显生宙类似的板块运动这一重大地质问题提供可靠资料和重要线索。

南天山哈尔克山北缘，东西向—北东东向延伸，出露长达200—300 km的蓝片岩带与原苏联著名的尼古拉耶夫线基本一致。经我们近年同位素年龄测定，蓝闪石^{40}Ar-^{39}Ar年龄为350—398 Ma❷，全岩Rb-Sr法年龄为635 Ma（王作勋等，1990），考虑到原苏联邻区（Dobretsov, N. L., et al.）及以往资料（陈哲夫等，1985、张良臣等，1985），该带很可能混杂有两期高压变质作用：一期可能与阿克苏高压变质带相当，另一期可能发生在晚加里东—早华力西期。我们认为沿该带存在变质、肢解，破碎强烈的蛇绿混杂体，构成蛇绿岩、混杂体、蓝片岩三位一体的三大构造岩带，它们可作为判别古洋盆消减俯冲的重要标志；因而所谓尼古拉耶夫线不是单纯的大断裂带，而是古洋盆消减俯冲重要界线。为重建天山岩石圈板块构造提供重要依据。

四、提出了新疆北部中新生代沉积盆地形成演化的新模式

通过对准噶尔盆地南缘及塔里木盆地北缘石炭纪—第三纪碎屑岩岩石学、矿物学和有机地球化学，尤其是对盆地沉积物碎屑成分来源的分析研究❸，认为碰撞期后陆内造山作用总的特点是盆地下伏地壳减薄作用，造成盆地脉动式沉降，挟持在盆地之间的山脉作脉动式逆冲抬升。盆地演化大体上经历了6个时期：晚二叠世强烈沉积、晚二叠世末期—三叠纪的盆地收缩期、侏罗纪的构造沉降、侏罗纪末期—白垩纪盆地收缩期、早第三纪盆地沉降期和上新世—现代湖盆收缩期。每次盆地的收缩都伴随有山脉的构造抬升。脉动式运动的原因在于古、中、新特提斯洋的演化及其对古亚洲大陆的影响。并对盆地油气生成期提出了一些新认识，结合地球物理资料对沉积盆地的基底进行了探讨❹。

---

❶ 由日本富山大学地质系1988年测定（变质年龄）。

❷ 中国科学院地质研究所同位素实验室1990年测定。

❸❹肖序常、汤耀庆等，1990，新疆北部及其邻区大地构造。

五、研究并阐述了新疆北部岩石圈板块构造演化的基本特征

基于对新疆北部区域地质构造、岩浆活动、沉积作用和变质作用的全面深入研究，以及与毗邻地区大地构造特征的对比，首次提出该区显生宙岩石圈板块构造演化的有限拉张、有限洋盆、残余海盆和裂陷槽等新概念。认为该区显生宙板块构造演化起始于“新疆古克拉通”在古生代初期的解体。古生代期间新疆北部构造格局主要是“有限洋盆”与不同规模的地块相间分布，不存在深邃浩瀚的大洋，其构造演化可概括为：克拉通地幔上隆地壳减薄分裂阶段→拉张初期初始洋盆阶段→洋盆演化阶段→聚合期残余海盆阶段→碰撞造山阶段→大陆山链发展阶段。

新概念中的“裂陷槽”与通常指的裂陷槽不同，也不同于“大陆裂谷”的含义。它不具有大量偏碱性岩浆活动，也没有显著的所谓“双峰式岩浆”模式；它具有幔源岩浆活动特征，往往伴有或在邻近区域出现洋盆沉积及岩浆活动，有时还出现较多的枕状玄武岩。如东天山土墩、苦水及梧桐窝子一带，但其拉张强度不及“初始洋盆”，因其上地幔组合中，常出现二辉橄榄岩类及辉石岩等。常发生在稳定地台与造山褶皱带交界的过渡地带，是形成岩浆型铜、镍矿床有利的构造环境。

聚合期“残余海盆”是指两陆块并合后并没有立即发生强烈褶皱造山作用，仍为海水覆盖，发育有中酸性火山岩及陆源复理石组合。从并合到碰撞造山前这一期间，称之为残余海盆。这种残余海盆阶段不仅新疆各造山中存在，在我们北方的造山带中都可能存在，很可能具有普遍意义。残余海盆概念的提出，使地质学家、古生物学家和古地磁学家对板块碰撞时限的分歧得到比较合理的解决，对正确认识碰撞型造山带的形成和演化过程具有重要意义。

六、探讨并阐述了新疆北部金属矿产成矿作用规律，提出了金属矿产勘查工作的新建议

基于对新疆北部大地构造研究取得的新进展和国内外对成矿作用与岩石圈板块构造演化关系的新认识，总结和阐述了新疆北部各大地构造单元金属矿产的分布和找矿方向，以及各类金属矿产的成矿特征；并从成矿的大地构造背景和成矿时代等方面，探讨了金属矿产成矿作用与岩石圈板块构造的关系，划分了4个成矿区，12个成矿带和22个远景成矿区[1]。认为尽管成矿作用比较复杂，但是新疆北部岩石圈板块构造演化对该区金属矿产的形成和保存起着非常重要的制约作用。新疆北部的构造特征决定了该区金属矿产主要形成于拉张的大地构造背景。

对本区重要的喀拉通克及黄山一带的铜镍矿床，提出含矿岩体形成在与稳定陆壳边缘的陆缘岩浆活动带大体并列，具有一定引张作用的裂陷槽内，属于“准蛇绿岩类型”的新认识。根据国内外对比研究，结合该区大地构造特征及相同大地构造背景，有可能发育有

[1] 肖序常、汤耀庆等，1990，新疆北部及其邻区大地构造。

类似成矿作用的观点，提出在伊宁裂谷、北山裂陷槽内寻找岩浆型铜、钼、镍等矿床；在各板块缝合带残余海盆沉积之下，阿勒泰市以西寻找有关隐伏矿产；在柯坪以西地区寻找层控铅锌矿床。

主要参考文献

Nicolas, A., 1986, A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotites, Journal of Petrology V. 27, No. 4.

冯益民，1985，西准噶尔优地槽褶皱带沉积建造特征及其多旋回发展。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第10号。

肖序常，汤耀庆，李锦轶，赵民，冯益民，朱宝清，1990，试论新疆北部大地构造演化。新疆地质科学，第1辑。

张弛，1981，新疆蛇绿岩某些地质特征。地质论评，第27卷，第4期。

成守德，王广瑞，杨树德，靳金生，祝皆水，1986，新疆古板块构造。新疆地质，第4卷，第4期。

蔡文俊，1986，新疆准噶尔东北缘板块构造初步研究。中国北方板块构造论文集，第1集，地质出版社。

李锦轶，肖序常，汤耀庆，赵民，朱宝清，冯益民，1990，新疆东准噶尔卡拉麦里地区晚古生代板块构造的基本特征。地质论评，第36卷，第4期。

新疆地矿局第一区域地质调查大队，1987，新疆同位素年龄数据汇编。新疆地质，第5卷，第4期。

肖序常，格雷厄姆，S. A.，卡罗尔，A. R.，等，1990，中国西部元古代蓝片岩带—世界上保存最好的前寒武纪蓝片岩。新疆地质，第8卷，第1期。

Liou, J. G., Graham, S. A., Maruyama, S., et al., 1989, Proterozoic blueschist belt in Western China: Best documented Precambrian blueschists in the world. Geology, V. 17.

王作勋，邹继易，吕喜朝，张经国，刘成德，1990，天山多旋回构造演化及成矿。科学出版社。

Dobretsov, N. L. and Sobolev, N. V., 1984, Glaucophane schists and eclogites in the folded system of Northern Asia. Ofioliti, Vol. 9.

陈哲夫，梁云海，1985，新疆天山地质构造几个问题的探讨。新疆地质，第3卷，第2期。

张良臣，吴乃元，1985，天山地质构造及演化史。新疆地质，第3卷，第3期。

SOME ADVANCES IN TECTONIC RESEARCHES OF THE NORTH XINJIANG, CHINA

Tang Yaoqing, Xiao Xuchang, Zhao Min and *Li Jinyi*

(*Institute of Geology, CAGS, Beijing China*)

Feng Yimin and *Zhu Baoqing*

(*Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS, Xi'an, China*)

Abstract

The main advances in tectonic researches in the North Xinjiang are as follows:

1. According to the plate tectonic theory, the tectonic framework has

been compiled, and divided into three 1st order tectonic units, seven 2nd order tectonic units, twenty-two 3rd order ones and three large-scale sedimentary basins.

2. On the basis of tectonic settings, rock association and the estimated spreading rate of lithosphere, a new classification of the ophiolites in orogenic belt has been proposed.

3. The Aksu blueschist belt in N. Xinjiang is confirmed as one of the Authentic Precambrian high-pressure metamorphic belt of the world.

4. Tectonic evolution of the Mesozoic-Cenozoic sedimentary basins in N. Xinjiang is reconstructed and a new tectonic model has been established for them.

5. An approach to the metallogenesis of the N. Xinjiang from viewpoint of plate tectonic theory is made.

天山中段早海西期地壳演化与花岗质岩浆活动初析

姜常义　　任名华

（西安地质学院地勘系）

巍峨挺拔的天山山脉横亘于中亚地区，在其绵延不绝的丛山峻岭之中，分布着众多的花岗岩体。它们的时代分属早元古代、中、晚元古代、加里东期和海西期，其中以海西期最为发育。这些花岗岩体的空间分布存在着一个十分引人注目的现象：早海西期花岗岩广泛分布于南天山和中天山，在北天山的广大区域内却仅在巴里坤北东一带有几个规模不大的岩体出露❶。这是为什么？笔者拟以天山中段（东经86°—90°）区域地质学和花岗岩岩石学的研究为基础，对这一问题进行探索，并进而探讨区内地壳演化与花岗质岩浆活动的关系。

一、区域地质概况

研究区内南天山出露的地层主要有志留系、泥盆系和早石炭世岩关期的甘草湖组❷。志留纪地层以陆源碎屑岩和碳酸盐岩为主。下泥盆统以中酸性火山岩为主，夹有陆源碎屑岩。中泥盆统以陆源碎屑岩和碳酸盐岩为主。上泥盆统以中酸性火山岩为主，有少量的细碧岩，其中的沉积夹层为薄层碳酸盐岩、泥硅质板岩和放射虫硅质岩。与这些火山岩伴生的还有地幔橄榄岩和层状堆积岩。这种岩石组合意味着本区在晚泥盆世曾存在过一个次生洋壳性质的弧后盆地（或边缘海）（姜常义等，1990）。由于早石炭世岩关期甘草湖组不整合覆盖在上泥盆统火山岩之上，弧后盆地的闭合应发生在晚泥盆世末期至早石炭世初期。野外证据表明，这种闭合是由于从北向南的俯冲作用所致（姜常义等，1988）。南天山褶皱带花岗岩体多、规模大。其时代分属加里东期和海西期，南天山褶皱带经历了加里东期和海西期两大构造旋回（姜常义、吴文奎等，待刊）。加里东期变质作用属区域动力热流变质作用的低压相系型（董申保，1988）；海西期变质作用则为区域低温动力变质作用的低绿片岩相型。变形作用以显著的紧闭褶皱和强烈的片理化为特征，显示了强烈的挤压环境。

中天山褶皱带以桑树园子断裂为界划分为南、北两个亚带。南亚带由早、中元古代的中深变质岩系和密集的花岗岩体组成。花岗岩的时代分属晋宁期、加里东期和海西期❸。北亚带的地层由下古生界的火山-沉积岩系组成，其中夹有早、中元古代的变质岩块体。

---

❶ 新疆地矿局，1985，（1:200万），中国新疆维吾尔自治区地质图。

❷ 新疆地质局，1977，（1:50万）乌鲁木齐幅地质图。

❸ 姜常义、任名华，天山中段花岗岩的多期性，《矿物岩石地球化学通讯》，1989年第3期P.178—179。

下古生界的变质作用属区域低温动力变质作用的低绿片岩相型；变形特征与南天山相似，但不如后者强烈。花岗岩的时代分属加里东期和海西期。此外，南北两个亚带都有一些小的上叠盆纪，表现为早石炭世大塘期野云沟组的碳酸盐岩超覆不整合于前述各时代地层之上。综上所述，南亚带属于呈断块状隆起的基底岩系的一部分，并受到晋宁期、加里东期和海西期热事件的扰动。北亚带的基本属性是在元古代结晶基底上重新活化的加里东期褶皱带，后来又受到海西期热事件的扰动。

北天山褶皱带在研究区内出露的地层有中泥盆统、石炭系、二叠系和中生界。中泥盆统的岩石组合属海相火山岩-复理式建造。石炭系构成了北天山褶皱带的主体，厚度巨大。其中的下石炭统小热泉子组（岩关期）和牙满苏组（大塘期）均以中性火山岩为主，夹有少量的细碎屑沉积岩和很少量的碳酸盐岩。这些火山岩显示了裂隙式喷发特征。根据西北大学地质系车自成副教授的研究（私人通讯），火山岩的岩石化学以碱性和偏碱性为特征，显示了比较典型的陆壳拉张型地质建造特征。北天山的变形变质特征与南天山和中天山迥异。变形仅仅表现为地层的舒缓褶皱，各种构造面理极不发育。变质作用特征属埋深变质作用的浊沸石相和葡萄石-绿纤石相❶。这些特征说明在整个海西构造旋回中，北天山从未处于十分强烈的挤压环境。

二、早海西期花岗质岩石组合、期次划分与时代依据

依据地层学和岩体间相互穿插的证据，将天山中段早海西期的岩浆活动划分为4个侵入期次。第一次侵入活动形成的花岗岩类岩石为M型斜长花岗岩；第二次侵入为闪长岩—花岗闪长岩，第三次侵入为似斑状二长花岗岩；第四次侵入为二云母花岗岩。其中M型斜长花岗岩是慢源岩浆活动的产物，而后3次则属壳源岩浆活动。

M型斜长花岗岩的分布范围仅限于南天山的铜花山地区，是前述南天山非层序性蛇绿岩套的组成部分。其形成时代为晚泥盆世。这些斜长花岗岩原本是层状堆积岩的顶部相，在洋壳残片的仰冲推覆过程中被解体，并散布在200余平方公里的范围内，呈一个个孤岛状座落于地幔橄榄岩之上，二者呈断层接触，断层产状近于水平（图1）。从断层面向上，动力变质作用的强度逐渐减弱。断层带上的岩石兼有脆性和韧性变形的特点，反映了中深构造层特征。斜长花岗岩的岩石类型包括闪长岩、石英闪长岩和奥长花岗岩。在空间关系上，总是表现为从下部的中性岩向上部的酸性岩逐渐过渡。总厚度约100m。

第二次侵入活动形成的闪长岩—花岗闪长岩在中天山褶皱带的北亚带最为发育。在马鞍桥以北有两个大岩基和一系列小岩株；在冰达坂附近有几个小岩基和岩株；在中天山褶皱带的南亚带和南天山，则表现为一系列岩株和长条状岩体沿大断裂带产出。该类岩体侵入的最新地层为晚泥盆世的非层序性蛇绿岩套（图2），本身又被第三次侵入活动形成的似斑状二长花岗岩侵入（图3）。证明它们的侵位时间在洋壳残片的仰冲推覆之后。故可将它们的侵位时间确定为早石炭世岩关期初期。

似斑状二长花岗岩在南天山最为发育，岩体规模大，多呈岩基状，且分布广泛。本类岩体在中天山则多呈岩株状和小岩基状产出，分布广泛。无论是在南天山还是在中天山，

❶ 新疆地矿局，1985，(1/200万)新疆维吾尔自治区变质图。

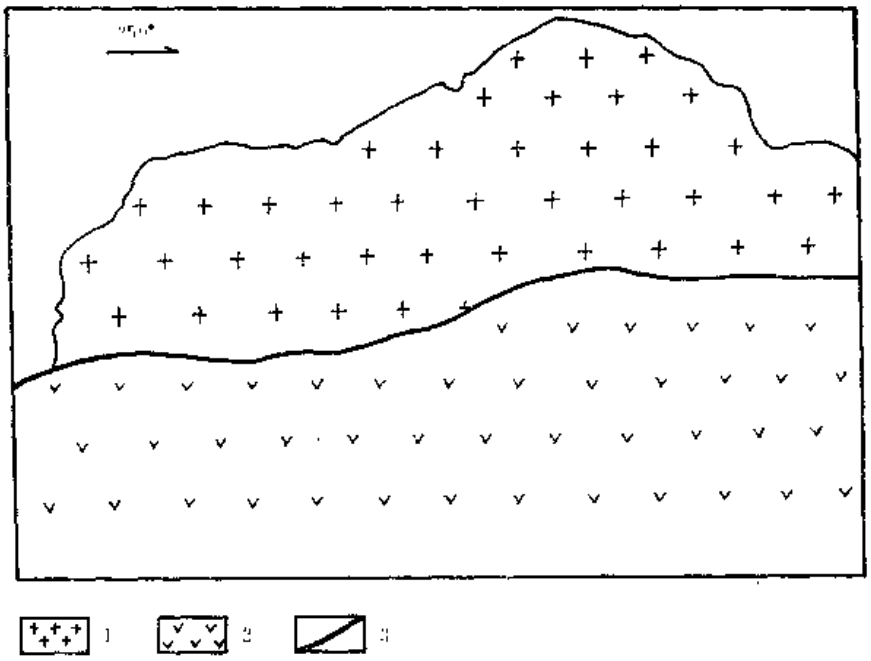


图 1　铜花山地区M型斜长花岗岩与地幔橄榄岩呈断层接触关系。比例尺：1:5000

1—M型斜长花岗岩；2—地幔橄榄岩；3—断层

Fig. 1　M-Type plagiogranite and peridotite of the upper Mantle showing Fault contact relation, Tonghuashan area

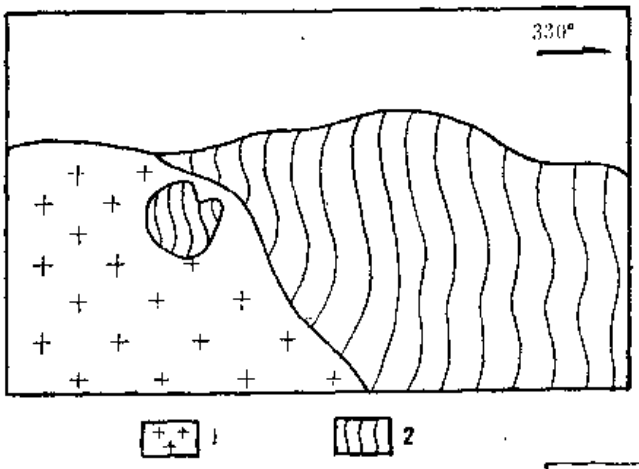


图 2　铜花山南部地区花岗闪长岩侵入到蛇绿岩套的火山岩中

1—花岗闪长岩；2—蛇绿岩套比例尺：1:2000

Fig. 2　The granodiorites intruding into the volcanic rocks (ophiolite) in Tonghuashan

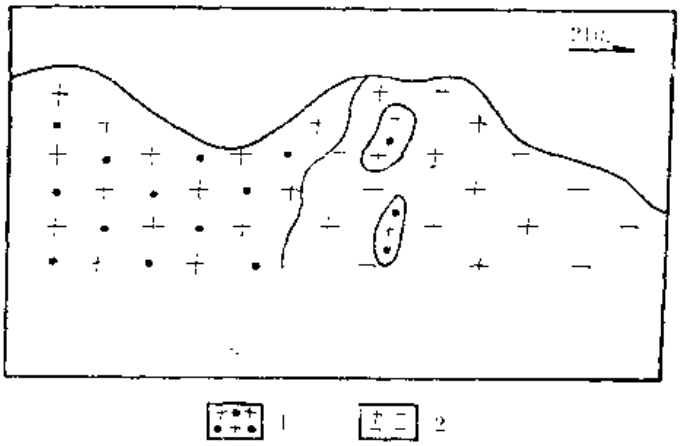


图 3　库米什北地区花岗闪长岩被似斑状二长花岗岩侵入

1—花岗闪长岩；2—似斑状二长花岗岩

比例尺：1:2000

Fig. 3　The granodiorites to the North of Kamishi are intruded by the monzonitic granites

本类岩体多沿大断裂带产出。侵入的最新地层为泥盆系及先期形成的各类花岗岩体，本身又被早石炭世大塘期的野云沟组沉积覆盖(图 4)。在榆树沟南部的似斑状二长花岗岩中，见

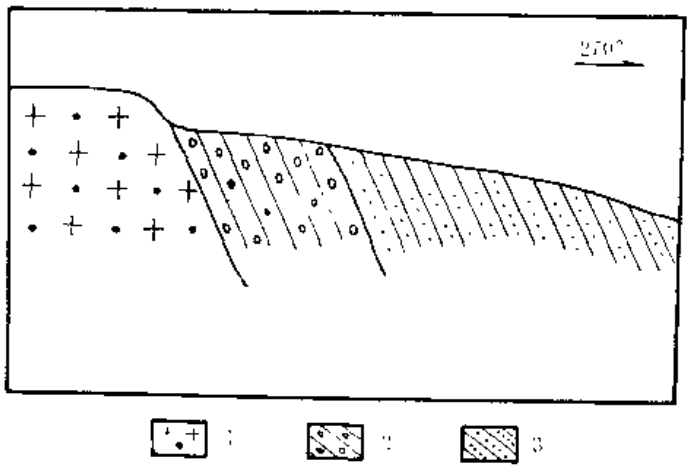


图 4　马鞍桥西似斑状二长花岗岩被野云沟组的砾岩和砂岩沉积覆盖 比例尺：1:2000
1—似斑状二长花岗岩；2—砾岩；3—砂岩

Fig. 4　The monzonitic granites to the west of Ma'anqiao are covered by the conglomerate and sondstones of the Yeyungou Formation

有层状堆积岩的捕虏体，具有典型的非堆积结构（镜下素描 10×2.5)(图 5)，证明它的侵位时间也是在洋壳残片的仰冲推覆之后。故将它们的侵位时间确定为早石炭世岩关期。

二云母花岗岩是早海西期最晚一次岩浆活动的产物。在中天山褶皱带的北亚带为长条状岩基和一系列小岩株沿断裂带产出；南亚带主要为岩株状侵入体。在南天山则有 4 个岩基沿库米什-汗腾格里断裂带南侧大致等间距排列。区内可见到二云母花岗岩侵入到前述的似斑状二长花岗岩中（图 6)，它本身又被中晚海西期的各类侵入体侵入。由于在邻区可见到海西中期第三次侵入的红色花岗岩被中、上石炭统砂砾岩沉积覆盖，故可断定二云母花岗岩的侵位时间与似斑状二长花岗岩甚为接近，很可能为岩关末期。

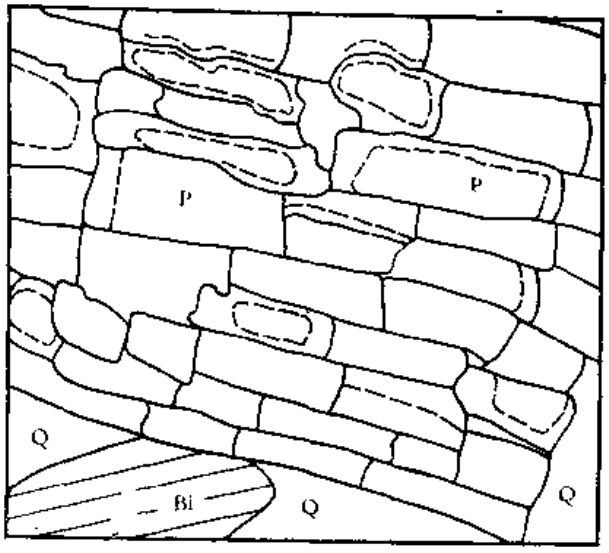


图 5　花岗岩中的斜长岩捕虏体
P：堆晶斜长石；Q 和 Bi：分别为花岗岩中的石英和黑云母

Fig. 5　Plagioclasite xenolith in the granite

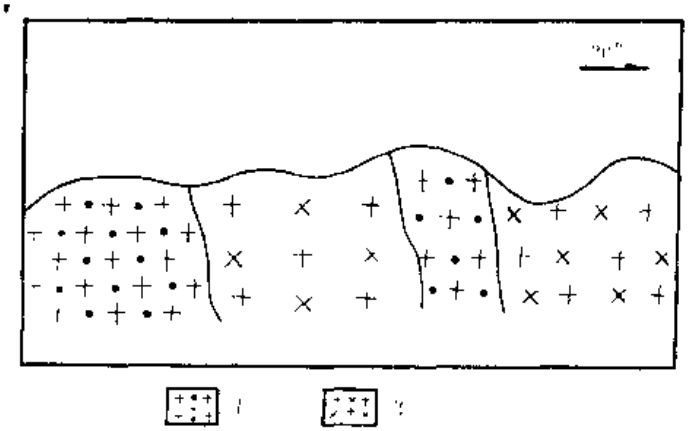


图 6　库米什北二云母花岗岩侵入到似斑状二长花岗岩中
比例尺：1:2000
1—二云母花岗岩；2—似斑状二长花岗岩

Fig. 6　The muscovite-biotite-granites intruding into the monzonitic granites, north of Kumishi

三、花岗质岩石的岩石学和地球化学特征

1．M型斜长花岗岩

M型斜长花岗岩的浅色造岩矿物为斜长石和石英，没有钾长石；暗色矿物为普通角闪石和黑云母。副矿物组合为磁铁矿、榍石、磷灰石和锆石。表 1 中的 2 件奥长花岗岩分析数据具有蛇绿岩套中典型奥长花岗岩的全部岩石化学特征，它们的 SiO_2、Al_2O_3、(FeO) + MgO、CaO、Na_2O、K_2O 含量及 (FeO) /MgO 比值均与典型奥长花岗岩的数据相符 (F. Barker, 1979)。稀土元素丰度及特征参数见表 2 。不同样品之间稀土总量差异较明显，Eu 负异常从明显至显著，表明这些岩石是经过斜长石大量分离结晶之后的残余岩浆形成的。$(La/Yb)_n$ 比值为 9.9—23.3，稀土元素配分曲线（图 7）为向右倾斜的轻稀土富集型 (P. Henderson, 1984)，说明其岩浆来源于富集型地幔。

2．闪长岩—花岗闪长岩

闪长岩—花岗闪长岩的浅色造岩矿物为中酸性斜长石和石英，还有少量的钾长石。暗色矿物为普通角闪石和黑云母。副矿物有磷灰石、榍石、褐帘石、锆石和磁铁矿。里特曼指数 $\delta=3.5—4.3$，铝饱和度指数 ANKC＝0.82—0.84，属铝含量正常系列。氧化钠含量远高于氧化钾含量。稀土元素总量较高，轻重稀土分馏强烈，$(La/Yb)_n$ 比值为 81.8—82.2；Eu 异常弱，$\delta Eu=0.74—0.80$。表明其岩浆过程没有经过明显的分离结晶作用。配分曲线为轻稀土强富集型。上述特征均与同类岩石的一般特征相符，具有明显的 I 型花岗岩特征。在花岗岩成因分类图上（图 8），投影点亦落在 I 型花岗岩区。

3．似斑状二长花岗岩

似斑状二长花岗岩的矿物组合为：钾长石 30—35%，斜长石 20—25%，石英 25—30%，黑云母约占 10%，普通角闪石约占5%；副矿物含量较高，计有榍石、磁铁矿、磷灰石、锆石和褐帘石。约有 50—60%的钾长石构成斑晶，为正长石和中微斜长石。里特

表 1 花岗岩化学组成及特征参数表

Table 1 The Chemical Compositions and Characteristic Parameters of Granites

岩石类型	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	总计	δ①	ANKC②
M 型	68.08	0.43	15.82	0.97	2.16	0.08	1.34	0.70	6.25	1.94	0.19	0.75	1.60	99.91	2.67	1.16
斜 长	74.48	0.19	13.25	0.81	0.82	0.06	0.68	1.20	6.00	1.33	0.11	0.43	0.60	99.99	1.71	0.98
花岗岩	73.11	0.39	15.30	1.96	1.77	0.13	3.31	1.39	1.77	2.07	0.23	0.29	1.10	99.82	2.29	1.25
	62.31	0.87	15.54	1.38	4.93	0.03	4.41	0.99	0.85	1.18	0.23	0.71	0.60	100.05	3.34	1.08
闪长岩	59.69	0.97	16.11	1.29	2.73	0.04	2.11	4.71	1.71	2.95	0.17	0.50	0.60	100.45	3.54	0.84
	57.81	0.74	16.39	4.73	3.57	0.05	2.13	4.63	5.38	2.57	1.02	0.10	0.00	100.05	1.26	0.82
似斑状	71.66	0.32	14.00	1.51	2.05	0.01	0.42	2.10	3.97	1.07	0.00	0.20	0.30	100.61	1.71	1.02
二 长	71.01	0.21	13.75	2.06	1.11	0.03	0.26	1.28	3.11	4.03	0.14	0.10	0.20	100.91	1.80	1.12
花岗岩	75.03	0.21	12.71	1.98	1.06	0.00	0.25	1.18	3.18	3.20	0.51	0.10	0.35	100.10	1.27	1.13
	69.42	0.62	13.85	1.37	2.29	0.05	1.21	2.66	3.31	3.00	0.22	0.50	1.10	99.69	1.51	1.02
	68.32	0.53	15.15	1.37	2.16	0.05	1.46	3.08	3.54	3.20	0.21	0.38	0.60	99.99	1.79	1.02
二云母	75.91	0.18	14.52	0.69	0.65	0.01	0.32	1.82	3.43	2.18	0.06	0.08	0.10	100.25	0.06	1.28
花岗岩	77.75	0.05	12.40	0.71	0.90	0.03	0.08	0.59	3.77	3.81	0.07	0.09	0.30	100.49	1.57	1.08
	75.67	0.10	14.00	0.85	0.75	0.32	0.02	1.09	2.69	2.50	0.16	0.39	1.10	99.55	0.82	1.64
	71.63	0.21	14.60	0.60	1.34	0.55	0.02	1.62	3.78	3.50	0.12	0.81	1.06	99.84	1.85	1.13
	75.37	0.04	13.61	0.19	0.43	0.09	0.04	0.87	3.19	4.30	0.13	0.30	1.00	99.86	1.73	1.19

① $\delta = \dfrac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$；② $ANKC = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$（分子比）

表 2 稀土元素丰度(10^{-6})及特征参数表

Table 2 REE Abundances ($\times 10^{-6}$) and Characteristic Parameters

岩石类型	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	δEu	$(La/Yb)_n$
斜长花岗岩	80	160	21	72	12	1.2	9.7	1.6	6.4	1.2	3.6	0.3	3.2	0.5	2.3	395.6	0.33	16.9
	30.9	55.5	8	23.9	6.1	1.3	6	0.9	4.5	0.9	2.7	0.4	2.1	2.1	0.5	159.3	0.62	9.9
	51.8	87.2	12.5	41.1	7.5	1.1	7.0	0.9	5.2	0.7	1.9	0.3	1.5	0.2	14.8	233.0	0.50	23.3
闪长岩	104	120	20.6	63	9.2	2.01	7	0.8	3.2	0.5	1.3	0.2	0.9	0.1	9.2	351.3	0.74	81.8
	68.3	87.2	13.7	42.0	7.6	1.63	5.1	0.9	2.7	0.8	1.3	0.2	0.8	0.1	7.3	239.7	0.80	82.2
似斑状二长花岗岩	30.2	87.8	12.0	42.3	7.1	1.24	7.1	1.1	3.3	0.7	2.2	0.3	1.5	0.2	17.1	210.1	0.51	27.6
	67.3	79.3	10.8	30.9	6.2	1.08	4.8	0.8	2.5	0.6	1.8	0.2	0.8	0.1	9.3	227.1	0.58	59.3
二云母花岗岩	10.2	10.3	3.7	8.1	2	0.3	2.2	0.4	1.4	0.3	0.8	0.1	0.7	0.1	7.2	47.0	0.16	10.2
	12.5	15.1	1.1	9.6	2.2	0.5	2.1	0.4	1.0	0.2	0.6	0.1	0.3	0.1	4.0	53.4	0.71	27.2
	4.5	4.9	1.2	1	0.9	0.2	1.2	0.2	1.5	0.3	0.6	0.1	0.6	0.1	6.2	26.0	0.68	1.8
	8.7	10.1	3.1	7.8	1.7	0.3	2.3	0.4	2.2	0.5	1.4	0.2	1.2	0.2	12.5	53.0	0.5	4.7

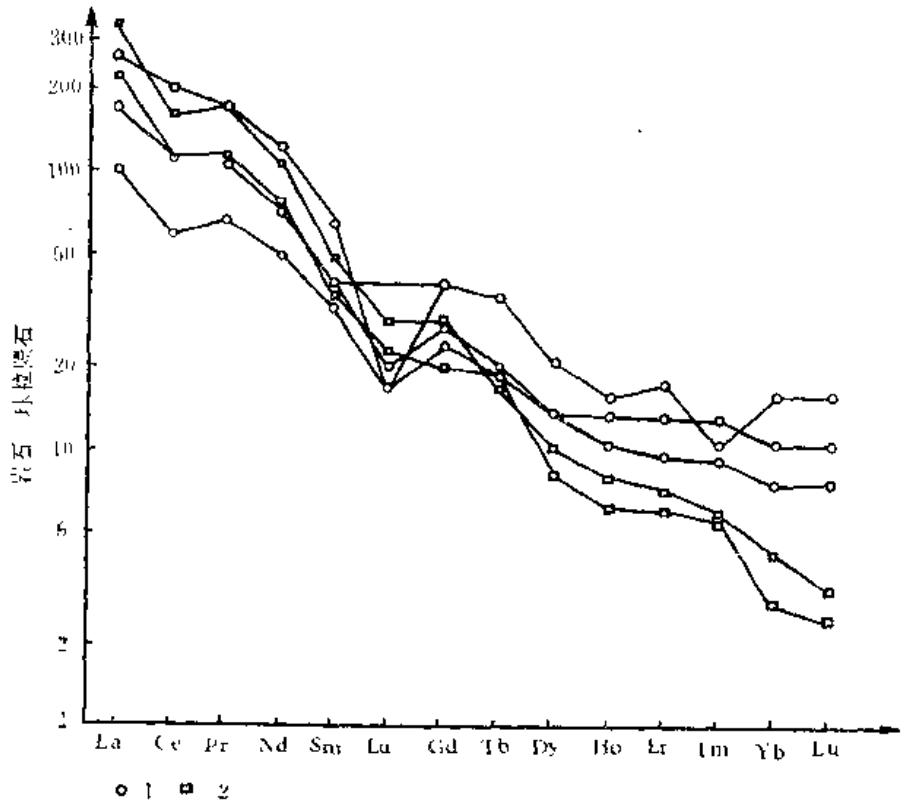


图 7 M型斜长花岗岩和闪长岩稀土元素配分图

Fig. 7 REE distribution patterns of the M-type plagiogranites and diorites

曼指数 $\delta=1.51$—1.80，属钙碱性系列；铝饱和度指数 ANKC=1.02—1.13，属铝含量弱过饱和系列；氧化钠含量与氧化钾相近。稀土元素总量较高，轻重稀土分馏明显，具有中等的铕负异常，配分曲线为右倾的轻稀土富集型（图 9）。这些特征说明似斑状二长花岗岩经历了明显的岩浆演化和分离结晶过程，总体上具有 I 型花岗岩特征，在 *A-C-F* 图（图 8）上，投影点落在 I 型花岗岩区。

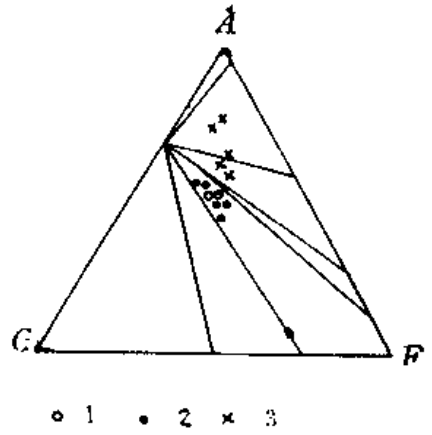


图 8 花岗岩成因分类图

Fig. 8 Genetic classification of granites

1—diorites, 2—monzonitic granites, 3—muscovite-biotite-granites

$A = Al-(Na+K)$; $C = Ca$; $F = Fe^{2+}+Mg$。

1—闪长岩；2—似斑状二长花岗岩；3—二云母花岗岩

4．二云母花岗岩

二云母花岗岩具中粒花岗结构，在同一岩体内部和不同岩体之间均表现出很好的岩相学均匀性。微斜长石含量约 30%，更长石约 35%，石英 25—30%，黑云母 和白云母各为 1—5%。副矿物计有磷灰石、锆石、磁铁矿、钛铁矿和自形的铁铝榴石。$\delta = 0.82—1.85$，属钙碱性系列；ANKC＝1.08—1.54，属铝过饱和系列；氧化钠与氧化钾含量 相近。稀土总量明显偏低，轻重稀土略具分馏，Eu 负异常中等，配分曲线（图 9）为 轻稀土 弱富集型。稀土元素的另一明显特征是均具有显著的负铈异常，这是由于其源岩（泥质岩系）在强烈的氧化环境中导致了铈的分馏。总之，二云母花岗岩具有典型的S 型花岗岩特征（图 8）。

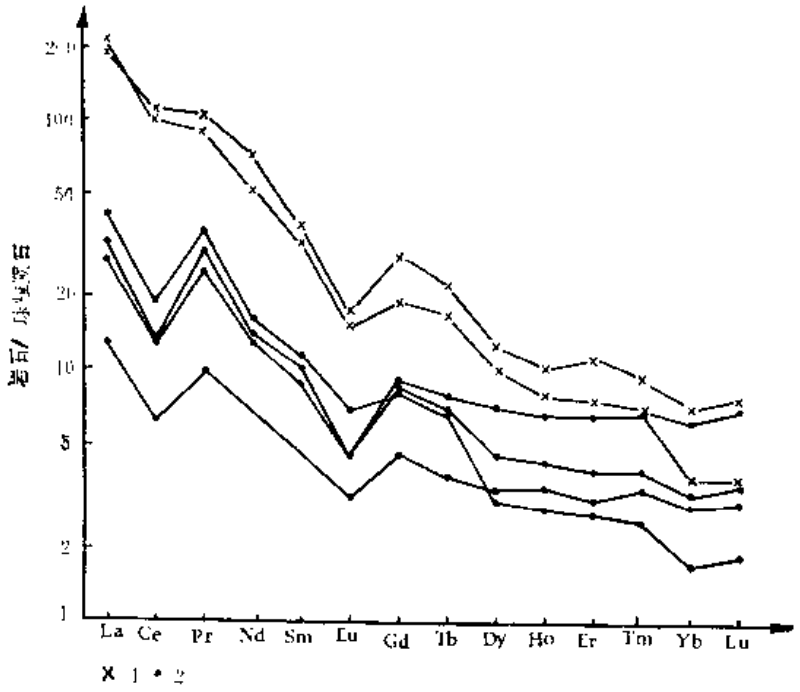


图 9 似斑状二长花岗岩和二云母花岗岩稀土元素配分图

Fig. 9 REE distrition patterns of the monzonitic granites and muscovite-biotiste-granites

1—似斑状二长花岗岩；2—二云母花岗岩

四、早海西期地壳演化与花岗质岩浆活动

图 10 概略地表示了天山中段早海西期地壳演化过程及其与花岗质岩浆活动的关系。在晚泥盆世，南天山处于弧后盆地的扩张阶段（图 10A），形成了次生洋壳。而同时期的北天山则处于挤压状态，地壳隆起，海域退缩，未接受沉积，缺失上泥盆统。在晚泥盆世晚期（图 10B），北天山地壳开始微弱拉张；南天山洋壳区转化为挤压状态，次生洋壳中

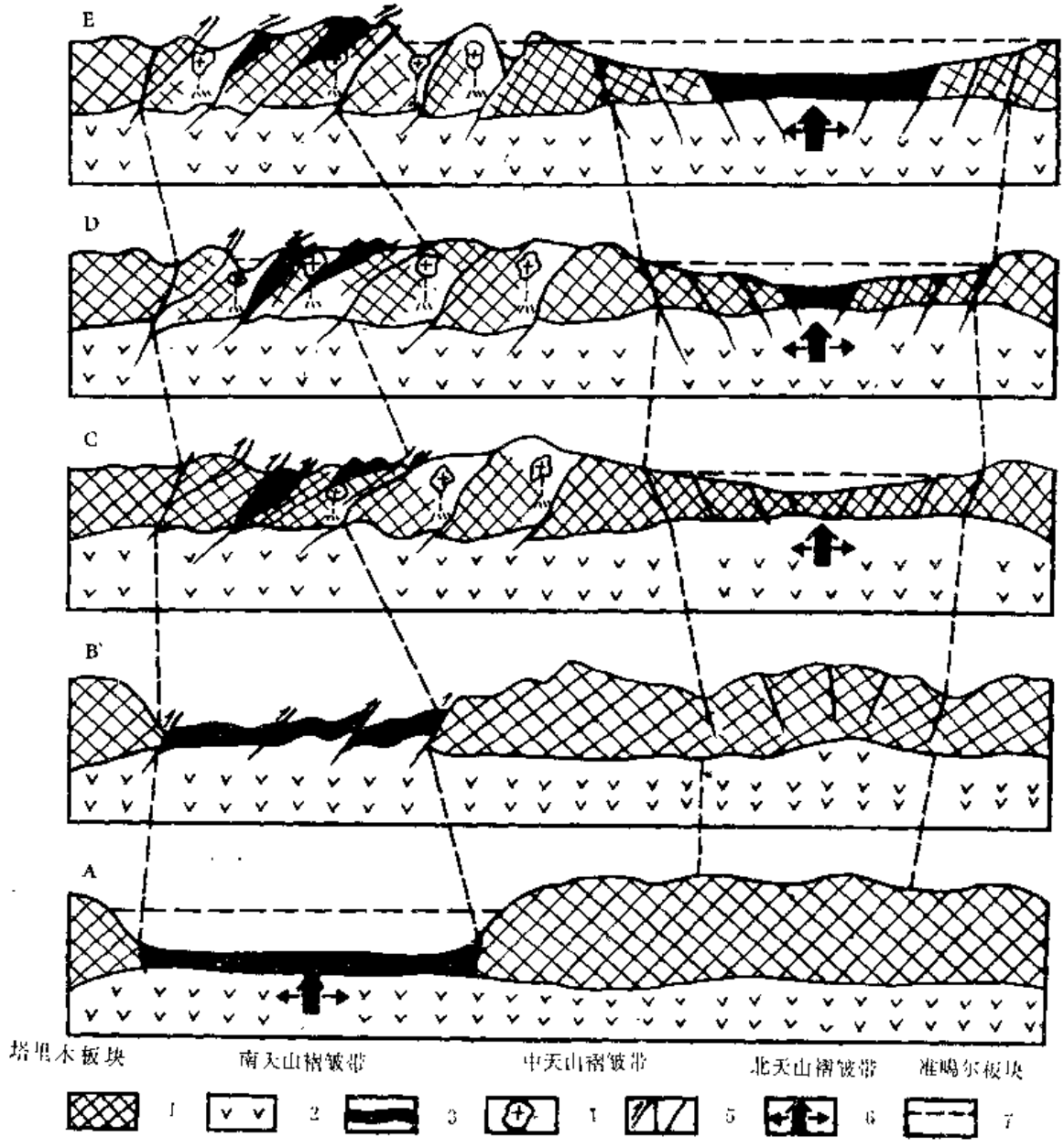


图 10　天山中段地壳演化与花岗质岩浆活动关系略图

1—陆壳；2—上地幔；3—次生洋壳；4—花岗岩；5—逆断层和正断层；6—地幔上涌带；7—海平面

Fig. 10　Sketch map for relationship between the crust evolution and granitic magma activity

1—Continent crust; 2—Upper mantle; 3—Secondary ocean crust; 4—Granites; 5—Reverse fault and normal fault; 6—Upwelling belt of upper mantle; 7—Sea level

形成了一系列平行的逆冲断层，断层面向南倾，洋壳开始从北向南俯冲（B型）。自晚泥盆世末期至早石炭世初期，由于持续的俯冲作用，南天山弧后盆地完全闭合（图10C），从而转化为陆向A型俯冲作用（A. Kröner, 1983）。早期形成的高角度逆冲断裂带逐渐转化为低角度推覆构造，使仰冲的洋壳残片及盆地南缘的沉积岩从南向北推覆，形成了目前在该区所见到的规模较大的推覆体。此时的南天山和中天山处于强烈的挤压状态，地壳增厚，热流值升高，构造活动剧烈，导致挥发组份向低压处（某些活动断层带附近）汇聚。在挥发分含量增高的部位，由于水压的增大而导致固相线温度急剧降低，从而诱发了主要沿断裂带发生的早海西期第一次壳源岩浆活动——闪长岩—花岗闪长岩侵入。与此同时，北天山持续拉张，形成了一系列平行的正断层，地壳急剧减薄，一个新生的地堑初见端倪。此后，由于上述地质作用的继续，在南天山和中天山相继发生了第二次（似斑状二长花岗岩）和第三次（二云母花岗岩）壳源岩浆活动。其强度以第二次为最，第三次已明显减弱（图10D）。此时的北天山地壳进一步拉张，火山活动非常强烈，小热泉子组开始形成。南天山微型海盆中的甘草湖组碳酸盐岩开始沉积。在二云母花岗岩侵位之后，南天山和中天山进入了频繁的差异升降阶段。其中某些断块强烈抬升并被剥蚀，随后又下沉并形成了微型海盆，导致某些早海西期花岗岩体被野云沟组碳酸盐岩沉积覆盖。此后，地壳演化进入了中海西期阶段。

五、关于北天山褶皱带缺失早海西期花岗岩问题的讨论

如前所述，北天山上古生界的变形变质作用属埋深变质作用范畴，地层舒缓褶皱，各种构造面理极不发育。这就意味着在晚泥盆世，虽然地壳厚度较大，但构造运动主要表现为地壳的整体抬升。褶皱带内部则相对稳定，热流值降低，缺乏产生壳内岩浆活动所必需的热动力地质条件。从晚泥盆世末期至早石炭世初期，北天山开始快速拉张，地壳急剧减薄。张性断裂系统的深度不断下延，最终发展为岩石圈断裂，从而诱发了强烈的浅幔源岩浆活动，表现为小热泉子组以安山岩为主的火山活动开始进行。这种强烈的火山活动必然使地壳底部急剧加热，导致低熔组份重熔。在这种条件下形成的岩浆应该普遍达到液相线温度，从而使岩浆自身具有易活动性。薄的地壳、发育的张性断裂系统、液相线温度，这三种因素促使重熔岩浆无论与幔源岩浆混合与否都能顺利到达地表，形成了小热泉子组中的酸性火山岩。随着这种地质作用继续进行，当火山沉积达到相当大的厚度，即地壳总体上达到了形成花岗岩所必需的厚度时，下地壳的一部分重熔岩浆不能上升至地表，被迫滞留于壳内冷凝固结，形成了目前所看到的中海西期花岗岩体。

六、结　　论

1．南天山和北天山褶皱带在早海西期处于此张彼合、交替开合的构造运动状态。

2．南天山在晚泥盆世的扩张形成了次生洋壳性质的弧后盆地，而北天山从晚泥盆世末期至早石炭世的持续拉张伸展使该区演化为陆内地堑。

3．从晚泥盆世末期至早石炭世岩关期，南天山和中天山处于强烈的构造挤压环境，并

因此而连续发生了三次壳内岩浆活动。

4．按照形成时间从早到晚的顺序，花岗岩的成因类型呈现了规律性的变化（M型→I型→S型），这种变化反映了热源从深部向上迁移、岩浆源随之不断变浅的演化过程。

5．北天山缺乏早海西期花岗岩是因为在这段地质时间内，该区始终不具备形成花岗岩所必需的地质条件。

本文承蒙王全庆同志审阅并提出了宝贵的修改意见，在此表示感谢。

参 考 文 献

姜常义等　库米什地区火山岩岩石学和地球化学特征及其构造演化，《西安地质学院学报》，1990年第1期pp.1—9。

姜常义等　库米什地区蛇绿岩套的地质学和岩石学特征，《全国第三届矿物岩石地球化学学术交流会论文摘要汇编》，中国科学技术文献出版社重庆分社，1988年，pp.138—140。

董申保　中国变质地质图中变质作用类型的划分，《中国变质地质图编制与研究论文集》第2辑，地质出版社1988年pp.1—11。

F. Barker《Trondhjemites, Dacites, and Related Rocks》Elsevier Scientific Publishing Company, 1979, pp.1—12.

P. Henderson, 《Rare Earth Element Geochemistry》Elsevier Science Publishers B. V., 1984, pp.115—148.

A. Kröner, Proterozoic Mobile Belts Compatible with the Plate Tectonic Concept, 《Geological Society America Memoir》161 1983 pp.59—73.

PRELIMINARY ANALYSIS ON THE CRUST EVOLUTION AND GRANITIC MAGMATISM DURING EARLY HERCYNIAN CYCLE IN THE MIDDLE PART OF TIANSHAN MOUNTAINS

Jiang Changyi and *Ren Minghua*

(*Xi'an College of Geology*)

Abstract

The crust evolution in the middle part of Tianshan Mountians shows features of alternative spreading and closure for southern and northern Tianshan during early Hercynian cycle. During late Devonian epoch, southern Tianshan evolved into back-arc basin of secondary ocean crust nature by back-arc spreading, and northern Tianshan rose wholly. From the last stage of late Devonian epoch to the beginning of early Carboniferous epoch, the back-arc basin of southern Tianshan were closed. Due to intense pressing and violent structural activity, three granitic magmatisms happened continually in southern and middle Tianshan crust. At the same time, northern Tianshan gradually spreaded and ultimately evolved into graben, showing violent volcanic activities. But northern Tianshan didn't throughoutly possess geological condition necessary for forming granites at early Hercynian cycle.

Key words: the crust evolution, spreading and closure, magmatic activity, early Hercynian cycle, middle part of Tianshan.

