1264～3592m;金雁山组,以碳酸盐岩为主,夹少量碎屑岩,富含叠层石,厚 1008～1601m。

在阿尔金山脉的青海和甘肃境内的安南坝至温格勒·果阿附近,有蓟县系出露,称为安南坝群,下部以碎屑岩为主,上部主要为碳酸盐岩,且富含叠层石,未见顶底,视厚度大于 2285m。《新疆区域地层表》(1977)曾称其为震旦系全吉群。青海地质局(1985;俄博梁幅)根据该群叠层石的系统研究将其划归蓟县系,大致相当于塔昔达坂群的大部。

青白口系索尔库里群

主要分布在额兰塔格以南的冰沟南、以北的乙亚加拉克山以及平洼沟、因格布拉克等地,以角度不整合超覆于蓟县系塔昔达坂群之上,顶为下奥陶统额兰塔格组角度不整合所覆盖,除冰沟南地区外,一般多为不完整接触。自老而新分为乱石山组:为一套片理化砂岩和含砾砂岩、局部地区夹砂质灰岩,厚 213～389m;冰沟南组:主要为灰岩、结晶灰岩、硅质条带及团块灰岩,在冰沟南地区,尚有较多砂岩、粉砂岩分布,厚 821～ > 2221m;平洼沟组:主要为一套灰岩、白云岩、局部地区为大理岩,富含叠层石,厚 128～1555m;小泉达坂组:主要为一套碎屑岩、结晶灰岩,局部地区为大理岩与硅质岩和片岩类,厚 337～2810m。

(三)新元古界震旦系

震旦系全吉群分布于安南坝和巴什考供南等地,由绿片岩相区域浅变质岩和部分低角闪岩相岩石组成。中上部为白云岩夹白云质灰岩、石英岩;下部为石英岩、含砾石英粗砂岩、细砾岩等,厚 3000m 左右,含叠层石。

三、古　生　界

阿尔金山脉肃北至且末长约 810km 的地带,大部分前中生代地层曾被定为元古宇,现在,越来越多的证据说明其中大部分地层可能属于古生界。

此外,在阿尔金主断裂带的南东侧,出露了一套火山-沉积建造,主要由砂岩、粉砂岩、生物碎屑灰岩、结晶灰岩、白云岩、玄武岩、基性及中酸性凝灰岩、流纹岩等构成,以双峰式火山岩为特征。该套地层与在拉配泉-喀腊大湾一带出露的上奥陶统拉配泉组非常类似,可能为一套同时代的地层。但这套地层大部分曾被定为元古宇,新疆区域地质志(1993)将它划归为中上奥陶统,而中国地质科学院成都地质研究所将它归为泥盆纪,现在越来越多的证据也说明其中大部分地层可能属于古生界。

阿尔金地区少见寒武系。此期广大地区处于隆起状态,长期遭受风化剥蚀。因此,古生代构造层主要由中上奥陶统等火山-沉积岩系和其中的蛇绿岩混杂堆积构成。晚石炭世仅在局部坳陷中沉积了浅海-滨海相陆源碎屑-碳酸盐岩建造。二叠纪海水面积进一步缩小,沉积了一套陆表海相碳酸盐岩和碎屑岩。

(一)寒武系

寒武系上寒武统塔什布拉克组仅分布于克孜勒·乌增、拉配泉齐勒萨依(钟端等,1995;含化石)和苦水河一带。呈东西向延伸,为一套砂泥(页)岩,间夹灰岩薄层及透镜体。产三叶虫、腕足类、牙形石和疑源类等,底部与蓟县系浅粒岩角度不整合接触,顶与下奥陶统(?)砾岩整合接触,厚约 118m。

(二)奥陶系

巴什考供和索尔库里地区下、中奥陶统零星分布于亚普恰萨依、木孜布拉克及环形山等地,为一套滨海-浅海沉积的碎屑岩-碳酸盐岩建造(新疆地质局,1981)。下部为砂岩、粉砂岩夹碎屑灰岩,含有腕足、三叶虫、角石等化石;中部为灰色薄层状灰岩、姜结仁状灰岩、厚层灰岩,偶见砂岩,含有腕足、瓣鳃、层孔虫、三叶虫、角石等化石;上部为深灰色薄层、中厚层状灰岩、结晶灰岩夹粉砂岩,含有三叶虫、笔石等化石。这些化石经刘第镛等(1984)和董得源等(1984)研究,确定为奥陶纪沉积。大致以巴什考供南断裂为界,分为以碳酸盐岩为主沉积区(南区)和以碎屑岩为主沉积区(北区)。

南区下、中奥陶统碳酸盐岩建造厚 500m,底与青白口系不整合接触,顶为断层切割。自下而上分为:

1)早奥陶世大湾期额兰塔格组(O_1e),底部为砾岩、砂砾岩和细砂岩等,岩性变化较大,下、中部化

石较多,上部化石较少。

2)早奥陶世特牛潭期至中奥陶世早期的环形山组(O_2 *h*),化石丰富。

北区下、中奥陶统厚约 913m,其底不整合在蓟县系马持克布拉克组或元古宙第五次侵入花岗岩之上,未见顶或与二叠纪(?)紫红色砾岩不整合接触,可分为:下奥陶统库木奇布拉克组,中奥陶统亚普恰萨依组,上奥陶统孔其布拉克组。

拉配泉一带已发现产有腕足类、海百合茎等化石的地层,被确定为奥陶系(张显庭等,1984),为上奥陶统拉配泉群(O_3 *lp*),可以分为三个岩组(青海省地质矿产局,1986):

1)碎屑岩组(O_3 lp^a),以灰黑色泥质千枚岩、灰色薄-中层变钙质砂岩、粉砂岩为主,夹灰黑色薄-中层鲕状炭质硅质岩、钙质粉砂质页岩及灰黑色薄层含生物碎屑粉屑灰岩,厚度大于 203m。

2)火山岩组(O_3 lp^b),以灰绿色中酸性片理化火山碎屑岩、块层状玄武岩、中基性凝灰熔岩及浅肉红色块层状碱性流纹岩为主,夹灰绿色钙质千枚岩及少量灰白色条带状含砂质结晶灰岩,厚度大于 854m。枕状构造常见。Fe_2O_3/ FeO 比值往往小于 0.5,显示海底裂隙式喷溢特征。

3)碎屑岩、碳酸盐岩组(O_3 lp^c),以千枚岩、中细粒岩屑砂岩、中厚层结晶灰岩、粉晶白云岩为主,夹片状复成分砾岩及少量火山岩。灰岩中产腕足 *Onychoplecia* sp. 和海百合茎 *Crinidea* sp. 等化石。厚度大于 554m。

上奥陶统拉配泉群向西延伸,在巴什考供和索尔库里地区也有大量分布。就岩性而言,拉配泉群与出露于祁曼塔格一带产 *Rhabdotetradium qinghaiense* 的上奥陶统铁石达斯群(O_3 *ts*)、柴达木北缘产 *Agetolites* 的上奥陶统滩间山群(O_3 *tn*)岩性基本一致,可进行对比。

不过,根据钟端等(1995)研究,拉配泉齐勒萨依的拉配泉群 b 组中发现有许多晚寒武世化石,包括牙形刺、腕足、三叶虫和疑源类等。其中的牙形刺化石种属主要产于华北地区的上寒武统长山组至凤山组,属晚寒武世晚期牙形刺 *Proconodontus* 带,而其中的 *Yosimuraspis* 属三叶虫化石可能为下奥陶统最下部分子,也可下延至上寒武统最上部,因此可能为上寒武统,并被命名为塔什布拉克组,与张显庭等(1984)拉配泉群 b 组相当(钟端等,1995)。

阿尔金北缘红柳沟至拉配泉的大部分火山-沉积岩系,以往多被划归为中元古界或新元古界(长城系和蓟县系)。中美合作阿尔金课题组(Gehrels et al .,2003b)在红柳沟和卡拉塔格变质砂岩(曾被认为是蓟县系)中分别获得主期年龄为 482Ma 和 487Ma 的碎屑锆石年龄谱系,因而确定了该套火山-沉积岩系地层不可能是中(新)元古界,而只能是早古生界。综合考虑地层关系等因素,笔者认为,红柳沟至拉配泉的大部分火山-沉积岩系主要是奥陶纪地层(图 1-3)。

(三)泥盆系

甘肃阿克塞县红柳沟原定的新元古代青白口系中发现有晚古生代放射虫化石(和政军等,1999)。这套地层上下与原定"前震旦系"(中元古界)均为断层接触。其下部岩石组合主要为火山熔岩和火山碎屑岩,包括蚀变安山岩、硅质岩(碧玉岩)、安山质凝灰岩,夹少量大理岩,厚 1392m;上部以沉积岩为主,岩石类型主要有灰黑色板岩、硅质板岩(泥质岩)、灰色灰岩(含叠层石)等,夹中基性凝灰质熔岩、透镜状磁铁矿和赤铁矿、细粒石英砂岩,厚约 545m。放射虫化石产出在含硅质条带的泥晶灰岩中,含量可达 2%～5%,有以下六个种:*Spongentactinella corynacantha* (Nazarov et Ormiston)、*Entactinosphaera palimbola Foreman*、*E. euthlasta Foreman*、*E. Menneri Afanasieva*、*Borisella* cf.、*mariae Afanasieva* 及 *Spumellaria* sp.。其中 *Spongentactinella corynacantha* 产于西澳大利亚的晚泥盆世地层中;*Entactinosphaera palimbola* 在桂东南是晚泥盆世 Frasnian 期的重要分子,在新疆北部是 Famennian 期(D_3)至早 Tournaisan 期(C_1)放射虫化石带(II)的特征种;*E. euthlasta* 见于桂南、新疆准噶尔及陕南等地的上泥盆统。在拉配泉也发现有晚古生代放射虫化石,包括 *Praespongœolia* sp.、*Trilonche* sp. 及 *Hilenifore* sp.(和政军等,1999)。

阿克塞晚泥盆世(至早石炭世?)放射虫化石的发现,为阿尔金山中段存在古生代地层以及对该地区广泛分布的前中生代"哑地层"的进一步研究提供了重要的古生物依据。在阿克塞西南晚古生代放射虫化石产地,发育有近东西走向、长约 40km、宽仅 1～2km 的斜辉橄榄岩(蛇纹岩)、辉长岩、辉绿岩等原定

为加里东期的基性—超基性岩。以往的工作认为它们是“侵入”到元古宇的岩体。含放射虫地层的发现,说明晚古生代地层与该岩带为沉积接触或构造混杂在一块。

泥盆系上统红柳沟群(徐宪等,1982)分布于若羌县红柳沟—楚库尔恰普一带,为浅海—滨海相碎屑沉积,为一套片理化-千枚岩化灰黑色炭泥质粉砂岩,含大量微古植物化石,如 *Retusotriletes* sp.(弓脊孢)和 *Cymbosporites* sp.(杯栎孢属)等(新疆地质局,1981;巴什考供幅)。

(四)石炭系

本区石炭系有零星分布,并严格受构造控制,一般呈条带状东西向展布。岩性单一,以碎屑岩(含砾石英砂岩、岩屑砂岩、长石石英砂岩等)为主,夹碳酸盐岩、碳质页岩及煤层;产动物、植物化石。时代为晚石炭世,属海退层序的地台型沉积。

索尔库里地区上石炭统因格布拉克组分为上、下两段,总厚度为 404m 左右(新疆地质局,1981;索尔库里幅)。下段以生物灰岩和灰岩为主,多为中厚层状,岩相稳定,常含有碳质和少量硅质夹层,含有极其丰富的化石,有蜓类、腕足类、珊瑚类、苔藓虫及海百合茎等。上段以滨海相碎屑岩为主,下部主要为石英砂岩、砂砾岩;上部为杂色粉砂岩和细砂岩,夹层少,生物化石极少。

(五)二叠系

本区二叠系只有零星分布。下二叠统出现在索拉克萨依北断层带和巴什考供北山北坡亚普恰萨依一带,由砾岩、砂砾岩、砂岩和细砂岩等组成,产有腕足、珊瑚、苔藓虫等化石碎片,时代不甚确定(新疆地质局,1981;巴什考供幅)。

四、中　生　界

侏罗纪时,形成一系列小型陆相断陷盆地,沉积了一套河湖沼泽相含煤建造、类磨拉石建造及红色建造,其上与白垩系呈假整合或不整合接触,与下第三系为不整合接触。褶皱、断裂发育,褶曲多呈短轴对称状。此期伴有小规模花岗岩的侵入活动。

(一)侏罗系

阿尔金山地区的中生界主要为零星分布的侏罗系,主要由紫红-灰绿色砂砾岩夹泥质粉砂岩、页岩及煤层组成。侏罗系煤层是阿尔金山地区煤矿开采的主要层位。

中-下侏罗统叶尔羌群:零星分布在红柳泉沟、库木奇布拉克、因格布拉克及拉配泉等地,呈东西向展布,主要为一套河湖相的粗碎屑岩及含煤建造,以杂色砾岩、砂岩、粉砂岩夹泥岩为主,未见顶,下部不同层位超覆于元古宇、石炭系之上,厚 170～450m。

(二)白垩系

阿尔金山及柴达木北缘的白垩系称为犬牙沟群(中国地质科学院成都地质矿产研究所,1988)。在阿尔金山西段,主要为砾岩夹砂岩、泥岩,厚 712m,产介形虫 *Darwinula*, *Timiriasevia* 等,不整合覆盖于下、中侏罗统之上。在柴达木北缘以棕红色砂岩为主夹砂砾岩、砾岩及泥岩,底部为砾岩,厚 1451m,产轮藻和叶肢介等,与上侏罗统为整合或假整合接触。

五、新　生　界

(一)第三系

阿尔金山地区第三系零星分布在巴什考供凹地至斯米尔布拉克和金雁山、索尔库里走廊、小红沟,以及柴水沟、库勒萨依、盖吉里克、塔什达坂东和恰什坎萨依北等地区,主要为一套河湖相沉积,岩性为砾岩、细砾岩、含砾粗砂岩、含砾不等粒长石岩屑砂岩、粉砂质泥岩、泥质粉砂岩及杂色泥岩、泥灰岩、灰岩等,夹有石膏薄层或石膏晶片。发育交错层、龟裂和波痕。与老地层常呈断层接触,顶被第四系(不整合)覆盖。

第三系产出部位主要有三种:①被元古宇或下古生界冲断(主要为 E_3),形成第三纪逆冲断裂系;②产出在阿尔金断裂的北侧,形成狭长的带状(主要为 N 或 N_2);③与柴达木盆地第三系连通,构成柴达木盆地沉积的北缘部分。

第三纪时期以强烈拗陷为主,中新世达到拗陷高潮。其内部常见侵蚀面或不整合,表明这一时期以升降运动为主。新第三纪时,随着青藏高原的崛起,大规模急剧上升隆起和第三纪后期阿尔金走滑断裂体系的发育,形成了现代构造面貌。

(二)第四系

主要为陆相沉积,分布相当广泛,成因类型复杂。下更新统为湖相沉积,中更新统为冰碛-冰水堆积、洪积,上更新统为洪积;全新统为化学堆积(石膏、芒硝和石盐等)、湖积、沼泽堆积、冲积、洪积、坡积、残积和风成堆积、冰川堆积等,主要分布在山间谷地和山麓地带。

第三节　区域岩浆活动和变质作用

一、岩　浆　岩

研究区内岩浆活动具有长期性和多样性的特点,反映出阿尔金构造带地质历史时期具有不同的深部作用过程和大地构造环境。

(一)火山岩

新太古界高角闪岩相-麻粒岩相区域变质岩石,原岩以中酸性火山岩为主,兼富镁质玄武岩,拉斑玄武岩。

长城、蓟县系火山岩以变质玄武岩-安山岩-流纹岩组合为主,有基性向酸性,裂隙式向中心式喷溢的演化趋势。

长城纪火山岩出露相对较少,由变质玄武岩、基性集块岩、火山角砾岩及酸性火山凝灰岩组成,蓟县纪早期以基性-中基性火山岩为主,由角闪粗玄岩、拉斑玄武岩、斜长安山岩、安山质玄武岩、英安岩等组成,并与正常的海相碎屑岩及碳酸盐岩层间产出,晚期以酸性火山岩为主,发育霏细岩、流纹岩及酸性火山碎屑岩,呈韵律式层状产出,每一韵律以爆发相开始,以溢流相结束。

中晚奥陶世火山岩以基性-中酸性(部分偏碱性)火山岩为主,有玄武岩、石英安山岩、英安岩、流纹岩、石英粗面岩和碱长流纹岩为主。主要分布于茫崖及拉配泉地区。在巴什考供一带,原划为蓟县系的一套火山岩能否与拉配泉地区出露的中晚奥陶世火山岩的岩石演化系列和生成时代对比,是本区火山岩地层划分的一个关键问题,也是涉及找矿方向的重要问题。

(二)基性-超基性岩系列

基性-超基性岩系列主要分布在阿尔金山南缘的阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带和北缘的红柳沟-拉配泉蛇绿岩带之中。

(三)花岗岩系列

阿尔金山地区主要的花岗岩浆活动出现在早古生代(加里东期),其钙碱系列造山花岗岩以钾长花岗岩为主,侵入的最新地层为奥陶系上统拉配泉群。在阿尔金断裂南东侧,也出现有部分加里东期花岗岩。不过,中国地质科学院成都地质矿产研究所(1988)将它们中的大部分划归为海西期。

海西期是阿尔金山地区岩浆活动的又一个活跃时期,以花岗闪长岩、闪长岩为主,有少量二长花岗岩、钾长花岗岩,岩石化学分析表明该期的侵入岩大致沿钙碱系列造山花岗岩演化线分布,具有地台活化区花岗岩浆特征。

燕山期花岗岩浆侵入活动较少,喜马拉雅期岩浆活动更为难见。据中国科学院地质研究所等单位在邻区开展的研究工作,推测这两期岩浆活动在本区内都有存在的可能性。

二、变　质　岩

多期构造运动和岩浆活动造就了本区历经多期变质作用,具有复杂的变质演化系列。

太古宇米兰群(包括阿克塔什塔格群)普遍经历了中、高温区域变质作用,变质相为麻粒岩相,以紫苏辉石、单斜辉石出现于片麻岩中为特征,混合岩化强烈,具明显的退变质作用。原岩恢复主要以大陆

的钙碱性玄武岩系列和拉斑玄武岩系列为主,夹杂砂岩、灰岩等,属基性火山岩夹碎屑岩-碳酸盐岩建造。

古元古界(阿尔金群)经受了区域动力热变质作用,主要岩性为黑云角闪石英片岩、黑云石英片岩、大理岩和混合片麻岩,其原岩为碎屑岩建造和基性-中酸性火山岩建造,属低压和中压相系型区域动力热流变质相,以低角闪岩相为主,高绿片岩相次之。中压相系分布于背斜轴部,低压相系分布于背斜两翼,组成数个递增变质带,其热轴方向与区域构造线一致。

中元古代变质岩系包括长城系和蓟县系。其原岩为碎屑岩建造和碳酸盐岩建造,除局部受侵入岩影响变质程度外,一般均属绿片岩相的区域低温动力变质作用。变质作用发生于蓟县期末的阿尔金运动。

中-上奥陶系的火山-沉积建造主要经受了葡萄石-绿纤石相埋深变质作用,局部受挤压作用的影响,出现斜黝帘石 + 阳起石组合,进入低绿片岩相。接触变质作用在本区也有发育,主要与岩体的侵位有关,但不普遍,接触晕也较小。

第四节　构造体系及其演化

一、构 造 体 系

(一)构造体系的概念

构造体系是许多不同形态、不同性质、不同等级和不同序次,但具有成生联系的各项结构要素所组成的构造带以及它们之间所夹地块或地块组合而成的总体;这个总体,是一定方式的区域性构造运动(即地壳的一个组成部分的运动)的结果(李四光,1973)。

结构要素也即构造形迹。构造形迹是指各种褶皱和各种断裂以及巨型隆起、坳陷等,它们是地壳运动的产物,是地应力作用的反映。一定方式的地壳运动,在它所波及的范围内产生的一切构造形迹,不管它们的形象、规模、方位、性质有什么差别,都是在统一的应力场作用下形成的(中国地质科学院地质力学研究所,1978)。

李四光先生在其长期的实践过程中总结出构造体系研究的一套方法:Ⅰ. 鉴定每一种构造形迹或构造单元(结构要素)的力学性质;Ⅱ. 辨别构造形迹的序次,按照序次查明同一断裂面力学性质可能转变的过程;Ⅲ. 确定构造体系的存在和它们的范围;Ⅳ. 划分巨型构造带,鉴定构造型式;Ⅴ. 分析联合和复合的构造体系;Ⅵ. 探讨岩石力学性质和各种类型的构造体系中应力活动方式;Ⅶ. 模型实验。

李四光及他创办的地质力学研究所的同仁们把中国及东亚濒太平洋地区的地质构造划分为巨型纬向构造体系、经向构造体系和各种扭动型式的构造体系。其中巨型纬向构造体系有阴山-天山构造带、秦岭-昆仑构造带和南岭构造带等;经向构造体系中最强大的一条经向构造带出现在川、滇地区的西部,包括横断山、大凉山、大雪山及岷山诸山脉。而扭动型式的构造体系则包括多字型构造(新华夏构造体系、华夏系和华夏式构造体系、河西系)、山字型构造体系(祁吕贺兰山字型、淮阳山字型等)、旋扭构造体系(青藏歹字型构造体系以及各种帚状构造、莲花状构造、S 与反 S 型构造和辐射状构造)和入字型构造体系。

现今地球表面的构造体系实际上主要是燕山运动以来的产物,而且每一个构造体系都有其漫长的发展历史。因此,对构造体系发展历史和古构造体系组合形态的研究,显然是认识地壳运动史的重要根据(高庆华等,1996)。

在现今地壳运动研究中,马宗晋等(1995)从全球角度划分出了三大构造系统(“系统”与“体系”的本质是一致的):①环太平洋构造系统,以大洋岩石圈向大陆岩石圈的深俯冲为构造特征;②大洋脊构造系统,以大洋岩石圈内裂谷-转换断层的组合构造为特征;和③北大陆构造系统,主要分布在北纬 20°～50° 的纬向环带,以大陆岩石圈边缘和内部各种断裂的相互作用为特征。

(二)构造体系与板块构造

板块构造理论是海底扩张学说的自然引申,它归纳了大陆漂移和海底扩张的论点,还包罗了岩石圈、软流圈、转换断层、板块俯冲和大陆碰撞等一系列概念,首次为地球科学提供了一个把地球作为一个整体的工作模型,一种关于全球构造与组成的统一概念,一个考察地球历史的新的角度,以及一个把详细的局部性地质研究组成整体的框架(马宗晋等,1995)。板块构造与构造体系的理论在本质上非常一致。从某种意义分析,构造体系中的地块与板块相当,而构造带与板块边缘的变形带一致。因此,构造体系研究中必须而且可以吸收板块构造理论的研究成果。

(三)构造-岩相组合和构造岩相带

地质作用(岩浆作用、沉积作用和变质作用)过程在岩石圈板块内部或板块边缘的特定部位上形成各种岩石并改变着岩石性质,而每一个部位又都有其特定的物理化学条件控制着该部位岩石的化学组成、矿物组成和结构构造,因此,这些特征可以用来判别岩石的成因,了解岩石形成演化的历史(Raymond,1995)。

图 1-4 给出了包含各种成因岩石组合的岩石圈板块内部和板块边缘的板块构造环境类型,包括转换断层、扩张中心、大洋板块内部、俯冲带、弧前盆地、火山弧和造山带、被动大陆边缘、弧后盆地和大陆板块内部。以下根据 Raymond(1995)的描述加以简单介绍。

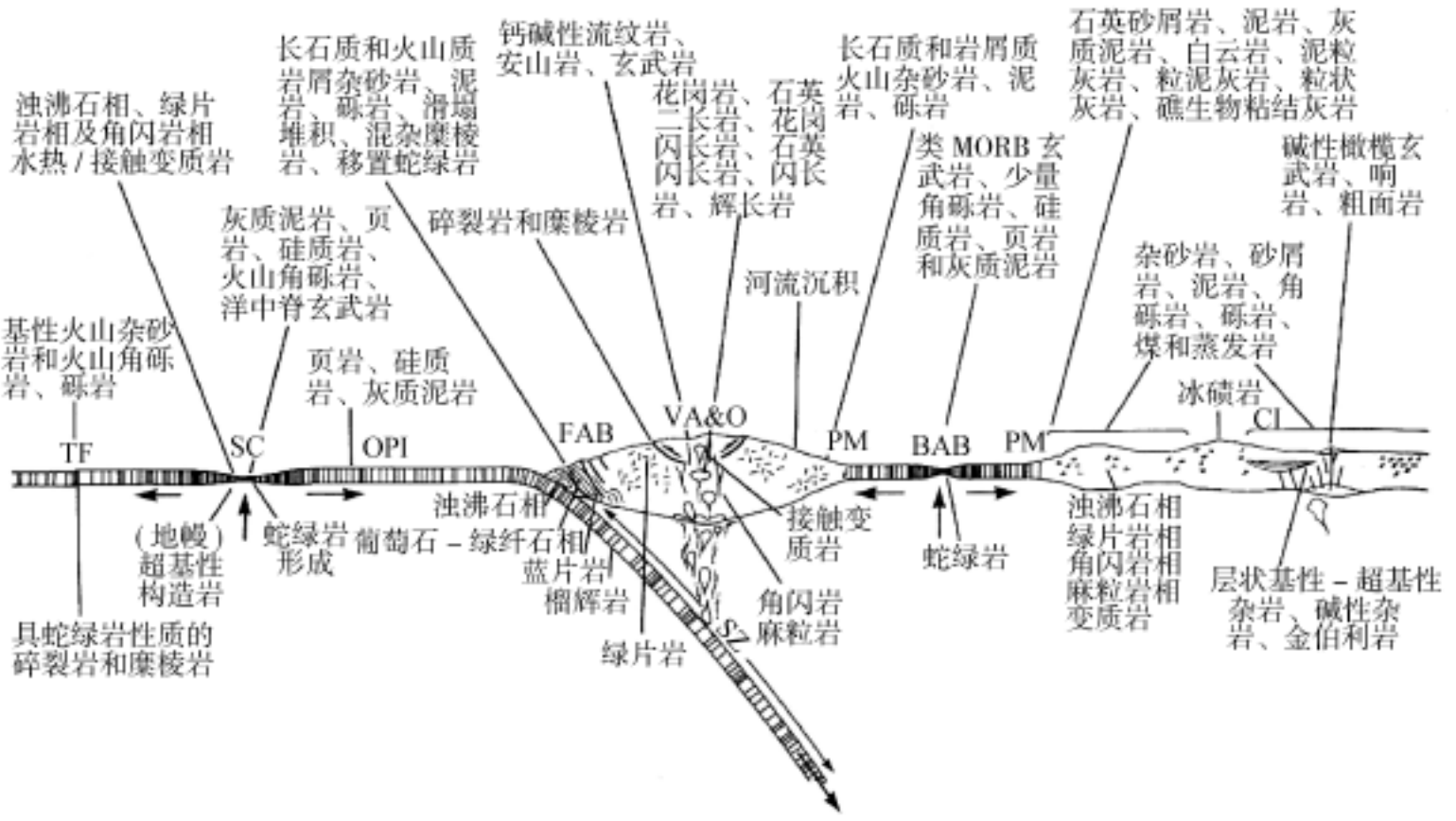


图 1-4 岩石圈板块内部和板块边缘主要构造环境的构造-岩石组合类型

(据 Raymond,1995)

TF—转换断层;SC—扩张中心;OPI—大洋板块内部;SZ—俯冲带;FAB—弧前盆地;VA&O—火山弧和造山带;PM—被动大陆边缘;BAB—弧后盆地;CI—大陆板块内部

在扩张中心(SC),由地幔橄榄岩的部分熔融产生的岩浆在浅处形成大洋拉斑玄武岩和洋中脊玄武岩(MORB)。洋中脊玄武岩在洋壳的其它岩石之上形成层状和枕状的岩盖,并共同构成蛇绿岩套。蛇绿岩套由玄武岩和深海沉积物以及其下的席状岩墙群、非层状深成分异岩、堆积辉长岩和超基性岩类组成,底部(基底)为地幔超基性构造岩。由于洋壳被断开,在扩张中心形成了盆地,其中充填了从毗邻的断层上盘洋壳运输来的基性岩角砾,并具有少量典型的远洋沉积物。由于海水在裂隙发育的岩石中的渗透流动导致了水热交代作用,在靠近扩张中心岩浆房上部的区域产生了水热(接触)变质作用,形成了浊沸石相、葡萄石-绿纤石相或钠长绿帘角岩相的变质岩。在深处,变形作用和岩浆岩向地壳温度的普遍再平衡导致了变辉长岩质构造岩(角闪石片岩)和相应的绿片岩和角闪岩相岩石的产生。沿着断裂则

形成糜棱岩和碎裂岩。

切过洋壳的转换断层(TF)内具有与扩张中心相同的岩石组合,但这些岩石可能因为偏差应力的作用而普遍变形。这些转换断裂带的特征是蛇绿混杂岩和糜棱岩带;当沿着转换断层发育明显的陡断坡时,从断坡上剥蚀下来的角砾就可能堆积在断裂带内。大洋转换断裂带内也有远洋深海沉积。大陆内部的转换断裂带内具有范围较广的沉积岩,包括滑坡角砾岩和岩屑流、湖积页岩、河成砾岩、砂岩和页岩。

在开阔洋盆内部(OPI),远洋深海沉积作用是岩石形成的主要过程。页岩、硅质岩(燧石)和生物成因灰岩等细粒沉积岩在受海水温度、海水深度以及与大陆及火山的远近等因素控制的环境下形成。

与俯冲带(SZ)相伴的环境有以下几种:海沟、前弧盆地、俯冲带(sensu stricto)、火山弧和伴生的造山带、弧后盆地以及弧后被动边缘。海沟和前弧盆地的特征沉积岩类包括滑塌堆积、浊积杂砂岩及相关岩石和深海页岩。前弧的海沟和海沟-斜坡盆地中的水下冲积扇更是以浊积岩和滑塌堆积为特征。经受松软沉积物变形作用的沉积岩类和动态重结晶沉积岩类也会在前弧区发育。底辟杂岩侵入到前弧区,可以产生滑塌堆积。很少的情况下岩浆也会侵入到前弧和海沟的岩石中,产生深成岩侵入体和接触变质作用。

俯冲带(sensu stricto)是一个变质和深熔作用发育的地方。前弧区的下部,俯冲板块带下来的岩石经受着越来越高的变质压力,而温度仍然很低。以温度划分,向下俯冲的沉积岩和下伏洋壳经受了从低温到中温的变质条件,包括浊沸石相、葡萄石—绿纤石相、蓝片岩相、绿片岩相、角闪岩相和榴辉岩相。岩石在上驮板块之下下沉时被不断加热而引起脱水反应,产生的流体相向围岩中迁移。在100～200km深度范围内,少量俯冲岩石的熔融作用和上覆地幔显著的部分熔融作用,产生了具有拉斑玄武岩质、钙碱性和碱性特征的岩浆。

俯冲带内产生的岩浆为火山弧(VA&O)的形成提供了物质来源。岩浆在深部形成侵入体,喷出在地表则形成火山岩;在过渡区,岩浆将分异、同化围岩,或把地壳的基底熔融而变成硅质岩浆。几种岩浆的混合将产生安山岩。硅质岩浆喷出形成流纹岩等,而如果它们没有到达地表,则结晶形成钙碱性的深成岩类,如花岗闪长岩和石英二长岩。大多数硅质岩浆的结晶产物是花岗岩。花岗岩质岩浆的分异将产生流体相并结晶为伟晶岩。在深部,侵入体周围热流体的加热作用,以及板块碰撞的区域应力,引起了区域性的热动力变质作用,形成绿片岩相、角闪岩相和麻粒岩相的变质地体;在浅部,与中成和浅成侵入体相伴产生浊沸石相和各种角岩相的接触变质岩;在地表将形成河成、湖成和冰川沉积,它们大部分是短命的,部分将被保留并成岩。

弧后盆地(BAB)由于地幔的上升而形成,并导致部分熔融和岩浆侵入,以及在岛弧背对俯冲带的一端引起相应的地壳扩张。弧后盆地的主要岩类与 MORB 相似,但在化学成分上有细小的差别。首先是蛇绿岩质的地壳。虽然弧后扩张中心的规模远远小于洋中脊扩张中心,但在这里形成的岩石与后者非常相像。也许最明显的区别是沉积岩组合方面的。在盆地的岛弧一侧,主要岩石是沉积和成岩作用形成的火山杂岩和相应的页岩和砾岩;在盆地的大陆一侧,典型的岩石是代表被动边缘的砂屑岩、灰岩、白云岩和页岩。

被动大陆边缘(PM),特别是那些具有宽阔的大陆架和岩礁的被动大陆边缘,以及洋岛海,沉积了现代大陆上所具有的大量沉积岩。其中有各种灰岩(从生物粘结灰岩到灰质泥岩)和白云岩。灰岩主要是生物化学沉积的结果,而白云岩主要是由于地表水流和近地表流体对灰岩的交代而形成的。石英砂屑岩形成于巨大的洋岛和海滨。页岩与这些岩石互层。在向大陆过渡的环境(港湾、瞄湖和沼泽三角洲)中,沉积了各种泥岩、砂岩和煤。

大陆内部的岩石类型多变。富碳酸质超基性岩浆的喷发形成含有金伯利岩的火山角砾岩筒,有些岩筒含有金刚石。从碱性橄榄玄武岩母体分异而来的各种碱性岩浆侵入地壳形成碱性杂岩,包括碱性花岗岩、钛铁霞辉岩和碳酸岩。大陆地壳的深处,具有绿片岩相、角闪岩相和麻粒岩相的变质温压环境;在地表的不同环境中则形成诸如泥岩、杂砂岩、砂屑岩、蒸发岩、砾岩和一些角砾等。

不同构造部位中形成的特征岩石组合就是构造岩相组合。结合岩石的结构构造,构造岩相组合就可以用来解释区域构造和地壳的演化历史。下面是应用构造岩相组合对本区构造岩相带进行初步划分的结果,是根据板块构造等现代地质研究成果进行本区构造体系类型和演化过程划分的基本依据。

1. 阿尔金北缘麻粒岩相变质带

主要由太古宇米兰群中-深变质岩系组成,出露于塔里木地块的东部南缘,以阿尔金北缘深大断裂(拉配泉断裂)为界。岩性主要以混合花岗岩、混合片麻岩、麻粒岩和混合岩化黑云斜长片麻岩和大理岩组成,区域性混合岩化和花岗岩化发育,变质级别达高角闪岩相—麻粒岩相。受区域热动力变质作用的影响,构造形变以固态流变及静态重结晶为主,韧性剪切断裂发育。

2. 阿尔金北部蛇绿混杂岩带

阿尔金山北缘的红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带,自西而东发育在红柳沟-拉配泉-阿克塞-肃北一线的阿尔金山北麓,宽 8～15km。它位于阿尔金断裂带的西北一侧,主要由一套复理石沉积及其赋存于其中的大量的基性-超基性岩岩体、基性-酸性双峰式火山岩组合(包括枕状熔岩、细碧岩)、硅质岩、凝灰岩、凝灰质粉砂岩夹薄层灰岩和一些深变质岩片组成。红柳沟-拉配泉一带由 72 个超镁铁-镁铁质岩体组成了 7 个岩带,总面积约 70km^2,蛇绿岩套中超基性岩-基性岩类以堆晶岩为主,由堆晶橄榄岩、异剥橄榄岩、辉石岩、堆晶辉长岩组成,辉长岩面积超过 20km^2。

郭召杰等(1998)对沿阿尔金山北缘发育的阿尔金山北部蛇绿岩带进行定年,得到阿克塞以东半鄂博图(半果巴)沟蛇绿岩套(三个玄武岩与六个辉长岩)Sm-Nd 等时线年龄为 949±62Ma,辉长岩(六个样品)的 Sm-Nd 等时线年龄为 829±60Ma。后者代表了该蛇绿岩带的成岩年龄,说明了至少在这时候(相当于青白口纪),北塔里木地块(包括敦煌地块)和南塔里木地块(包括柴达木地块)之间还是被洋盆分割的。其中 $\varepsilon_{Nd}(t) = +5.9$。

碳酸盐岩和复理石沉积中曾先后找到晚奥陶世、中奥陶世和晚寒武世至早奥陶世化石(车自成等,1992)。双峰式火山岩组合的主要组成岩石有钠质玄武岩、拉斑玄武岩、碱流岩和碱性粗面岩;轻稀土元素中等程度富集,基性岩 $(La/Yb)_N = 2.25$～8.25,酸性岩 $(La/Yb)_N = 5.78$～9.18;Sr 初始比 $I_{Sr} = 0.7086$,并具有高的 $\delta^{18}O$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$(基性火山岩 $\delta^{18}O \approx 0.44\%$～$0.87\%$,$^{206}Pb/^{204}Pb = 15.6418$～$20.5503$;酸性火山岩 $\delta^{18}O \approx 0.8\%$～$1.1\%$,$^{206}Pb/^{204}Pb = 19.8965$～$29.3419$),总体表现为大陆裂谷火山岩组合。但其稀土元素总量不高。8 个岩石样品的 Rb-Sr 等时线年龄为 424.28±8.07Ma(车自成等,1995a)。该蛇绿混杂岩带中玄武岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 508.3±41Ma～524.4±44Ma(刘良等,1999)。

红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带中早古生代基性火山岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$均为低正值($< +4.29$),表现为弱亏损地幔源特征(表 1-1)。阿尔金洋盆被认为可能是一个具有异常洋壳的边缘海(车自成、刘良,1997)。

表 1-1　阿尔金山基性火山岩的同位素地球化学特征

位置	岩石	t/ Ma	$\varepsilon_{Nd}(t)$	I_{Sr}
红柳沟	拉斑玄武岩	508.3	+2.35	0.70748
贝克滩	枕状熔岩	524.4	+3.88	0.70470
茫崖	拉斑玄武岩	481.3	+4.06	0.70654

(据车自成、刘良,1997)

Sobel & Arnaud(1999)认为阿尔金北缘地区蛇绿混杂岩中的枕状熔岩和高压变质岩是被消减掉的古生代洋壳的残片。他们在茫崖西 35km 处云母片岩中得到白云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$WMPA(权重平均坪年龄)年龄为 453.4±8.7Ma,片理化浅色花岗岩中得到白云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$WMPA 年龄为 431.5±7.8Ma(它们被解释为变质年龄)。翻过阿尔金达坂的未变形花岗闪长岩中黑云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$WMPA 年龄为

413.8±8.0Ma。当金山口一伟晶岩中得到白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ WMPA 年龄为 431.6±7.6Ma。后两个年龄是冷却年龄,稍晚于岩体的侵入作用。茫崖-若羌公路上阿尔金山北麓一个大的未变形的细粒浅色花岗岩中白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$WMPA 年龄为 382.5±7.4Ma,也是稍晚于侵入作用的冷却年龄。由此,Sobel & Arnaud(1999)认为洋盆关闭的时间在早志留世之后和中泥盆世之前,并把它命名为拉配泉缝合线(中古生代);根据其北边没有同时代的深成岩,而在其南边存在同时代的岛弧,消减带为南倾(现在地理位置)。Gehrels et al. (2003a)根据本区岩浆岩锆石 U-Pb 年龄的分布,也大致赞同 Sobel & Arnaud (1999)南倾消减带的模型。

3. 阿尔金北缘高压变泥质岩带

红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带中存在一条走向近东西的高压变质岩带,其中的高压变质片岩主要由石榴子石 + 多硅白云母±蓝晶石或石榴子石 + 硬绿泥石 + 多硅白云母±绿泥石组成,普遍见金红石和富镁电气石,可见白云石和文石。变质条件估算为 550±33℃和 1.4～2.0GPa。变质围岩有石榴白云石英片岩、二云母石英片岩、石榴黑云更长片麻岩和不纯大理岩及各种片岩、片麻岩等。

拉配泉-红柳沟断裂带中段贝克滩东侧高压变泥质岩中多硅白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ 高温坪(温度 > 790℃,^{39}Ar 的累计析出大于 80%)年龄和等时线年龄分别为 574.68±2.5Ma 和 572.58±5.52Ma,代表了高压变质作用的年龄。低温坪年龄出现在约 470Ma,代表了后期热事件的改造。这说明阿尔金地区在早古生代可能发生过板块俯冲作用,俯冲深度达到 50～80km(车自成等,1995)。

4. 阿尔金榴辉岩带

阿尔金山榴辉岩(含石榴单斜辉石岩)呈透镜状分布在江尕勒萨依南东到茫崖石棉矿西北的米兰河上游约 200km 的地带中,构成近北东东向展布的高压变质岩带,处在阿尔金断裂的西北一侧。榴辉岩的直接围岩为阿尔金群,具有深变质的斜长角闪岩、角闪片岩、含榴斜长片麻岩、白云母石英片岩、二云母石英片岩和角闪质糜棱岩等。榴辉岩相峰期矿物组合为石榴子石 + 绿辉石 + 金红石 + 多硅白云母 + 石英,其温压条件为:① p = 1.40～1.85GPa, t = 660～830℃(刘良等,1999),和② p > 1.5GPa, t = 731～811℃(张建新等,1999);晚期退变质矿物组合的温压条件为 p = 0.5GPa, t = 450～500℃(刘良等,1999)。

张建新等(1999)测定阿尔金西段榴辉岩中全岩-石榴子石-绿辉石 Sm-Nd 等时线年龄为 500±10Ma;四个锆石$^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄统计权重平均值为 503.9±5.3Ma。角闪质糜棱岩(且末县南)的 Sm-Nd 矿物对等时线年龄为 519±37.3Ma(Liu et al., 1997)。

此外,阿尔金西段吐拉一带存在以矽线石榴黑云二长片麻岩、石榴黑云二长片麻岩、含石墨矽线石榴黑云片岩等富铝片麻岩(片岩)为主和呈透镜状或薄层状夹于片麻岩(片岩)中的石榴角闪二辉麻粒岩等组成的一套孔兹岩系,其原岩可能为富铝泥质和泥砂质沉积岩,所夹基性麻粒岩的原岩可能为大陆拉斑玄武岩,可能形成于大陆边缘环境;麻粒岩相的峰期变质温度为 700～850℃,压力为 0.8～1.2GPa,变质锆石的 U-Pb 及 Pb-Pb 同位素测定获得麻粒岩相变质作用的时代为 447～462Ma(张建新等,1999)。

因此,在阿尔金构造带的南侧可能存在一条加里东期的俯冲-碰撞杂岩带,上述的榴辉岩及具有孔兹岩系特征的麻粒岩相岩石可能就是其山根岩石的出露部分(许志琴等,1999,2000)。

阿尔金山榴辉岩带的东延部分为柴达木盆地北缘榴辉岩带,处在阿尔金断裂东南侧。其中鱼卡榴辉岩呈透镜状产在大柴旦镇西北方向约 40km 处鱼卡河边的黑云斜长片麻岩和花岗质片麻岩之中,围岩属达肯大坂群下亚群,同时产出的还有石榴角闪岩透镜体和一些辉绿岩和辉石岩透镜体。达肯大坂群是一套由各种片麻岩、片岩、大理岩和角闪岩等组成的强变形、深变质岩系,其主体是经受强烈变形变质的深成花岗质片麻岩,其中含有大量规模不等的斜长角闪岩、黑云斜长变粒岩、含石墨片麻岩、含红柱石片麻岩和浅粒岩等表壳岩残体,李怀坤等(1999)建议称之为“达肯大坂杂岩”。裂陷槽型沉积的震旦系全吉群和以火山岩为主夹含大理岩的奥陶系滩间山群以角度不整合关系上覆“达肯大坂杂岩”之上。单颗粒锆石 U-Pb 同位素年代学研究表明,“达肯大坂杂岩”中花岗质片麻岩可能主要形成于 850～950Ma 之间(李怀坤等,1999)。榴辉岩相峰期矿物组合为石榴子石 + 绿辉石 + 金红石 + 多硅白云母 +

石英±黝帘石,并含有柯石英(李怀坤等,1999);具有退化变质形成的角闪石(冻蓝闪石)+斜长石+蠕虫状石英,之后可能叠加有变质矿物白云母(李怀坤等,1999;许志琴等,1999;杨经绥等,1998)。估算的榴辉岩变质温压分别为:①700±123℃和2.2GPa(杨经绥等,1998);②730℃和2.8GPa(许志琴等,1999);和③730℃和>2.8～1.7GPa(李怀坤等,1999)。同一片麻岩地层中还产出一套石榴二辉橄榄岩(杨建军等,1994)。中法合作"阿尔金-祁连"项目组(1999)对柴达木盆地北缘大柴旦榴辉岩进行了锆石U-Pb和Ar-Ar同位素年龄测定,得到1、2、3号锆石$^{206}Pb/^{238}U$表面年龄统计权重平均值为496.4±18Ma,代表榴辉岩相变质的年龄;4号锆石不一致线的上交点年龄为2158±865Ma,下交点年龄为480±18Ma;榴辉岩中多硅白云母$^{39}Ar-^{40}Ar$年代学测定得到坪年龄为466.7±1.2Ma,等时线年龄为465.94Ma(MSWD=0.4022),代表榴辉岩在抬升过程中的冷却年龄。

5. 阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带

阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带分布在阿尔金山南坡,沿阿尔金主断裂西起于田县南、东至茫崖一带呈NEE向延伸。已知有71个规模不等的基性-超基性岩岩体断续分布在长约700km的范围内,总面积超过20km^2。该蛇绿岩套主要由复理石及碳酸盐岩地层及其呈透镜状赋存于其中的基性-超基性岩岩体、基性-酸性双峰式火山岩组合(包括枕状熔岩)和少量硅质岩组成。基性-超基性岩主要为蛇纹石化斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩等。

该蛇绿岩套中8个玄武岩样品的Sm-Nd等时线年龄为481.3±53Ma,小于各样品的模式年龄(1004～1534Ma),说明481.3±53Ma可能为区内蛇绿岩的形成年龄(Liu et al., 1998;刘良等,1998)。

(四)构造体系与构造岩相带概念的结合

构造体系的概念在后来的应用中被越来越多地赋予时空内涵而成为具有现代意识的地质构造概念,而其精髓之所在,也即"联系"的观念被保留下来。互相联系的地质体的组合就是构造体系,而这种联系是具有时间性和空间性的。现代地质分析的任务就是要区分这种具有时空内涵的联系。

高庆华等(1996)尝试提出一些新的观念对构造体系的涵义加以新的内涵和外延,其中包括构造系统和构造系列的概念。他们认为许多有联系的构造体系往往组合在一起构成多层次的构造系统;地壳运动的方式和方向在不同地质时期可能发生变化,产生形式不同的构造系统;构造系列则为地壳某一区域在一定方式和方向动力作用下所发生的一连串有联系的构造体系。构造系列似乎与构造序次的概念有些相似。

马宗晋等(1995)则是以"构造系统"取代"构造体系"的概念,并认为体系的级序与系统的层次观念也是一致的;但其内涵似乎已有很大改变。

由于构造系统和构造系列等术语与原来的构造体系术语很容易混淆,容易造成应用上的混乱,实际上还是采用李四光先生的"构造体系"这一应用已久的术语为好。作为定义,李四光先生提出的"构造体系"概念,其内涵和外延都非常明朗。只是,由于所处时代和科技发展水平的不同,"构造体系"概念有许多局限性,作一定的修订是完全有必要的。

对于同一个地质时代,地质构造环境之间总是相互关联的。而对于同一个地区,可能经历了几个不同的地质构造环境的演变过程。构造体系的概念中如果加入地质环境的现代概念和时间观念,可能更会有生命力。下面就笔者对本区地质历史的认识,将阿尔金山地区早古生代以来的构造体系演化过程归结为三个阶段:①早古生代沟-弧-盆构造体系的形成和演化;②中生代伸展构造体系的形成和演化;③新生代阿尔金断裂构造体系的形成和演化。

二、早古生代沟-弧-盆构造体系的形成和演化

如上所述,划分一个地区的构造体系,首先需要研究的就是该地区大地构造环境的变迁。在清楚了构造体系演化的历史和变化的性质之后,利用构造体系进行成矿预测和控矿分析时,就会有更清晰的轮廓。这里根据阿尔金山地区现有的构造带和构造岩相组合,把阿尔金山地区的古构造体系主要归结为早古生代的沟-弧-盆构造体系(图1-5)。这里只是提供了一个初步的模型,有关消减带极性等,将在以后的工作中进一步深化和完善。

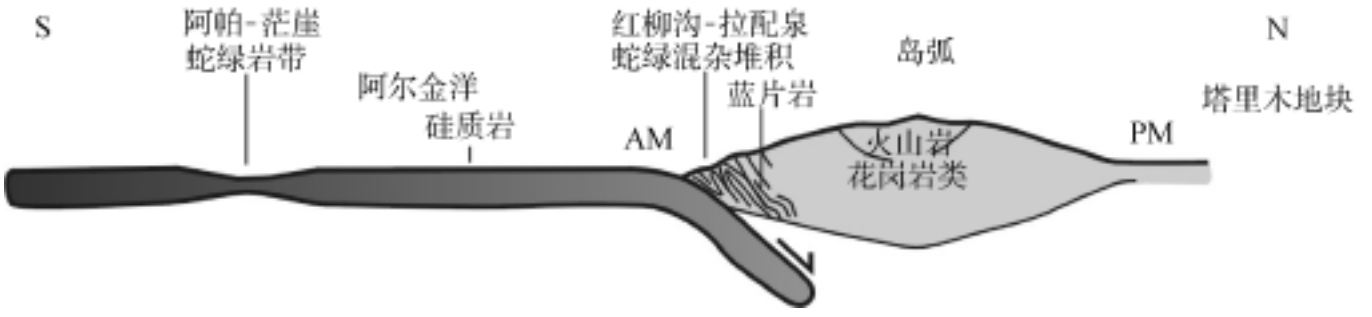


图 1-5　阿尔金山地区早古生代大陆边缘和沟-弧-盆构造体系示意图

AM—活动大陆边缘;PM—被动大陆边缘

根据阿尔金山地区现存的岩相组合特征和有关花岗岩类、火山岩类和沉积岩(硅质岩)的研究结果,可以认为在早古生代及其以前,曾存在过一个可以称之为“阿尔金洋”的洋盆。阿尔金洋的特征是远洋硅质岩沉积,部分玄武岩(具有洋中脊玄武岩特征)喷发,以及蛇绿岩堆积。在阿尔金洋的北边,是塔里木地块的活动大陆边缘,以钙碱性花岗岩类(岛弧花岗岩类和深熔花岗岩类)侵入和双峰式火山喷发活动,以及陆缘浊积岩沉积为特征(图 1-5)。塔里木地块则是由高角闪岩相和麻粒岩相变质岩系为其结晶基底的古老地块。由此,早古生代该地区构成了大陆边缘和沟-弧-盆构造体系。根据时代关系,“阿尔金洋”可能是“原特提斯”(潘裕生等,1998)的一部分。

笔者在阿尔金北缘恰什坎萨依的古生界中,发现了一种分选性和磨圆度都很好的砾岩堆积,其成分以花岗岩类为主,粒度在 8cm 左右,处在泥质页岩之上,并被古生界玄武岩类(具枕状构造)所覆盖。这种砾岩只能是水下远程(可以是上百公里)搬运堆积而成的,说明在当时存在一个水下“河流”,与海沟类似。

三、中生代伸展构造体系的形成和演化

阿尔金山北缘地区断裂构造体系显示了在构造发展的某一阶段曾有过右型走滑的历史(图 1-6),该地区最大的深成岩岩体(图中偏左上部位)表现为右型剪切的旋转构造型式。

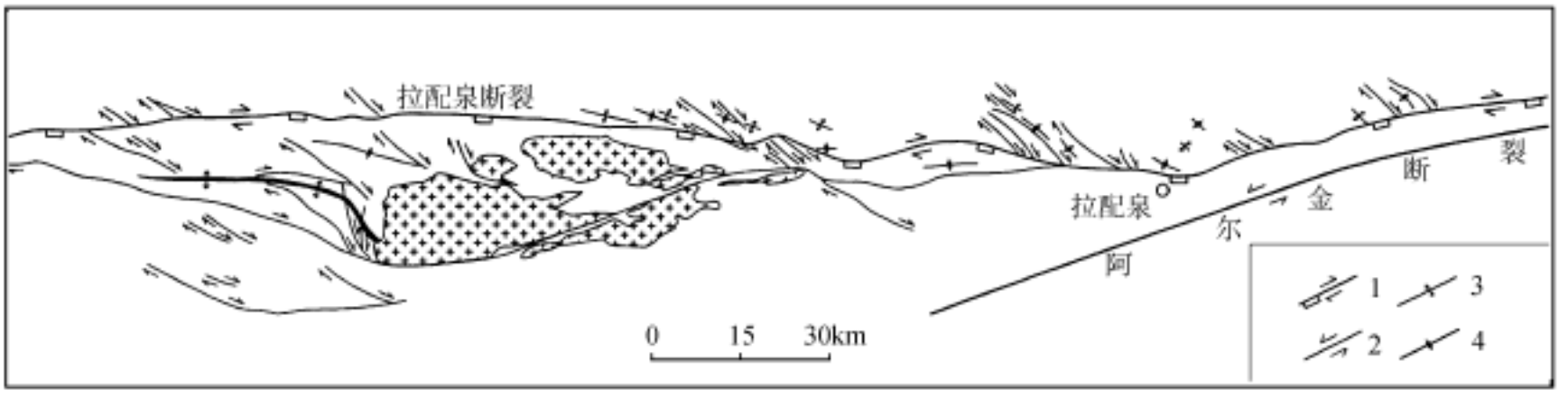


图 1-6　阿尔金北缘右旋伸展构造体系

1—右行走滑断层及正断层;2—左行走滑断层;3—背斜;4—向斜

阿尔金北缘(拉配泉)断裂性质的研究说明,这一右型剪切的运动方式是阿尔金北缘拉配泉断裂伸展作用的结果,是古大陆边缘盆-岭省盖层沿拆离面在基底上的滑动。根据该地区侏罗纪盆地发育的特征,阿尔金北缘拉配泉断裂的右型走滑和拆离作用应该是该地区侏罗纪主要的变形事件,而阿尔金北缘的大平沟金矿可能就是这时形成的与低角度正断层有关的矿产。此外,阿尔金北缘的祥云、盘龙沟和红柳沟金矿等,也可能与该地区右型走滑与韧性剪切作用有关。与这一构造事件相伴的是阿尔金北缘地区普遍发育的一次褶皱作用。

沿着青藏高原北缘的阿尔金山脉东段,发育了长度大于 300km、东西走向的拉配泉断裂。过去,拉

配泉断裂被认为是北倾的逆冲断层,把太古宇—元古宇片麻岩推覆到早古生代火山-沉积岩系之上。中美合作阿尔金课题组的地质填图结果表明,该断层实际上是一条南倾的正断层,局部倾角可以低至 30°以下。填图区内断层中段表现为 30 至 50m 厚的韧性剪切带,发育有较好的糜棱岩组构和矿物拉伸线理。而断层的东段和西段以碎裂变形为特征。断裂带内运动学标志,如不对称香肠构造、不对称褶皱和次级脆性和韧性断裂,也都指示了上盘向南的正滑移剪切方式。

两方面的观测数据控制了拉配泉断裂的活动时代(详见第二章断裂构造体系;Chen et al., 2003)。首先,拉配泉断裂上盘局部产出早-中侏罗统沉积地层。侏罗纪地层中的砾石,特别是其中的含叠层石硅质灰岩和紫色石英岩,可以与断裂下盘的岩石相对比。因此,笔者将该地区早-中侏罗世地层解释为拉配泉断裂之上的伸展盆地沉积。其次,拉配泉断裂下盘岩石的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 热年代学分析给出两个明显的冷却事件。较老的事件出现在 220～187Ma 之间的三叠纪末期至侏罗纪早期,而年轻的事件出现在早白垩世晚期(约 100Ma)。由于 220～187Ma 之间冷却年龄在拉配泉断裂下盘岩石中普遍存在,因此代表了拉配泉断裂正断作用的主要阶段。

四、新生代阿尔金断裂构造体系的形成和演化

阿尔金山地区现今构造体系的形成与中生代以来的印度-亚洲大陆碰撞有关,是康藏歹字型构造的一部分,主要为新生代阿尔金走滑断裂构造体系。阿尔金山系(孙殿卿等,1987)应该是属于新生代以来的构造体系,因此与新生代阿尔金走滑断裂构造体系相当。

从阿尔金北缘拉配泉断裂的右型走滑和伸展作用转换到阿尔金断裂的左型走滑的时间可能在始新世早期。阿尔金断裂可能在大约 49Ma 开始活动(Yin et al., 2002)。新生代阿尔金断裂系构成了一个狭长的构造带,将柴达木地块与塔里木地块陆-陆碰撞的应变作用集中在此处,并制约着它们之间的位移场。因此,阿尔金断裂在这时表现为一个斜向的板块边界,其特征的变形作用是阿尔金山北缘地区普遍发育的逆冲-褶皱系和走滑盆地的形成,具有斜向碰撞的一般特征:应变分解作用表现为走滑方向上的简单剪切和垂直走滑方向上的挤压。阿尔金断裂在渐新世和中新世期间控制了青藏高原和柴达木盆地这两个巨大块体的伸展作用,并且具有岩石圈规模。由于阿尔金山北缘地区最大的深成岩岩体在阿尔金断裂系的逆冲-褶皱系形成过程中被冲断,因此,现在所见的只是被左行错断的右型旋转构造体系。

阿尔金断裂现今表现为高角度的正断层作用,这在索尔库里走廊地区最为明显。阿尔金断裂的左行走滑和正断作用造成的变形图像是一系列的北北东向脆性破裂,构成现今的阿尔金断裂构造体系。

小结——区域构造演化历史

本章简要描述了阿尔金山地区地质研究历史和基本地质特征,特别是区域地层、岩浆活动和变质作用、构造岩相带和构造体系及其演化等。

通过对区域地质特征和构造体系演化的认识,结合本研究有关成果(特别是热年代学数据),可以初步建立阿尔金山的区域构造演化历史,大致分为以下几个阶段:

1)太古宙塔里木陆核发育阶段:形成于 36 亿～32 亿年的古太古代岩浆作用时期,并在 28 亿年左右的岩浆作用过程中得到巩固,具有麻粒岩相—高角闪岩相变质程度(阿尔金北缘),是一个热的陆核。

2)元古宙稳定地台阶段:18 亿年长城纪开始的时候,塔里木陆核彻底冷却并形成稳定的塔里木地台,开始长城系沉积。

3)新元古代大陆裂解阶段:9 亿年左右于塔里木地台南缘裂解(红柳沟-拉配泉蛇绿岩和拉配泉北双峰式火山岩),形成扩张洋脊和大洋,塔里木板块南缘为被动大陆边缘(大西洋型)。

4)早古生代阿尔金洋(原特提斯):形成枕状玄武岩(恰什坎萨依和拉配泉等地)和深海平原硅质岩(拉配泉等地),以及洋中脊(阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带)等。

5)奥陶纪早期板块俯冲和造山阶段:阿尔金洋由大西洋型向太平洋型转变,在塔里木板块南缘形成向北插入的俯冲带(极性还有待进一步工作确定),形成蓝片岩相(恰什坎萨依)和榴辉岩相(阿尔金榴辉

岩带)高压变质作用、钙碱性花岗岩浆活动和火山岛弧(阔什布拉克花岗岩体、喀腊大湾花岗斑岩和酸性火山岩等),以及海沟(恰什坎萨依)和大陆边缘的混杂堆积(红柳沟-拉配泉蛇绿混杂堆积的构造侵位)。

6)石炭纪洋盆闭合阶段:因格布拉克组滨海相碎屑岩沉积。同时,在其南边分布有泥盆纪昆仑裂谷系和石炭纪喜马拉雅裂谷系形成的古特提斯构造域。

7)二叠纪—三叠纪陆壳发育阶段:地层缺乏,为陆相剥蚀阶段。

8)早侏罗世—早白垩世弧后伸展作用:弧后伸展作用(拉配泉断裂),形成特提斯洋北部俯冲带的弧后盆地(中生代侏罗纪—白垩纪盆地)。

9)第三纪盆地形成阶段。

10)始新世阿尔金断裂系以及相关逆冲断裂系形成阶段(50～40Ma):与印-亚大陆碰撞过程有关,形成索尔库里-金雁山和南山逆冲断裂系;推测在现今阿尔金断裂的北边存在与之性质相同的左行走滑断裂——江尕勒萨依断裂,为早期阶段的阿尔金断裂(尹安,2001; Yin et al., 2002)。

11)渐新世以来阿尔金断裂左行走滑阶段:现在所见处在阿尔金山南麓的阿尔金断裂形成于中渐新世—早中新世(30～20Ma),切割了索尔库里-金雁山和南山逆冲断裂系(Yin et al., 2002; Chen et al., 2003)。

12)青藏高原隆升阶段:高原隆升的最重要阶段发生在 8Ma 左右(FT 数据)(陈正乐等,2002a),可能与青藏高原裂谷形成的时间相当。

第二章　断裂构造体系

第一节　断裂构造体系概述

阿尔金山地区构造可分为两部分:一部分是成近 EW 走向的一些古老地质体,包括蛇绿岩、俯冲杂岩、中深变质岩等,记录了阿尔金断裂走滑活动之前的地质演化历史,与祁连山及柴达木北缘可以对比;EW 向构造的典型代表为阿尔金北缘的拉配泉断裂,构成了青藏高原北缘中生代伸展构造的主体。另一部分是构成 NEE 向构造线的一些与阿尔金断裂活动的主体有关的地质体,构成了阿尔金走滑断裂体系,构造线切割了前者。在研究区南东侧,部分还涉及了祁曼塔格、吐拉等一系列弧形构造带,它们总体呈北西西走向,弧形收敛于阿尔金断裂带。

一、东西向构造带

东西向构造带主要出现在阿尔金北缘,构成红柳沟-拉配泉构造带,从北往南可依次划分为:①塔里木地块太古宇基底麻粒岩相-高角闪岩相变质带;②阿尔金北部元古宙—早古生代(?)蛇绿混杂岩带和阿尔金北部高压变泥质岩带;③巴什考供-金雁山中、新元古界浅变质岩、新生代沉积岩带等,分别以阿尔金北缘拉配泉断裂(中生代伸展构造)和巴什考供-金雁山断裂带为界(图 2-1)。

在现今呈北东东走向的阿尔金山主块体内,可能也有古老的东西向构造保留,如阿尔金山脉南端的加里东南阿尔金俯冲碰撞杂岩带和中阿尔金地块(许志琴等,1999)。

二、北东东向构造带

NEE 向构造带主要由阿尔金山主体地块(包括阿尔金山榴辉岩带、阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带、南阿尔金杂岩带)和阿尔金走滑断裂体系等组成。

阿尔金山主体地块主要由元古宇、古生界和新生界组成。元古宇构成了阿尔金山主块体的变质基底;古生界和中生界沿变质基底的边缘发育,新生界分布在河谷盆地及隆起带的南北边缘。地层总体走向呈北东东方向,与阿尔金主断裂走向大致平行。

块体内岩浆活动具有长期性和多样性的特点,反映出阿尔金山主块体地质历史时期具有不同的深部作用过程和大地构造环境。

块体内褶皱、断裂发育。基底褶皱紧闭,褶皱轴呈北东东走向,盖层多呈宽缓对称短轴褶皱。断裂构造,走向也以北东东向为主,与阿尔金深大断裂平行。

第二节　阿尔金北缘拉配泉断裂——中生代伸展构造体系

一、研 究 概 况

如何确定印-亚大陆碰撞在青藏高原生长过程中的作用,其最大问题是剔除该地区普遍存在的古生代和中生代变形效应(如 Yin & Nie, 1996; Murphy et al., 1997)。由于青藏高原古生代和中生代地质历史还没有得到很好的建立,确定新生代高原发育机制的能力受到了很大妨碍。过去认为,青藏高原地区显生宙构造演化过程中占统治地位的是微大陆和弧地体在亚洲南缘的连续增生导致的收缩变形(常承法等, 1973; Allegre et al., 1984; Dewey et al., 1988)。亚洲南缘的这些碰撞事件被认为影响了塔里木和天山地区的盆地发育,并产生了许多大的与俯冲有关的陆内盆地(如 Hendrix et al., 1992; Ritts

& Biffi, 2000)。但是,最近在青藏高原腹地羌塘地块发现的中生代含蓝片岩拆离断层系,突出了中亚地质格架重建中伸展构造的重要性(Kapp et al., 2000)。特别是,青藏高原中部中生代伸展作用对印亚碰撞过程中新生代地壳缩短和岩浆作用的定位可能起着关键作用(Yin & Harrison, 2000)。正如 Kong et al.(1997)指出的,前新生代构造历史在控制印亚碰撞过程中青藏高原形成的运动学和动力学方面起着决定性的作用。首先,先存缝合线是南北向收缩作用定位的地方。其次,碰撞带的速度场(即南北缩短对向东挤出)对重力势(表现为先存地貌)非常敏感。中美合作阿尔金课题组首次在青藏高原北缘阿尔金山脉东部发现了较大规模的南倾伸展断裂体系(图 2-2)。根据最新的 U-Pb 锆石和$^{40}Ar/^{39}Ar$ 热年代学数据,结合野外区域地质观测,提出了青藏高原北缘中生代两期伸展构造事件,其中一期发生在晚三叠世至早侏罗世,另一期在早白垩世。

中美合作阿尔金课题组对阿尔金北缘拉配泉断裂和阿尔金断裂做了较为深入的研究(Yin & Harrison, 2000; 尹安, 2001; Yin et al., 2002; Chen et al., 2003),这里介绍合作研究的部分成果。

二、阿尔金山地质概况

阿尔金山脉把其南边的青藏高原与北边的塔里木盆地分割开来(图 2-2)。在晚新生代区域构造格架中,整个阿尔金地块处在活动的左行走滑阿尔金断裂的北边(Burchfiel et al., 1989)。

阿尔金山东北缘由太古宇和元古宇变质片麻岩组成(新疆地质矿产局, 1993; Che et al., 1995a)(图 2-3)。元古宇含叠层石沉积序列,主要为厚层石英岩和硅质灰岩,出现在区域中部和西部(新疆地质矿产局, 1993)。早古生代火山岩夹海相沉积岩只出现在阿尔金山脉的东部,而阿尔金山西段主要为由大理岩、片岩和长英质片麻岩组成的变沉积岩类(新疆地质矿产局, 1993)。阿尔金西段片麻岩变质程度局部达到麻粒岩相(Zhang et al., 2001)。本区晚古生代地层比较少。出露的泥盆系为典型的硅质碎屑沉积,石炭系为为浅海沉积(新疆地质矿产局, 1993)。侏罗系含煤陆相沉积在本区零星分布。

阿尔金山东段新生代变形主要表现为几条东西走向的第三纪逆冲断裂,构成晚始新世—早渐新世盆地的边界,并被阿尔金断裂所切割(图 2-3; 新疆地质矿产局, 1993; Yin & Harrison, 2000)。阿尔金山西段的北部边界为江尕勒萨依断裂(ENE 走向,左行走滑),它与阿尔金山东段东西走向的第三纪逆冲断裂系可能具有运动学联系(Cowgill et al., 2000; Yin & Harrison, 2000)。

阿尔金山地区存在两条东西走向的缝合带:东边为红柳沟缝合线,西边为江尕勒萨依缝合线(如 Che et al., 1995a, b; Liu et al., 1997, 1999; Sobel & Arnoud, 1999; Yin & Harrison, 2000; Zhang et al., 2001)。缝合线的位置一般由零星分布的榴辉岩和超基性岩碎片来确定。

不过,这两个缝合线侧向上不连续,其范围和延伸都不是十分清楚。沿红柳沟缝合线,在靠近巴什考供的一个小的局部区域内出露有数个超基性岩小透镜体(图 2-3)(新疆地质矿产局, 1981a, 1993; Liu, 1988)。超基性岩出露为构造岩片,经断裂作用叠覆在高级片麻岩(t = 550 ± 30 ℃, p = 1.4～2.0 GPa)、枕状熔岩、硅质岩、大理岩、复理石和局部的火山碎屑角砾岩之上(新疆地质矿产局, 1981a; Che et al., 1995b; Liu et al., 1999)。枕状熔岩和复理石建造被早古生代深成岩所侵入(图 2-3)。由于超基性岩碎片完全被断裂作用所变形,且露头非常有限,因此,这些缝合线究竟分割了哪个构造板块(如华北、塔里木、柴达木或祁连地块),以及它们向东和向西究竟怎样延伸,并不是很清楚(见 Sobel & Arnaud, 1999 的讨论和 Yin & Nie, 1996)。