新疆可可托海地区片麻状花岗岩的特征

康　旭　　王淑珍
（新疆工学院地质系）

一、花岗岩地质概况

可可托海地区有3种花岗岩：片麻状黑云母花岗岩、似斑状花岗岩、二云母花岗岩。这些岩石分布于阿尔泰山加里东—海西褶皱带的哈龙青河复背斜之中。岩体的围岩是奥陶系的哈巴河群，为变质岩、千枚岩、石英云母片岩、深变质的片麻岩及混合岩。区域的西南部有志留系的库鲁木特群，由陆源碎屑岩、泥质砂岩、粉砂岩、中基性的火山岩组成（图1）。

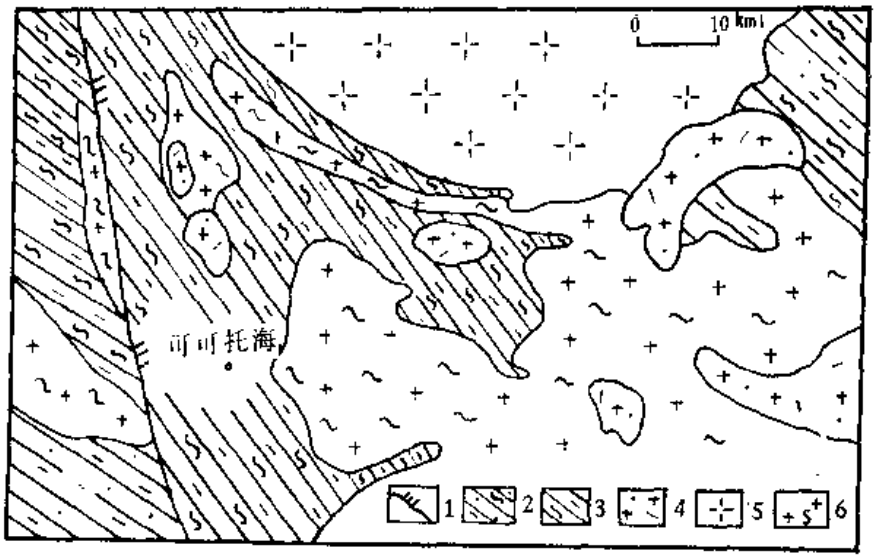


图1　可可托海地区片麻状花岗岩地质简图

Fig. 1　Geological schematic map of gneissic granites in the Keketuobai area

1—断层；2—志留系浅变质砂岩粉砂岩；3—奥陶系千枚岩及石英云母片岩；4—二云母花岗岩；5—似斑状花岗岩；6—片麻状黑云母花岗岩

花岗岩沿阿尔泰山呈北西南东方向分布，在复背斜的轴部及两侧断裂带的附近，发育着大量的含稀有元素花岗伟晶岩脉。片麻状黑云母花岗岩，是海西早期造山运动的产物，岩体呈带状分布，与围岩有明显的侵入接触关系。但是岩体中常保存有围岩的残留体或阴影残余（图2）。片麻理的产状与围岩产状相一致，表明它是受到围岩层理的影响。岩石

Rb-Sr 等时线及 U-Pb 锆石法同位素年龄测定为 340—360 Ma❶。似斑状花岗岩呈岩基状，分布于可可托海北部（图 1），岩体于奥陶纪地层接触处有宽 40—50m 的混合岩带，其中钾长石斑晶顺着围岩的片理方向排列，向岩体外侧斑晶的比例增多，向中心相逐渐减弱。整个岩体具有片麻状构造。同位素年龄测定表明，岩体是海西运动晚期形成，其值为



图 2　片麻状黑云母花岗岩地质剖面图

Fig. 2　The geological section of gneissic biotite granites

1—志留系浅变质砂岩粉砂岩；2—片麻状黑云母花岗岩

250.3—267.12 Ma（邹天人等，1988）。二云母花岗岩呈小岩株和岩脉状产出，它侵入于上述两种花岗岩之中。无论是岩株或岩脉，均有片麻状构造，代表岩体是库汝特 60 号山的二云母花岗岩，具有岩相变化特点，边缘相为片麻状中细粒结构，中心相为片麻状中粗粒结构。岩体 Rb-Sr 矿物的全岩等时线法测定的同位素年龄为 17.311 Ma❷，它是海西剧烈造山运动之后，印支—燕山期的侵入体。由此可见本区 3 种类型花岗岩的形成，发生在不同阶段的构造运动时期，它们的分布亦受到构造制约。为了区分 3 种岩石特征，似斑状花岗岩和二云母花岗岩我们没有加上“片麻状”的词冠（下同）。

二、岩石学特征

上述 3 种花岗岩，在岩石学上所共有的特征是具片麻状构造、斑状或似斑状结构，岩体中有围岩的残留体或捕虏体。斑晶皆是交代成因的微斜长石，主要造岩矿物还有更长石（$An=12$—14）、石英和云母。副矿物有绿帘石、石榴石、堇青石、电气石和硅线石。

1．片麻状黑云母花岗岩：新鲜面为灰白色，肉眼可见斑状结构，斑晶大者可达 50×20 mm，以微斜长石为主（兼有斜长石）。显微镜下可见到花岗变晶结构，净边、熔蚀和交代残余结构。基质矿物有石英、黑云母、斜长石和微斜长石。无论是斑晶或暗色矿物均有定向排列的特点。微斜长石斑晶，包裹有原始围岩成分碎裂状和浑圆状的石英及斜长石，被包裹的斜长石呈环带状构造，$An=28$—32，粒度较小。边缘被微斜长石交代融蚀呈港湾状。花岗岩浆生成的斜长石 $An=12$—13，它的双晶纹受到应力影响发生弯曲现象。石英的颗粒大小不等，它形粒状，含量 25—50%。按矿物之间的相互关系，可分为两种，粒度较小（粒径仅 0.18—0.15 mm），呈圆粒状，分布于斜长石和暗色矿物之间或被微斜长石包裹其中；粒度较大的石英形成时间较晚，分布极不均匀，局部富集成脉状或沿一定方向分布，晶体有波状消光。两种成分斜长石和两种形态的石英共存于同一岩石中，是交

❶、❷ 王中刚等，1989 年，阿尔泰花岗岩类及其与成矿关系的研究。305 I_0 课题报告。

代成岩的有力证据。黑云母有定向排列的特征，它是石英云母片岩中黑云母遗留下来的残余矿物，有明显绿泥石化，与榍石、绿帘石、磷灰石紧密共生。

2．似斑状花岗岩：岩石呈淡灰色，在野外用肉眼可观察到斑晶包裹有黑云母、斜长石和石英。显微镜下微斜长石具有格子状双晶，晶面出现少量条纹，矿物中所包裹环带构造的斜长石（$An=30$）和浑圆状石英，边缘出现蠕状石，基质由石英、黑云母、更长石（$An=14—15$）和少量白云母组成。我们对微斜长石应用X射线衍射法研究其有序度，3个样品分析结果表明它们均属于有序度高的钾长石，又属于最大（低钠）微斜长石。通过计算得出形成最低温度在200—210℃之间，符合微斜长石稳定温度低于375±50℃条件。

3．二云母花岗岩：岩石为灰白色，斑状花岗结构。岩石薄片中的更长石具有卡纳联合双晶，经测定 $An=12$，其中还包含有白云母、绿帘石和来自围岩的矽线石，但它又被微斜长石熔蚀和交代。斑晶由微斜矿物组成，直径可达20 mm，基质矿物大小为2×1.5 mm，表面新鲜，主要为更长石、石英、黑云母和白云母。副矿物种类少，主要是磷灰石、锆石、电气石、矽线石和磁铁矿。

可可托海地区3种花岗岩主要造岩矿物经显微镜测试含量列入表1。

表1　可可托海地区花岗岩类岩石主要矿物含量（%）

Table 1　Contents of main minerals of granitoid rocksin the Keketuohai area

矿物 / 岩石名称	微斜长石	斜长石	石英	黑云母	白云母	统计薄片数
片麻状黑云母花岗岩	15	40	35	8—10	少	17
似斑状花岗岩	40	25	30	4—5	少	4
二云母花岗岩	45—50	10—15	30	1	3—8	8

从上表得知，3种岩石主要造岩矿物相同，唯一的差别是含量的百分比不同。片麻状黑云母花岗岩中微斜长石相应比例少，而斜长石较多，二云母花岗岩相反，似斑状花岗岩处于两者之间。

三、岩石化学特征

本区3种花岗岩的岩石化学成分及换算的平均CIPW标准矿物列入表2，从中可得出如下几点特征：

1．片麻状黑云母花岗岩的SiO_2百分含量变化较大（66.67—74.22%）。似斑状花岗岩和二云母花岗岩SiO_2含量变化小，多数在70—72%，接近中国（黎彤）和世界花岗岩的平均成分。

2．为了表明岩石基性成分的变化，笔者直接采用CMF值，即$CaO+MgO+FeO$（wt%）总和数值来衡量3种岩石的变化。片麻状黑云母花岗岩平均$CMF=5.86$，似斑状花岗岩$CMF=4.47$，二云母花岗岩$CMF=2.98$。当岩石基性程度降低，相应地碱性成分也增高，本区3种花岗岩的CMF值及代表碱性成分$(K_2O+Na_2O)/2$（wt%）的变化见图3，从中可发现它们之间有逐渐演化趋势。

表 2　可可托海地区花岗岩的化学成分及 CIPW 标准矿物含量

Table 2　Chemical compositions and CIPW normal mineral contents of gneissic granitoid from Keketouhai Region, Xinjiang

岩科	序号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	灼失	总和
片麻状黑云母花岗岩	1	66.37	0.36	15.2[illegible]	1.38	3.36	0.1[illegible]	[illegible]	[illegible]	3.08	2.30	0.25	0.8[illegible]	0.85	100.67
	2	70.92	0.10	14.93	0.71	2.23	[illegible]	[illegible]	[illegible]	2.90	2.46	0.12	0.2[illegible]	0.52	99.83
	3	71.88	0.12	14.30	0.20	1.88	0.0[illegible]	0.85	2.[illegible]	2.63	3.65	0.20	0.25	0.56	99.48
	4	70.82	0.[illegible]	14.1[illegible]	1.70	1.36	0.0[illegible]	1.08	2.54	3.40	2.9[illegible]	0.[illegible]	1.06	1.16	100.34
	5	71.22	0.2[illegible]	13.3[illegible]	0.82	1.53	0.0[illegible]	[illegible]	2.2[illegible]	3.12	2.98	0.2[illegible]	0.80		99.63
	6	72.02	0.2[illegible]	14.2[illegible]	1.15	1.[illegible]	0.02	0.6[illegible]	2.70	3.52	2.66	0.23	1.06		99.76
	7	71.27	0.22	1[illegible].3[illegible]	0.84	1.86	0.05	0.88	2.[illegible]	3.[illegible]	3.08	0.22	0.61		99.12
似花斑岗状岩	8	70.5[illegible]	0.12	14.81	0.8[illegible]	1.41	0.05	0.81	2.35	2.[illegible]	4.01	0.10	0.55	1.07	100.66
	9	71.77	0.01	15.16	0.7[illegible]	1.3[illegible]	0.0[illegible]	0.5[illegible]	1.96	2.62	5.38	0.40	0.19	0.30	100.79
	10	70.51	0.2[illegible]	14.61	0.83	1.65	0.05	0.89	2.12	2.97	5.19	0.38	0.53	0.74	100.97
二云母花岗岩	11	71.87	0.15	14.67	0.19	1.41	0.05	0.41	1.40	3.82	5.[illegible]	0.38	0.48	0.35	100.40
	12	72.[illegible]0	0.06	1[illegible].17	0.83	0.99	0.03	0.97	1.08	2.98	5.51	0.40	1.41	1.86	99.36
	13	72.28	0.10	1[illegible].9[illegible]	0.27	1.09	0.04	0.80	2.57	2.61	4.11	0.40	0.38	0.64	100.16
	14	72.48	0.16	14.23	0.57	0.98	0.06	0.46	1.03	3.36	5.41	0.30	0.68		99.75
	15	71.38	0.16	15.2[illegible]	0.67	1.41	0.03	0.46	1.10	3.12	5.14	0.27	0.48		99.76
	16	73.22	0.16	14.32	0.48	0.7[illegible]	0.05	0.46	0.96	3.30	5.90	0.19	0.52		99.41
	17	72.4[illegible]	0.1[illegible]	14.63	0.58	0.9[illegible]	0.05	0.5[illegible]	1.1[illegible]	[illegible]	4.91	0.[illegible]	0.70		99.64

岩性	序号	Q	Or	Ab	An	C	Mt	Il	Ap	平均值 Q	Or	An	C	DI	K_2O/Na_2O
片麻状黑云母花岗岩	1	25.67	16.[illegible]	28.2[illegible]	17.0[illegible]	0.88	2.08	0.75	0.69						
	2	34.22	14.[illegible]7	24.64	16.8[illegible]	1.25	0.92	0.15	0.33						
	3	34.16	21.70	22.02	13.53	1.05	0.23	0.30	0.33						
	4	33.80	15.53	28.84	11.59	1.46	2.54	0.60	0.33	33.32	17.17	13.73	1.05	76.92	0.94
	5	38.15	17.81	26.22	11.12	0.91	0.92	0.45	0.92						
	6	34.52	16.58	29.89	12.42	1.05	1.62	0.45	[illegible]						
	7	32.3[illegible]	18.36	27.2[illegible]	13.53	0.74	1.15	[illegible]	[illegible]						
似花斑岗状岩	8	30.16	28.91	23.07	8.90	1.73	1.38	0.30	1.00						
	9	30.88	31.72	22.02	6.95	2.54	0.92	0.15	1.00	29.77	30.42	7.57	1.94	83.61	1.86
	10	23.27	30.61	25.17	6.86	1.56	1.38	0.45	1.34						
二云母花岗岩	11	26.25	30.61	32.51	4.17	1.22	0.23	0.30	1.00						
	12	40.61	20.59	22.55	2.50	4.07	1.15	0.15	1.00						
	13	34.72	24.49	22.55	10.01	2.34	0.46	0.15	1.00						
	14	29.57	32.28	28.31	3.15	1.69	0.92	0.30	0.67	32.10	28.38	4.47	2.39	87.15	1.55
	15	29.33	32.28	26.22	3.70	2.82	0.92	0.30	0.67						
	16	32.36	29.50	27.19	3.80	2.07	0.69	0.30	0.33						
	17	31.92	28.94	27.26	3.98	2.51	0.92	0.30	0.67						

分析单位：中国科学院地球化学研究所化学分析实验室新疆地质矿产局中心实验室

3．由 CIPW 法换算的结果表明（见表 2）：从片麻状黑云母花岗岩——→似斑状花岗岩——→二云母花岗岩，*C* 值（刚玉）含量逐步增大，平均值由 1.05—1.94—2.39，3 种岩石均大于 1 %，岩石学家普遍认为此值属于 S 型特点。*An*（钙长石分子）逐渐降低，由 13.75—

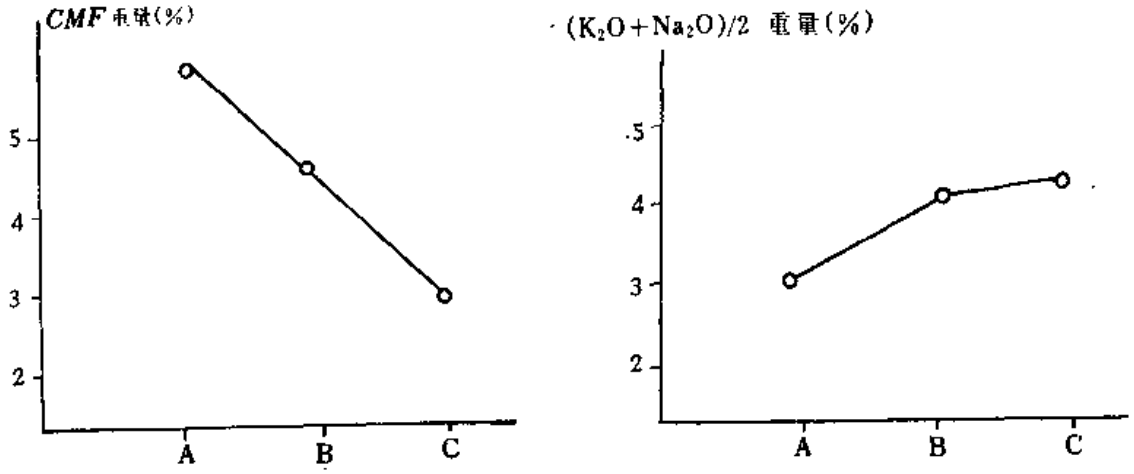


图 3 可可托海地区花岗岩 *CMF* 值和 $(K_2O+Na_2O)/2$ 图解

Fig. 3 *CMF*-$(K_2O+Na_2O)/2$ diagram of three kinds of granitoid in the Keketuohai area

A—片麻状黑云母花岗岩；B—似斑状花岗岩；C—二云母花岗岩

7.57—4.47。

4. 依照 R. W. LeMaitre 分配方案，利用标准矿物值换算成 *Q-A-P*(王碧香，1990)，并投影于 *Q-A-P* 三角图中（图 4，为国际地科联（IUGS)火成岩分类学分委员会在第 28 届地质大会所推荐)。片麻状黑云母花岗岩投影点全部落在二长花岗岩区，似斑状花岗岩投影于正常花岗岩区间，二云母花岗岩位于碱长花岗岩范围靠近正长花岗岩的边界上，从图中还可以看出 3 种岩石之间互相过渡的关系。

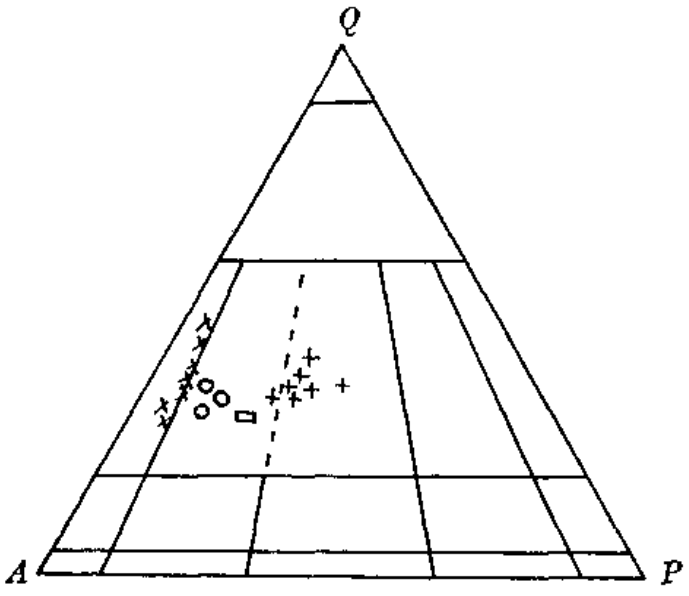


图 4 可可托海地区 3 种花岗岩 *QAP* 图

Fig. 4 The Q-A-P diagram of three kinds of granites in the Keketuohai area

+—片麻状黑云母花岗岩；○—似斑状花岗岩；×—二云母花岗岩；□—中国平均花岗岩（黎彤）

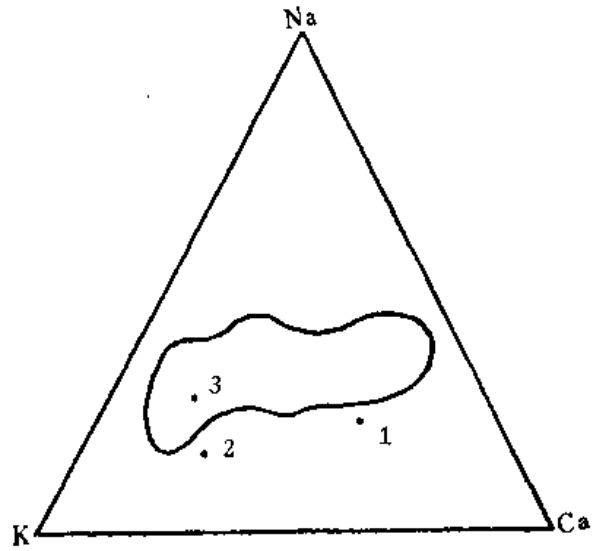


图 5 岩浆的和交代的花岗岩 Ca-Na-K 图解（原子重量百分数）

Fig. 5 The Ca-Na-K diagram of magmagranite and metasomatic granite

注：黑线圈内为岩浆区，以外为交代花岗岩区

1—片麻状黑云母花岗岩；2—似斑状花岗岩；3—二云母花岗岩

5．仿（R. D. Raju）Ca-Na-K（原子重量百分数）三角形图解判别花岗岩成因❶。我们对3种岩石17个分析样计算投影（图5），片麻状黑云母花岗岩及似斑状花岗岩均落在线圈外交代成因区间，而二云母花岗岩却落在线圈内岩浆区。这说明后者经强烈花岗岩化，陆壳物质经重熔并改造类似于花岗岩浆侵入而成。

6．其它的化学参数特征列入表3，从表中可看到3种花岗岩 O_x 氧化率相似，证明它们生成环境相似。而 Na_2O(wt%) 的含量均低于3.2%，$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$分子数及 $Fe_2O_3/(Fe_2O+FeO)$分子数特征符合查佩尔，怀特、石原舜三❷所列举S型花岗岩的化学参数特点。

表 3　可可托海地区花岗岩岩石化学参数

Table 3　Chemical parameters of gneissic granitoid in the Kekotuohai area

岩　　性	区别因素 / 分析样数目	$O_x = FeO/FeO+Fe_2O_3$(wt%)	$CaO+MgO+FeO$ (wt%)	Na_2O (wt%)	$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (分子数)	$Fe_2O_3/(Fe_2O+FeO)$ (分子数)
片麻状黑云母花岗岩	7	0.68	5.86	3.12	1.05	0.18
似斑状花岗岩	3	0.64	4.47	2.77	1.03	0.20
二云母花岗岩	7	0.67	2.98	3.16	1.13	0.18

7．为了更有效地利用岩石化学成分，笔者对模糊数学中隶属度作一修正，便得到一个亲合度，这个亲合度就是表达岩石化学特征亲疏程度，以此来定量描述花岗岩之间的关系。

设在论域[0,100]有一组集合：

$A_i(x_{i_1}、x_{i_2}、x_{i_3}\cdots\cdots x_{i_n})$ $i=1、2\cdots\cdots n$（n 为正整数）。从中任取两集合 A_k 和 A_j，据公式：

$$f(x_{ki}) = e - \frac{(x_{ki}-x_{ji})^2}{x_{kj}} x_{ki} \geq 0$$

（其中 $i=1、2\cdots\cdots10、11$，k、j 为任一整数），作为集合 A_j 中第 i 个元素对集合 A_k 中第 i 个元素的加权隶属函数。通过这一隶属函数就可以分别得到集合 A_j 中的每一元素对集合 A_k 中相应元素的一系列加权隶属度，对其平均就得到集合 A_j 对集合 A_k 的加权平均隶属度。以两者的均值来判别集合 A_k 与集合 A_j 之间的亲合程度简称为亲合度。现设某种花岗岩的平均化学成分为一集合 $A_i(x_{i_1}、x_{i_2}、x_{i_3}\cdots\cdots x_{i_n})$，其中 $x_{i_1}、x_{i_2}、x_{i_3}\cdots\cdots x_{i_{11}}$ 分别代表 SiO_2、Al_2O_3、$Fe_2O_3\cdots\cdots K_2O$ 的百分含量，可以得出可可托海地区各种花岗岩之间的亲合度，它们与华南某I型和S型花岗岩之间的亲合度共列于表4。

从表4中可清楚地看到本区3种花岗岩之间的亲合度比较接近，属同一成因类型，它们之间的亲合度均大于0.80，似斑状花岗岩在岩石化学成分上较二云母花岗岩更接近于片麻状黑云母花岗岩，它与后者的亲合度为0.91，而二云母花岗岩与它的亲合度是0.80，从亲合度再一次论证了3种花岗岩有关密切关系，而且它们与典型的S型花岗岩的亲合度大于华南I型花岗岩的亲合度，也就是说它们化学组份特征更接近于S型花岗岩。

---

❶、❷ 王人镜，1984，岩石化学，武汉地质学院岩石教研室，试用教材。

表 4 不同花岗岩之间的亲合度关系矩阵

Table 4 Relation matrix of different granites

	片麻状黑云母花岗岩	似斑状花岗岩	二云母花岗岩	华南I型花岗岩	壳源S型花岗岩
片麻状黑云母花岗岩	1	0.91	0.80	0.70	0.77
似斑状花岗岩		1	0.89	0.66	0.79
二云母花岗岩			1	0.66	0.79
华南I型花岗岩				1	0.67
壳源S型花岗岩					1

四、微量元素地球化学特征

可可托海地区花岗岩中微量元素的含量（$\times 10^{-6}$）列于表5。从中可看出几个特点：

（1）稀碱元素Li、Be高于花岗岩的平均值，尤其是二云母花岗岩与锂辉石、绿柱石伟晶岩矿床，在时空上有密切亲缘关系。

表 5 可可托海地区、花岗岩微量元素含量(10^{-6})

Table 5 Trace element concentration of Keketuohai area, Xinjiang province

元素及含量 / 岩石名称	稀碱元素					稀重元素			钨钼族元素		
	Li	Be	Rb	Sr	Ba	Zr	Nb	Ta	Mo	Sn	W
片麻状黑云母花岗岩(5)	60.00	3.76	173.80	105.60	394.80	171.60	9.80	3.18	2.01	3.66	0.56
似斑状花岗岩(3)	45.66	17.83	210.33	103.30	404.33	214.33	12.90	3.13	1.83	6.77	0.80
二云母花岗岩(3)	104.66	23.40	353.66	88.66	279.00	85.00	12.40	6.23	1.63	3.46	1.33
花岗岩平均值 1962（维）	40	5.5	200	300	830	200	20	3.5	1	3	1.5

元素及含量 / 岩石名称	铁族元素					亲铜元素				稀土元素
	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Au	REE
片麻状黑云母花岗岩(5)	1258	13.80	31.60	6.75	11.60	11.50	21.40	62.20	0.014	214.21
似斑状花岗岩(3)	797	37.33	27.66	4.66	8.00	16.33	31.66	52.00	0.010	217.63
二云母花岗岩(3)	779	12.33	19.67	微迹	6.00	9.33	37.00	50.17	0.005	299.37
花岗岩平均值 1962（维）	2300	40	25	5	8	20	20	60	0.0045	288

注(5)、(3)表示分析样品数　　分析单位：中国科学院地球化学研究所化学分析实验室

（2）本区Rb的含量与花岗岩中钾长石含量有正消长关系。例如二云母花岗岩的钾长石最多（45—50%，表1），所以岩石中Rb的含量达353.66×10^{-6}。片麻状黑云母花岗岩中钾长石占15%，Rb仅占173.80×10^{-6}，似斑状花岗岩处于两者之间。Sr、Ba的丰度低于平均值，可能是与岩石中Ca较低有关。

（3）W的含量较低，Mo、Sn接近于世界花岗岩的平均值，W和Ta在晚期阶段的二云母花岗岩中趋于富集。

（4）铁族元素的丰度，在早期的片麻状黑云母花岗岩中较高，晚期的二云母花岗岩最低，3种岩石很有规律逐步降低。

（5）亲铜元素 Pb 的含量也是二云母花岗岩最高，它反映了晚期阶段形成的特征。

（6）对稀土元素地球化学的研究，可探讨岩石的成因、物质来源和形成机理，现把本区3种花岗岩稀土元素组成列于表6。

表 6　可可托海地区三种花岗岩稀土元素组成(10^{-6})

Table 6　REE contents in three kinds of granites of Keketuohai area

岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
片麻状黑云母花岗岩	29.11	66.66	8.82	37.95	9.16	0.33	8.93	1.29	6.60	1.15	2.42
似斑状花岗岩	37.62	80.80	10.13	41.70	10.24	0.32	8.01	0.99	4.65	0.68	1.21
二云母花岗岩	41.80	96.56	12.93	55.05	15.05	0.30	13.60	1.82	9.58	1.65	3.73

岩石名称	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	δCe	δEu	La_N/Sm_N	Gd_N/Yb_N	La_N/Yb_N	L/HREE
片麻状黑云母花岗岩	0.31	1.51	0.19	39.19	214.21	1.00	0.11	1.96	0.60	34.54	8.06
似斑状花岗岩	0.11	0.54	0.06	20.55	217.63	0.90	0.11	2.44	12.78	51.6	11.45
二云母花岗岩	0.43	1.90	0.25	45.16	299.37	1.00	0.06	1.74	6.69	19.49	7.05

分析单位：中国科学院地球化学研究所化学分析实验室

其中片麻状黑云母花岗岩和似斑状花岗岩稀土总量十分相近，相似于华南壳型花岗岩(215×10^{-6})。二云母花岗岩的平均值为 288×10^{-6}，而且Y族元素也较前两者高。这反映了轻、重稀土元素分馏明显。从分异观点来看，二云母花岗岩岩浆是重熔程度高，分异较显著。δEu 值很小，前两种岩石的绝对值均等于 0.11，二云母花岗岩仅 0.06，这些数

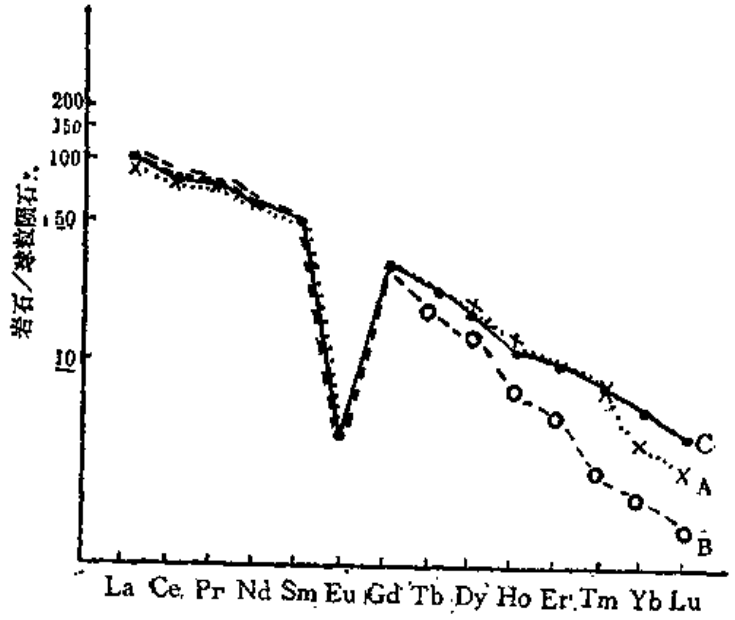


图 6　可可托海3种花岗岩稀土元素分布模式

Fig. 6　REE patterns of three kinds of granites from Keketuohai

A—片麻状黑云母花岗岩，B—似斑状花岗岩，C—二云母花岗岩

值低于华南由硅铝质重熔的岩浆所形成的岩石。

3种岩石球粒陨石标准化的稀土元素分配模式见图6，三条曲线十分相似，几乎重迭，三种花岗岩的铕负异常“V”形谷的大小和斜率几乎完全一致，唯重稀土曲线稍有差别，从而证实它们是同源同一成因，只是生成顺序有所差别而已。

五、同位素组成

3种花岗岩 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 比值小，属轻稀土富集型，它们低于地壳平均值（0.20），$\varepsilon Nd_{(T)}<0$—3.85，见表7。片麻状黑云母花岗岩+0.45—+0.85，可能是古老地层，包括部分 $\varepsilon Nd_{(T)}$ 火山喷发岩经交代而成，铅同位素也反映出这一特点。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值，均属壳源型，而且它们无论是全岩或长石均由老到新逐步增高。$\delta^{18}O‰>+6‰$（$\delta^{18}O=+8.5$—10.0‰）是地壳部分熔融的结果（Taylor, H. P., 1987）。

表7 可可托海地区3种花岗岩同位素组成

Table 7 Isotopic composition of three kinds of granites from Keketuohai area

岩石 \ 同位素	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\varepsilon Nd_{(T)}$	$\varepsilon S_{(T)}$	$\delta^{18}O‰$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
片麻状黑云母花岗岩	0.1192	0.512197±15	0.7207(R) 0.7108(An) 0.7207(Or)	+0.45		7.148—11.373			
似斑状花岗岩	0.1046	0.512387±±33	0.7303(R) 0.7114(An) 0.7229(Or)	−1.15	+119.3	9.170—12.184	18.327	15.5539	38.2730
二云母花岗岩	0.1183	0.5123119±±37	0.7202(Q) 0.7155(An) 0.7514(Or)	−3.85	+38.70	11.749	18.3383	15.5760	38.2939

六、花岗岩成因探讨

关于阿尔泰花岗岩的成因问题，1982年南京国际花岗岩会议上，芮行健、吴玉金首先提出阿尔泰花岗岩应为沉积等原岩，经变质作用和花岗岩化改造和发展而成，在宏观上继承了原岩的地质构造特征（芮行健、吴玉金，1984）。1988年邹天人等把阿尔泰花岗岩的成因划分为造山和非造山两阶段形成，并根据稀土元素的丰度及其分布型式、轻重稀土比值等特征说明阿尔泰花岗岩是由富集轻稀土的陆壳物质重熔而成（邹天人等，1988）。笔者在参加305 I_6 课题和多年从事教学的基础上，对可可托海地区主要3种花岗岩进行岩石学和地球化学研究，认为片麻状黑云母花岗岩、似斑状花岗岩是造山阶段重熔岩浆交代而成，二云母花岗岩为造山后期断裂重熔作用的再生花岗岩浆上升侵入而成。阿尔泰造山带是由于西伯利亚和哈萨克斯坦板块构造运动而形成，在侧向应力和深处热能作用下，受到挤压的深部地层发生变质甚至花岗岩化，再生的花岗岩浆，上升到顶部对围岩进行交代而形成了片麻状黑云母花岗岩。海西运动中晚期阶段，是造山运动最强烈阶段，准噶尔外缘

古岛弧和阿尔泰陆缘山弧带，发生全面碰撞，阿尔泰造山带完成，复背斜两侧产生断裂，似斑状花岗岩也是强烈交代而成。当造山运动之后，二云母花岗岩呈岩株、岩脉侵入。由此可见，本区3种花岗岩是造山运动不同阶段的产物，它们在岩石学、岩石化学上除具共同特征外，还有着相互过渡和演化规律。从微量元素、稀土元素、同位素组成，可证实属于陆壳物质重熔的花岗岩浆交代而成。

徐克勤教授等把华南花岗岩类按其物质来源的不同分为4个成因系列：幔源型、过渡型、地壳同熔型和陆壳改造型（相当于国外S型）。指出陆壳改造型是地槽沉积物或沉积岩经混合岩化、花岗岩化、重熔再生等各种形式反复改造的结果。改造型花岗岩通常分布在华南不同时代的造山带内，花岗岩往往与围岩呈协调接触，常具围岩的长条形的残留体或阴影体。岩体边部有时发育边缘混合岩化，或整个岩体由不同混合程度的混合岩带所组成。在同一造山岩体内常发育片麻理构造及变斑结构（徐克勤等，1984）。相比之下，本区这3种花岗岩形成地质环境与华南陆壳改造型花岗岩十分相似。K. R. Mehnet认为在较低的温度下溶液浸透引起已有矿物成分重结晶和聚集结晶作用。最后可以形成花岗岩类岩石，这个过程可以称“热液”花岗岩化。这种岩石在接触带内有明显交代过渡关系，中心部分为似斑状结构，片麻理显得减弱（Mehnet, K. R., ）。二云母花岗岩则属于经强烈改造，重熔程度更高，类似于正常侵入而形成的花岗岩。

七、结　论

新疆阿尔泰山可可托海地区是中国著名的含稀有金属Li、Be、Rb、Cs、Ta、Nb的花岗伟晶岩成矿区。与这些伟晶岩矿床有密切成因关系的3种花岗岩是造山运动不同阶段的产物，它们成岩方式是交代—强烈交代—重熔侵入。本区3种花岗岩，在岩石学、岩石化学、微量元素地球化学、同位素组成特征上，有过渡和演化规律，构成一个壳源熔融的成岩成矿系列。

主要参考文献

邹天人等　1988，新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志。地质学报，第三期，P 28—245。

王碧香　1990，国际火成岩分类图表，地质出版社。

Taylor, H. P. 1987, Oxygen and hydrogen isocope studies of granitic rocke, Earth planet. Sci. Lett. Vol 38, p 177—191。

芮行健、吴玉金　1984　中国阿尔泰花岗岩的成因。《花岗岩地质和成矿关系》江苏科学技术出版社 p.14—21。

邹天人等　1988，从稀土元素地球化学论阿尔泰花岗岩类的成因。中国地质科学院　矿床地质研究所 所刊　第1号　p 12—28。

徐克勤等　1984，华南花岗岩成因与成矿。《花岗岩地质和成矿关系》江苏科学技术出版社　p 1—20。

Mehnet, K. R. 花岗岩问题的新资料。王世光译　1981，地质参考资料第二期　p.45—60。

THE CHARACTERISTICS OF GNEISSIC GRANITES IN KEKETUOHAI AREA FROM XINJIANG PROVICE

Kang Xu and *Wang Shuzhen*

Abstract

There are theree types of granite in Keketuohai area, Xinjiang which have been formed in different stages of orogeny. The characteristics of rocks are very resemblance. The constituents of main minerals are microcline. oligoclase. quarts. mica. and their accessory minerals include apatite. zircon. tourmaline and sillimanite. The chemical-composition of these granites and CMF (CaO+MgO+FeOwt%) are in regular change, and the content of their rare element Lithium (Li)、Beryllium (Be) are higher. The constituent of their rareearth element are very similar. Their initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and the constituent of isotope of oxygen and Lead reflect that these granites are of transformation s-type granite of crust.

Key words: Granites; Petrology; Geochemisty; Derived from crust remelting.

新疆阿尔泰地区岩浆岩类的等时线年龄、地壳构造运动以及构造环境的发展演化

刘　伟[1]

（中国科学院长沙大地构造研究所）

岩浆岩类的同位素年龄是探讨成岩演化、构造运动以及构造环境发展演化的重要资料。另一方面，阿尔泰及毗邻准噶尔地区古生代的各次构造运动广泛、强烈，尤其是晚古生界地层间各个不整合面发育良好、齐全，为研究地壳构造运动打下了良好基础。

在野外地质和岩石学研究的基础上，对产出于阿尔泰山区、山前与乌仑古带上不同类型的花岗岩类测定了5条全岩Rb-Sr等时线年龄，并且测定了阿尔曼特山超基性岩带的全岩Sm-Nd等时线年龄（图1）。乌齐里克他乌岩体的全岩Rb-Sr等时线年龄由北京三所测定，其余由宜昌地质矿产研究所测定。

一、全岩Rb－Sr(Sm－Nd)等时线年龄

（一）阿尔曼特山超基性岩带

超基性岩带沿阿尔曼特山呈北西-南东向狭长带状分布，断续延伸长达40 km，侵入于中泥盆统北塔山组与平顶山组。以蛇纹石化斜辉辉橄岩为基质，与闪长岩、安山岩、中性凝灰岩等外来岩块构成蛇纹混杂体。在兔子泉见到超基性岩（Σ_3）中劈理走向与凝灰岩岩块（Tu）中劈理走向不一致（图2），前者为310°，与区域构造线方向一致；后者则为57°。岩体与地层围岩接触处未见冷凝边以及矿物成分、结构构造的变化；接触带外侧围岩未见烘烤现象，反映两者系冷侵位接触关系。岩体经历了强烈的变形作用，揉皱构造普遍发育，形成一系列微形褶曲。样品采自兔子泉东南约5 km处的蛇纹石化斜辉辉橄岩。岩石由橄榄石、斜方辉石组成，含少量铬尖晶石。橄榄石已全部蛇纹石化，斜方辉石已变为绢石。

利用4个全岩样品同位素资料拟合的Sm-Nd等时线年龄为515±26 Ma（图3、表1），Nd同位素的初始比为0.512313±0.00001，相关系数为0.9960。去掉3341号样品后的其余3个样品拟合的Sm-Nd等时线年龄为493±9 Ma（图4），Nd同位素的初始比为0.512337±0.00001，相关系数为0.9987。两者的年龄差为22 Ma，初始比之差为0.000024，基本在误差范围内。文中列出两种拟合结果，以供选择使用。

样品的钕同位素初始比采用ε_{Nd}值表示：

---

[1] 本文为国家三〇五项目I_{3B}课题“额尔齐斯构造带构造演化与成矿系列研究”的阶段成果。参加野外工作的还有张湘炳、隋静霞、杨新岳、李志纯等。

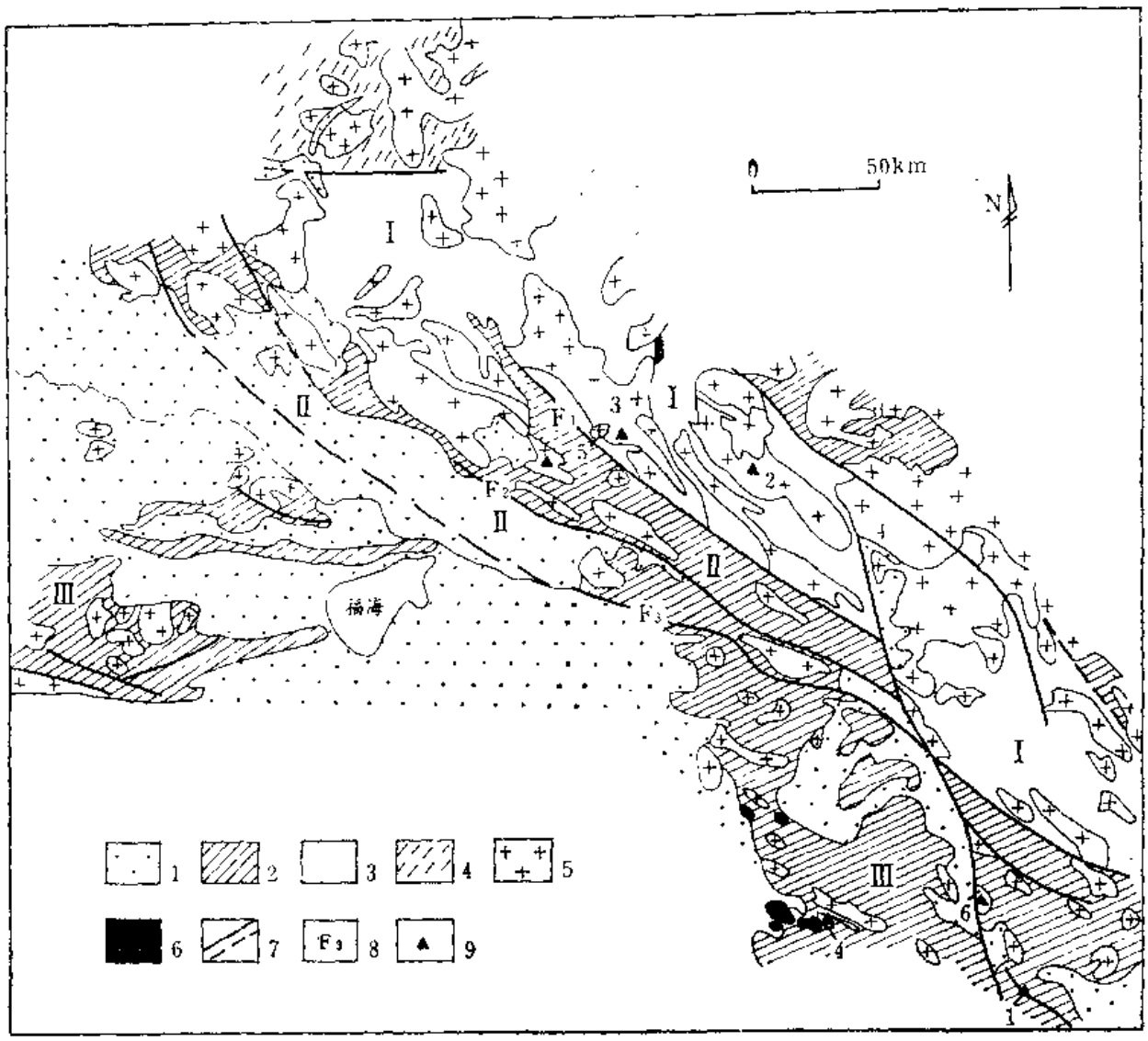
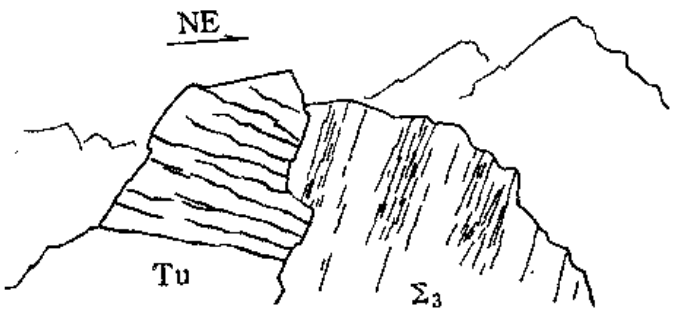


图 1 新疆阿尔泰地区构造-岩浆分带图

Fig. 1 Tectono-magmatic zoning Feagure in the Altai Mts., Xinjiang

1—新生界沉积物；2—泥盆—石炭系；3—奥陶—志留系；4—震旦—寒武系；5—花岗岩类；6—基性、超基性岩类；7—断裂、推测断裂；8—断裂编号；9—采样位置。Ⅰ—阿尔泰山区构造-岩浆带；Ⅱ—阿尔泰山前构造-岩浆带；Ⅲ—乌仑古构造-岩浆带；F_1—阿巴宫-库尔提断裂；F_2—特斯巴汗断裂；F_3—额尔齐斯断裂。岩体编号：1—阿尔曼特山超基性岩带；2—哈龙-巴利尔斯岩体；3—乌齐里克他乌岩体；4—塔斯嘎克岩体；5—喇嘛昭岩体；6—二台北岩体



1 : 300

图 2 超基性岩（Σ_3）与外来凝灰岩岩块（Tu）的冷侵位接触关系素描图

（采样地点：兔子泉）

Fig. 2 Cold intrusive contact relation between ultrabasic rock (Σ_3) and foreign tuffaceous block

表 1 阿尔曼特山超基性岩的 Sm-Nd 同位素组成

Table 1 Sm-Nd isotopic composition for Aermantai ultrabasic rocks from the Wulungu belt

序号	样号	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	t = 493 Ma			t = 515 Ma		
						I^t_{Nd}	ε^t_{Nd}	f^A_{Nd} (%)	I^t_{Nd}	ε^t_{Nd}	f^A_{Nd} (%)
1	3340	0.3809	0.6861	0.3342	0.513431±71	0.5124	6.82	6.17	0.5123	6.43	7.37
2	3339	0.2636	0.5572	0.2848	0.513239±70	0.5123	6.18	8.37	0.5123	5.94	9.11
3	3341	0.3702	0.6556	0.3398	0.513491±90				0.5123	7.23	4.56
4	5592	0.1115	0.4817	0.1393	0.512792±40	0.5123	6.63	6.82	0.5123	6.79	6.10

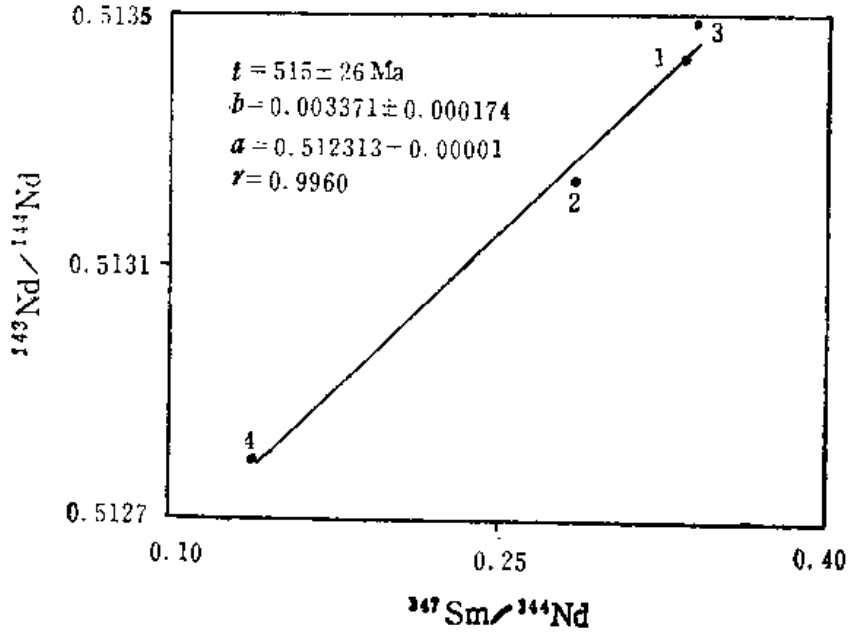


图 3 阿尔曼特山超基性岩全岩 Sm-Nd 等时线（4 个样品拟合）

Fig. 3 Sm-Nd whole rock isochron (fitted with 4 samples) for Aermantai ultrabasic rocks from the Wulungu belt

$$\varepsilon^t_{Nd} = (I^{Nd}_S(t)/I^{Nd}_{CHUR}(t) - 1) \times 10^4 \quad (1)$$

$$I^{Nd}_S(t) = I^{Nd}_S(0) - (^{147}Sm/^{144}Nd)^0_S(e^{\lambda Sm t} - 1) \quad (2)$$

$$I^{Nd}_{CHUR}(t) = I^{Nd}_{CHUR}(0) - (^{147}Sm/^{144}Nd)^0_{CHUR}(e^{\lambda Sm t} - 1) \quad (3)$$

式中：t 代表结晶年龄，$I^{Nd}_S(0)$ 和 $(^{147}Sm/^{144}Nd)^0_S$ 为样品的测定值，$I^{Nd}_S(t)$ 为结晶时的初始钕同位素比值。$(^{147}Sm/^{144}Nd)^0_{CHUR} = 0.1967$，$I^{Nd}_{CHUR}(0) = 0.512638$ (Jacobsen and Wasserburg, 1980)，$\lambda_{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} a^{-1}$。

为了估量原始熔体可能混合或混染的地壳组份分数，按照简单二元混合方程(Faure, 1986)

$$f^A_{Nd} = \frac{Nd_B(\varepsilon^B_{Nd} - \varepsilon^M_{Nd})}{Nd_A(\varepsilon^M_{Nd} - \varepsilon^A_{Nd}) + Nd_B(\varepsilon^B_{Nd} - \varepsilon^M_{Nd})} \quad (4)$$

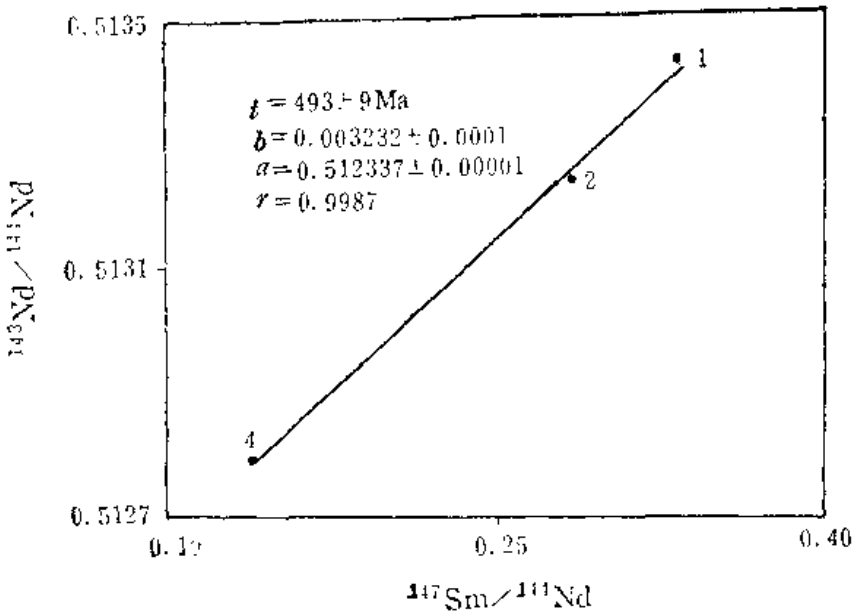


图 4 阿尔曼特山超基性岩全岩 Sm-Nd 等时线（3 个样品拟合）

Fig. 4 Sm-Nd whole rock isochron (fitted with 3 samples) for Aermantai ultrabasic rocks from the Wulungu belt

计算了原始熔体的壳-幔混合比。f^{A}_{Nd} 表示原始熔体中混入的地壳端员的重量分数；Nd_A、Nd_B 分别表示地壳端员与亏损地幔端员 Nd 的丰度（$\times 10^{-6}$）；ε^{A}_{Nd}、ε^{B}_{Nd}、ε^{M}_{Nd} 分别表示结晶时地壳端员、亏损地幔端员与原始熔体的 ε 值。采用岛弧安山岩模型（Taylor, 1979）代表地壳组份。采用的地壳端员值为：$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CC}=0.12$（Liew and Hofmann, 1988），Nd 的丰度值为 16×10^{-6}（Taylor, 1979）。亏损地幔端员值为：$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}=0.2136$，$(^{143}Nd/^{144}Nd)^{0}_{DM}=0.513151$，Nd 的丰度值为 14×10^{-6}（Faure, 1986）。

如表 1，样品具有高初始比（0.5123—0.5124）、高 ε_{Nd} 值（5.94—7.23）。即便选择成熟度较低的岛弧安山岩模型代表地壳端员，后者仍具次要地位（$f^{A}_{Nd}=4.56$—9.11 质量%），反映原始熔体确系来源于亏损地幔源区。同时表 1 也显示，样品的 ε_{Nd}、f^{A}_{Nd} 值具有一定变化。引起这种变化的可能原因是：①原始熔体来源于轻稀土元素亏损程度不同的地幔源区；②熔体在上升侵位过程中受到地壳物质不均匀的混染。

由于 4 个样品采自同一岩体内相距不远的距离内，两种拟合的 Sm-Nd 等时线均具高相关系数（0.9960,0.9987），表明系同时形成，因而来自均一的即轻稀土元素亏损程度相同的地幔源区。引起 ε_{Nd} 值变化的原因只能归因于地壳物质混染。有利于这种解释的依据尚有：①在 ε_{Nd}-T 图（图 5）上，两种拟合的样点都已偏离亏损地幔演化线；②计算的 f^{A}_{Nd} 值显示确有地壳物质混入。

以上分析表明：原始熔体可能为来源于洋脊的亏损地幔物质，在上升侵位过程中受到了大洋沉积物的轻微混染。

（二）哈龙-巴利尔斯岩体

产出于哈龙-青河复式背斜轴部，岩体长轴与区域构造线方向一致，边缘具片麻状构造，与奥陶—志留系片岩、片麻岩呈渐变过渡关系，具边缘混合岩化带。岩体北侧与奥陶系地层呈相互递变出现（图 6），从岩体边部往外依次为：①粗粒黑云母花岗岩；②片麻

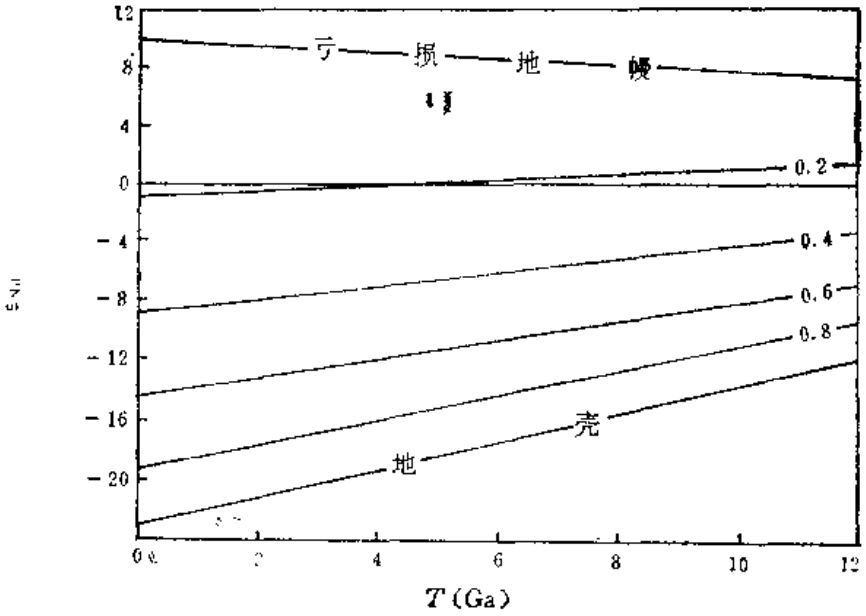


图 5 阿尔曼特山超基性岩 ε_{Nd}-T 图

Fig. 5 ε_{Nd}-T diagram of ultrabasic rocks in Acrmantai Mountain

(图中数字表示地壳组份的重量分数)

状黑云母花岗岩；③黑云母斜长片麻岩；④片麻状黑云母花岗岩；⑤眼球状混合岩、条痕状混合岩夹肠状混合岩；⑥斜长片麻岩、黑云母斜长片麻岩；⑦蓝晶石红柱石黑云母片麻岩、蓝晶石黑云母片岩、红柱石黑云母片岩、堇青石黑云母片岩；⑧黑云母石英片岩夹变质凝灰质砂岩；⑨千枚岩、变质凝灰质砂岩夹变粒岩；⑩千枚岩。

样品采自黑大桥附近岩体中心相，为中粒—中粗粒斜长花岗岩、二长花岗岩。组成矿物以更—钠长石、微斜长石、石英、黑云母为主。如表 2、图 7 所示，全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 401±3 Ma, Sr 同位素的初始比为 0.7091±0.0005，相关系数为 0.999906。

（三）乌齐里克他乌二长花岗岩体

产出于哈龙-巴利尔斯岩体西南侧、阿巴宫-库尔提断裂以北，长轴为北西—南东向。岩体侵入于奥陶—志留系片岩、片麻岩中。南侧边缘局部与围岩呈现渐变过渡关系。样品采自岩体南侧过渡相，为中粒花岗结构，组成矿物为微斜长石、斜长石、石英和黑云母。全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 314±60 Ma（表 3、图 8），Sr 同位素的初始比为 0.7460±0.022，相关系数为 0.9909。

（四）塔斯嘎克钾长花岗岩体

侵入上泥盆统江孜尔库都克组。大致分为南、北两带，两者之间的关系因覆盖未全部查清。南带宽约 2.5 km，主要为紫红色—肉红色中—粗粒霓石钠铁闪石钾长花岗岩，往北稍变细。组成矿物为条纹长石、钠长石、石英，含特征性铁镁矿物钠铁闪石、霓石。样品采自南带，全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 309±9 Ma（表 4、图 9），Sr 同位素的初始比为 0.7036±0.0025，相关系数为 0.998671。

（五）喇嘛昭中粒黑云母花岗岩体

产出于阿巴宫-库尔提断裂带北侧并受其控制，侵入于乌齐里克他乌岩体、下泥盆统康布铁堡组以及下古生界地层。岩体呈浑圆形岩株，与围岩呈现较为清晰的侵入接触关系；岩石呈中粒花岗结构、块状构造，属岩浆型花岗岩。组成矿物以钾长石、钠长石、

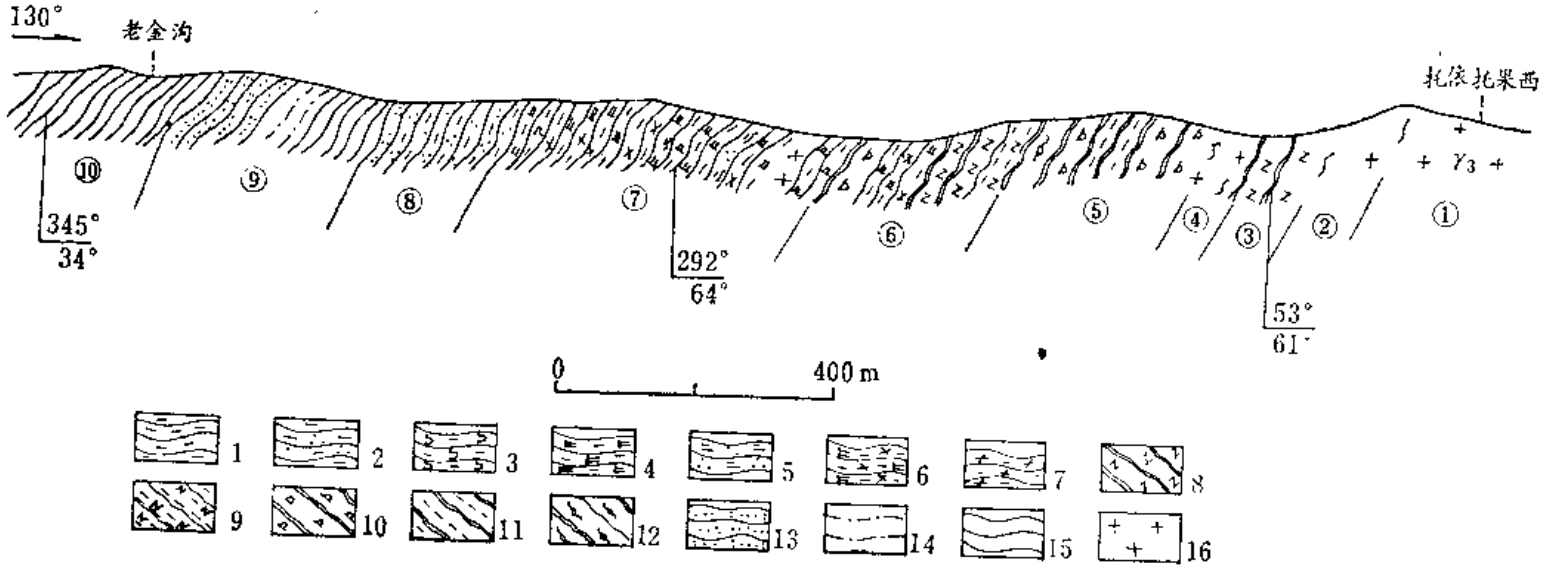


图 6 哈龙-巴利尔斯岩体北侧内外接触带岩相变化实测剖面图

Fig. 6 Cross-Section showing petrographic transformation from inner to external contact zones on the northern flank of Halong-Baliershi pluton in the Altay Mts

1—黑云母片岩；2—黑云母石英片岩；3—堇青石黑云母片岩；4—蓝晶石黑云母片岩；5—白云母石英片岩；6—蓝晶石红柱石黑云母片岩；7—红柱石黑云母片岩；8—斜长片麻岩；9—黑云母斜长片麻岩；10—眼球状混合岩；11—条痕状混合岩；12—肠状混合岩；13—变质凝灰岩；14—变粒岩；15—千枚岩；16—伟晶岩脉

表 2　哈龙-巴利尔斯二长花岗岩全岩 Rb、Sr 同位素数据

Table 2　Rb and Sr isotopic data for monzogranite from the Halong-Baliershi pluton in the Altay Mts

序　号	样　　号	Rb($\times 10^{-6}$)	Sr($\times 10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	F 1	195.56	54.232	10.458	0.76984±0.00020
2	F 2	242.97	25.033	28.358	0.87077±0.00001
3	F 8	176.29	109.270	1.383	0.73625±0.00008
4	F 9	108.08	194.540	1.603	0.71806±0.00006
5	F11	105.73	202.980	1.503	0.71817±0.00010

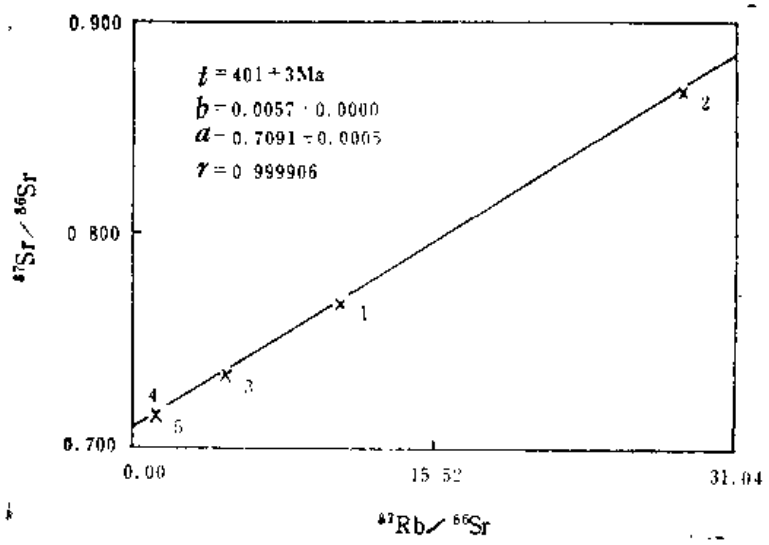


图 7　哈龙-巴利尔斯二长花岗岩全岩 Rb-Sr 等时线

Fig. 7　Rb-Sr whole rock isochron for monzogranite from the Halong-Baliershi pluton in the Altay Mts