红柳沟缝合带内高级片麻岩中白云母给出$^{40}Ar/^{39}Ar$ 冷却年龄为 575 ± 3Ma 和 573±6Ma,并被解释为代表了塔里木地块南缘向北俯冲和构造增生过程中的一次剥露事件(Che et al., 1995a)。Xu et al.(1998)根据红柳沟缝合线与阿尔金断裂之南的北祁连缝合线的对应关系,将沿该缝合线的洋盆封闭时间放在早古生代。Sobel & Arnaud(1999)报道了阿尔金山中段茫崖-若羌公路沿线和阿尔金东段拉配泉附近一条南北向剖面上片岩、片麻岩和变形花岗闪长岩中白云母和黑云母的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 冷却年龄,属于晚奥陶世—早志留世;他们认为该冷却事件是塔里木地块碰撞和逆冲推覆到南边的大陆弧之上引发的。这与 Che et al.(1995a, b)较早的解释在许多方面相似。不过,由于奥陶纪和志留纪深成岩在 Sobel & Arnaud(1999)样品的两个采集剖面上都很普遍(Cowgill, 2001),Sobel & Arnoud(1999)报道的冷却年

龄很大程度上反映的是该地区深成岩定位的时代。下面将讨论,阿尔金山东段的冷却历史比起以前预想的要复杂得多。在奥陶纪冷却历史之外,侏罗纪和白垩纪白云母、黑云母和钾长石的冷却年龄也很普遍。本研究建立的构造格架将逐步揭开这些年龄数据的地质意义。

与以上将红柳沟缝合线解释为早古生代的观点相反,Guo et al.(2001)认为,该缝合事件出现在新元古代。他们给出红柳沟超基性岩和基性岩中辉长岩和玄武岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 829±60Ma(辉长岩)和 949±62Ma(辉长岩和玄武岩),认为这两个年龄值与红柳沟地区洋盆封闭时间最为接近,并进一步推测红柳沟缝合线向西延伸并穿过塔里木盆地,将塔里木地块分成南、北两块。该方案可能有助于解决与塔里木地块定年有关的突出构造问题。Yin & Nie(1996)曾建议以东西走向的中古生代缝合线为界将塔里木地块分成南北两块,但又与缝合线两侧奥陶系地层为连续的地质观察(Jia et al., 1991)相矛盾。

阿尔金山地区另一条推测的缝合线是江尕勒萨依-瓦石峡带(图 2-2),以超基性岩碎片和含榴辉岩高级片麻岩杂岩体(Liu et al., 1997)的出现为特征。榴辉岩形成条件为 p = 1.40～1.85 GPa 和 t = 660～830 ℃(Liu et al.,1997),或者 p = 1.1～1.4 GPa 和 t = 670～800 ℃(Zhang et al., 2001)。榴辉岩全岩-石榴子石-绿辉石 Sm-Nd 等时线年龄为 500 ± 10 Ma,锆石 U-Pb 年龄为 504 ± 5 Ma(Zhang et al., 2001),它们被解释为阿尔金西段缝合作用的年龄。与红柳沟缝合线的问题相类似,目前还不清楚江尕勒萨依缝合线如何在新生代塔里木盆地之下向西延伸。

三、拉配泉断裂伸展构造体系地质特征

青藏高原北缘的阿尔金山东段出露有一条明显的大断裂,它将太古宇—元古宇片麻岩(图 2-2 中 Ar/ Pt 单元)及新元古界浅海相地层(图 2-2 中 Z 单元)与古生界火山-沉积岩系(图 2-2 中 Pz 单元)分开(Liu, 1988;新疆地质矿产局,1993)。国家地震局(1992)称之为拉配泉断裂,西起红柳沟(～90 ℃E),东至安南坝(～93 ℃E),东西延伸大约 300km(图 2-2)。拉配泉断裂的东端被阿尔金断裂所切断,往西延伸被塔里木盆地的第四系沉积所覆盖(图 2-2)。已有的 1∶20 万地质图中,拉配泉断裂被填成北倾的逆冲断层,将塔里木基底的太古宇—元古宇片麻岩(Che et al., 1996)推覆在古生代火山-沉积岩系之上(Liu, 1988)。但是,本研究的地质填图和剖面构造观测说明,这是一条南倾的正滑移断层。下面分节描述拉配泉断裂在四个横剖面上的特征。

(一)安南坝地区

安南坝地区的拉配泉断裂出露在安南坝南(图 2-4),倾向南,倾角 30 ℃～40 ℃。断裂带在安南坝南部的一条河边露头较好,由 30～50m 厚的碎裂岩带组成,以细粒化的断层泥和厘米至米尺度的受高度剪切的粉砂岩、变火山岩和灰岩块体为特征。断裂上盘的火山岩局部与超基性岩碎片并行出露。断裂带内受剪切岩石碎片的层理与破裂和旋转作用产生的剪切面很不一致。一个露头上断裂带内砾石的旋转方式指示了上盘向南下滑的运动,说明了它的正滑移断层性质。从图上可以看出,东西走向的拉配泉断裂东端被活动的 NNE 走向的左行走滑阿尔金断裂所切断,并可能具有 250km 以上的平移量(Yin et al., 2000)。

上盘地层的时代先是被放在新元古代,尽管没有化石和放射性年龄数据。由于地层中海相化石的发现,与安南坝地区在走向上直接相连的拉配泉附近同样的岩石地层被放在晚奥陶世。根据这些情况,本研究将拉配泉断裂上盘的岩石放置在早古生代。

安南坝地区拉配泉断裂下盘岩石为浅海相石英岩和硅质灰岩。地层向北缓倾。在石英岩层中,波纹和交错层理都很发育,而灰岩层中含有叠层石和厘米尺度的硅质岩层。强烈蚀变的基性岩床侵入到硅质灰岩中。由于叠层石的存在,下盘岩层年龄被确定为新元古代。向西,安南坝新元古代沉积地层不整合覆盖在太古宇—元古宇片麻岩之上。这一接触关系被拉配泉断裂所切割(图 2-4),说明拉配泉断裂切割的地壳剖面向西逐渐变深(图 2-4)。

安南坝紧北边存在北倾的活动逆冲断裂,使得新元古代地层层序重复出现,以及第四纪冲积扇向北倾斜(图 2-4)。该逆冲断层的发育与沿活动的阿尔金断裂系产生的一个大的受制弯曲并在该地区形成

两个分支断裂有关(图 2-4)。阿尔金断裂的两个分支在该地均为东西走向,与其区域 N65°E 走向相去甚远(图 2-4)。断裂下盘灰岩层中见到几条小的逆冲断层,断距小于 50cm。这些小断层的发育可能与该活动逆冲断裂的运动有关。

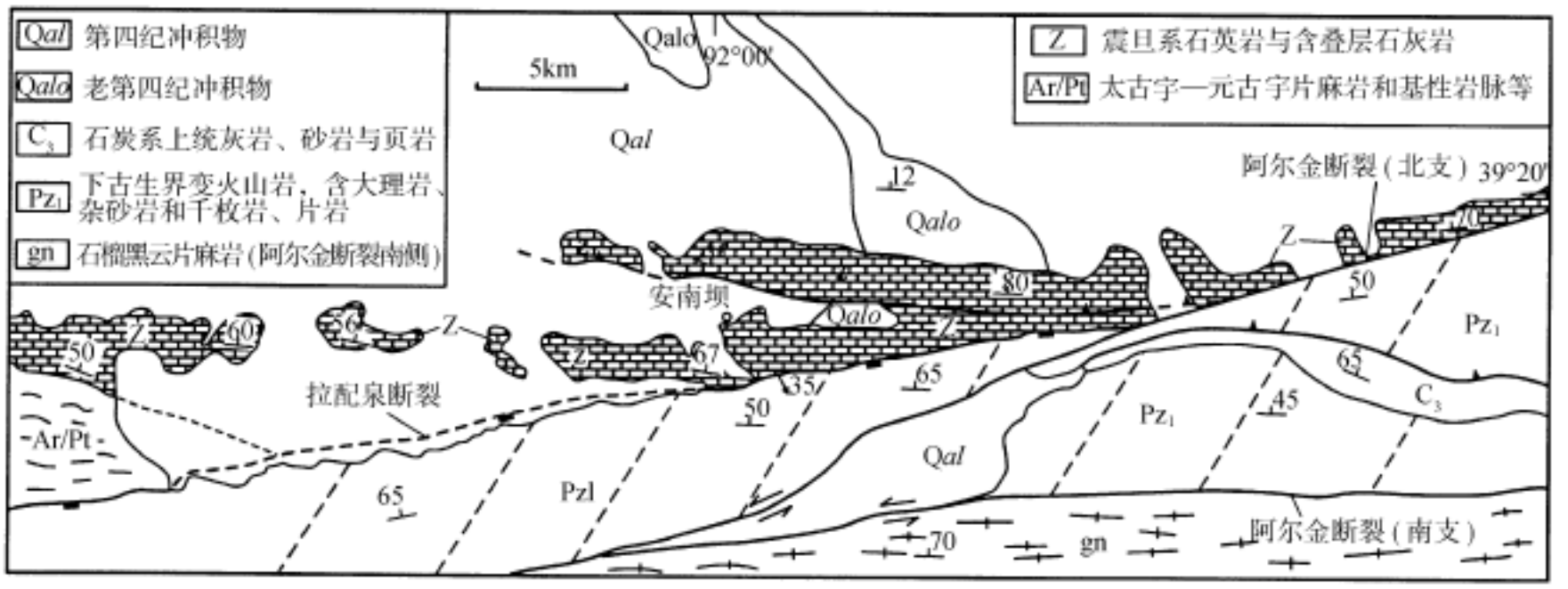


图 2-4　安南坝地区构造地质简图

(中美合作阿尔金课题组研究成果)

(二)拉配泉地区

该地区拉配泉断裂为南倾,将早古生代火山-沉积岩系、石炭系灰岩和页岩,以及下-中侏罗统砾岩叠置在太古宇和元古宇片麻岩之上(图 2-5)。这里对岩性地层单位的年龄配置基本上采用新疆地质矿产局和 Che et al.(1996)的方案。断裂下盘岩石由片理化闪长质片麻岩组成,其先是侵入有富含钾长石的花岗岩,后又有基性岩墙群的侵入。断裂下盘的这些岩墙具有不同的倾角,但均为一致的 WNW 倾向。拉配泉断裂在东边切过岩墙群。下盘片麻岩中面理被褶皱,在露头尺度上表现为等斜褶皱(波长和振幅均为几米左右),在地质图上表现为向东倾伏的宽广背形和向形构造(图 2-5)。

拉配泉断裂的倾角一般为～30°南倾,局部可以低至～15°。断层露头表现为～2m 厚的黄色断层泥带。在两处断层面上观察到条痕,一处为倾向南,倾角 15°,另一处为倾向 S30°W,倾角 35°。断裂下盘的结晶岩系变形较弱,没有糜棱岩的形成。断裂的直接上盘为上奥陶统火山岩,夹灰岩、页岩和硬砂岩(图 2-5),地层中发育许多小尺度的不对称褶皱(波长 10～20cm,振幅 5～10cm),向南归并。另外,平行拉配泉断裂及断裂直接上方的中尺度断层具有数厘米到几十厘米的断距,并具有一致的上盘向南的正滑移运动。上盘发育的这些正断层与拉配泉断裂的运动直接有关,说明了拉配泉断裂的正断层性质。

拉配泉断裂南边的构造以两条对冲的第三纪逆冲断裂为特征:北边为北倾的金雁山逆断层,南边为南倾的索尔库里逆断层(图 2-6)。两条逆断层构成了一个始新世—早渐新世盆地。它们的上盘由含石榴子石片岩、奥陶系火山-沉积岩系、石炭系灰岩和侏罗系砾岩组成。正如下面将要讨论的,拉配泉断裂可能是一条中生代正断层。因此,第三纪逆冲断层在深部切割拉配泉断裂,其东部又被更年轻的左行走滑阿尔金断裂切过(图 2-6)。Yin & Harrison(2000)已经简要讨论过第三纪逆冲断裂带和阿尔金断裂之间的切割关系和区域意义。

拉配泉断裂上盘下-中侏罗统沉积岩由砾岩、粗砂岩、粉砂岩和含煤页岩组成。侏罗纪与奥陶纪火山岩之间为角度不整合接触。侏罗系底部砾岩约有 5～10m 厚,砾石成分主要为奥陶纪火山岩,并有少量的紫色石英岩和含叠层石灰岩。砾岩成分向有很大变化。接触底面之上约 30～40m 处,砾石成分几乎全部变为硅质灰岩、紫色石英岩和含叠层石灰岩,它们均为安南坝浅海相地层中特征岩石。该段侏罗系剖面砾石排列的初步观测给出古水流方向为由北向南,与砾石源来自北部的解释相一致。以上观测

支持了拉配泉地区的侏罗系地层是拉配泉断裂的下盘剥露和快速剥蚀过程中沉积的,说明侏罗系沉积作用与拉配泉断裂的活动具有同时性,反过来又说明拉配泉断裂在早侏罗世(以及中侏罗世)是活动的。

由于拉配泉断裂上盘和下盘岩石类型完全不同,无法根据对比任何岩石来计算总的滑移量。不过,可以估算断层总滑移量的最大值。因为断裂带以低温碎裂变形为特征,估计该断层总的垂向断距不会超过 15km,这是脆-韧性过渡带产出的最大深度。由此,以平均倾角 30°计算得到拉配泉断裂最大正滑移量为 30km。事实上现在的倾角并不是断裂活动时的倾角,因此估算值并不很确定。第三纪逆冲推覆和之后的阿尔金断裂左行走滑可能对拉配泉断裂的产状会有很大的改变。

(三)喀腊大湾地区

拉配泉断裂在喀腊大湾地区表现为一个韧性剪切带(图 2-7),倾向南,上盘为一个早古生代花岗岩,下盘为由变质基性岩、片麻状花岗岩和长英质片麻岩构成的太古宙—元古宙片麻岩杂岩(Che et al., 1996)。前寒武纪片麻岩中局部侵入有少量未变形古生代花岗岩脉(一般为几米宽,数十米长)。上盘的古生代花岗岩侵入到由玄武岩、流纹岩、大理岩和硬砂岩构成的地层中,后者时代为早古生代。硬砂岩地层已经褶皱,褶皱轴为东西走向,局部层理被轴向劈理所置换。金雁山逆断层出现在拉配泉断裂的南边,它在喀腊大湾地区形成两个分支断裂,其北支在西边与巴什考供逆断层相连。金雁山逆断层把更年轻的古生代硬砂岩地层叠置在较老的元古宇含叠层石大理岩之上,这种少见的推覆关系(年轻的在上)说明第三纪巴什考供逆断层可能起源于一个反常的逆断层,或者是先存正断层的倒转。

紧接着拉配泉断裂的下盘含糜棱岩韧性剪切带厚度在 50～80m,由糜棱岩化的大理岩、二云母片岩和强烈拉伸的花岗岩类布丁组成。剪切带内面理倾向南,倾角在 60°～45°之间。拉伸线理均为下倾(图 2-7B),与不对称香肠构造的指向一致,指示上盘向南的正滑移剪切运动方式。

拉配泉断裂上盘岩石中发育了一条南倾的断层,这里称之为恰什坎正断层,将早古生代硬砂岩地层叠置在早古生代花岗岩类之上(图 2-3 和 2-8)。由于该断层被一些冲积物所覆盖,其详细的几何关系和运动学特征不甚清楚。根据已有的地质图(新疆地质矿产局,1981d)、填图区岩石地层单位及地球资源卫星图像分析,认为恰什坎正断层向东与拉配泉断裂合并(图 2-7)。该断层向西可追踪到恰什坎萨依地区(图 2-3)。

与拉配泉地区的情形相似,喀腊大湾地区的拉配泉断裂上、下盘岩石类型也是完全不同。由于这里的断层带以石英岩和花岗岩的糜棱岩化变形为特征,推测该剖面垂向总断距大于 15km,即超过了脆-韧性转换带的深度。以 45°作为该处拉配泉断裂的平均倾角,估算其最小正滑移量为 21km。前已述及,这一估算值没有考虑断层形成后受更新变形作用的改造。

(四)恰什坎萨依地区

沿巴什考供附近的恰什坎萨依沟,对拉配泉断裂东段露头进行了分析(图 2-9 和图 2-10)。该处拉配泉断裂是根据一个厚度大于 50m、倾向南、倾角为大约 30°～40°的碎裂剪切带而确定的。其上盘由褶皱了的火山、沉积和变质岩地层组成。根据岩石类型和构造型式,将它分为三个地质单元。北部单元为拉配泉正断层和南边的北恰什坎逆断层(南倾)之间,主要由玄武岩夹大理岩和硅质岩层组成,局部出现由本地来源的玄武岩砾石组成的砾岩层,发育开阔褶皱。局部地区轴向劈理发育并置换了层理。褶皱地层中侵入有近东西走向的基性岩脉(图 2-9)。北恰什坎逆断层将含石榴子石片麻岩推覆到向北倾伏的由细粒砂岩和页岩组成的同斜褶皱之上,其年龄和断距还不清楚。

中部单元为高级片麻岩(车自成等, 1995b; Liu et al., 1999)和超基性岩体—条带状硅质岩-枕状熔岩组成的混杂堆积(新疆地质矿产局,1986)。该混杂堆积被认为是红柳沟缝合线的一部分,车自成等(1995a, b)首先进行了描述,Sobel & Arnoud(1999)进一步讨论了其区域构造意义。高级片麻岩和混杂堆积之间是一个高角度南倾的韧性剪切带,这里称之为恰什坎正断层。早先的地质图(新疆地质矿产局)和地球资源卫星图像分析都显示了该断层可以追踪到喀腊大湾地区,并与拉配泉断裂合并(图 2-3、2-9 和图 2-10)。

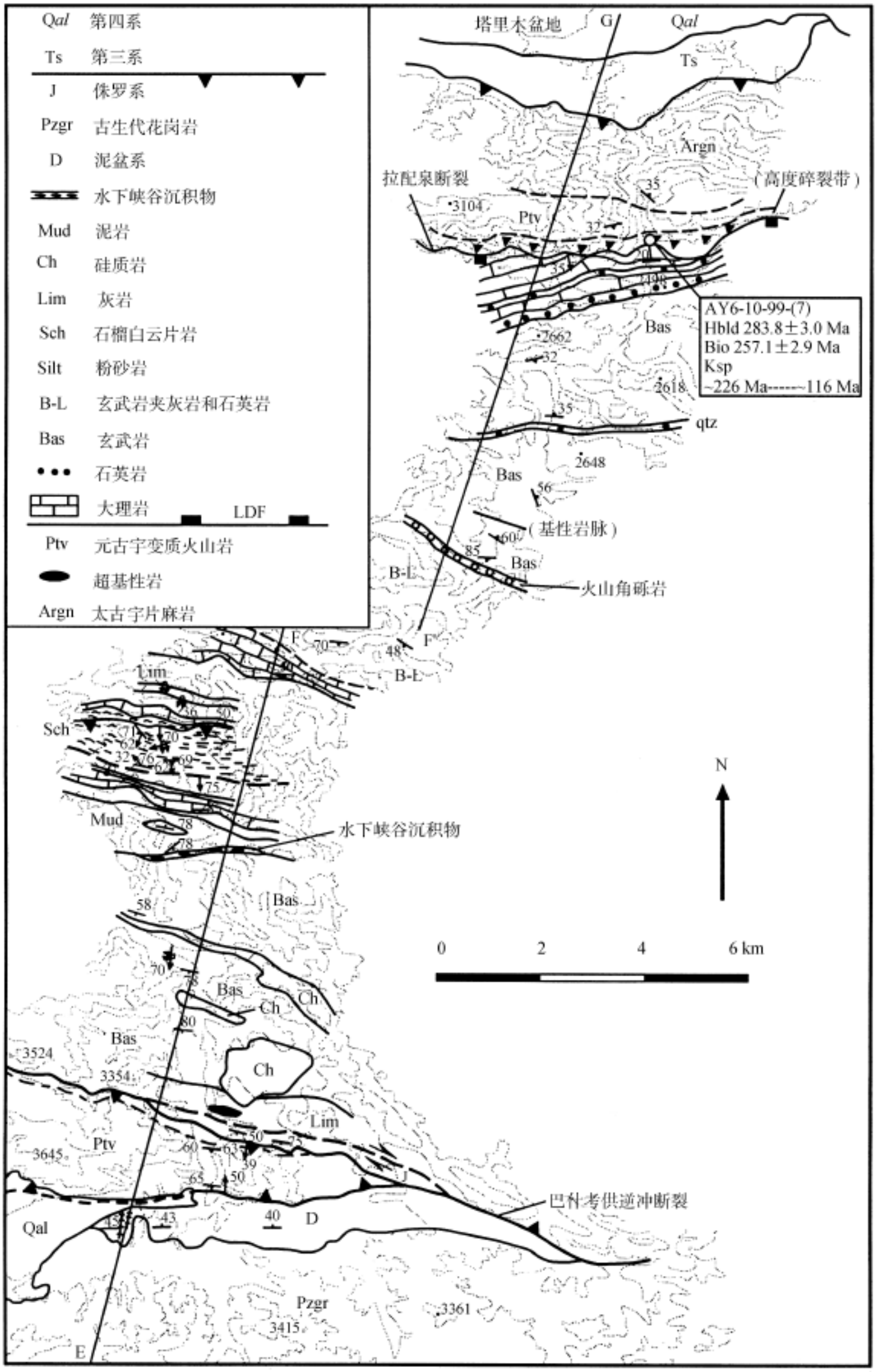


图 2-9　恰什坎萨依地区构造地质简图

(中美阿尔金课题组研究成果)

恰什坎正断层紧下盘的片麻岩已经糜棱岩化,发育由条痕状石英组成的很好的矿物拉伸线理。糜棱岩面理和线理产状变化很大。靠近韧性断层的线理或为垂直或为近于平行断层面(图2-9)。该地区运动学标志如 S-C 组构和不对称眼球构造指示了上盘向南下滑的剪切运动,并具有左行走滑成分。北部单元和中部单元的岩石成分在切穿恰什坎正断层的剖面上比较相似,主要都是玄武岩地层(图2-9中的 Pzb 单位)。这种地层重复现象可能是恰什坎正断层上滑移运动的结果,根据这一对应关系,得到5～7km 的水平伸展量。沿南倾的北恰什坎逆断层的滑移也有可能产生地层重复。

拉配泉断裂上盘的南部单元为南倾的北巴什考供逆断层和北倾的巴什考供逆断层之间的挤出构造层。这两条逆断层均为第三纪构造。该单元由变火山岩(主要为流纹岩和安山岩,其中侵入有一个小的花岗岩类深成岩)地层组成(图 2-9),它们属于早古生代(新疆地质矿产局,1986)。巴什考供逆断层的下盘由泥盆系砂岩和页岩(侵入有花岗岩类)组成。北巴什考供逆断层的下盘有一个侏罗纪断层裂块,在其两端切过一条右行走滑断裂(图 2-10)。

恰什坎萨依地区的拉配泉断裂以 10～20m 厚的碎裂变形带为特征。断裂带内发育有较好的断层泥,断层擦痕不发育。断裂带的紧下方为一板条状早古生代花岗岩,厚 100～120m,普遍经受了破裂和剪切变形。该花岗岩可能是断裂带的一个碎片(图 2-9)。花岗岩之下为片岩系,属于前寒武纪。片岩中发育较好的面理,向南缓倾,倾角 30°～40°,与～150m 之上的拉配泉断裂倾向平行;同时发育许多小尺度不对称褶皱(振幅 3～5cm,波长 5～10cm),具有与拉配泉断裂平行的东西走向枢纽,并指示一致的上盘向南剪切方式。片岩之上叠置有闪长片麻岩,由一南倾的高角度脆性断层(南倾的拉配泉正断层体系的组成成分)带来。填图区的最北端出露有早第三纪沉积地层,不整合覆盖在前寒武纪片麻岩上,产状为向北缓倾。第三系产状说明拉配泉断裂及其下盘自早第三纪以来曾经向北倾斜。上述片岩系中的运动学标志,以及覆盖在高级片岩和片麻岩之上未变质沉积-火山岩系的观测结果,都支持拉配泉断裂为一条正断层的结论。

四、地质年代学

为了更好地控制拉配泉断裂正断层活动的时间,本研究确定了断裂下盘几个关键样品的结晶年龄和低温热历史。这里运用锆石离子探针 U-Pb 定年和角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年来控制结晶年龄,而用钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段加温方法得到热历史数据(实验在美国加州大学洛杉矶分校地球与空间科学系完成)。

(一)U-Pb 地质年代学

本研究测量了拉配泉断裂下盘的 3 个花岗岩样品(图 2-11),分别为 AY6-10-99-(7),AY6-3-99-14 和 AY6-1-99-(4)。第 4 个样品(99DP2-1)没有得到用于测年的足够锆石。测量结果的分析误差均表示为±1σ。根据 AS-3 标准锆石(1099Ma; Paces & Miller, 1993)的重复测量,在上述样品的分析过程中,如果样品是均匀的,且铀浓度与 AS-3(约 550×10^{-6})处在相当数量级上,预期 U-Pb 年龄的精度好于 2.5%。

样品 AY6-10-99-(7)采自恰什坎萨依地区拉配泉断裂的紧下盘强烈破碎的花岗岩中(图 2-9)。5 个颗粒上 5 点的测量结果得到基本上一致的年龄值,处在大约 400～430Ma 之间(图 2-11A)。计算的权重平均$^{206}Pb/^{238}U$ 和$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄分别为 418±8Ma 和 402±16Ma,它们很接近该花岗岩的侵入年龄,并与其西南的阿尔金断裂带沿线古生代深成岩体的年龄(Cowgill, 2001; Cowgill et al., 2003)相当。

喀腊大湾样品 AY6-3-99-14(图 2-11B)给出较复杂的结果。该样品处在拉配泉下盘约 200m 处,为侵入到元古宙变沉积岩和变火山岩系中的未变形花岗岩脉。5 个颗粒的 5 点分析得到年龄范围为 100～415Ma 的不一致年龄(图 2-11B)。该样品 U-Pb 年龄上的分散性可能是 Pb 丢失的结果,其中最老的年龄接近一致年龄(413±7Ma)。该结果与样品 AY6-10-99-(7)结晶年龄相似,说明了花岗岩脉也是青藏高原北缘普遍的早古生代侵入岩系列的一部分的可能性(Cowgill, 2001)。拉配泉断裂下盘古生代花岗岩是一个新发现,它们早先被认为是晚太古代的。Sobel & Arnaud(1999)把塔里木基底缺少古生

代侵入体作为早古生代南倾俯冲带存在的证据。本研究结果与该简单模型不一致。

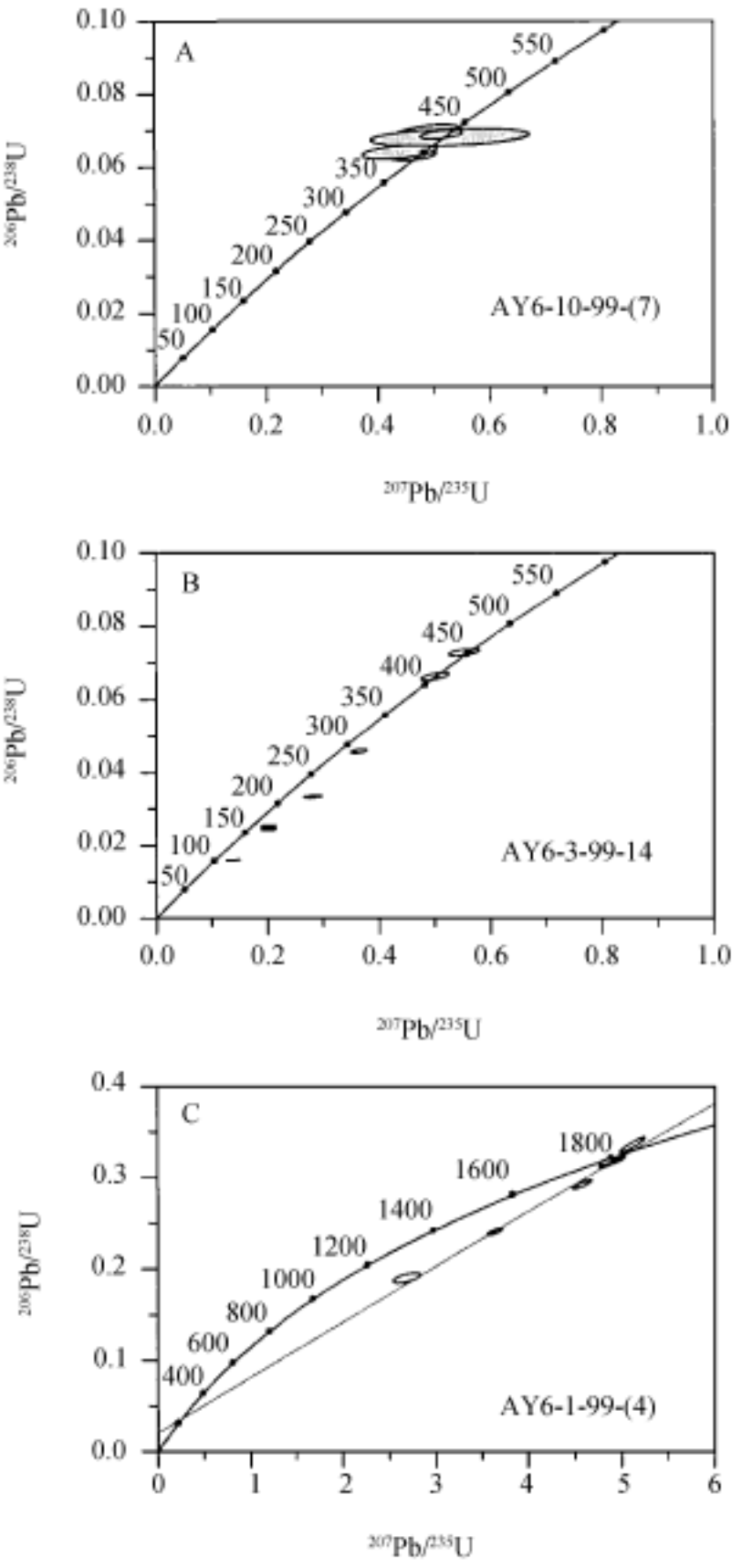


图 2-11　U-Pb 离子探针测年结果
(中美阿尔金课题组研究成果)

第 3 个样品为 AY6-1-99-(4),采自拉配泉断裂下盘靠近断层面的前寒武纪基底花岗片麻岩中(图 2-5)。该样品中锆石的探针分析结果也很分散且不一致,显示 Pb 丢失的不连续阶段性(图 2-11C)。U-Pb 数据点最佳拟合线与谐和线的上交点给出年龄 1815±12Ma,下交点年龄为 133±15Ma(比与其共生的钾长石记录的快速冷却时间稍早,见下节)。本研究还分析了处在拉配泉断裂北大约 12km 处岩性相似样品(AY8-21-98-2A)中的角闪石(图 2-5),其 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 总气体年龄为 1767±3Ma(见下节),仅比样品 AY6-1-99-(4)中锆石 U-Pb 上交点年龄稍微老一点。

(二)$^{40}Ar/^{39}Ar$ 热历史分析结果

为确定拉配泉断裂附近和远处岩石的冷却历史,采用 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段加温方法分析了断裂下盘总共 5 个钾长石样品,并在缓慢冷却假定下利用多重扩散域(MDD)模型(Lovera et al., 1989, 1997)来模拟其热历史。注意,在样品 AY9-21-98-2A(图 2-12I)情况下,需要对年龄谱的开始部分做与 Cl 有关的过剩放射成因 ^{40}Ar 的校正(Harrison et al., 1994)。其它样品不需要做此处理,不过它们年龄谱的某些特征是有问题的,需要详细讨论。

许多采自接近断裂的高应变带内钾长石,虽然并不是全部,存在中间年龄峰,这不符合 MDD 模拟的全部假设,因而限制了对这些年龄谱得到的热历史的精细解释(Lovera et al., 2002)。接近拉配泉断裂的所有 5 个样品都存在这一特征(见图 2-12A,C,E,G 和 I)。特别明显的是样品 AY6-3-99-14 钾长石(图 2-12E)。钾长石年龄谱存在中间年龄峰的可能原因和意义已在 Lovera et al. (2002)中讨论过,本研究不做详细讨论,不过它确实限制了利用这些样品精确恢复热历史的能力。尽管如此,年龄谱中未受影响部分十分简单,因此,本研究对这部分年龄谱进行了模拟。

拉配泉断裂西段 3 个古生代花岗岩中钾长石样品得到十分相似的结果。这 3 个样品为喀腊大湾地区的 99DP2-1(表 2-1)和 AY6-3-99-14 及恰什坎萨依地区的 AY6-10-99-(7)(表 2-2)。它们在 ^{39}Ar 累计释放年龄谱的 100～200Ma 之间都出现明显的年龄梯度,其中样品 99DP2 - 1 在大约 186Ma 以上的高温阶段出现较平的年龄谱(图 2-12A),而样品 AY6-10-99-(7)(图 2-12C)和 AY6-3-99-14(图 2-12E)出现在大约 220Ma 以上。在应用 MDD 模拟方法时,忽略了中间年龄峰,它一般影响年龄谱中大约 ^{39}Ar 累计释放量在 15%～25%之间的部分,使该部分偏离单调冷却过程。得到的热历史代表了 50 个最佳拟合的平均值的 90%可信区间,分别见图 2-12B、D、F、H 和 J。相应的最佳拟合年龄谱见图 2-12A、C、E、G 和 I。尽管对热历史结果的精细解释可能有困难,根据结果的相似性可以认为,所有这些样品在 220～185Ma 之间经历了快速冷却过程至 200℃ 以下,其余的 80Ma 经历了上地壳层次上的缓慢冷却过程。

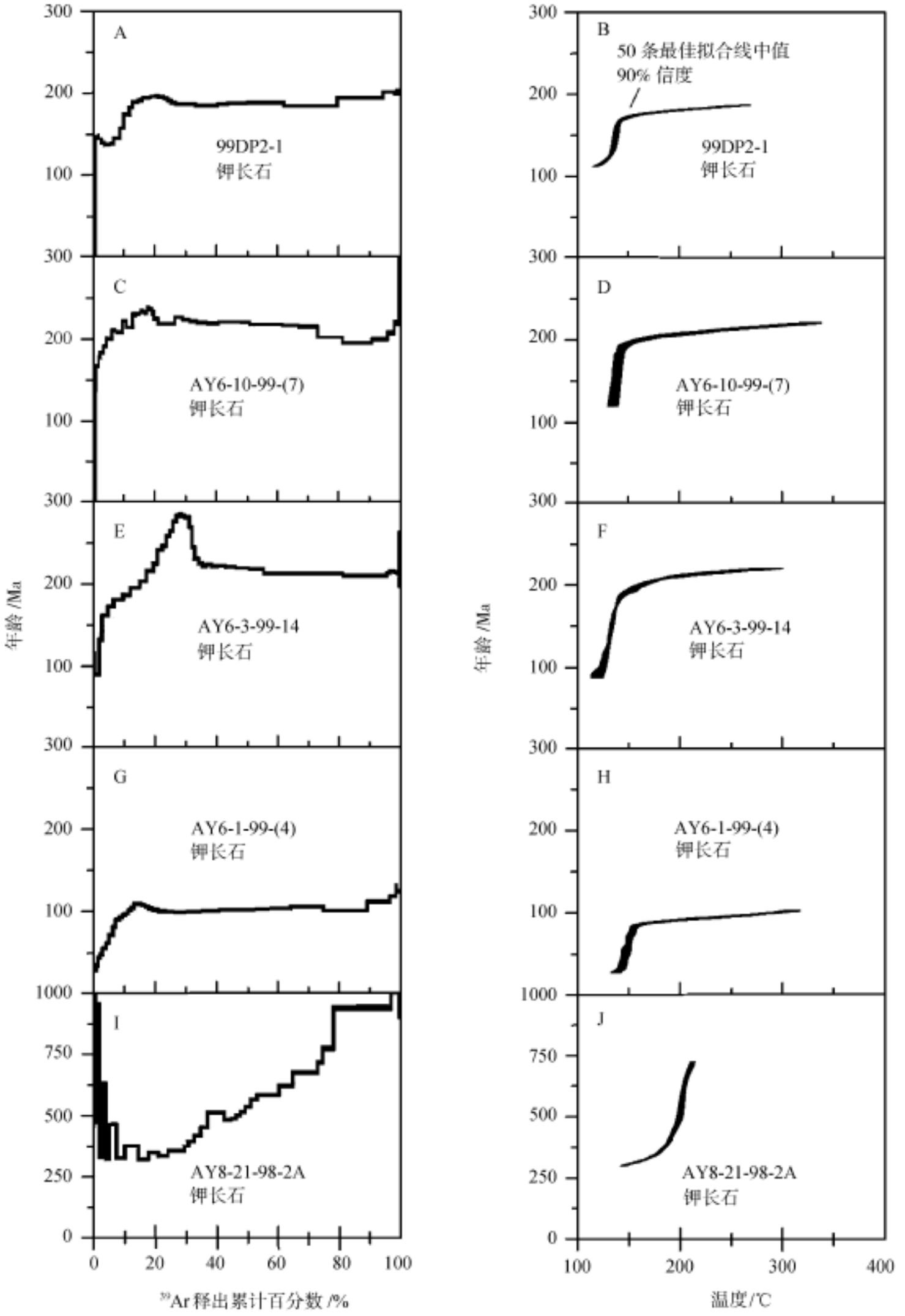


图 2-12　钾长石^{40}Ar/^{39}Ar 阶段加热测年分析和 MDD 模拟结果

(中美阿尔金课题组研究成果)

在更东边的拉配泉地区分析了 2 个钾长石样品,它们均采自前寒武纪片麻岩。其中靠近拉配泉断裂的样品 AY6-1-99-(4)(表 2-3),^{39}Ar 释放年龄谱最初 15% 部分在 30～100Ma 之间产生年龄梯度,100Ma 以上的其余部分出现平的年龄谱(图 2-12G)。根据类似的分析方法,得到该样品快速冷却至～175℃的时间在 100Ma,之后为从 100Ma 一直到晚渐新世的缓慢冷却过程(图 2-12H)。离拉配泉断裂较远的下盘样品AY8-21-98-2A(图2-12I),显示了古生代和早中生代期间在中-上地壳层次上长期的缓慢冷却过程(图 2-12J)。该结果与 Sobel et al.(2001)对靠近 AY8-21-98-2A 样品的裂变径迹分析结果一致,他们给出单颗粒锆石的 FT 年龄为 221±26Ma,磷灰石 FT 年龄为 167±15Ma。样品 AY8-21-98-2A 中角闪石给出^{40}Ar/^{39}Ar 总气体年龄为 1767±3Ma。由于在样品 AY6-1-99-(4)和 AY8-21-98-2A 之间没有大的断裂存在,这 2 个样品热历史的明显差异(在 100Ma 之间存在 > 150℃的温差)说明,在起源深度上,现在沿拉配泉断裂出露的前寒武纪片麻岩比北东 10km 处的那些片麻岩至少要深 5km。年龄数据与野外观测显示的拉配泉断裂为一南倾正断层的结论相一致。也就是说,断裂越向南切割越深。

本研究还测量了黑云母^{40}Ar/^{39}Ar 年龄,它们也有很大的变化范围。喀腊大湾地区,拉配泉断裂下盘片麻岩单元中黑云母给出 351±11(2σ)Ma 的年龄。而下盘古生代岩墙中黑云母得到更年轻的年龄 201±20(2σ)Ma。下盘黑云母冷却年龄与钾长石分析中得到的快速冷却持续时间相似。断层剖面上冷却年龄的差异,支持拉配泉断裂作为一条正滑移构造的解释。在恰什坎萨依,拉配泉断裂下盘古生代花岗岩中黑云母给出 254±26Ma(2σ)的年龄,说明早古生代花岗岩的冷却过程可能开始于早三叠纪,青藏高原北部伸展作用开始的年龄比钾长石^{40}Ar/^{39}Ar热模拟分析得到的要早。

五、讨　　论

(一)拉配泉正断层定年和构造演化

根据断裂作用过程中热流性质,利用^{40}Ar/^{39}Ar 热年代学定年和 MDD 模拟技术,可以精确测量断裂作用的年代和作用历史。正断层作用过程中,下盘来自较深部位的热岩块在上升过程中受到冷却作用,这一过程可以用钾长石进行 MDD 模拟而得到揭示。根据断裂作用过程中的热流模式,就可以重建断裂作用的热历史(图 2-13)。

^{40}Ar/^{39}Ar 热年代学研究得到的最有意思结果是拉配泉断裂下盘 2 期快速冷却过程的发现。第一期发生在断裂中段和西段,时间为早侏罗世的 187～200Ma;第二期发生在断裂东段,时间为早白垩世晚期的～100Ma。起先,笔者对这一发现感到迷惑,因为它说明同一断裂上存在非常不同的活动历史。不过,如果把恰什坎正断层看作是拉配泉断裂体系的一部分,这个问题就解决了。恰什坎正断层为南倾,在喀腊大湾剖面的东边与拉配泉断裂合并(图 2-3),说明了拉配泉断裂的东段在白垩纪时与恰什坎断裂一起运动,而这时拉配泉断裂的西段不活动。恰什坎断裂的年龄是未知的,根据拉配泉断裂与恰什坎断裂之间的几何关系,它们应该是同时的。这意味着拉配泉断裂拉配泉断裂可能最初为一条早侏罗世正断层,并在后来被恰什坎-拉配泉东断裂运动活化(图 2-14A)。或者,年轻的恰什坎断裂切断并拆开老的拉配泉断裂(图 2-14B)。北西走向岩墙群的连续性说明拉配泉断裂东段下盘没有出现明显的断层,支持了前者的可能性。本研究观测到的拉配泉断裂东段紧下盘岩石的白垩纪快速冷却事件,与图 2-14A 中给出的模型也是符合的。

恰什坎断裂如真是白垩纪正断层,恰什坎萨依剖面上的正断滑移量一定非常有限。恰什坎正断层紧下盘高级片麻岩中白云母的^{40}Ar/^{39}Ar 冷却年龄为 575±3Ma 和 573±6Ma(Liu et al., 1999),说明这时的正断层作用幅度不足以重置白云母的冷却年龄。笔者的解释是,恰什坎正断层在恰什坎萨依地区仅吸收了大约 5～7km 的水平伸展量。

野外观察结果支持拉配泉断裂启动于早侏罗世的观点。拉配泉地区的断裂上盘下-中侏罗统沉积在一个半地堑盆地中,其碎屑物质均来源于断裂下盘。笔者提出的下-中侏罗统受东西走向伸展断裂控制的观点,与传统上认为青藏高原北部早-中侏罗世(208～163Ma)盆地产生于收缩背景之下的观点有很 大不同。例如,Ritts & Biffi(2000)认为青藏高原北部下-中侏罗统是在昆仑山往北的逆冲带的前陆

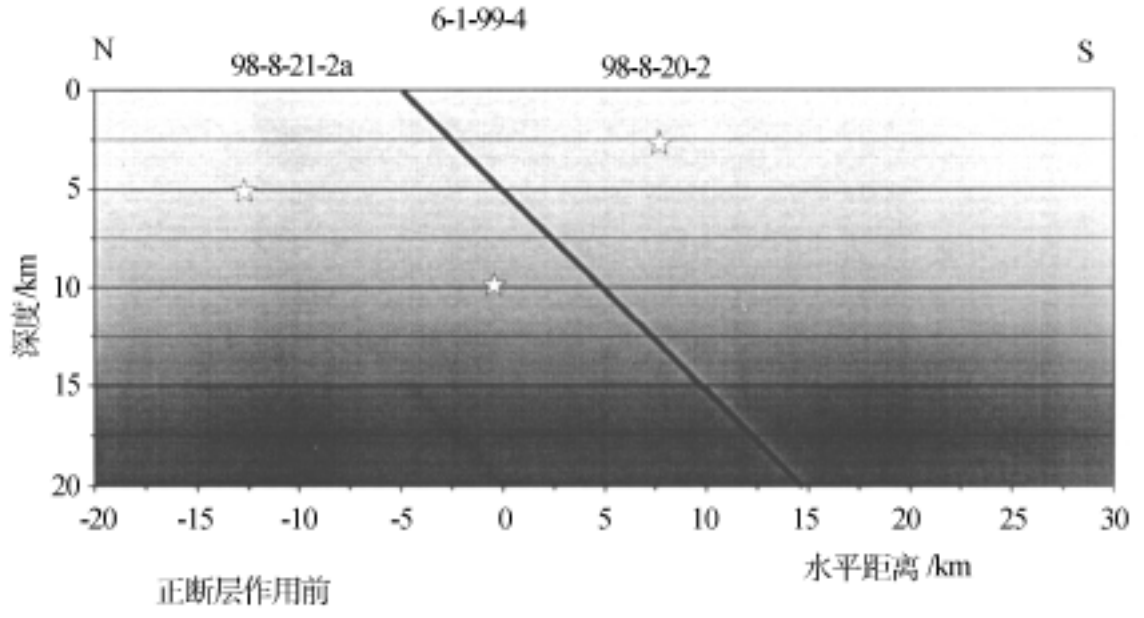


图 2-13　正断层作用过程中热流模式

盆地的一个统一大湖中沉积的。该研究中考察的侏罗系露头比较稀少,并且在他们研究的侏罗纪地层沉积和大的侏罗纪断裂之间没有直接的联系,使得他们的简单解释极不可能。有意思的是,阿尔金地块整个地区普遍发育早侏罗世冷却年龄(Cowgill, 2001; Sobel et al., 2001)。虽然该冷却事件被解释为与收缩作用有关(Sobel et al., 2001),笔者的构造观测结果则说明这些冷却年龄也可能与伸展构造有关。这意味着青藏高原北部阿尔金断裂两侧零星分布的下-中侏罗统露头可能沉积在许多受伸展断裂控制的半地堑盆地中,而 Ritts & Biffi(2000)将阿尔金断裂两侧侏罗纪湖岸线作为错断标志的做法可能过于简单。

Sobel(1999)认为西昆仑地区中侏罗统下部沉积在一个受走滑断裂系控制的转换拉张盆地中,该盆地走向北西。如果考虑新生代帕米尔地块向北楔入过程中西昆仑的顺时针旋转效应(Burtman & Molnar, 1993; Rumelhart et al., 2000; Yin et al., 2001; Shen et al., 2002),由于南北向伸展作用,Sobel(1999)研究的侏罗纪盆地的方位可能已经是近东西走向。这说明青藏高原北部早侏罗世伸展作用普遍发育。

人们对阿尔金断裂与祁连山逆冲断裂前锋交汇处的酒泉盆地晚侏罗世至早白垩世伸展作用已有很好的认识。该地区几十年来石油勘探的结果说明,早白垩世伸展作用很普遍。横穿酒泉盆地的地震发射剖面上存在数条正断层,它们或者以伸展叠瓦体的多米诺型式排列,或者作为铲状断层控制包括晚侏罗世至早白垩世地层的沉积,看来是处在笔者厘定的阿尔金东段两期伸展作用的中间阶段。这说明在三叠纪末期至早白垩世期间青藏高原北部的伸展构造作用是一个连续的过程,虽然每单个伸展构造的活动时间可能是穿时的。青藏高原北部广泛出现的中生代伸展构造限制了压应力穿过青藏高原和塔里木盆地向天山的传播,而这种传播方式正是 Hendrix et al.(1992)设想的该地区侏罗纪和白垩纪盆地产生的机制。

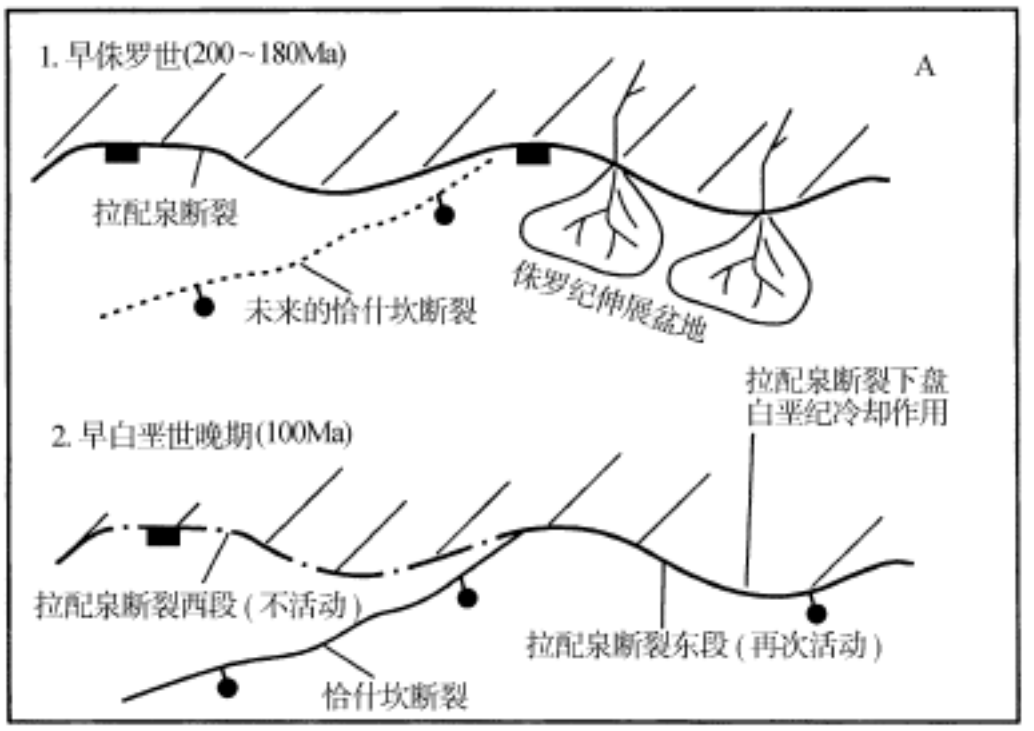


图 2-14　拉配泉断裂演化模式

(中美阿尔金课题组研究成果)

A—早侏罗世拉配泉断裂东段在白垩纪时再次活动,该模型与拉配泉断裂东段紧下盘白垩纪冷却过程相一致;B—恰什坎断裂在白垩纪切过并平移了早期的拉配泉断裂,该模型预示白垩纪冷却历史将会被出现在拉配泉断裂下盘的前寒武纪片麻岩中的一条大断裂的下盘岩石所记录,而这条断裂并没有被观测到

(二)青藏高原北部及东亚地区侏罗纪和白垩纪构造背景

一个显而易见的问题是,青藏高原北部两期南北向中生代伸展作用产生的机制是什么?三叠纪末期羌塘、松潘—甘孜、昆仑和华北地块之间的碰撞过程中,在青藏高原北部形成了一个宽的造山带(Hsü et al., 1995; Yin & Harrison, 2000)。在早侏罗世羌塘地块南缘是亚洲大陆的南缘。当羌塘地块和昆仑地块之间的碰撞刚刚结束,就出现了北倾的俯冲带(Yin and Harrison, 2000),其岩浆弧以早侏罗世花岗岩侵入带为特征(Kapp et al., 2000)。羌塘地块中、上侏罗统中普遍出现的安山质熔岩流说明岩浆弧的活动一直持续到晚侏罗世(Cheng and Xu, 1986)。因此,侏罗纪青藏高原北部的阿尔金山地区处在弧后背景。羌塘地块发育的伸展构造也出现在侏罗纪早期～200 Ma(Kapp et al., 2000)。不过,羌塘地块的伸展构造体系都出现在侏罗纪弧之内,其伸展方向为东西走向,与阿尔金山东段的伸展方向近于垂直。笔者推测,特提斯洋向北俯冲作用的开始,导致了青藏高原北部地壳的热弱化,引起了晚三叠世造山带的重力崩坍。

早侏罗世伸展作用仅局限在青藏高原中部和北部,与之相反,早白垩世 140～100Ma 间的伸展作用发育在整个东亚地区(Yin & Nie, 1996; Ratschbacher et al., 2000)。高原中部拉萨地块与羌塘地块之间的碰撞作用结束于白垩纪初期(Dewey et al., 1988; Yin & Harrison, 2000)。但是,这两个地块之间的连续汇聚作用产生了著名的措勤逆冲带,其活动时间为早白垩世晚期(Murphy et al., 1997)。青藏高原的白垩纪伸展构造局限在笔者研究的阿尔金山东段以及酒泉的祁连山前陆地区(Huo & Tan, 1995)。

青藏高原北部的晚白垩世伸展事件与蒙古南部和华北地区的伸展事件具有相同的时间和变形形式。郑亚东、张青(1994)和 Webb et al.(1999)在蒙古和中国边境线上发现了一个大的南北向拆离断层系——亚干-Onch Hayrhan 核杂岩,其活动时间为早白垩世的 129 ～126Ma 之间。早白垩世伸展事件也出现在北京附近的云蒙山(Davis e al., 1996)、渤海东边的辽南地区(Yin and Nie, 1996)、华北的大青山(Zheng et al., 2001; Davis et al.,2001)和中国中东部的大别山(Ratschbacher et al., 2000)。虽然 Ratschbacher et al.(2000)将 Lin et al.(2000)的庐山糜棱剪切带也包括在吸收早白垩世伸展作用的科迪勒拉型核杂岩之内,但是庐山的糜棱岩变形构造几何形式和地质关系都与深成岩的侵位有关。东亚的白垩纪伸展作用只局限在华北和青藏高原,而该地区早中生代地壳缩短是非常显著的(Yin & Nie, 1996)。

本研究提出以下模型来解释青藏高原北部和东亚的中生代伸展构造。早侏罗世伸展作用主要集中在青藏的中部和北部,并主要受特提斯洋的俯冲作用控制。青藏北部的阿尔金山伸展构造主要是近南北向,而青藏中部的羌塘的伸展构造主要为东西向(Kapp et al., 2000)。青藏中部和北部早期伸展事件的分布受空间控制的事实说明,伸展事件主要是受亚洲南缘边界条件的制约(图 2-15A)。晚白垩世普遍发育的伸展构造可能与一个又长又连续的岩浆弧的向东和向南的扩展有关。拉萨地块在侏罗纪末期至晚白垩世自北缘向南缘的岩浆弧向南扩展事件已有较多的研究(Yin & Harrison, 2000;尹安,2001)。中国东部中生代深成岩和火山岩的时空分布特征也说明有一个向东的弧扩展事件(Wang, 1982; Yin, 1999)。特提斯-太平洋俯冲板片在倾向方向上的后撤,可能引起亚洲下部的软流圈流动。热弱化效应及伴随的华北地区晚侏罗世燕山造山带的崩塌可能最后导致并保持东亚的伸展构造(Yin & Nie, 1996; Davis et al., 1998; Ratschbacher et al., 2000)(图 2-15B)。

(三)侏罗纪和白垩纪沉积盆地

侏罗纪是中亚和中国西部地区沉积盆地主要形成时期,主要表现在先期盆地沉积范围持续扩大和新的沉积盆地的形成。罗金海等(2000)认为,中国西部与中亚地区在侏罗纪时虽然都处于新特提斯北部被动大陆边缘,但由于受帕米尔弧向北推挤的影响,以及昆仑构造带与塔拉斯 - 费尔干纳断裂和阿尔金大型走滑断裂的存在,这两个地区的侏罗纪盆地具有完全不同的构造特点和起因。以塔拉斯-费尔干纳断裂为界,西南侧中亚地区主要是由新特提斯北部大陆边缘的被动伸展形成被动大陆边缘的伸展盆地;东北侧中国西部的侏罗纪沉积盆地主要发育于区域性挤压构造背景之下,形成的主要机制是重力陷落。此外,沿塔拉斯-费尔干纳断裂还存在几个侏罗纪的走滑拉分盆地。郭召杰等(1998 a,b,c)则认为,侏罗纪时阿尔金山及邻近地区的构造动力学背景是相似的,均具有伸展拉张性质。

笔者的研究也表明,中国西北地区侏罗纪沉积盆地可能主要发育于区域性伸展构造背景之下。其中,侏罗纪走滑拉分盆地可能基本上受控于阿尔金北缘伸展构造体系的活动,如塔里木东南盆地和敦煌盆地在早-中侏罗世时发育有民丰、且末和敦煌等沉积中心。中-晚侏罗世时由于经受挤压作用,塔里木东南盆地范围大大缩小,分割成民丰和且末两个盆地,主要为粗碎屑红色沉积,敦煌盆地则完全抬升,未接受沉积。

塔里木西南盆地和柴达木北缘盆地发育于阿尔金断裂带的侧端,它们断陷较深的一侧均靠近造山带山前断裂,而另一侧则为向稳定区块的超覆尖灭,形态多呈不对称的箕状结构。早、中侏罗世时它们发育有数个沉积中心,中、晚侏罗世时盆地范围缩小,粗碎屑增多,但仍有沉积中心发育。

早、中侏罗世时,受应力松弛产生的近南北向伸展拉张应力场影响,阿尔金北缘拉配泉断裂呈右旋滑动,发育了塔里木东南盆地和敦煌盆地。沉积中心及地层最厚处汇集于拐角处,预示有利的生油坳陷

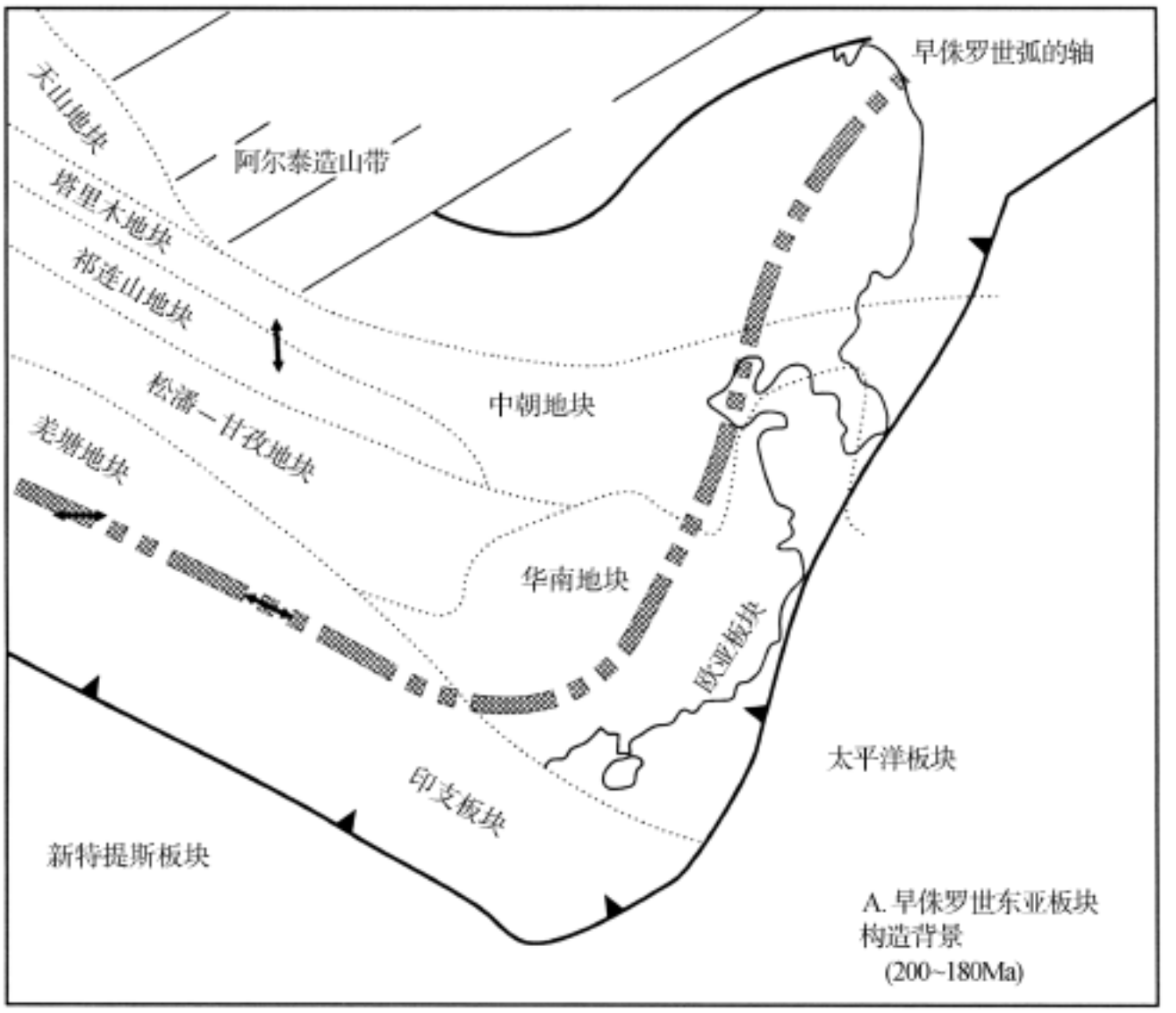


图 2-15　东亚地区中生代伸展构造形成的大地构造背景(中美阿尔金课题组研究成果)

A—早侏罗世伸展作用集中在青藏中部和北部。青藏高原北部的阿尔金山地区,伸展方向近于南北向;而高原中部的羌塘地区,伸展方向为东西向。早期伸展事件的空间局限性说明它可能与特提斯洋的向北俯冲有关。B—东亚地区晚白垩世伸展构造普遍发育,该期伸展事件可能与华北地区晚侏罗世燕山造山带的崩塌有关。燕山造山带的崩塌是太平洋-特提斯洋组合板块的板片后撤的结果,后者引起东亚地区伸展构造的普遍发育和火山喷发(Yin & Nie, 1996)

图中双箭头代表伸展构造及其方向

中心部位。中-晚侏罗世时区域应力场改变为南北挤压,沉积中心背离共轭拐角迁移,表明拐角处挤压最强,抬升最高。

崔军文等(1999)认为,青藏高原北缘下-中侏罗统含煤建造的广泛发育意味着当时该地区处在十分稳定的沉积环境,所以当时柴达木盆地并不存在;柴达木盆地是在早白垩世引张背景下形成的。根据阿尔金北缘发育的早侏罗世和晚白垩世伸展构造,笔者的观点趋向于,柴达木盆地是在早侏罗世开始形成,并在晚白垩世和第三纪接受巨厚沉积的伸展盆地。第三纪之后,受阿尔金断裂左行走滑的影响,形成箕形构造。

此外,中祁连地体中也有属于伸展型的白垩纪盆地(崔军文等,1999)。

(四)中生代和新生代构造之间的关系

拉配泉断裂被阿尔金断裂切过,因此,其发育历史不可能影响后者大型陆内走滑断裂的启动和演化历史。不过,中生代伸展构造可能控制了更小尺度构造的发育。例如,巴什考供逆断层的某些部位把年轻的古生代地层推覆到元古宇之上(图 2-9)。这个关系可能是不寻常的逆冲推覆作用的结果,但是也可以解释为一条老的中生代北倾正断层的倒转并被活化而变为逆断层。由于新生代变形效应还没有被剔除掉,该地区中生代伸展构造的反演和重建还不太成熟。

第三节　阿尔金走滑断裂体系

阿尔金断裂系延伸超过 1200km,西起昆仑山西部,东至祁连山东部,并构成中亚几个重要的新生代构造单元,如西藏高原、塔里木盆地和柴达木盆地的边缘。它由许多大致相互平行的倾滑断裂所组成,在断裂系内有大量的褶皱和冲断,与主干断裂平行或近于垂直产出。

Tapponier & Molnar(1977)认为阿尔金左行走滑断裂系是青藏高原北部一条重要的应力释放线,是一条岩石圈断裂。Burchfiel 等(1989)根据青藏高原内部及其周缘的褶皱和逆冲构造样式,认为阿尔金断裂带是一条壳内转换断裂,其作用是把沿主干断裂的走滑位移转换为阿尔金断裂南侧地区的地壳缩短。Celal Sengon & Barka(1992)认为阿尔金断裂应与伊朗高原西北缘的安纳托利亚断裂相连,共同构成特提斯北缘的一条巨型走滑断裂系。许志琴等(1999)认为阿尔金断裂带是一个经历过多期复杂地质演化历史,由不同层次、不同时期和形成于不同构造环境地质体所组成的造山带,并与相邻造山带有密不可分的关系。

阿尔金断裂系是青藏高原隆升及演化的统一地球动力学体系的一部分,阿尔金断裂的研究是解决青藏高原隆升和动力学问题的关键所在。

一、阿尔金断裂系的组成

阿尔金断裂系是由多条断层组成的巨型走滑断裂系(图 2-16),由南山逆冲断裂带、西昆仑逆冲断裂带、阿尔金断裂(主干)的左行走滑部分、左行走滑的喀喇喀什断裂和沿塔里木盆地南缘和柴达木盆地西部的压缩和走滑构造组成。主要断层有:①阿尔金断裂(即崔军文等(1999)所称的阿尔金南缘断裂);②且末河(车尔臣河)断裂;③若羌-米兰断裂;④三危山断裂。这些断层构成了巨型的 NEE 向阿尔金断裂体系。一些地质学家将与阿尔金断裂平行展布的其他一些断裂,如塞克里沙依断裂带、阿尔金北缘(红柳沟)断裂带、北山地块南缘断裂带,划归为阿尔金断裂系。根据构造体系的概念,这些断裂所夹持的地质体也要纳入阿尔金断裂构造体系的范畴,并被称为“阿尔金系”。

阿尔金断裂系的主体是阿尔金断裂,它是青藏高原的西北边界,其东北端延伸至祁连山并可能切割祁连造山带,西南端插入昆仑造山带,主体分割了塔里木与柴达木盆地,断裂被局限在相对窄的一个带内(小于 30km),是新生代中亚大陆一条重要的走滑断裂系。断裂系的南边处在柴达木盆地内,卷入了许多第四系褶皱地层,其褶皱轴正交于阿尔金断裂,没有明显的褶皱轴弯曲。阿尔金断裂的水平走滑还控制了断裂两侧水系的发育。现代地貌显示阿尔金断裂在局部为一条高角度的正断层。GPS、地震观测与水系错移资料证明阿尔金断裂至今仍在进行着左旋走滑,是我国西北地区一条重要的活动断裂(国家地震局“阿尔金活动断裂带”课题组,1992)。

二、阿尔金断裂系运动学和动力学特征

阿尔金断裂系是与分布在一个宽的带上、共同调节整个左行走滑的单剪切变形有关的断裂带,具有弧形与线形相叠加的几何学特征(崔军文等,1999)。多数学者证实了该断裂带新生代左旋走滑的特征(如郑剑东,1991),而少数学者认为是右旋走滑(如杨藩等,1994)。崔军文等(1999)认为阿尔金断裂是逆冲-左行走滑-正滑型组合的断裂。

阿尔金断裂可以分为东西两段。东段具扭压(即转换挤压)性质,标志为包括新第三系在内的一系列褶皱和冲断层,它们与阿尔金断裂平行。以近水平拉伸线理为特征的韧性左行走滑剪切带,包含较少的纯剪分量;同时,在一些区域还具有以陡倾拉伸线理为特征的变形域。这说明在阿尔金断裂的形成过程中,有限应变椭球体的长轴既可以水平,也可以垂直,它们反映了阿尔金断裂作为一个转换挤压带在较深层次韧性域的变形分解作用(张建新等,1998)。断裂西段具扭张(即转换拉张)性质,表现为在阿尔金断裂南北两侧的一系列平行阿尔金断裂的正断层。

从古磁偏角的变化可以得到地块绕直立轴旋转的运动学图像。阿尔金断裂带及其周边地块的古地磁研究结果说明,阿尔金断裂北缘塔里木地块自晚白垩世以来没有大于7°的直立轴旋转(Chen et al.,1993)。而自渐新世(E_3)以来沿阿尔金断裂没有大于8°的旋转(直立轴旋转角度:江尕勒萨依,7.4°±7.8°;肃北,-7.3°±7.6°);如果考虑到数据的误差范围,可以认为没有显著的直立轴旋转(Rumelhart et al., 1999)。西昆仑的古地磁数据说明自晚始新世(E_2)以来发生过显著的顺时针旋转(古磁偏角的变化为:Puska, 19.3°±8.6°;阿尔塔什,27.8°±5.8°),直立轴旋转量由东南向西北增大(Rumelhart et al., 1999)。古地磁数据的重要性在于,它限定了塔里木地块和青藏高原的关系。既然在几乎整个新生代阿尔金断裂相对塔里木地块没有显著的直立轴旋转,那么塔里木地块与青藏高原之间的边界位置在第三纪的时候就可能已经固定下来,这对阿尔金地区的古构造重建是一个关键性的认识。

范芳琴(1993)的实验研究表明,阿尔金广大地区现今构造应力场仍受NNE-SSW向水平挤压力控制,其力源来自于印度板块向北的推挤,当这种作用力传递到青藏高原北部边缘时,受到塔里木地块的阻挡而使青藏块体向东运移,处于青藏和塔里木两大地块之间的阿尔金断裂带呈左旋走滑活动,这是阿尔金地区地壳缩短的主要原因之一,因此,阿尔金断裂成为青藏高原的西北边界。

阿尔金主断裂是一条近直立的岩石圈断裂,延深达100～140km,具有活动板块边界特征(Wittinger et al., 1998;姜枚等,1999)。穿过阿尔金断裂的天然地震探测剖面揭示,在阿尔金断裂之下至140km深处存在P波低速异常,反映阿尔金主断层的深部可能为韧性的糜棱岩组成,深部的韧性剪切加热使该剖面上的100km深度的等温面在断裂带中上拱至70km深处(Wittinger et al., 1998),说明可能存在部分熔融作用。代表上地幔物质剪切流动矢量的SKS波各向异性强度大,且与断裂带的NEE-SWW向一致,反映了该断裂带可延至上地幔,并在深部同样发生了剪切位移(许志琴等,1999)。

邢成起等(1998a)通过对构造变形、构造空间展布关系、断面产状变化以及构造应力场等研究认为,阿尔金北缘断裂带在第四纪内的运动方式经历了由挤压逆掩为主(早更新世 - 中更新世初期)到左旋走滑兼具挤压逆冲(中更新世中、晚期)直至纯左旋走滑运动(晚更新世 - 现今)的逐渐转变过程。他们给出了断裂带运动方式转变的证据。根据断面产状及其力学性质的演变特点结合现今区域构造应力场的研究结果进行推测,阿尔金地区第四纪构造应力场的转变大致可划分为三期,其主压应力轴方向由老至新依次为近南北向、北北东向和北东向,并由此导出上述断裂带的三种运动方式。上述变化主要是由于印度板块持续向北推挤,青藏高原地壳强烈缩短、增厚,并在西北部和北部刚性块体的阻挡作用下导致高原内部次级块体向东滑动、岩石圈物质向东流展的结果。

王小凤等(1985)对茫崖镇西北乌尊肖附近阿尔金断裂带内变形石英岩(大理岩中夹层)变形石英进行位错密度测定,并由此推算该断裂形成的差应力值为170MPa,它与世界上其他大型断裂带的差应力值相近似;该段阿尔金断裂的活动可能是在中低温条件下中等深度部位进行的。

崔军文等(1999)对阿尔金断裂的力学性质做了详细研究。其中,前中生代地层反映的三期变形:第一期近EW走向、向南中等-缓倾斜的逆冲-推覆构造(S_1);第二期NEE走向、向北西中等-陡倾斜的左行

走滑构造(S_2);第三期 NEE 走向的正滑构造(S_3)。

李有社等(1997)通过大量断层擦痕数据计算机处理和野外地质观察,将青藏高原北缘上新世以来的脆性构造应力场分为 2 期:上新世 - 中更新世,主压应力近于 N-S;中更新世至今,主压应力方位为 NE 向(阿尔金地区)和 NW 向(祁连地区)。上新世 - 中更新世时期印度板块与欧亚板块的近 NS 向碰撞使青藏高原地壳产生变形和缩短,在青藏高原的内部产生大量的褶皱和逆冲、逆掩断层,在北缘地区表现为褶皱等塑性变形及逆冲活动,即形成北缘第一期构造应力场。自中更新世后期至今,印度板块继续向北推移,青藏高原数条 NS 向裂谷形成了较大的近 EW 向拉伸构造,青藏高原中、北部地区走滑断裂系有较大的左旋位移,而且越向北、向东滑动的幅度越大,北缘的阿尔金断裂和昌马断裂都是大型走滑断裂,即分别构成了北缘第二期构造应力场的特征。

大量的野外地质事实表明,现今的阿尔金断裂是一条活动的左行走滑断裂带。但是阿尔金断裂带在它的形成和演化过程中是否存在过右型走滑呢?