表 3　乌齐里克他乌二长花岗岩全岩 Rb、Sr 同位素数据

Table 3　Rb and Sr isotopic data for monzogranite from the Wuqiliketawu pluton in the Altay Mts

序　号	样　　号	Rb($\times 10^{-6}$)	Sr($\times 10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	IG 1002-3	145.6	13.2	32.461	0.90012
2	IG 1002-5	116.6	12.9	33.137	0.89190
3	IG 2113	160.1	21.1	22.227	0.83768
4	IG 2116	138.9	55.1	7.308	0.78176

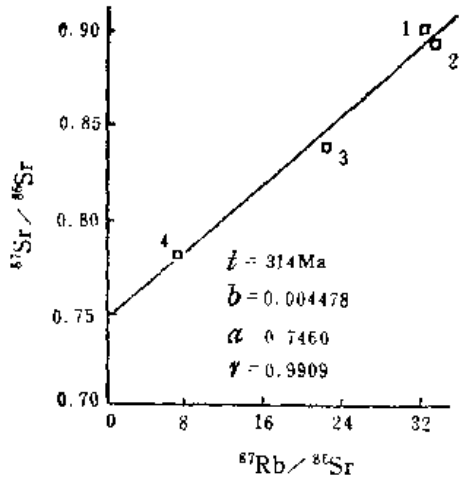


图 8 乌齐里克他乌二长花岗岩全岩 Rb-Sr 等时线

Fig. 8 Rb-Sr whole rock isochron for monzogranite from the Wuqiliketawu pluton in the Altay Mts

表 4 塔斯嘎克钾长花岗岩全岩 Rb,Sr 同位素数据

Table 4 Rb and Sr isotopic data for K-feldspar granite from the Tashigake pluton in the Wulungu belt

序 号	样 号	Rb(×10⁻⁶)	Sr(×10⁻⁶)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	5583	130.27	49.093	7.709	0.73921±0.00095
2	5584	212.24	23.633	26.179	0.82326±0.0003
3	5582	241.94	12.076	59.202	0.98109±0.00001
4	5581	139.44	22.717	17.301	0.78371±0.0004
5	5580	139.21	21.186	19.076	0.78018±0.0001

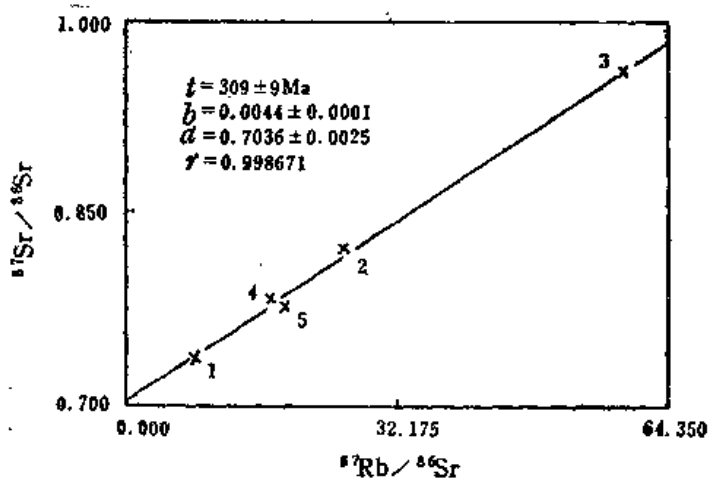


图 9 塔斯嘎克钾长花岗岩全岩 Rb-Sr 等时线

Fig. 9 Rb-Sr whole rock isochron for K-feldspar granite from the Tashigake pluton in the Wulungu belt

石英、黑云母为主，白云母次之。如表 5 、图 10 所示，全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 256±5 Ma，Sr 同位素的初始比为 0.7073±0.0002，相关系数为 0.999385。

表 5 喇嘛昭中粒黑云母花岗岩全岩 Rb、Sr 同位素数据

Table 5 Rb and Sr isotopic data for medium-grained biotite granite from the Lamazhao pluton in the Altay Mts

序 号	样 号	Rb(×10⁻⁶)	Sr(×10⁻⁶)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	53.0	212.67	117.530	5.226	0.72667±0.00007
2	5346	263.43	56.527	12.496	0.75663±0.0001
3	5347	208.83	77.307	7.818	0.73505±0.0006
4	5349—1	260.18	107.120	7.212	0.73346±0.0006
5	5351	213.03	212.690	5.615	0.72791±0.0002

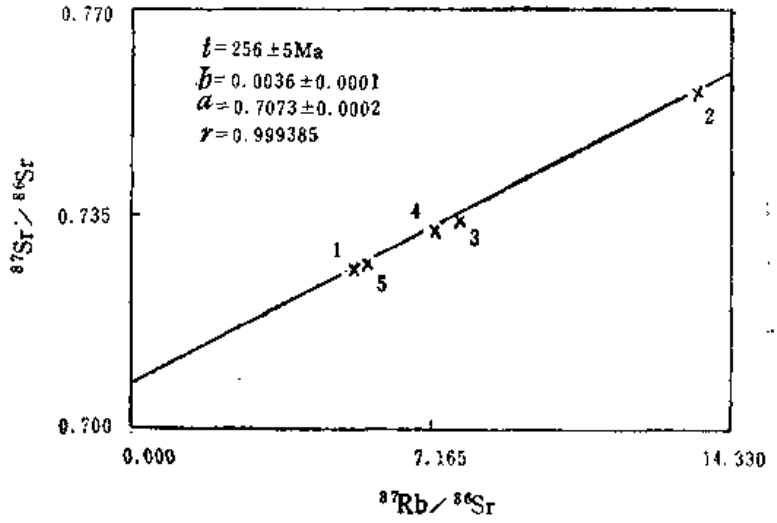


图 10 喇嘛昭中粒黑云母花岗岩全岩 Rb-Sr 等时线

Fig. 10 Rb-Sr whole-rock isochron for medium-grained biotite granite from the Lamazhao pluton in the Altay Mts

（六）二台北花岗闪长岩体

产出于二台以北约 15 km 处。沿中泥盆统托让格库都克组与下石炭统南明水组的层间接触部位侵入。样品采自岩体中心相与过渡相，为中粒、中细粒花岗闪长岩，组成矿物为中长石、条纹长石、石英、黑云母、角闪石。如表 6、图 11 所示，全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 273±32 Ma，Sr 同位素的初始比为 0.7043±0.0001，相关系数为 0.986210。

表 6　二台北花岗闪长岩 Rb、Sr 同位素数据

Table 6　Rb and Sr isotopic data for granodiorite from the Ertaibei pluton in the Wulungu belt

序　号	样　号	Rb($\times 10^{-6}$)	Sr($\times 10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
1	5600	43.89	930.848	0.13587	0.70486±0.0001
2	5609	63.01	681.220	0.26656	0.70549±0.0001
3	5611	98.27	455.410	0.62194	0.70663±0.00004
4	5602	33.24	937.920	0.10212	0.70449±0.00002

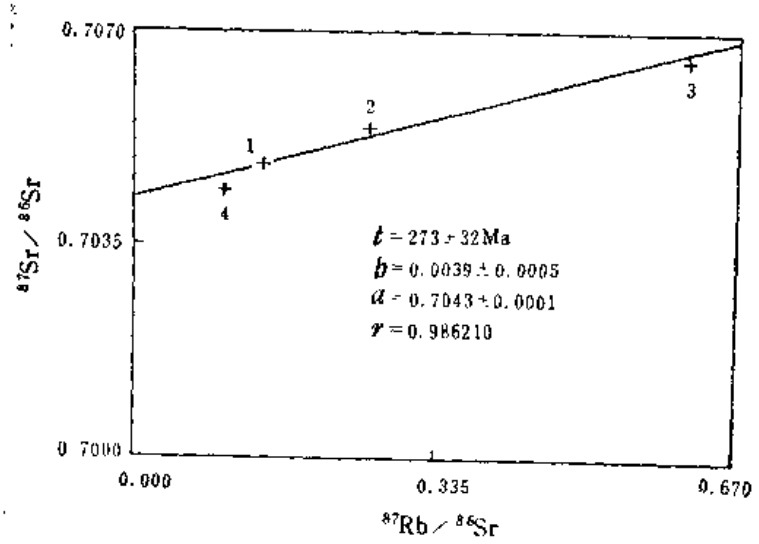


图 11　二台北花岗闪长岩全岩 Rb-Sr 等时线

Fig. 11　Rb-Sr whole rock isochron for granodiorite from the Ertaibei pluton in the Wulungu belt

二、Rb－Sr(Sm－Nd)等时线年龄与地壳构造运动

（一）阿尔曼特山超基性岩带

其时代确定具有重要的大地构造意义。岩带的年龄（早古生代）明显老于围岩（泥盆纪），两者具冷侵位接触关系，说明系断裂活动时将其从深处扯露于地壳浅处。超基性岩样品以具高钕初始比、高 ε_{Nd} 值、低 f^{4}_{Nd} 值为特征，反映来源于亏损地幔，并且受到地壳物质的轻微混染。它代表了早古生代的洋壳残片，暗示着早古生代（早奥陶世，或晚寒武世?）东准噶尔小洋盆地的存在（图 12-Ⅰ）。鉴于西准噶尔唐巴勒地区中奥陶世蛇绿岩套的存在，说明早古生代东、西准噶尔的洋盆有可能是相互贯通的，因而早古生代为准噶尔地区的主要拉张造海时期。不仅于阿尔曼特山存在着早古生代超基性岩带，北山北部月牙

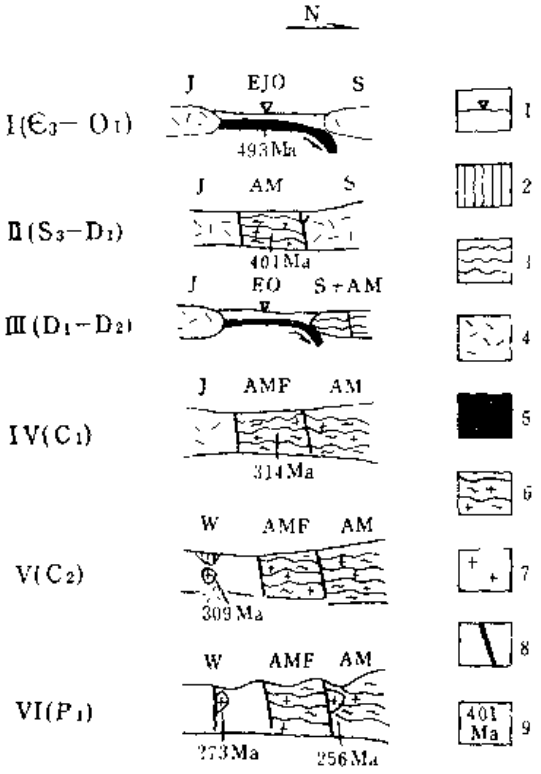


图 12 阿尔泰及准噶尔东北缘板块构造演化及花岗岩成生模式示意图

Fig. 12 Plate tectonic evolution and granitoid formation model in the Altai Mts. and adjoining northeastern Junggar

1—海平面；2—陆相盆地沉积；3—褶皱带；4—古老陆壳；5—洋壳；6—同造山花岗岩；7—花岗岩；8—断裂；9—岩浆岩侵位年龄。J—准噶尔前寒武纪古老地块；S—西伯利亚板块；EJO—东准噶尔—北山早古生代小洋盆地；EO—额尔齐斯泥盆纪小洋盆地；AM—阿尔泰山区加里东褶皱带；AMF—阿尔泰山前海西褶皱带；W—乌仑古地区

山一带也发育横峦山群蛇绿岩套（黄汲清、姜春发等，1990）。

（二）晚志留世末到早泥盆世

在此时期东准噶尔小洋盆地消亡殆尽，准噶尔地块与西伯利亚板块发生聚合碰撞作用，大洋沉积物被挤压、褶皱、堆积到西伯利亚板块西南缘。伴随着该次碰撞作用，沿哈龙-青河复式背斜轴部侵位于哈龙-巴利尔斯岩体（图 12-Ⅱ）。锶初始比较高，反映主要来源于壳层物质。

（三）早—中泥盆世

阿尔泰山前及额尔齐斯一带发生扩张作用，准噶尔地块与西伯利亚板块及其南缘阿尔泰褶皱山系因而再次分离（图 12-Ⅲ）。早泥盆世为拉张前期海盆阶段，阿尔泰山前喷出了一套中酸性熔岩、火山碎屑岩夹碳酸盐岩。东准噶尔地区则喷出了一套火山碎屑岩、中酸性火山岩夹碳酸盐岩。中泥盆世，额尔齐斯一带地壳拉张形成小洋盆地，侵位了一套中基性枕状熔岩和超基性岩（科克森套），与放射虫硅质岩共生在一起。于喀拉通克附近也见有中泥盆统基性火山岩、放射虫硅质岩岩石组合。

（四）中泥盆世末—晚泥盆世

额尔齐斯小洋盆地闭合，准噶尔地块与西伯利亚板块再次发生会聚碰撞作用，阿尔泰山前隆起成陆，因而缺失了晚泥盆世沉积；同时，也造成了准噶尔地区上泥盆统与中泥盆统的普遍不整合接触关系（图 13）。此次碰撞作用未伴随有明显的花岗质岩浆侵入作用。

（五）早石炭世末

准噶尔地块与西伯利亚板块最终拼贴缝合起来（张弛，1981；李春昱等，1982），晚石炭世陆相地层普遍不整合于早石炭世地层之上（图 13）。伴随着这次碰撞运动于阿尔泰山前及其与山区交界部位侵入了大规模同造山花岗岩体。乌齐里克他乌岩体即为此时侵位

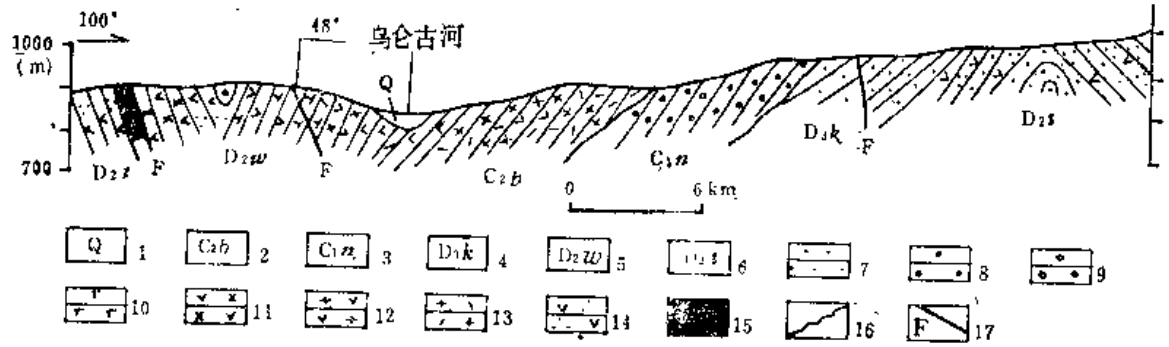


图 13 乌仑古构造带横剖面图

Fig. 13 Cross section of Wulungu tectonic belt

1—第四系；2—中石炭统巴塔玛依内山组；3—下石炭统卓明大组；4—上泥盆统卡希翁组；5—中泥盆统塔都喀拉组；6—中泥盆统托让格库都克组；7—粉砂岩；8—砂岩；9—砾岩；10—玄武质火山岩；11—安山质火山岩；12—英安质火山岩；13—流纹质火山岩；14—凝灰岩；15—超基性岩；16—不整合面；17—断层

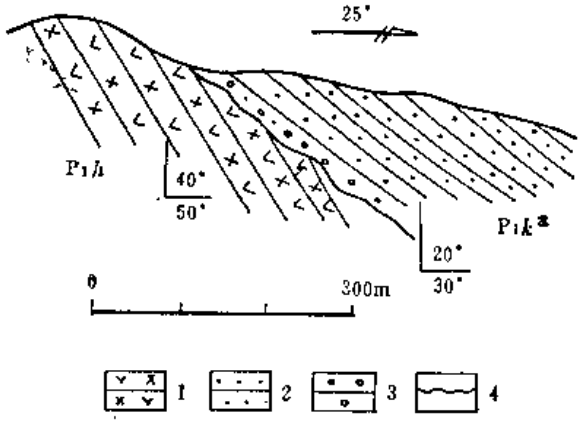


图 14 布尔津县珠万喀腊早二叠世卡拉岗组第一亚组（P_1k^a）与哈尔加乌组（P_1h）不整合接触关系剖面图

Fig. 14 Cross section showing unconformity between Subgroup I(P_1k^a) of Kalagang Group and Haerjiawu Group (P_1h), Early Permian

1—安山砂岩；2—砂岩；3—砾岩；4—不整合面

的（图12-Ⅳ）。锶初始比较高，反映源岩为成熟度较高的地槽沉积物。晚石炭世为挤压期后松弛阶段，沿乌仑古一带侵位了塔斯嘎克岩体（图 12-Ⅴ）。其锶初始比低，无明显陆壳物质混染，以地幔物质为主。

（六）早二叠世

沿乌仑古一带侵位了二台北岩体（图12-Ⅵ）。锶初始比低，以地幔物质为主，但有部分陆壳物质混染。准噶尔地区早二叠世卡拉岗组与哈尔加乌组为角度不整合接触关系（图14），普遍缺失晚二叠世沉积，说明早二叠世的构造运动相当强烈。

（七）早二叠世末—晚二叠世

阿尔泰碰撞带处于碰撞期后松弛阶段，沿阿巴宫-库尔提断裂侵位了喇嘛昭岩体（图12-Ⅵ）。锶初始比较高，反映主要来源于壳层物质，同时也明显有地幔物质的参予。

三、花岗岩系列与构造环境的发展演化

花岗岩类的同位素年龄、组成是探讨成岩演化、源区组成、地壳构造运动以及构造环境发展演化的重要资料。通过花岗岩同位素年龄及其地质产状所反映的先后侵位顺序，可以建立成岩系列。另一方面，花岗岩的同位素组成反映其源区组成。上述两项研究结合起来，有助于重塑一个构造带（碰撞带、裂谷带）的发展历史。

关于阿尔泰及准噶尔东北缘古生代花岗岩系列，前人已经作过研究(邹天人等，1988；刘伟，1990)。刘伟（1990）以额尔齐斯断裂为界，将区内古生代花岗岩类划分为阿尔泰

系列、乌仑古系列，认为前者处于造山带（或碰撞带）环境，其成岩系列的演化与阿尔泰造山带的发展相联系。乌仑古系列处于古生代裂谷带环境（刘伟，1991），其演化与后者的张、压历史息息相关。

哈龙-巴利尔斯、乌齐里克他乌、喇嘛昭岩体属于阿尔泰系列。前两者规模巨大，普遍发育片麻状构造，其长轴方向以及片麻理方向与区域构造线一致，和地层围岩呈现渐变过渡关系。两者的产状及其同位素年龄（401 Ma；314 Ma）说明，分别为加里东晚期、海西中期同碰撞花岗岩，形成于同碰撞期增温升压环境。碰撞带中地槽沉积物经受挤压褶皱，地下热流增高，发生区域动力热流变质作用和部分熔融作用，导致片麻岩、混合岩与花岗岩三位一体共生。在碰撞带挤压与地壳叠复增厚的构造环境下，地幔既不易发生熔融也不易上侵，因而花岗岩源区物质主要是壳层物质。两岩体较高的锶初始比（0.7091，0.7460）也说明了这一点。

喇嘛昭中粒黑云母花岗岩体受北西、北东向断裂控制，呈浑圆形岩株，与区域构造线方向不一致。它侵入于乌齐里克他乌片麻状黑云母花岗岩体，与地层围岩呈现较为清楚的侵入接触关系。矿物成分、结构构造均均。其同位素年龄（256 Ma）及其产状说明形成于碰撞晚期（早二叠世末—晚二叠世）松弛性构造环境。碰撞晚期，随着阿尔泰碰撞带的均衡上升，其绝热减压效应导致地壳物质发生重熔。另一方面，由于岩石刚性增强断裂发育，进一步降低局部压力，也可诱导地壳物质发生重熔。重熔岩浆上侵至浅处形成高位侵入岩浆型花岗岩。同时，由于松弛作用，地幔物质也可发生部分熔融并在碰撞带底部形成板底垫托，或者与壳层物质发生混合作用。喇嘛昭岩体较低的锶初始比（0.7073）也暗示了这一点。

阿尔泰系列为片麻状黑云母花岗岩→似斑状黑云母（二云母）花岗岩→浅色花岗岩。它构成了一个完整的碰撞带（造山带）花岗岩演化系列，反映着碰撞带从碰撞挤压、增温升压到均衡上升、绝热减压的演化过程。

塔斯嘎克岩体和二台北岩体属于乌仑古系列。前者形成于中晚石炭世碰撞期后松弛阶段。由于绝热减压效应导致地幔发生熔融。另一方面，由于断裂处于张裂开放状态，岩浆熔体快速上侵至地壳浅部，壳内滞留时间短，来不及与地壳物质发生混熔或混染。幔壳掺合作用受到抑制；深部分异作用得以充分发展（Wei Liu, 1989）。地幔熔体经多级分馏形成基性、酸性两个端员，塔斯嘎克岩体即为酸性端员（刘伟，1990）。其低锶初始比（0.7036）也暗示了这一点。早二叠世，伴随着陆内挤压作用，乌仑古裂谷带的发展遭到抑制。在挤压性构造环境下，地幔岩浆不易一蹴而就地上侵至地壳浅处，壳内滞留时间较长，与地壳物质发生混熔或混染。二台北岩体即为此类岩体的代表，其锶初始比(0.7043)较塔斯嘎克岩体高，也说明较后者混染了更多地壳物质。

人们早就注意到了花岗岩成岩系列研究的重要性（王联魁等，1982；莫柱荪，1985；邹天人，1988；刘伟，1990）。但是，它与构造环境（造山带、裂谷带）时间演变的具体对应关系并未明确建立起来。笔者认为：在碰撞带从碰撞挤压到均衡上升的发展过程中，经历了从增温升压到绝热减压的变化过程，伴随着相应的造山带或碰撞带花岗岩系列。随着裂谷带压、张构造环境的变迁，幔壳掺合作用和深部分异作用交替占据优势，幔壳混熔型花岗岩与幔源分异型花岗岩先后出现，造就了裂谷带花岗岩系列。这颇有些类似麻粒岩

研究中的P-Tt轨迹❶ (England and Thompson, 1984; Thompson and England, 1984)。毫无疑问，对花岗岩系列的认识与确立，对于阐明构造带的发展历史具有同等重要意义。反过来，对于一个构造带演化历史的深入认识，也将会对花岗岩类地质年代学和成岩系列的研究指明方向，从而收到事半功倍之效。

以前有关准噶尔和阿尔泰地区板块构造演化历史的研究多侧重于蛇绿岩套（张弛，1981；李春昱等，1982；蔡文俊，1986）。对于花岗岩侵位时代、空间分布与构造运动依赖关系的研究则相对较差。花岗岩作为构造-热事件的产物和成熟陆壳的标志，也有力地反映着板块会聚、碰撞以及大陆增生的历史。而且其分布远较超基性岩广泛，因而从两者相结合的角度来追溯板板之间分离、聚合以及大陆增生的历史，将能收到相得益彰之效。其次，花岗岩系列所反映的演化顺序也有助于重塑一个构造带构造环境的发展过程。

论文初稿经姜春发研究员、刘昌实副教授审阅，并提出许多宝贵意见，在此表示感谢！

参 考 文 献

王联魁，朱为方，张绍立，1982，华南花岗岩两个成岩成矿系列的演化。地球化学，4，229—239。

刘伟，1990，中国新疆阿尔泰花岗岩的时代及其成因类型特征。大地构造与成矿学，14（1），44—56。

刘伟，张湘炳，1991，新疆乌仑古—斋桑泊构造杂岩带特征及其地质意义。新疆北部固体地球科学进展（涂光炽主编），科学出版社。

邹天人，1985，曹惠志，吴柏青，新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志。地质学报，（3），229—243。

李春昱，王荃，刘雪亚，汤耀庆，1982，亚洲大地构造图说明书。地质出版社，北京。

张弛，1981，新疆蛇绿岩某些地质特征。地质论评，22（4），307—314。

莫柱荪，1985，试论南岭花岗岩的地质环境分类。大地构造与成矿学，9（1），17—27。

黄汲清，姜春发，王作勋，1990，新疆及邻区板块开合构造及手风琴式运动。新疆地质科学，第1辑，3—16。

蔡文俊，1986，新疆准噶尔东北缘板块构造初步研究。中国北方板块构造论文集，地质出版社，北京，1—26。

England P. C and Thompson, A. B., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. J. Petrol., 25, 894—928.

Faure, G., 1986, Principles of isotope geology. John Willey and Sons, 200—249.

Jacobsen, S. B., Wasserburg, G. J., 1980, Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. Earth Planet. Sci. Lett., V. 50, 139—155.

Liew, T. C. and Hofmann, A. W., 1988, Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. Contrib. Mineral. Petrol., 98, 129—138.

Taylor, S. R., 1979, Chemical composition and evolution of the continental crust: the rare earth element evidence, In: The Earth: Its origin, Structure and evolution (Editor: M. W. Mc Elhinny), 353—372.

Thompson, A. B. and England, P. C., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, II, Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. J. Petrol., 25, 929—955.

Wei Liu, 1989, Granite evolution and geotectonic Cycle. In: Jacques BOURGOIS (Editor in Chief), Tectonics of circum Pacific continental margin, VSP, Paris (in press).

❶ 石宏仁，1987，国外地质科技，（8）pp. 30—36。

WHOLE ROCK ISOCHRON AGES OF PLUTONS, CRUSTAL MOVEMENTS AND EVOLUTION OF TECTONIC SETTING IN THE ALTAI MTS., XINJIANG UYGUR AUTONOMOUS REGION

Liu Wei

(*Changsha Institute of Geotectonics, Academia Sinica, Changsha, Hunan*)

Abstract

Based on investigation of geological and tectonic development history and granitoid geology, five Rb-Sr and one Sm-Nd whole rock isochron ages have been determined on granitoid and ultrabasic rock plutons from the Altay Mts., front and Wulungu tectonic belts, respectively, which display all the main tectonic movements of the region during late Early Palaeozoic and Late Palaeozoic. Generally speaking, granitoids in the region become progressively younger from the north to the south, indicating that the southwestern continental margin of the Siberian plate was accreted from the north to the south in succession during the Palaeozoic when the Altay orogen and Wulungu rift were developed. Altai (orogenic) granite series includes Halong-Balikershi (401 Ma), Wuqiliketawu (314 Ma) and Lamazhao (256 Ma) plutons. The former two gneissic biotite granite plutons belong to late Caledonian and Mid-Hercynian syn-collision granites, respectively. Their comparatively higher initial Sr ratios suggest that they are derived chiefly from crustal materials. The Lamazhao medium grained biotite granite is an intrusive pluton which was produced during Late-Hercynian post-collision period. It manifests a relatively lower initial Sr ratio, indicating that mantle-derived materials as well as crust ones participated in petrogenesis. The systematic transformation of the Altay series in isotopic ages and composition and its occurrence records the evolution of the Altay orogen from syn-collision compression to post-collision isostatic uplift. Tashigake k-feldspar granite (309 Ma) and Ertaibei granodiorite (273 Ma) plutons belong to the Wulungu (rift) series. They were emplaced during the relaxation or tensile period (C2) and compression period (P1), respectively, when the mantle differentiation and mantle-crust mixture processes predominated over each other, respecti-

vely.

A Sm-Nd whole rock isochron age (515-493 Ma) was determined on the Aermantai ultrabasic rock pluton, obviously older than its Middle Devonian wallrocks. The rock samples display higher initial Nd ratios and ε_{Nd} values, which suggests that they are derived from depleted mantle source region, possibly midocean ridge. So Aermantai ultrabasic rock pluton is a remnant of the Early Palaeozoic oceanic crust.

中天山运动的建立及其地质意义[1]

车自成　蒋克渝　刘洪福　韩天儒

（西北大学地质系）

一、前　言

普遍认为中天山地区存在一条加里东造山带，最初指博罗科努（即博罗霍洛）一带（任纪舜、姜春发等，1980），后来又有人把南天山北缘的哈雷克套包括进来，统称为西天山褶皱带（陈哲夫、梁云海，1985）。确定天山加里东带的主要依据是这里广泛分布着志留系地层。但这套地层的时代依据不足，有人认为其中相当部分属于前寒武系[2]。因此，有关中天山加里东造山带的位置、轮廓、主构造旋回的时间等问题一直没有统一意见，影响着对天山地区构造演化的深入讨论。

1986年，我们在托克逊县的米什沟地区首先确定了一套奥陶系细碧-角斑岩建造，并发现它被富含笔石的下志留统砂板岩建造不整合覆盖，从而把这一运动命名为中天山运动，它是天山加里东造山带存在的重要证据。

二、剖　面　描　述

剖面位于托克逊县西南约40 km的米什沟中上段，接触关系和不整合面上、下地层特征如图（图1）所示，剖面描述如下：

上覆地层：下石炭统马鞍桥组（C_1m）底砾岩

～～～～～～不　整　合～～～～～～

下志留统米什沟组上亚组（S_1m_2）：紫褐色、灰黄色中厚层中细粒杂砂岩与板岩互层。含笔石化石。　厚110 m

下志留统米什沟组下亚组第二段（$S_1m_1^2$）：灰黄色中厚层细粒长石、岩屑杂砂岩、粉砂岩、板岩互层。含笔石化石。　厚476 m

下志留统米什沟组下亚组第一段（$S_1m_1^1$）：顶部为灰绿色粉砂质板岩，夹细粒杂砂岩；中部以浅黄褐色细粒杂砂岩为主，夹薄层或中厚层板岩；下部为灰紫、红褐色砂砾岩、杂砂岩、底部为灰紫色砾岩层。未发现化石。　厚310 m

～～～～～～不　整　合～～～～～～

奥陶系可可乃克群中亚群（O_2k^b）：上部灰绿色角斑岩与变凝灰岩互层，夹透镜状灰白色含藻大理岩。　厚75 m

---

[1] 本研究课题由国家新疆“三〇五”项目资助。

[2] 新疆地矿局研究所，1977，塔鲁额1:50万地质图。

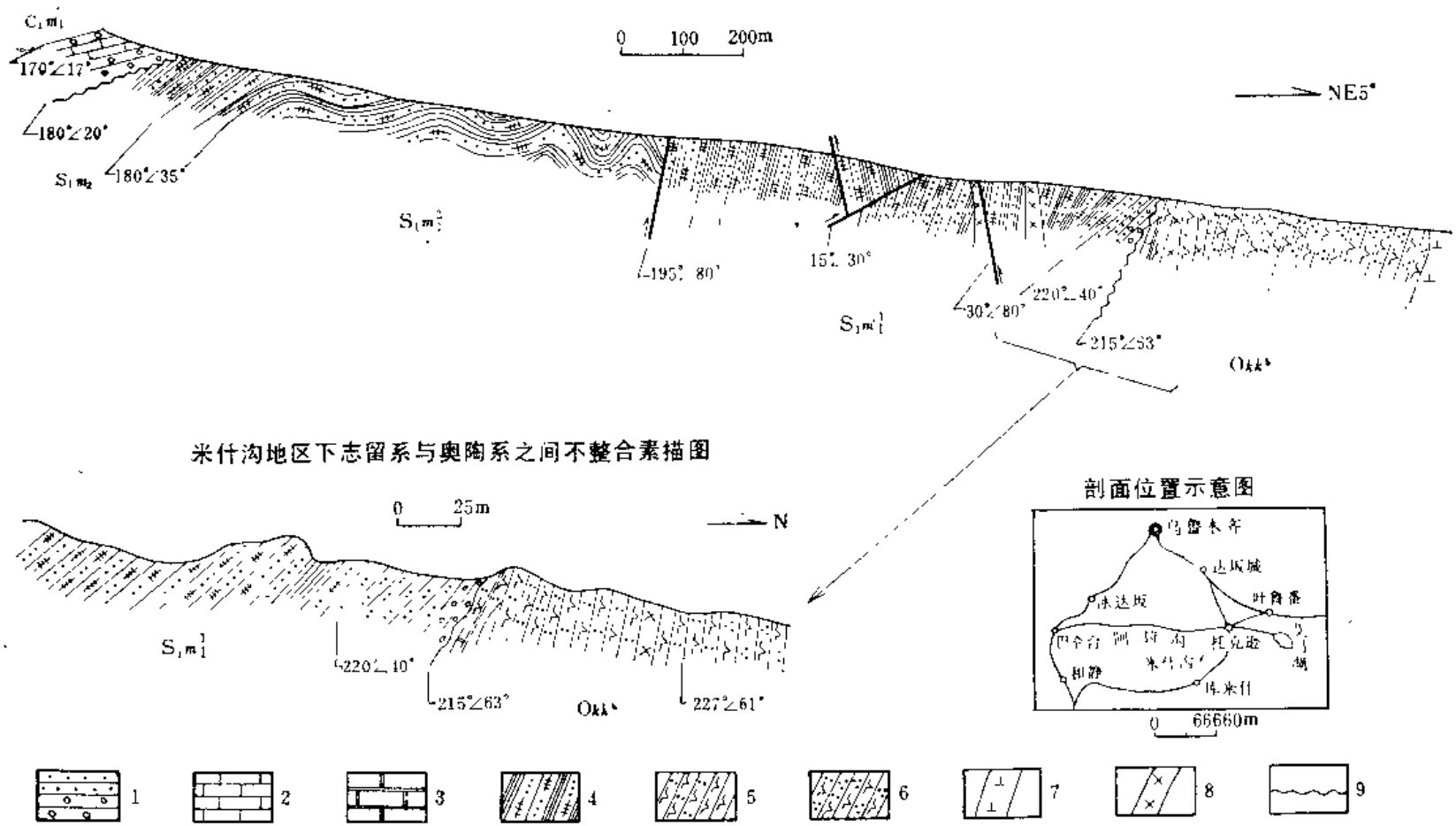


图 1 新疆托克逊地区米什沟上游实测剖面图

Fig. 1 The measured section in the upper reaches of Mish gully in Tuokexun area, Xinjiang

1—砾岩、砂岩；2—灰岩；3—大理岩；4—复成分变质细砂岩、粉沙岩、板岩互层；5—角斑岩、变角斑质凝灰岩；6—石英角斑岩，石英角斑质凝灰岩；7—闪长岩脉；8—辉绿岩脉；9—不整合界线

中部变凝灰岩(绢云绿泥石英片岩)，下部块状石英角斑岩。　　厚 46m

(剖面下部略)

下志留统以 20° 左右的交角覆盖在奥陶系不同层位之上。底砾岩厚薄不等，最厚处达50m组成底砾岩的砾石中含有大量下伏层位的岩石，如火山岩、碧玉岩、含藻大理岩砾石等。不整合面上、下地层的建造性质、变质变形程度等都差异甚大，显然为不同构造环境下的产物，其间必然经历了一次重要的构造热事件。下志留统地层为笔石砂页岩建造，形成于陆源浅海到半深海环境；下伏的奥陶系地层是一套细碧-角斑岩建造，为岛弧环境下形成的火山岩组合。上覆下志留统地层中砂岩未变质，泥质岩仅部分变质为板岩，褶皱平缓，或为不同类型宽缓的不协调褶皱，无透入性面理发育，层间破劈理则多见；下伏地层则普遍遭受低绿片岩相的变质，多为绿泥片岩或绢云片岩，熔岩中绢云母和阳起石等矿物多见，仅少数地段有角闪片岩出现，普遍发育透入性面理及紧闭的等斜褶皱。

三、时　代　讨　论

下志留统米什沟组中含丰富笔石化石，由下而上可划分为5个笔石带（刘洪福等，1988)：

Demirastrites triangulatus　三角半耙笔石带

Demirastrites convolutius　盘旋半耙笔石带

Monograptus sedgwickii　塞氏单笔石带

Spirograptus turriculatus　塔形螺旋笔石带

Monoclimacis griestoniensis　格雷斯顿单棚笔石带

根据上述笔石组合，米什沟组的下部层位可相当于我国华南的龙马溪组、大贵组等。

可可乃克群硅质岩中富含 *Spumellaria*（硅骼虫、泡沫虫）放射虫、海绵骨针、瓶状几丁虫等微体化石。根据国内外资料，放射虫最早见于晚元古宙，第一个繁盛期为奥陶纪。在该组下部的杂砂岩中采得 *Proneotodus*?sp.（原沃尼昂塔牙形刺），这类牙形刺在扬子区见于晚寒武世到早奥陶世；*Balionlodus* cf. *approximatus*（近似波罗的牙形刺）；*Hindeodella* sp.（欣德刺)，后两者在我国常见于下奥陶统亮甲山组和红花园组（刘洪福，1989)。此外，可可乃克群细碧岩获一组钷-钕年龄，时代为 412±56 Ma。

按照上述资料，中天山运动的上限年龄应发生于早志留世前。下限年龄尚不十分确定，但根据已有的化石组合和年龄资料，暂定为奥陶纪应无太大疑问。化石组合主要反映为下奥陶统，有无中、上奥陶统尚无法确定。参考相邻地区的资料，如博罗科努地区有化石依据的中奥陶统楞格勒达坂群中有安山岩喷发（成守德，1985)；原苏联伊克塞湖周边奥陶系中、上统火山活动都比较普遍（见下文)。所以，可可乃克群有可能包括奥陶系上、中、下三统。这样以来中天山运动就是介于早志留世和奥陶纪之间的一次构造运动，也就是说其主幕发生于加里东旋回的中期。

天山及其邻区的加里东旋回通常分作两期❶：中加里东旋回和晚加里东旋回。中加里东旋回在艾比湖地区称艾比湖运动和精河运动。艾比湖运动表现为中奥陶统科克沙依组被

❶ 新疆地矿局第一区测队，1986，新疆大地构造图说明书。

下志留统恰尔尕也组不整合覆盖。科克沙依组在萨尔卡姆斯地区，下部以杂色条带状硅质岩为主，夹硅质粉沙岩及石英岩；上部为暗灰色安山玢岩、晶屑凝灰岩、凝灰砂岩等。在科克沙依一带，下部为安山岩、玄武岩及凝灰熔岩夹硅质岩；上部为凝灰角砾岩、凝灰岩，并向喷发岩过渡。恰尔尕也组则是一套砂砾岩组合，上覆细碧岩与复理石沉积。一般把东准噶尔荒草坡群（O_{1-2}）与考克塞尔盖组（S_3）之间的不整合与艾比湖运动对比。荒草坡群上部为中酸性火山碎屑岩和熔岩，由下而上，火山岩有从中性安山岩向中酸性英安岩的演化趋势。考克塞尔盖组则主要为复理石沉积❶。

精河县以南的奈楞格勒达坂群（O_2）主要由灰黑色块状灰岩组成，含大量珊瑚，底部为角砾状灰岩，与上覆的上奥陶统呼独克达坂群或下志留统尼勒克河组呈不整合接触。这一不整合为新厘定的精河运动❷。

所以艾比湖运动、精河运动在时间上大致与中天山运动相当，更确切地说，相当于中天山运动主幕的时间。

晚加里东运动在天山地区称博罗科努运动❸，表现在博罗科努地区中泥盆统广泛超覆不整合在上志留统或奥陶系之上。在东准噶尔见卓木巴斯套组（D_2^1）不整合覆盖在侵入于中—上志留统（含 *Tuvraelle*）的花岗闪长岩之上；在西准噶尔见库鲁木迪组（D_2）与玛依拉山群（S_{1-2}）不整合（新疆地矿局第一区测队，1986）。中天山的志留系下统为笔石砂页岩建造和含腕足类的砂岩建造，向西到伊犁地区，其上部有火山熔岩产出。中志留统（基夫克组）和上志留统（库茹尔组和博罗科努山组）❹则主要是灰岩、凝灰岩与杂砂岩沉积。全区缺失泥盆系沉积，石炭系以厚层底砾岩不整合于志留系、奥陶系和中、上元古界地层之上。所以晚加里东旋回仍然也是天山地区一次重要的造山运动，但主要表现为隆升，虽然局部地区还有火山活动，但远不如奥陶纪那样普遍和强烈。因此，天山地区的晚加里东造山运动可以看作中天山运动的延续，可作为中天山运动第二幕对待。

加里东运动在南天山地区的表现尚不十分清楚，仅在库车北见科克铁克达坂群（S_{2-3}）不整合于奥陶系之上。科克铁克达坂群由硅质、泥质粉砂岩夹生物碎屑灰岩、玻屑岩屑凝灰岩组成，时代比较确定，而下伏奥陶系由结晶灰岩、泥质粉砂岩、玻屑凝灰岩、砾岩组成，尚无化石依据。志留系和泥盆系则一般表现为连续沉积。

在西邻的吉尔吉斯和哈萨克斯坦境内，天山构造带的划分与我国差异较大，但在与我国毗邻的伊克塞湖地区（Н. А. Афоничев、Н. Г. Власов, 1981）（图 2）奥陶系与上覆地层多为不整合或假整合接触，且大部缺失志留系沉积。这里与可可乃克群类似的细碧-角斑岩建造主要赋存在寒武纪到中奥陶世的地层中。中奥陶世，少数地区在晚奥陶世的地层中安山岩、英安岩的产出比较普遍。这可以 Кепташ-Джумгаль 地区的剖面为代表（Н. А. Афоничев、Н. Г. Власов, 1981）：

D_{1-2}：安山岩、玄武岩、砾岩、砂岩。

O_3^3：砾岩、砂岩。

O_3^{1-2}：安山岩、凝灰岩、层凝灰砂、砂岩。

O_{1-2}：砂岩、粉砂岩、石英斑岩、灰岩、凝灰岩。

---

❶ 新疆地矿局第一区测队，1986，新疆大地构造图说明书。

❷ 新疆地矿局第一区测队，1989，1:20 万精河幅地质图说明书。

❸❹新疆地矿局区调队，1986，新疆大地构造图说明书。

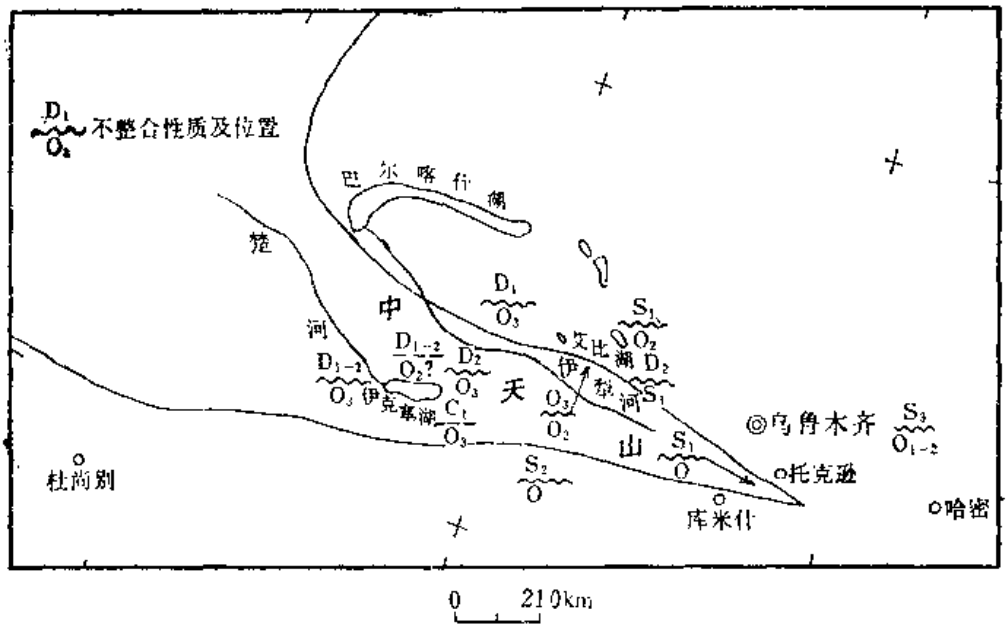


图 2 中天山运动的影响范围

Fig. 2 Sketch showing the affected regions of middle Tianshan Orogeny in space and time

---

$\in_2$—O_1：上部砂岩；下部层凝灰岩、板岩、凝灰岩、灰岩、凝灰角砾岩等。

R_{3-4}(10—6.5 亿年)：灰岩、页岩、石英砂岩。

显然中天山运动亦是天山西段的主要造山运动，其奥陶系与寒武系的火山沉积建造与中天山东段相比变质程度比较轻微，原因是这里的基底固结硬化较早（>1650 Ma），在加里东旋回时期，中天山地区的构造活动状态由西向东增强。

四、中天山运动的性质

前已述及，中天山运动是一次俯冲-碰撞造山运动，主要证据是可可乃克群是一套岛弧火山岩建造，其中可能还包裹着一些洋壳残片，其形成应该与板块的俯冲-消减活动有关。

可可乃克群是一套拉斑玄武岩与细碧-角斑岩组合（图 3），超基性岩主要是蛇纹石化纯橄岩、辉橄岩等，后者以岩脉或岩株形式产出。总的来看，该群地层以杂砂岩为主，火山岩以透镜体形式产出，一般宽数千米，长数千米到数万米，沿走向或倾向被火山碎屑岩或杂砂岩所取代。由于分异程度的差异，各个火山岩透镜体的岩石类型不尽相同。

米什沟岩体分异程度较好，下部为火山角砾岩、集块岩和角砾熔岩，角砾成分为细碧岩、角斑岩、安山岩及碧玉岩，角砾熔岩则以安山质为主。向上以角斑岩为主，夹细碧岩、石英角斑岩与变凝灰岩的互层。细碧岩枕状构造发育，中夹放射虫硅质岩。顶部产含叠层石大理岩。

乌苏通沟、骆驼沟(巴仑台西)、马鞍桥剖面则只有基性岩产出。前两地以发育枕状玄武岩、拉斑玄武岩夹放射虫硅质岩为特征，向上过渡为凝灰岩和杂砂岩，火山岩无明显钠

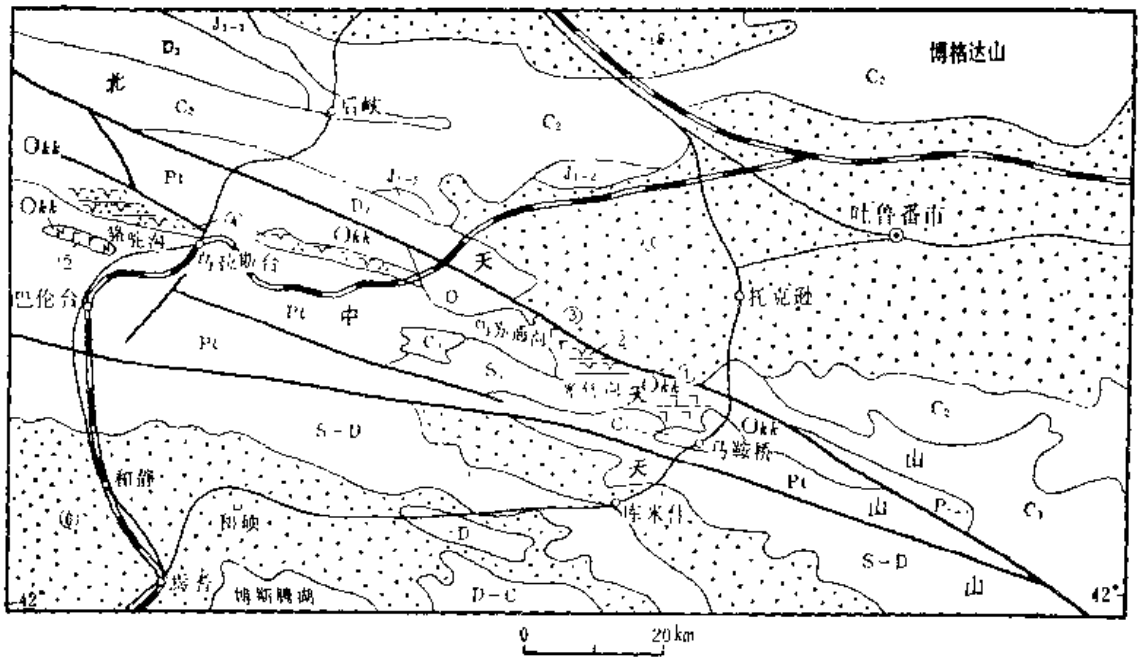


图 3 中天山奥陶系可可乃克群中不同成分火山岩分布图

Fig. 3 Distribution of volcanic rocks in ordovician system kekelack group of the middle Tianshan Mts

①—细碧岩；②—以角斑岩为主夹细碧岩；③—玄武岩；④石英角斑岩；⑤—拉斑玄武岩；⑥—中新生代盆地

化。马鞍桥一地则只发育细碧岩。

乌拉斯台至奎先达坂一线以石英角斑岩为主，构成石英角斑岩、角斑岩、凝灰岩及变砂岩互层，夹薄层大理岩。

各类岩石的化学成分见表 1，均类似于其它地区同类火山岩的平均成分。在各类判别

表 1 可可乃克群平均化学成分表

Table 1 Chemical Composition of the Kekenaike Group

岩石成分 / 产出地区和岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	K_2O/Na_2O
米什沟细碧岩	54.49	0.99	17.11	1.54	5.38	4.14	4.36	5.33	1.65	0.31
马鞍桥细碧岩	49.11	1.96	16.51	2.71	6.85	4.43	5.76	4.52	1.61	0.356
Lehmann 92个细碧岩	49.65	1.30	16.0	3.85	6.08	5.10	6.62	4.29	1.28	0.3
宋叔和平均角斑岩	64.15	1.01	15.55	2.23	2.78	1.47	2.39	6.24	1.39	0.22
米什沟石英角斑岩	69.56	0.44	13.08	2.17	1.46	0.65	2.11	6.79	0.56	0.082
乌拉斯台石英角斑岩	77.09	0.22	11.66	0.29	1.90	0.86	0.60	5.27	0.75	0.142
宋叔和平均石英角斑岩	73.58	0.30	13.27	1.31	0.03	1.24	1.24	5.77	0.81	0.14
米什沟角斑岩	64.59	0.56	15.18	2.30	3.12	1.68	3.19	6.02	1.23	0.204
乌苏通沟变玄武岩	50.57	0.92	13.59	2.74	7.35	8.78	9.21	1.96	1.09	0.368
骆驼沟拉斑玄武岩	47.66	1.86	14.28	3.26	5.85	5.19	11.58	3.09	0.97	0.314

图中❶，投影点均落入钙碱系列或岛弧玄武岩区，仅少数细碧岩或玄武岩落入大洋拉斑玄武岩区，或它与钙碱系列岩石的交界线附近。

稀土总量不高，平均 102.38×10^{-6}；具缓右倾富集型稀土分配型式，重稀土无明显分异；弱负铕异常（$\delta_{Eu}=0.875$）；初始比略高（$^{87}Sr/^{86}Sr=0.7098$），具过渡壳性质；富大离子亲石元素。

本区火山岩地层半数以上为火山碎屑岩，同时有火山角砾岩产出，显然是以喷发活动为主，有别于以水下溢出为主的洋中脊环境；岩石地球化学性质总的表现为岛弧钙碱系列岩石组合，所以中天山作为岛弧构造看待应无多大疑问。有争议的是：其中确实包裹着一些岩石化学与大洋拉斑玄武岩类似的岩层，其中常夹有一般认为属于远洋沉积的放射虫硅质岩，加上沿断裂分布的超镁质岩岩体，一些人就认为中天山火山岩（即可可乃克群）是岛弧蛇绿岩；一些人（如马瑞士，1992）❷把上述岩石看作洋壳残片，认为可可乃克群属于蛇绿混杂岩❸。这里面有理论问题，也有实际工作问题，尚需进一步工作。

细碧-角斑岩的成因尚有争议，本区各个火山岩透镜体（图 3）常以一种岩石类型为主，或为细碧岩、或为角斑岩、或为玄武岩，层序上并不表现为一种岩浆的连续分异过程。钠化的不均匀和不普遍也说明它不是与海水的反应（表现为普遍、均匀），而应与岩浆分异或热液蚀变有关。上述情况说明，可可乃克群火山岩可能是多成因的，并非是一个岩浆房的分异产物，这在我国陆内造山带是常见的。

中天山岛弧构造带的存在说明，中天山运动期间这里曾发生过板块俯冲-碰撞活动，这可能是中天山板块与准噶尔-吐鲁番-哈密板块的归并。晚加里东旋回时期，由于塔里木板块不断由南向北俯冲、消减，中天山一直处于不断隆起状态。直至志留纪中晚期两个板块碰撞，从而形成中天山南缘的中志留统蛇绿岩和中晚志留世双变质带（王作勋、邹继易等，1986；冯益民，1989）（西段），及泥盆纪蛇绿岩❹（东段）。中天山地区在长期隆起之后，于早石炭世早期轴部发生强烈裂谷火山喷发❺。此后，中天山地区继续因南北两侧的陆内俯冲而抬升。

李春昱先生（1983）曾指出：哈萨克斯坦板块可能不如塔里木板块那样古老，它基本形成于古生代，这里蛇绿岩的时代均为晚前寒武纪到寒武纪。实际是在这里奥陶纪仍常有细碧岩类岩石产出，安山岩的喷发更为强烈和普遍。所以中天山运动也是哈萨克斯坦的许多小板块的增长、归并时期。

---

❶❷❸ 车自成等，1989，"巴仑台成矿带地质物探-化探-综合研究及找矿靶区优选"。

❹ 西安地质矿产研究所，1990，天山地区超基性岩与铂矿成矿条件研究报告。

❺ 1992 年在北京大学的发言。

主要参考文献

王作勋、邹继易等，1986，中国天山大地构造演化概述，中国地质科学院地质研究所所刊，No. 15, p 87，地质出版社。

冯益民，1989，新疆北部及其邻区构造格局和迁史，西安地质矿产所所刊，No. 25。

刘洪福、蒋克渝、车自成、韩天儒，1983，中天山中[illegible]克逊县可可乃克地区早志留世地层的发现及其生物群特征，新疆地质，Vol. 6, No. 3。

刘洪福，1989，阿齐克布拉克地区发现早奥[illegible]牙形刺，地质学杂志，Vol. 12, No. 3。

任纪舜、姜春发等，1980，中国大地构造及其演化，P[illegible]，科学出版社。

成守德，1985，新疆天山下古生界，新疆地质，Vol. 3, No. 2。

陈哲夫、梁云海，1985，新疆天山地质构造几个问题的探讨，新疆地质，Vol. 3, No. 2。

李春昱等，1983，亚洲大地构造图说明书，地图出版社。

Н. А. Афоничев, Н. Г. Власов, 1981, Геологическая Карта Казахстана и Средний Азии.

THE ESTABLISHMENT AND GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF THE MID-TIANSHAN TECTOGENESIS

Che Zicheng, Jiang Keyu, Liu Hongfu and *Han Tianru*

(*Department of Geology, Northwest University, Xi'an, P. R. China*)

Abstract

It is well known that the Tianshan Orogeny is the reprsentative of the Hercynian orogeny in China. But the Mid-Tianshan tectogenesis, of which main phase took place between Ordovican Period and early Silurian Epoch, is an Orogeny named for the first time, and it is the result of plate subduction and collision. Because the Mid-Tianshan tectonic belt came into being during this orogeny, so it is named The mid-Tianshan tectogenesis not only produced the framework of the Tianshan tectonic belt, but so strictly controls the postorogenic evolution of the Tianshan tectonic belt.

Key words: Mid-TianShan, Caledonnian Orogeny, Unconformity.