Zhou(1997)认为阿尔金断裂带在三叠纪至中生代晚期曾有过右型走滑。周勇等(1998)认为茫崖 - 肃北段阿尔金断裂存在右旋走滑运动。他们从中小构造形态及石英组构分析等方面来确定茫崖 - 肃北段阿尔金断裂右旋走滑运动。在奥陶纪地层中尤其是在靠近规模较大的断层面的大理岩和黑云母片岩中各种构造形态出露较多。出现的构造形态包括两翼紧闭的层内滑动褶曲,两翼不对称的流变褶曲,无根褶曲,云母"鱼",S-C 组构和剪劈理等。在阿尔金断裂的不同地段,变形的程度和方式不尽相同,但反映出的共同点是温度和压力都较高,为塑性变形环境,局部地段表现为塑性向脆性过渡的变形方式。从塑性流变变形而成的构造形态不对称流变褶曲中可以得知当时剪应力呈右旋状。同时从 S-C 组构、云母"鱼"和剪劈理等构造形态中也指示了其形成为右旋剪切应力场。通过对石英组构分析从石英晶轴和云母的片理呈现出明显的定向排列、石英晶轴逆时针旋转 5°～30°情况分析说明奥陶纪地层受到了强烈的右旋走滑运动影响。周勇等(1998)根据黑云母单矿物年龄(K/Ar 法;394.5±11.8Ma)认为右旋走滑运动发生在奥陶纪晚期至泥盆纪之间。

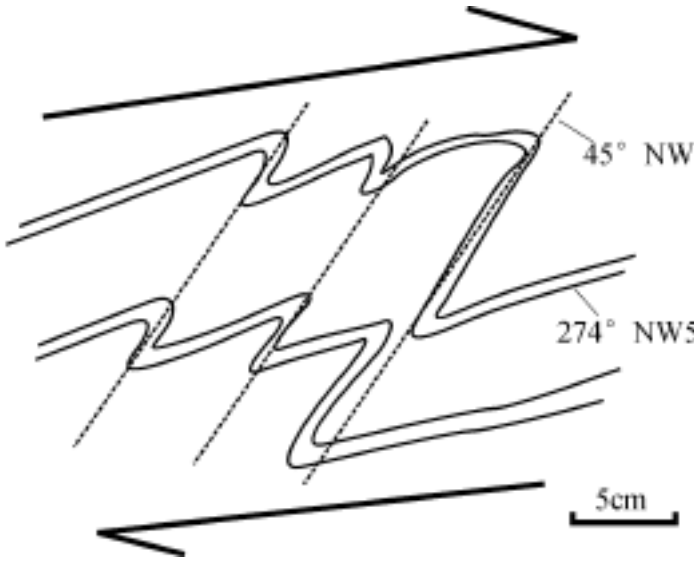


图 2-17　拉配泉南奥陶系中膝折构造素描图

根据本课题组的野外地质调查,阿尔金山北缘地区现有的断裂构造体系确实显示了在构造发展的某一阶段曾有过右型走滑的历史,该地区最大的深成岩岩体表现为右型剪切的旋转构造型式。在拉配泉、大平沟一带东西向构造带中的拉配泉群、长城系、蓟县系等的野外考察中,也发现了一些右型走滑的小构造,如膝折或褶劈(图 2-17)、不对称眼球构造、剪切布丁构造和一些不对称小褶皱等,同时它们往往都被后期的北东东向的节理所切割。然而,上述这些右旋剪切运动能否代表了阿尔金断裂带的运动历史,以及右旋剪切运动时阿尔金断裂带是否存在等一系列的问题,仍需进一步探讨。根据笔者对阿尔金北缘拉配泉断裂性质的研究,这一右型剪切的运动方式很可能是该断裂伸展作用的结果,与中生代半地堑式侏罗纪盆地的形成在时代上是一致的。

三、阿尔金断裂系形成时代、滑移速率和滑移量及其分配

关于阿尔金断裂活动时代的研究似乎还缺乏同位素年代学的证据。由于阿尔金山地区构造的复杂性,阿尔金断裂活动年代的研究将是一个长期的课题。目前对于阿尔金断裂的形成时代具有完全不同的一些观点。

(一)元古宙形成说

于海峰等(1998)认为存在元古宙阿尔金断裂(他们称之为古阿尔金断裂,以区别于第三纪以来左旋剪切的阿尔金断裂)。古阿尔金断裂具有右旋剪切的运动学特点,规模大,至少影响到地壳中部层次,并伴有同剪切就位的伟晶岩体。由于塔里木地块与华北陆台之间的汇聚碰撞在时间上晚于柴达木地块与

华北陆台之间的汇聚碰撞,所以古阿尔金断裂是在新元古代超大陆汇聚过程中,塔里木地块相对于柴达木地块大规模东移在地块边界走滑剪切的产物(于海峰等,1998)。

周勇等(1999)认为,在阿尔金断裂带中,元古宙地层内的宏观-微观构造形态发育,皆指示了一致的左旋剪切运动,其变形方式以塑性流变和韧性变形为主,阿尔金断裂的左旋走滑运动初始时间至少不会晚于新元古代早期。他们提出阿尔金断裂经历两期走滑性质转变的模式:阿尔金断裂最早在中-新元古代为左型走滑;在志留纪时,断裂的性质开始发生转变,在泥盆纪至早石炭纪期间表现为右型走滑;自晚石炭纪至今,阿尔金断裂都为左行走滑。

(二)古生代形成说

李春昱(1980)认为阿尔金深断裂是晚古生代板块俯冲带或转换断层。

任纪舜等(1981)和许志琴等(1997)根据阿尔金断裂带内包含有大量"槽型"轻微变质的下古生界与蛇绿混杂岩,认为早古生代阿尔金就是夹于柴达木和塔里木地块之间的裂陷断槽或古洋盆,强调自早古生代以来断裂的多期活动。不过,古洋盆的存在并不代表阿尔金断裂已经存在或开始活动,而只是区域构造演化的一个阶段。

黄汉纯等(1987)认为阿尔金断裂从华力西—印支期就开始活动,形成断块山,分割并控制两侧塔里木和柴达木盆地侏罗纪以来的发展。

崔军文等(1999)认为阿尔金断裂的起始时间至少可追溯到中、晚石炭世,晚古生代时具有逆冲性质,在新生代早期为强烈的左行走滑,上新世后转化为正-左行走滑性质。

(三)中生代形成说

斯坦福大学的周达和 Graham 等通过盆地和地层的对比,认为北山为祁连山的西延部分,从而认为阿尔金断裂带在三叠纪至中生代晚期曾有过右型走滑,滑移量达 400～500km(Zhou,1997)。右行滑移及其巨大滑移量的观点还没有得到阿尔金断裂研究者的广泛认同。

杨经绥等(2001b)对位于阿尔金断裂东北端与祁连构造带交接部分,酒西盆地内的钾玄岩开展了岩石学、岩石化学和同位素测年分析工作,认为该钾玄岩的侵位与阿尔金断裂的活动密切相关,全岩 K-Ar 测试结果表明阿尔金断裂的活动时代至少在 106～112Ma 之前。

陈文等(2000)和刘永江等(2001)认为,通过对一些与走滑韧性变形同变形期的多期矿物进行激光微区$^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年研究,可以更好地确定阿尔金断裂多期活动发生的时间。他们对当金山口具有韧性变形特点的糜棱岩化花岗岩中 6 个白云母、格斯断槽东部下 - 中侏罗统变长石砂岩中 7 个新生黑云母以及柴达木大门口断裂带下 - 中侏罗变泥质砂岩中新生白云母和细少的绢云母进行激光微区$^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年,分别获得 89.2±1.6Ma、91.7±2.7Ma、97.7±8.6Ma 和 46.4±6.4Ma 的等时线年龄。根据变形的侏罗纪地层和糜棱岩化加里东期花岗岩样品的激光微区$^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年结果,刘永江等(2001)认为阿尔金断裂在晚白垩世(89～92Ma)开始发生韧性走滑运动,而且走滑作用起始于地下深部,并伴有低级变质作用;地表的走滑响应明显地滞后于深部的起始走滑,走滑作用是从深部向地表扩展的。陈文等(2000)认为,97～89Ma 年龄说明阿尔金断裂在晚白垩世发生了一次重要韧性走滑运动,并伴有低级变质作用,这一事件和亚洲"西构造结"(尼泊尔、西昆仑山)的形成同步;46Ma 的年龄代表后期变质构造事件的叠加,即与印度板块和欧亚大陆板块在雅鲁藏布江主碰撞缝合期(±45Ma)所引起的变质构造事件的叠加有关。

李海兵等(2001a,b)根据阿尔金断裂带中段索尔库里地区糜棱岩锆石 U-Pb SHRIMP 定年,得到 239～244Ma 年龄,并认为其代表了阿尔金走滑断裂的起始年龄或至少在印支期发生了强烈的左行走滑运动。他们认为阿尔金断裂带中段出露的一套花岗质和角闪质糜棱岩及糜棱岩化岩石是左行走滑剪切过程中同构造深熔作用的产物,是韧性转换挤压作用的结果。其中的锆石具有深熔成因的长柱状和残余的变质成因次浑圆柱状两种。单颗粒锆石离子探针(SHRIMP)定年测得两组年龄,其中 461～547Ma 年龄组为次浑圆柱状残余的变质成因锆石的年龄;另一组 239～244Ma 为长柱状深熔型锆石的年龄,定向排列,其晶体长轴方向与拉伸线理方向一致,代表走滑剪切过程中的构造应力方向。同样糜棱岩样品中定向生长的角闪石的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 223～226Ma。

(四)新生代形成说

许多学者认为阿尔金断裂带具有长期的复杂活动历史。但是,阿尔金断裂带大规模的走滑活动可能是新生代以来才开始的,或者说,作为左行走滑断裂的阿尔金断裂及其有关成分主要是新生代形成的构造。

郭召杰等(1998a, b)根据阿尔金盆地群中索尔库里盆地的扩张,认为阿尔金断裂带形成于新生代。索尔库里盆地是阿尔金断裂带中一个新生代断陷盆地,属于典型松弛分叉走滑拉分盆地。索尔库里盆地扩张始于上新世,其扩张方向为 NE-SW 向,形态上呈西断东超的箕状断陷,至今扩张量约为 40km,扩张速率约为 0.8cm/ a。

根据柴达木盆地中、新生代古构造演化的特点,以及阿尔金断裂左旋走滑而引起的"反 S 型"同沉积构造的雏形从始新世晚期才开始出现,也可以认为阿尔金断裂并非"长期发育的深大断裂",而是从始新世晚期才开始出现的新生代构造,其左旋走滑的发生应该是印亚大陆碰撞的结果,是大陆碰撞引起岩石圈物质向东蠕散的边界断裂,左旋走滑一直延续至今(葛肖虹等,1992、1996、1998)。阿尔金山西段韧性剪切带中多组多硅白云母和角闪石线理的 K-Ar 年龄,最老一组为 37～36Ma,次为 22～20Ma,最新的为 8～6Ma,说明了阿尔金断裂的韧性走滑变形开始于始新世晚期(葛肖虹等,1998)。

Meng et al.(2001)通过塔里木盆地和柴达木盆地周边地区地层发育和空间分布的对比,发现自晚志留世至早古新世,这两个盆地具有非常相似的地层和沉积演化历史。这说明塔里木和柴达木本来是一个地块,而在渐新世的时候被阿尔金断裂所错开。因此,阿尔金断裂形成于渐新世。

Yue & Liou(1999)认为阿尔金断裂向东北方向延伸而成为阿尔金-阿克塞-东蒙断裂系,并提出了阿尔金断裂的二阶段演化模式:第一阶段,开始于渐新世(E_3),沿连续延伸的阿尔金-阿克塞-东蒙断裂,400km 的位移将内蒙古造山带从原来相邻的北山造山带分离开来;第二阶段,开始于 13～16Ma,阿克塞-东蒙断裂不再活动,阿尔金断裂上的进一步位移大部分被祁连山和柴达木盆地的地壳缩短所吸收。

Rumelhart 等(1995, 1997)通过肃北南山和塔里木南缘第三系的对比和磁性地层学研究,认为晚渐新世(29～27Ma)是青藏高原北缘隆升的最小年龄,也是阿尔金断裂新生代开始出现强烈走滑的启动年龄。

Cowgill 等通过塔里木北东缘江尕勒萨依侏罗—第三纪剖面的构造和地层层序等研究,认为在渐新世—中新世阿尔金北缘断裂和阿尔金南缘断裂同时出现左行走滑(Cowgill, 1997)。阿尔金断裂系的走滑活动广布在 100km 宽范围内多条断裂之中。

Yin et al.(2002)提出阿尔金断裂演化的二阶段模式,认为老的阿尔金断裂(第一阶段)发育于 50～40Ma 期间,可能启动于 49Ma 左右;新的阿尔金断裂(第二阶段)形成于 30～20Ma 期间。

总之,较多的证据支持了阿尔金断裂中生代和新生代形成的观点。笔者根据青藏高原北缘地区断裂构造的交切关系,特别是阿尔金断裂切穿并平移了索尔库里和南山地区的第三纪逆冲断裂系,倾向于阿尔金断裂是一条新生代断裂构造。所谓的元古宙古阿尔金断裂则根本不是现今的阿尔金断裂,古生代也不可能存在阿尔金断裂,中生代则由于青藏高原北缘的南北向伸展作用而没有左行走滑阿尔金断裂形成的构造背景。因此,阿尔金断裂只能在新生代形成,与印—亚大陆的碰撞汇聚作用和地壳缩短过程有关。

(五)现今地壳运动

阿尔金断裂是一条古地震频繁而强烈的活动断裂带。在距今 1 万年以来地震强度在 8 级或 8 级以上的古地震有 8 次之多,它们分布在民丰以南至肃北的几乎整个阿尔金断裂主干上(国家地震局,1992)。

由断层作用产生的陡崖斜坡地形形态是活动构造的一种良好标志。通过这些广泛分布在活断层上不同时期、不同类型的断层崖形成时代的研究,可以对断层的活动时间、复发周期及位移速率给出定量结果,以弥补由其它测年方法,如^{14}C、热释光法确定年代所需资料的不足。侯康明(1995)用最大坡值-断距($tg\theta s - 2\alpha$)图解分析了阿尔金断裂带和昌马断裂带上分布的离散型断层崖,结果表明,发育在未固

结洪积层的断层崖,其物质扩散系数 K 值为 2.1～3.4m^2/ 10^{3}a;阿尔金断裂带上发育有 4 组距今年龄分别为 0.6ka、2.7ka、4ka 和 6～6.6ka 的古地震断层岩(陡坎);昌马断裂带上有 3 组古地震断层崖(陡坎),其年代分别距今 1.4～1.9ka、2.4ka 和 3.8～4.3ka。

依据热释光和^{14}C 测定洪积扇形成年代,并根据砾石钙膜厚度及由统计计算得到的累积速率估算冲洪积物或土壤的形成年代(邢成起等,1998b),可能是解决第四纪阿尔金断裂活动历史的有效方法之一。

阿尔金断裂带现代构造应力场最大主压应力方向由西部的北北东向往东部转为北东向,倾角均较小,说明阿尔金活动断裂现代构造运动以水平运动为主,作用力源来自印度洋板块持续向北的推移(国家地震局,1992)。阿尔金活动断裂带对中国西部构造应力状态起着调整作用,成为青藏高原的北部屏障(国家地震局,1992)。

利用地震矩张量反演断裂形变带运动学参数的方法,应用于阿尔金断裂带现今运动学特征的研究,结果表明,阿尔金断裂带以沿 S14°E 的压缩运动为主,压缩速率为 1.13mm/ a;同时,断裂带还以 0.17mm/ a 的速率发生左旋剪切运动(王卫东,1999)。

高精度 SPOT 卫星资料地质解释得到阿尔金活动断裂带在阿克塞附近的最近一段时期以来的河流阶地位错,规模相近的河流形成的同级阶地具有相近的水平位错,其中 T3、T4 和 T6 阶地的水平位错分别约为 380m、1300m 和 3000m(王峰等,2001)。

(六)左行走滑总滑移量和滑移速率

1. 总滑移量和滑移速率的估算

沿阿尔金断裂发生的左行走滑总滑移量的估算有以下不同的值。

1)崔军文等(1999)根据东、西昆仑晚古生代—早中生代花岗岩类的对比,认为阿尔金断裂南部的走滑量约为 750km;根据断裂两侧早古生代地层的对比,推测阿尔金断裂北部的走滑量约为 360km 或 400km(三叠纪以来)。另外,他们对阿尔金断裂晚石炭世以来的走滑作用进行了阶段划分:总走滑量为 1050km,滑移速率为 3.3mm/ a;晚石炭世至早二叠世为 60km 和 1.2mm/ a;晚二叠世至始新世为 310km 和 1.5mm/ a;渐新世为 100km 和 6.7mm/ a;中新世为 170km 和 13.1mm/ a;上新世为 300km 和 31.6mm/ a;第四纪为 110km 和 44.0mm/ a。

2)虢顺民等(1998)认为阿尔金断裂发生于渐新世—中新世以来的总位错量为 450～700km;其中,分布于阿尔金断裂带上的位错量达 225～375km,分布于其它断裂带上的位错量达 150～250km。发生于上新世以来的总位错量为 90～130km;其中,分布于阿尔金断裂带上的位错量为 50～80km,分布于其它断裂带上的位错量为 40～50km。发生于第四纪的左旋位错量 20～27km;其中,分布在阿尔金断裂带上的位错量为 7～17km,分布于其它断裂带上的位错量为 10km 左右。根据左旋位错量和时代,获得构造系和不同断裂带的滑动速率,构造系中新世、上新世、第四纪以来的滑动速率分别为 15、11 和 9～12mm/ a。构造系和各断裂带断错速率由中新世到第四纪有由大变小的趋势;空间上由南向北断错速率有由大变小的规律;阿尔金断裂带第四纪左旋位错量由断裂中部向两侧呈衰减之势。

3)通过对比阿尔金断裂两边的西昆仑和东昆仑晚古生代岩浆岩带得到的总滑移量为大约 550km (Pelzer & Tapponnier, 1988)。

4)根据阿尔金主断裂两侧构造单元,特别是高压-超高压俯冲-碰撞杂岩带(?)的对比,获得阿尔金断裂左行平移总滑移量为 400km(许志琴等,1999)。

5)侏罗系沉积相边界的重建得到阿尔金断裂 Bajocian(176～170Ma)之后的左行位移为 400±60km,阿尔金断裂系西段横切剖面上侏罗纪滨岸沿线长英质侵入体的重建得到的左行位移为 360km (Ritts & Biffi,2000)。

6)根据东西昆仑山早古生代和晚三叠世缝合线的对比,以及中生代地层的收缩构造,估计阿尔金断裂南西段和中段的总滑移量为大约 350～400km(Meng et al,2001)。Yue et al.(2001)估计的阿尔金断裂东段和中段总滑移量为 375±25km,新生代平均滑移速率为 12～16mm/ a。

7)Yin et al.(2002)估计的总滑移量为 470±70km(约 49Ma 以来),平均滑移速率为 9±2mm/ a。

Cowgill et al.(2003)给出的总滑移量为 475±70km。Gehrels et al.(2003a,b)根据阿尔金山与南山的对比,得到总滑移量为大约 400km 及 375 或 370km。根据被阿尔金断裂错断的第三纪逆冲断裂系的对比,得到自早渐新世以来沿阿尔金断裂东段的左行走滑约为 280±30km,平均滑移速率为 7～9mm/a(尹安,2001;Chen et al.,2003)。

8)肃北地区阿尔金断裂北支在其近北东端新生代晚期左行走滑的滑移量为 69～90km(Wang,1997)。变形作用在渐新世(E_3)就已开始,但是,左行走滑可能主要发生在中新世中期到现在。阿尔金断裂带肃北段的位移量说明,在新生代晚期青藏高原的东北这一部分只有小规模的地壳东移运动。

9)郭召杰等(1998a,b)认为索尔库里盆地的扩张规模和速率代表了同期阿尔金主干断层的位移规模和位移量,据此估算出阿尔金主干断层上新世以来的总位移量约为 32km,平均走滑位移速率约为 0.8cm/a。

2. 第四纪滑移量和滑移速率的估算

沿新生代阿尔金断裂发生的第四纪左行走滑的滑移速率有以下不同的估算方法和估算值。

1)国家地震局"阿尔金活动断裂带"课题组(1992)得到阿尔金活动断裂带 75km 的水平位移,并认为它是自印度洋板块与欧亚大陆板块碰撞以来,阿尔金活动断裂带最大的滑移量。根据地貌填图和^{14}C定年,沿阿尔金断裂第四纪最小滑移速率为大约 5mm/a(国家地震局,1992)。

2)Pelzer et al.(1989)在假定阿尔金地区大型冲积扇沉积与最后一个冰期的结束有关的基础上推测沿阿尔金断裂带全新世滑移速率为约 20～30mm/a。

3)沿阿尔金断裂发生的第四纪平均水平走滑速率被估计为 13～16.7mm/a(许志琴等,1996)。

四、阿尔金断裂系与青藏高原形成和演化的关系

阿尔金断裂是青藏高原大陆动力学研究的热点(葛肖虹等,2001)。Tapponnier et al.(2001)提出了青藏高原斜向阶段性抬升和生长的模式,并讨论了阿尔金断裂与青藏高原形成演化之间的关系。Burchfiel et al.(1989)和 Tapponnier et al.(1990)提出的假说认为,阿尔金断裂是一条 Transfer Fault,其作用是把沿主干断裂的走滑位移转换为阿尔金断裂南侧地区的地壳缩短。由于 Transfer Fault 把走滑运动转换为缩短作用或伸展作用,因此,沿断裂带分布的滑移量是有变化的。这意味着阿尔金断裂带沿北东方向滑移量逐渐变小而渐变为无,沿南西方向滑移量增大。因此,阿尔金断裂中段和北段上总滑移量的估算是非常重要的,涉及到青藏高原的发育模式。

显然,作为青藏高原的北界,阿尔金断裂系的演化与高原的扩展模式密切相关。目前,对于新生代青藏高原是如何来吸收印亚大陆碰撞后印亚大陆间约 2000km 的汇聚作用,主要有两种端元假设:一是岩石圈是刚性的,变形主要集中在块体的边缘,块体间的变形可以用几何运动关系来表示;其二是,岩石圈呈塑性,变形是广布在块体的内部。为此,提出了两种相应的变形模式:即地壳加厚模式和左旋挤出模式。地壳加厚模式要求阿尔金断裂具有较小的滑移量和滑移速率(100～200km 和几毫米/年),而左旋挤出模式则具有快速的滑移速率和较大的滑移量(几厘米/年和约 1000km)。因而,新生代阿尔金断裂左行走滑的位移量及其走滑速率等是检验青藏高原变形模式的标准之一。

其次,根据左旋挤出模式,在空间上,阿尔金断裂带是作为右旋的喀喇昆仑断裂的共轭断层,使青藏高原大规模向东脱逸,这要求阿尔金断裂带为一条拉链式的断裂,并在脱逸地块的两端伴随出现弯转褶皱和断裂,或出现地块的旋转;或者仅为连接了一系列南北向的缩短构造(祁连山、南山和西藏北部的逆冲构造),即阿尔金断裂为一个壳内转换断层。

如果阿尔金断裂体系是联系西藏高原北部、昆仑山和南山的各种收缩构造的一个壳内转换断层,那么西藏北部、昆仑山与祁连山南山的地壳总缩短应该相等,而且它的滑移历史必然与冲断作用序列有直接关系,阿尔金断裂带的走滑过程及其与相关的冲断系发育历史也记录了青藏高原北缘的扩展历史(图 2-18):

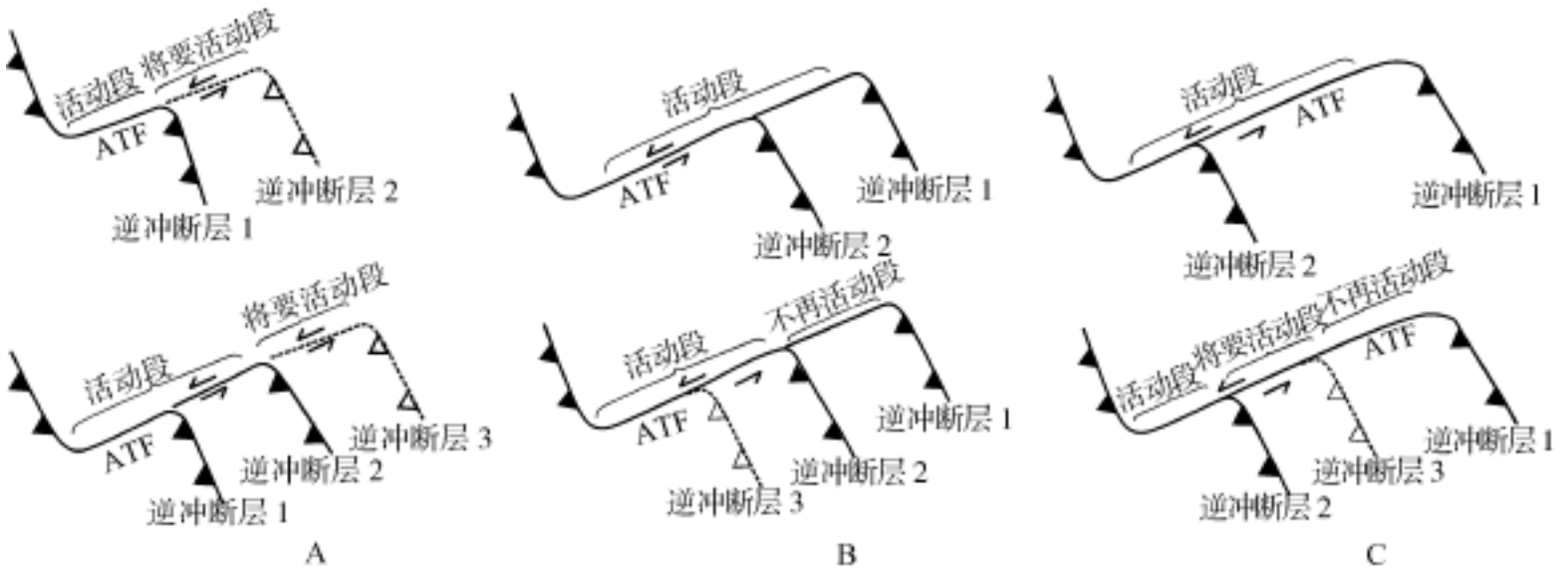


图 2-18　阿尔金断裂带与旁侧逆冲断层形成关系示意图

A. 冲断系向前发展:如果高原上冲断作用从南往北扩展,那么阿尔金断裂自起动始也在逐渐加长,阿尔金体系的起动年龄往北东向减小,但断裂各段在形成后持续活动,青藏高原也在逐渐向北生长。

B. 冲断系向后发展:如果冲断作用自北往南扩展,那么阿尔金断裂自起动后活动长度变小。沿阿尔金断裂的滑移将自东北往西南逐渐终止。

C. 冲断系发育的混杂模式:如果冲断作用序列不是单向的,阿尔金断裂的长度和活动区段也将随时间而变化。

上述模式还有待于进一步野外地质调查的证实。

更进一步,青藏高原西北部晚新第三纪火山作用是否与阿尔金断裂的演化有关?前人认为高原西北部晚新中三纪高钾火山作用与下述因素有关:①岩石圈地幔增厚引起的对流消失;或②塔里木盆地于西藏高原之下的俯冲作用。然而,研究区内火山岩与阿尔金断裂伴生拉张构造的组合说明,火山作用有可能是地壳控制的。新第三纪晚期西藏西北部地区的火山作用,可能起因于:①由于塔里木盆地相对西藏高原的顺时针旋转(这是新生代晚期塔里木地块的可能历史; Avouac et al., 1991),导致沿阿尔全断裂体系西部地区的扭张构造,或②阿尔金断裂体系内拉张盆地的发育(国家地震局,1992)。岩石圈减薄和俯冲模式不要求火山作用产状与构造之间的特别配套,而后二者要求火山作用和伸展构造的时空组合,这当然需要进一步的野外填图和地质年代学工作。

五、阿尔金断裂系与柴达木盆地的关系

孙殿卿等(1958)对柴达木盆地内新生界地层的背斜所显示的雁行排列和反‘S’形构造进行了详细深入的经典研究,认为它们是扭动作用的结果。雁行状构造形迹大都显示顺时针的扭动运动,但也有表示反时针扭动作用的;而反‘S’形构造,则大都表示反时针的旋扭活动。盆地内背斜轴线,多具弯曲现象,一个背斜两端每显示不一致的不对称,并有由破裂面组合成为帚状构造形式,也都表示有旋扭作用存在。上述两种不同方向的旋扭运动,被归结为一个运动连续发展的不同阶段:以盆地为砥柱由西北向东南的顺时针运动为第一序次,局部发育的逆时针运动为第二序次。第二序次构造所占据的地区不大,每个构造型式的规模也不比较小,是第一序次顺时针运动进一步发展的结果。显然,第一序次的顺时针运动是与阿尔金断裂的左行走滑相一致的。

依据柴达木盆地北缘块断带构造线方位的变化、深层构造与浅层构造的不吻合、左行雁列式排列和反‘S’型构造组合以及中生界地层分布由老到新由西向东迁移特征,张守仁等(2000)论证了柴达木盆地北缘块断带的形成受祁连山构造体系和阿尔金山构造体系的双重控制,北缘块断带的现今构造格局是受阿尔金构造体系强烈改造的结果。

不过,最近的古地磁研究结果(Dupont-Nivet et al.,2002,2003)却不支持柴达木地块经过旋转的观点,而是认为柴达木地块和阿尔金断裂均不存在 Ng 时期的直立轴旋转。因此,柴达木北缘和南山-祁连山地区的褶皱-逆冲断裂系在吸收阿尔金断裂的左行走滑位移量方面起着重要的作用。

如果考虑到阿尔金主断裂两侧构造单元,特别是高压-超高压俯冲-碰撞杂岩带(阿尔金山榴辉岩带和柴达木北缘榴辉岩带)的对比,那么,阿尔金断裂约 400km 的左行平移滑移量(许志琴等,1999),正好相当于柴达木盆地在阿尔金断裂一侧的总跨度。这说明阿尔金断裂的走滑运动完全有可能造成像柴达木盆地这样的巨型走滑盆地。这就是说,柴达木地块作为一个地块的地位并不坚强。而塔里木地块与青藏高原之间的边界位置在第三纪的时候就可能已经固定下来(Rumelhart et al., 1999),因此,如果阿尔金断裂上 400km 的左行走滑存在的话,只能由柴达木盆地的张开来加以吸收。

崔军文等(1999)认为,就构造性质而言,柴达木“地块”可视为中、晚石炭世以来形成的移置“地体”或增生“地块”,柴达木盆地是叠置其上的大型拆离-拉分型盆地。

柴达木盆地的形态很好地说明了这一点:盆地沿阿尔金断裂一侧具有最大宽度,向南逐渐收拢而至尖灭。因此,如果阿尔金断裂在新生代之前开始活动并延续至今,那么,新生代柴达木盆地作为某一阶段与阿尔金断裂相伴生的走滑盆地而形成,也是完全有可能的。

六、阿尔金断裂带中段新生代沉积学特征概述

构造控制了区域沉积,沉积物质记录了区域构造演化过程。沉积物质的组成、沉积物源的变化无一不反映了区域构造变形方式的改变。从沉积学角度研究区域构造发育史,特别是构造对区域沉积的控制作用已越来越引起地质学家,特别是石油地质学家的重视(刘和甫等,1996,1999,2000,2001;陈发景等,1996)。

Friedmann 等(1996)通过对美国加州 Mojave Desert 东受滑脱构造控制的沉积盆地的几何学、古水道和沉积中心的空间展布特征,探讨区域伸展与沉积盆地形成演化的相互关系;Ingersoll 和 Devaney 等(1996)通过对美国加州 Mojave Desert 沉积盆地内部不同沉积层的物质组成、结构构造的差异性,区分出伸展前、同伸展和伸展后的沉积,并建立起伸展构造演化和沉积物质充填历史的关系模式;Roberter 和 Douglas 等(1996)研究了美国加州 Mojave 沙漠中部沉积物质的成分、火山活动和沉积物源迁移规律,认为不同沉积单元代表了区域伸展构造演化的不同阶段,从而重建了区域构造演化历史;Dickison 等(1986)建立了沉积物质组成特征(如碎屑沉积中石英、长石和其他碎屑的组成比例等)的沉积构造环境分类表;Graham & Johnson 等(1997)在蒙古研究了受伸展构造控制的盆地内物质的沉积特征,反演了区域伸展构造的发育历史。Durr 等(1996)通过对西藏白垩纪前弧盆地沉积日喀则群的物质组成、沉积岩石的结构构造和沉积物源的迁移变化的研究,探讨了日喀则群形成的大地构造环境和区域构造演化历史。刘和甫等(1999,2000a,b,2001)等系统总结了走滑造山带、伸展山岭、挤压造山带分别与走滑盆地、裂陷盆地、前陆盆地之间的耦合关系。

然而,就目前为止,对受走滑断裂控制盆地的沉积过程研究相对较为薄弱。前人对与走滑有关的盆地研究主要集中在 San Andreas 断层(Mann et al.,1983)。

沿大型走滑断裂带附近可形成各种类型的盆地,Mann 等人(1983)将这些盆地通称为走滑盆地。Harding 等(1985)总结了走滑盆地的 4 种基本形式:①松弛弯曲型(releasing bend)、②松弛分叉或交汇型(Releasing splay or junction)、③松弛叠覆型(releasing overstep)和④雁行断裂型(En echelon external faults)。Nilsen 等人(1999)根据边界断裂的性质和盆地的运动学特征,将走滑盆地分为 6 种基本类型:①断裂弯曲型(fault-bend basins)、②叠覆型(stepover basins)、③转换旋转型(transrotational basins)、④扭压型(transpressional basins)、⑤多成因型(polygenetic basins)和⑥复杂历史型(polyhistory basins)。刘和甫等(2001)根据走滑断层的弯曲度、离散度和聚合度,将走滑盆地划分为 3 类:①走滑伸展盆地(transtensional basin),包括拉分盆地和走滑裂陷盆地;又可分为三种情况,即断层弯曲盆地(fault-bend basin),类似于 Harding 分类的第一种类型;断层雁列或侧列叠置产生的拉分盆地(pull-apart basin);和断层分支产生的分支楔形裂陷盆地。②走滑挤压盆地(transpressional basin),包括走滑挠曲盆地或走滑

前陆盆地。③走滑旋转盆地(transrotational basin)。刘和甫的走滑盆地分类的实质是根据盆地的力学性质,即根据盆地产生时盆地所受的主应力作用性质来划分。

沿阿尔金断裂带,同样发育了多种类型的盆地,郭召杰等(1998a, b)曾分析了阿尔金断裂带附近的吐拉盆地、索尔库里盆地和敦煌盆地,认为索尔库里盆地是新生代与阿尔金断裂运动相关的新生盆地,而吐拉盆地和敦煌盆地则是受阿尔金断裂走滑作用改造的中生代张性断陷盆地。

在阿尔金断裂带中段,从茫崖至拉配泉,发育了多个新生代沉积体、沉积盆地,如索尔库里盆地、索尔库里北 - 拉配泉盆地,索尔库里走廊盆地和索尔库里南、戈壁岭、野马滩、依吞布拉克和库木塔什第三纪沉积体,本研究为了叙述上的方便,将这些沉积体都依据出露的地理位置,命名为对应的沉积盆地(图 2-19)。其中,有的为典型的走滑盆地,如索尔库里北盆地、索尔库里走廊盆地和依屯布拉克及其库木塔什盆地,也有的并非走滑盆地,是地貌、地形上的凹地,或古河道,如索尔库里盆地、索尔库里南盆地。但是这些盆地的形成演化与阿尔金断裂的走滑密切相关,阿尔金断裂带的活动不仅控制这些盆地内沉积充填过程,又控制了这些盆地的变形历史。但由于这些沉积盆地由于地理位置较为偏远,交通条件差,因而研究程度很低。仅索尔库里盆地(因为可能与石油有关,郭召杰等,1998)、索尔库里走廊盆地(李海兵等,2001)等曾作过相关的研究。

本节根据笔者多年的野外地质填图结果,结合室内的综合整理分析,通过沉积盆地充填历史的复原、沉积序列的建立及其盆地沉积 - 构造变形历史的恢复,来重建阿尔金断裂带新生代的走滑过程,并根据古构造、晚第三纪沉积体的展布特征,估算阿尔金断裂带晚新生代的走滑位移量。

七、索尔库里北盆地

索尔库里北第三纪盆地长约 150km,宽 8～10km,长宽比大为 15～18(图 2-20),呈北东东走向,呈长条状夹持于东西向的金雁山南坡和北东东走向的索尔库里北山、拉配泉南的小山之间;其南西部分淹没于现今的索尔库里盆地之下,延伸状况不详;其北东东方向,经拉配泉南(第三系石膏矿点)一直延伸到库什哈一带,与现今的索尔库里走廊盆地交汇。总体上呈长条状往北东东方向合并的楔状盆地。

该盆地由于交通极为不便(只有两条十分艰苦的冲沟可以通车,可以穿过盆地),自然条件艰苦(无水),因而仅分段开展了 1∶20 万区调地质填图工作(新疆区调队,1981 和青海区调队,1985),盆地的成因、演化历史及其与阿尔金断裂的关系一直未作系统的研究。笔者 1997～2001 年期间多次穿过盆地,并于 2001 年在喀腊达坂附近开展了详细的野外地质填图,系统采集了各种地质样品,开展了沉积相、沉积环境的研究,恢复了盆地的构造变形历史,建立了盆地的多阶段沉积构造演化模式,并探讨了该盆地的形成演化与阿尔金断裂带的关系。

(一)地层

盆地主体由第三系组成。盆地内发育的第三系与柴达木盆地内部的第三系基本相似,由古新统—始新统路乐河组、渐新统下干草沟组、中新统上干草沟组、中新统下油砂山组和第四纪七个泉组组成(图 2-21)(新疆区调队,1985),地层总体颜色以红色调为主。

古新统至始新统路乐河组在盆地内分布范围很小,主要为近岸浅湖相沉积,岩性主要为泥岩、粉砂岩夹泥灰岩,呈砖红色、暗砖红色、咖啡色。在泥岩及灰岩中发育大量的结核。其下被断层切割,未见底,其上与渐新统下干草沟组整合接触,厚度约为 70m。产丰富的介形类、轮藻类及腹足类、瓣鳃类、脊椎动物和植物化石,完全可与柴达木盆地中的路乐河组对比。

渐新统下干草沟组在盆地内分布范围最广,是盆地的主要组成部分,厚度大,岩性变化也大,以砖红色、紫红色、土红色砾岩、砂砾岩为主体,厚层-块状产出,夹灰、灰绿色、黄绿色、浅灰色砂岩、泥岩,普遍含有石膏层。本组含化石丰富,以介形类、瓣鳃类为主,但岩性、厚度变化大(312～900m)(图 2-22),在盆地周缘主要表现为冲积扇或洪积扇沉积,并在局部地区仍保留了原始的冲积扇的地貌形态(图 2-23)。在盆地中央,岩石粒度变细,岩性变化为砖红色泥质粉砂岩、粉砂岩、泥岩,表现为局部干旱湖相沉积特征。与路乐河组呈整合接触。

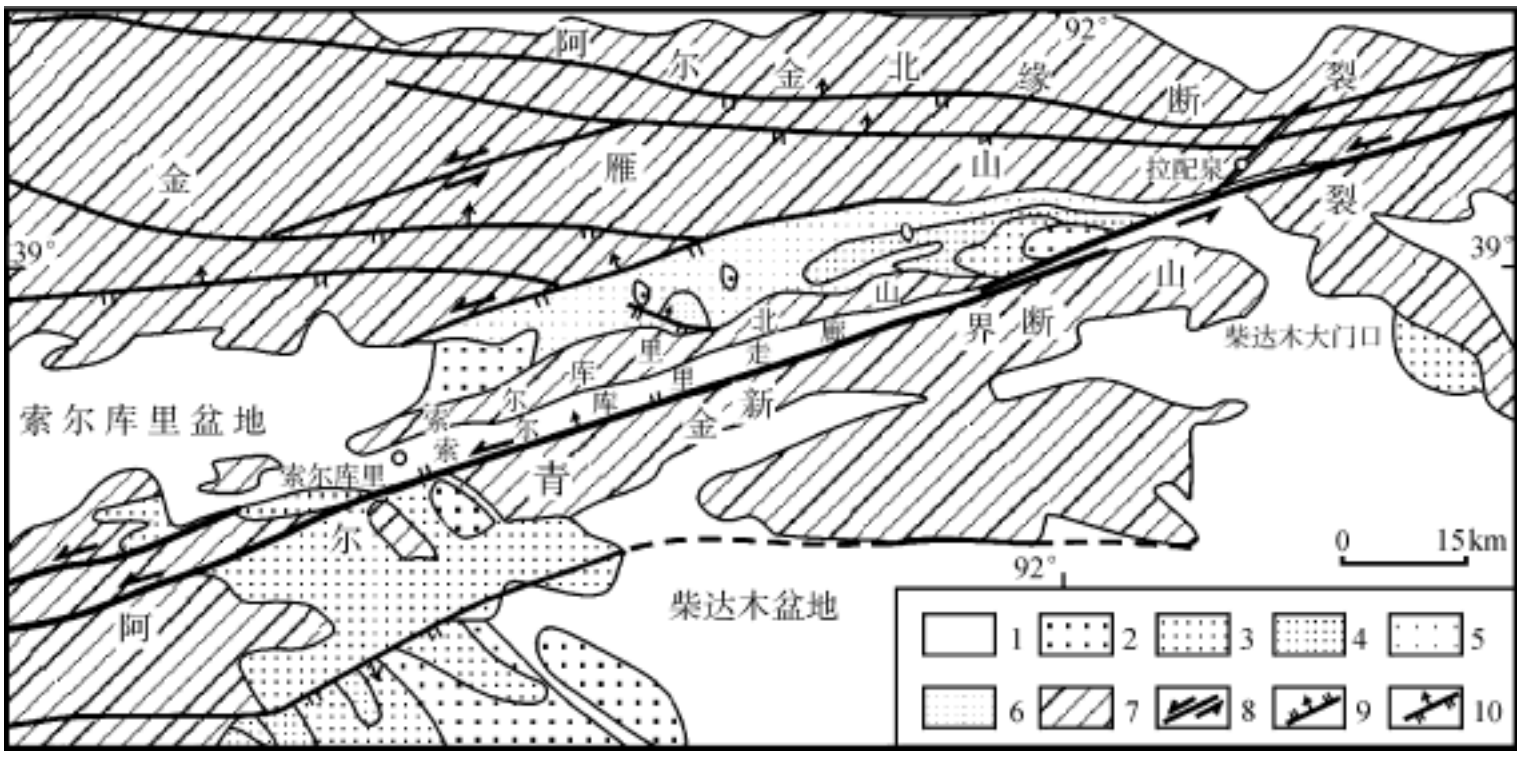


图 2-20　索尔库里北盆地区域地质简图

1—第四系;2—下、中更新统;3—中新世下油砂山组;4—中新统上干草沟组;5—渐新世下干草沟组;6—古新统—始新统古乐河组;7—古生界与元古宇;8—走滑断层;9—正断层;10—逆冲断层

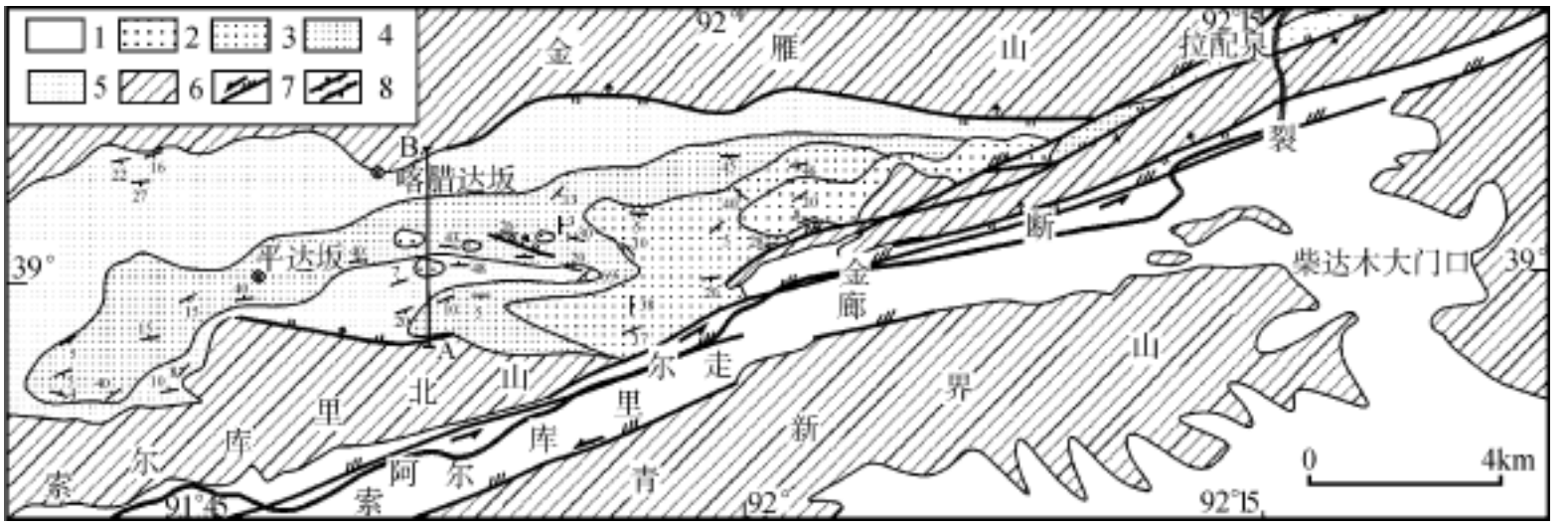


图 2-21　索尔库里北盆地喀腊达坂一带地质构造简图

1—第四系;2—下、中更新统;3—中新统下油砂山组;4—中新统上干草沟组;5—渐新统下干草沟组;6—古生界与元古宇;7—走滑断层;8—正断层与逆断层

中新统上干草沟组出露的范围相对缩小,岩性以灰色、黄灰色、棕色泥岩、粉砂岩为主,夹有含碳质泥岩,所含动、植物化石丰富,以腹足类占优势,为相对潮湿气候下湖相沉积物。该组地层与下干草沟组呈整合接触,共同组成索尔库里北盆地复向斜构造。该地层岩性变化大,在盆地内部相变剧烈,北翼以土黄色、黄绿色、灰绿色泥岩、粉砂质泥岩为主,夹棕红色泥岩、灰色砾岩及灰黑色碳质粉砂质泥岩,南翼相变为土黄色砾岩、夹砖红色、棕红色、黄棕色泥岩、粉砂岩、砂岩,厚度 285～420m。与下干草沟组在局部地段之间呈微小的角度不整合接触(图 2-24),总体上为整合接触。

中新世下油沙山组分布范围小,岩性单一,为一套粗碎屑沉积,厚度为 450m,主要为土黄色砾岩层,局部夹有棕红色、黄棕色泥岩、粉砂岩及砂岩薄层或透镜体,表现为冲、洪积扇沉积。夹层中产腹足类化石。与下伏地层总体上为整合接触,局部为角度不整合关系。

在野外地质填图中,根据岩石成分、结构构造,结合区域地层对比和 1∶20 万区调资料,笔者识别出一套早第四纪沉积(应与柴达木盆地七个泉组相对应),该沉积层主要为洪积堆积,以浅灰色砾岩、砂砾岩为主,夹有灰色、土黄色泥质细砂岩、粉砂岩透镜体,厚度不大,一般小于 50m,出露的范围有限,仅见于远离现代河床、相对海拔较高的地区,往往分布于孤立小山丘的顶部。该砾岩中砾石成分主要为灰岩,与周围老地层的岩性基本一致,磨圆、分选极差,但由于胶结物中普遍含有钙质,胶结相对较为牢固,

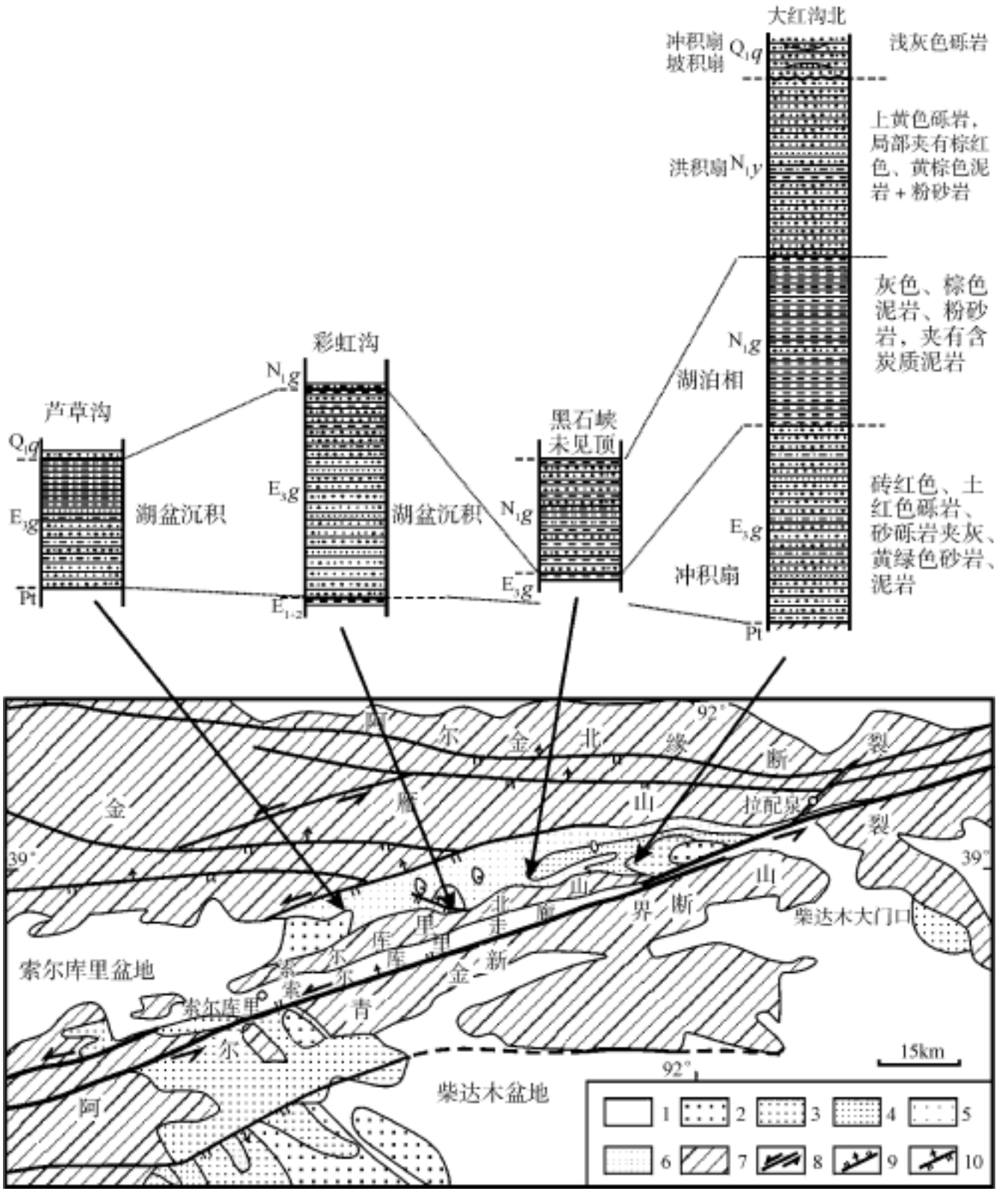


图 2-22　索尔库里北盆地地层柱状图

1—第四系；2—下、中更新统；3—中新统下油砂山组；4—中新统上干草沟组；5—渐新统下干草沟组；6—古新统—始新统古乐河组；7—古生界与元古宇；8—走滑断层；9—正断层；10—逆断层

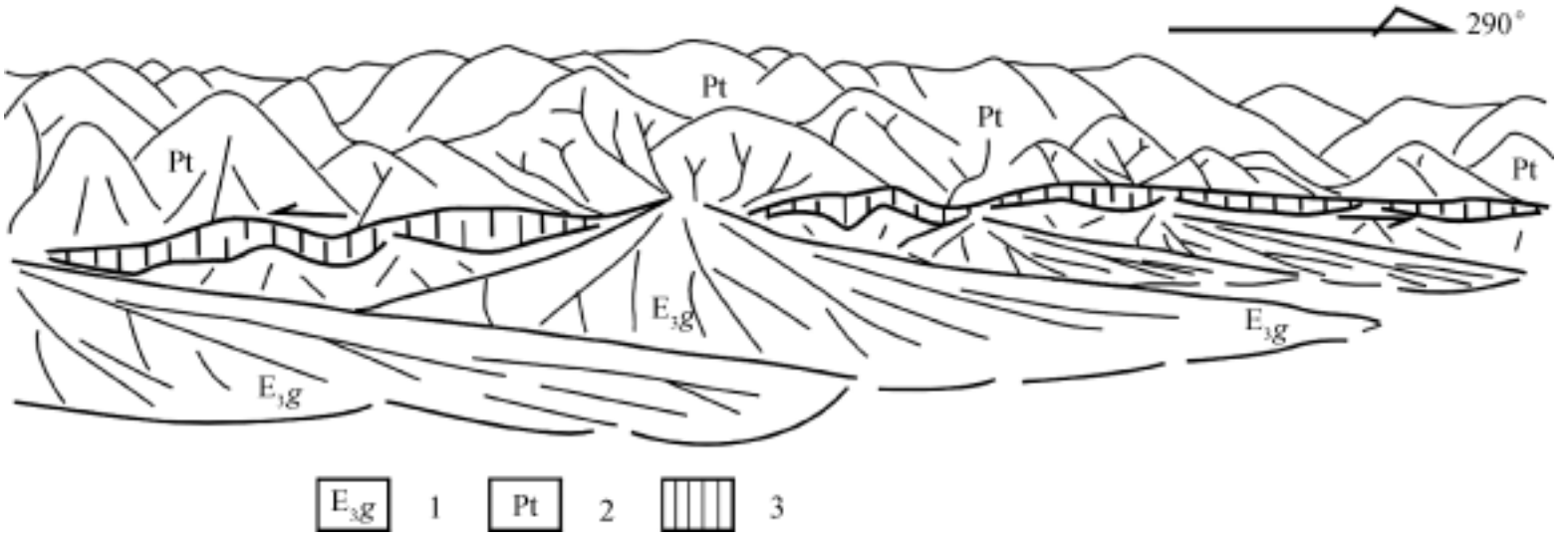


图 2-23　索尔库里北盆地大红沟南东缘渐新世古冲积扇素描图(据照片素描)

1—渐新统；2—元古宇；3—断层面

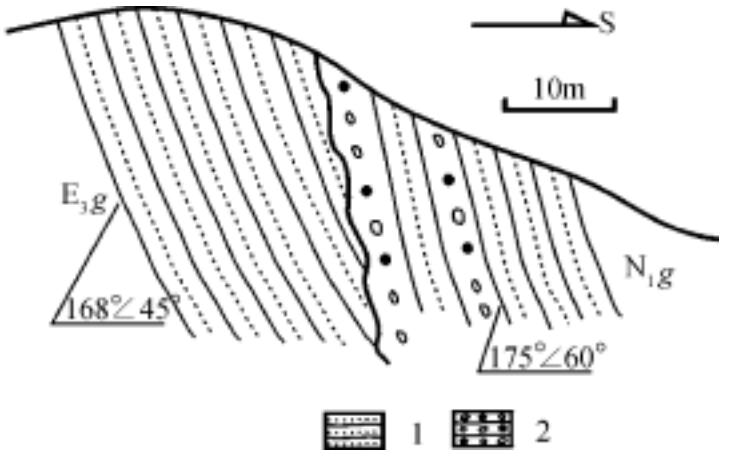


图 2-24　索尔库里北盆地内渐新世下干草沟组与中新世上干草沟组地层的之间微角度不整合接触关系图

1—泥岩；2—砾岩

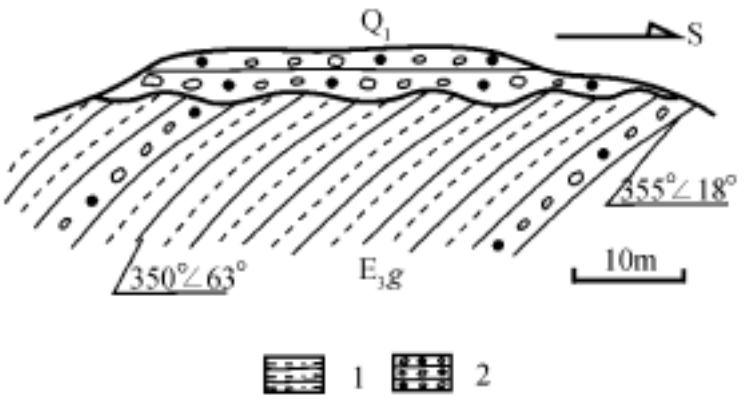


图 2-25　索尔库里北盆地早第四纪砾岩与第三系不整合接触关系素描图

1—泥岩；2—砾岩

抗风化能力强,而下伏的第三系一般都为极易风化的地层,因而往往在两者之间形成明显的陡坎,或形成凸岩凹洞。这套砾岩层产状十分平缓,普遍不整合覆盖于褶皱了的第三系之上(图 2-25)。

(二)构造

盆地内的第三纪地层总体上呈北东东走向,倾角较缓,一般小于 30°。靠近盆地边缘倾角局部变陡,盆地北西缘地层倾向南东,南东缘倾向北西,总体上构成一个宽缓的复式向斜,向斜轴呈北东东走向。部分地区发育宽缓的箱式褶皱(图 2-26)。根据拉配泉地区第三系内石膏的 ESR 年龄(陈正乐等,2002a)及其褶皱被第四纪早期七个泉组砾岩不整合覆盖推测,褶皱的形成时代应在第三纪晚期。

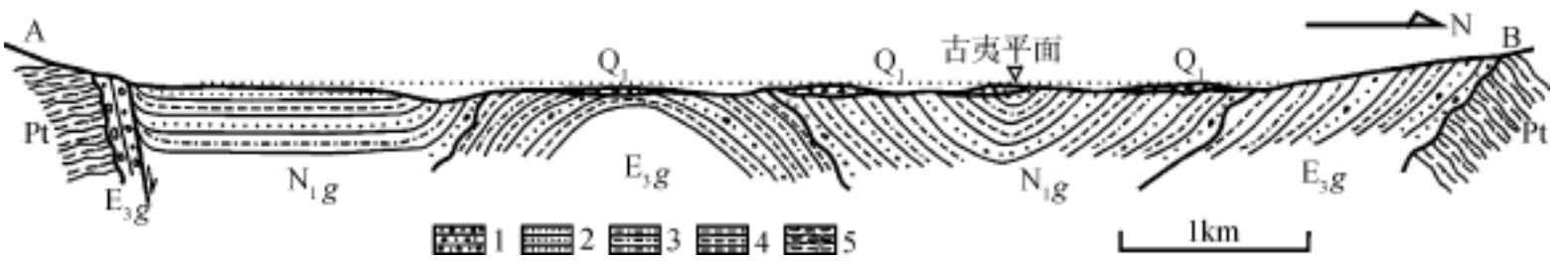


图 2-26　索尔库里北盆地喀腊达坂地区横剖面图

1—砾岩；2—砂岩；3—粉砂岩；4—泥岩；5—元古宙变质岩

在盆地北西边缘,第三系多不整合覆盖于蓟县系之上,但由于后期沿不整合面发生错动,现今为断层接触,元古宙地层被推覆叠置于渐新世砂岩之上(图 2-20)。在盆地南东侧,大部分地段,第三系也不整合覆盖于元古宇之上(图 2-27),仅在西南端,发现元古宇推覆于第三纪的红色砂岩之上。

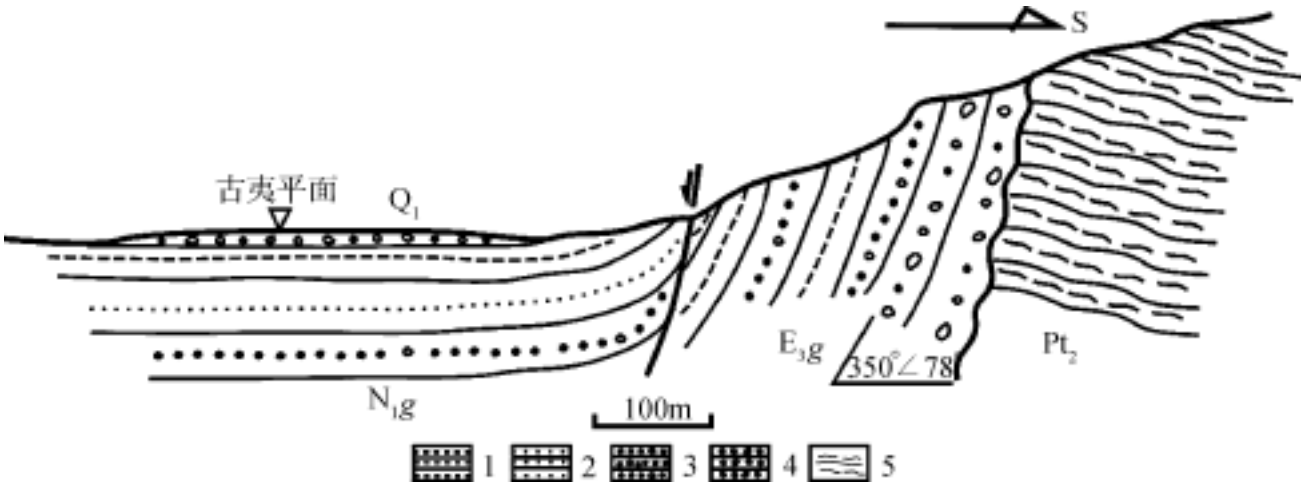


图 2-27　索尔库里北盆地喀腊达坂地区南东缘第三系与元古宇之间的不整合接触关系剖面图

1—泥岩；2—粉砂岩；3—砂岩；4—砾岩；5—元古宙变质岩

在拉配泉南,盆地南界为逆冲断层,拉配泉组 c 段的碎屑岩推覆到渐新统红色含石膏的砂岩之上(图 2-28),其北界为不整合接触,第三系不整合覆盖在拉配泉组 b 段火山 - 沉积碎屑岩之上。

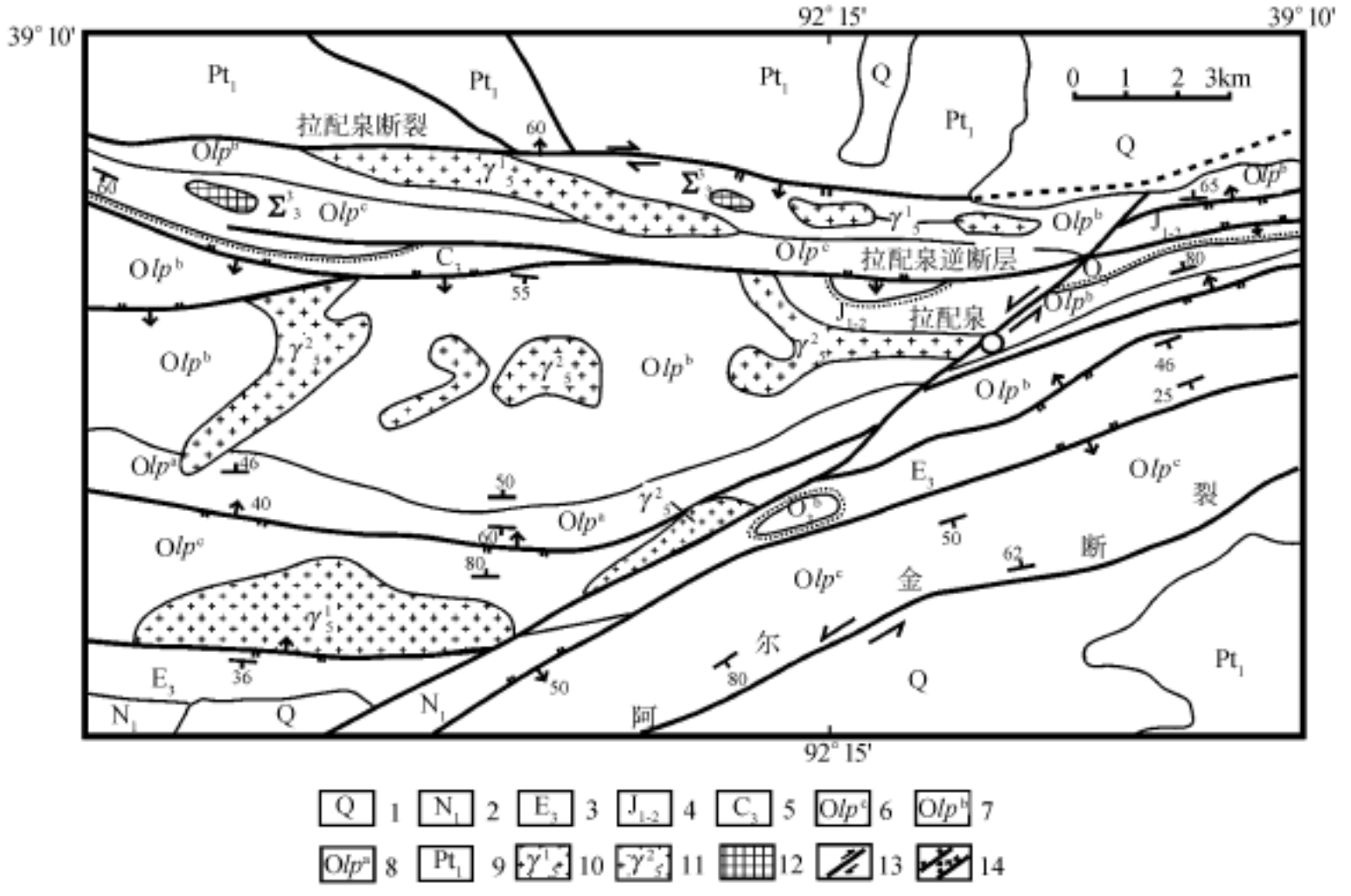


图 2-28　阿尔金山拉配泉地区地质构造简图

1—第四系;2—中新统;3—渐新统;4—下、中侏罗统;5—上石炭统;6—拉配泉群 C 组;7—拉配泉群 b 段;8—拉配泉群 a 段;9—古元古界;10—印支期花岗岩;11—燕山期花岗岩;12—超基性岩;13—走滑断层;14—正、逆冲断层