乌鲁木齐南山中石炭统深水相地层的发现及其地质意义❶

刘洪福　车自成　韩天儒　林晋炎

（西北大学地质系）

乌鲁木齐南山的前峡—后峡—红五月桥地区（图1），分布着一套厚度达数千米的碎屑岩、火山碎屑岩、火山岩及碳酸盐岩等岩系。该套岩系变形强烈，变质程度低，部分未变质，地层连续，且出露较为完整。该套地层（东起艾维尔沟，向西可延伸到精河）在北天山地层分区伊林哈比尔干地层小区内广泛分布。这就是为广大地质工作者所熟知的奇尔古斯套群。

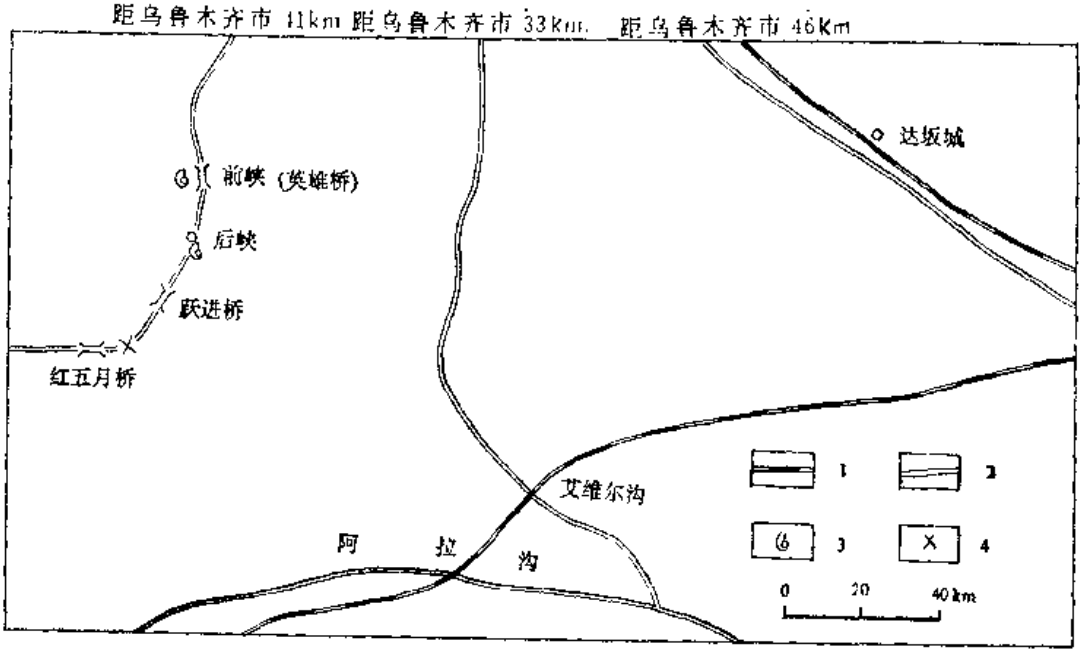


图 1　交通及剖面位置、化石产地略图

Fig. 1　Sketch showing the location of section and fossils as well as traffic

1—铁路；2—公路；3—化石点；4—剖面位置

一、研　究　简　史

近半个世纪以来，由于缺乏充分的生物化石依据，对于奇尔古斯套群的时代归属问题

❶ 该文为“七五”期间国家重点科研项目——加速查明新疆矿产资源综合研究项目的子课题（代号Ⅲ15）成果之一。

存在很大分歧，致使对该群的认识长期处于混乱状态，直接影响着矿产资源的寻找及其对天山构造带演化历史和岩相古地理的重建。

“奇尔古斯套群”于1941年是由瑞典学者诺林（E. Norin）命名的。当时称“奇尔古斯套岩系”，其标准剖面地点在达坂城奇尔古斯套山。这里为一套厚度巨大的碎屑岩和火山岩，其中夹少量灰岩及硅质岩等。当时在无任何生物化石依据的情况下，时代暂定为泥盆纪。这一命名长期以来为广大中、外地质工作者所引用。由于当时条件所限诺林仅做了几条路线地质剖面工作，资料很少，精度也比较差；加之后人对该套岩系的具体命名地点、岩相建造特征及生物化石资料掌握的既不确切，又不全面，因而在引用中难免出现众说纷云、各持己见的局面。各地质学家对奇尔古斯套群的划分，提出了不同的意见：1954年，黄汲清将该套地层划归为早石炭世；1955年，张恽言则将博格达北坡含有 *Marginifera* sp.、*Dictyoclostus* sp.、*Martinia* sp.、*Brachythyina* sp. 及 *Caninia* sp. 化石的一套地层定为奇尔古斯套统；1955年，孔繁文又将该套地层分别解体为寒武—奥陶系、奥陶系、志留系和泥盆系等；1957年，新疆地质局地层队将其改定为泥盆系上统，分别命名为上后峡岩系和下后峡岩系；新疆地质局区域地质测量大队所属各分队，历年来在该区工作时，又将其对比为泥盆系破城子组，进而划分为上、下两个亚组；1965年印制的乌鲁木齐幅（1:20万）地质图（K-45-Ⅳ）将其分别定名为下石炭统奇尔古斯套群和中石炭统别依那满群❶；

特别应该提出的是，1975年，胡树荣等在达坂城以东的马车达坂一带，在原定为中—下石炭统博格达组中发现了较为丰富的腕足类、珊瑚、鳞鳃类及植物化石。经研究认为地层时代应划为晚石炭世，从而控制了奇尔古斯套群的上界。同年，胡树荣等在红五月桥—跃进桥一带，于该群中部灰岩中采集到了珊瑚及大量苔藓虫和部分腕足类化石（未见成果发表）。这一含生物化石的岩系相当于孔繁文所划的寒武—奥陶系及奥陶系的下部；新疆地质局地层队所划的上后峡岩系；区测队所划的破城子组上亚组。胡树荣认为珊瑚化石基本反映了中—晚石炭世的面貌，而纺锤科化石—*Fusulinella* sp. *F. Praecolaniae* 则更进一步说明为中石炭世中晚期。结合马车达坂一带其上为上石炭统不整合所覆的事实，基本可以肯定奇尔古斯套群的上部不超过中石炭统。该群下部厚度巨大的凝灰质碎屑岩、碎屑岩等地层，由于未获得生物化石资料，仅根据区域上的展布情况提供了一些间接依据。其结论是：奇尔古斯套地区既未发育有相当于下统的那套地层的沉积，也未发现不整合的存在，这也间接地说明，奇尔古斯套岩系的下界不超过石炭系中统。胡树荣等的工作为该套岩系的时代划分提供了重要依据。

1981年（西北地区区域地层表，新疆分册），新疆区域地层表编写小组，在总结归纳前人资料的基础上，根据所获得的生物地层资料，又将奇尔古斯套群分别定为中石炭统祁家沟组和前峡组，进而认为其沉积环境分别为浅海、浅海—滨海。

综上所述，随着对该套地层研究程度的不断加深，其时代归属已逐渐明朗。但是，对奇尔古斯套群的生物群面貌、沉积环境及岩相特征等却了解甚少，仍然存在着不同意见。

1988—1990年，我们对本地区奇尔古斯套群又做了较为详细的区域地质调查工作，踏勘了东部的艾维尔沟与西部的独-库公路和前峡—红五月桥剖面，选测了跃进桥—红五

❶ 新疆地质局区域地质测量大队，1965，1:20万乌鲁木齐幅地质图及说明书。

月桥剖面。获得如下主要成果：

1．首次发现了中石炭世较深水相生物群（图版 1），并根据岩性特征、沉积构造和生物群面貌，论证了本区中石炭统主要为浊流沉积产物。其主要的原地生物化石类型有：放射虫、硅质海绵骨针、遗迹化石及少量菊石。韵律状的薄—中层状砂屑灰岩中发育有完好的鲍玛序列（图版 2-9 和图 2）。

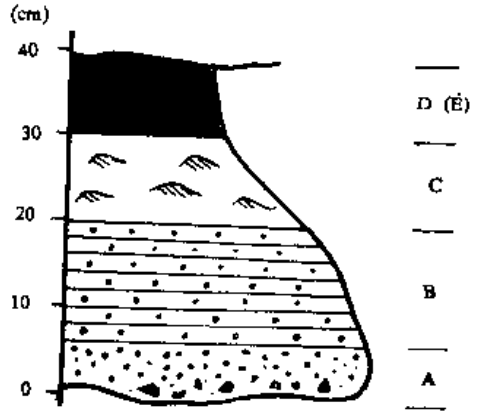


图 2　鲍玛序列野外素描图

Fig. 2　A Sketch of a Baoma Series

A—块状砾屑灰岩；B—平行层理砂屑灰岩；C—沙纹层理粉砂岩；D(E)—水平纹理泥质灰岩、钙质泥岩

2．在中石炭世较深水相地层中发现滑塌堆积。滑塌的岩块为厚层块状生物屑微晶灰岩及灰岩，富含腕足、苔藓虫、珊瑚、海百合茎等浅海相生物化石。这些浅海相岩块分布不连续，呈巨大的透镜体产出，与较深水相泥岩、钙质泥岩和砂屑灰岩呈截切或整合接触。

3．“后峡组”这一岩石地层单位的建立，是用其代表中石炭世晚期伊林哈比尔干地层小区的较深水相地层。该层以含放射虫、硅质海绵骨针、遗迹化石等为特征，并混杂有异地浅海相腕足、珊瑚、苔藓虫、海百合茎等生物化石。其层位可与中石炭统祁家沟组对比。标准剖面位于乌鲁水齐后峡以南约 15 km 处的跃进桥与红五月桥之间。

4．重新对奇尔古斯套群做了厘定，将该群的时代限定为中石炭世，它包括其下部的前峡组和上部拟新建立的后峡组两个岩石地层单位。

中石炭统奇尔古斯套群的基本层序为：

上覆地层		上石炭统？
中石炭统	奇尔古斯套群	断层 后峡组 整合或断层 前峡组 断层
第四系覆盖（未见底）		

前峡组与中石炭统柳树沟组进行对比（表 1）。

表 1 奇尔古斯套群划分对比沿革表

Table 1 Changes of division of the Qiergustaw Group

标准层序		E. Norin 1911	袁复礼 1951	新疆地质局地层队 1957		新疆地质局第二区调队 1960		乌鲁木齐1/20万地质图(k-45-Ⅳ) 1965		胡树荣 1975		新疆地层表 1981		西北大学(本文) 1990		
中石炭统	祁家沟组	泥盆系	奇尔古斯套岩系	下石炭统	上泥盆统	上后峡系		上泥盆统	破城子组	中石炭统	别依那满群	中石炭统	奇尔古斯套群	中石炭统	祁家沟组	后峡组
	柳树沟组					下后峡系									前峡组	

二、剖 面 记 述

为讨论方便，现将跃进桥—红五月桥一带的中石炭统后峡组实测剖面记述如下(图 3)：

上覆地层：上石炭统安山玄武质火山岩

═══断　　层═══

中石炭统后峡组（C_2^1h）　　总厚 550.5m

9．深灰、灰黑色厚层块状生物屑微晶灰岩透镜体，富含海百合茎及双射单轴和五射三轴硅质海绵骨针、有孔虫等。　　厚 106.9m

8．深灰色薄层砂屑灰岩与深灰色薄至极薄层泥质灰岩韵律互层，砂屑灰岩中具鲍玛序列，含丰富的多门类化石，腕足类：*Choristites jigulensis* (Stuckenberg)、*C. paichingiensis* Ozaki、*Phricodothyris rostrata* (Kutorga)、*Elivina tibetana* var. *lata* (Merla)、*Linoproductus cora* (Orbigny)、*Capillispirifer xinjiangensis*、*Stenoscisma gregaria* var. *biplicata* (Ozaki)，珊瑚：*Chaetetes tianshanensis* Wang.、*Amplexus attenuatus* Zheng.、*Caninia* sp.、*Lithostrotionella* sp.、*Lophophyllidium* sp.、*Calocarinophyllum*

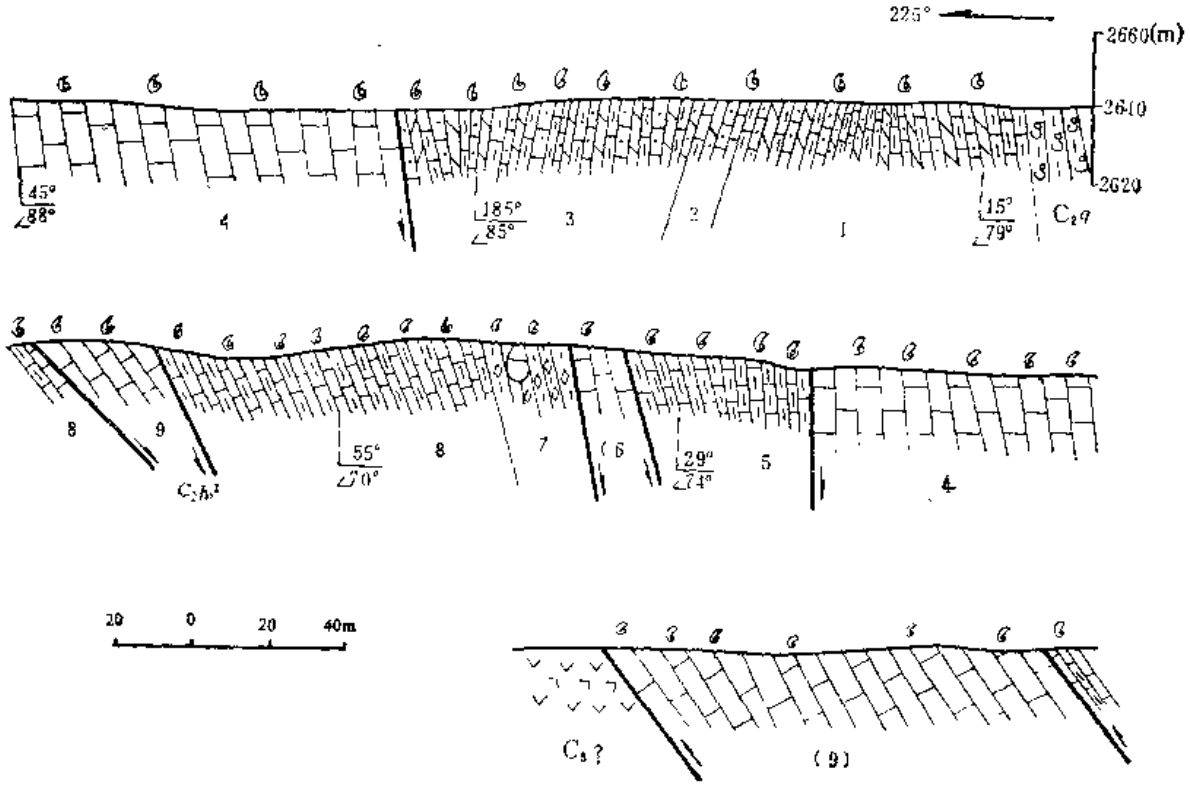


图 3 跃进桥—红五月桥中石炭统后峡组实测剖面图

Fig. 3 A cross-section of Middle Carboniferous Houxia Formation at Yuejinqiao-Hongwuyiqiao

kelamailiense Zheng，遗迹化石：*Brookvalichnus* sp.、*Helicolithus*? sp.、*Cosmorhaphe* sp.、*Spirophycus* sp.、*Helminthopsis* sp.及硅质海绵骨针和放射虫：*Entactinosphaera* sp.、*Ceratoikiscum* sp.、*Entactinia* sp.及 *Tetrentactinia* sp.等。 厚 94.2m

7. 深灰色薄至中层状泥质微晶灰岩，局部夹厚层灰岩透镜体，富含硅质海绵骨针及苔藓虫：*Fenestella* sp.。 厚 17.9m

6. 深灰色厚层块状生物屑微晶灰岩，呈巨大透镜体，富含海百合茎、硅质海绵骨针、海参骨片、腕足：*Choristites* sp.、*Elivina tibetana* var. *lata*(Morla)、*Linoproductus cora* (Orbigny)，珊瑚：*Chaetetes* sp.、*Amplexus attemuatus* Zheng，苔藓虫：*Fenestella* sp.、及有孔虫等化石。 厚 16.3m

5. 深灰、灰黑色薄至中层状泥灰岩和泥质灰岩，含放射虫、硅质海绵骨针、海参骨片、遗迹化石、腕足类、珊瑚及苔藓虫等多门类化石，属种同 8 层。 厚 47.9m

4. 深灰色厚层块状生物屑微晶灰岩，夹少量薄层状泥岩，呈不规则透镜状，其中含丰富的化石：珊瑚：*Lophophyllidium* sp.、*Amplexus attemuatus*、*Calocarinophyllum kelamailiense* Zheng、*Sinopora* sp.，腕足：*Capillispirifer xinjiangensis*、*Choristites jigulensis*、*Stenoscisma gregaris* var. *biplicata* (Ozaki)，苔藓虫：*Fenestella* sp.及大量海百合茎及有孔虫。 厚 133.3m

3. 灰色薄至中层状砂屑灰岩与黑色钙质泥岩、泥质灰岩韵律互层，普遍具正粒序层及鲍玛序列，底部可见冲刷侵蚀现象和下伏地层的角砾，富含化石：遗迹：*Helminthopsis* sp.、*Spirophycus* sp.、*Cosmorhaphe* sp. *Helicolithus* sp.

等，放射虫：*Entactinia* sp.、*Entactinosphaera* sp.、*Tetrentactinia* sp. 及 *Ceratoikiscum* sp. 和硅质海绵骨针，腕足：*Stenoscisma gregaria* var. *biplicata Choristites Paichingensis* Ozaki、*Choristites* sp. 及 *Linoproductus cora* (Orbigny)，珊瑚：*Amplexus* sp. 等。 厚 55.3m

2. 深灰色块状生物屑微晶灰岩夹少量泥岩及泥灰岩，微晶灰岩横向分布不稳定，多为透镜体，富含生物化石，腕足类：*Stenoscisma gregaria* var. *biplicata*、*Choristites* sp.、*Elivina tibetana* var. *lata*、*Capillispirifer xinjiangensis* 等，珊瑚：*Amplexus attenuatus*、*Lophophyllidium* sp. 等，苔藓虫：*Fenestella* sp.，遗迹化石：*Helminthopsis* sp.、*Spirophycus* sp. 等及硅质海绵骨针和大量海百合茎。 厚 9.1m

1. 灰黑、黑色薄层状砂屑灰岩与同色泥质灰岩和钙质泥岩韵律互层，砂屑灰岩单层厚 5～20 厘米，具鲍玛序列，泥质灰岩和泥岩单层厚1～5 厘米，泥质灰岩和泥岩中富含遗迹化石：*Helminthopsis* sp. *Cosmorhaphe* sp.。砂屑灰岩中含放射虫：*Entactinospnaera* sp.、*Entactinia* sp. *Ceratoikiscum* sp.、*Tetrentactinia* sp.，双射单轴和五射三轴硅质海绵骨针等和异地苔藓虫：*Fenestella* sp.。 厚 69.5m

——整　　合——

下伏地层：中石炭统前峡组（C_2q）凝灰质碎屑岩

三、岩石地层

根据岩性特征、变质变形程度、接触关系及生物群特征，我们对原奇尔古斯套群做了重新厘定。该群名称虽然由瑞典学者最早创立，但其含义已与过去截然不同，本无保留之必要。但是，考虑到多年来已为中、外广大地质工作者引用，所以我们认为仍保留原名为宜，然而其时代应限于中石炭世，进而划分为上、下两部分：上部的后峡组（拟新建地层单位）和下部的前峡组，两组之间在区域上呈整合或断层接触。

现将奇尔古斯套群各组的划分依据及主要岩性特征叙述如下。

（一）后峡组（C_2^2h）

该组为本文拟建立的一个新地层单位。其标准剖面位于乌鲁木齐后峡以南约 15 km 处的跃进桥—红五月桥之间。与上覆地层上石炭统（？）为断层接触，与下伏中石炭统前峡组为整合接触。主要岩石类型为薄—中层状砂屑灰岩与泥质灰岩、泥岩互层，韵律清楚，砂屑灰岩多发育鲍玛序列，生物屑微晶灰岩多呈巨大的岩块夹于薄层岩系之中。该组生物化石门类丰富多样。深水与浅水相化石相互混杂，深水相化石有放射虫、海绵骨针、菊石、遗迹化石；浅海相化石主要有腕足类、珊瑚、海百合茎、苔藓虫和有孔虫等。而浅海相化石在岩层中多杂乱排列，显然为碳酸岩台地上的产物，后经滑塌及重力流作用，沿大陆斜坡搬运于深水之中的。厚 550.5m。

综上可见，后峡组无论从岩性特征、生物群组合面貌，还是从沉积环境等方面，均与乌鲁木齐一带中石炭统祁家沟组有着明显的差别，实际上后峡组和祁家沟组为同期异相之产物。故此，我们用新建立的后峡组代表中石炭世晚期伊林哈比尔干地层小区的深水相或较深水相沉积。

（二）前峡组（C_1^1q）

前峡组是引用新疆地层表上的名称，时代为中石炭世早期。在伊林哈比尔干地层小区，前峡组无论是从变形特征、变质程度还是从沉积环境及剖面结构等方面观察分析，与上覆地层后峡组均应为同一地层单位，只是层位靠下而已。该组的岩性主要为凝灰质砂岩、粉砂岩、夹英安岩和霏细岩。本区在该组中多处见有发育完好的鲍玛序列，在前峡英雄桥一带也已分离出来了双射单轴硅质海绵骨针。前人在本区灰岩中所发现的浅海相生物化石——珊瑚、鹦、苔藓虫等，与后峡组面貌类同，仍为从碳酸岩台地搬运于深水之中的产物。这种异地搬运、堆积的现象，在西部的独-库公路更为明显。在那里，该组是由岩性较为单一的凝灰岩、凝灰质砂岩、粉砂岩等的重复出现为特征，韵律性强。另外，还夹有许多砂砾岩透镜体，而在砂砾岩的灰岩团块中产有鹦科化石及经过明显搬运过的珊瑚、腕足类等。据野外观察认为，上述砂砾岩透镜体和灰岩团块也可能是随重力流搬运而来的异地岩块，保存厚度大于4000m。

四、生物群特征及时代

根据目前所获得的多门类生物化石分析研究认为，奇尔古斯套群的时代属中石炭世已无疑问。现将该群后峡组和前峡组生物群及时代分布讨论如下。

（一）前峡组

在前峡组中我们目前所获得的生物化石不多，仅在前峡英雄桥一带发现了少量硅质海绵骨针，不足以说明其时代。但是，前人在本区则已发现了下列化石❶。珊瑚：*Multithecopora urumqiensis*、*M. spinosa*；苔藓虫：*Fenestella* sp.、*Nicklesopora* sp.；另外，在独一库公路及其以西至乌苏林场一带，也发现有下列生物类别：头足类：*Brannerocras* sp.、*Cravenoceras* sp.；珊瑚：*Lophophyllidium* sp.；鹦：*Eostaffella* sp.；腕足：*Neospirifer* sp.、*Productus* sp.、*Echinoconchus* sp.、*Schellwienella* sp.；植物化石：*Mesocalamites* sp.、*Calamites* sp.及孢粉：*Asterocalamotriletes* sp.、*Leiotriletes* sp.、*Cycadofilicitriletes* sp.、*Hymenozonotriletes* sp.。

上述生物化石大部分延续时限较长。其中，腕足类和珊瑚都是石炭—二叠纪的一些常见类型。而鹦、头足类和部分植物化石，则基本反映了中石炭世早期的特征，在我国及欧、美等地的同期地层中均有产出。另外，该组下伏于中石炭世中晚期地层后峡组之下，两组之间均未见有明显的间断，仅在岩性等方面有所差别。在奇尔古斯套山东部，北天山的向斜内存在发育完好的下石炭统地层——小热泉子组和雅满苏组，是一套以厚度巨大的中—基性火山岩和火山碎屑岩为主的地层，其中夹一些酸性熔岩。其上被中石炭统以不整合所覆盖。上、下两套地层中均产有丰富的生物化石。在本区，目前既未发现相当于下统的那套地层的沉积，也未发现不整合的存在，这也间接的说明奇尔古斯套群前峡组的下界不应超过中石炭统（1978，胡树荣）。

（二）后峡组

后峡组中目前在伊林哈比尔干地层小区产有丰富的多门类生物化石，计有下列属种：

❶ 新疆地质局区域地质测量大队，1965，1:20万乌鲁木齐幅地质图及说明书。

1．放射虫：*Entactinosphaera* sp.、*Ceratoikiscum* sp.、*Staurоplegma* sp.、*Entactinia* sp.、*Ectoactinia* sp.、*Spongotripus* sp.、*Spongodiscus* sp.。

2．遗迹化石：*Helminthopsis* sp.（许多不同形态的新种）、*Scalarituba missoariensis* Kindorhook。

3．大量双射单轴和五射三轴海绵骨针及少量菊石。

4．腕足类：*Choristites* sp.、*C. jigulensis*、*C. Paichingensis*、*Phricodothyris rostrata*、*Elivina tibetana* var. *lata*、*Linoproductus cora*、*Stenoscisma gregaria* var. *biplicata* 等。

5．珊瑚：*Chaeletes lianshanensis*、*Amplexus* sp.、*Caninia* sp.、*Lithostrotionella* sp. 等。

6．苔藓虫：*Fenestella* sp. 等。

7．䗴：*Millerella minuta*、*Pseudostaffella* sp. 等及有孔虫化石。

另外，前人在本区还发现了下列化石。珊瑚：*Amplexus* sp.、*Caninia* sp.、*Lophophyllidium* sp.、*Michelinia* sp.、*Lithostrotionella* sp.、*Sinopora* sp.、*Bradyphyllum* sp.、*Lophocarinophyllum* sp.、*Gshelia* sp.、*Amplexocarinia* sp.、*Chaetetes* sp.；䗴：*Fusulinella prorecta*、*F. Praeocolaniae*、*F. adjiuncta* var. *curta*、*Pseudostaffella sphaeroidea*、*P. subquadrata* var. *vozhgalica*、*P. syzranica*、*Ozawainella urumqiensis*、*Fusiella* cf. *praecursor* var. *paraventricosa*、*Profusulinella Prisca*、*P. Prisca* var. *sphaeroidea*、*Schubertella* cf. *lata* var. *elliptica*、*S.* cf. *magna*、*S. obscura*；腕足：*Rhipidomella* sp.、*Choristites* sp.、*Echinoconchus elegans*。

综上所述，后峡组中所含的多门类生物化石，除放射虫、海绵骨针、遗迹、苔藓虫等时限较长，多见于晚古生代或更老和更新的地层中之外，珊瑚和腕足类则反映了中、晚石炭世的面貌。䗴科化石的许多属种能较为确切地指示了中石炭世中晚期的特色，而且，*Fusulinella* 一属则是该期常见的化石之一。它广泛见于世界各地中石炭世中、晚期地层中。因此，后峡组的时代归属于中石炭世中、晚期是无疑的。结合达坂城以东马车达坂一带上石炭统不整合覆于其上的事实，也证实了该组的时代。

五、有关问题的讨论

（一）红五月桥一带的中石炭统后峡组

在红五月桥东侧，分布着一套厚度不大的碳酸盐岩地层，主要岩性为灰、深灰色厚层块状生物屑微晶灰岩及结晶灰岩，厚度不稳定，呈巨大透镜状。由于过去未发现生物化石，仅根据岩性特征将其划为早石炭世，层位与雅满苏组相当。该套岩层与上覆及下伏地层均为断层接触。通过这次野外调查，除发现该套灰岩中含有丰富的海百合茎以外，经切片和药品浸泡处理后，还发现了䗴科化石 *Millerella minuta* Sheng 及苔藓虫：*Fenestella* sp. 及有孔虫、介形类和海参骨片、硅质海绵骨针。岩性特征、生物群面貌及沉积环境和成因均与跃进桥一带的厚层生物屑微晶灰岩一致。上述化石虽然大部分时限较长，但是 *Millerella minuta* 却具有较为重要的时代意义。它广泛分布于我国辽宁太子河流域中石炭统本溪组及河西走廊中石炭统红土洼组中。

根据目前所获得的资料，我们认为：1．该套地层时代应为中石炭世，相当于后峡组的上部地层。由于受红五月桥大断裂的影响，地层保存不完整；2．根据野外观察及生物群面貌，该套碳酸岩呈分布不稳定的透镜状，其中除含有浅海相生物化石外，尚含有丰富的较深水相或深水相硅质海绵骨针等，与跃进桥后峡组中的碳酸岩在成因上是一致的。笔者认为是碳酸岩台地沿大陆斜坡搬运到较深水中的产物。

（二）托克逊艾维尔沟地区的中石炭统后峡组

在托克逊艾维尔沟煤矿南侧的鱼尔沟内，分布着一套厚度不大，四面被断层切割的地层。主要岩性为灰白、灰色薄层状砂岩，灰绿、灰色薄层状砂屑灰岩与灰黑色、翠绿色薄层状泥岩及钙质泥岩韵律互层。砂屑灰岩单层厚5—15 cm，具发育的鲍玛序列。由于以前未发现任何化石，判定时代缺乏依据。1971年编绘了后峡幅1:20万地质图，根据该套地层在区域上的分布特征，将其划为上泥盆统大格尔组第三亚组；1977年，新疆地质局地质研究所编制的1:50万乌鲁木齐幅地质图，又将其笼统地改定为石炭纪。鉴于以上原因，1988—1990年期间我们对该套地层重新进行了野外观察研究。在野外发现了大量较深水相遗迹化石：*Helminthopsis* sp.、*Brookvalichnus* sp.、*Helicolithus* sp.、*Spirophycus* sp. 及 *Cosmorhaphe* sp. 和少量菊石。经室内分析处理，在砂屑灰岩中获得了丰富的放射虫完整个体及硅质海绵骨针。经初步鉴定，主要类型有：*Entactinosphaera* sp.、*Entactinia* sp.、*Staurolegma* sp.、*Spongotripus* sp.、*Spongodiscus* sp.、*Ectoactinia* sp. 等。目前有关中石炭世的放射虫国内还未见报道，国外资料也较少见，对上述化石仅做了初步的研究，大部分为新种，详细研究工作正在进行。上述不同类别的生物化石门类，仍不能准确的确定其时代。1990年我们在跃进桥—红五月桥一带发现了与本区岩性特征、生物群面貌及沉积环境几乎类同的地层——后峡组。如前所述，后峡组中所发现的生物化石为中石炭世中晚期，这也佐证了艾维尔沟地区该套较深水相地层的时代为中石炭世中晚期。由于这两个地区同属于伊林哈比尔干地层小区，因此，应将艾维尔沟的这套地层称后峡组。

（三）关于红五月桥东部的上石炭统（？）

在红五月桥以东，分布着一套火山岩系，主要岩性为：灰、灰绿、褐红、紫红色玄武安山质凝灰岩，火山角砾岩。与上覆上泥盆统和下伏中石炭统后峡组均为断层接触。由于未获得任何生物化石资料，定其时代缺乏依据。目前仅根据该套地层覆于后峡组之上，而后峡组本身又含有中石炭统中晚期的生物化石，故而暂将该套火山岩系归于晚石炭世。留待以后做进一步研究。

六、沉积环境的探讨

在北天山地层分区伊林哈比尔干小区，广泛出露的中石炭统后峡组中，不但含有丰富的较深水相或深水相生物化石，而且还产有多种类型的浅海相底栖化石，相互混生。浅海相底栖化石多杂乱分布在岩层之中。由于未发现较深水相或深水相生物化石，仅能根据厚层灰岩中所含的珊瑚、腕足类、苔藓虫、海百合茎、鲢等化石，将该套地层的沉积环境定为浅海（新疆维吾尔自治区区域地层表编写组，1981）。我们通过野外和室内观察研究，认为本区的后峡组是一套以浊积岩为特征的半深海到深海的重力流沉积，其证据如下：

1．本区后峡组中所发现的大量遗迹化石：*Helminthopsis*、*Helicolithus*、*Spirophycus*、*Cosmorhaphe* 及 *Brookvalichnus* 等，为复理石相中典型的食泥迹，在世界各地古生代或中新生代较深水相（Nereites 相）的复理石沉积中多见。这些遗迹化石为食泥动物沿海底层系食泥采掘形成的觅食迹。因此，沿岩层界面之间形成了各种系统而有规律的雕饰图案形遗迹，有蛇曲形、螺旋形等。表现了食泥动物在无天敌的安静深水环境内的各种觅食方式。

2．本组中含有较为丰富的漂浮生物——放射虫及硅质海绵骨针，但缺乏原地的底栖浅海相生物。因而，推测应为较深水相或深水相的生物标志。

3．沈积岩韵律性明显，鲍玛序列发育完好，未见到明显的波浪改造，缺乏浅水构造标志（图版 2-9、图 2）。

当然，与上述较深水相或深水相遗迹化石和放射虫、硅质海绵骨针“混生”的还有许多浅海相化石——珊瑚、腕足类、苔藓虫、海百合茎等。这些生物化石，多杂乱的保存于岩层之中，反映了它们是在固结成岩之前因突发事件的触发随同重力流顺大陆斜坡搬运到深水之中的异地产物。

应该提及的是，中石灰统前峡组，前人是根据已发现的生物化石——腕足类、珊瑚、苔藓虫、鲢、植物等，认为是浅海-滨海相沉积。我们通过野外观察和室内的分析研究，不但在英雄桥一带分离出硅质海绵骨针（双射单轴针），还在南山口、英雄桥、后峡及冰川站等地，沿公路多处发现了复理石沉积，并发育有鲍玛序列。从该组的岩石整体结构来看，除了因物源不同造成差异外，在环境及沉积机理上与后峡组并无大的差别。因此，我们初步认为：前峡组与后峡组类同，仍为较深水相或深水相沉积。

鸣　　谢

参加野外工作的还有我系工程师王建其，硕士生罗金海和 87 级学生陈宏、李炯、贾云超。初稿完成后，先后由陈润业、梅志超教授做了认真修改，并提出了许多具体的宝贵建议。李立宏同志承担标本的照相工作。在此，笔者表示衷心的感谢。

DISCOVERY OF THE ABYSSAL SEDIMENTARY ROCKS OF THE MIDDLE CARBONIFEROUS IN SOUTH MOUNTAIN OF URUMQI, XINJIANG AND THEIR GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

Liu Hongfu, Che Zicheng, Han Tianru and *Lin Jinyan*

(*Department of Geology, Northwest University*)

Abstract

This paper proceed with deeper going study for Qiergustaw group in South Mountain of Urumqi, Xinjiang. According to fossl assemblage found, the age of Qiergustaw group is considerd to be Middle Carboniferous and was deposited in deep-water. We have mainly obtained the results as follow:

1. We have found first the fauna of abyssal facies, such as Radiolarians, Silic-Spongia spicules, trace fossils and a few Ammonites. According to the characteristic of the lithofacies and the sedimentary structure. Middle Carboniferous in this region have been proved to be the abyssal turbidite.

2. The neritic olistostromes have been discovered amid deep-water sedimentary rocks of Middle Carboniforous, the olistostromes consist mainly of thick-bedded biolithites that contain a lot of fossils of neritic facies.

3. Houxia formation have been established at this region, it will represent the strata of abyssal facies of the late Middle Carboniferous;

4. The previous Qiergustaw group has been limited by the age, the age of this group stipulates for Middle Carboniferous. It includes the newly establisheb Qianxia formation, and Houxia formation.

The discovery of the fauna of deep-water facies in South Mountain of Urumqi not only provides precise proof for the settlement of the problem about the time of Qiergustao group, but also of great significance to evaluate the prospects of ore-bearing strata and understand the history of geological evolution and tectonic properties of Tianshan Mountain of China.

图 版 说 明

标本均存于西北大学地质系。

图 版 1

1　网络苔藓虫（未定种）*Fenestella* sp.

标本纵风化面，×3；产地及层位：乌鲁木齐后峡，中石炭统后峡组。

2、3　薄隔晓包珊瑚 *Amplexus attenuatus* Zheng, 1983

2. 标本横切薄片，×2.3，3. 标本纵切薄片，×3；产地及层位：同上。

4　顶柱珊瑚（未定种）*Lophophyllidium* sp.

标本横切薄片，×2.3；产地及层位：同上。

5　克拉麦里脊板美珊瑚 *Calocarinophyllum kelamailiense* Zheng, 1983

标本横切薄片，×3，产地及层位：同上。

6、7　柏井咱贝 *Choristites patchingensis* Ozaki

6. 腹视，×1.8；7. 背视，×1.8；产地及层位：同上。

8　叶古咱贝 *Choristites jugulensis* (Stuckenberg)

腹视；×1.7；产地及层位：同上。

9、10　钩喙纹窗贝 *Phricodothyris rostrata* (Kutorga)

9. 腹视，×2.4；10. 背视，×2.4；产地及层位：同上。

图 版 2

1、2　布鲁克瓦里迹（未定种）*Brookvalichnus* sp.

分别×1.5、×0.9；产地及层位：同上。

3　盘旋迹？（未定种）*Helicolithus*? sp.

×1；产地及层位：同上。

4　丽线迹（未定种）*Cosmorhaphe* sp.

×1/4；产地及层位：同上。

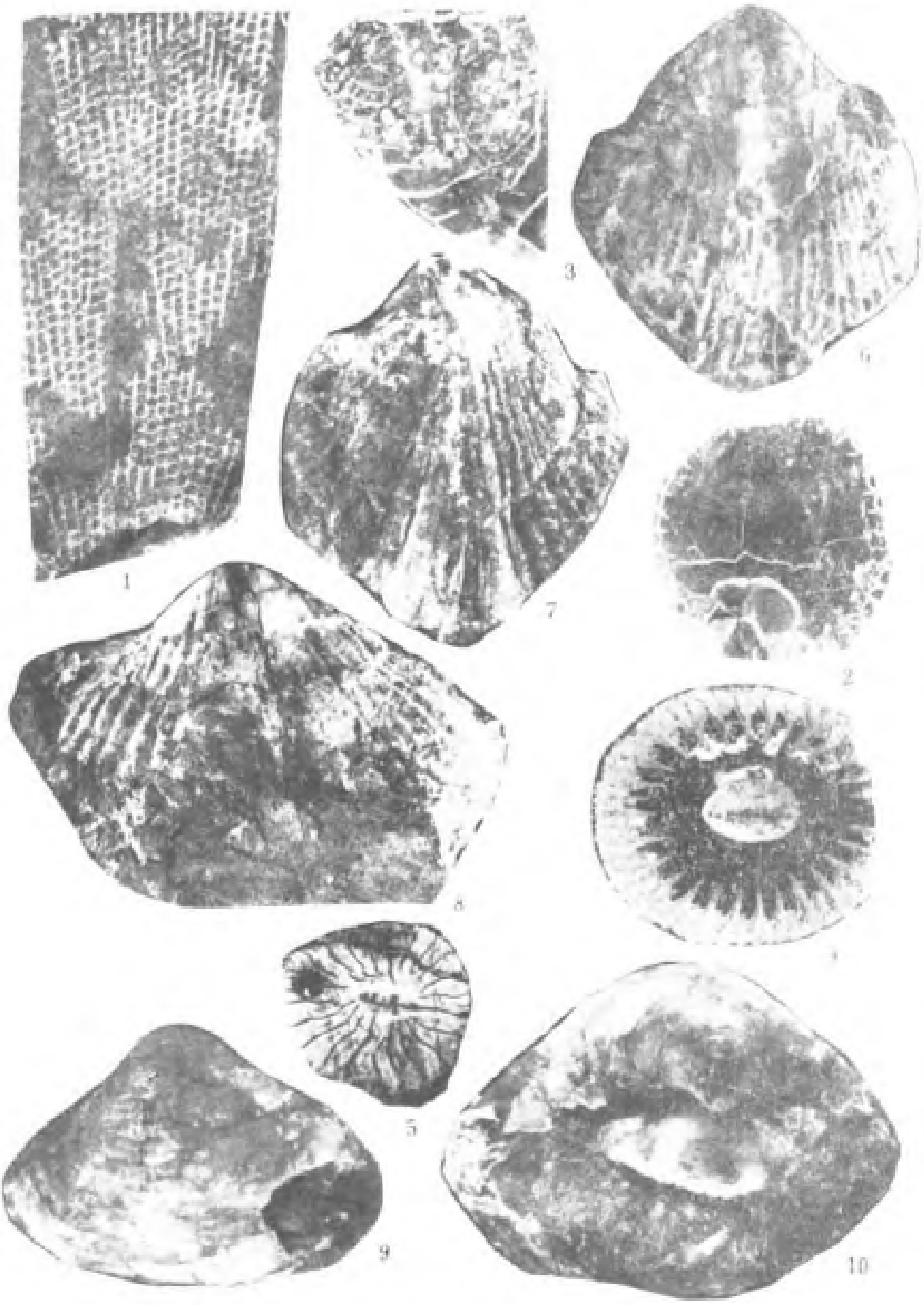
5、6　拟蠕形迹（未定种）*Helminthopsis* sp.

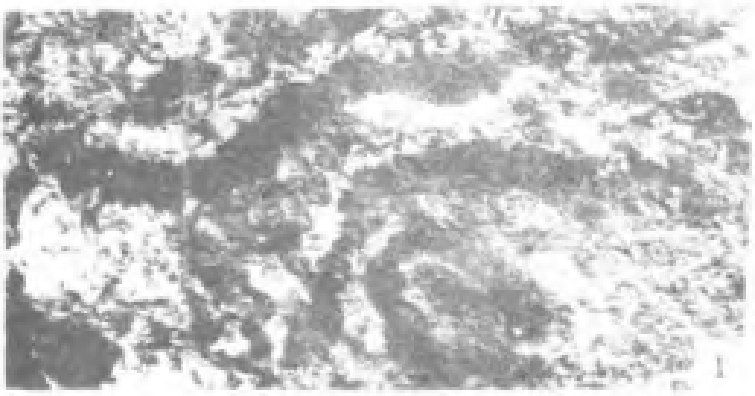
分别×1.4、1；产地及层位：新疆托克逊艾维尔沟、乌鲁木齐后峡，中石炭统后峡组。

7、8　螺旋迹（未定种）*Spirophycus* sp.

分别×1.4、×1.7；产地及层位：同上。

9　鲍玛序列，×1/2；产地及层位：同上。





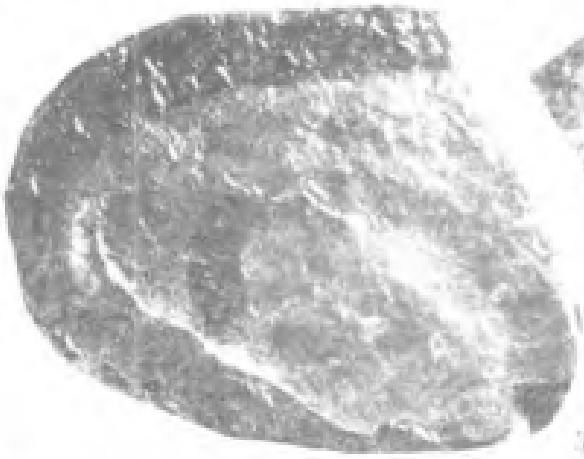
1



2

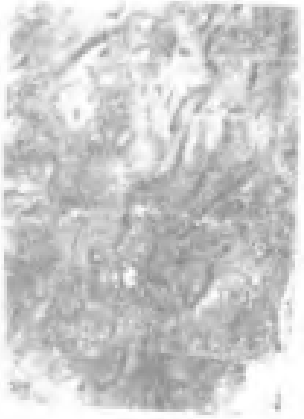


3

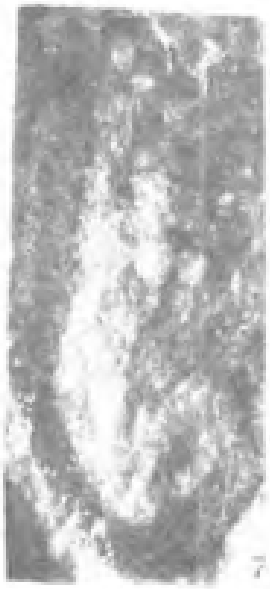




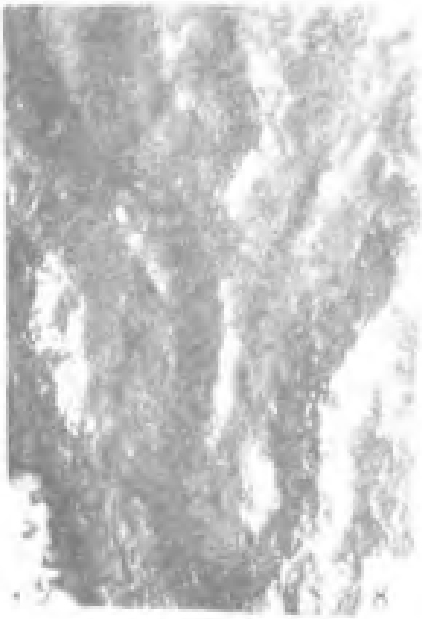
4



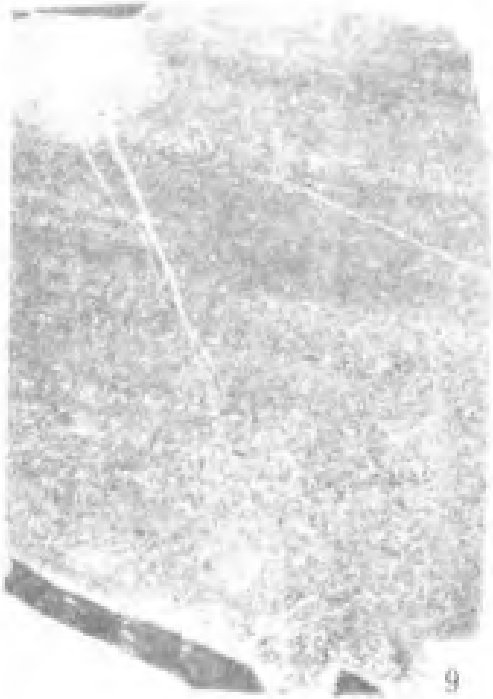
5



7



8



9

区域化探中若干问题的探讨

林关玲　　查仁荣

（新疆工学院地质系）

国家305项目办公室在“七五”期间完成了数十万平方公里的区域地球化学勘查研究工作，积累了大量的地球化学资料。随着区域化探工作的不断深入，对所获得的资料进行理论上的深入研究或探讨，不断提高地质找矿效果已成为当务之急。本文对岩性异常、矿床分散流异常的组份和地球化学异常的圈定等主要问题进行了初步研究。

一、岩性异常的基本特征

（一）岩性异常的圈定

一般情况下，在1:20万图幅中分布着不同时代的地层和不同的岩石类型。有些图幅中地层和岩石类型较为复杂，元古代、古生代、中生代和新生代的地层均有分布；岩石类型从超基性岩、基性岩到酸性岩都有出露。在不同图幅中，不同岩石类型的分布范围和空间分布特征是错纵复杂、各具特征的。

通常认为，1:20万图幅中元素含量的概率分布大多服从于对数正态分布，异常下限的圈定一般以 $\log T=\log\bar{x}+2\log\sigma$ 为标准（谢学锦，1982）。由于图幅中有多种地质体分布，每种地质体都具有各自的元素含量的概率分布特征和含量区间，因此区域化探中全图幅元素含量的概率分布实际上是多重总体在表生地球化学作用下的混合分布。通常在一幅图中，根据混合分布的特征参数确定一个异常下限。当某一岩石中的一些元素的平均含量大于异常下限时，这些元素就可以被圈定为异常，这些异常通常被称为岩性异常。例如：1:20万克拉玛依幅❶主要岩石类型有石炭系的凝灰质砂岩、砂岩、流纹岩、英安斑岩，二叠系的砾岩、砂岩，侏罗系的泥岩、砂岩、英安玢岩，白垩系的泥岩、砂岩，第三系的硅质岩；岩浆岩有海西中期的花岗岩、花岗闪长岩，海西期的超基性岩。元素含量除了超基性岩中铬的平均含量高达 891×10^{-6} 外，其余岩石类型铬的平均含量范围为 $29—72\times10^{-6}$，一般以 30×10^{-6} 左右为主。全图幅水系沉积物铬的平均含量为 50×10^{-6}（即背景值），异常下限为 80×10^{-6}，可见超基性岩中铬的平均含量明显高于异常下限。因此沿深大断裂断续分布的超基性岩地段圈出了铬的岩性异常，相应地镍、钴、镁等元素的岩性异常也很清晰。

据对新疆区域勘查地球化学研究成果的分析，1:20万图幅内单元素异常通常有数百个，有些图幅则大于一千个。而与矿化作用有关的异常通常不足1%。可见区域化探中圈出的异常大部分是岩性异常，矿化作用引起的异常较少，此外还有一些样品加工污染，样

❶ 据左都明等，1988年资料。

品分析误差、采样误差引起的异常，表生地球化学作用引起的异常和人类活动引起的异常等。

（二）岩性异常的基本特征

岩性异常的特征主要表现在异常元素、异常面积和异常强度3个方面。

岩性异常的元素主要是指某些岩石中元素的含量高于异常下限并与矿化作用无关的那些元素。岩性异常的分布范围一般与相应岩石类型的分布范围吻合较好。例：托里幅沿玛依勒-巴尔勒克深断裂和达尔布特深断裂呈断续分布的超基性岩地段具有典型的铬、镍、钒、镁等元素的串珠状异常分布❶。大多数情况下，岩性综合异常的元素相对较少，通常少于5个。

由各种类型岩石所引起的岩性异常往往对应于相应岩石的分布范围，其面积大的可达几百至几千平方公里，小的也有几至几十平方公里。在1:20万图幅内大多为十几至几十平方公里。相对而言，岩性异常面积一般要比矿异常面积大。

由岩石中相对富集的元素所引起的地球化学异常强度大多较低，一般低于2倍异常下限，并以1—1.5倍的异常含量为主。也有少数岩性异常强度较高，如东准噶尔花岗岩地区锡的岩屑地球化学异常平均含量为4.7×10^{-6}，而含锡黑云母花岗岩的岩屑地球化学异常含量高达20×10^{-6}。

综上所述，岩性异常具有异常元素少，异常面积相对较大，异常衬度低等特征。

（三）岩性异常的找矿意义

具有找矿意义的岩性异常主要有两种，即大面积岩性异常和中小面积的岩性异常。

大面积岩性异常也就是地球化学省，面积可达数千乃至上万平方公里，主要反映于地壳某一块段内一种或几种元素在不同类型岩石中普遍较高，可以提供足够的成矿物质❷。在地球化学省内往往有大、中型矿床分布，如赞比亚的铜地球化学省，面积达20720km²的水系沉积物地球化学异常（异常下限为20×10^{-6}）。赞比亚重要的铜矿床大多位于该铜地球化学省内。我国华南的锡钨地球化学省有著名的大厂，个旧锡矿床。国家305科技攻关项目——“区域勘查地球化学研究”中发现了锡多金属成矿带（相当于锡地球化学省），面积约2000km²，主要与花岗岩类分布有关。目前已发现两处中型锡砷矿床、锡矿床、小型铜银矿床一处、金矿点两处、锡矿点一处❸。

中小型岩性异常面积一般为几至几十平方公里。一般情况下，如果某一类型岩石元素的平均含量高于同类岩石的地区丰度和地壳丰度，则该岩石类型在该地区的成矿概率较高。反之，则成矿概率较低。实际工作中不少矿异常位于岩性异常之中，相当于中、高浓集中心，在区域化探中习惯上将其统称为矿异常。例：东准噶尔锡地球化学省，一般花岗岩锡的平均含量为3.6×10^{-6}，高于花岗岩的地壳丰度3×10^{-6}，而该地球化学省内的钾质黑云母花岗岩中锡的平均含量高达16×10^{-6}，通常，锡矿床就产于该类岩体中。因此，只要圈定出钾质黑云母花岗岩的岩性异常，找到锡矿床的概率就比较高。如在锡地球化学省内与钾质黑云母花岗岩有关的AR-11锡多元素综合异常面积约60 km²，找到了一个中型锡矿床。

---

❶ 据李正永等，1988年资料。

❷ 据吴锡生，1990年资料。

❸ 据杜佩轩，1991年资料。

应该指出的是，在区域化探中，大部分岩性异常与矿无关。

二、水系沉积物地球化学异常的特征

（一）水系沉积物地球化学异常的自然混合特征

在新疆干旱荒漠景观条件下（区域化探全国扫面工作若干规定，1985），汇水盆地内的各种地质体，如：矿体及其围岩，构造破碎带和各种岩石、岩脉的风化产物主要在重力作用，水的冲刷作用和风力作用下都可以被搬运进入水系，并进一步沿水系迁移与沉积。元素的迁移方式主要是机械分散，而水成分散和生物分散很微弱。干旱荒漠区的中、低山、丘陵区的水系大多是沿流水线的砂沟和干谷，水系沉积物大部分是岩石和矿物的碎屑，粘土较少。

水系沉积物实际上是在一定地球化学景观条件下，汇水盆地内各种地质体风化产物的自然混合物（江远达、查仁荣，1990）。各种地质体中相对富集的元素和表生地球化学作用过程中富集的元素，在水系沉积物中互相混合所形成的水系沉积物地球化学异常，同样也具有自然混合特征，这一点与矿床原生晕有根本区别。

（二）矿床分散流异常的组份

一般情况下，在水系沉积物地球化学异常范围内发现的矿床，异常中的主要元素即为成矿元素。习惯上将成矿元素与其在空间上具有一定关系的元素所组成的多元素综合异常，称为矿床分散流异常。由于水系沉积物异常具有自然混合特征，矿床分散流异常的元素组份可以由成矿元素及其伴生元素和矿床围岩、矿床范围内的脉岩中相对富集的元素组成。围岩和脉岩种类越多、其富集元素越多，则矿床分散流异常组份越复杂（查仁荣等，1992），见表1。

由表1可见，矿床分散流异常元素组份中除成矿元素及其伴生元素基本上与矿床中富

表 1　水系沉积物地球化学异常元素来源分析

Table 1　Source analysis of geochemical anomalies element in fluvial sediments

双泉银铅锌多金属矿	矿床	Pb	Ag	Zn	Au	Be	Cu	Sn	Mn	B	Cd	V	Co	Ni		
	分散流	Ag	Pb	Zn	Be	Cu	Mn	Cd	Au	Sn	V	W	Hg	Ti	Cr	Ni
	围岩	W	Au	Mo	Pb	Zn	Cu	Sn	Cr	V	Mn	Ti	Sr	Ba	Ag	Ni
金窝子金矿	矿床	Au	As	Pb	Zn	Ag	Hg	Cu	Sb	Sn						
	分散流	Au	Ni	Mo	As	Ag	Cr	Hg	Cd	Cu						
	围岩	As	Zn	Au	Ba	Co	Bi	B	Mn	Ti	Pb	V	Ni	Cd		
小白石头钨矿	矿床	W	Sn	Bi	Mo	Zn	S	Pb	F	Cu	As	Mn	Be	Rb	Ag	
	分散流	W	Mo	Cu	Sn	Ag	Be	Mn								
	围岩	Bi	As	Rb	Pb	Mo	Cu	Sn	Be							

注：矿床和围岩中富集元素按富集程度由大到小排列。

分散流元素按NAP值由大到小排列。NAP = 衬度×面积。

主要参考资料据赵殿甲等，1989年。

集元素相同外，还加入了一定数量的岩性元素。现以双泉银、铅锌多金属矿、金窝子金矿和小白石头钨矿为例，对矿床分散流异常中混入岩性异常元素的特点剖析如下：

双泉银铅锌多金属矿的围岩有花岗闪长岩、闪长岩和花岗岩脉，花岗斑岩脉，矿床范围内还有基性岩脉。矿区内次级断裂构造和构造裂隙非常发育，8条编号的破碎带内具有与矿床相同的矿化特征。

由表1可见，双泉银铅锌多金属矿富集元素为：Ag、Pb、Zn、Au、Be、Cu、Sn、Mn、B、Cd、V、Co、Ni等。除Co和B在矿床中富集程度不高，而在矿床围岩中含量较低未形成异常外，其余富集元素都形成了分散流异常。矿床分散流异常中V、W、Hg、Ti、Cr和Ni等异常元素还来自不同岩性（查仁荣等，1992）。其中W和Ti主要来自矿床围岩花岗闪长岩，V和Ni来自闪长岩和矿床，Hg来自构造破碎带，Cr、V和Mn来自基性岩脉和构造破碎带。矿床分散流异常元素多于矿床富集元素，这在区域化探中是罕见的。由于矿床具多种围岩，这些围岩岩性差异不大，富集元素大致相似，当某种围岩中的一些元素的富集程度明显地高于其它围岩时，在总体上反映出异常物质总量多，异常元素也多。其次是构造破碎带内矿化特征与矿床相同，并且具有一定规模，这就增加了异常物质的来源。

对双泉矿区内主要地质体作Q型聚类分析（图1、表2），在相关系数为0.334的相似性水平上将表2中地质体分为两组。矿床、破碎带、分散流异常、花岗闪长岩和斑状花岗岩为一组，主要反映矿区内的矿化特征。尤其是前三种地质体，具有相似性较高的矿化作用的地球化学标志。花岗闪长岩是矿床的主要矿源岩。该组中矿床分散流异常与矿床间的相似性最好，反映了矿区内各种地质体的风化产物在自然混合过程中，为与成矿作用有关的地质体提供了足够的成矿物质，使分散流异常较好地保存了地球化学组合特征。另一组为闪长岩、花岗岩和基性岩脉，主要是矿床的围岩。

金窝子金矿床产于黑云花岗闪长岩中，由148条含金石英脉组成。岩体中辉绿岩脉发育，与含金石英脉互相穿插。岩体的南部围岩为粗岩屑沉凝灰岩、凝灰质砂砾岩，北部围

表2 双泉矿区Q型聚类分析原始数据

Table 2 Primary data of Q-type cluster analysis in Shuangquan mining area

元素 \ 地质体	分散流[1] X_1	矿床(3) X_2	花岗闪长岩(1) X_3	斑状花岗岩(1) X_4	闪长岩(6) X_5	花岗岩(11) X_6	基性岩脉(1) X_7	破碎带(8) X_8
Ag	0.1	18	0.18	0.20	0.21	0.26	0.24	18
Pb	579	3300	45	39	86	103	96	1492
Zn	512	3500	85	93	111	81	204	2875
Au	7.4	72	1.1	3.1	17	63	8	12
Cu	86	986	73	2	37	30	42	137
Sn	21	52	2.6	7	5.2	4.7	3	33
Mn	1374	4058	816	721	873	634	1174	3157
Ni	27	49	18	16	43	41	167	66