笔者还在盆地内部发现一些同沉积正断层(图 2-29),表明了盆地沉积时处于一个拉张的环境。

在盆地新区沟与喀腊达坂之间(地理位置:N39°01.434′,E91°50.840′),笔者发现了一条北西西走向的正断层,断层面产状为 290°∠60°～70°,断层上、下盘都为上干草沟组土黄色泥岩(图 2-30),断层往两侧延伸不远,总长可能不超过 2km,根据地貌关系推测,该断层往东南方向延伸可能被第四纪早期的砾岩覆盖。

图 2-31 显示了在盆地北东地段南东缘,第三系以高角度不整合覆盖于元古宇之上,同时也发现了古断层三角面(见图 2-23),识别出了下干草沟组的古洪积扇群(由于后期没有大规模的走滑和强烈的风化剥蚀而得以保存)。

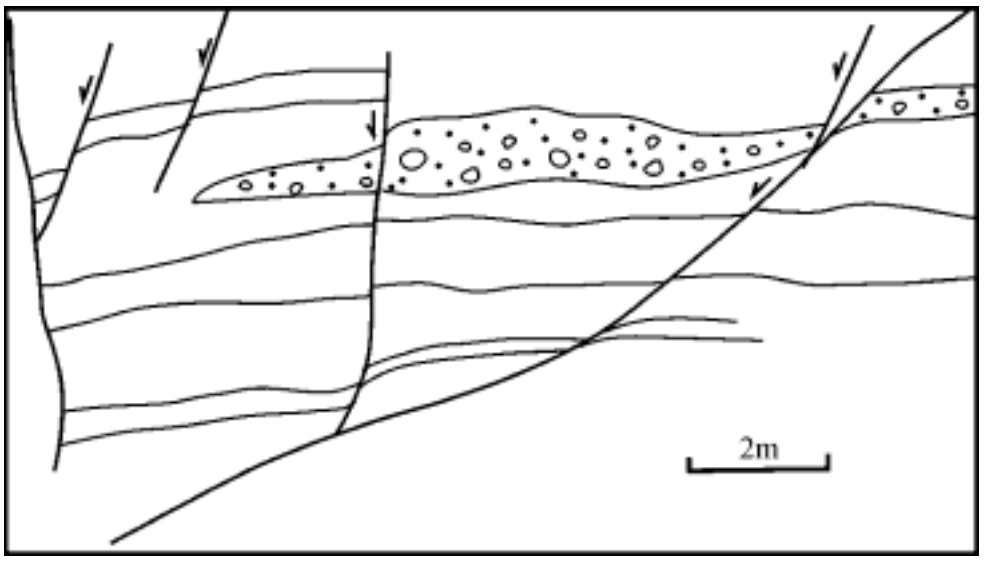


图 2-29　索尔库里北盆地油砂山组内发育的同沉积正断层

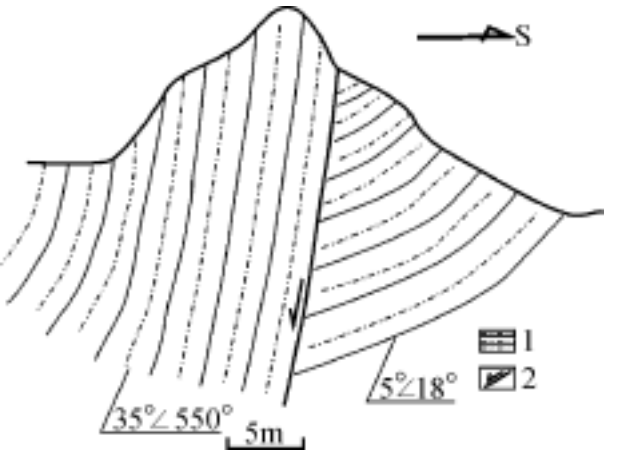


图 2-30　索尔库里北盆地油砂山组内发育的正断层

1—泥岩;2—正断层

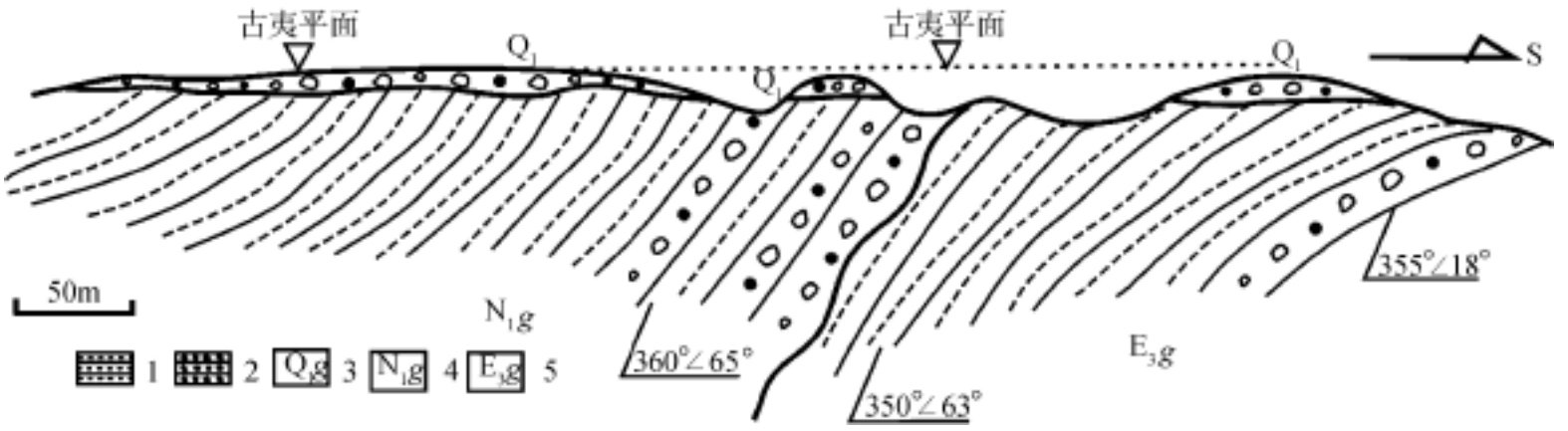


图 2-31　索尔库里北盆地第四纪早期的古夷平面

1—砂岩；2—砾岩；3—第四系；4—中新统；5—渐新统

在上述第四纪早期砾岩层的顶部，笔者发现一个保存十分完好的古夷平面，夷平面之下就是上述的早第四纪砾岩层(图 2-26 和图 2-32)。在盆地的北东段，由于现今河流的剥蚀作用，仅在少数几个孤立的山包顶部保存了早第四纪的砾岩层。往南西，古夷平面保存良好。根据区域资料推测，该夷平面的形成时代可能与索尔库里南盆地早第四纪七个泉顶部的夷平面的形成时代相当。

(三)沉积序列的划分和盆地构造演化

根据盆地内第三纪地层的岩性、岩相和岩相时空变化规律，笔者将该盆地第三纪沉积分为两个序列：①下部为渐新世下干柴沟组 - 中新世上干柴沟组、油砂山组序列，为一个完整的沉积旋回，沉积相从底部的冲积扇、洪积扇向上逐渐变化为断陷湖盆相，再变化为冲积扇、洪积扇相，物质的粒度由粗变细，再变粗，体现了一个断陷湖盆的发生、发展和消亡的演化过程。②早第四纪七个泉组砾岩为相对稳定的构造条件下的冲积扇、洪积扇沉积。

根据上述沉积序列和盆地构造变形的分析，该盆地的沉积构造演化相应地也可以划分为三期：早期为渐新世早期至中新世中期，为盆地的形成、沉积物质的充填直至盆地消亡演化过程；中期为盆地的构造变形过程，发生在中新世晚期的构造运动，使盆地结束了接受沉积的状态而发生褶皱变形，直至第四纪早期盆地接受七个泉组沉积；最晚期的变形发生于晚更新世七个泉组沉积之后，可能表现为盆地整体的抬升，直至今日盆地处于剥蚀状态。

(四)与阿尔金断裂带的关系讨论

根据盆地内渐新统下干柴沟组、中新统上干柴沟组和下油砂山组的分布状态和厚度的空间分布规律，笔者大致圈出了不同时代盆地的中心或沉积中心，发现盆地中心有往北东东方向逐渐迁移的趋势。

这种沿走向盆地沉积中心沿走滑断层对盘运动方向相同的方向迁移的趋势，可以用卸车沉积作用模式来解释(刘和甫等，1999)，类似于北天山与准噶尔盆地南缘之间出现的走滑造山带与走滑前陆盆地沉积中心迁移之间的耦合现象(图 2-32)：当晚石炭世准噶尔小洋盆闭合及古天山形成后，在准噶尔南缘形成前陆盆地，三叠纪时迁移到现在的呼图壁一带，侏罗纪沉积中心迁移到呼图壁至玛纳斯附近，但至白垩纪变为向北迁移，第三纪时又向西迁移至安集海一带，第四纪沉积中心则位于艾比湖一带，总体上表现为沉积中心从三叠纪至第四纪主要沿天山走向向西迁移。刘和甫等(1999)认为这种模式存在两种可能：①盆地位置固定，天山蚀源区由东向西迁移；②天山蚀源区固定，盆地基底由西向东迁移，这两种情况都反映出艾比湖 - 依连哈比尕走滑带的右旋性质。对于本盆地，这种沉积中心的迁移相应地反映了阿尔金断裂左旋走滑的性质。

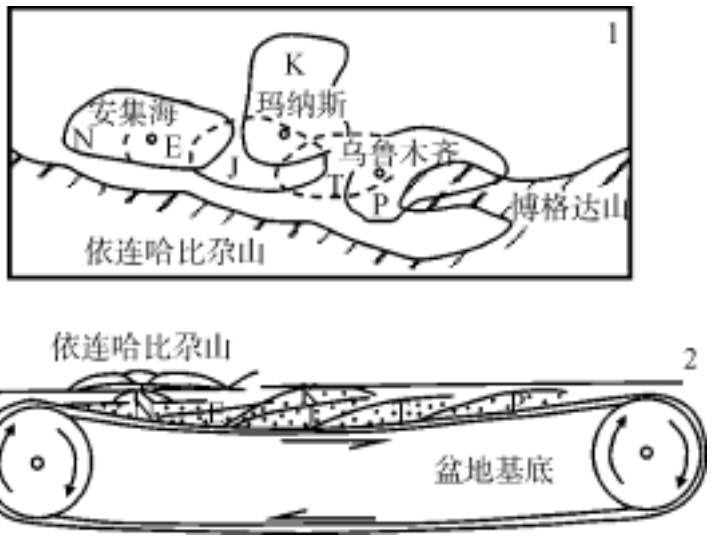


图 2-32　准噶尔盆地乌鲁木齐前陆坳陷中的走滑构造

(据刘和甫等，1996)

1—沉积中心迁移；2—卸车沉积作用

前已叙及,该盆地由于研究程度很低,盆地的成因至今未明。同时由于后期构造变形的改造,盆地的原型被大大地改造,控盆断裂位置不明。根据盆地的形态(长条形)、沉积物质的分布特征,笔者认为该盆地是一个受走滑断裂控制的拉张型楔状盆地,与现今的索尔库里走廊盆地属同一成因类型。推测在盆地形成时,有一条大型的走滑断裂带位于盆地内部,或靠近盆地的南西边缘。该断裂带通过盆地往北东东延伸,在拉配泉南,断裂带位于现今所见的拉配泉南第三系与拉配泉群之间,现今表现为逆冲断层,继续往北东方向延伸,在库什哈与现今的阿尔金主断裂带相连;往南西方向,在盆地的西南边缘,该断裂被早第四纪七个泉组不整合覆盖,继续往南西延伸,有两种可能:①与戈壁岭北西边缘和平顶山的北西边缘现今已经不再活动了的正断层连接(笔者 1999 年与 Ramon Arrowsmith 等野外考察,发现航片解译的戈壁岭北西边缘正断层,现代已经不再活动);②断层转弯与现今位于野马滩一带的活动的阿尔金主断裂带相连(图 2-19)。

另外,来自地层方面的证据也同样支持了渐新世—中新世时有一条大型的走滑断裂带发育于索尔库里北盆地内部的观点。

出露于索尔库里北山的地层,新疆地质局在 1∶20 万索尔库里幅(J-46-Ⅷ)区调报告中将其划归为中元古界(蓟县系)马特克布拉克组、斯米尔布拉克组、卓阿布拉克组和木孜萨依组,可与出露于盆地北西侧金雁山的同时代地层相对比。但根据笔者野外的路线地质观测,两者的岩性组合、岩石结构构造和变形、变质程度都不相同;与此类似的是,在 1∶20 万俄博梁幅(J-46-Ⅸ)中,青海区调队将拉配泉南笔者所推测的古阿尔金断裂带以南出露的地层划归为上奥陶统拉配泉组 c 段,而将断层之北出露的地层划归为拉配泉组 a 段和 b 段(图 2-28),两者的岩性组合、变质变形程度差别较大。因而,索尔库里北盆地是横跨两个大比例尺范围内不同的构造单元上发育的,两者之间必定存在区域性的断裂构造。

这条大型的走滑断裂带,很可能就是渐新世时期的阿尔金主断裂带。如果这种推测正确的话,即在渐新世—中新世早期,阿尔金主断裂带位于索尔库里北盆地内,而现今所见的位于索尔库里走廊南西缘的阿尔金主断裂是上新世以来(李海兵等,2001)所形成的,即阿尔金主断裂带的位置在中新世晚期至上新世早期之间发生了改变。

Yin & Harrison(2000)、Yin et al(2002)及尹安(2001)提出的新生代喜马拉雅 - 青藏高原造山带的变形复原、新生代主要构造演化模式中阿尔金主断裂带的空间位置也是有随时间的变化而迁移的现象。他们认为,40Ma 时阿尔金主断裂相当于现在的阿尔金山脉北西缘的阿尔金北缘断裂,30～20Ma 期间,大尺度、小比例尺范围内的现今阿尔金主断裂可能开始活动,现今位置上阿尔金主断裂带的左旋走滑开始于 20Ma 之后。

根据盆地内部沉积物质的时代及其变形了的第三系被第四纪早期砾岩不整合覆盖的事实推断(图 2-25、2-26),索尔库里北盆地的消亡发生于中新世(相当于下油砂山组)之后,早更新世(相当于早更新世七个泉组)之前,同时在此期间发生褶皱。这表明阿尔金构造带在此期间发生了一起重要的构造运动。

根据笔者及其国家地震局万景林博士的阿尔金山磷灰石裂变径迹测年结果,推测阿尔金断裂带在 8Ma 左右可能发生了一起重要的构造运动。由此,笔者认为,阿尔金主断裂带空间位置上的迁移、索尔库里北盆地的消亡和褶皱变形等构造事件的发生在时间上具有统一性,都为一期发生在 8Ma 左右阿尔金地区重要构造运动的体现。

在阿尔金断裂带中段,断裂带两侧与走滑有关的最老地层的时代为渐新世。如果走滑盆地最老地层的时代可以代表走滑启动的时代,则可以推测阿尔金断裂走滑的起始时代应为渐新世早期。这种推测与笔者等根据磷灰石裂变径迹推测的阿尔金山脉隆升的起始年代相当(见第三章)。

第四纪早期的古夷平面除了在索尔库里北盆地有发育外,在索尔库里南晚第三纪盆地内,笔者也发现了早第四纪(相当于七个泉组顶部)的古夷平面。因而可以认为,第四纪早期的古夷平面具有区域的普遍性。

同时,根据 1∶20 万地形图和笔者的野外观察,在阿尔金断裂带中段,阿尔金主断裂带旁侧山脉的山顶,可能也有多个夷平面发育。有多处山顶被命名为平顶山(顾名思义,山顶为一平面,海拔大约

4800m～5000m),如阿卡腾龙山内野马滩北侧的平顶山、库勒萨依南西西方向阿尔金断裂带北西西侧的山顶、阿羌南阿尔金主断裂带的南西西侧山顶(现今山脉最高顶都大约 5000m)。当然,这些古夷平面的分布范围、高程和形成时代还有待于进一步研究。

根据目前资料,笔者认为这些古夷平面的形成时代与阿尔金断裂带 8Ma 左右的快速走滑变形密切相关。8Ma 左右阿尔金主断裂带的快速走滑,致使断裂附近山体掀斜抬升,终止了这些古夷平面的继续演化发展,导致了古夷平面的抬升和剥蚀,因而,8Ma 应是这些夷平面最终形成的时代。

索尔库里北盆地和索尔库里南盆地第四系顶部古夷平面形成的时代应在中、晚更新世。笔者推测,阿尔金断裂带在第四纪早期(七个泉组沉积期间及其稍后期)构造运动可能相对较为稳定,而后(中更新世末期)出现大规模的抬升变形。

八、索尔库里南盆地

索尔库里南盆地位于阿尔金断裂带中段南东侧(图 2-19),主要由两套地层组成,新疆区调队将其划归为上新世狮子沟组和早、中更新世七个泉组(图 2-33)(新疆区调队,1982)。

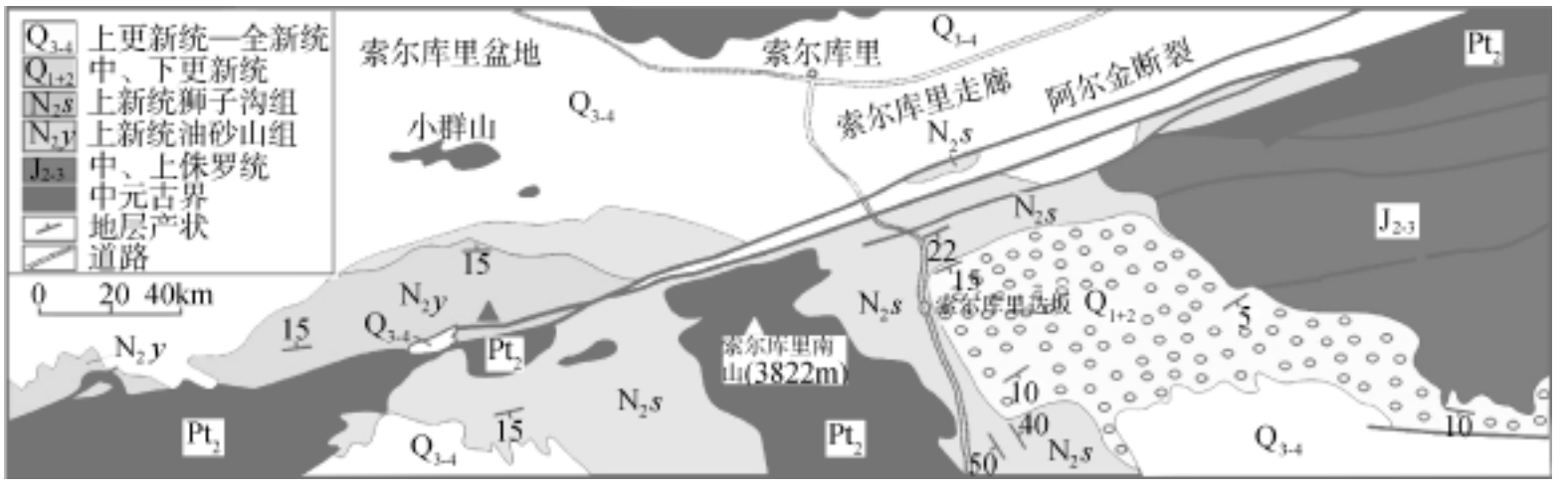


图 2-33　索尔库里南盆地地质构造简图

根据狮子沟组沉积物质组成变化特征,又可划分为三段:狮子沟组一段,以厚层灰白色-土黄色砾岩为主,夹砂岩、含砾岩砂岩等,厚度大于 800m(未见底),二段,以灰白-土黄色砂岩、含砾砂岩为主,夹有含砾泥岩、砾岩,厚度大约为 200m;三段,以灰白色-灰绿色、黄色泥岩为主(厚约 80m)。早更新世七个泉组为一套灰色砾岩,局部夹有砂岩透镜体,砾岩含量达 85%～90%,厚度约为 80m。

狮子沟组一段底部砾岩中砾石以棱角-次棱角状,分选很差,最大粒径可达 15cm,砾石中片麻岩 + 灰岩 + 片岩含量一般大于 70%,其中红色灰岩与灰色灰岩一般大于 35%,石英岩一般小于 30%,往上,砾岩的含量逐渐变少(95%变为 75%～70%),砂岩含量增加,呈透镜体状产出,砾石磨圆度变好,由棱角-次棱角状逐渐变为次棱角状-次圆状,分选变好,粒径最大仅达 8cm,片麻岩 + 灰岩 + 片岩含量减少,从大于 70%逐渐变为 50%～45%,而石英岩含量增加至 50%～55%;二段,砾岩含量在 40%～60%之间,砾石呈次棱角状-次圆状,分选性一般,粒度最大可达 6～8cm,砾石中片麻岩 + 片岩 + 灰岩的含量一般小于 40%,石英含量大于 45%,砂岩往往成层出现;三段,砾岩含量一般小于 30%,往往成夹层出现,砾石以次圆状为主,分选性一般,石英含量明显增多,可达 50%以上(图 2-34)。

上述现象显示了狮子沟组沉积相、沉积环境的变化:底部沉积物质未经长距离搬运,可能代表河流上游或坡积物源区的沉积,如季节性河流的冲积扇或坡积扇沉积;随着河流的向源侵蚀,河流逐渐向上发展,沉积物质搬运距离加长,粒度变粗,砾岩含量减少,相对于河流来说,盆地所处位置向下游发展,因而盆地沉积环境也逐渐趋于相对稳定,以河流相沉积为主,如辫状河流、河心滩和河漫滩沉积等。

七个泉组砾岩含量虽然较高,但所含砾石磨圆度一般较好,以次圆状为主,夹有次棱角状或圆状,分选性较差,成分复杂,片麻岩 + 片岩 + 灰岩含量一般高达 70%～75%,而石英含量小于 25%,表明沉积物源虽可能有一定距离的搬运,但由于具备充足的物质来源,整个盆地整体上处于快速沉积环境,具有

较大的沉积速率。在七个泉组顶部,地形上保留了一个很好的夷平面。

区调资料和笔者的野外观察显示,在七个泉组与狮子沟组之间有一个沉积间断,两者之间存在一个微小的角度侵蚀不整合接触面(图 2-35)。

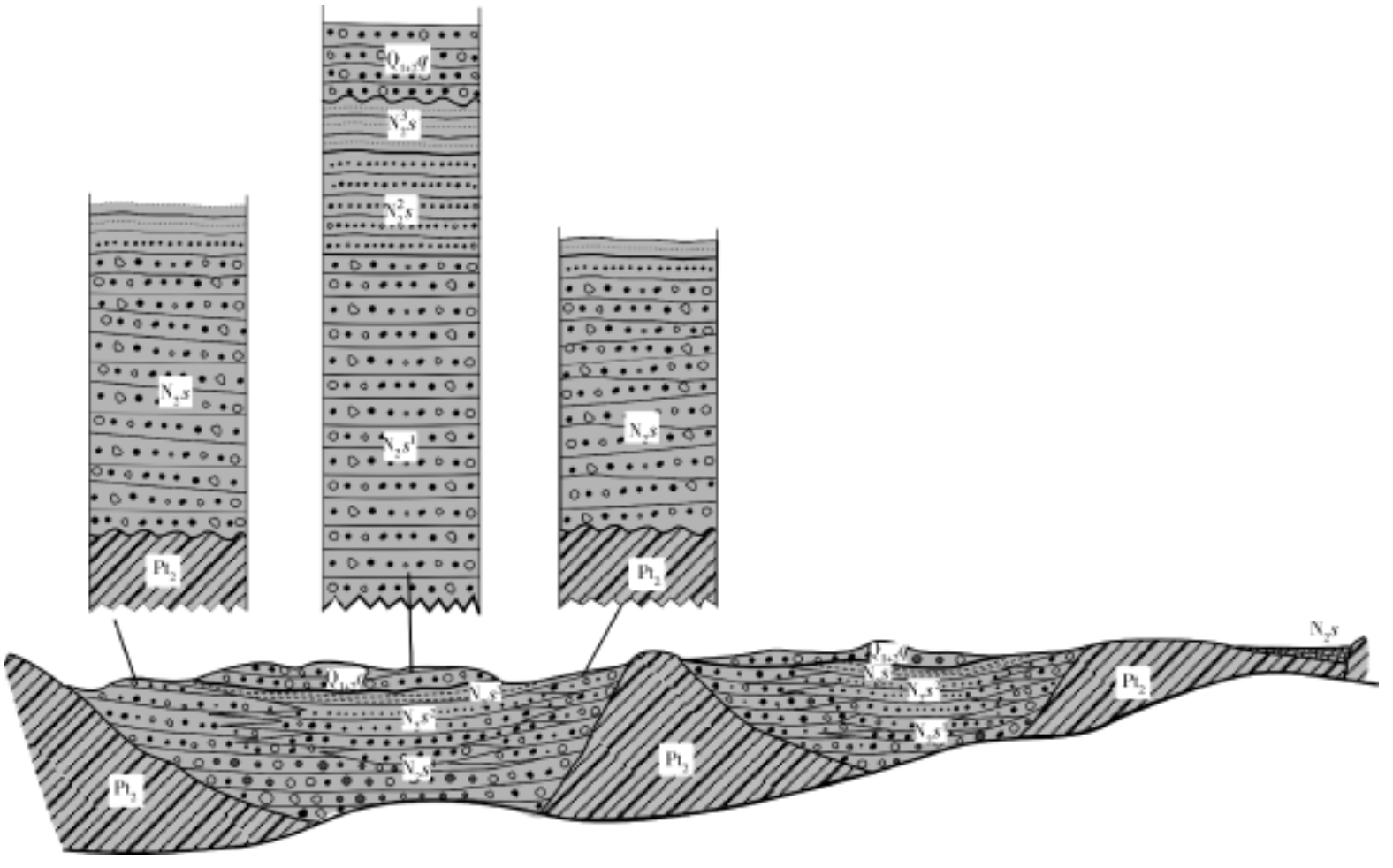


图 2-34　索尔库里南盆地横剖面图

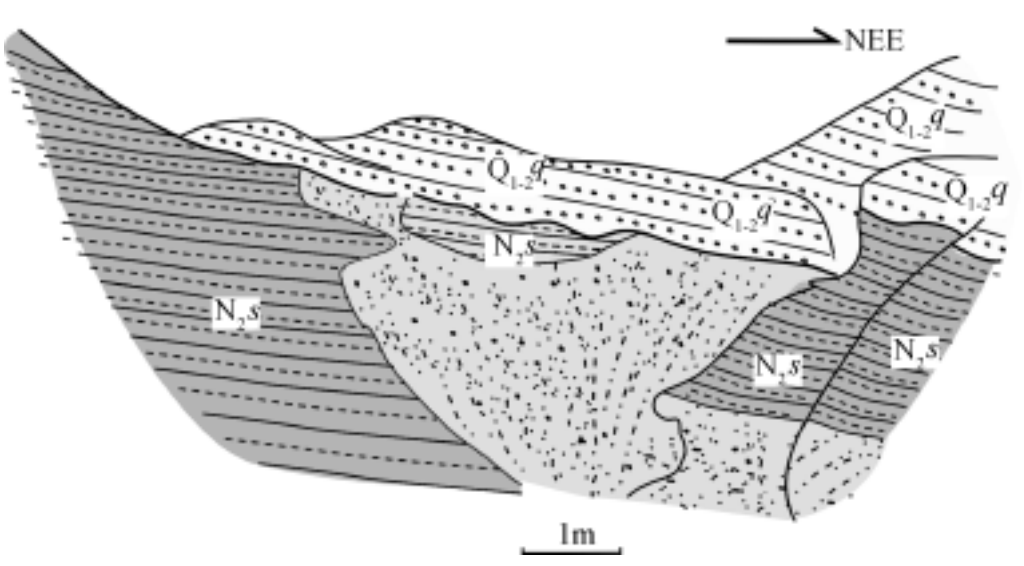


图 2-35　索尔库里南狮子沟组与七个泉组之间的侵蚀不整合接触关系素描图

根据狮子沟组砂岩中的交错层理、砾岩中的砾石排布等各种结构、构造要素的统计结果,确定狮子沟组古水流方向主要为北西至南东方向,表明狮子沟组主要沉积物质来源于北西方向。在横向上,索尔库里南盆地宽约 8km,古水道基本上位于盆地的中心位置,往两侧沉积物质犬牙交错,逐渐过渡为坡积物沉积,岩石的粒度明显加大。

盆地内地层产状平缓,倾角一般小于 15°,总体上构为一个宽缓的向斜,轴面成北西走向。狮子沟组中同沉积断层十分发育(图 2-36),断层走向在 70°～110°之间,倾角变化范围为 45°～70°,断距一般不大,少数断层的断距可达 40cm(图 2-37)。也有一些走滑断层发育,局部造成花状构造,并出现视逆冲断层的假象(图 2-38)。在少数断层面上可见擦痕,反映出断层的左旋正断性质。种种现象表明,索尔库里南盆地在狮子沟组沉积时处于斜张走滑的环境。

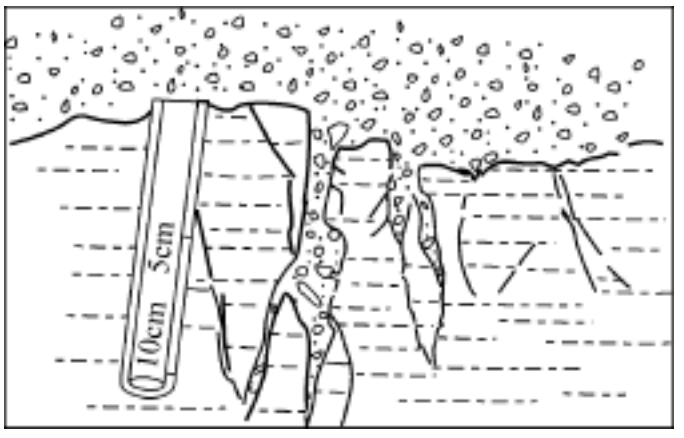


图 2-36　狮子沟组中的同沉积断层

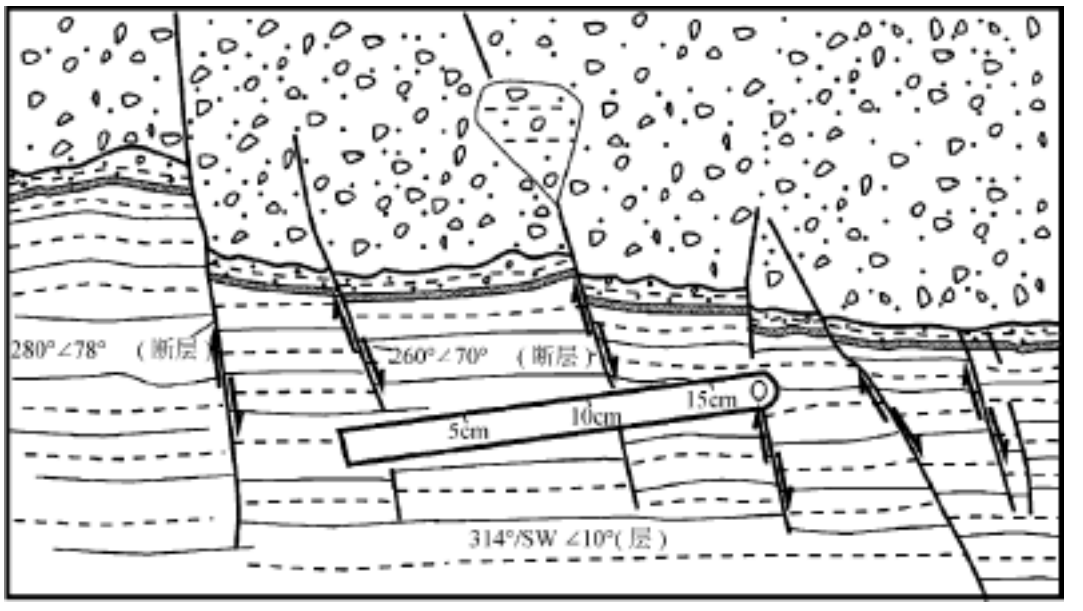


图 2-37　狮子沟组中的正断层

沿阿尔金断裂,在索尔库里南山南西也有一个类似的沉积盆地发育(索尔库里南西盆地),其内沉积特征与索尔库里南盆地沉积特征完全相同。再往南西,发育了一个狮子沟组的半地堑沉积盆地(图 2-33、2-34),但其内七个泉组不发育。

索尔库里南盆地的北西侧,即狮子沟期古索尔库里河的上游部分被北阿尔金断裂所截切。由于阿尔金断裂走滑正断分量的掀斜作用,造成阿尔金断裂南东盘的抬升,而使盆地出露于地表,形成了现今索尔库里南盆地与索尔库里走廊之间约 420m 的垂直高差。至于狮子沟期古索尔库里河上游部分的沉积物质被阿尔金断裂左行错断的现今位置,在本节以后将要具体讨论。