注：单位：Au为 $\times 10^{-9}$，其余为 $\times 10^{-6}$。括号内数字为样品数。

① 甘肃省有色地质勘探公司五队，1985年资料。其它数据：王建业、刘鸾玲、曹正中，星星峡金和多金属成矿带区域矿产研究，国家305项目办，1989年资料。

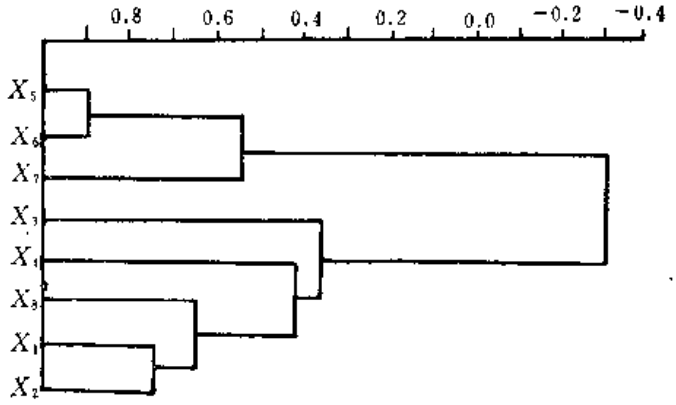


图 1　双泉矿区Q型聚类分析谱系图（一次连结）

Fig. 1　Pedigree map of Q-type cluster analyses in Shuangquan, mining area

岩为硅质条带状灰岩，页岩、板岩。矿区内含砾粗砂岩、砂岩分布范围较广。

金窝子金矿床富集元素为金、砷、铅、锌、银、汞、铜、锑、锡等，其中只有5个元素金、砷、银、铜、汞形成了矿床分散流异常。分散流异常中镍、钼、铬、镉等异常元素是来自矿床周围岩石中的富集元素。由于含金石英脉规模相对较小(相对其它矿床类型)，在矿床中富集程度不高，而在周围岩石中含量又较低的元素在水系沉积物的自然混合过程中很快被稀释而不能形成异常。周围岩石中富集程度相对较高的元素，由于岩石总体规模大，金属总量高，故能形成分散流异常，如镍、钼、铬、镉等。尽管矿床中汞的富集程度不很高，岩石中汞含量较低，但矿区内构造裂隙发育部位和矿体产出部位汞含量较高，所以形成了分散流异常。

对金窝子矿区内主要地质体作Q型聚类分析表明(图2、表3)，在距离系数为0.091的相似性水平上可分为3组：第一组分散流异常周围岩石有黑云母花岗闪长岩、粗岩屑沉凝灰岩、页岩、板岩、硅质条带灰岩、辉绿岩脉等。它主要反映了岩体及其围岩中富集程度

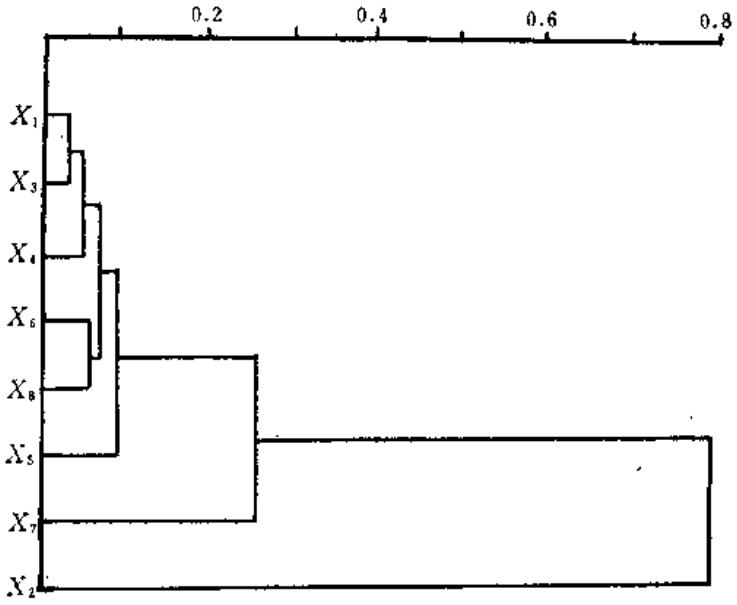


图 2　金窝子矿区Q型聚类分析谱系图（一次连结）

Fig. 2　Pedigree map of Q-type cluster analysis in JinWoZi mining area

表 3　金窝子矿区 Q 型聚类分析原始数据

Table 3　Primary data of Q-type cluster analysis in mining area JinWoZi

地质体 元素	分散流[1] X_1	矿床[2] (8) X	黑云母花岗闪长岩 (23) X_4	粗岩屑沉凝灰岩 (22) X_5	硅质条带灰岩 (5) X_3	页岩、板岩 (8) X_6	含砾粗砂岩、砂岩 X_7	辉绿岩脉 (8) X_8
Au	77	5180	3	20.4	3.3	1.7	4.3	4.0
As	15	346	15	16	1.3	1.5	2.1	2.1
Ag	110	6100	60	170	2200	50	160	50
Cu	87	206	25	57	21	35	10	38
Hg_2	2	180	3	5.5	3.3	2.3	2.6	2.2
Pb	18	1181	25	28	31	24	15	17
Zn	76	1549	89	61	29	93	29	71
Ni	38	37	41	24	21	54	15	47

注：单位：Au、Ag、Hg_2 为 $\times 10^{-9}$，其余为 $\times 10^{-6}$，括号内数字为样品数。

① 王学彦等，星星峡北半幅区域化探报告，1989年。

② 甘肃冶金地质公司五队，金窝子矿区汞气测量报告，1985 年；其余数据：栾继深等，新疆哈密金窝子矿区金矿床成矿成晕地球化学模式研究，国家 305 项目办，1987年。

较高的元素形成的分散流异常。矿床总体规模相对较小，成矿物质被周围岩石风化产物稀释作用较明显，使形成分散流异常的元素含量特征倾向于周围岩石，故划为一组；另外两组是矿床和含砾粗砂岩、砂岩。由于矿床中成矿元素含量高，而含砾粗砂岩、砂岩中元素含量普遍较低，所以它们之间和与其它地质体之间的“距离”较大而各为一组。

小白石头钨矿产于黑云母花岗岩和大理岩的接触带，矿区内有规模较小的闪长岩体。矿床富集元素有钨、锡、铋、钼、锌、硫、铅、氟、铜、砷、锰、铍、铷和银等。矿床中富集程度高的元素如钨、锡、钼形成了分散流异常。虽然在矿床中富集程度较低的元素，而在黑云母花岗岩、闪长岩中是富集的元素，如铜、银、铍、锰等也形成了分散流异常。

对矿区内地质体作 Q 型聚类分析（图 3 、表 4 ），在距离系数为 0.235 的相似性水平上，将矿区内的地质体分为三组：分散流异常、黑云母花岗岩和闪长岩被划分为一组。它反映了黑云母花岗岩、闪长岩与矿床具有相同的富集元素，分散流异常的物质主要来自矿

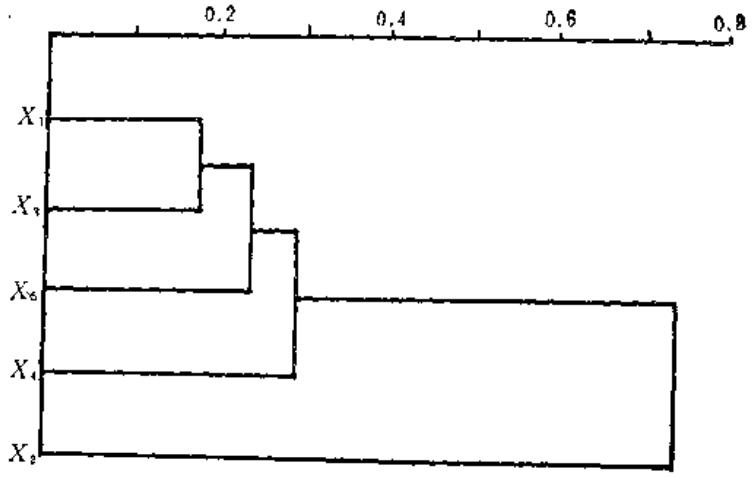


图 3　小白石头矿区 Q 型聚类分析谱系图（一次连结）

Fig. 3　Pedigree map of Q-type cluster analysis in mining area of Xiaobaishitou

表 4 小白石头钨矿区 Q 型聚类分析原始数据

Table 4 Primary data of Q-type cluster analysis in mining area of Xi, aobaishitou

元素 \ 地质体	分散流 ① X_1	矿床 (2) X_2	黑云母花岗岩 (4) X_3	大理岩(1) X_4	闪长岩(1) X_5
W	28.1	909	2.5	2.0	2.0
Mo	8.2	32	6.1	3.0	2.0
Cu	60	165	39	21	45
Sn	12.6	59.8	2.8	0.5	2.6
Ag	0.19	0.32	0.17	0.18	0.10
Be	2.4	6.2	2.78	0.20	0.20
Mn	982	1850	305	80	1000

单位：$\times 10^{-6}$。①：同表 3 ①；括号内数字为样品数。

其它数据：朱星南等，星星峡金和多金属成矿带区域构造研究，国家305项目办，1989年。

床，经自然混合后，使其异常元素含量与黑云母花岗岩和闪长岩中元素含量比较接近，相似性较高；其它两组分别是矿床中元素含量明显高于其它地质体和大理岩中元素含量普遍偏低。它们之间及与其它地质体之间的距离都比较远、相似性差。

上述实例充分证明矿床分散流异常具有自然混合特征。归结起来其异常元素组份具有以下几个特征：①矿床中富集程度高的元素（成矿元素及主要伴生元素）形成分散流异常的规模相对较大。②矿床中富集程度较低的元素，但在矿床围岩中具有一定富集程度，也可以形成分散流异常。③矿床中的贫化元素，在矿床围岩中富集程度较高，并且具有一定规模，这些元素同样也可以形成分散流异常。与此相反，矿床中富集程度较高的元素，由于矿床规模相对较小，矿床周围岩石中这些元素含量普遍较低，往往难以形成分散流异常。④矿床分散流异常中混入岩性异常元素的多少，主要取决于矿床围岩和矿床范围内脉岩的数量、富集元素的数量、元素的富集程度以及元素的表生地球化学性质等因素。

从表 1 中还可以看出，有些岩石中元素的异常规模仅次于成矿元素。如金窝子矿床中镍和钼元素的分散流异常。若不了解水系沉积物异常的自然混合特征，往往会对异常的解释评价作出错误的结论，对进一步找矿也会产生不良影响。可见搞清分散流异常的元素组份及其物质来源是异常解释评价的基础。

三、区域化探中异常下限的选择

（一）异常下限的选取现状

“七五”期间国家 305 项目“区域地球化学勘查研究”中，异常下限的计算是利用公式：$\log T=\log\bar{x}+(1.65-2)\log\sigma$ 选取的，其前提是元素含量的概率分布服从于对数正态分布。根据区域勘查地球化学研究成果频率直方图统计❶，大部分元素服从对数正态分布（图 4 a）和对数正向不对称分布（图 4 b），并以前者为多，只有少数元素服从对数负向

❶ 据李正水等，1988 年资料。

不对称分布（图4 c）。这充分证明《区域化探全国扫面工作若干规定》中提出绘制直方图、单元素地球化学图的等量线间隔的划分和异常下限的计算等都以元素含量的对数值为标准是合理的。

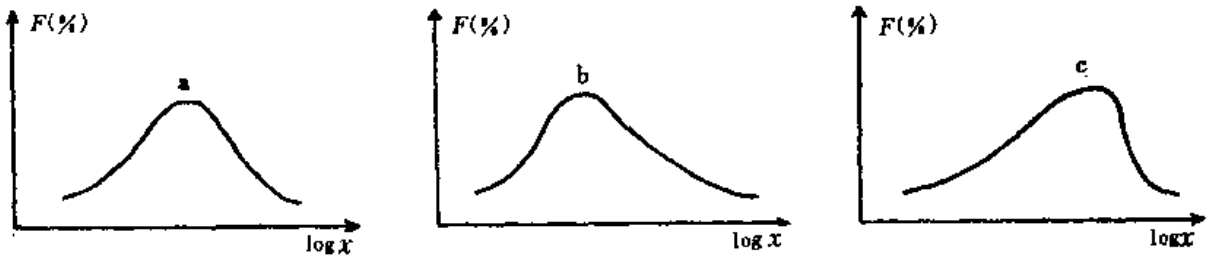


图 4　元素含量的频率分布型式

Fig. 4　Frequency distribution model of the elements

（二）不同异常下限分散流异常的基本特征

根据元素含量的频率分布型式和当前异常下限的选取现状，可将异常下限分为 4 种情况进行讨论，即：$\log T=\log\bar{x}+K\log\sigma$式中，取$K=1.65$、2 、2.5、3 。并选取甲、乙、丙、丁 4 个已知异常为例讨论如下。由表 5 可见，随着异常下限的增大，分散流异常的特征变化如下：

1．综合异常元素和单元素异常总数逐渐减少，主要表现在岩性元素的异常明显减少，与成矿元素密切伴生的元素的异常很少减少。如 HS-24-甲类异常，是用 4 种异常下限所圈出的综合异常。它们分别由 26 种元素的 50 个单元素异常、26 种元素的 37 个单元素异常、20种元素的 24个单元素异常和 12种元素的17个单元素异常组成。当$K=3$时，原来的由多元素组成的异常变为具有铜镍矿床地球化学特征组合的综合异常——铬、镍、铜、钴组合。

2．异常面积和异常衬度逐渐减少

3．不同异常源的异常由相互重叠到互相分离。如图 5 所示，当异常下限取$\log T=\log\bar{x}+1.65\log\sigma$时，HS-24-甲类异常范围内含有二个异常源，即黄山铜镍矿床和黄山东铜镍矿床。综合异常内还包含HS-25-丙类异常，并与HS-23-丙类异常重叠。当异常下限选取$\log T=\log\bar{x}+2\log\sigma$时，HS-24-甲类异常范围明显减小，并分解为黄山和黄山东两个甲类异常，同时也与两个丙类异常分开。

4．综合异常中，成矿元素和伴生元素的异常在$K=3$时仍然存在，而岩性元素的异常大多在$K=2.5$时就不存在了。

综上所述，区域化探中全图幅元素含量的概率分布，实际上是多重总体在表生地球化学作用下的混合分布。根据混合分布所确定的异常下限，无疑会圈出许多岩性异常，当异常下限取值较小时，会引起岩性异常的大量增多，不同异常源的异常相互重叠、组份错纵复杂。另一方面，由于岩性异常面积一般相对较大，造成了NAP值排序混乱，具体表现在同一异常的单元素排序中，岩性异常元素往往排在主要伴生元素、甚至成矿元素之前；在图幅内的单元素异常排序中会造成岩性异常元素排在成矿元素之前；在不同综合异常排序中有些丙丁类异常会排在乙、甲类异常之前。所有这些情况在异常下限选取合适时会被避免或得到改善。

表 5 不同异常下限异常特征值*

Table 5 Characteristic value of anomalies for different threshold

异常号	元 素	$T_{1.65}$		T_2		$T_{2.5}$		T_3	
		S	NAP	S	NAP	S	NAP	S	NAP
HS-31-乙	Cu	22	26.9	12	13.6	4	4.6		
	Zn	16(2)	17.1	8(2)	9.4	4	4.4		
	Co	14	17.4	8	10.4	4	4.5		
	Mn	4	4.04						
	Ni	12	14.2	8	10.6	4	4.4		
	Cr	4	7.3	4	5.2				
	V	4	4.6	4	4.2				
	Ti	4	6.8	4	4.2				
	Fe	4	6.4	4	5.4	4	4.2		
	W	8	9.6	4	5.4	4	4.2		
	Sr	8	9.1	4	4.2				
	P	12	16.0	12	14.4	4	4.7		
	Na	28	28.9			4			
HS-20-丙	Fe	4	4.3						
	Ti	8	8.6						
	V	8	9.2	4	4.04				
	Ba	12(2)	16.7	8	11.9	8	10.3	8	9.04
	Ca	8	8.9						
	Be	4	4.4	4	4.0				
	P	12	15.2	8	9.5	4	4.3		
HS-26-丁	Bi	24	31.3	12	14.5	4	4.7		
	Sn	32(2)	42.4	12	16.0	12	13.4	4	4.1
	Li	28	33.4	12	13.6				
	B	12(2)	16.4	4	7.9	4	6.2	4	4.9
	Mn	12(2)	14.7	8(2)	8.9				
	Y	4	4.5						
	Zr	8	8.2						
HS-24-甲	Ni	170	256	110(2)	143	32(2)	46.4	8 (2)	20.2
	Cr	102(2)	210	44(2)	54	32(2)	35.0	8 (2)	32.9
	Ti	161(3)	203	28	33.3	4	5.4	4	4.2
	Cu	128	169	80(2)	97.2	28(2)	30.8	8 (2)	8.8
	V	128	160.5	60	72				
	P	116	140	50	55	4	4.4	4	4.0
	Co	92(4)	130	36(2)	58	16(2)	26.2	8 (2)	11.0
	Fe	92(3)	110	12(2)	15.4				
	Mo	88	108.8	32	39	8	12.0	4	4.7
	La	92	106	32	36	4	4.4		
	Mn	81(3)	93	24(3)	27.5				
	Zr	76(4)	85	16(2)	17.6	8 (2)	8.8		
	Sr	56	73.8	40	46.3	12	12.7		
	Y	64(5)	71	12(2)	12.6				
	W	16(3)	50	16(3)	45	12(2)	28.0	12(2)	22.0
	Cd	28(2)	47.9	24(2)	28	16(2)	17.6	4	4.3

续表

异常号	元 素	$T_{1.65}$		T_2		$T_{2.5}$		T_3	
		S	NAP	S	NAP	S	NAP	S	NAP
Hs-21-丙	Zn	42(2)	46	8	8.8				
	Mg	36	43.1	4	8.04	4	5.7	4	4.04
	Hg	24(2)	27.9	8	9.76	8	8.8		
	Ca	16	26.3	4	7.68	4	5.8	4	4.4
	Nb	12(3)	17.2	4	4.12				
	As	12	17.1	8	10.96	4	4.2		
	Sn	12	16.6	4	5.84	4	4.9	4	4.1
	Au	8	11.9	4	6.56	4	4.5		
	U	6	11.3	4	6.36	4	5.1		
	Be	8	10.95	4	4.6	4	4.0		

* —据“白云来等，烟墩幅1:20万区域地球化学勘查工作报告，1990年”资料计算。

注：S—异常面积(km²)，$\log T_K = \overline{\log x} + K\log\sigma$($K$=1.65、2、2.5、3)，括号内数字为异常数。

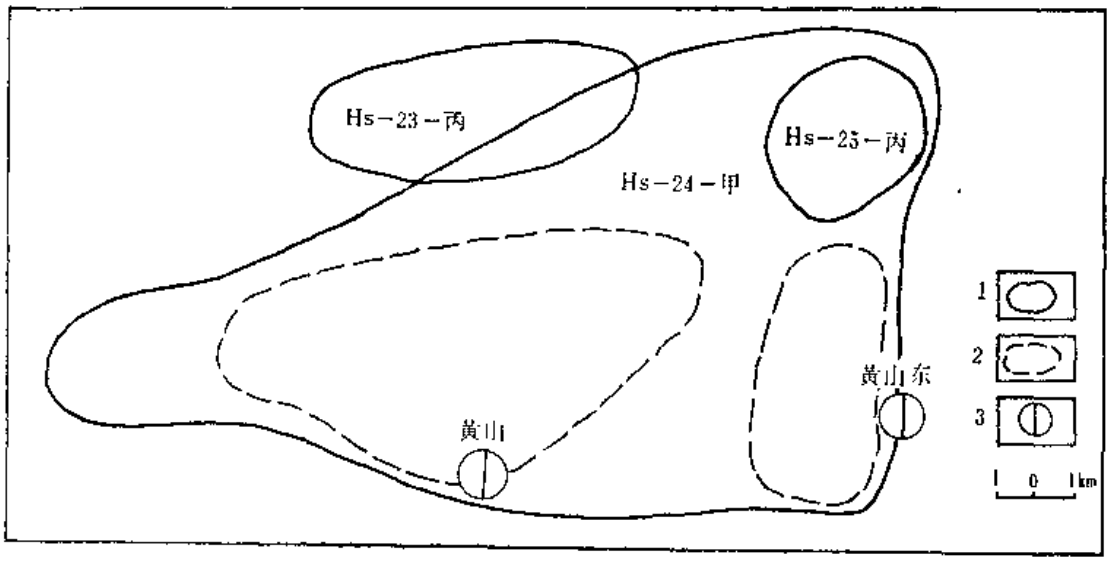


图 5 不同T值异常分布

Fig. 2 Anomaly distribution of different T-value

1—$\log T = \overline{\log x} + 1.65\log\sigma$；2—$\log T = \overline{\log x} + 2\log\sigma$；3—铜镍矿

(据“白云来等，烟墩幅1:20万区域地球化学勘查工作报告”，1990年资料绘制)

(三) 区域化探中异常下限的选择

由上所述，在新疆区域化探工作中，异常下限的选择以 $\log T = \log\bar{x} + (2-2.5)\log\sigma$较合适，其主要依据如下：

1．矿异常与岩性异常的异常含量级次具有显著差异。据托里幅资料❶成矿元素的异常含量一般大于4个级次，岩性元素异常含量一般为1—2个级次。本文中述及的成矿元素金、银、铅、锌、钨、铜、镍等异常含量均大于6个级次。表5中丙、丁类岩性异常元素含量也介于1—2个级次间。成矿元素与岩性元素异常含量级次的显著差异在区域化探中具有普遍性。因此本文所提出的异常下限不会漏掉大、中型矿床、甚至小型矿床的异常。

❶ 据李正永等，1988年资料。

2．区域化探中的频率分布为多重母体的混合分布。在化探详查中，由于地质体种类很少，所圈出的异常中与矿化作用有关的异常所占比例较高。在区域化探中，由于元素含量的频率分布是多种地质体的混合分布，某些“高背景”地质体元素的平均含量大于异常下限，所以在一个图幅中所圈出的数百个乃至上千个单元素异常中与矿化作用有关的异常往往不足1％，说明岩性异常占绝大多数。为此适当提高异常下限能达到消除弱的岩性异常，突出与矿作用有关的异常的目的。

3．表生地球化学环境。新疆大部分地区属干旱荒漠区，化学元素的迁移方式和存在形式均以岩石和矿物的碎屑为主，不同元素的迁移能力相差不大。作者统计了7个图幅40种元素的贫化富集系数（全图幅水系沉积物元素平均含量与岩石中元素平均含量之比值），有98％的贫化富集系数在0.5—2之间，大部分介于0.7—1.5之间。充分说明元素的贫化富集作用或受表生作用的影响不明显，这就保证了矿床的风化产物在水系沉积物中能形成比较清晰的分散流异常。托里幅的多个金矿点、铬矿点，星星峡地区小白石头中，小型钨矿，金矿点都形成了比较清晰的分散流异常，就是最好的例证。可见在新疆特殊的地球化学景观条件下，适当提高异常下限不会影响寻找大、中型矿床的效果。

此外，本文所提出的选择异常下限的标准能减少与矿化作用无关的岩性异常，减轻资料整理的工作量，突出地质体的地球化学组合特征，有利于异常的解释评价。

“七五”期间，新疆区域地球化学勘查研究在找矿上取得了突破性进展和丰硕的成果，新疆地矿局张良臣总工程师指出：“区域化探中有许多问题值得深入研究，许多地质地球化学规律亟待我们去探索、去总结”。本着这一精神，作者对新疆区域化探中的主要问题进行了初步研究，提出了一些新的观点和认识，不当之处，敬请批评指正。

参 考 文 献

谢学锦，区域化探，地质出版社，1982年。

中华人民共和国地质矿产部，区域化探全国扫面工作若干规定，地质出版社，1985年。

江远达、查仁荣，水系沉积物测量的最佳粒度选择，新疆地质科学，第一辑，1990年。

查仁荣、朱星南、林关玲，矿床中元素富集系数序列在找矿中的作用，新疆地质，第二期，1992年。

SOME PROBLEMS ENCOUNTERED IN REGIONAL GEOCHEMICAL EXPLORATION

Lin Guanling and *Cha Renrong*

(*Geological Department of Xinjiang College of Techndogy*)

Abstract

Major anomaly detected in regional geochemical exploration is found in lithology, which is featured by less synthetic elements, large anomalous area and low contrast with normal area. This paper reveals the natural mixture of geochemical anomaly in fluvial sediments and the predominance of metallogenic elements and coexisted element in anomalous components of the deposits. Based on some case study, the selection of lower limit of regional anomaly is concluded in the following equation:

$$\log T = \log \bar{x} + (2-2.5)\log \sigma$$

东天山泥盆纪火山岩系地球化学特征及其含矿性评估

肖渊甫　茅燕石　周济元　王道永　何大伦　黄志勋

（成都地质学院）

本文是作者承担国家“七五”重点攻关新疆“305”项目二级课题“东天山火山岩及其含矿性研究”成果的一部分。首次对东天山地区泥盆纪火山岩系岩石的地球化学特征及其含矿性问题作了较深入、系统的讨论。为在区内进一步开展找矿和成矿预测远景评价工作提供了一定的基础资料和依据。

一、火山岩的分布及岩石组合

东天山研究区，系指乌鲁木齐断裂以南，阿齐克-库都克断裂以北，包括吐-哈盆地在内的广大地区。泥盆纪的火山岩系在区内分布较广泛，但由于构造破坏和海西期花岗岩的侵位，呈断续出露，且限于康古尔塔格-黄山断裂（对接）带到大南湖-头苏泉之间和下马崖一带的部分地区，以头苏泉、大南湖两地最发育（图1）构成疏纳诺尔-大南湖-头苏

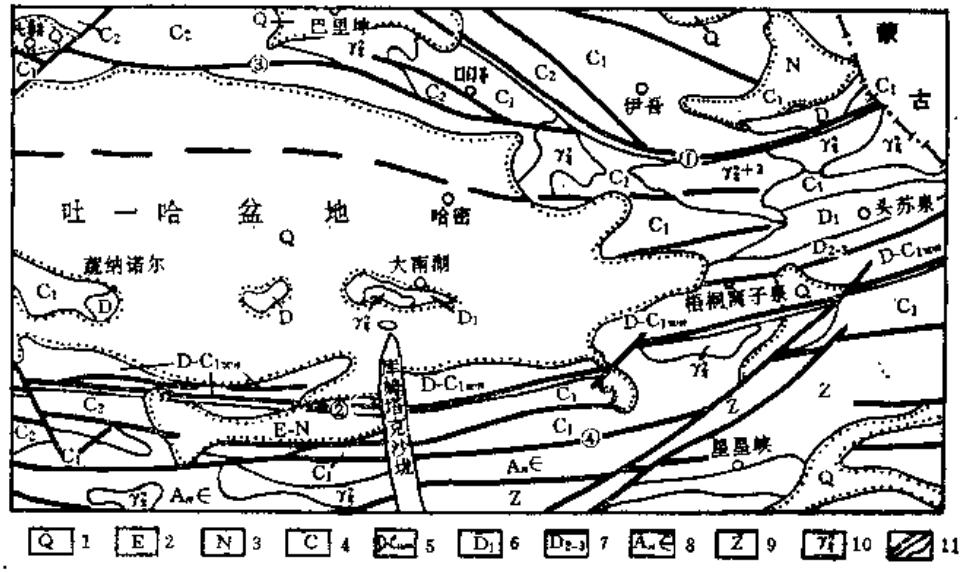


图 1　东天山哈密区域地质图比例尺（1:4000000）

Fig. 1　Geological map of Hami area in Eastern Tianshan

1—第四系；2—始新统；3—新第三系；4—石炭系；5—梧桐窝子群；6—下泥盆统（大南湖组，图拉尔根组）；7—中、上泥盆统（头苏泉群）；8—前寒武系；9—震旦系；10—海西期花岗岩；11—推测及实测断层：①克拉麦里断裂（对接）带；②康古尔塔格-黄山断裂（对接）带；③乌鲁木齐断裂带；④阿齐克-库都克断裂带

泉复式背斜的主体。

东天山泥盆纪火山活动十分强烈，火山岩系厚度巨大。头苏泉地区火山岩系厚达4165 m，火山岩主要发育于研究区内剖面的上部和下部，岩石类型齐全而复杂。大南湖地区与头苏泉剖面的主要岩石类型和层序基本可以对比（图 2）。梧桐窝子群（D-C_1wn）在区内沿康古尔塔格-黄山断裂带北侧呈近东西向展布。由于其所处构造位置特殊，受强烈挤压和韧性剪切，加之花岗岩和基性、超基性岩的侵位和变质作用的影响，又缺乏化石等资料，所以对地层时代和层序的划分争议颇大。但据我们对火山岩岩石学特征、岩石的主要元素、微量元素和稀土元素地球化学特征的对比研究，以及根据同位素年龄资料（398±10 Ma，

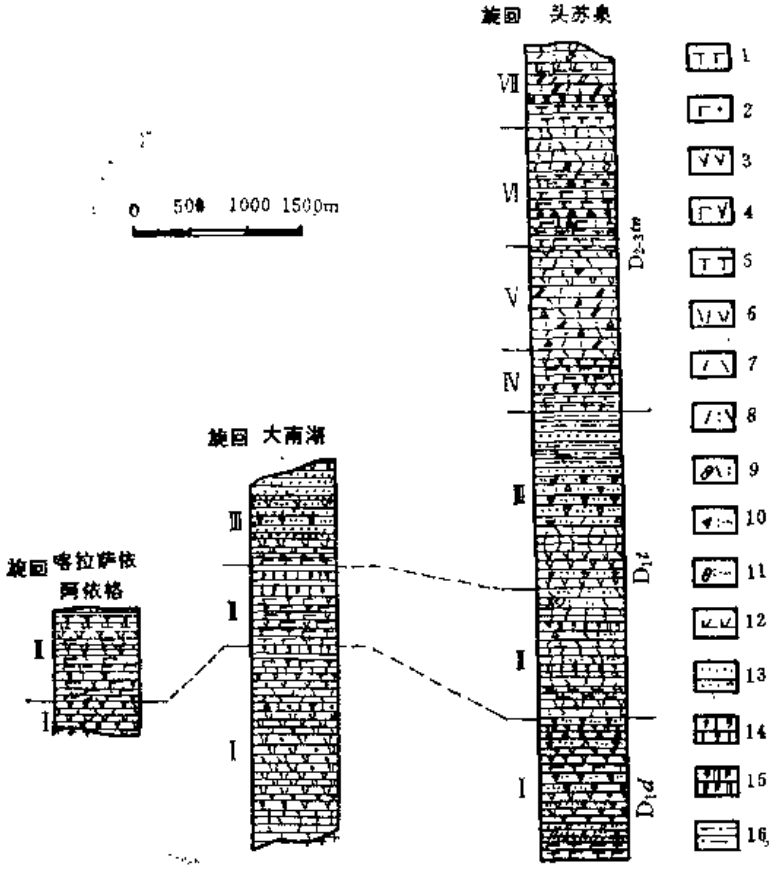


图 2 东天山泥盆纪地层柱状对比图

Fig. 2 Diagram showing comparison of stratigraphic column of Devonian, Eastern Tianshan

1—拉斑玄武岩；2—杏仁状拉斑玄武岩；3—安山岩；4—玄武安山岩/安山玄武岩；5—粗安岩；6—英安岩；7—碱长流纹岩；8—凝灰岩；9—晶屑凝灰岩；10—岩屑凝灰岩；11—含晶屑凝灰质砂岩；12—霏细岩；13—砂岩；14—（含）生物碎屑灰岩；15—（含）生物碎屑结晶灰岩；16—泥质粉砂岩/钙质粉砂岩泥岩（页岩）；D_1d. 大南湖组；D_1t. 图拉尔根组；$D_{1-3}tn$头苏泉群

Rb-Sr 法），认为该岩群与泥盆系相当。大南湖西侧 30 km 喀拉萨依阿依格的原二叠纪地层，应归属下泥盆纪，可与大南湖泥盆纪对比（图 2）。

据研究，东天山泥盆纪火山活动自下而上至少可以分为 7 个较大的火山岩旋回(图 2）。火山岩以中、基性为主，酸性岩较少，火山碎屑岩广泛分布。爆发指数高达52.7；熔岩岩石组合包括显晶质或隐晶质的块状、杏仁状石英拉斑玄武岩、安山玄武岩、玄武安山岩、石英安山岩、安山岩、英安岩、少量橄榄拉斑玄武岩、粗安岩、碱长流纹岩和霏细岩；火山碎屑岩组合主要为大量由长石、石英晶屑、岩屑和部分塑性岩屑组成的各类凝灰岩；碎

屑凝灰岩和火山角砾岩较少见。此外，在下泥盆统中见较多细一粗粒火山岩屑砂岩、杂砂岩，长石质火山岩屑杂砂岩等火山-沉积岩类。

笔者对区内65个泥盆纪火山岩样品❶的化学成分进行了系统研究，这些样品基本包括了泥盆纪不同地区的不同层位，具有较好的代表性。研究中用电子计算机处理了所有数据，并计算了所有样品的CIPW标准矿物和若干重要的岩石化学指数。将这些样品投影在QAPF火山岩分类图上（图3）和火山岩的碱度、酸度、系列名称图解上（图4），所得结果与上述岩相学研究的岩石组合一致。

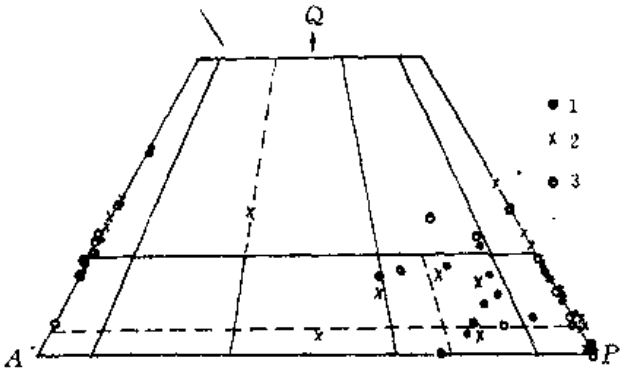


图 3 泥盆纪火山岩的 *QAPF* 分类
Fig. 3 *QAPF* classification of volcanic rocks in Devonian
1—头苏泉地区；2—大南湖地区；3—梧桐窝子群

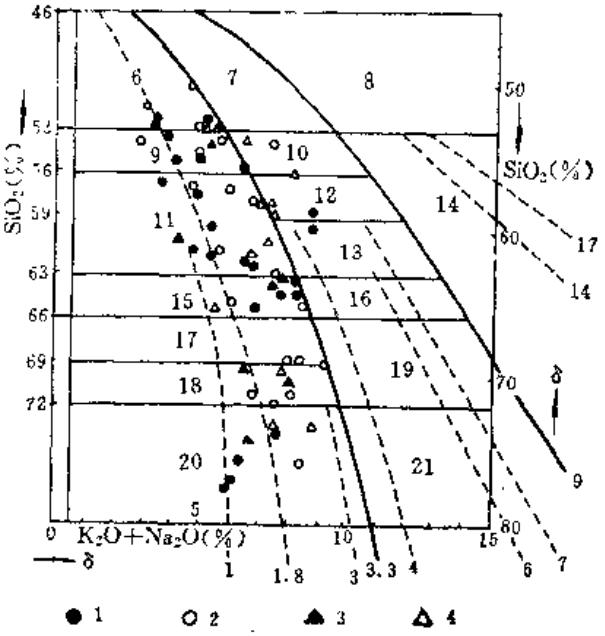


图 4 泥盆纪火山岩的酸度、碱度、系列、名称图解
Fig. 4 Acidity, alkalinity, series and nomenclature of Devonian volcanics
1—头苏泉地区；2—梧桐窝子群；3—大南湖地区；4—喀拉萨依阿依格；6—玄武岩；7—碱性玄武岩；8—白榴碱玄岩-白榴岩类；9—玄武安山岩；10—玄武粗安岩；11—安山岩；12—粗安岩；13—粗面岩；14—响岩类；15—石英安山岩（英山英安岩）；16—石英粗面岩；17—英安岩；18—英安流纹岩；19—碱流岩；20—流纹岩；21—碱性流纹岩

二、火山岩系岩石的地球化学特征

（一）火山岩系的常量元素地球化学特征

1．一般特征。经岩相学研究发现，区内所有岩石都不同程度的遭受了次生变化，对火山岩的地球化学特性判别，在一定程度上会有一定影响，经对样品的 Fe_2O_3 和 CO_2 的处理调整后，区域性的特征还是十分明显的。

研究发现，区内泥盆纪火山岩系由老到新各类岩石的主要氧化物组成变化不大。仅流纹岩和安山岩的 Na_2O、K_2O 和 SiO_2 略有增高，而玄武岩和石英拉斑玄武岩则显示略有降

❶ 岩石化学分析数据及 CIPW 标准矿物分子计算结果从略。

低的趋势。玄武岩与世界平均大洋拉斑玄武岩(D. W. Hyndman, 1973)相比，以高 Na_2O、SiO_2，而低 TiO_2、MgO、CaO 为特征；与福建牛头山石英拉斑玄武岩相比，则有高 Na_2O、TiO_2 而低 SiO_2、Al_2O_3、MgO、K_2O 的特色。总之本区玄武岩以略富 Na_2O、SiO_2 而贫 MgO、K_2O 有别于其它地区的玄武岩。安山岩类的地球化学特征类似于 K. C. Condie (1976)的低钾安山岩。与北京地区的火山岩系相比，安山岩类有低MgO、K_2O，高 Na_2O 的特点，流纹岩类有低 SiO_2、K_2O，高 Na_2O、TiO_2 的特点。由全球各种火山岩平均成分标准化的区内火山岩主要氧化物配分型式（图 5）可见，本区火山岩系各类岩石均具有相对贫 Al_2O、Fe_2O_3、MgO、CaO、K_2O，而富 Na_2O、FeO 的特征。尤以 Na_2O 的丰度明显偏高，K_2O、CaO 的丰度偏低的特征是值得注意的。

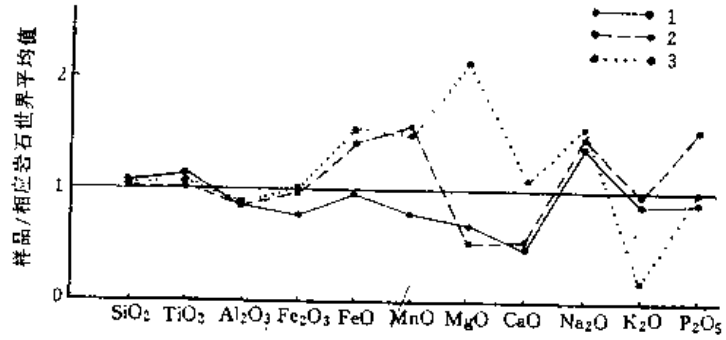


图 5 泥盆纪火山岩与相应岩石全球平均值标准化型式

1—安山岩（11个样品平均）；2—英安岩（3个样品平均）；3—流纹岩（4个样品平均）

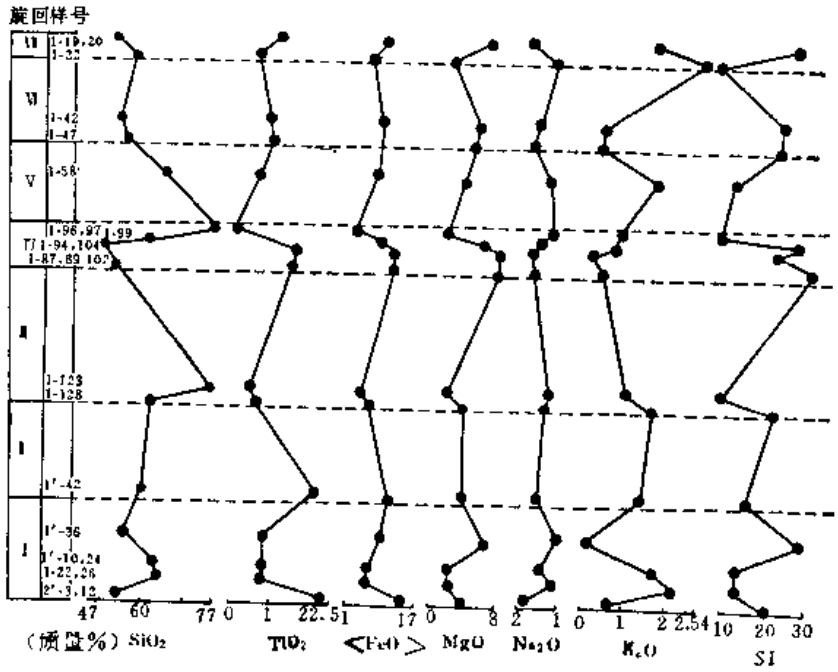


图 6 头苏泉泥盆纪火山岩主要氧化物及固结指数（*SI*）变化图

Fig. 6 The diagram showing the change of chief oxides and *SI* of volcanic rocks, Devonian, Tousuquan

从头苏泉地区泥盆纪火山岩系常量元素氧化物的含量变化趋势来看（图 6），大体可以分为 3 个岩浆分异期次，分别与早泥盆世及中—晚泥盆世早期和晚期相当。每一岩浆活动

期次，都由基性向酸性演化，以第二期次表现最明显，第三期次因出露不完全，仅显示酸度增高的趋势。各期次的岩浆分异都属正常岩浆演化系列，即 K_2O、Na_2O 含量与 SiO_2 正相关，Ti_2O、Al_2O_3、〈FeO〉❶、MgO 和 SiO_2 呈负相关。岩石化学指数也反映了类似的特点，特别是固结指数（*SI*）的变化；其余各指数，如分异指数、长英指数、镁铁指数、钾质指数都具渐增的趋势，清楚地显示出第Ⅰ、Ⅱ，第Ⅳ、Ⅴ和第Ⅵ、Ⅶ旋回三个主要期次的岩浆正常演化特点。

总之，本区泥盆纪火山岩系常量元素的地球化学以富 Na_2O、SiO_2，贫 MgO、K_2O、CaO 为特征，自下而上显示早泥盆世和中晚泥盆世的不同阶段岩浆演化的特点。

2．火山岩系的碱度与岩石系列。研究区泥盆纪火山岩系的里特曼指数（δ 值），主要介于1.8—3.3 之间，约 15%的样品为 1—1.8，仅 7%的样品 $\delta>3.3$（这在图 4 中也可清楚地看到），相当于皮科克（Peacook，1931）和邱家骧（1982）碱度四分法的钙碱性和钙性，偏碱性的岩石极少。

区内火山岩系碱度指数（J. B. Wright，1969）的特点也表现出与上述结论相似的归属性。由图 7 可见，火山岩系绝大多数样品投影点落在钙碱性区域，尤其是基性、中性和中酸性火山岩；酸性火山岩主要位于碱性区域偏钙碱性的一侧，具有弱碱性或偏碱性的

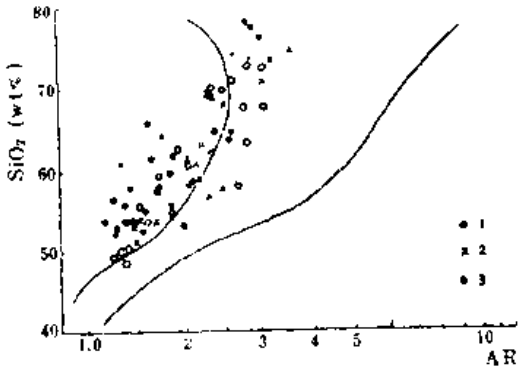


图 7　泥盆纪火山岩的碱度率变异图
（据J. B. Wright, 1969）
Fig. 7　The variogram showing the alkalinity ratio of Devonian volcanic rocks
(according to J. B. Wright, 1969)
1—头苏泉地区；2—大南湖地区；3—梧桐窝子群

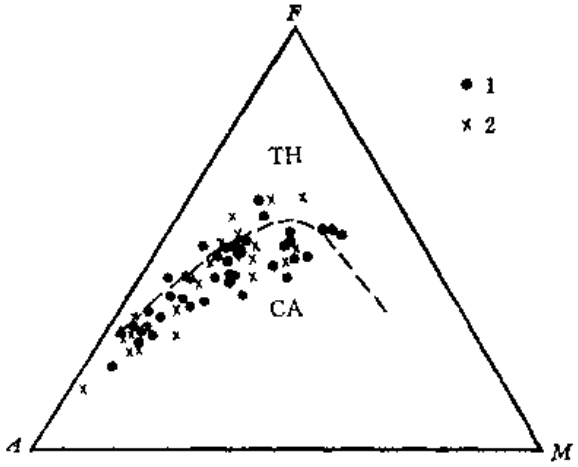


图 8　泥盆纪火山岩的 *AFM* 图
（据Macdonald, 1968）
Fig. 8　*AFM* diagram of Devonian volcanic rocks
CA—钙碱性系列；TH—拉斑玄武岩系列；1—头苏泉、大南湖地区；2—梧桐窝子群

特征。

在 *AFM* 图上（图 8），区内泥盆纪火山岩系基本沿钙碱系列和拉斑玄武岩系列的边界线延伸。77%的样品投影点在钙碱性区域，向着富 Na_2O+K_2O、贫〈FeO〉、MgO 的方向直线演化，不经过铁的富集阶段。约23%的样品位于拉斑玄武岩系列区域，具有相对略富MgO、贫〈FeO〉、贫碱向富碱而贫MgO、〈FeO〉方向演化的趋势，中间有一〈FeO〉的富集过程。

❶ 〈FeO〉代表全铁。

按碱与SiO_2的关系，区内火山岩系几乎全部属于亚碱性岩系列。对其进一步细分，*Ab′-An-Or*图解是可行的（图9），区内泥盆纪火山岩基本都属于钠质型和普通型，反映出幔源的特点。

结合对标准矿物分子的研究，可知区内泥盆纪火山岩系以钙碱性系列为主，占火山岩总量的75%。岩石类型以石英安山岩、英安岩为主，次为安山玄武岩、霏细岩，还包括大

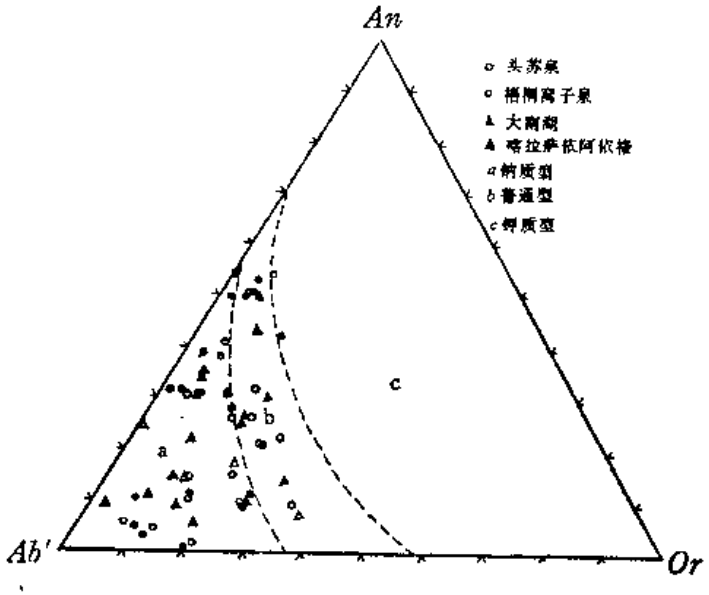


图9泥盆纪火山岩的*Ab′-An-Or*图解

Fig. 9 *Ab′-An-Or* diagram of Devonian volcanic rocks

量的火山碎屑岩。拉斑玄武岩系列约占25%，以石英拉斑玄武岩为主，包括部分玄武安山岩和极少量的橄榄拉斑玄武岩；偏碱性的火山岩产出极少，仅见碱长流纹岩和粗安岩。

（二）火山岩系的微量元素地球化学特征

在研究区共选取了17件具代表性的样品，对火山岩系岩石的微量元素进行分析测试（表1）。

1．稀土元素地球化学特征

据Masudu等（1978）Leedy球粒陨石稀土元素值，对本区火山岩进行标准化的稀土配分模式研究（图10）可见，泥盆纪火山岩的稀土配分均属轻稀土富集型。由玄武岩到流纹岩，轻稀土的富集程度略有增高，安山岩和英安岩尤为明显。拉斑玄武岩、石英安山岩和英安岩为无Eu异常或极轻度异常的平坦型（陨石型）。玄武岩与K. C. Condie（1976）的岛屿和高铝拉斑玄武岩极为相近。安山岩则与低钾安山岩类似。碱长流纹岩为略具Eu负异常的铕亏损型。

区内火山岩的稀土分馏程度不高（La_N/Yb_N），玄武岩为3.14，安山岩为6.11，英安岩为3.10，流纹岩为2.66，反映中性火山岩类的稀土分馏最明显，而酸性火山岩最差。相对而言，火山岩的轻稀土分离度（La_N/Sm_N）玄武岩为1.61，安山岩2.14，英安岩和流纹岩分别为1.79和1.97；重稀土分离度（Tb_N/Yb_N）玄武岩类为0.92，安山岩1.19，英安岩0.84，流纹岩0.95。因此，泥盆纪火山岩系轻稀土分馏较明显，而重稀土差。配分曲线也显示出LREE部分较陡而HREE部分近于水平的特征。

表 1　东天山泥盆纪火山岩的稀土元素、微量元素丰度

Table 1　The abundance of REE and traca elements of Devonian volcanic rocks, Eastern Tianshan

地区（群及编号）		样　品	岩石类型	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	U	Th	Rb	Sr	Cs
头苏泉地区	1	1 26	玄武安山岩	22.1	51	23	5.3	1.71	1.53	1.93	0.28	0.8	2.0	1.5	890	0.1
	2	1 58	英　安　岩	29.6	62	7	7.1	1.8	1.89	1.9	0.57	2.9	5.7	2.6	265	0.08
	3	1 96	碱长流纹岩	16.5	41	22	3.0	1.1	1.51	6.27	0.29	0.6	2.0	2.4	62	0.12
	4	1′ 10	石英安山岩	17.6	42	23	4.85	1.3	0.77	2.71	0.41	0.73	2.8	21	510	0.61
大南湖地区	5	4R 37	石英拉斑玄武岩	11.0	33	17	4.07	1.6	1.61	2.1	0.37	0.6	1.0	7	300	0.1
	6	4R 18	石英安山岩	10.8	21	11	2.97	0.9	1.16	1.9	0.29	0.8	1.5	8	300	1.0
	7	4R 14	碱长流纹岩	14.2	34	21	4.07	1.3	1.9	3.9	0.71	0.7	3.1	7	300	0.3
	8	4R 10	英安流纹岩	13.3	30	15	3.11	1.4	0.74	2.9	0.6	0.6	2.1	1.7	300	0.3
喀拉萨依阿格地区	9	4 5	安山玄武岩	12.9	31	17	4.14	1.4	1.46	2.1	0.38	1.5	3.5	28	<300	1.4
	10	4 11	玄　武　岩	10.24	24	11	1.62	1.5	0.58	3.3	0.48	0.6	1.5	15	<300	0.9
	11	4 18	安山玄武岩	19.6	46	27	7.66	2.1	1.2	4.7	0.72	0.9	4.0	4.5	<300	0.4
	12	4 32	英　安　岩	12.2	31	20	5.74	1.7	1.7	3.7	0.61	<0.6	1.2	12	<300	0.8
	13	4 33	碱长流纹岩	12.4	34	18	4.96	0.91	1.1	4.1	0.66	0.9	3.0	40	<300	0.6
梧桐窝子群	14	P 35	英　安　岩	19.2	62	20	4.62	1.02	0.64	3.11	0.52	1.2	5.1	51	126	2.9
	15	P_3-4	石英角斑岩	18.7	71.1	26	5.87	1.3	0.89	5.1	0.83	0.97	4.2	14	117	0.7
	16	P_3-31	玄　武　岩	26.1	63.3	33.7	7.2	1.86	0.71	2.3	0.37	0.80	2.5	32	625	1.1
	17	P_3-38b	石英安山岩	17.8	43.8	21.9	5.1	1.40	0.78	2.7	0.45	1.1	6.1	24	420	0.83

地区（群及编号）		样　品	岩石类型	Ba	Zr	Hf	Ta	Sc	Cr	Zn	Co	Sb	Fe%	Na%	K%
头苏泉地区	1	1 26	玄武安山岩	410	150	3.5	0.24	21.2	110	79	26.6		6.0	2.36	0.92
	2	1 58	英　安　岩	870	190	5.0	0.27	21.5	4.3	56	15.3		5.56	4.88	1.11
	3	1 96	碱长流纹岩	90	260	6.0	0.30	0.29	3.4	40	2.0		1.96	4.22	0.61
	4	1′ 10	石英安山岩	740	220	3.6	0.1	11.3	18	13	15.7		4.06	3.53	1.18
大南湖地区	5	4R-37	石英拉斑玄武岩	220	190	3.0	0.2	22.9	69	181	32	0.5	6.12	2.96	*0.43
	6	4R 18	石英安山岩	310	90	2.6	0.3	24.0	86	86	21	0.6	4.94	2.05	*0.37
	7	4R 14	碱长流纹岩	160	260	5.3	0.1	10.3	5	196	2.9	0.2	2.45	4.44	*0.31
	8	4R 10	英安流纹岩	400	280	4.8	0.3	12.9	6	108	4.9	0.7	3.05	3.81	*1.23
喀拉萨依阿格地区	9	4-5	安山玄武岩	410	<90	3.8	0.1	25.1	160	83	32	0.2			
	10	4 11	玄　武　岩	100	90	3.5	0.3	27.8	191	91	34	0.8			
	11	4-18	安山玄武岩	110	170	0.7	0.3	20.3	74	136	21	<0.2			
	12	4-32	英　安　岩	130	250	4.1	0.2	18.2	7	129	8.6	1.0			
	13	4 33	碱长流纹岩	1460	180	4.8	0.1	9.6	11	76	46	2.2			
梧桐窝子群	14	P_3-35	英　安　岩	695	116	5.5	0.36	6.48	9.6	107	4.1		2.98	4.3	2.21
	15	P_3 4	石英角斑岩	547	180	6.3	0.29	3.1	6.7	54	2		2.23	5.37	1.37
	16	P_3 31	玄　武　岩	805	170	4.7		22.6	9.7	254	25.8	8.2	6.63	3.63	
	17	P_3-38b	石英安山岩	931	131	4.7		17.9	63.8	169	22.1	15	5.03	3.13	

测试单位：成都地质学院应用技术研究所，1987，1988

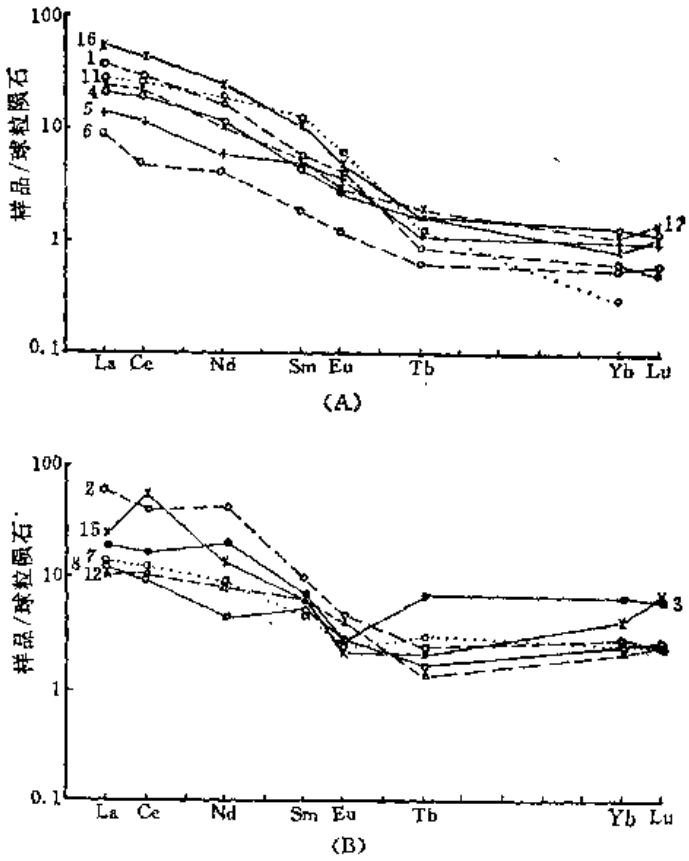


图 10 泥盆纪火山岩球粒陨石标准化稀土配分模式

(A)—中、基性火山岩；(B)—酸性火山岩

(图中数字同表 1)

Fig. 10 Chondrite-normalized REE patterns of Devonian volcanic rocks

(A)—neutral and basic volcanics; (B)—acidic volcanics

火山岩中，稀土总量（ΣREE）也具规律性变化，特别是在较酸性的岩石中，随着岩浆的演化，在轻稀土富集的同时，重稀土也有更明显的富集。

上述火山岩稀土的配分特征与岛弧火山岩相似，有随着岩浆的演化，稀土分馏程度逐渐降低的规律。

2．过渡族元素地球化学特征

据 Mason（1971）球粒陨石过渡元素丰度值经标准化的本区火山岩过渡族元素配分模式（图11）都呈明显的“W”形态。与球粒陨石相比，区内火山岩除 Sc、Ti 有明显富集外，其余元素几乎都有不同程度的亏损。特别是强相容元素 Cr、Co、Ni 具明显亏损，由拉斑玄武岩→石英安山岩→英安岩→流纹岩，Cr、Co、Ni 的亏损呈规律性的增大。尤其是 Cr 最为突出，反映区内泥盆纪火山岩系岩浆来源于亏损地幔。

3．其它微量元素地球化学特征

采用 Pearce（1983）标准大洋中脊玄武岩（MORB）微量元素丰度，对区内火山岩进行标准化的微量元素配分模式（图12），由图可见，区内火山岩无论是玄武岩、安山玄武岩，还是玄武安山岩、石英安山岩、英安岩和碱长流纹岩，其微量元素地球化学模式都具有典型钙碱性火山弧火山岩系列“三隆起”的特征型式。表现为从 Sr 到 Sm 相对于MORB 的富集，尤以低离子位的不相容元素 Rb、Ba、Th 强烈富集，并伴有 Ce、Sm 的富集，

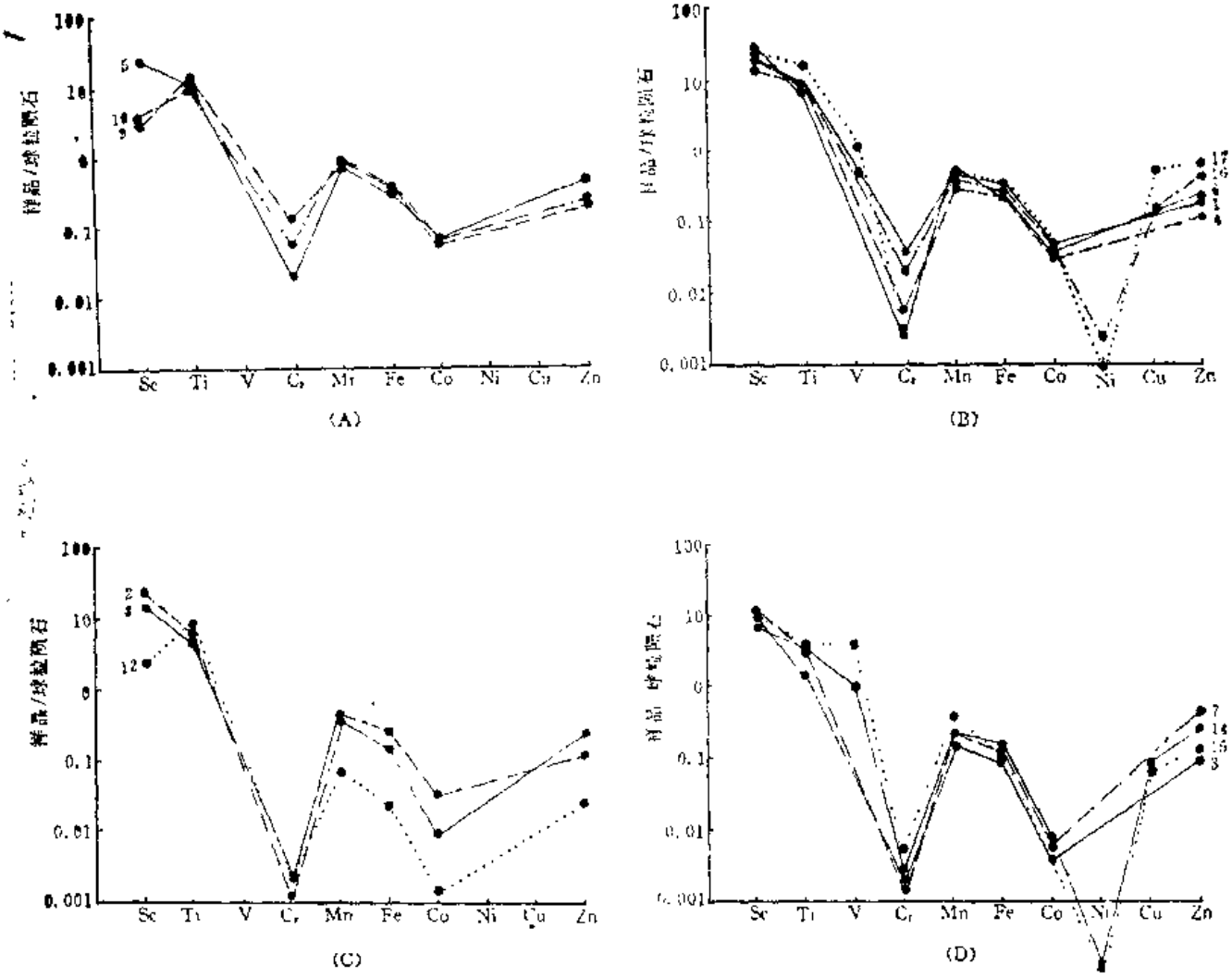


图 11　泥盆纪火山岩过渡元素球粒陨石标准化配分模式

(A)—基性火山岩；(B)—中性火山岩；(C)—中酸性火山岩；(D)—酸性火山岩

(图中数字同表 1)

Fig. 11　Chondrite-normalized transitional elements patterns of Devonian volcanic rocks

(A) —basic volcanics; (B) —neutral volcanics

(C)—intermediate acidity volcanics; (D)—acidic volcanics

其间有 Ta、Nb 和 Zr、Hf 的明显亏损，但相对于 MORB 标准值仍稍有富集，因而又近似于板内拉斑玄武岩的特点。而离子位的部分相容元素 Ti、Yb、Sc、Cr 则具明显亏损。

Pearce (1983) 等曾证明，岛弧火山岩中的 Ta、Nb、Zr、Hf、Ti、Y 和 Yb 应来源于地幔，而高的 Th、Ba 丰度是大陆地壳混染的结果。因此，本区火山岩的微量元素特征，显示了其岩浆来源于亏损地幔，同时受到了大陆地壳的明显混染。

随着岩浆由基性到酸性的演化，P 在火山岩中的富集渐趋减弱，到流纹岩已出现明显的亏损；Sr 的变化特点与 P 相似，Sc、Cr 的亏损则显著加剧。Pearce (1982) 认为除 Sr 相容于斜长石和 Sc、Cr 相容于镁铁矿物相外，其它元素在玄武岩质熔浆和地幔岩之间的总分配系数 (D_i) 值较低。东天山泥盆纪火山岩中 Sr、Sc、Cr 的变化特点，反映母岩浆经历了明显的斜长石和镁铁矿物相的结晶分异作用过程，与岛弧型钙碱性系列火山岩的特点

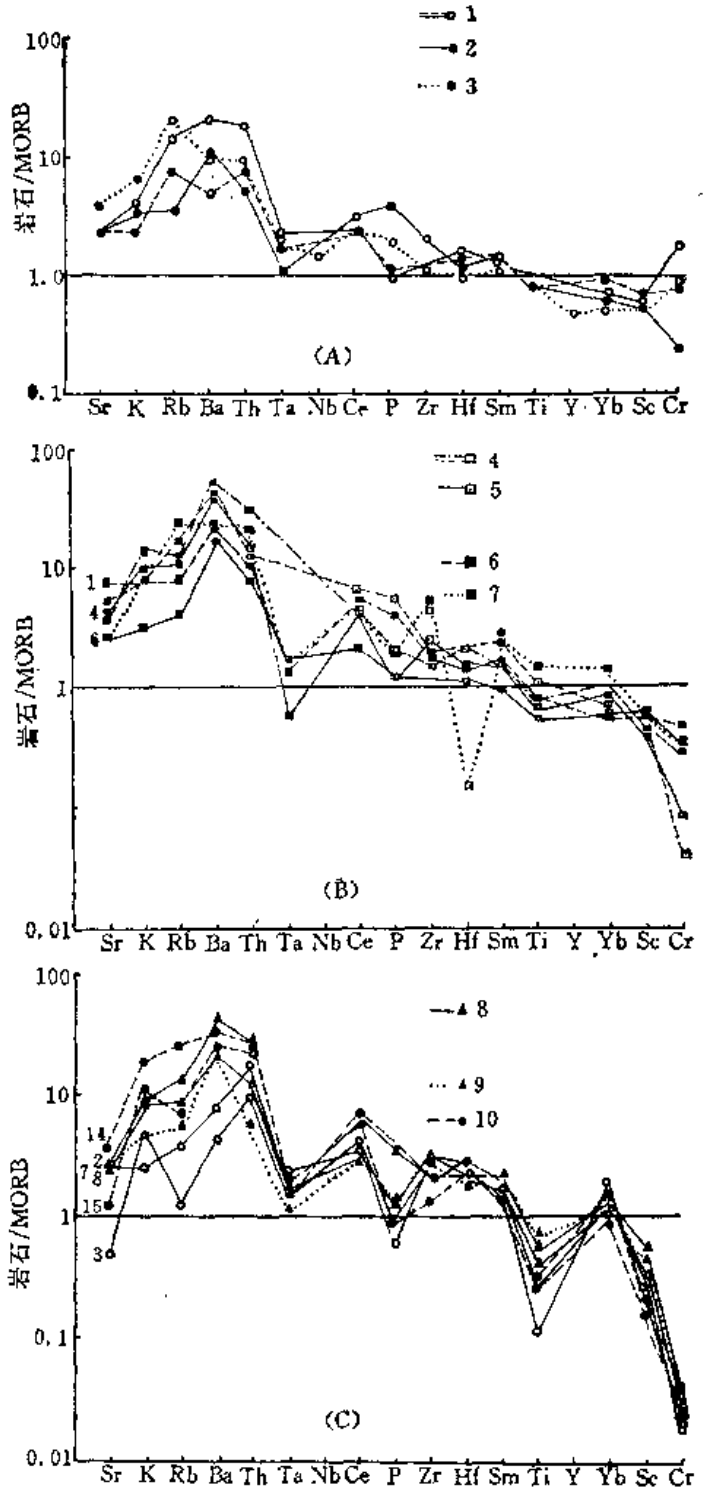


图 12 泥盆纪火山岩的微量元素MORB标准化配分模式

(A)—基性火山岩；(B)—中性火山岩；(C)—中酸性和酸性火山岩

Fig. 12 MORB-normalized trace elements patterns of volcanic rocks

(A)—basic volcanics; (B)—neutral volcanics; (C)—intermediate acidity and acidic volcanics

注：曲线前端编号与表 1 中相对应

1—拉斑玄武岩（大南湖）；2—安山玄武岩（大南湖）；3—钙碱性玄武岩（智利）；4—石英安山岩（梧桐窝子群）；5—石英安山岩；6—玄武安山岩（头苏泉）；7—玄武安山岩（大南湖）；8—英安流纹岩（大南湖）；9—英安岩（喀拉声依阿依格）；10—梧桐窝子群

吻合一致。

图12（A）大南湖的拉斑玄武岩和安山玄武岩的微量元素地球化学模式与智利钙碱性玄武岩基本相同，暗示他们产出的大地构造背景相似。但泥盆纪火山岩系总体还表现出典型的 Ti 和 Zr 的分离（Zr 富集而 Ti 亏损），这与东秦岭北部熊耳群火山岩的特征相同，而与 Pearce（1983）总结的典型岛弧和活动陆缘钙碱性玄武岩的微量元素地球化学模式中没出现明显的 Ti 亏损不同。因此，我们认为 Ti 的亏损，不仅在中新生代，而且在古生代岛弧和活动陆缘火山岩中是常见的这一问题值得进一步研究。

（三）火山岩的同位素地球化学特征

对区内泥盆纪火山岩系的同位素地质研究甚少。我们也仅做了部分火山岩的锶初始值的测定。泥盆纪火山岩系的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值，玄武岩类为 0.7049—0.7059，安山岩类为 0.705—0.707，前者显示出玄武岩的幔源特点，而后者则反映岩浆受到了大陆地壳物质的混染。这与前述火山岩的稀土、微量元素和过渡族元素的地球化学特征是一致的。

三、泥盆纪火山岩系的含矿性

对区域火山岩含矿性的研究需要做较大范围的点面结合的综合分析，才能做出正确的评估。鉴于该区工作程度低，火山岩地球化学资料基本上只有本次研究所采集样品的光谱半定量和部分定量分析数据。因此，要对本区泥盆纪火山岩系的含矿性做出定性的评价还为时尚早。本文只能据现有资料作初步的讨论。

（一）成矿构造环境

如前所述，东天山泥盆纪火山岩系的岩石建造、组合特点、岩石化学成分及其特征，稀土元素、微量元素和过渡族元素的特点及其配分型式等，都清楚地反映出火山岩系产出的大地构造环境为较典型的岛弧。采用多种岩石化学和微量元素判别图解也得到相同的结论。同时泥盆纪火山岩还具有明显的地球化学特性，这在头苏泉地区表现最显著，区内火山岩由南至北 SiO_2 减少，K_2O、Na_2O 增高，K_2O/Na_2O 比值也呈规律性变化，由南部的 0.1 左右增至北部的 0.33，说明大南湖-头苏泉岛弧带的地壳厚度向北增厚，康古尔塔格-黄山断裂（对接）带向北俯冲。最新南北地学大剖面研究成果（1990）和地球物理勘探资料（1989）也都证实了康古尔塔格-黄山俯冲带在泥盆纪已存在，并向北俯冲。

岩相学研究揭示，区内泥盆纪火山岩系均属海相火山作用的产物，各种灰绿色酸性凝灰岩十分发育，并伴有较多的火山沉积岩和正常海相沉积岩，这对火山岩型铜矿（黑矿矿床）、火山沉积型铁锰矿和火山热液交代铜矿的成矿是有利的。

（二）火山岩系的成矿元素物质成分

据研究和有关资料，研究区与泥盆纪火山岩有关的矿产较少。现代板块构造理论和现代成矿理论认为，岛弧型钙碱系列为主的火山岩可能形成斑岩型铜、金矿床、火山型铜矿床及其周围的火山沉积铁锰矿床。

研究和总结我国铁、铜矿产的成矿规律发现，斑岩铜矿与钾质型（$K_2O \gg Na_2O$）有关，而钠质型（$K_2O \ll Na_2O$）则多与铁矿有关。本区泥盆纪火山岩系属钠质型，于铜的成矿似是不利。

据 300 余件光谱半定量分析成果的统计（表 2）表明，区内泥盆纪火山岩的有用元素

表 2 东天山泥盆纪火山岩Cu、Fe元素丰度及与世界平均值的比较

Table 2 The abundance of Cu and Fe elements, and comparison with the world average value, Devonian, Eastern Tianshan

内容 \ 岩类 / 元素 / 时代		玄武岩类		安山岩类		英安岩 流纹岩类	
		Cu	Fe	Cu	Fe	Cu	Fe
元素丰度(%)	D_{2-3}	0.0090	5.65	0.005	5.14	0.0022	4.81
	D_1	0.0093	4.98	0.0053	4.40	0.0036	4.00
	$D\text{-}C_1w$					0.0012	4.33
与维诺格拉多夫(1962)元素丰度的比值	D_{2-3}	0.90	0.66	1.43	0.88	1.10	1.78
	D_1	0.93	0.57	1.51	0.76	1.80	1.48
	$D\text{-}C_1w$					0.60	1.60

含量普遍较低。相对说来，火山岩中铜的丰度较高，中性火山岩达0.0050—0.0053%，中酸性—酸性火山岩达 0.0022—0.0036%，是世界平均丰度的 1.4—1.8 倍。

由大南湖和头苏泉地区火山岩成矿元素丰度的统计结果（表3、4）可见，区内火山岩

表 3 大南湖地区泥盆纪火山岩成矿元素丰度

Table 3 The abundance of mineral-forming elements of Devonian volcanic rocks, Dananhu

时代	旋回	岩性	样品数	成矿元素及含量 ($\times10^{-6}$)														
				Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	Zn	Zr
D_1	Ⅲ	T	2	400	1	30	500	30	30	100	<10	10	<10	300	10000	150	50	35
		BA	2	300	1	30	500	100	30	100	10	10	<10	200	10000	100	50	25
		P	8	200	1	19	236	66.2	17.5	37.5	10	10	<10	125	18300	130	<50	250
		F	4	275	2	15	100	18.3	17.5	12.5	10	10	<10	125	6500	72.5	50	65
		D	3	200	1	20	210	100	30	20	<10	10	<10	167	23330	233	50	50
	Ⅱ	B	2	300	1	15	35	150	35	15	<10	<10	<10	200	20000	100	50	30
		F	1	100	1	30	50	50	30	30	<10	<10	<10	300	10000	100	<50	10
		B	4	325	1	20	42.5	45	35	25	<10	10	<10	300	15000	100	50	10
		F	1	<100	<1	10	30	10	10	20	<10	<10	<10	100	500	10	<50	<50
		B	2	200	1	25	35	35	30	20	<10	10	<10	500	20000	100	50	30
	Ⅰ	F	2	250	1	10	<30	25.3	30	10	<10	<10	<10	300	7500	65	<50	50
		D	3	300	1	10	30	12	27	<10	<10	10	<10	230	8330	100	50	30
		B	1	100	1	20	40	100	30	20	<10	10	<10	500	10000	100	50	<10
	闪长玢岩		2	150	1	20	30	150	30	20	<10	10	<10	400	10000	100	50	10
	平均浓度克拉克值			0.42	0.54	0.81	0.92	1.10	2.3	0.33	0.83	0.81	0.5	0.57	0.92	0.78	0.71	0.28

T—粗安岩；BA—玄武安山岩；P—凝灰岩；F—霏细岩；D—英安岩；B—玄武岩。

表 4 头苏泉地区泥盆纪火山岩成矿元素丰度

Table 4 The abundance of mineral-forming elements of volcanic rocks in Devonian, Tousuquan

时代	旋回	岩性	样品数	成矿元素及含量（×10⁻⁶）														
				Ba	Be	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Sc	Sn	Sr	Ti	V	Zn	Zr
$D_{2+3}tn$	Ⅶ	P	13	354	1	10	<30	15	13	10	<12	10	<10	100	5000	65	<50	100
		TA	8	300	2	<16	<30	10	16	<13	<10	10	<10	463	4563	98	<50	<100
		A	6	100	1	17	50	18.3	16.7	16.7	<10	10	<10	317	4330	60	50	110
	Ⅵ	B	2	100	<1	10	30	26	20	10	<10	10	<10	<100	7500	200	<50	100
		P	2	200	<1	20	30	75	20	10	<10	10	<10	300	5000	300	50	10
		B	9	1200	1	50	40	73.3	23	31	<10	10	<10	241	8889	278	50	10
	Ⅴ	D	7	214	1	13	<30	64	17	10	<10	10	<10	157	5000	198	57	40
		P	11	200	1	12	<30	50	17	10	<10	10	<10	264	5000	355	<50	10
	Ⅳ	B	15	120	1	26	129	99.3	18	68	<10	10	<10	193	8670	286	50	10
		F	6	110	1	<10	75	24	12	25	<10	10	<10	167	10000	158	<50	33
		B	7	130	1	21	121	143	19	66	<10	10	<10	243	11430	271	50	20
D_2t	Ⅲ	S	1	300	1	10	30	50	12	15	<10	10	<10	325	8750	150	50	15
		L	3	200	1	10	30	40	15	10	<10	10	<10	300	5000	100	50	30
	Ⅱ	S	2	200	1	<10	<30	30	10	10	<10	10	<10	300	5000	75	<50	50
		F		230	1	<10	37	30	13	<10	<10	<10	<10	300	5000	50	<50	23
D_1d	Ⅰ	AB	7	300	1	22	<100	50	20	10	<10	16	<10	357	7500	186	65	12
		S	18	287	1	10	92	35.6	16.7	14	<10	12	<10	361	6722	169	61	48
平均浓度克拉克值				0.5	0.54	0.67	0.37	1.20	1.40	0.7		<0.8	<0.8	<0.5	0.77	1.201	1.30	0.71	0.26

P—凝灰岩；TA—粗安岩；A—安山岩；B—玄武岩；D—英安岩；F—霏细岩（流纹岩）；S—砂岩（凝灰砂岩）；AB—安山玄武岩。

中铜含量较高，大南湖地区较头苏泉地区为高，但其丰度仍与平均克拉克值接近。其它成矿元素大多是亏损的，于成矿不利。不同火山旋回和不同岩性的成矿元素丰度也不相同，一般以基性火山岩（玄武岩）的铜含量较高为特征。头苏泉地区玄武岩平均铜含量为78×10^{-6}，与玄武岩平均含铜丰度接近或稍高，尤其以第Ⅳ旋回底部及顶部最好，超过玄武岩平均值的0.5—1倍。从相对含铜丰度来看，则以上部的英安岩和中酸性凝灰岩（包括凝灰质砂岩）的含铜量为高，超过该类岩石平均含量的2—3倍，尤其是火山碎屑沉积岩，如第Ⅴ旋回顶部英安岩中所夹部分英安质凝灰岩及第Ⅳ旋回底部玄武岩中的凝灰质砂岩夹层，其含铜丰度达300×10^{-6}，超过正常含量的十倍以上。这可能与海底火山喷发和成矿物质呈气液状态在岩浆期后逸出，并为细粒凝灰质物质吸附有关。因此，头苏泉地区在第Ⅳ、Ⅴ、Ⅵ旋回的中酸性火山岩、火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩中找岩浆期后气液交代型或沉积型、沉积改造型铜矿床较有前景。

大南湖地区火山岩的含矿性与头苏泉地区相似。铜及其它成矿元素的丰度较头苏泉地区高（仅超过平均克拉克值）。铜的高峰值在上部旋回的玄武岩、英安岩及英安质凝灰岩层中，其次在伴生的石英闪长玢岩脉中，含量超过克拉克值1—5倍不等。玄武岩的铜含量为克拉克值的2倍左右，相对而言Cu在中酸性火山岩中富集程度较玄武岩高。所以，在大南湖地区泥盆纪火山岩中寻找与中酸性火山岩有关的火山热液型或沉积改造型铜矿床前景较好。

泥盆纪火山岩中高价铁的含量与铁总量的比值，在头苏泉和大南湖地区均较低，不利于铁矿床的形成。这可能也是迄今在区内未发现与泥盆纪火山岩系有关的铁矿床的原因之一。

四、几 点 认 识

1．东天山泥盆纪火山岩系为一套以钙碱性系列为主及少量拉斑玄武岩系列火山岩的岩石组合，火山岩岩类齐全，火山碎屑岩发育，并基本属于钠质型和普通型，以富含钠质为特征。

2．东天山泥盆纪火山岩系的微量元素和稀土元素地球化学特征均具岛弧型火山岩系特征型式，为康古尔塔格-黄山断裂（对接）带的存在和性质提供了岩石学和地球化学证据。

3．火山岩中铜的地球化学丰度揭示了大南湖和头苏泉地区的玄武岩、中酸性火山岩和火山碎屑岩中有较好的铜矿床成矿前景，值得进一步深入、系统地开展找矿和评价工作，也应是今后工作的重点。

参 考 文 献

涂光炽等，1984，地球化学，上海科学技术出版社。

王德滋、周新民，1982，火山岩岩石学，科学出版社。

袁见齐等，1979，矿床学，地质出版社。

Hanson G. V.，1980，Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous system，Am. Rev. Earth Plant Sci.，Vol. 8，pp. 377—406。

文震臣译，1987，痕量元素地球化学文集，地质出版社。

赵鹏大，1983，矿床统计预测，地质出版社。

查·赫奇逊著，张炳熹、李文达译，1990，矿床及其构造背景，地质出版社。

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF DEVONIAN VOLCANIC ROCKS AND ITS MINERAL-BEARING PROPERTIES IN EASTERN-TIANSHAN

Xiao Yuanfu, *Mao Yanshi*, *Zhou Jiyuan*, *Wang Daoyong*,

He Dalun and *Huang Zhixun*

(*Chengdu College of Geology*)

Abstract

It is the first time to discuss the geochemical characteristics of Devonian volcanic rocks series and its ore-bearing problem in a systematic and deep-going way in Eastern Tianshan.

The Devonian volcanic rocks are widespread and various. The volcanic rocks of calc-alkaline series made up about 75 per cent of the total volcanics and the tholeiitic series accounted for about 25 per cent. It is commonly rich in Na_2O and SiO_2, poor in MgO, K_2O and CaO in volcanic rocks. The geochemical patterns of rare earth elements have the feature types of volcanic rocks series in typical island arc. Magma of volcanic rocks came from the mantle and was contaminated by continent crust materials. The copper abundance is higher in the basalt, dacite and intermediate acidity volcano clastic rocks in volcanic rocks series, and pyroclastic sedimentary rocks. The mineral-forming prospect of copper deposite is better in these rocks.

Key words: Devonian, volcanic rocks, Geochemistry, island arc, copper deposite, mineral-bearing properties

新疆贝勒库都克锡砷矿床地球化学特征

杜　佩　轩

（陕西地矿局物化探队）

前　　言

陕西地矿局物探化探队1985年5月中标承包了“库普幅及老君庙幅东北部1:20万区域勘查地球化学方法研究与开发性试验”课题，经过严格的方法试验，在干旱低山丘陵区、荒漠区用岩屑地球化学测量方法，不但圈出了明显清晰的异常，而且经快速追踪评价发现了多处矿床（点）。贝勒库都克锡砷矿床，实现了国家305项目地质找矿的“开门红”，奠定了“化探先行”的战略思想，为后来地质找矿的重大突破起到了“导向作用”。

一、区域地质概况

锡砷矿区位于库普幅贝勒库都克，距奇（奇台县）一清（清河县）公路约2 km。构造位置属于东准噶尔褶皱带哈萨克复背斜南翼，苏吉-清水深大断裂以北，断裂南侧为石炭系，北侧为泥盆系。

泥盆系属海底喷发的火山岩及碎屑岩建造，为中泥盆统托让克库都克组、北塔山组、平顶山组。

托让格库都克组下亚组由海相火山碎屑岩及火山熔岩组成，上亚组由钙质砂岩、火山碎屑岩类和砂质灰岩等组成，形成清晰的条带状互层。北塔山组由一套海相火山碎屑岩组成。平顶山组在测区内分布广泛，主要产于北塔山顶部及卡拉麦里山北坡，苏吉-清水深大断裂以北地区；在北塔山构成北塔山复向斜南翼，卡拉麦里山构成复背斜轴部。

石炭系为一套厚度较大的浅海相碎屑岩及火山碎屑岩，在东准噶尔褶皱带出露的为南明水组、巴塔玛依内山组、双井子组。

南明水组下亚组由灰绿色、灰色片理化粉砂岩、千枚岩化粉砂岩组成。上亚组仍以碎屑岩为主，与下亚组不同处是火山碎屑岩增多，并夹有少量火山熔岩。巴塔玛依内山组以一套基性—中基性—酸性火山熔岩及火山碎屑岩为主。双井子组由滨海相沉积的砾岩、砂岩、碳质页岩及浅海相生物灰岩、钙质粉砂岩、砾岩组成。

侵入岩的侵入活动随海西中期多次构造运动及燕山期构造运动，分别侵入于泥盆系、中石炭统、中侏罗统地层中。脉岩分布广泛，从超基性、基性、中性到酸性均有分布。

加里东期喷发岩为地槽早期与沉积岩形成时的海底喷发岩，以中性晶屑-岩屑凝灰岩

及火山凝灰岩产出，未见火山熔岩。海西期为地槽型的海底喷发岩，是中泥盆统的岩石组成部分。其为一套凝灰岩及凝灰角砾岩等火山碎屑岩，熔岩呈薄厚不等的夹层产于其中。

就矿产而言，区内无一处多金属矿床，只有铬铁矿点、金矿点、锰矿点等。30年代初期到80年代中期，先后有个人和十多家地质单位在此开展工作，一直被列为重要成矿区带，在多金属和贵金属找矿方面做了大量工作，除发现一些矿（化）点外，尚无大的突破。锡矿找矿不曾引起重视，仅见区调资料中圈定的几处锡重砂异常（图1）。

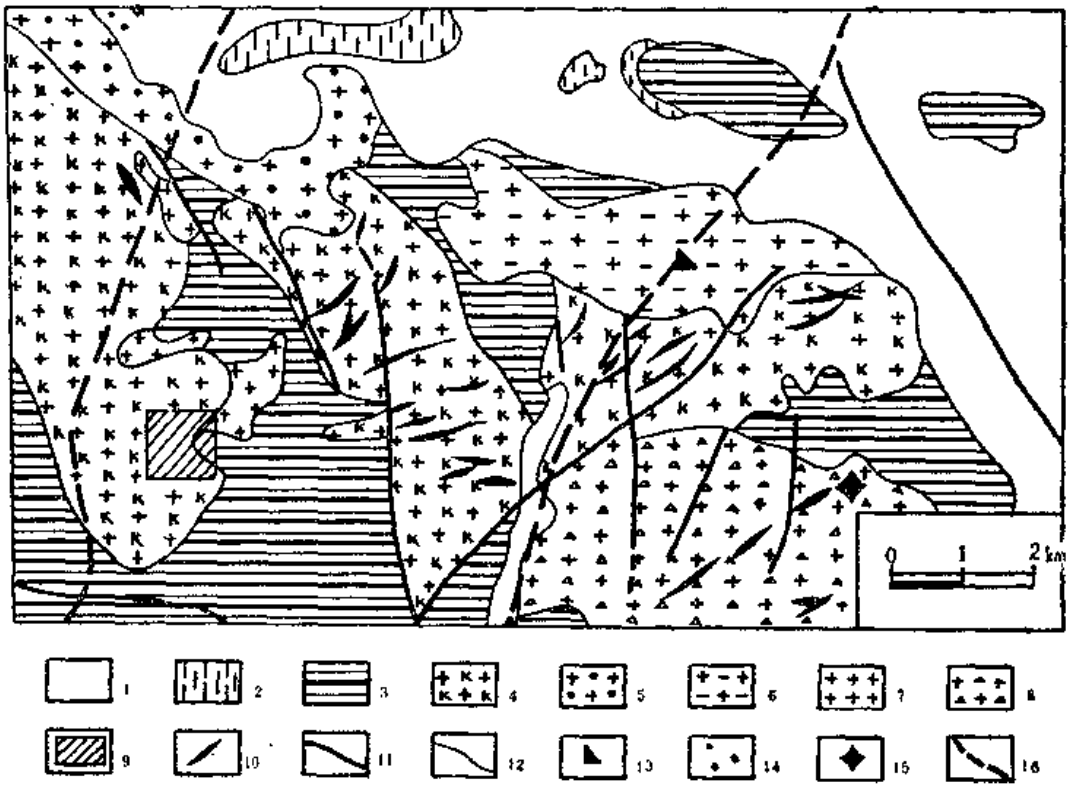


图1 新疆东准噶尔贝勒库都克地区地质略图

Fig. 1 Geological sketch of Beilekuduk, Junggar, Xinjiang

1—第四系；2—侏罗系；3—泥盆系；4—钾质花岗岩体；5—中细粒黑云母花岗闪长岩体；6—巨斑状窗斜花岗岩体；7—花岗岩及石英斑岩体；8—中细粒钠铁闪石花岗岩体；9—贝勒库都克锡矿区；10—石英脉；11—断层；12—地质界线；13—水晶矿点；14—水晶矿区；15—小型石墨矿；16—公路

二、含矿岩系特征

（一）中泥盆统平顶山组

北塔山地区为一套灰绿色、淡紫色片理化浅相火山碎屑岩。主要岩石为凝灰质砂砾岩和晶屑-岩屑凝灰岩，夹少量硬砂岩，局部见含碳质粉砂岩和灰岩透镜体。上覆地层为中石炭统双井子组或巴塔玛依内山组，下伏地层为中泥盆统北塔山组。

在卡拉麦里山北麓被苏吉-清水深大断裂和库普大断层限制在北西-南东向条带内，构造线沿300°左右方向延伸。岩层多被海西期花岗岩穿插或被第四系沉积层掩盖，分布零星，且多变质。上覆地层为下石炭统南明水组下亚组，下部被海西中期中粒花岗岩体所切穿。

（二）钾质花岗岩与斑状黑云母花岗岩

岩体分布于苏吉-清水深大断裂以北，与中泥盆统平顶山组为侵入不整合接触，其接触面产状变化大，一般南侧产状倾向210°—240°，倾角50°—70°，北侧产状不明，部分倾向南，倾角较陡。岩体呈岩基产出，部分为岩株，平面形状不规则，较大的岩体共9个，分布面积大。其中以苦水泉北、巴勒巴尕依、苏吉泉北岩体较大，苦水泉北岩体延伸到卡拉麦里幅。

钾质花岗岩：主要由巴勒巴尕依和苏吉泉岩体组成，贝勒库都克地区也有分布。钾质花岗岩为中粒钾质花岗岩及细粒钾质花岗斑岩，两者以分异关系产出，以前者为主，后者构成岩体边缘相或不大的异离体。两岩石不同点是，前者为中粒花岗结构，后者为细粒斑状或文像结构，块状构造。岩石矿物特征相近，主要矿物条纹长石的含量为60—65%，更、钠长石8%，石英25%，黑云母3—5%，其它矿物1—2%。

斑状黑云母花岗岩：主要有苏吉泉岩体，呈岩基产出。岩石红色、红灰白色，按结构可以分为3种，即粗粒（部分为中—巨粒状）、中—粗粒和中—细粒，三者具明显分异关系。粗粒组成岩体的主要部分；中—粗粒组成岩体的边缘相；中—细粒仅在局部边缘或呈脉状异离体产出。岩石主要由斜长石（多为更长石）约21—24%、条纹长石32—44%、石英31—34%、黑云母＞5%组成。

岩石化学特征：斑状黑云母花岗岩属正长岩系列，钾质花岗岩系属碱性过饱和系列，分别与岩石特征相吻合。化学成分基本相似，均属SiO_2过饱和的过碱性岩石，此两类岩石的K_2O、Na_2O组份含量较高，Fe、Mg、Ca组分含量低。

海西中期侵入的不同类型岩石中的副矿物含量近似，主要有锆石、萤石、钍石、磷灰石、毒砂、钛铁矿、电气石、锡石等。

蚀变及剥蚀程度：外接触带蚀变见有角岩化、硅化、绿帘石化、绿泥石化等，除角岩化发育外，其余均不发育。角岩化在岩体周围呈环带状出现，宽1km余，局部地段呈角岩产出。岩体剥蚀深度达中、上部，其依据有岩体中脉岩发育；岩体中心原生构造不发育，仅在岩体边缘较明显；岩体中心岩石结构变化较大；岩体两侧产状倾向外侧。

（三）钾质花岗岩的性质

根据野外观察和镜下鉴定，以及将前人所定“钾质花岗岩”与含锡花岗岩、正常花岗岩相比较。钾质花岗岩实为含锡黑云母花岗岩，研究结果如下。

1．野外观察钾质花岗岩实为黑云母花岗岩。经镜下鉴定，其斜长石含量为30%，石英30—35%，条纹长石、微斜长石30—35%，黑云母5%左右。定名为中粒黑云母花岗岩。

2．对花岗岩中锡含量进行比较。正常花岗岩为3.6×10^{-6}，含锡花岗岩为$16—30\times10^{-6}$，钾质花岗岩中锡含量平均值为19.92×10^{-6}，岩屑中锡含量为15.95×10^{-6}。其平均含量值与含锡花岗岩接近。

3．将平均化学成分进行比较看出，钾质花岗岩和含锡花岗岩化学成分接近，并可与世界花岗岩类化学成分进行对比（表1）。

4．对化学成分特征值进行比较。含锡花岗岩的显著特征是，有较高的SiO_2和K_2O值，较高的K_2O/Na_2O比值和$(K_2O+Na_2O)/CaO$比值；较低的SiO_2/K_2O和Al_2O_3/K_2O比值，较低的Fe_2O_3、FeO、MnO、MgO含量。其中最突出的是$K_2O>Na_2O$，世界各地的含锡花岗岩类都具有这一性质。本区钾质花岗岩也具备这一特征（详见表2）。

表 1 世界花岗岩类化学成分与钾质花岗岩对比表①

Table 1 Chemical composition of the world granites as companed with The potassium granites

化学成分	a含锡花岗岩类（%）	b正常花岗岩类（%）	c钾质花岗岩类（%）	a − b	a + b	c − b	c + b
SiO_2	73.10	70.53	75.73	2.58	1.040	5.2	1.07
TiO_2	0.21	0.38	0.095	−0.17	0.55	−0.29	0.25
Al_2O_3	13.96	14.51	11.26	−0.55	0.96	−3.25	0.78
Fe_2O_3	0.91	1.28	0.43	0.37	0.71	0.85	0.34
FeO	1.44	1.87	0.78	−0.43	0.77	−1.09	0.42
MnO	0.05	0.07	0.024	−0.02	0.71	−0.046	0.34
CaO	1.21	2.10	1.16	−0.89	0.58	−0.94	0.55
K_2O	4.58	3.82	4.28	0.76	1.20	0.46	1.12
Na_2O	3.61	3.61	3.31	−0.60	0.63	−0.30	0.92
MgO	0.55	0.85	0.29	−0.30	0.68	−0.56	0.34
P_2O_5	0.20	0.17	0.03	0.03	0.18	−0.14	0.18

① 杜佩轩等，1988，《区域勘查地球化学方法研究与开发性试验成果报告》，国家 305 项目资料。

表 2 花岗岩类若干特征值对比表

Table 2 Comparison of some characteristic alues of the granitoid

化学成分（%）	含锡花岗岩类	正常花岗岩类	钾质花岗岩类
$Na_2O + K_2O$	7.59	7.43	7.59
K_2O/Na_2O	1.52	1.06	1.30
$Na_2O + K_2O/CaO$	6.27	3.54	6.54
SiO_2/K_2O	15.96	18.46	17.69
$CaO + Na_2O + K_2O$	8.8	9.53	8.75
$Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO$	2.95	4.07	1.52
CaO/MgO	2.20	2.47	4.00
Al_2O_3/K_2O	3.05	3.80	2.63

综上足以说明，原定钾质花岗岩应更名为含锡黑云母花岗岩。

三、区域地球化学特征

在 1:20 万区域勘查地球化学测量完成的 6400 km^2范围内，共发现锡异常55个。其中受地层控制的 44 个（石炭系 25 个，泥盆系 10 个，其余地层 9 个）；受岩体控制的 11 个（海西期岩体中 7 个，酸性次火山岩中 4 个）。在这些异常中有 16 个锡异常不同程度受断裂构造的影响。

统计结果表明，大部分锡异常受地层控制，这类异常，规模普遍较小，平均含量值较低；而分布在酸性侵入岩体中的异常，具备了“高、大、全”的特点(即含量高、规模大、组分全)。

区域锡异常是以其规模大小进行评价的，AR_{12}号锡异常，即贝勒库都克锡异常带规模最大。

利用因子分析所提供的39种元素的相关矩阵，判定一些重要元素的共生组合特征如下：

与锡正相关的元素相关系数及顺序为：$+0.58Bi+0.45Y+0.44Be+0.38K_2O+0.37SiO_2+0.35Pb+0.26F+0.20Th+0.15Nb+0.15U+0.13W$。正相关元素为酸性岩中的元素。

与锡负相关的元素相关系数及顺序为：$-0.34(Fe,P)-0.33(V,Sr)-0.31Ti-0.28(Co,Al_2O_3)-0.26MgO-0.25Mn-0.24CaO-0.21Zn-0.16La$。负相关元素为基性岩中的元素。

四、贝勒库都克锡异常带特征

（一）异常带特征

该锡异常呈环带状产于浅红色中细粒含锡黑云母花岗岩体中，主体位于泥盆系基性火山岩和岩体的内接触带。岩体为钠铁闪石花岗岩和含锡黑云母花岗岩。

异常为不规则环带状环绕岩体。面积516 km^2。锡含量平均值为5.24×10^{-6}，极大值为26×10^{-6}，经统计大于17×10^{-6}的极大点4个，以极大点为中心形成的4处综合异常，经验证为三个矿床，一个矿点。异常分布特征及矿床分布，详见图2。近一步证实了“岩屑

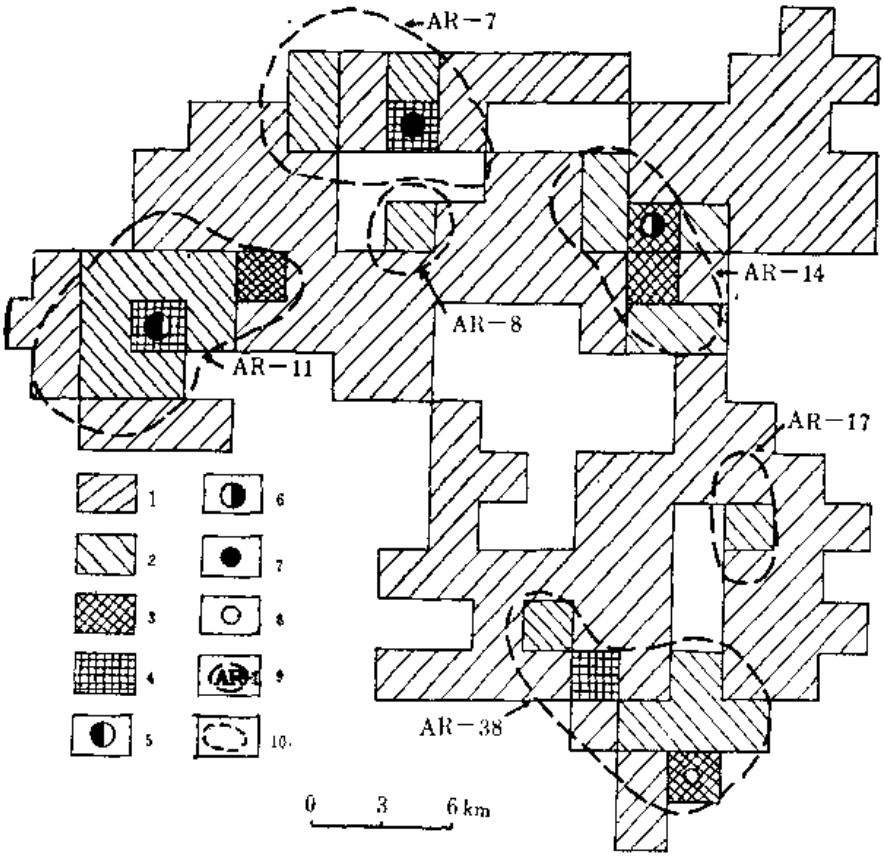


图 2 锡异常带分布特征及矿床位置

Fig. 2 Distribution of tin anomaly and position of the diposits

1—3—6×10^{-6}面积100km^2；2—6—12×10^{-6}面积88km^2；3—12—24×10^{-6}面积16km^2；4—>24×10^{-6}面积12km^2；5—贝勒库都克中型锡砷矿床；6—萨惹什克中型锡矿床；7 水晶矿小型铜银矿床；8—苏古泉锡矿点 9—综合异常及编号；10—1:20万化探综合异常

地球化学测量”方法，在干旱荒漠区找矿效果是十分有效的。

（二）元素组合

根据因子分析提供的39种元素的相关矩阵，与锡相关的地质单元中，锡的组合关系如下。

含锡黑云母花岗岩中组合特征：As、F、Cd、Y、Bi 等与Sn 正相关，Ba、K、Hg则与 Sn 负相关。

钠铁闪石花岗岩体中锡的组合特征：B、Y、Th、Be、Fe、F、Bi、Mg 等与 Sn正相关，Al_2O_3、K_2O、Sb、Na_2O、As、Co、Pb、Ba 等与 Sn 负相关。

流纹斑岩中锡的组合特征：Pb、Mo、Zr、Y、As、Sb、Si、K、Be、Bi 等与 Sn 正相关，Ti、P、Al、Ba、Fe、V、Sr、Mg、Cu、Cr 等与 Sn 负相关。

详细组合关系见重要地质单元 Sn、Au、Ag 组合特征表（表 3）。

表 3　重要地质单元Sn-Au-Ag组合特征表

Table 3　Characteristics of Sn-Au-Ag association in important geological units

单元及元素	正　　相　　关	负　　相　　关
含锡黑云母花岗岩 Sn	0.86As + 0.78(F、Cd) + 0.72Y + 0.68(Bi、Mg) + 0.59B + 0.57Ti + 0.51Ni + 0.52V + 0.50Nb + 0.47Ca + 0.45Fe + 0.41La + 0.37Na + 0.25Be + 0.3(Zn、Zr) + 0.21Cu + 0.21La + 0.20Sb + 0.18Si + 0.17W + 0.13(Cr、Ag、P) + 0.11Au	−0.40Ba − 0.37K − 0.15Hg
钠铁闪石花岗岩Sn	0.46B + 0.37Y + 0.34Th + 0.24U + 0.22(Be、Fe、V) + 0.2(F、Bi、Mg) + 0.18La + 0.17Ag + 0.12(W、Zr) + 0.11(Li、Zn)	−0.42Al − 0.34K − 0.26Sb − 0.24Na − 0.19AS − 0.15Co − 0.14(Pb、Ba) − 0.13P − 0.12Hg
流纹斑岩 Sn	0.7Pb + 0.66(Mo、Zr) + 0.61Y + 0.6As + 0.48Sb + 0.46Si + 0.43K + 0.4(Be、Bi) + 0.32B + 0.28La + 0.27(Th、Zn) + 0.25Ag + 0.15Cb	−0.72(Ti、P、Al) − 0.7Ba − 0.66Fe − 0.65V − 0.63Sr − 0.62Mg − 0.58Cu − 0.54Cr − 0.47Na − 0.43Ni − 0.33Ca、Hg − 0.32F − 0.31Mn − 0.27Li − 0.20U − 0.16W
流纹岩 Ag	0.5Na + 0.49(Pb、Zn) + 0.43Mo + 0.33As + 0.33U + 0.27Hg + 0.25Sn + 0.23(Au、K、Si) + 0.22Ba + 0.21Na + 0.19Cu + 0.18Th + 0.11Cd + 0.11B + 0.11Ca	−0.79W − 0.39Nb − 0.37Cr − 0.29Fe − 0.19Zr − 0.19Ti − 0.17F − 0.15V − 0.14Al − 0.11Be − 0.10La
七叠系 Au	0.47As + 0.43Th + 0.38W + 0.33Sb + 0.32K + 0.3La + 0.28Cr + 0.22Ni + 0.17La + 0.16Cd + 0.15Bi + 0.13(Sr、Pb、Al) + 0.12Nb	−0.33Hg − 0.21Mn − 0.07Ca − 0.07Zr − 0.05V − 0.04(Fe、Ca) − 0.03(Ti、Zn)
石炭系 Au	0.62B + 0.63Sb + 0.30Ca + 0.19Fe + 0.18V + 0.17Nb + 0.15Zn + 0.14Cu + 0.12(Co、Ag) + 0.11W	−0.25(Na、Pb) − 0.21Ba − 0.17Sr − 0.14(V、Bi) − 0.13Be − 0.12Sn − 0.12F

该异常带中其它元素异常为 Bi、As、Pb、W、Mo、Be、Ag、Cu 等。按照异常下限两倍值，在该带中共圈定了 6 处局部综合异常：AR-11、AR-14、AR-7、AR-38、AR-17、AR-8 等（图 2）。在局部异常中锡与铋密切相关，凡有锡综合异常均伴有铋异常出现。根据找矿元素 SiO_2 和 K_2O 形成的区域性异常带，可作为寻找锡矿的重要标志。

据国内外近年来区域化探找矿经验，区域性带状异常一般伴有矿田的存在。谢学锦教授提出区域性异常是比地球化学有规模小一些的异常（谢学锦，1979）。它们往往是由矿田或大型矿床在其周围广大面积内的分散矿化所引起的。根据现有的资料，区域性异常的面积可达数 10km²，甚至达100—200km²。此异常带不仅在 AR-11 号异常中发现了中型远景的锡砷矿床，而且在 AR-14号异常中发现了中型远景锡矿床，在 AR-7号❶异常中发现了小型铜银矿床，锡矿点；在 AR-38 号异常中发现了锡矿点等，又一次验证了这一论点的正确性。

五、贝勒库都克综合异常特征

（一）异常特征

贝勒库都克综合异常指 1:20 万区域化探扫面所圈定的锡异常带中，进一步圈定的锡的局部综合异常。异常位于贝勒库都克，编号为 AR-11。

综合异常具明显的多元素浓集中心，Sn、As、Bi、Be、F、Y、Li 和 Pb 等元素异常构成吻合程度较高的同心圆。组合元素为 Sn、Bi、As、Pb、Si、Be、Fe、Y、Li、W、Ba、Ag。单元素异常特征详见 AR-11 号综合异常剖析图（图 3）。异常东部有铌异常显示，东南部出现一强度较大的金异常。

表 4 列出了 AR-11 号综合异常中主要元素地球化学统计参数值。表中所列 Sn、Bi、Si 异常为库普幅❷单元素评序第一名；Be、F、Y为第二名；Pb 为第四名；W、Ba 为第八名，构成该综合异常的元素，几乎在区域单元素异常评序中排在前十名。因此，多数单元素异常具备高、大、全特点。

该综合异常中锡异常平均值为 9.1×10^{-6}，极大值为 24.6×10^{-6}（锡矿区），面积 36 km²，衬度3.83。

（二）异常结构分带特征

异常具有空间上的结构分带性，呈类同心圆状分布，大体为：

外带 Sn、Bi；中带 Sn、Bi、As、Be、Pb；内带 Sn、Bi、As、Be、Pb、W、Cd、Ba。

所谓结构分带，是指将各组元素数据标准化，通常将各点衬度值大于 1 的元素以代码表示，并以代码量勾绘内、中、外 3 带。

AR-11 号异常的ΣNAP 值为 723.7，在全图幅 87 个综合异常中，排序第六位。异常区存在很好的与锡组合的 9 种元素综合异常，结构分带非常明显。可分成 4 级浓度带，最高值达16。

六、检查评价结果

（一）1:5万岩屑测量

在异常区约 48 km²范围内，进行了 1:5万岩屑地化测量，采样密度为 3 个/km²（表5）。

❶ 杜佩轩、王敬恺纳，1987，《库普幅锡金异常评价研究报告》。

❷ 新疆地质局区调队，1966，库普幅（1:20万）。

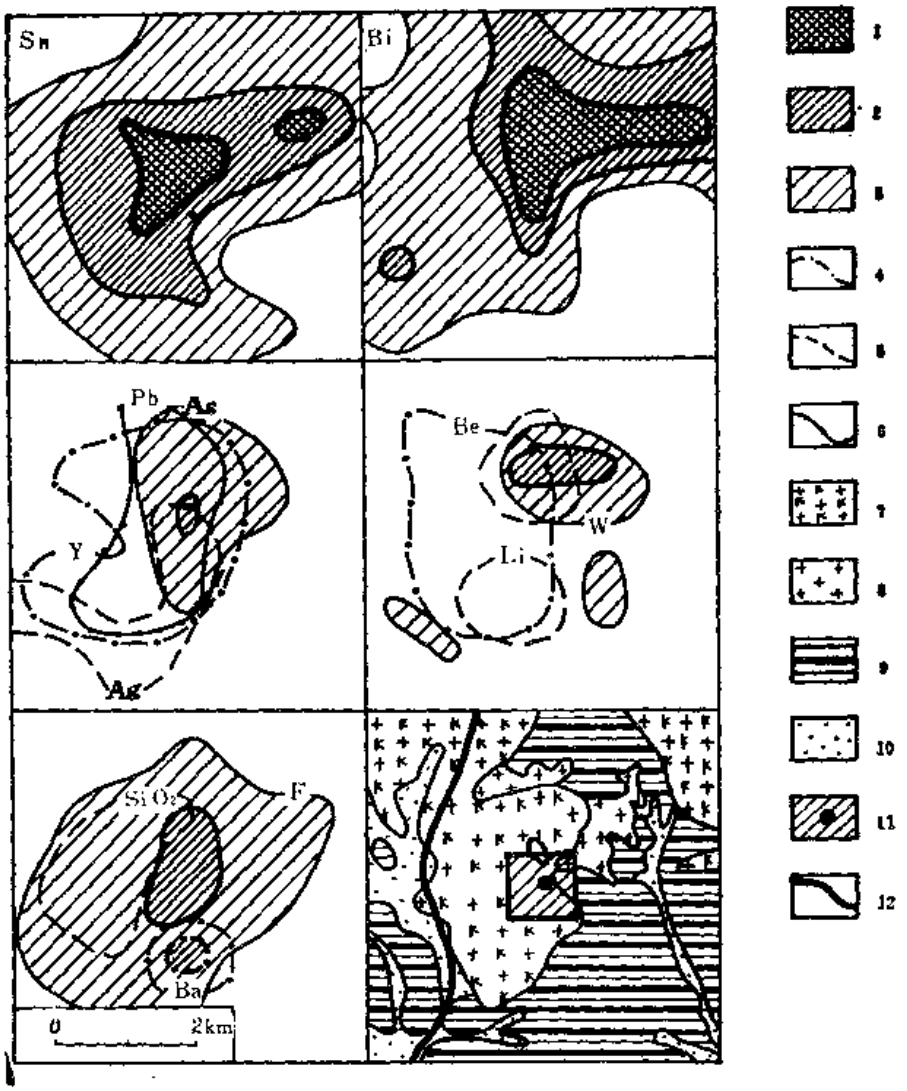


图 3 AR-11号综合异常剖析图

Fig. 3 Profile of synthetic anomaly AR-11

1—Sn3—6×10⁻⁶, Bi0.25—5×10⁻⁶, As15—30×10⁻⁶, W3—5×10⁻⁶, F600—1200×10⁻⁶, Ba 100—2000×10⁻⁶; 2—Sn6—12×10⁻⁶, Bi0.5—0.75×10⁻⁶, As>30×10⁻⁶, W>5×10⁻⁶, F>1200×10⁻⁶, Ba>2000×10⁻⁶; 3—Sn>12×10⁻⁶, Bi>0.75×10⁻⁶; 4—Y>10×10⁻⁶, Be>4×10⁻⁶;5—Ag>100×10⁻⁹,Li>40×10⁻⁶ SiO_2>80%; 6—Pb>20×10⁻⁶; 7—钾质花岗岩; 8—花岗斑岩及石英斑岩; 9—泥盆系; 10—第四系; 11—锡砷矿区; 12—公路

结果出现了面积约 8 km^2的 Sn、Bi、As、Ag、Sb 综合异常，各元素大部分吻合叠加，以 Sn、As 面积最大。其 Sn、Bi、As、Ag、Sb 均有三级浓度带（图 4）。

经过“迭代剔除”统计参数值，锡元素平均值与 1:20 万区测结果相近，而极大值却成百倍增长，同时出现了较强的砷异常。矿区 1:5 万岩屑测量主要元素异常参数及浓度分带（见表5）。

（二）自然重砂测量

3 个自然重砂兼测样分析结果如表 6。

这一结果表明，该异常存在有益矿物锡石，白钨矿，毒砂，基性泡铋矿，萤石。锡石的出现，除说明此地具备锡成矿的物理化学条件外，还存在或曾存在原生锡矿。重砂样中锡石含量突出，这说明可能存在锡砂矿。微量元素分析锡含量高达 4800×10⁻⁶。包体爆裂

表 4 锡铋综合异常地球化学统计参数表

Table 4 Geochemical parameters for Compond anomaly of tin and iridium

元素	单元素异常号	地壳克拉克值	平均值	面积 (km^2)	极大值	衬度	规模 (km^2)	样数 (个)	单元素评序名次
Sn	AR12—5	1.7(1) 3.0(2)	9.10	29.2	21.5	3.00	87.60	9	1
Bi	AR2—3	0.0013 0.01	1.01	15.00	1.25	4.16	62.40	5	1
SiO_2	AR3	27% 35%	82.00	12.00	82.92	1.02	12.24	5	1
Be	AR4	1.3 3.0	1.62	26.10	5.00	1.15	30.36	6	2
F	AR5	45° 85°	928	41.10	1600	1.55	68.82	12	2
Y	AR2	24 40	53.50	26.00	66	1.34	34.84	6	2
Pb	AR6	12 19	24.70	16.10	29	1.24	20.34	4	4
Li	AR5	22 40	67.79	4.16	67.79	1.67	6.95	1	6
W	AR7	1.1 2.2	7.76	8.00	10.26	2.59	20.72	2	8
Ba	AR8	390 810	2785	5.20	2785	2.79	14.51	1	8
Li	AR7	22 40	43.30	5.60	19.20	1.13	6.33	2	9
Ag	AR14	75 37	110.20	10.40	123.00	1.10	11.44	5	13

（1）地壳克拉克值；（2）含钙花岗岩中丰度；表中元素含量单位除Ag为$\times 10^{-9}$外，余为$\times 10^{-6}$。

表 5 矿区加密岩屑测量区异常参数表

Table 5 Parameters gained by intense rock debri measurement in mining-area

元素	平均值 ($\overline{X}$)	离差 (S)	异常下限		浓度分带		
			计算值	实用值	外带下限	中带下限	内带下限
Sn	9.95	12.50	34.95	35	35	70	140
Bi	0.60	0.89	2.38	2	2	4	8
W	1.16	0.56	2.38	2.5	2.5	5	10
As	15.93	11.10	38.13	35	35	70	140
Be	4.14	3.63	11.4	10	10	20	40
Ag	80.39	36.62	153.63	150	150	300	500
Sb	0.66	0.44	1.54	1.5	1.5	3	6
Au	1.17	1.27	3.71	4	4	8	16

注：除Au、Ag单位为（$\times 10^{-9}$）外，其它元素单位均为（$\times 10^{-6}$）。

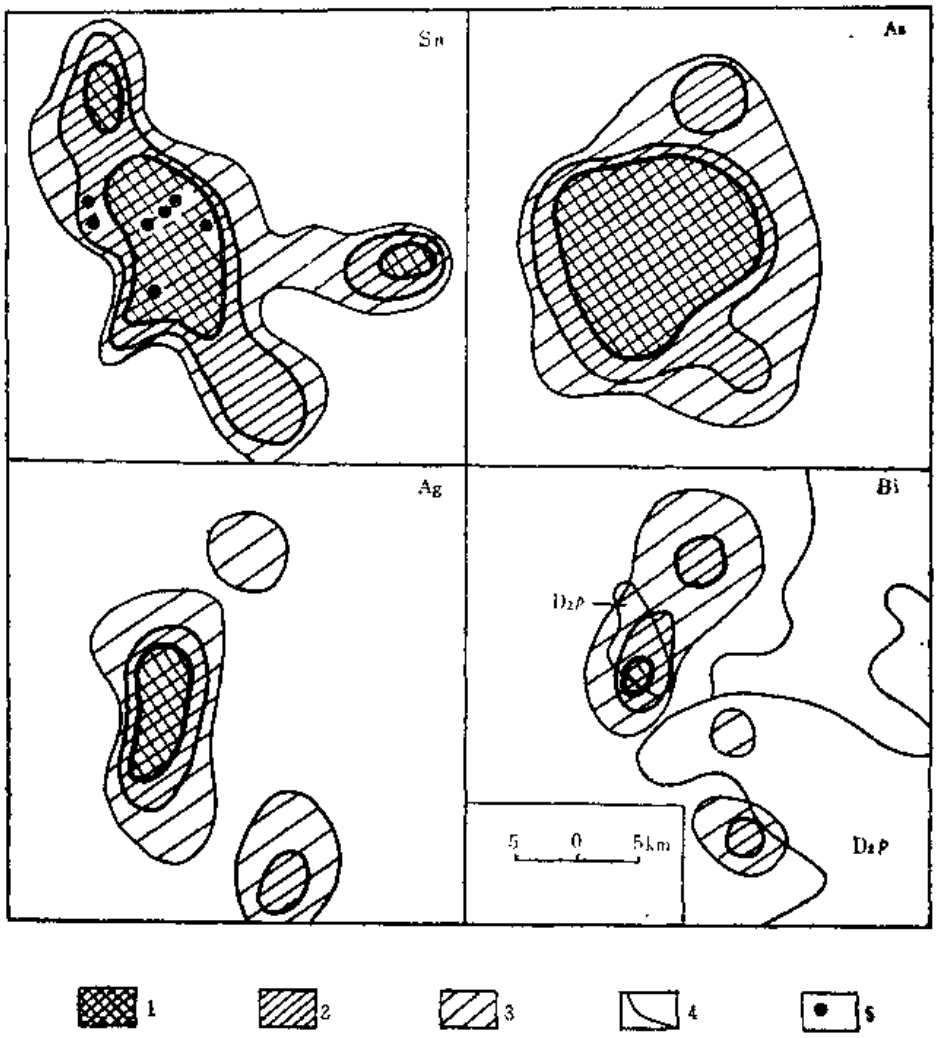


图 4 1:5万岩屑测量异常及矿体分布图

Fig. 4 Distribution of rock debri and ore bodies (1:50000)

1—异常内带，Sn>140×10⁻⁶,As>140×10⁻⁶,Ag>500×10⁻⁹,Bi>8×10⁻⁶;2—异常中带,Sn>0—140×10⁻⁶, As>0—140×10⁻⁶, Ag300—500×10⁻⁹, Bi4—8×10⁻⁶; 3—异常外带, Sn35—70×10⁻⁶,As35—70×10⁻⁶,Ag 150—300×10⁻⁹, Bi2—4×10⁻⁶; 4—地质界线; 5—锡砷矿体

表 6 自然重砂兼测样结果

Table 6 Natural heavy sand test result

项目 / 样号	有益矿物					微量元素（×10⁻⁶）			包体爆裂频数
	锡石	卓砂	萤石	基性泡铋矿	白钨矿	Sn	W	Bi	
HZ-19	少量	微量	无	无	少量	1050	11.7	0.58	7249
HZ-20	重矿物部分3%	微量	少量	无	无	460	3.4	0.88	4975
HZ-21	重矿物部分55—70%	无	2%±	微量	微量	4800	27	14.4	7011
HZ-21	其粒级3/4								

频数表明存在大量汽液包体，说明可能发生过液沸腾现像，这是最重要的成矿信息。

（三）1:2万化探地质剖面测量

穿越1:20万化探异常浓集中心，测制了一条化探-地质综合剖面。在锡矿区出现了多元素峰值，详见化探-地质综合剖面图（图5）。

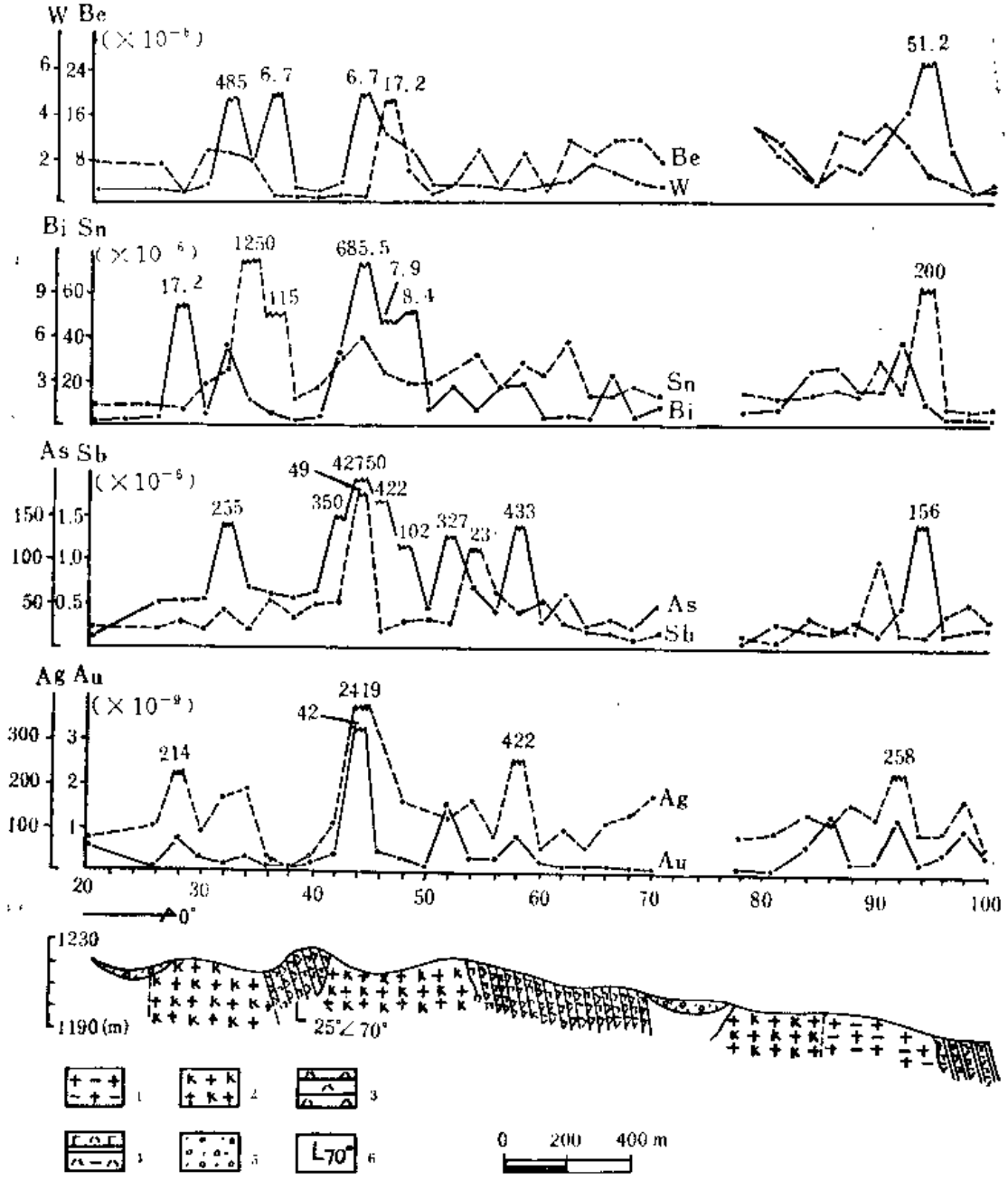


图 5　化探-地质综合剖面图

Fig. 5　Geochemical-geological expanatary Section

1—花岗斑岩及石英斑岩；2—钾质花岗岩；3—角岩化凝灰岩；4—蚀变安山粉岩；5—冲积砂砾；6—岩层产状

七、锡砷矿床发现及其特征

（一）锡砷矿床发现

1．锡矿存在依据

（1）1:5万岩屑地球化学测量结果，Sn和As异常面积大，强度高，组合全。其范围涉及近4km²，浓集中心十分明显；Sn达0.1%超过工业品位，As为0.5%超过伴生品位指标（0.2%）。

（2）1:5万岩屑地球化学测量，多元素结构分带特征为：外带—Sn、As，中带—Sn、As、Bi、Ag，内带—Sn、As、Bi、Ag、Sb、W、Cu、Pb。表明就异常面积而言Sn最大，As次之，Bi再次。和戈里戈良提出的硫化物锡石矿床分带特征接近。

（3）自然重砂兼测中，H 2-21样品锡石重矿物部分占65—70%；微量元素分析Sn达0.48%，超工业品位一个数量级；包体爆裂频数H2-19和H 2-21样品均超过7000以上，说明锡成矿的物理化学条件是存在的。有益矿物锡石、白钨矿、基性泡铋矿、毒砂和萤石的成矿条件也是存在的。

（4）从化探-地质综合剖面（图5）可知：在28—60点之间普遍存在Sn、As、Bi、Ag、W、Sb异常，Sn、As达工业品位。

（5）异常区位于华力西期酸性岩浆岩带南沿，岩性为高酸富碱的钾质花岗岩，东北部见花岗斑岩和石英斑岩，为一个多期性复式岩体。矿区硅化和钠化强烈，发育数几十条大小不等的石英脉，以及钠长石化花岗岩。

以上足以说明锡砷矿体（化）的存在，有找到锡矿的可能。

2．锡砷矿床的发现

经过异常检查组数十次的工作，在确定有锡矿体（化）存在的可能之后，分队成立了检查验收组，重点对几处异常再次追踪检查。1986年8月初，我们在异常区对所有石英脉逐一观察时，在一石英脉中发现了蓝铜矿化和集合状银灰色毒砂，肉眼未见锡石，断定为云英岩脉。当连续发现4条NNE向雁行排列的岩脉后，推测为锡砷矿脉。接着又发现一个钠长石化花岗岩体，锡石在岩体中呈鸡窝状分布。经新疆第二区调队分析鉴定证明，这5处均为锡砷矿体，命名为贝勒库都克锡砷矿床。

（二）锡砷矿体圈定

地质找矿的“突破”是极为艰难的。然而，一旦突破，对扩大远景则是比较容易的。贝勒库都克锡砷矿床的发现就是如此。经过野外追索、我们发现和圈定了7条矿脉(图4)。历经地质评价、钻探验证，发现了贝勒库都克锡砷矿床的主矿体。

（三）锡砷矿床特征

对所圈定的矿体取样分析，进行岩矿鉴定，其各矿体规模、品位、类型列于表7。

我们对贝勒库都克锡砷矿床的矿石类型及蚀变进行了进一步研究。在矿区共发现8种与锡有关的矿石类型，即锡石-钠长石化花岗岩；锡石-毒砂-钠长石化花岗岩；锡石-毒砂石英脉；锡石-石英脉；锡石-绿泥石石英脉；锡石-毒砂云英岩脉；锡石-钠闪石化次生石英岩脉；锡石-霓石-钠闪石化次生石英岩脉。现就主要类型叙述如下。

锡石-钠长石化花岗岩：矿石呈灰褐色块状构造，半自形粒状结构。板条状负低突起钠长石约占45—50%，沿边缘被少量钾长石替代。钾长石它形粒状，大小不等，分布于钠长石和锡石多角形空隙中。它形粒状石英约10—15%，与细小的白云母紧密伴生，结晶较晚，甚至晚于钾长石。其次有少量褐铁矿，绿泥石，萤石等矿物。锡石为自形、半自形、它形粒状。一般含量5—10%，富矿30—35%。

锡石-毒砂石英脉：矿石块状构造，它形粒状变晶结构。它形粒状石英为80—85%，

表 7 主要锡砷矿体特征一览表

Table 7 Characteristics of tin-arsenic ore bodies

编号	规模（长×宽）(m)	品　位（%）	类　型
Sn01	38×16	Sn1 = 36.96 Sn2 = 0.22	锡石 钠长石花岗岩 锡石-毒砂钠长石花岗岩
Sn02	50×30	Sn = 0.17 As = 1.2	锡石-毒砂石英脉 锡石-毒砂钠长石化花岗岩
Sn03	30×10		锡石-毒砂石英脉
Sn04	40×20		锡石-毒砂钠长石化花岗岩
Sn05	30×20	Sn = 2.6 Pb1 = 0.98 Pb2 = 0.71 SnO_2 = 2—4	锡石-钠闪石次生石英岩
Sn06	20×20	SnO_2 = 0.521	锡石-黝石钠闪石次生石英岩
Sn07	800×15	Sn = 0.17 As = 4.3 Ag = 2.4g/t	锡石-石英脉破碎带

伴有细小的白云母。毒砂 3—7%，锡石1.5—3%。其次有萤石，褐铁矿等矿物。

锡石-毒砂钠长石化花岗岩：矿石块状构造，块状碎裂半自形粒状变晶结构，钠长石80%，为后期钠化产物，主要为岩浆后期热水溶液带入大量钠质组分交代钾长石形成。板条状自形，半自形钠长石呈集合体产出。钾长石约10%，以交代残余它形粒状产出，表面高岭土化，混浊变脏。石英3—5%，黑云母2—3%，毒砂 1—2%，锡石 0.5— 1 %。

锡石-钠闪石次生石英岩：矿石块状构造，不等粒碎裂变晶结构。石英 55—60%，呈不等粒碎裂状集合体产出，颗粒细微，受构造影响，使原来以 SiO_2 为基底的物质形成填隙式分布的石英细粒。钠长石 20—25%，呈纤维状集合体产出；黄玉 4%；褐铁矿 5—10%；黄铁矿、褐帘石少量。锡石2—4%，以半自形、它形粒状，细微粒状成单体或集合体产于钠长石附近，一般粒度为 0.13—0.39 mm。

锡石-霓石-钠闪石化次生石英岩：矿石块状不等粒变晶结构。石英 67% 左右，黄玉 15—20%，二者成不等粒它形粒状集合体基底式产出。上部散有霓石 7—8%，钠铁闪石 5—7%，黄玉等矿物。黄玉呈它形，半自形粒状单体或集合体产出。霓石为纤维状或针状集合体，钠长石、褐帘石少量。锡石约0.5—1%，自形、半自形晶粒。

（四）远景评价与锡成矿评价准则

综上所述，该矿床矿化类型多，矿化强烈，是在新疆找到的第一个具中型远景的锡矿床。

根据对贝勒库都克锡砷矿床地球化学特征的研究，提出锡矿普查找矿的地质-地球化学准则。

1、具有高、大、全特征的锡多元素区域异常；异常面积一般为数十平方公里到数百平方公里；有用组分含量高，锡含量达几十至上百 $\times 10^{-6}$。元素组分有：Sn、As、Bi、W、Pb、Be、F、Ag、Sb、Y、Si、Li。

2．区域异常具有一定结构分带性、异常处在 Sn-Bi 高背景带中。

外带 Sn、Bi；中带 Sn、Bi、As、Be、Pb；内带 Sn、Bi、As、Be、Pb、W、Si、Y、Li、F、Sb。

3．区域异常中硅化和钾化形成大面积 Sn、SiO_2 和 K_2O 相吻合的带状异常

4．自然重砂兼测样，锡石含量在有益矿物中占 50% 以上；锡分析值达数百到数千 $\times 10^{-6}$；包体爆裂频数 5000—7000

5．地质条件：（1）异常处在地槽系中；（2）矿脉赋存于华力西酸性侵入岩带；岩体边部分布有结晶分异而形成的小岩体；（3）岩体的岩性为高酸富碱过饱和系列，高酸富碱分异明显或多期次、常以斑岩存在；（4）岩体剥蚀不深；（5）岩体母岩为黑云母花岗岩。

6．矿化产于石英脉、云英岩、次生石英岩、钠长石化花岗岩、绿泥石化破碎带中。常蚀变为硅化、云英岩化、钠长石化、电气石化、萤石化、次闪石化、霓石化、绿泥石化等。

结 束 语

本文所述地球化学特征，偏重于勘查角度。在经典理论地球化学方面，尚需做更多的深入探索工作。贝勒库都克锡砷矿床的发现是在锡矿找矿方面的一大突破。此后相继发现了萨惹什克锡矿床、卡姆斯特锡矿床、卡拉麦里锡矿床、柯拉萨依锡矿床、水晶矿铜银矿床和苏吉泉锡矿点、红土井子锡矿点。同时圈定了贝勒库都克锡多金属成矿带和东准噶尔锡多金属成矿带，推动了北方锡矿地质工作，填补了新疆锡矿储量的空白。

诚望本文对新疆找锡矿和东准噶尔锡多金属成矿带扩大远景有所启示。另外，沙丁茂、张迎军等也参加了贝勒库都克锡砷矿床的找矿及检查评价工作。

主要参考文献

谢学锦，1979，区域化探，地质出版社，p.17。

杜佩轩，1991，新疆干旱荒漠区勘查地球化学方法试验研究，新疆地质科学，第3辑，地质出版社。

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF BELEKUDUK Sn–As DEPOSITS IN XINJIANG

Du Peixuan

(Geophysical-geochemical Party of Shaanxi Bureau of Geology and Mineral Resources)

Abstract

The Belekuduk Tin-arsonic deposit in Xinjiang lies on the southern limb of the Harsak geoanticline in the Eastern Junggar fold belt, on the north side of the Suji-Qingshuidi fault. The strata exposed in the mining area are middle Devonian Pingdingshan Formation and the ore deposits are borne in biotite granite. The ores are mainly cassiterite-silicate and cassiterite-greisen.

The deposit is found by regional geochemical survey for 1:2000000 geological mapping. It lies in the tin anomaly zone with an area of several hundred square kilometers, together with several other deposits or spots. The Belekuduk tin-arsonic deposit show an anomaly area of 36km^2, an average tin abundance of 9.1 ppm, and a maximum abundance of 24.6 ppm, and an element asociation of Sn, Bi, As, Pb, Si, K, Be, F, Y and Ag.

新疆贝勒库都克锡矿带热液蚀变作用与成矿关系初步研究

毕承思　沈湘元　徐庆生

（中国地质科学院矿床地质研究所）

围岩蚀变作用是成矿作用中的一个重要组成部分。研究它不仅对了解成矿作用的特征及矿床成因的研究具有重大意义，而且长期以来也是找矿工作中注重的一个主要方面。有关蚀变类型、蚀变岩石与蚀变分带常作为重要的找矿标志。本文以贝勒库都克锡矿带总体的石英脉型锡矿的热液蚀变为主要研究对象，通过对其围岩蚀变或蚀变围岩的地球化学特征的研究，来探讨其热液蚀变在成矿中所起的作用并用于找矿。

贝勒库都克锡矿带是新疆国家305项目于1986—1989年在东准噶尔地区新发现的我国北方地区第一条锡矿带，包括贝勒库都克、萨惹什克、卡姆斯特、干梁子4个独立锡矿床及苏吉泉、红土井子等锡矿点和一个钨矿点。上述锡矿床（点）呈北西向展布，位于卡拉麦里缝合带北侧的花岗岩隆起杂岩带上。锡矿带长90km，宽10—20km。杂岩带以黑云母花岗岩为主，亦有中性及碱性岩。杂岩带主体——黑云母花岗岩岩基形成于海西中期，即非矿化造山期和造山晚期阶段。锡矿化发育于造山晚期形成的S型（改造型）黑云母花岗岩岩株、岩枝及造山期后（或非造山期）碱性（A型）花岗岩中。岩体形成时代为海西中晚期。成矿时代为海西晚期（据成都地质学院对矿体中锆石U-Pb法年龄测定值在263.6—228Ma±）。近矿地层围岩为中泥盆—下石炭统凝灰质粉砂岩、凝灰岩或玄武岩，属浅海相火山碎屑沉积建造，其化学成分与含锡花岗岩十分接近。高硅具塑性的围岩作为顶盖对成矿构成一个较良好之封闭环境，使成矿作用时间演化较为充分，锡石粒度形成较粗。控矿构造以张性裂隙构造为主，主要为北东向，次为近东西向。苏吉泉锡矿点则为压扭性裂隙构造控矿。矿体呈脉状（大脉型，苏吉泉锡矿属细脉带型）或透镜状赋存于花岗岩内接触带，距中泥盆统—下石炭统地层围岩一般小于500m，个别超过1000m。亦有含锡石石英脉偶见插入围岩者，卡姆斯特锡矿床在花岗岩与围岩接触带上亦发现有锡矿体。原生锡矿由与S型（改造型）花岗岩岩浆热液形成的石英脉型锡矿和与非造山碱性钠闪石（A型）花岗岩伴生的锡矿组成。前者有贝勒库都克、卡姆斯特、干梁子等锡矿床；后者对萨惹什克锡矿床。规模一般为小型，萨惹什克锡矿床规模近中型。矿石有用组份仅为锡石，脉石矿物主要为石英，其次有长石、云母或钠闪石等。矿石氟含量较高，Cl、B、CO_2量微，形成温度以高—中温为主。

一、蚀变类型与蚀变围岩

锡矿床内热液蚀变极发育，类型繁多。主要有云英岩化、钠长石化、钾长石化、白云

母化、硅化、萤石化、黄玉化、钠闪石（钠铁闪石）化、霓石化、赤（褐）铁矿化、石英绢云母化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化、高岭土化等。其中，以前7种较为普遍，前10种与成矿关系较为密切。前述与S型花岗岩有关的3个锡矿床，前7种蚀变与成矿关系较为密切；A型（非造山）花岗岩伴生的萨惹什克锡矿床，则与硅化（石英化）、钠闪石化、霓石化、赤（褐）铁矿化关系最为密切。

1．云英岩化：花岗岩经高温气水热液作用，钾长石与斜长石分解为石英和白云母，形成以石英和白云母为主要成分的交代岩石，出现在花岗岩体内、外接触带。外接触带中，云英岩脉数量少，一般不构成锡矿体。发育于内接触带的含矿云英岩脉体中的白云母含量一般在20%以内（许多在1—5%左右），属富石英云英岩范围。矿区内部分脉体局部含白云母达20—40%，构成云英岩型锡矿石。大部构成富石英云英岩型锡矿石，石英粒径以1—2 mm为主，肉眼一般见不到白云母；而云英岩型锡矿石中的白云母粒径较大，一般为2—3 mm。

2．钾长石化：一般在岩浆和溶液条件下，K^+的活泼性稍大于Na^+，因而黑云母花岗岩本身常具较高的钾活度，所以在前锋岩隆部位，常出现钾长石化，表现为钾长石或微斜长石交代斜长石（钠长石）等矿物或形成钾长石细脉沿裂隙交代充填，如：

$$\underset{\text{钠长石}}{NaAlSi_3O_8} + KCl \longrightarrow \underset{\text{钾长石}}{KAlSi_3O_8} + NaCl$$

钾长石化属早期蚀变，通常在钠长石化与云英岩化之前。形成的钾长石化花岗岩发育于矿体蚀变晕的外圈，在矿床的深部或地表蚀变交代分带的外侧带，在蚀变围岩中所占比例较大，岩石外表常呈“红化”。这种“红化”花岗岩常可作为远矿找矿标志。钾长石化的结果，可从花岗岩中带出大量的在强碱性条件下可溶组份SiO_2等，K、F等组份则带入（升高），黑云母中的Fe、Mn、Sn等析出。

3．钠长石化：由于钾、钠的不相容性，K^+、Na^+呈相互消长关系。钾质交代作用接近平衡时，有Na^+的相对富集，并交代生成自己的独立矿物钠长石，含锡络合物同时解体，晶出锡石，形成含锡钠化花岗岩，以贝勒库都克锡矿最发育。钠长石化紧邻钾长石化花岗岩内侧，形成蚀变花岗岩型锡矿石或锡矿化。钠长石化除了带入Na和挥发分F外，带出组份有K、Al和部分Si。钠化花岗岩可作近矿找矿标志，呈灰白、灰黄色具糖粒状、似文象结构，一般见不到铁镁质暗色矿物。

4．白云母化：为细鳞片状集合体或直径达数毫米的板状集合体，呈团块状或细脉状沿裂隙发育。它是高温气液或热水溶液与黑云母作用形成的白云母蚀变或钾长石受热液水交代的产物：

$$\underset{\text{黑云母}}{K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2} + 2Al^{3+} \longrightarrow \underset{\text{白云母}}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + (Mg^{2+},Fe^{2+})_2$$

$$\underset{\text{钾长石}}{3KAlSi_3O_8} + H_2O \longrightarrow \underset{\text{白云母}}{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2} + K_2Si_4O_9 + 2SiO_2$$

5．萤石化：萤石是最常见的富挥发分矿物，有无色或兰、绿、紫等色。呈脉状、浸染状、团块状或不规则状叠加在上述各类蚀变之上。以贝勒库都克锡矿区发育最为广泛，有时可见到粗晶者，其余矿区一般为细、微晶，发育程度也差一些。高、中、低温均可形成，产出形态有萤石细脉、石英萤石细脉，还可与锡石、石英、黄玉等共生。低温呈梳状沿裂隙充填结晶，粒径达3—4mm。

6．黄玉化：呈微晶、不规则粒状分散或局部集中在富石英云英岩中，共生矿物有萤石、锡石、白云母，属高、中温气液交代作用的产物。可将矿体旁侧或矿脉中有白云母化、萤石化、黄玉化叠加的蚀变岩，或同时还有钠化等两三种以上蚀变叠加的蚀变围岩作为最直接的找矿标志。

7．硅化（石英化）：表现形式以出现显晶质或隐晶质石英细脉与网脉最为特征。由于碱质交代伴随的酸性淋滤作用析出的石英大脉充填于构造裂隙中不易区分开，交代与充填作用往往紧密联系又互相兼而有之。故广义的将石英大脉与细脉包括一起合称硅化（石英化）进行讨论，按胡受奚教授的看法，这种大脉实质上是一种高温的硅化。萨惹什克锡矿区硅化明显可见三期，第一期为含锡石石英大脉，第二期为含锡石石英细脉与网脉，第三期为无矿化的低温梳状石英脉。

8．钠闪石（钠铁闪石）化、霓石化：在钠交代作用下，含镁铁质花岗岩产生的碱性角闪石化和辉石化，是属典型的高温气化热液蚀变，在萨惹什克锡矿区最发育。在含锡石石英脉中霓石与钠闪石（钠铁闪石）共生并呈分散状，近锡石处局部呈团块聚集状。

9．赤铁矿（褐铁矿）化：赤（褐）铁矿呈片状、团块状或不规则状，在萨惹什克锡矿矿石中最发育，成为仅次于锡石的金属矿物。在其它锡矿区则不同程度地出现于碱交代岩中。由于在碱交代溶液中，变价元素经常受到氧化而呈高价存在。凡含Fe^{2+}的矿物如黑云母、钠闪石和磁铁矿等都不稳定，极易变成赤铁矿、针铁矿等，造成碱交代岩强烈红化。

10．绢云母化、高岭土化、绿泥石化和绿帘石化：为成矿期后中、低温热液蚀变，强度不大但分布在内接触带有一定范围。在充足的水溶液下，因氢交代作用，钾长石水解生成绢云母或高岭石，黑云母、钠闪石等暗色矿物和斜长石被交代产生绿泥石化或绿帘石化。多见交代残留结构，反应式如下：

$$\underset{\text{钾长石}}{3\,KAlSi_3O_8} + 2\,H^+ \longrightarrow \underset{\text{绢云母}}{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2} + 2\,K^+ + \underset{\text{石英}}{6\,SiO_2}$$

$$\underset{\text{钾长石}}{4\,KAlSi_3O_8} + 2\,H^+ + H_2O \longrightarrow \underset{\text{高岭石}}{Al_4(OH)_8Si_4O_{10}} + 4\,K^+ + \underset{\text{石英}}{8\,SiO_2}$$

$$\underset{\text{黑云母}}{2\,K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2} + 4\,H^+ \longrightarrow \underset{\text{绿泥石}}{Al(Mg,Fe)_5(AlSi_3O_{10})(OH)_8} + (Mg,Fe)^{2+} + 2\,K^+ + \underset{\text{石英}}{3\,SiO_2}$$

11．石英绢云母化：见于花岗岩外接触带凝灰质粉砂岩中，可能是热液对围岩中斜长石选择性交代所致，属钾质交代范畴。表明此时热液的温度与碱度已明显下降。

各矿区由上述主体蚀变类型组成一套蚀变交代岩石，成为矿体中及其两侧的蚀变围岩。

二、蚀变分带

花岗岩是主要容矿岩石，蚀变矿化过程中，除产生一套特征性的蚀变交代岩，亦构成一定蚀变分带现象，各带中产生的蚀变矿物构成其自身矿物共生组合。以贝勒库都克锡矿1号矿体（B矿群）水平蚀变分带为例：

分　带	新生矿物及组合	
3. 含锡石黄玉富石英云英岩化带（富石英云英岩）	石英＋白云母＋黄玉	↑交代演化向
2. 含锡石钠长石化带（钠长石化花岗岩）	钠长石	
1. 钾长石化带（钾长石化花岗岩）	钾长石	
0. 黑云母花岗岩		

其它矿体大都类似于此水平蚀变分带，但多数缺失钠长石化带或钠化较微弱（图 1）。

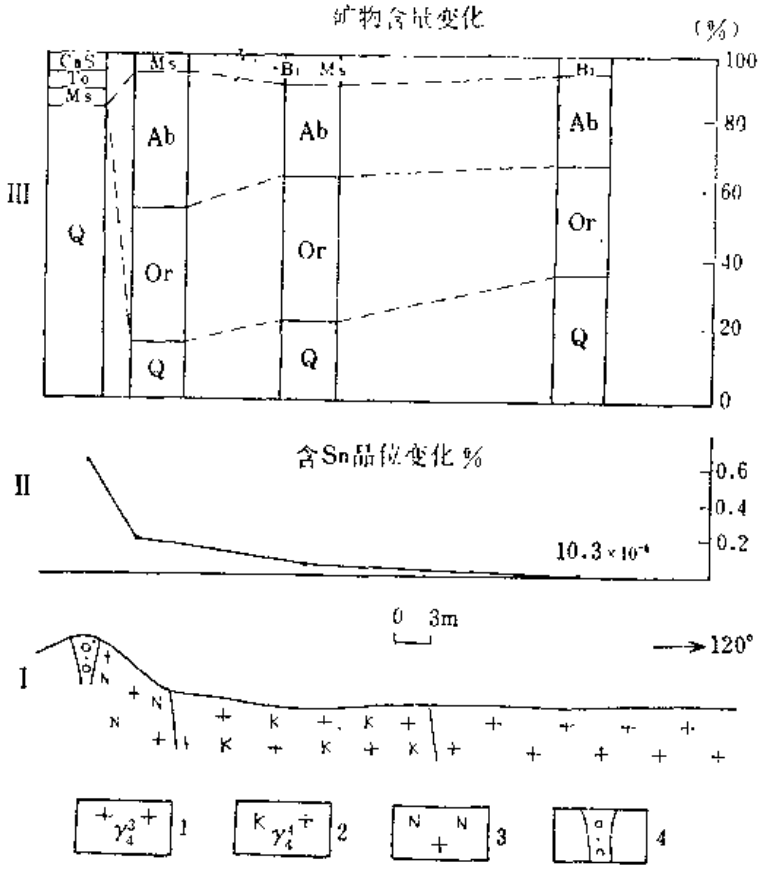


图 1　贝勒库都克锡矿矿化花岗岩蚀变分带综合剖面图

Fig. 1　Synthetic cross-section of alteration zoning of tin-mineralized granite in the Belekuduk deposit

Ⅰ—实测地质剖面图；Ⅱ—X萤光能量射散现场分析Sn含量样品品位；Ⅲ—薄片矿物定量统计含量比例
1—海西中晚期黑云母花岗岩；2—钾化花岗岩（海西晚期）；3—钠化花岗岩；4—含锡石（富石英）云英岩(蚀变矿化形成于海西晚期)
Q—石英；Or—钾长石、微斜长石；Ab—钠长石、斜长石；Bi—黑云母；Ms—白云母；To—黄玉；CaS—锡石

在垂直剖面上将贝勒库都克锡矿矿化蚀变及相应规模和矿化分带综合示意于图 2。其总的蚀变综合分带呈钾长石化带→钠长石化带→（富石英）云英岩化带。它们反映了与S型花岗岩有关的石英脉型锡矿蚀变交代成矿的演化方向，相应组成碱质交代-酸性淋滤交代建造与蚀变交代岩。其元素活动的顺序为K→Na→Si。钾长石化花岗岩位于花岗岩矿化蚀变带边部及最下部，且规模最大，钠长石化花岗岩居中，核心部位为云英岩化花岗岩或（富石英）云英岩。显而易见，矿体最下部与其周围的碱交代带即为成矿物质活化转移带或贫化带。不论是从外向内或自下而上的整体蚀变分带都表现出一个颜色变浅、温度递减、pH值降低、Eh值升高的过程。亦有许多矿体直接在钾化花岗岩基础上产生（富石英）云英岩化或硅化，形成（富石英）云英岩及锡矿体或（含锡石）石英脉。

萨惹什克锡矿因与碱性（A型）花岗岩有关，蚀变以硅化加钠质交代的碱性角闪石化

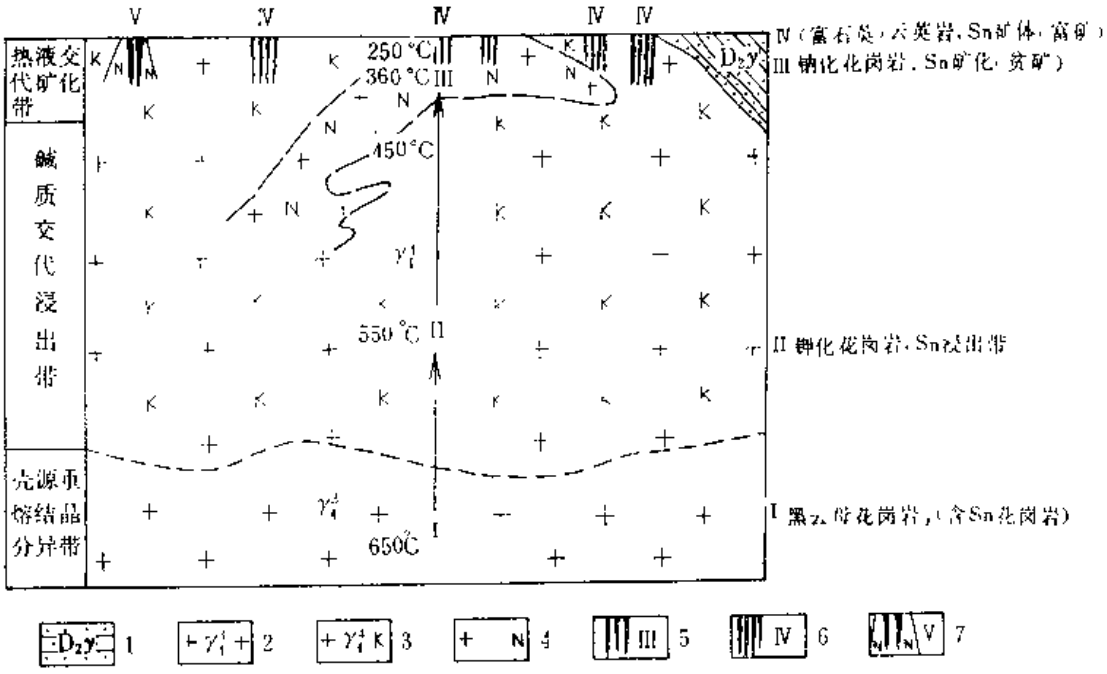


图 2　贝勒库都克锡矿蚀变矿化垂直分带综合剖面示意图

Fig. 2　Vertical zonation of alteration mineralization of the Bolekuduk tin deposit

1—中泥盆统盆郡卡那组玄武岩、凝灰质粉砂岩；2—海西中晚期黑云母花岗岩；3—钾化花岗岩（海西晚期）；4—钠化花岗岩；5—钠化花岗岩中锡矿化（贫矿）；6—富石英云英岩型锡矿化（富矿）；7—钠铁闪石化花岗岩中锡矿体

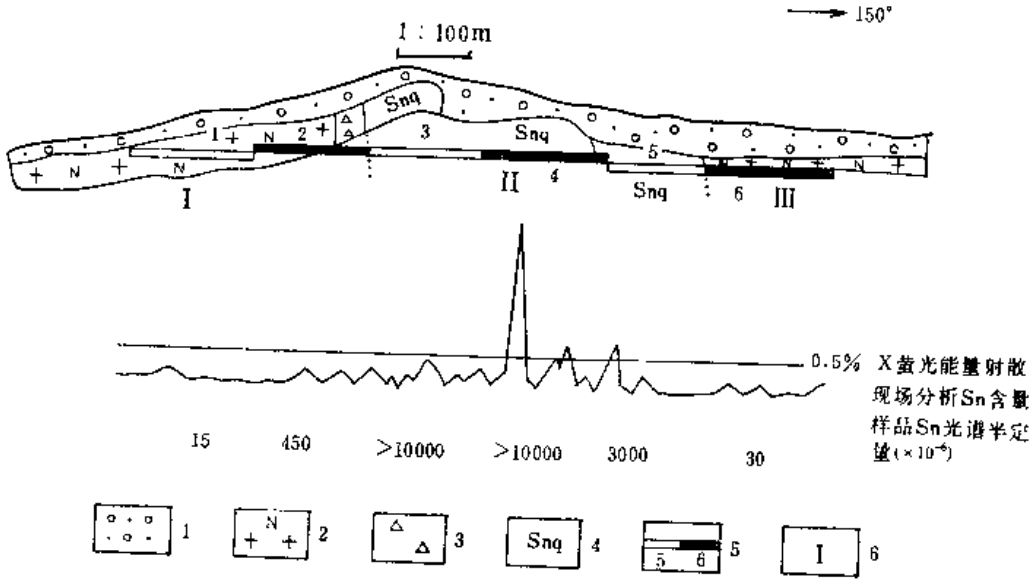


图 3　萨惹什克锡矿 9 号矿体TC11水平蚀变分带综合示意图

Fig. 3　Horizontal zoning of ore-body TC11 in the Sareshik tin deposit

1—第四系；2—弱硅化、钠闪石（钠铁闪石）化、霓石化花岗岩；3—硅化花岗岩破碎带；4—含锡石石英脉；5—样品位置及编号；6—蚀变分带及编号

与碱性辉石化为主，蚀变分带也较为简单。以 9 号矿体为例（图 3），水平蚀变分带如下：

分　带	新生矿物及组合	
2. 含锡石石英脉	石英＋赤（褐）铁矿＋钠闪石（钠铁闪石）＋霓石	↑交方代演化向
1. 弱硅化钠闪石（钠铁闪石）化霓石化花岗岩	钠闪石（钠铁闪石）＋霓石＋石英	
0. 钠闪石花岗岩		

垂直分带大体与水平分带相一致，仍体现碱质交代（钠质交代为主）—酸性淋滤的蚀变成矿演化过程。

三、蚀变岩岩石化学

蚀变交代分带实质上是岩石各种组成元素在热液蚀变作用演化进程中发生重新调整分配，形成新的蚀变交代岩。据B. A. Nodnik（1964）的计算方法，利用岩石化学全分析，计算出标准几何体积$10000\times(10^{-10}m)^3$内各元素或氧化物的真实原子数，并与原岩对比，获得其在各蚀变带中的带入（+）和带出（−）的数量。从蚀变岩与原岩对比的化学成分变化（表1和图4），可看出贝勒库都克锡矿所代表的石英脉型锡矿在蚀变交代成矿过程中的地球化学变化有以下几条规律特征：

表 1　贝勒库都克锡矿 1 号矿体蚀变交代分带化学成分变化

Table 1　Chemical components of the alteration zones in ore-body No 1 of the Belekuduk tin deposit

样品号	L-23		6K-124			6K-122			6K-121		
样品名称	黑云母花岗岩		钾化花岗岩			含锡石钠化花岗岩			富石英云英岩		
	质量百分比	N_i^V	质量百分比	N_i^V	*	质量百分比	N_i^V	*	质量百分比	N_i^V	*
SiO_2	77.50	200.35	63.82	163.71	−36.64	59.52	163.70	−36.3	87.05	230.07	+29.72
TiO_2	0.07	0.14	0.097	0.19	+0.05	0.077	0.14	0	0.057	0.11	−0.03
Al_2O_3	11.77	35.90	18.38	55.62	+19.72	15.26	42.39	+6.49	6.68	20.84	−15.06
Fe_2O_3	0.21	0.41	0.14	0.27	−0.14	0.60	1.06	+0.65	0.65	1.29	+0.88
FeO	1.47	3.18	0.93	2.00	−1.18	1.03	2.03	−1.15	0.89	1.97	−1.21
MnO	0.01	0.02	0.049	0.11	+0.09	0.021	0.04	+0.02	0.062	0.14	+0.12
MgO	0.00	0	0.13	0.50	+0.50	0.12	0.42	+0.42	0.13	0.51	+0.51
CaO	0.35	0.97	1.00	2.75	+1.78	0.81	2.12	+1.15	0.77	2.18	−1.21
Na_2O	2.89	14.19	1.88	24.29	+9.80	6.69	30.15	+15.66	0.028	0.14	−14.35
K_2O	4.40	14.52	9.20	30.12	+15.60	3.91	11.75	−2.77	0.14	0.47	−14.05
H_2O^+	0.47	8.11	0.22	3.77	−4.34	0.52	8.17	+0.06	0.32	5.65	−2.46
CO_2	0.27	0.95	0.09	0.32	−0.86	0.11	0.35	−0.60	0.09	0.33	−0.62
F	0.23	1.88	0.82	6.66	+4.78	0.38	2.83	+0.95	1.90	15.91	+14.03
Cl	0.008 (<0.001)	0.009	0.006	0.007	−0.002	0.008	0.008	−0.001	0.006	0.007	−0.002
Sn	0.001 (10.3 ppm)		0.02			0.20			0.04		

N_i^V：标准几何体积 $10000\times(10^{-10}m)^3$ 中某元素的原子数。

*　与原岩相比，（+）带进，（−）带出数量。

1．从黑云母花岗岩到（富石英）云英岩，随蚀变交代作用的演化进程，SiO_2含量先减少。在富石英云英岩中SiO_2含量富集，反映了碱质交代作用析出硅和酸性淋滤富集硅这样一个完整的蚀变成矿过程。

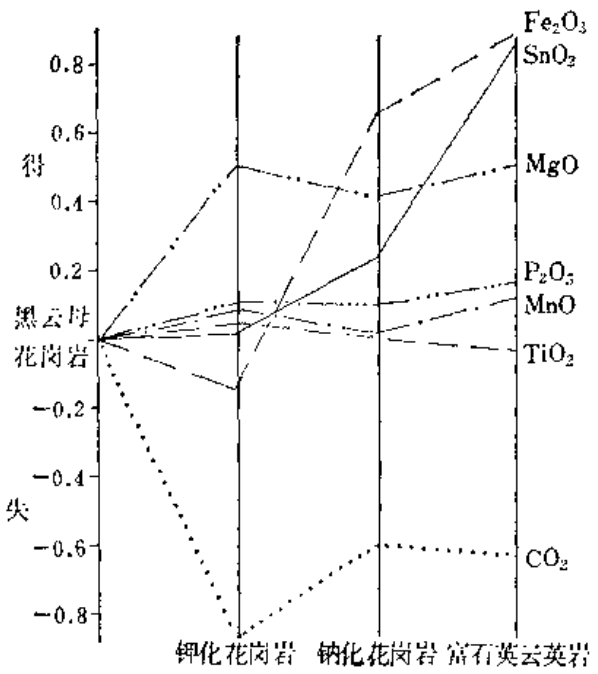


图 4 贝勒库都克锡矿 1 号矿体蚀变交代带中元素的带入带出图解

Fig. 4 Migration of elements in the alteration zone of ore-body No. 1 of the Belekuduk tin deposit

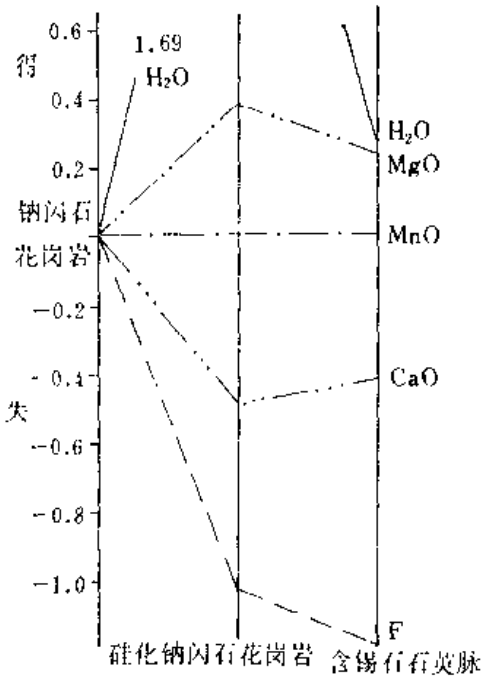


图 5 萨惹什克锡矿 9 号矿体TC11蚀变交代带中元素的带入带出图解

Fig. 5 Migration of elements in the alteration zone TC11 of ore-body No. 9 of Sareshik tin deposit

表 2 萨惹什克锡矿 9 号矿体 TC 11 蚀变分带化学成分变化

Table 2 Chemical components of the alteration zone TC 11 of ore-body No. 9 of Sareshik tin deposit

岩性	钠闪石化花岗岩		含锡石石英脉			含锡石硅化花岗斑岩			花岗斑岩		
样品号	9-1		9-5			9-6			9-7		
	质量百分比	N_i^v	质量百分比	N_i^v	*	质量百分比	N_i^v	*	质量百分比	N_i^v	*
SiO_2	77.86	184.90	82.61	261.57	+76.67	80.65	210.11	+25.21	75.15	192.77	+7.87
TiO_2	0.09	0.16				0.06	0.12	−0.04	0.19	0.37	+0.21
Al_2O_3	11.29	36.63				9.89	30.39	−6.25	12.13	36.70	+0.07
Fe_2O_3	0.52	0.93	3.12			0.40	0.78	−0.15	1.25	2.41	+1.48
FeO	0.84	1.67				0.68	1.48	−0.19	1.01	2.17	−0.50
MnO	0.04	0.08	0.03	0.08	0	0.03	0.07	−0.01	0.04	0.09	+0.01
MgO	0.00	0	0.05	0.24	+0.24	0.04	0.16	+0.16	0.09	0.34	+0.34
CaO	0.10	1.02	0.18	0.61	−0.41	0.15	0.42	−0.60	0.54	1.48	+0.46
Na_2O	3.96	18.21				3.74	18.90	+0.66	4.38	21.80	+3.56
K_2O	4.37	13.25				3.19	10.61	−2.64	4.34	14.21	+0.96
H_2O^+	0.25	3.96	0.2	4.23	+0.27	0.31	5.39	+1.43	0.30	5.14	+1.18
CO_2	0.06	0.08				0.16	0.57	+0.49	0.12	0.42	+0.34
F	0.17	1.28	0.01	0.10	−1.18	0.02	0.16	−1.12	0.28	2.27	+0.99
Cl	0.01	0.01	0.01	0.014	+0.004	0.01	0.011	+0.001	0.06	0.066	+0.056
B	0.0012	0.016	7.3ppm	0.013	−0.003	0.0013	0.019	+0.003	0.0012	0.017	+0.001
Σ	99.86		99.15			99.33			99.88		

注：表注同表 1。

2．Al_2O_3、FeO、CO_2从原岩中带出，CaO、MgO、Fe_2O_3呈带入的趋势，TiO_2与MnO因含量低表现不明显。

3．Na_2O呈逐渐增加趋势，在钠化花岗岩中达峰值，此后在云英岩中则急剧下降。K_2O在钾化花岗岩中达顶峰，然后呈带出状态。

4．成矿元素Sn随蚀变交代作用演化过程含量逐渐上升（0.001%→0.02%→0.20%→0.61%），在云英岩（富石英云英岩）中集中富集，部分钠化花岗岩也能达到一定（贫矿）品位。

5．挥发组份F随蚀变交代作用演化而渐增加，Cl、B、SO_3（未列入表内）含量甚微，无变化规律可循，表明F起主要矿化剂的作用。

从表2及图5可看出萨惹什克锡矿从钠闪石化花岗岩演化到含锡石石英脉是SiO_2和Sn增加，而TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、Na_2O、K_2O和Na_2O消失的过程；而从钠闪石花岗斑岩蚀变成含锡石硅化花岗斑岩的地球化学的变化具以下规律：SiO_2与Sn增加，H_2O与MgO亦呈增加趋势，MnO基本上没什么变化。2．Al_2O_3、TiO_2、Fe_2O_3、FeO、CaO、K_2O、Na_2O含量减少。

四、蚀变序列与蚀变期次

随着热液对岩体的作用，碱质交代与酸性淋滤作用的进行，蚀变与矿化在时间上和空间上呈依序产出。热液作用于不同围岩可构成不同的蚀变序列，不同期次构造裂隙活动又导致出若干蚀变期次。由于热液蚀变作用比较复杂，钾长石化、钠长石化、白云母化、钠闪石化等碱质交代以交代作用为主；酸性淋滤析出的石英脉似以充填作用为主。实际上在各锡矿区表现为两种作用并存，两者互相间有一定密切关系。两类原生锡矿可分别以贝勒库都克锡矿带和萨惹什克锡矿带为代表。按其蚀变形成时间先后与围岩性质，划分出以下蚀变序列和蚀变期次（表3和表4）。

表3　贝勒库都克锡矿蚀变序列和蚀变期次表

Table 3　Alteration stages and sequences of the Belekuduk tin deposit

蚀变期次 / 蚀变序列	第一期次（花岗岩体侵入）	第二期次（压扭构造）	第三期次（张扭构造）	第四期次（矿化期后蚀变期）
第一系列（花岗岩体内）	钾长石化 钠长石化 钠闪石化	钠长石化 云英岩化 石英—钠闪石化 黄玉化 白云母化 （锡矿化、硫化物矿化）	硅化 萤石化	绿泥石化 泥化（高岭土化）
第二系列（D_2v围岩）	钾长石化→硅化（角岩化热变质）	硅化	硅化	石英绢云母化 绿泥石化

表 4　萨惹什克锡矿蚀变期次和蚀变序列表

Table 4　Alteration stages and sequences of the Sareshik tin deposit

蚀变序列 \ 蚀变期次	第一期次 （花岗岩体侵入）	第二期次 （张扭构造）	第三期次 （矿体期后蚀变期）
第一系列 （花岗岩体内）	（成岩过程中形成微斜长石、条纹长石、条纹长石） 钠长石化(?) （微斜长石化）	硅　化 电气石（铁闪石）化 绿帘石化 赤铁矿（褐铁矿）化 萤石化 （锡矿化、硫化物矿化）	硅　化 （低温梳状石英脉） 绿帘石化 高岭土（泥）化 绿泥石化
第二系列 （花岗斑岩）		硅　化 电气石（铁闪石）化 萤石化 赤铁矿（褐铁矿）化 （锡矿化）	绿泥石化 绿帘石化
第三系列 （D_{2y} 凝灰岩、凝灰质粉砂岩）	（角岩化热变质）		硅　化 石英绢云母化 绿泥石化 绿帘石化

五、蚀变作用与成矿作用的关系

不同锡矿类型其围岩蚀变与蚀变类型各具特点。本区锡矿带两类锡矿床均显示出高、中温气化-热液锡矿的热液蚀变作用特点。虽然蚀变类型繁多，从总体看，其实质亦为碱质交代-酸性淋滤作用为主体的蚀变成矿作用。下面我们将着重讨论石英脉型锡矿的成矿机理或成矿专属性的问题。

我国众多学者如赵一鸣（1990）、胡受奚（1980）、杜乐天（1986）等对碱质交代作用及其成矿机理进行了较广泛而深入的研究。参考上述学者研究成果及王玉荣等（1965）有关成岩成矿实验结果，作者以贝勒库都克锡矿床为代表，总结其成矿机理过程如下：

壳源重熔（花岗岩化）使碱（K、Na）、Si、Sn、挥发分（F）从大岩体（老鸦泉-红土井子岩基）进一步向上层复式小岩体（贝勒库都克岩株）内集中和初步富集。富碱、富F的热液作用于花岗岩发生热液蚀变。首先产生钾长石化的碱质交代，由于钾活度大于钠活度（K称地壳元素，在陆壳中，K的富集率为Na的7倍；Na称地幔元素，地幔中Na的丰度为K的9倍），所以碱交代常以钾交代为先导和占优势。在钾长石化的基础上，进一步产生钠长石化、云英岩化或硅化（石英化），形成蚀变交代分带（有时缺失某带）。挥发分和矿质随之愈加集中，最后富集成矿。花岗岩结晶岩体收缩时，在区域性应力作用下产生北东向或近东西向张（剪）裂隙。这些裂隙成为后来含矿热液活动的通道及成矿物质沉淀的场所。有关反应式如下：

钾长石化（钾长石沿斜长石或黑云母边缘交代）：

$$\underset{\text{斜长石}}{NaAlSi_3O_8} + K^+ \longrightarrow \underset{\text{钾长石}}{KAlSi_3O_8} + Na^+$$

$$2\,\underset{\text{黑云母}}{K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH,F)_2}\longrightarrow 2\,\underset{\text{钾长石}}{KAlSi_3O_8}+3\,Mg^{2+}+3\,Fe^{3+}+H_2O+2\,F^-+\frac{1}{2}O_2$$

交代作用结果使Mg^{2+}、Fe^{3+}、F^-、Na^+等离子游入溶液，富Na和F的溶液沿裂隙运移作用于岩体，可产生钠长石化和白云母化与云英岩化：

$$\underset{\text{钾长石}}{KAlSi_3O_8}+Na^+\longrightarrow\underset{\text{钠长石}}{NaAlSi_3O_8}+K^+$$

$$3\,\underset{\text{钾长石}}{KAlSi_3O_8}+HF\longrightarrow\underset{\text{白云母}}{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2}+6\,\underset{\text{石英}}{SiO_2}+2\,KF$$

$$3\,\underset{\text{钠长石}}{NaAlSi_3O_8}+2\,HF+K^+\longrightarrow\underset{\text{白云母}}{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2}+6\,\underset{\text{石英}}{SiO_2}+2\,NaF+Na^+$$

黑云母晶格中的Sn被排挤出来进入溶液，形成$Na_2[Sn(OH_x,F_{6-x})]$络合物形式运移。此时溶液具碱性，络合物暂时稳定。黑云母被白云母交代时，同时释放出Fe^{2+}和Mg^{2+}，它们与溶液中的As、S结合，形成了斜方砷铁矿和毒砂。含$Na_2[Sn(OH_x,F_{6-x})]$溶液运移中随钠长石化不断进行，溶液中Na的浓度降低，pH值下降至7—7.5时（弱碱性至中性），氟锡络合物不稳定开始分解，由高温水解作用形成锡石和游离HF：$Na_2[Sn(OH_x,F_{6-x})]\longrightarrow SnO_2\downarrow+2\,NaF+2\,HF$，这又引起热液的迅速酸化。这种酸性溶液作用于上部花岗岩，形成云英岩（含黄玉富石英云英岩）：

$$5\,\underset{\text{钾长石}}{KAlSi_3O_8}+6\,HF\longrightarrow\underset{\text{白云母}}{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2}+\underset{\text{黄玉}}{Al_2(SiO_4)F_2}+\underset{\text{石英}}{11SiO_2}+4\,KF+2\,H_2O$$

$$5\,\underset{\text{钠长石}}{NaAlSi_3O_8}+6\,HF+K^+\longrightarrow\underset{\text{白云母}}{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2}+\underset{\text{黄玉}}{Al_2(SiO_4)F_2}+\underset{\text{石英}}{11SiO_2}+4\,NaF+2\,H_2O+Na^+$$

HF与围岩中的Ca作用（斜长石的钠长石化等可析出Ca）而形成萤石。

另一种途径是当热液pH＝7.5—8时，络合物水解形成$Sn(OH)_4$胶体，$Sn(OH)_4$胶体失水后形成锡石：

$$Sn(OH)_4\longrightarrow SnO(OH)_2+H_2O$$

$$SnO(OH)_2\longrightarrow SnO_2\downarrow+H_2O$$

还有高温气液是Sn富集的重要阶段，Sn在高温时可成SnF_4或$SnCl_4$等气体迁移到岩体上部，遇水不稳定，水解形成锡石：

$$SnF_4(气)+2\,H_2O\xrightarrow{135^\circ C-800^\circ C}SnO_2\downarrow+4\,HF$$

$$SnCl_4(气)+2\,H_2O\longrightarrow SnO_2\downarrow+4\,HCl$$

从蚀变围岩（花岗岩）中将SiO_2析出，并于裂隙脉中或脉旁沉积的机理，是关于蚀变和矿石沉积的重要化学问题。实质是碱质交代作用后导致伴随产生一个酸性淋滤阶段。这表明除碱质交代作用外，酸性淋滤（石英化、硅化）富集成矿是最后成矿的重要步骤。可以说碱质交代是成矿的先导，而酸性淋滤是成矿的核心，二者合成此类锡矿热液成矿作用的机理。广泛发育很厚的碱质交代蚀变带是矿床物质来源的“基地”或“供应库”。这就较好地解释了此类锡矿床的云英岩脉、石英脉和锡石等的形成问题。

是何种动力或因素造成（或促成）碱质交代作用成矿呢？原苏联学者柯尔仁斯基曾提

出“酸碱分异说”，认为蚀变交代作用从钾、钠长石化→云英岩化。其实质是碱质降低和酸度增高的变化过程。早期交代过程中，由于强碱离子K^+、Na^+等相继进入固相，形成钾、钠长石化，而较弱的碱如Mg^{2+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Ca^{2+}等转入溶液。同时由于强酸F^-（少量的Cl^-）只是少量或相对较少地转入固相，形成萤石、黄玉、云母、闪石等，因此造成酸碱分离，使成矿溶液向酸度增加的方向转化。通过碱质交代作用，从硅酸盐围岩（花岗岩）中汲取成矿物质并转入溶液，其作用的强弱既取决于蚀变发育的程度也关系到成矿的富集程度。可见酸-碱分离是整个碱质交代作用成矿中的核心问题，分离的前提是出现减弱区（裂隙、断裂），系统变为开放性（半开放半封闭）系统。

杜乐天（1986）亦认为，成矿热液全是由碱、酸合成的盐溶液。在热液与硅酸盐（花岗岩）反应中，酸碱必然发生分离，K、Na进入固相岩石形成碱交代岩，同时释放矿质和SiO_2，而酸（F^-、Cl^-）正好和释放出的成矿元素络合迁移，从碱交代体分离出来，携带矿质到低压区（构造裂隙）成矿。

碱性（A型）花岗岩由于Fe^{3+}、Ti^{4+}、Zr^{4+}、Nb^{5+}的大量存在，Sn^{4+}分散富集于钠闪石（钠铁闪石）、霓石、榍石中，一般不易形成锡矿床。花岗岩本身Sn含量也不高，如黄羊山钠铁闪石花岗岩中含Sn只3.5×10^{-6}。但较晚生成的萨惹什克锡矿区钠闪石花岗岩中Sn含量达6×10^{-6}（个别紧邻矿区样品达200×10^{-6}），且由于钠质交代-酸性淋滤作用发育，可形成中小型规模的锡矿床。在成矿过程中钠质交代起主导作用，这与A型花岗岩、深部物质来源等因素有关，此时花岗岩应属钠花岗岩而非钾花岗岩。钠交代的结果可使Fe活化富集于热液中，析出后形成赤铁矿（褐铁矿），成为锡矿矿石中仅次于锡石的主要金属矿物。黄羊山钠铁闪石花岗岩仅见到含微粒锡石的钠闪石交代脉中，不构成工业矿化。

蚀变作用对找寻、勘探高、中温热液锡矿床及研究矿床成因有着十分重要的意义。如前所述，正是由于碱质交代蚀变作用产生酸性淋滤（脱硅或称去石英化）作用，才形成石英脉型锡矿等类型矿床，它们所形成的交代岩石或脉体是重要的找矿标志。1986年，在新疆发现贝勒库都克锡矿原生矿化露头的基础上，我们与兄弟单位一起很快总结出了蚀变特征等数条简要的找矿标志：①存在钾化→钠化→云英岩化综合蚀变分带；②在钾化花岗岩与钠化花岗岩发育地段寻找浅色脉体即富石英云英岩脉，从而发现许多新的矿体，经地表评价与钻探验证，扩大成为锡矿床。其后发现的萨惹什克和干梁子锡矿床亦是运用了这些综合找矿标志。如1988年发现干梁子锡矿过程中，首先是在地表路线追索找矿中发现了红化（钾化）花岗岩发育地段，引起了特别注意，在该地段认真寻找浅色脉体，较快地发现和评价了该锡矿床。值得一提的是，贝勒库都克锡矿带除卡姆斯特锡矿局部有微弱电气石化外，所有矿床内带与外接触带均未发现明显电气石化。O·Д·列维茨基曾指出，在云英岩中若广泛分布有黄玉，则往往电气石就不发育。值得重视的是，据原苏联B. A. Ларичкин（1981）邻区石英脉型锡矿的找矿经验：在外接触带围岩地层中，隐伏花岗岩体的上岩钟带形成的石英网脉型锡矿规模可达特大型—中型，矿化深度达500—600m，故要重视对外接触带石英脉型锡矿的寻找，而电气石化与硅化是岩钟状侵入体上部围岩火山岩地层中的主要蚀变。因此，在今后部署锡矿地球化学找矿中，应注意研究围岩地层中的硼异常，在外接触带的火山岩等围岩地层中，要注意电气石化与硅化蚀变并存发育的找矿标志线索，这是取得发现中—特大型石英网脉型锡矿床突破之关键。与此同时，北疆地区找矿还要注意对火山岩型、矽卡岩型和斑岩型等新类型锡矿的寻找。

参 考 文 献

王玉荣等，1965，锡石的合成及锡在热液中搬运形式的模拟实验初步研究。地质科学，第5期。

杜乐天，1986，碱交代作用地球化学原理。中国科学，第1期。

赵一鸣等，1990，中国矽卡岩矿床。地质出版社。

胡受奚，1980，交代蚀变岩岩相学。地质出版社。

Барсуков В. Л., 1953, О формах переноса олова. Докл. А. Н. СССР, Т. 93, No. 6.

Барсуков В. Л., 1957, К геохимии олова. Геохимия, No. 1.

Ларичкин В. А., 1981, Геологические основы прогноза и методы оценки оловорудных месторождений, Москва, Недра, с. 27.

HYDROTHERMAL ALTERATION OF THE BELEKUDUK TIN METALLOGENIC ZONE AND ITS RELATION WITH MINERALIZATION

Bi Chengsi, Shen Xiangyuan and *Xu Qingsheng*

(*Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences*)

Abstract

Hydrothermal alteration in all the four tin deposits of the Belekuduk tin metallogenic belt is well developed and highly varied in type, mainly including greisenization, albilization, K-feldspathization, muscovitization, silicification, fluoritization, topazization, riebeckitization (arfvedsonitization), aegirinization, hematitization (limonitization), quartz sericitization, sericitization, chloritization, epidotization and kaolinization. of these the first seven types of alteration are common and the first ten are intimately associated with mineralization. For the Belekuduk, Kamst and Ganliangzi tin deposits related to S-type (transformation type) granites, the former seven types of alteration have a intimate relation to mineralization; while for the Sareshik tin deposit associated with A-type (anorogenic type), silicification, riebeckitization and hematitization (limonitization)are more closely related to mineralization.

Take the Belekuduk tin deposit as an example, this paper discusses the general integrated lateral and vertical zoning of this type of tin deposit, which shows the trend of evolution, metasomatism and mineralization of the K-felspathization zone→albitization zone→ (quartz-rich) greisenization zone, accordingly forming an alkali metasomatic-acid leaching metasomatic forma-

tion and its altered and metasomatic rocks. The sequence of the migration and evolution of the elements is K→Na→Si. The alteration zones exhibit bleaching, decrease in temperature, reduction in pH value and increase in Eh value with progressive evolution. It is pointed out that alkali metasomatism is the precursor of mineralization, while acid leaching is the kernel of mineralization, both of which combine to form the mechanism of hydrothermal mineralization of this type of tin deposit. The widespread, very thick, alkali metasomatic alteration zone constitutes the "repository" of supplying materials for the deposit. Tin deposits and tin zones have been successfully discovered and evaluated in the East Junggar area by using the integrated indicators such as alteration features. Besides, the authors put forward their suggestion for further tin prospecting.

喀拉通克铜镍矿床成矿元素的数学地质规律

战新志　　王福同　张纯仪

（中国科学院地球化学研究所）　（新疆地矿局第四地质大队）

喀拉通克矿床是伴生Co、Au、Ag、Pt、Pd、Se、Te等多种有益组份的岩浆熔离铜镍硫化物矿床，位于新疆富蕴县境内。在地质构造位置上，处于准噶尔褶皱系与阿尔泰褶皱系两个一级构造单元交接处的准噶尔褶皱系一侧，额尔齐斯深大断裂附近。含矿中基性岩体侵位于下石炭统南明水组，属于华力西中晚期钙-碱系玄武岩浆分异的产物。

本文应用一元线性回归分析方法，对喀拉通克铜镍矿床中主金属和伴生元素的组合规律进行了初步研究，从数学地质宏观统计的一个侧面说明成矿过程中，元素地球化学演化的规律性。

计算所依据的原始分析数据来源于新疆地矿局第四地质大队，包括：2、3号矿床矿石的组合分析数据88组；1号矿床主金属基本分析数据1176组；2号矿床主金属基本分析数据742组，3号矿床主金属基本分析数据98组；北岩带6—9号矿床主金属基本分析数据567组。参加计算的各元素单项分析数据总和达7900余件。上述参加计算的“样本”沿各岩体的走向及倾斜方向都有较好的控制，除了剔除16组特高品位外，其他所有Cu+Ni≥0.2%的原始分析数据都参加了计算，因而具有充分的代表性。

一、矿石铜镍比值与含矿岩体基性度的关系

电算表明，喀拉通克1—3'及6—9号矿床中Cu与Ni的含量呈较明显的正相关关系。以Cu品位为自变量、Ni品位为因变量，计算其回归直线方程式分别为：

1号矿床	$\hat{Y}_{Ni}=0.067+0.584\,X_{Cu}$	（1）
2号矿床	$\hat{Y}_{Ni}=0.0665+0.4254\,X_{Cu}$	（2）
3号矿床	$\hat{Y}_{Ni}=0.1567+0.3485\,X_{Cu}$	（3）
6号矿床	$\hat{Y}_{Ni}=0.101+0.1936\,X_{Cu}$	（4）
7号矿床	$\hat{Y}_{Ni}=0.1281+0.193\,X_{Cu}$	（5）
8号矿床	$\hat{Y}_{Ni}=0.0741+0.0371\,X_{Cu}$	（6）
9号矿床	$\hat{Y}_{Ni}=0.0747+0.1901\,X_{Cu}$	（7）

各矿床Cu/Cu+Ni比值及Cu与Ni相关系数见表1，Ni对Cu回归直线的对比见图1，Cu/Cu+Ni频率分布直方图见图2。

这些数理统计资料说明，各岩体的Cu/(Cu+Ni)比值与岩体的基性程度密切相关，从

表 1　各矿床 Cu/(Cu+Ni) 比值及 Cu 与 Ni 的相关系数

Table 1　Cu/(Cu+Ni) ratio and correlation coefficients of the deposits

矿床编号	主要岩相（自上而下）①	样品数 (N)	平均含量（%）②		$\frac{Cu}{Cu+Ni}$	相关系数 (r)
			Cu	Ni		
1	$\delta—N—ON—\lambda\omega$	1147	0.59	0.41	0.59	0.78
2	$Qm—Q\delta—\omega N—ON$	742	0.53	0.32	0.65	0.82
3	$Qm—Q\delta—\omega N—N$	98	0.74	0.41	0.64	0.65
6	δ(?)	56	0.59	0.22	0.77	0.54
7	$Px\delta—\lambda\omega$	379	0.84	0.29	0.74	0.63
8	$Px\delta$	71	0.65	0.10	0.87	0.59
9	$Px\delta—\lambda\omega$	60	0.57	0.18	0.76	0.66

① ON—橄榄苏长岩相　N—苏长岩相　ωN—辉长苏长岩相　$\lambda\omega$—辉绿辉长岩相　$Px\delta$—辉石闪长岩相　δ—闪长岩相　$Q\delta$—石英闪长岩相　Qm—石英二长岩相。

② 系根据 Cu + Ni≥0.2% 的 N 组样品求得的平均含量，并非平均品位。

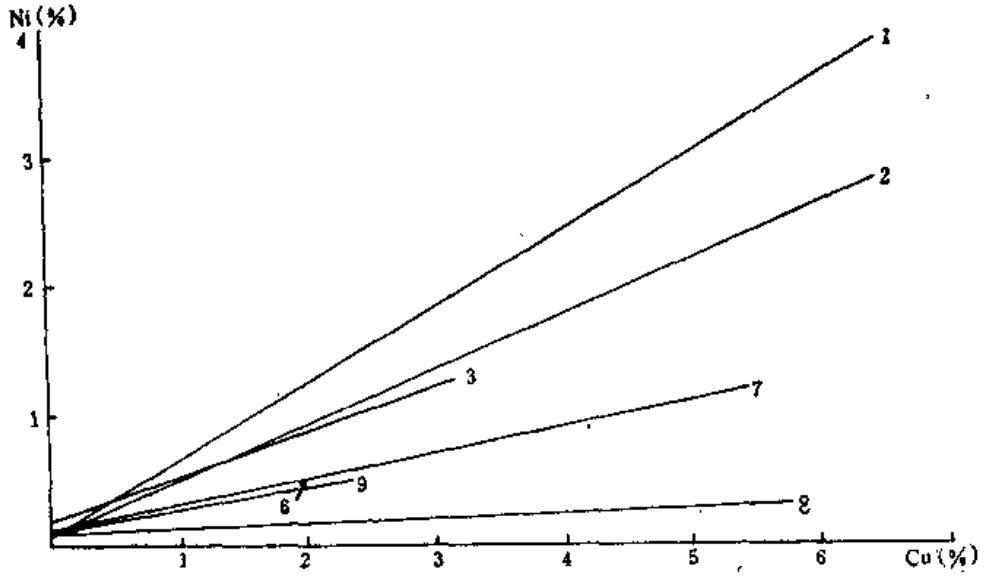


图 1　各矿床 Ni 对 Cu 回归直线的对比

1、2、3……为矿床编号

Fig. 1　Comparison of Ni versus Cu regression lines of various deposits

1 号岩体——→2 号岩体——→3 号岩体——→6、7、9 号岩体——→8 号岩体，随着岩体基性程度逐渐减弱，Cu/(Cu + Ni) 比值依次增高(0.59→0.64→0.65→0.74→0.87)，从而表明镍矿化明显受岩浆成分所控制。

表 2 给出了各矿床矿石的元素对比值与含矿岩体化学成分的关系。

由表 2 可见，从 1 号矿床→2、3 号矿床→北岩带 7、9 号矿床，随着含矿岩体基性程度的降低 Ni/S、Cu/S、Co/s 及 Ni/Co 比值依次减小，Cu/Ni 和 Pd/Pt 比值逐渐增高，各矿床 Se/S 比值则趋于一致。如果以每 1 % 的 S 所携带的 Ni、Co、Cu 金属总量计算（这里没有扣除少量 $NiSiO_3$ 含量），则 1 号矿床为 0.3138%，2、3 号矿床为 0.2826%，9 号矿床为 0.2137%，7 号矿床为 0.1664%。这说明富镁的基性岩浆具有熔离出更多 Ni、Co、Cu

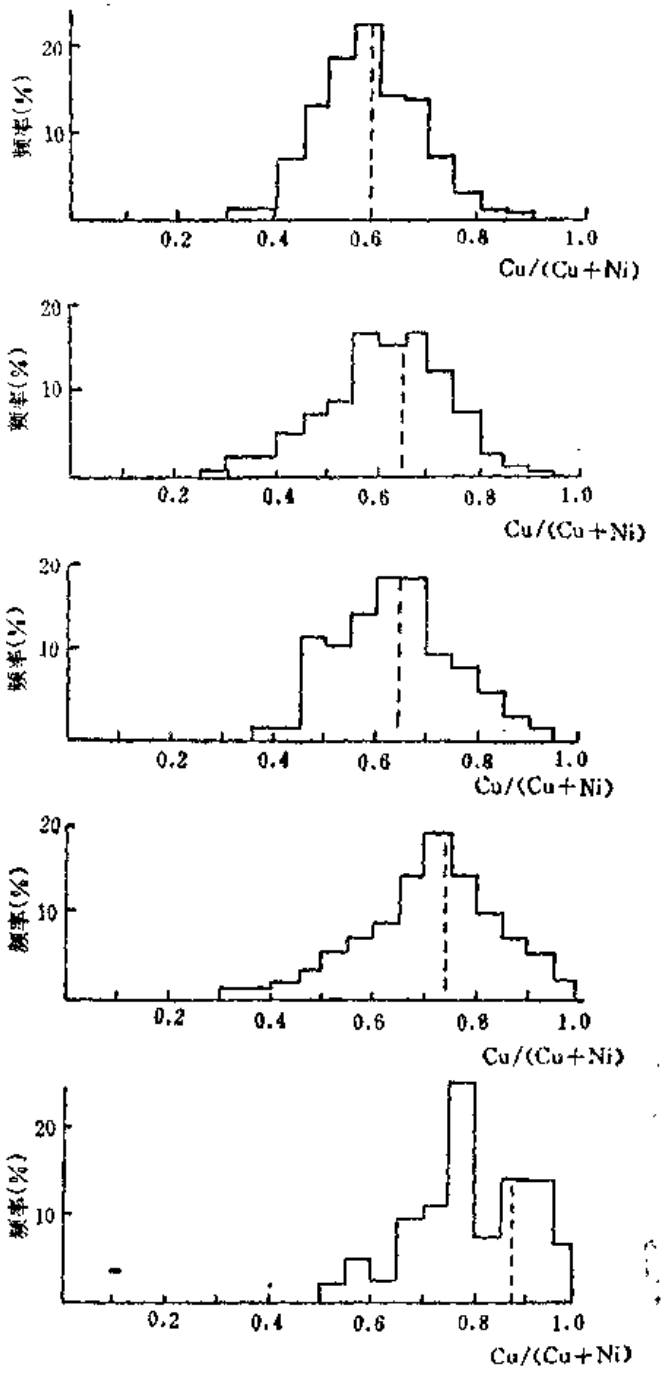


图 2　各矿床 Cu/(Cu+Ni) 频率分布直方图

Fig. 2　Block diagram showing Cu/(Cu+Ni) frequency of various deposits

虚线为平均值

硫化物的潜在能力。认识这一规律对于本地区地质找矿具有一定的理论指导意义。在整个额尔齐斯铁质中基性岩带中，把那些富镁的（富含斜方辉石、橄榄石）基性度高的岩体做为铜镍矿普查找矿的重点，应该说是适宜的。

二、成矿元素地球化学组合及其演化规律

依据 2、3 号岩体 88 组矿石组合分析数据，计算了 20 个元素(或其氧化物）之间的相

关关系，得到矿床伴生元素相关系数矩阵（表 3）。该矩阵由 190 对相关系数组成，较为庞大，为判读方便起见，表 4 按各元素对的相关性质及其显著程度的不同划分为正相关（显著、中等、微弱）、负相关（中等、微弱）及无关共 6 种情况简要表述各元素对的相关关系。

表 2　各含矿岩体化学成分与铜镍矿石成分对比

Table 2　Chemical components of ore-bearing rock and Cu-Ni deposits

项目		南岩带		北岩带	
		1号矿床	2、3号矿床	9号矿床	7号矿床
含矿岩体化学成分（质量%）	SiO_2	47.88	52.36　51.38	50.26	48.56
	MgO	12.65	11.57　8.19	4.45	4.71
	FeO	8.99	7.26　6.73	6.20	7.15
	Fe_2O_3	3.01	2.60　1.53	3.81	3.15
	Na_2O+K_2O	4.20	3.77　5.06	5.86	5.11
铜镍矿石各元素对比值	Ni/S	0.110	0.096	0.060	0.044
	Cu/S	0.205	0.182	0.150	0.119
	Co/S	0.0046	0.0046	0.0037	0.0034
	Se/S	0.000179	0.000178	0.000170	0.000168
	Ni/Co	22.5	20.8	15.9	12.8
	Cu/Ni	1.40	1.85	3.12	2.89
	Pd/Pt	1.04	1.43	1.79	1.67

1．各类矿石中 Ni、Co、Cu、S、Se、Sb 之间呈显著的正相关关系；Au、Ag、Pt、Pd、Pb 之间亦呈显著的正相关关系；而 Ni、Co、Cu、S、Se、Sb 与 Au、Ag、Pt、Pd、Pb 这两组元素之间除了 Cu 与 Ag 的相关关系较为显著以外，仅呈微弱正相关或无关。

2．Te、Bi 与 Ni、Co、Cu、S、Se、Sb、Au、Ag、Pt、Pd、Pb 具有微弱正相关关系，而与 Os、Ru、Zn、As、Cr_2O_3、Ga、F 无关。

3．Os、Ru 仅与 Ni、Co、S、Se 呈微弱正相关关系，与其他元素无关。

4．Zn、As、Cr_2O_3 几乎与所有元素无关。

5．Ga、F 与 Ni、Co、Cu、Ag、S、Se、Sb 呈微弱负相关。Ga 与 F 呈微弱正相关。

依据上述宏观统计规律，结合铜镍矿石的反光显微镜下的微观观察资料，可将喀拉通克 2、3 号矿床划分为以下几个元素地球化学组合。

组合Ⅰ　F、Ga

F、Ga 与亲硫元素表现了相反的富集倾向，它们在岩浆结晶阶段即已分散于造岩矿物中，能够进入硫化物熔体者含量甚微。F、Ga 代表了与硫化物熔体无关的早期非成矿元素组合。

组合Ⅱ　Ni、Co、Cu、Os、Ru、S、Se、Sb

这是由矿床中主金属、部分铂族金属与硫及亲硫阴离子组成的一个重要的成矿元素组合，是硫化物熔体结晶的早期阶段析出的一组成矿元素。磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、方黄铜矿等主要金属硫化物都在这一阶段从硫化物熔体中结晶。Se则以类质同象形式代替 S 大量进入上述硫化物晶格中。

组合Ⅲ　(Cu)、Ag、Au、Pt、Pd、Pb、Te

表 3　喀拉通克2.3号铜镍矿床伴生元素相关系数矩阵

Table 3　Matrix of correlation coefficient for No. 2 and No.3 Cu-Ni deposits in Kelatongke

	Ni	Co	S	S	Sb	Cu	Ag	Pb	Au	Pt	Pd	Te	Bi	Ru	Os	Zn	As	Cr_2O_3	Ga	F
Ni	1.00																			
Co	0.92	1.00																		
S	0.97	0.93	1.00																	
Se	0.90	0.86	0.91	1.00																
Sb	0.79	0.70	0.80	0.82	1.00															
Cu	0.79	0.71	0.79	0.83	0.73	1.00														
Ag	0.51	0.48	0.53	0.61	0.60	0.81	1.00													
Pb	0.28	0.20	0.26	0.42	0.42	0.56	0.81	1.00												
Au	0.06	0.11	0.05	0.19	0.25	0.38	0.68	0.65	1.00											
Pt	0.10	0.14	0.10	0.25	0.18	0.38	0.60	0.62	0.77	1.00										
Pd	0.11	0.23	0.14	0.26	0.28	0.41	0.55	0.46	0.78	0.75	1.00									
Te	0.35	0.25	0.36	0.43	0.50	0.53	0.54	0.52	0.36	0.28	0.22	1.00								
Bi	0.52	0.35	0.50	0.46	0.35	0.52	0.38	0.32	−0.08	0.14	−0.23	0.27	1.00							
Ru	0.67	0.73	0.61	0.50	0.29	0.22	0.28	−0.12	0.30	0.39	0.48	0.02	−0.23	1.00						
Os	0.47	0.68	0.52	0.52	0.27	0.09	0.10	−0.21	0.11	0.17	0.38	−0.14	−0.35	0.75	1.00					
Zn	0.06	0.17	0.07	0.13	0.05	0.03	0.09	0.02	0.07	0.06	0.16	0.02	−0.05	−0.01	0.24	1.00				
As	−0.05	−0.10	−0.01	0.004	−0.04	−0.04	−0.09	−0.11	−0.10	−0.14	−0.08	−0.02	−0.08	−0.01	−0.16	−0.08	1.00			
Cr_2O_3	−0.21	−0.17	−0.28	−0.21	−0.19	−0.02	0.22	0.32	0.41	0.50	0.44	−0.11	−0.03	−0.10	−0.17	0.12	−0.17	1.00		
Ga	−0.12	−0.49	−0.41	−0.36	−0.51	−0.31	−0.23	−0.06	−0.26	−0.12	−0.30	−0.14	0.09	−0.44	−0.57	−0.07	0.22	0.13	1.00	
F	−0.57	−0.57	−0.63	−0.58	−0.48	−0.17	−0.30	−0.22	0.02	−0.08	−0.02	−0.30	−0.41	0.04	−0.11	−0.13	0.18	0.19	0.48	1.00

注：1. 除 Os、Ru 以外的各元素样品数 $N = 88$；相关系数临界值 $r_a = 0.275$；显著性水平 $\alpha = 0.01$；

2. Os、Ru 样品数 $N = 29$；相关系数临界值 $r_a = 0.47$；显著性水平 $\alpha = 0.01$。

表 4　喀拉通克 2、3 号铜镍矿床伴生元素相关关系简表

Table 4　Correlation of co-existing elements in No.2 and No.3 Cu-Ni deposits in Kelatongke

	Ni	Co	S	Se	Sb	Cu	Ag	Pb	Au	Pt	Pd	Te	Bi	Ru	Os	Zn	As	Cr_2O_3	Ga	F
Ni																				
Co	+ + +																			
S	+ + +	+																		
Se	+ + +	+ + +	+																	
Sb	+ + +	+ + +	+	+																
Cu	+ + +	+ + +	+	+ + +	+ +															
Ag	−	+	+	+ +	+ +	+ + +														
Pb	+			+	+	−	+ + +													
Au						+	+ +	+ +												
Pt						+	+ +	+ +	+ + +											
Pd					+	+	+	+	+ + +	+ + +										
Te	+		+	+	+	−	+	−	+	+										
Bi	+	+	+	+	+	+	+	+												
Ru	+	+ +	+	+							+									
Os	+	+	+	+										+ +						
Zn																				
As																				
Cr_2O_3			−					+	+	+	+									
Ga	−	−	−	−	−	−					−			−	−					
F	−	−	− −	−	−	−	−					−	−						+	

注：+ + + 显著正相关（$r=0.70—0.97$）；+ + 中等正相关（$r=0.60—0.69$，Os、Ru 为 $r=0.71—0.78$）；+ 微弱正相关（$r=0.28—0.59$，Os、Ru 为 $r=0.47—0.70$）；− − 中等负相关（$r=-0.60—-0.69$）；− 微弱负相关（$r=-0.28—0.59$，Os、Ru 为 $r=-0.47—-0.70$）；空白表示无关（$r=-0.27—0.27$；Os、Ru 为 $r=-0.47—0.47$）。

这是由贵金属及 Pb 与亲硫阴离子 Te、(Bi) 组成的另一个重要的成矿元素组合，是硫化物熔体结晶的晚期阶段析出的一组成矿元素。由于 Te 的离子半径与 S 相差悬殊，在硫化物熔体结晶的早期，Te 很难以类质同象形式代替 S 进入硫化物晶格中，从而在成矿晚期相对富集，与 Pb、Ag、Pt、Pd 等重金属元素形成为数众多的碲化物和碲铋化合物，造成了有工业价值的贵金属矿化。

组合Ⅳ　Cr、Fe、Ti

数理统计表明，Cr_2O_3 既与早期非成矿元素 Ga、F 无相关关系，也与众多亲硫元素无关，它是在岩浆晚期金属氧化物结晶阶段以附生铬尖晶石形式与磁铁矿、钛铁矿一起晶出的，可单独划分为 Cr、Fe、Ti 的亲铁元素组合。

从时间顺序看，矿石中各种组份的演化顺序是：F、Ga 组成的岩浆期非成矿元素组合——→Cr、Fe、Ti 组成的岩浆晚期亲铁元素组合——→Ni、Co、Cu、Os、Ru、S、Se、Sb 组成的硫化物熔体早期结晶阶段亲硫元素组合——→(Cu)、Ag、Au、Pt、Pd、Pb、Te、(Bi) 组成的硫化物熔体晚期结晶阶段亲硫元素组合。可见，越到成矿晚期以贵金属为主的有益伴生组份越富集。

工作中得到赵昌龙、赵宝贵、李三树的帮助。本文引用的大量矿石化学分析数据由新疆地质矿产局测试中心和新疆地质矿产局第四地质大队完成。图件由第四地质大队廖心国清绘，谨致谢忱。

GEOMATHEMATICS OF METALLOGENIC ELEMENTS OF THE Cu-Ni DEPOSITS IN KELATONGKE, XINJIANG

Zhan Xinzhi
(Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guiyang)

Wang Futong and *Zhang Chunyi*
(The 4th. Geological Brigade, Geology and Mineral Resource Bureau of Xinjiang, Alcitai)

Abstract

The authors used the method of one-variable linear regression analysis to study the association law of main metal and associated elements in Cu-Ni deposits in Kelatongke, Xinjiang. Mathematical statistics indicates that Mg-rich basic magma has potential ability of segregating out more Ni from magma and with the decreasing in basic degree of rock body the Ni-mineralization gradully goes weak. Evolution sequence of the component in ore in time is as follow: Cr, Fe, Ti→Ni, Co, Cu, Os, Ru, S, Se, Sb→(Cu), Au, Ag, Pt, Pd, Pb, Te, Bi. The precious metal is rich mainly in later period of crystallization of sulfide melt.

Key Words: mathematical geology; regression analysis; Cu-Ni deposit; ore-forming elements association; Kelatongke.

对新疆西准噶尔若干同位素成果的讨论

王雪英　　安玉清

（中国地质科学院地质研究所）

一

新疆西准噶尔北部地区，毗邻原苏联，地质研究程度甚低。为加速查明该区的矿产资源，在西准噶尔进行地质物探化探综合研究和找矿靶区优选课题中，设置了同位素地质研究专题，取得了一批数据。本文即是该成果的一部分。

本区属于西伯利亚板块和泛塔里木板块之间的西准噶尔褶皱带，为早古生代沟-弧-盆系和晚古生代再生沟-弧-盆系[2]。这种在过渡型地壳基础上发展起来的地质构造格局，决定了有一套独具特色的岩相建造和岩浆岩，以及与之有关的矿床组合和矿床系列。我们选取了其中新发现并具代表性的两个矿区，即扎合破碎带蚀变岩型金矿，萨里火山岩型铜矿做了同位素地质研究。该成果对西准噶尔区域成矿规律的研究提供了资料，具有一定的理论和现实意义。

二

（一）扎合金矿床地质特征

此矿是在检查第70号化探金异常时发现的。金矿位于和布克赛尔蒙古族自治县和丰牧场以北，萨吾尔山南麓。区域地层为下石炭统黑山头组（C_1h）。岩层为一套海陆交互相中粒凝灰质砂岩，含碳质粉砂岩，粉砂质泥岩，含砾石砂岩，夹灰岩透镜体。在检查化探异常填制1:10000地质草图时，发现一个闪长岩小岩株。该岩株呈近东西向延伸的凸透镜体状，长1.5 km，宽400—600m。该闪长岩体虽出露面积不大，但可见到3期侵入岩相。主体为中粒闪长岩，暗色矿物为角闪岩，黑云母且保存较完好。后两次侵入相为中细粒，具绿帘石化，绿泥石化，岩相面积不大，为不规则团块状或脉状，露头上有彼此穿插关系。另有一些闪长玢岩岩脉，角闪煌斑岩岩脉穿切其间，多数平行于NWW向断裂破碎带分布。中粒闪长岩主体具典型的块状构造，粒状结构，角闪石有暗色蚀变边，以中性斜长石为主，副矿物中除磁铁矿外，尚有极少量的黄铁矿，钛铁矿等。

在闪长岩体中部延伸轴线上和其南测外接触带有一条大的断裂破碎带，使闪长岩体遭受破碎蚀变。蚀变带具绢云母化，绿帘石绿泥石化，黄铁矿化等，尤以绿帘绿泥石化、绢云母化为普遍；大部分硫化物矿物已氧化成褐铁矿，氧化铁染范围甚宽，最发育者可构成蜂窝状褐铁矿铁帽。经过对主蚀变破碎带的主要矿化地段进行探槽揭露，又经分析测试证实，金矿体主要赋存在蚀变破碎带中，穿过闪长岩体的主破碎带即是主蚀变矿化带。刻槽

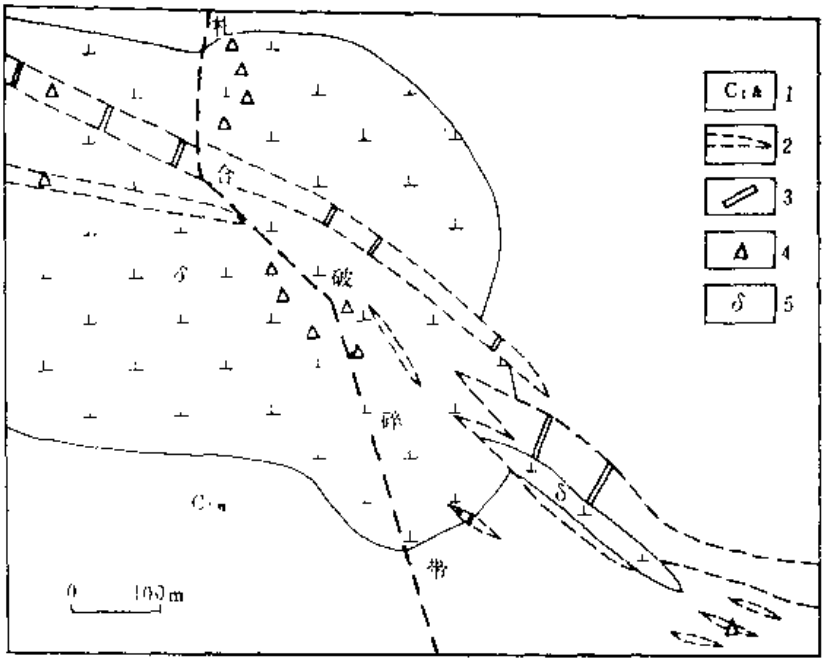


图 1 扎合矿区地质及采样位置图

Fig. 1 Geological map of Zhahe wine, with sampling sites

1—黑山头组凝灰砂岩、炭质泥质硅质岩；2—矿化蚀变破碎带；3—物探测线；4—年龄样取样点；5—闪长岩

取样分析 Au 含量之后，以 1.28 g/t 为边界，可以圈出 4 条金矿带。在对其做了大量地质和物探测量工作后，初步认为闪长岩体及其破碎蚀变与金的成矿有密切关系。

为了搞清岩体的成岩时代，物质来源和与下石炭统黑山头组的接触关系，进而间接查明金矿化的时代与成因，分别在岩体和围岩中采集了一些同位素年龄样品，进行 Rb-Sr 法和 K-Ar 法的年龄测定，采样位置见图 1。样品从岩石露头上采集，力求新鲜，尽量避开蚀变和破碎带，也有个别捡块样品，每件约 1—2 kg。

（二）萨里德尔干特克铜矿点地质概况

该铜矿点系产在一个海底裂隙式喷发的破火山机体之中，3.5 km^2 范围内有两个喷发中心。火山岩为具有多个喷发旋回的安山岩系列。岩石主体为凝灰岩、安山岩，次为角砾凝灰岩，角砾岩，集块岩，并有大小不一成串排列的次安山岩—闪长玢岩和安山玢岩。火山岩系北侧出露砂砾岩—粗砂岩—砂岩—凝灰质粉砂岩韵律沉积岩相，直至条带状硅质岩。火山岩系南侧为含大鳃腕足类化石的礁灰岩、钙质砂岩和条带状硅质岩，与火山岩之间为断层接触。火山岩系中夹数层紫红色沉凝灰质砂砾岩，并夹有不纯灰岩透镜体。在古火山机体南北各有两个矿化层带。

铜矿化集中产在安山岩和凝灰岩层之中及其层间，以及遭受强烈挤压的层理化带内。地表断续分布的孔雀石铜矿化有 50 余处，经刻槽取样测试分析结果统计，平均品位为 0.635%。应用多种物探手段对矿体的推断，此矿点有望发展成为一个中大型铜矿基地。

经研究认为，矿区地层属于中志留统，但由于矿区地处岛弧火山喷发中心，沉积夹层较少，采集新鲜样品比较困难。在野外实地踏勘中采集了一部分安山岩，安山玢岩和凝灰岩样品（图 2），测量其锶同位素比值及年龄，对火山岩系的成因进行了初步研究。

（三）测量结果

全部样品在中国地质科学院地质研究所七室测定。利用质谱计用同位素稀释法测定

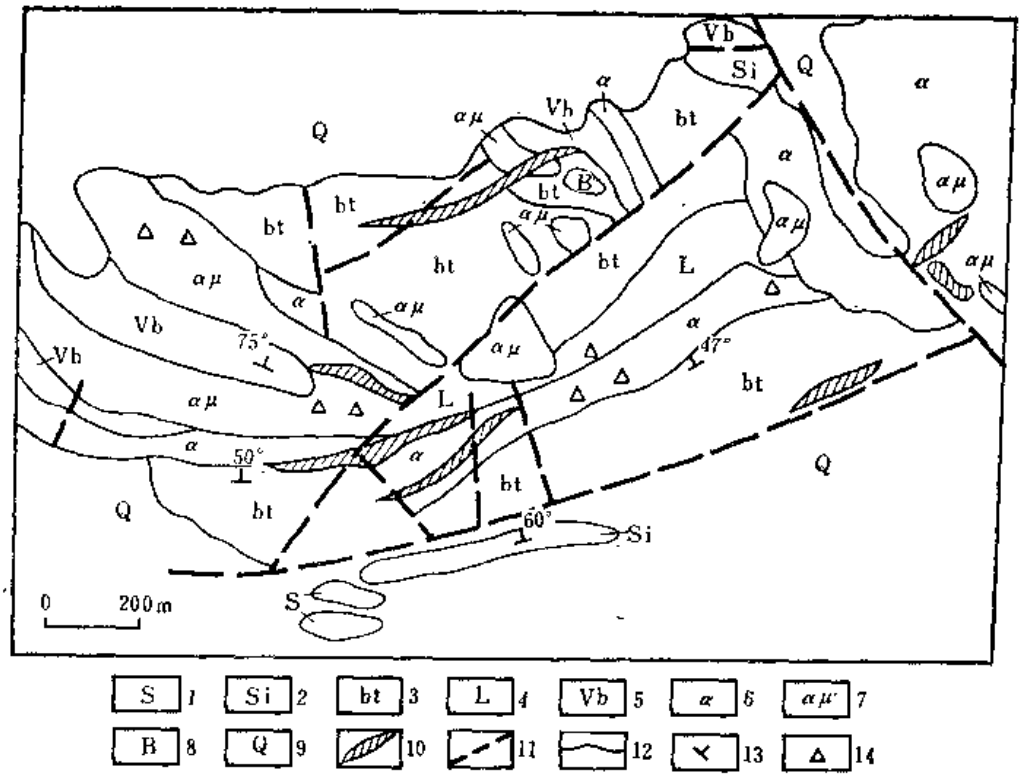


图 2 萨里铜矿地质图及采样位置

Fig. 2 Geological map of the Sali Copper mine, with sampling sites

1—砂岩；2—硅质岩；3—沉积灰岩；4—凝灰岩；5—火山角砾岩；6—安山岩；7—安山玢岩；8—集块岩；9—第四系；10—铜矿体；11—断层；12—地质界线；13—地层产状；14—年龄样品采集位置

Rb、Sr 含量，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值用 MAT-260 质谱计直接测定。样品的分离纯化与以前方法相同（乔秀夫等，1983），只是在质谱测量技术上略有改进，针对不同样品加不同发射剂（Birck, J. L., et al., 1973），以便提高测量精度。其测量结果列于表2、表 2 和表 3 。

用钾氩稀释法测得扎合矿区闪长岩中角闪石的年龄为 242±24 Ma.（由地质研究所七室钾氩组罗修泉、张思红测定）。

根据表 1，表 2 的测量结果，用 York 双误差回归最小二乘立方法（York, D., 1969），求出等时线年龄如下：

表 1 扎合矿区闪长岩体 Rb-Sr 同位素测量结果

Table 1 Rb-Sr isotopic analysis of the diorite in the Zhabe mine

原样号	分析号	Rb($\times10^{-6}$)	Sr($\times10^{-6}$)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Z_7-5	90069	11	959	0.0315	0.70398
Z_5-2	90070	13	782	0.0492	0.70411
Z_3-3	90071	16	749	0.0637	0.70420
Z_7-3	90072	65	161	1.1674	0.70837
Z_7-6	90073	19	602	0.0929	0.70449
X_9-4	89094	21	175	0.3464	0.70520
X_9-5	89095	56	171	0.9524	0.70758

① 扎合沟闪长岩体铷-锶全岩等时线年龄为 266±6 Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.70396±0.00005（见图 3）。

表 2　下石炭统黑山头组 Rb-Sr 同位素测量结果

Table 2　Rb-Sr isotopic analysis of the Lower Carboniferous Heshantou Formation

原样号	分析号	样品名称	Rb(×10⁻⁶)	Sr(×10⁻⁶)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
ZC_1h-2	90074	凝灰质砂岩	65	167	0.1134	0.70658
ZC_1h-3	90075	凝灰质砂岩	70	234	0.8596	0.70828
ZC_1h-1	90112	炭质粉砂岩	33	811	0.1122	0.70197
ZC 4-5	90113	含炭粉砂岩	10	515	0.0571	0.70175
ZC_1h-6	90114	炭质粉砂岩	13	439	0.0868	0.70494

表 3　萨里铜矿区 Sr 同位素测量结果

Table 3　Sr isotopic analysis in the Sali mine

原样号	分析号	样品名称	Rb(×10⁻⁶)	Sr(×10⁻⁶)	Rb/Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$
SL-A-1	90076	安山岩	4	650	0.006	0.70439(7)
SL-A-4	90077	安山玢岩	8	383	0.022	0.70194(12)
SL-A-5	90078	安山玢岩	11	393	0.028	0.70519(10)
SL-A-6	90079	安山岩	9	696	0.014	0.70181(5)
SL-A-7	90080	安山岩	3	717	0.011	0.70163(13)

② 下石炭统黑山头组的粉砂岩、凝灰岩锶-锶全岩等时线年龄为 312±12 Ma，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值为 0.70454±0.00008（见图 4）。

③ 萨里铜矿区所测得的 5 个样品，由于 Rb 含量低，放射性成因 ^{87}Sr 太少，使得年

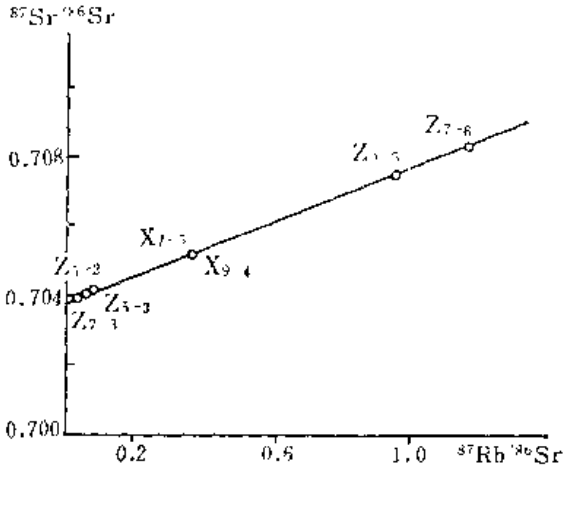


图 3　扎合矿区闪长岩体锶-锶全岩等时线图

Fig. 3　Rb-Sr wholerock isochron for the diorite in the Zhahe mine

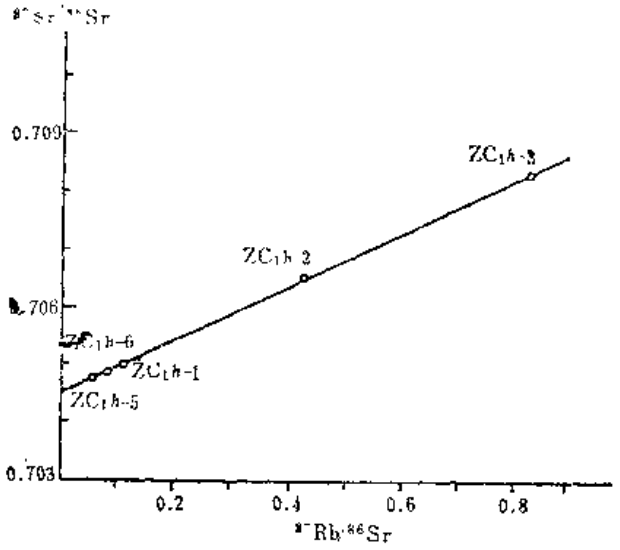


图 4　黑山头组锶-锶全岩等时线图

Fig. 4　Rb-Sr wholerock isochron of the Heishantou Formation

龄误差太大，不能使用，以后需采取其它测定方法。这次主要求出其现代 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值在 0.7040—0.7052 之间。由于这些样品 Rb 含量低，放射性成因 ^{87}Sr 可以忽略不计，此比值可以作为 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值使用。

三

现就取得的年龄数据和锶同位素比值进行粗浅讨论。

（一）扎合沟下石炭统黑山头组岩相古地理特征

岩石为海陆交互相的砂岩、凝灰质粉砂岩、含碳质凝灰质粉砂岩、粉砂质泥岩、含砾砂岩，夹石灰岩透镜体。显然，这一套陆源类复理石建造是萨吾尔晚古生代岛弧的弧前陆缘沉积。在这套岩石中曾采得有*Sublepidodendron mirabile* (Nath.)Hirmer, *Scigmaria* sp. 等化石，它们虽然不属于早石炭世的典型化石分子，但仍可说明该套岩石为晚泥盆—早石炭世的海陆交互相环境的产物。

该套岩石主岩相含碳质凝灰质粉砂岩的铷-锶全岩等时线年龄为 312±12 Ma，应当属于石炭纪，当然作为早石炭世处理其年龄似嫌小了一些。阿姆斯特隆、麦克道尔 1974 年在国际地质年代学会议上提出的显生宙地质年代新方案中，石炭纪时代为 335—360 Ma，二叠纪时代为 284 Ma。可见本次测得的数据划在石炭纪是比较合适的。

该套岩石的（$^{87}Sr/^{86}Sr$）初始比值为 0.7045。根据前人对上地幔和大陆壳锶同位素比值演化的研究，用玄武岩和辉长岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值，及由 Rb-Sr 等时线所测得的年龄作图确定出了一条上地幔中锶的演化发展线（图 5）。

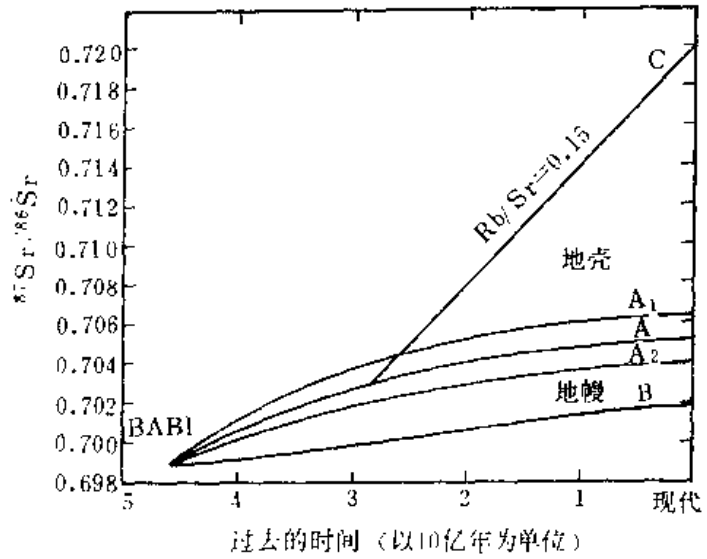


图 5　地球锶同位素演化图（G. Faure 1977）

Fig. 5　Evolution of Sr isotope on earth

图中 A、A_1、A_2 三条曲线代表大陆上地幔中 Sr 的可能演化途径。B 代表锶亏损的地幔区域中锶同位素的演化。C 代表上地幔分离出来后壳体系锶的增长线

众所周知，大陆壳的岩石是富铷的，它的 Rb/Sr 比值比上地幔岩石要高得多。随着时代变迁，大陆壳 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的变化很大，在 0.703—0.737 之间。那么，在扎合下石

炭统黑山头组含碳质凝灰质粉砂岩中，可能会有相当部分的海底火山灰组份，这是造成其$^{87}Sr/^{86}Sr$比值低的重要原因。

（二）扎合沟闪长岩体

铷锶全岩等时线年龄为266±6 Ma，这个年龄数据与地质证据很一致（图6）。闪长岩侵入于下石炭统黑山头组（C_1h），与西准噶尔南部侵入于下二叠统恰勒巴依组（P_1g）和莫老坝组（P_1m）的闪长岩时限一致，活动时间在242—284 Ma间。闪长岩中角闪石K-Ar稀释法年龄为242±24 Ma与Rb-Sr全岩等时线年龄也是一致的。

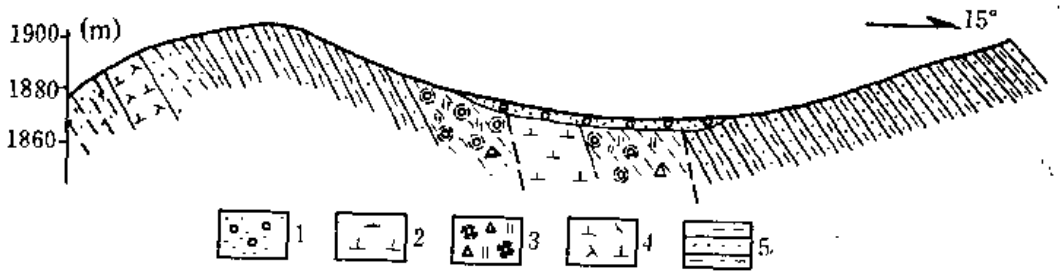


图6 扎合0线地质剖面图

Fig. 6 Geological cross section along line 0, Zhahe

1—第四系松散沉积物；2—闪长岩体；3—蚀变破碎带；4—闪长玢岩；5—凝灰质砂岩

$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值为0.70396±0.00005，是一个很有意义的数据。在图5的锶同位素演化图中，它正好落在上地幔区，接近玄武岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值，推测闪长岩的母岩浆可能来自深部的玄武岩源区。该岩体东西侧都有小超基性岩体出露，区域布格重力异常图上该区处于一个圆环形正重力异常的边缘。据推断，重力异常源可能是一个有一定深度的基性杂岩岩基。这样，由锶同位素比值和该岩体的岩石化学成分偏基性（SiO_2 52.36，FeO 5.71，Fe_2O_3 3.36，MgO 3.90），推测闪长岩的母岩浆来自深部的玄武岩源区是合适的。

应强调指出，该闪长岩体含金普遍高于地壳克拉克值，在破碎蚀变带外围金含量降低，而蚀变带内局部形成含金达3—15 g/t的金矿体。可认为闪长岩体本身就是该处形成破碎带蚀变岩型金矿的一个矿源体。

（三）萨里铜矿区安山岩

测量其$^{87}Sr/^{86}Sr$比值为0.7040—0.7052。火山岩中锶同位素组成，为我们提供了岩浆来源的信息，也提供了使化学成分和同位素组成发生变化的地质过程的信息。图7显示了年轻玄武岩质到中性成分火山岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值。从图上可以看出，大多数年轻的被认为来源于上地幔的火山岩，其$^{87}Sr/^{86}Sr$比值落在0.704±0.002的范围内。然而，从图中的数据表明，不同环境形成的火山岩平均$^{87}Sr/^{86}Sr$比值有一个系统的偏差，而且在所示的4种火山岩中存在着实际的变化，在沿大西洋中脊喷发出的拉斑玄武岩中出现了最低的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值（0.70280）。从来自大洋岛的值（0.70386）、来自岛弧的值（0.704377）到来自大陆的值（0.70577）逐次增高。所有直方图都向着$^{87}Sr/^{86}Sr$值较高的方向偏移，这可能是由于来自古老硅铝质岩石或衍生物的放射性成因^{87}Sr对岩浆的混染造成的。这一点对于$^{87}Sr/^{86}Sr$比值范围大于0.710的大陆喷发的火山岩最为可能。也适用岛弧和大洋岛中的某些火山岩，这些地方岩浆可能被来自附近大陆的陆源沉积物混染，或由于岩浆与

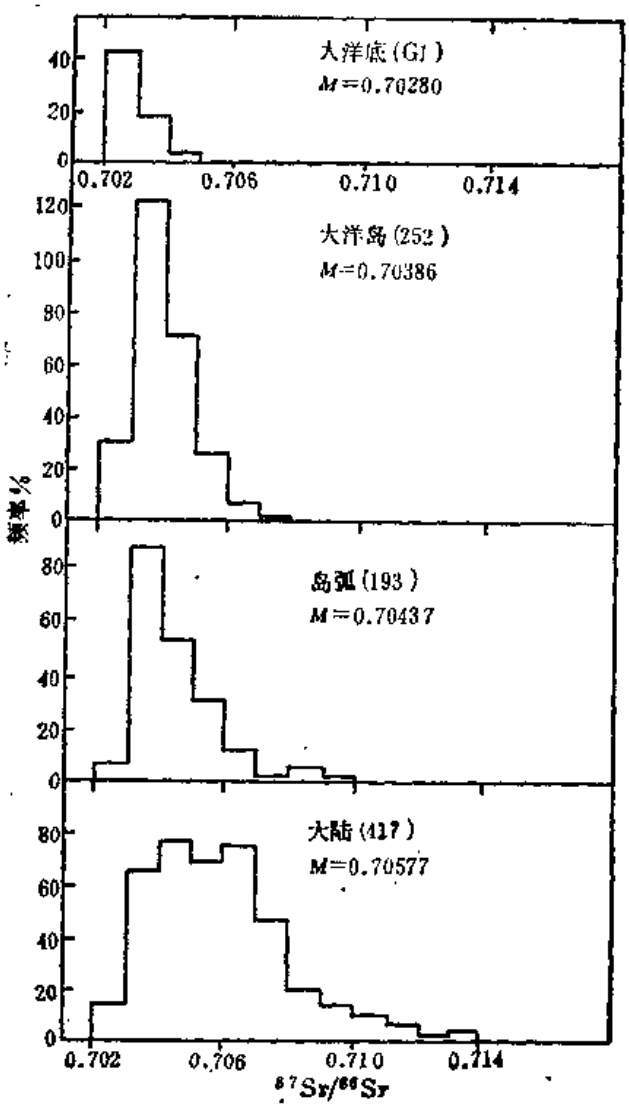


图 7　在不同地质环境中火山岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值（M）的直方图

(G. Faure, 1977)

Fig. 7　Block diagram showing $^{87}Sr/^{86}Sr$ values in varied geological settings

海水的互相作用而被混染。

萨里铜矿区的安山岩是中志留统的海底中基性火山岩建造，产在西准噶尔早古生代岛弧系岩浆弧上，是以洋壳为主开始向陆壳转化的过渡型地壳的产物。显然，其成分以铁镁质为主。安山岩的$^{87}Sr/^{86}Sr$比值为0.7040—0.7052也证明它是属于来源于上地幔的火山岩，有可能部分受古老硅铝质岩石混染造成的，应属于岛弧型，这与区域地质推断相符。国内外的诸多实例说明，与海底中基性火山活动有关的矿床系列，主要是Fe，Cu，Au，Cr等矿床，火山热液型铜矿，也称黄铁矿铜矿，往往以块状硫化物富矿占重要地位，形成中大型矿床，具有重要的经济价值。萨里铜矿正是这种类型的矿床。

本文所依据的专题报告，曾蒙姜春发研究员、刘煜洲副教授、马开义副研究员提供宝贵意见。工作中得到地矿部地质研究所、国家三〇五项目西准噶尔科研队等单位的大力支持。在此一并致谢。由于时间和水平所限，文中疏漏在所难免，欢迎批评指出。

参 考 文 献

乔秀夫，张德全，王雪英等，1983。山西中都小两岭组火山岩的铷-锶同位素年龄测定。中国地质科学院院报，第5号。

霍有光，1987，准噶尔和布克赛尔地区岛弧—弧后盆地的岩石化学及地质演化。中国地质科学院西安地质矿产所所刊，15期。

谢学锦，1979，区探化探。地质出版社。

Birck, J. L. and Allegre, C. J. 1973. ^{87}Rb-^{87}Sr Systematics of Muntsche Tundra Mafic Pluton. Earth planet Sci. Lett. 32 P 191—198.

Faure, G., 1977. Principles of Isotope Geology.

Faure, G., Poerll J. L. 1972 Strontum Isotope Geology.

York, D., 1969. Least-Square Fitting of a Straight Line with Correlated Errors. Earth Planet Sci. Lett. 5, pp. 320—324.

A DISCUSSION OF SOME ISOTOPIC ANALYSES IN WESTERN JUNGGAR, XINJIANG

Wang Xueying and *An Yuqing*

A Series of Rb-Sr isotopic dating have been done and Sr analysis made to th efractured belt alteration type gold deposit in Zhahe and the volcanic copper mine and the associated rocks in Sali, western Junggar, Xinjiang. Then metallogenic stages, ages and genetics of the deposits are studies, thus provided new information for the study of the metallogenesis in the Junggar region.