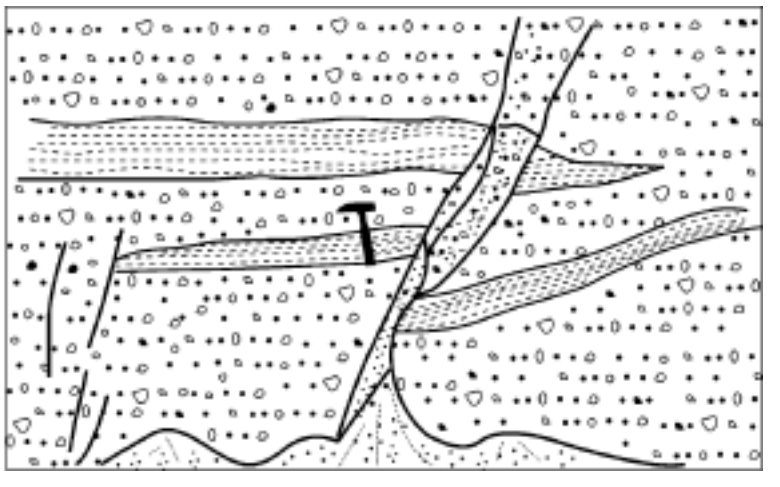


图 2-38　狮子沟组中的走滑断层

沿阿尔金主断裂往南西,还有一系列上新世盆地发育,如索尔库里南山西盆地、戈壁岭南上新世盆地、鬼地方盆地等,部分盆地呈半地堑性质,并都被阿尔金断裂所切割。盆地内沉积物质组成与索尔库里南盆地相差不大,从底往上沉积物质粒度变粗,沉积相也由洪积扇或坡积扇相转变为河流相。

九、戈壁岭盆地

位于阿尔金断裂北西侧、索尔库里盆地与索尔库里走廊之间的戈壁岭晚新生代沉积盆地主要由两套地层组成(图 2-19、2-39)。1∶20 万区调报告将这两套地层分别划归为上新统上油砂山组和上新统狮子沟组,出露地层总厚度达 1200m(未见底)。

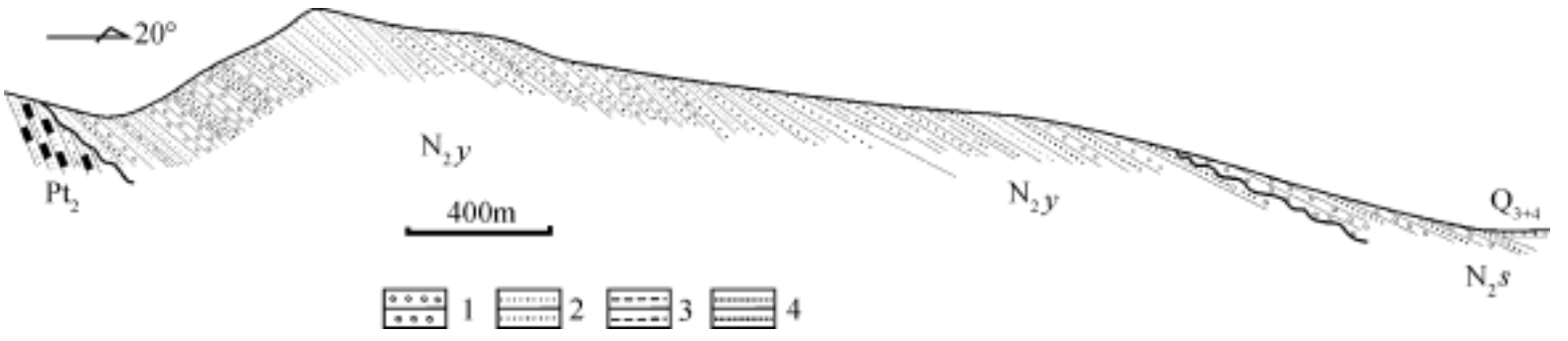


图 2-39　戈壁岭晚新生代地层剖面图

1—砾岩;2—砂岩;3—泥岩;4—粉砂岩

上油砂山组下部以咖啡色、土黄色砾岩为主,夹土黄色砂岩、咖啡色泥岩,不整合于蓟县系金雁山组之上,岩性变化大,沿走向砾岩、砂岩和泥岩互为相变关系,总厚度约 600m。上部以浅棕红色、浅棕色粉

砂岩、泥岩为主,夹土黄色、黄色砾岩。厚度大于 670m。顶部浅棕红色泥岩中含有芦苇化石,表面生长有石膏晶体。总体上,该组地层的岩性从底往上有砾岩-砂岩-粉砂岩到泥岩的变化趋势,为一个沉积韵律,体现了一个完整的断陷湖盆从底部冲积扇沉积到顶部湖盆相沉积的演化序列。

该区狮子沟组岩性较为单一,主要为土黄色、灰色砾岩夹少量砂岩,沉积韵律不清。戈壁岭北坡狮子沟组厚约 120m,南坡 20～50m。

在上油砂山组和狮子沟组之间存在一个沉积间断,根据笔者的野外调查,在戈壁岭东北坡,两者为侵蚀不整合接触关系(图 2-40)。已有的 1∶20 万区调报告中,两者之间为角度不整合接触(图 2-41)。

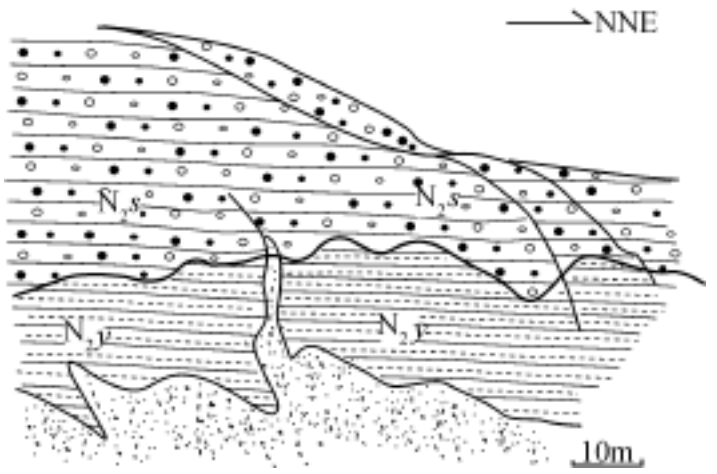


图 2-40　戈壁岭上油砂山组与狮子沟组之间的侵蚀不整合接触关系图
(根据照片素描)

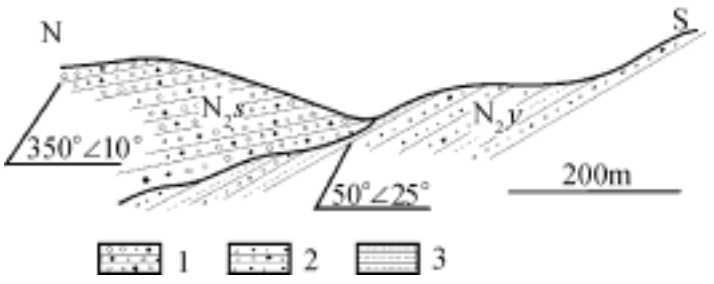


图 2-41　戈壁岭上油砂山组与狮子沟组之间的角度不整合接触关系图
(根据 1∶20 万区调)
1—砾岩;2—砂岩;3—泥岩

油砂山组和狮子沟组一般都倾向北西,倾角不大,在 20°～35°之间,总体上构成一个向北倾斜的宽缓单斜构造。

戈壁岭盆地的南西侧被北阿尔金断裂所切。阿尔金断裂在戈壁岭主峰(3323m)南西侧形成了一个狭长的低洼地带,长宽比大于 200。其间,阿尔金断裂的持续左行走滑,切割了一系列第四纪冲积扇。

十、依屯布拉克盆地与库木塔什盆地

依屯布拉克盆地位于阿卡腾能山的北坡,沿阿尔金断裂呈狭长条带状展布,长约 60～70km,宽约 2km(图 2-19)。盆地北西侧为阿尔金断裂所截切。

其内沉积了三套地层组合,最底部一套地层为棕红色、砖红色泥质粉砂岩、砂质泥岩互层,夹砾岩、砂岩及泥灰岩,不整合覆盖于侏罗系含煤地层和古元古界黑云斜长片麻岩、角闪岩、混合岩(阿尔金群)及加里东期花岗岩之上。青海区调队将该套地层划分为中新世下油砂山组,为一套断陷湖盆沉积。其上两套地层与戈壁岭地区的沉积地层相似,上油砂山组以土黄色、灰黄色细砾岩、砂岩与砂质泥岩互层,在该区以砾岩为主。狮子沟组为青灰色砂质泥岩夹砾岩、砂岩。

三套地层之间都为角度不整合接触(图 2-42、2-43)。总体上组成一个向北西倾斜的宽缓向斜。

库木塔什盆地发育于阿尔金断裂北西侧,长约 60km,宽度小于 2km(图 2-19)。根据新疆地质志,盆地内充填的沉积物质主要为一套山间河流相沉积,以砾岩为主,夹砂岩透镜体,与狮子沟组较为类似,不整合覆盖于古元古界阿尔金群片麻岩之上。该盆地南东侧为阿尔金断裂所限。由于盆地南侧为 6000m 高的攸苏普阿雷克塔格,北侧也为 4000～5000m 高的山峰,交通极为困难,因而该盆地研究程度很低。

十一、索尔库里盆地

现今的索尔库里盆地在地形上表现为一个大凹陷,东西长约150km,南北宽约40km,坐落在阿尔

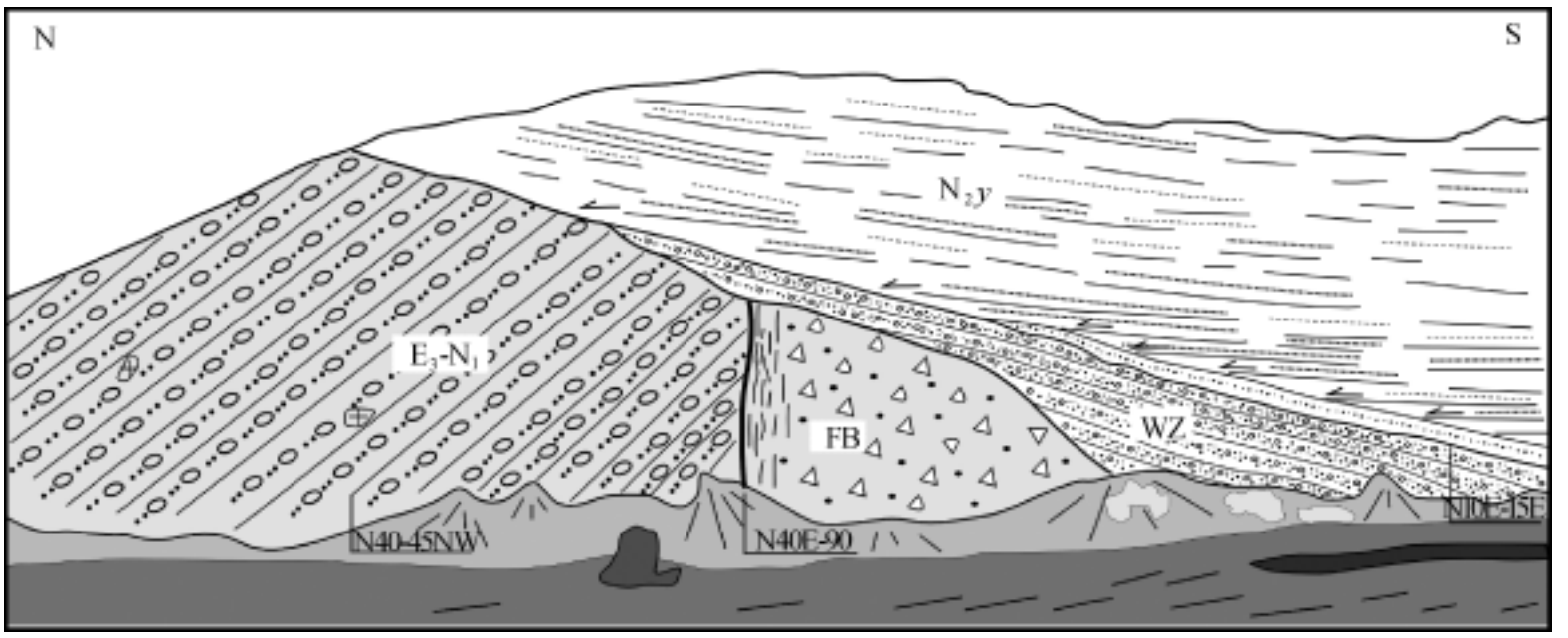


图 2-42　依屯布拉克盆地内晚新生代地层的角度不整合接触关系素描图

(据照片素描)

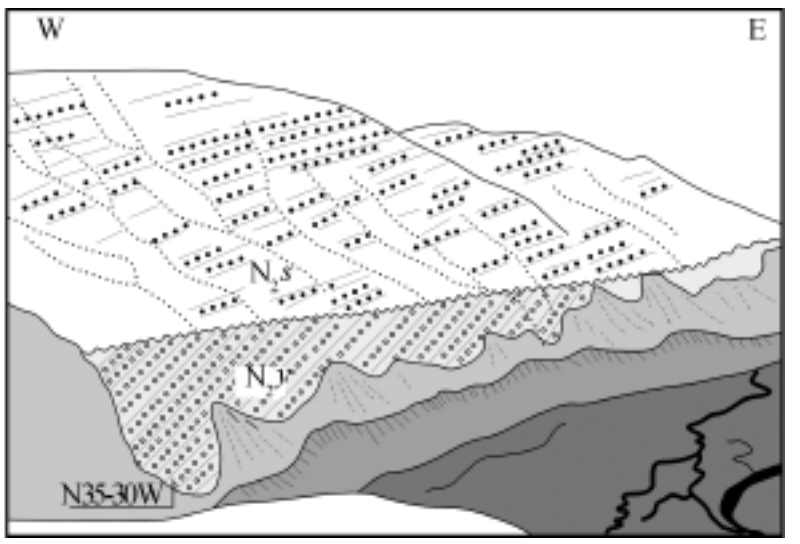


图 2-43　依屯布拉克盆地内晚新生代地层的角度不整合接触关系素描图

(据照片素描)

金山内部,属于山间盆地(图 2-19)。盆地内充填晚第四纪沉积物,盆地南北两侧发育巨型的山麓冲积扇;沉积中心位于乌尊肖湖,阿尔金活动断裂横切该湖盆,遥感影像极为显著。

前人往往将该盆地的形成和演化与阿尔金断裂左旋走滑的拉分作用联系起来。如,郭召杰等(1999)认为该盆地属于松弛拉张型拉分盆地,扩张方向为 NE-SW 向,乌尊肖是索尔库里盆地的现今扩张中心,也是现今沉降中心,其西部边缘为扩张边界,是一个西断东超的箕状断陷。依据这种模式,他们估算了索尔库里盆地及其阿尔金主干断裂的位移量和运动速率,盆地扩张量约为 40km,扩张速率为 40cm/ a,由此推算阿尔金主干断裂上新世以来的走滑位移量约为 40km,平均走滑速率为 0.8cm/ a。

然而,遥感解译和野外观察表明该盆地并不显示走滑拉分的几何学和运动学特征。基于盆地发育的地形地貌形态特征,笔者认为索尔库里盆地起源于一个侵蚀地貌盆地,发育于晚第三纪,构成了柴达木盆地晚第三纪沉积作用的主要物源区之一。该侵蚀盆地的外流通道位于乌尊肖湖,其通往柴达木盆地的出口处受阿尔金断裂左旋走滑而向东错动,位于现今青新界山的索尔库里南山一带。在这一带地区,记录了一套大于 800m 厚的砾岩和砂泥岩,充填在深切基岩的侵蚀河道之中,时代为上新世晚期,其上被早第四纪一套砾岩层覆盖。这套河流相沉积层向西北为阿尔金断裂截切,是连接索尔库里侵蚀地貌盆地和晚第三纪柴达木沉积盆地的唯一通道。索尔库里侵蚀地貌盆地的最终封闭并演化成一个独立的沉积盆地的时间处在中、晚更新世。

十二、索尔库里走廊盆地

(一)盆地基本特征与组成

索尔库里走廊盆地夹持于阿尔金断裂带中段青新界山与索尔库里北山之间(图 2-19),似一条长长的"走廊"(李海兵等,2002),由南西向北东,走向总体呈 NE70°,长约 100km,宽 1～5km,从南西端(索尔库里道班一带)的宽约 5km,往北东逐渐变窄为拉配泉一带的 < 500m 宽度,平均宽约 3km,长宽比大于 30(图 2-44)。

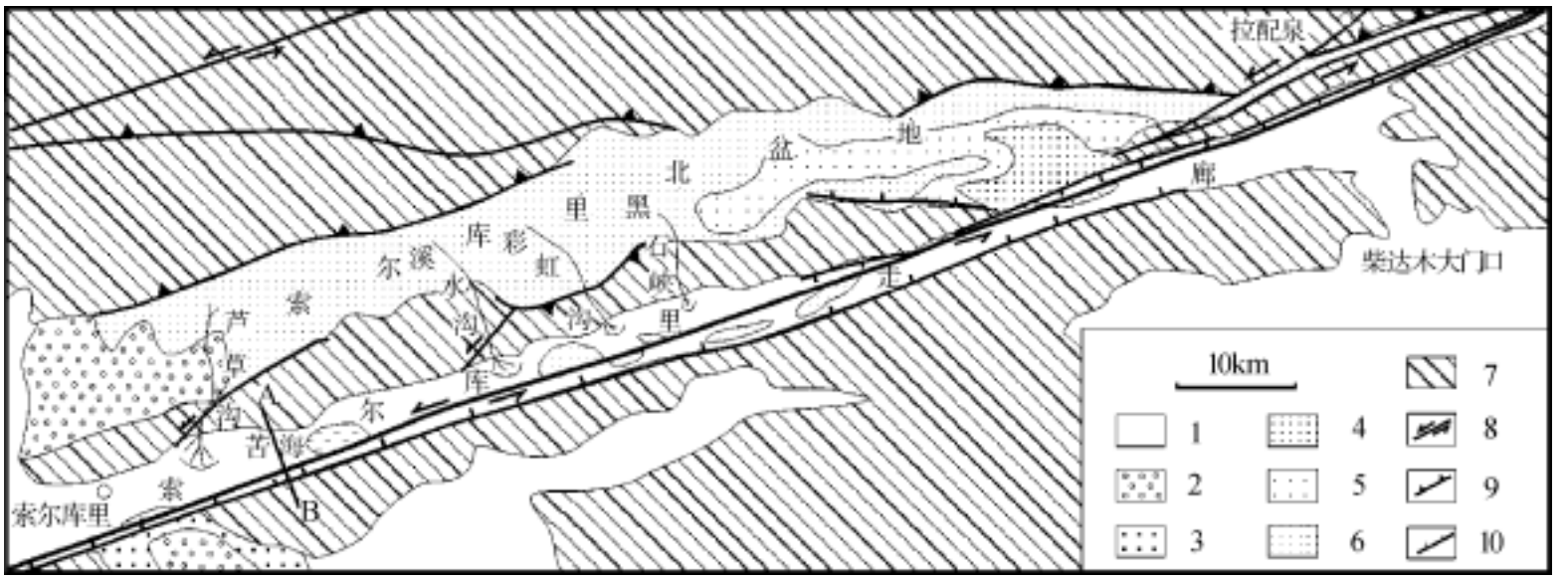


图 2-44　索尔库里走廊盆地地质构造简图

1—第四系;2—下中更新统七个泉组;3—上新统;4—中新统;5—渐新统;6—古新统 - 始新统;7—前中生界;8—走滑断层;9—逆冲断层;10—正断层

走廊盆地内主要为第四系覆盖,根据新疆区调队资料,局部出露有渐新世下干柴沟组、中新世上干柴沟组和上新世上油砂山组、狮子沟组。其中干柴沟组分布相对较多,被盆地中央的阿尔金主走滑断裂带所切割;狮子沟组仅零星分布,出露于盆地的西南侧。

笔者根据野外观察分析,认为盆地内所谓的渐新统和中新统值得商酌。首先,1∶20 万区调报告(索尔库里幅)所填的第三系都分布于阿尔金主断裂面附近,主要展布在断裂带相对抬升的一侧,或组成阿尔金主断裂带地震活动的鼓包,在岩性上与相邻的索尔库里北盆地和索尔库里南盆地内第三系相比,岩石胶结程度和固结程度要差得多,其中砾岩成分相对要少,泥岩成分增加;其次,由于缺乏必要的定年手段和化石依据,盆地内地层的时代主要是依据沉积物的颜色确定的,然而现今索尔库里走廊盆地沉积物的颜色也主要以红色和灰色、土黄色为主,与剥蚀源区物质的颜色密切相关,如果在走廊盆地的北东部,由于现今的山涧、季节性小沟已切穿了索尔库里北山而到达索尔库里北盆地,盆地沉积物源主要来自于第三系(以红色调为主),在现今断陷湖盆内沉积物的颜色也就呈红色,而盆地的南缘、南西部,由于主要沉积物质来自于青新界山,剥蚀物质以灰和土黄色(南西部)为主,因而,这两种部位的沉积物质也就以灰色和土黄色为主。因而,笔者推测,走廊盆地内展布的所谓渐新统和中新统,可能都是上新世或第四纪沉积物质,或是由于阿尔金断裂多期次的走滑(表现为多期次地震活动鼓包)、掀斜(抬升和旋转)作用的结果。

在盆地的南西端,阿尔金主断裂带位于盆地的中央南西侧,往北东东方向,主断裂带逐渐靠近盆地的北界。盆地南东边界由直线型与阿尔金主断裂带平行的、具有较大正断分量的走滑断层所控制。盆地的北西界,在南西端现今未见任何活动断层,往北东东方向,活动断层逐渐发育,至拉配泉一带,发育活动的正断层。

(二)盆地成因探讨

李海兵等(2002)认为现今的索尔库里走廊是一种特殊类型的长条状走滑断陷盆地,是阿尔金断裂带走滑变形过程中形成的,是转换挤压作用和隆升作用的共同结果,是由于在转换挤压作用下,强烈的走滑过程伴随地壳加厚并隆升剥蚀,使上覆岩层的载荷压力减少,深部应力沿走滑断裂带以及两侧释放,表现为两侧反向逆冲和正断层的组合形式,由逆冲断层和正断层所夹持的两侧地块垂向挤出形成山

体,中间部位产生局部伸展,发育狭长的盆地;并通过盆地内第三系地层中的构造变形和热释光测年,认为盆地于上新世开始形成,晚更新世时期盆地及其周缘地貌特征基本定形。

在左旋简单剪切模拟实验中(图 2-45),早期发育两组共轭剪切(R 和 R′),即 Riedel 剪切,在 R 和 R′破裂的锐角等分线平行的方向上形成张性破裂或地堑,中期可以发育一组新的剪切破裂 P,与 R 破裂呈对称分布,但剪切方向相反;晚期 R 和 P 破裂旋转而逐渐趋近主位移带(Y 面),这时主位移带贯通,形成大型走滑断层。根据上述模拟实验,郭召杰等(1998)认为在平行 P 面的方向上具有拉张性质,因而在中期形成的 P 破裂面与晚期的主位移带 Y 面之间可以形成走滑楔形拉分盆地(图 2-45),郭召杰等(1998)就是利用该模式解释索尔库里盆地的成因。然而,在这种模式中,P 面是一个压性结构面,楔形走滑拉分盆地不应该出现在 Y 面和 P 面之间,而应该出现在 Y 面与 R 面之间。

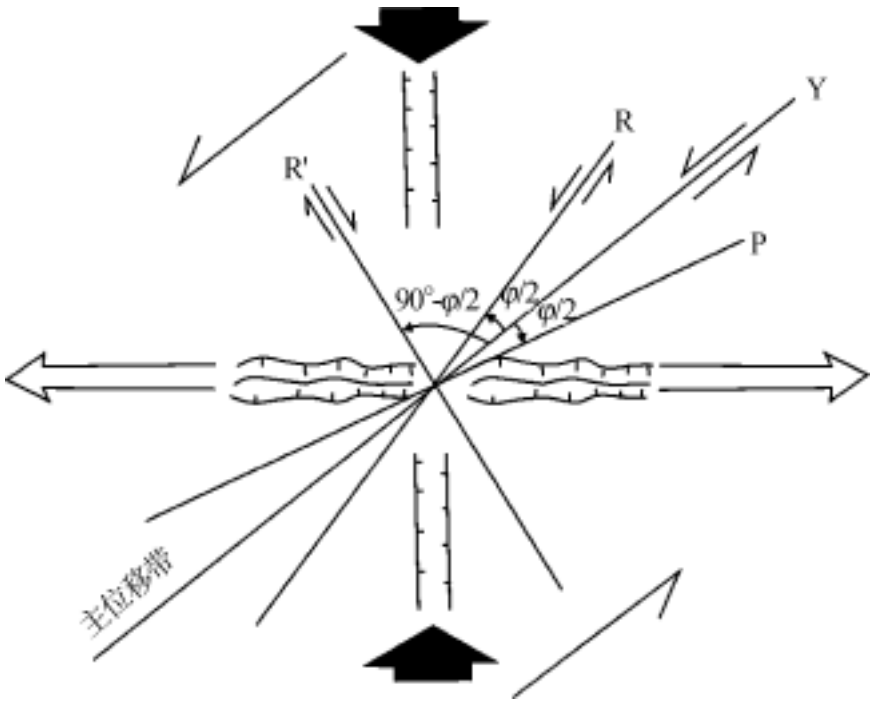


图 2-45　左旋简单剪切带伴生构造之间的几何学关系图

(根据 Sylvester,1988,有修改)

事实上,在笔者 1999 年沿阿尔金主断裂带进行活动(地震)构造填图时,确实发现了大致平行 P 面发育的正断层,在它与活动的阿尔金主断裂之间形成微型的拉分盆地(面积很小)(图 2-46)。这种正断层有一个明显的特点,即断层的发育时代离主断裂带越远,活动或形成的时代越老,接近主断裂带并与主断裂带交汇部位,活动(形成)的时代越新(图 2-46)。因为在该盆地内,阿尔金主断裂带切割的是十分松散的第四纪砂岩、砾岩,形成时代越老的断层,其断层面,或断层陡坎,由于强烈的风化等作用,越不明显;而时代越新的活动断层,其断层三角面、断层陡坎保留得越好。因而,在野外很容易根据断层面或断层陡坎风化程度区分出断层活动或形成的先后顺序。在索尔库里走廊盆地内,沿活动的阿尔金主断裂带这种现象十分发育。

显然,平面简单剪切模式不能解释这些微型拉分盆地的成因。事实上,在阿尔金断裂中段茫崖 - 索尔库里 - 拉配泉一带,阿尔金主断裂带在新生代具有明显的正断分量,这是造成现今青新界山抬升、索尔库里南盆地抬升而被侵蚀的主要原因。为此,笔者认为,可能正是走滑的阿尔金断裂伴随有一定的正断分量是形成这些微型拉分盆地的主因。

在简单剪切模式中,考虑到主剪切面具有一定的正断分量,那么由此反推的区域主压应力方向就有所偏差,从而导致了主剪切面方向也有一定的偏差,进而导致了纯剪面方向与主剪切面有一定的夹角。在纯剪切面和主剪切面之间,由于走滑量的差异,从而导致了微型拉分盆地的形成。这些理论上的纯剪切面,直接受控于主剪切面,形成于主剪切面的两侧,并逐渐向主剪切面方向扩展,从而形成了纯剪切面越接近主剪切面活动时代越新的特征;同时,由于区域应力场的持续作用,和主剪切面大规模的走滑,这种理论上的纯剪切面很快消失,保留的时间十分短暂,规模有限,因而在大多数的走滑断裂带中很难得以保存。当然,上述的理想模型还需进一步的数值模拟和更多的野外地质事实加以证实。

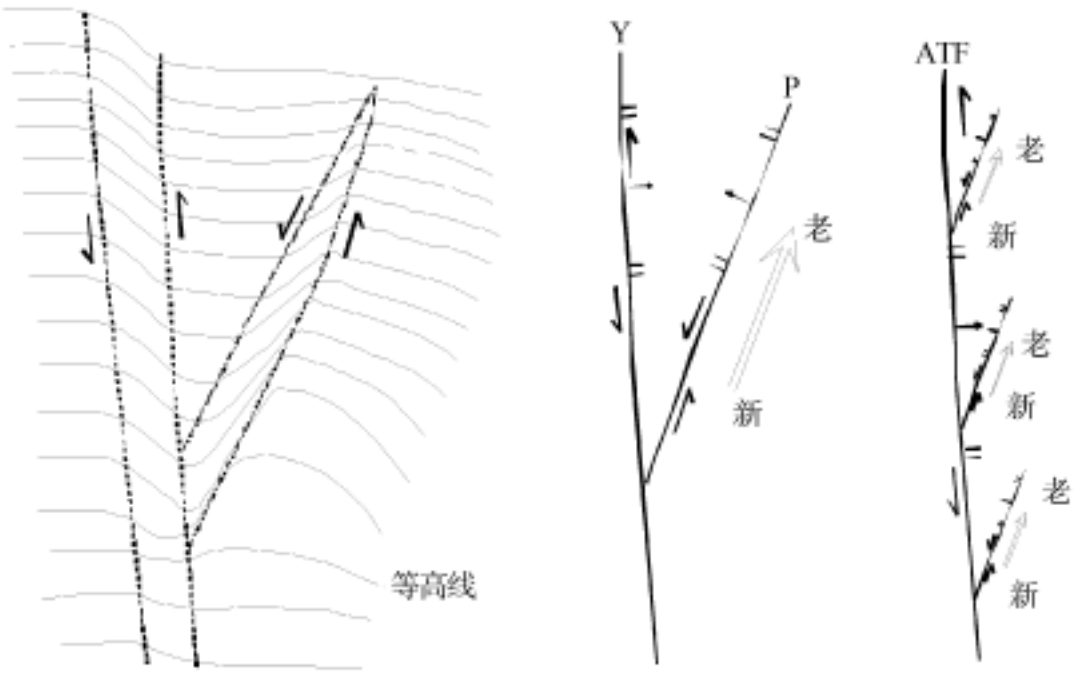


图 2-46　大型走滑断裂带旁侧发育的微型拉分盆地图

如以阿尔金主断裂带为例,如果阿尔金主断裂带(NE70°走向)为纯剪性,以区域主压应力与纯剪应力方向呈45°计算,则区域主压应力方向应为NE25°,但是考虑到阿尔金断裂带具有一定的正断分量,由此推断的区域主压应力方向应大于NE25°,因而区域的纯剪应力方向也应大于70°,相当于上述微型拉分盆地内所见的P面。

从控盆断裂构造展布特征和活动性及其盆地形态考虑,整个索尔库里走廊盆地与这些微型的盆地有很大的相似性,或许也意味着索尔库里走廊盆地与这种小型的拉分盆地具有统一的动力学成因,索尔库里走廊盆地就是在这些微型的拉分盆地的基础上逐渐演变而成的。因而,从广义上考虑,该盆地应为一种特殊类型的走滑伸展盆地。

事实上,赵越等(1996)注意到,沿着大型走滑断裂系发生的数百公里的走滑可以使得微小的铅直运动分量积累形成十几公里至几十公里的铅直断距,这些铅直断距可能不仅能造成局部地段的隆升突出;赵越等(1996)认为,大型走滑断裂带伴随的铅直断距可以导致高压 - 超高压岩石的抬升剥露。伴随阿尔金断裂带大型的走滑运动导致了长条状的索尔库里走廊盆地形成的地质事实,同样可以告诉我们,伴随大型断裂带的走滑运动,其微小的正断分量可以导致类似于索尔库里走廊的长条状走滑拉分盆地的形成。

李海兵等(2002)根据该盆地内第三纪地层分布规律、第三系同沉积断裂发育程度及其切割关系,结合热释光测年依据,认为该盆地于上新世开始形成,晚更新世定形。但是,根据以下证据足以表明,索尔库里走廊断陷盆地是晚更新世以来才形成的:①前已叙及,根据笔者野外观察分析,盆地内部第三纪地层的时代仍值得商酌;②在走廊盆地南侧,阿尔金主断裂带切割的最新地层时代为早更新世 - 中更新世的七个泉组;③索尔库里南盆地狮子沟组沉积相、沉积环境恢复表明,上新世时,索尔库里南一带发育了一系列的河流,阿尔金山大量的剥蚀物质就是通过这些古河道,搬运到了柴达木盆地的西部沉积下来;④古构造 - 沉积 - 地貌恢复(见后)显示,在上新世至早第四纪(相当于七个泉组时代)时,阿尔金断裂带的北西盘应高于南东盘,因而现今索尔库里走廊与索尔库里南山、青新界山之间大于400m的高差,阿尔金南东盘地形高于北西盘的形成应在中更新世之后。现今的地貌形态、索尔库里走廊盆地内的地震迹象(Washburn et al.,2001)等表明,阿尔金断裂带全新世至今仍在活动,因而,与之密切相关的索尔库里走廊盆地至今可能仍未定形,将随着阿尔金断裂带的活动、断裂带性质的变化而变化。

十三、阿尔金中段中更新世以来的沉积特征

中更新世以来,该区大部分地区处于剥蚀状态,沉积物主要沿阿尔金断裂带展布,为一些断塞、断陷湖盆沉积,及其在这些湖盆边缘、沿阿尔金断裂带展布的一些冲积扇、洪积扇和坡积扇等。也有一些受阿尔金断裂控制的走滑拉分或断裂弯转拉分小湖盆展布。早期形成的冲积扇、洪积扇、断陷湖盆,由于

阿尔金断裂的持续走滑,被左行错断。这些也是地质学家推算阿尔金断裂第四纪以来走滑位移量的野外证据之一。

十四、新生代沉积序列

根据以上阿尔金中段新生代盆地沉积物质组成、沉积相和沉积环境的确定,及其不同沉积层序中的不整合关系,笔者初步建立了阿尔金断裂中段新生代沉积序列(图 2-47)。新生代沉积序列总体上可以划分为三大序列:渐新世—中新世中期、中新世晚期—第四纪早期和晚更新世—现今。

中新世晚期—第四纪早期的沉积序列又可划分为三套层序:最底部为上油砂山序列,沉积相从底部的冲积扇相往上变化为湖盆相;中间为狮子沟序列和七个泉序列,狮子沟序列底部为冲积扇相,向上变为河流相;七个泉序列,主要为冲积扇或坡积扇相(图 2-49)。三者之间皆为不整合接触。

最上部为晚更新世以来的坡积物、洪积物和现代的阿尔金断陷湖盆沉积。

这三大沉积序列之间总体上上表现为不整合接触,局部为整合接触。

渐新世—中新世中期的沉积序列以索尔库里北盆地为代表,沉积相从底部的盆缘冲积扇相、盆地中央的浅湖(断陷湖盆)相,逐渐向上变化为相对潮湿气候下的断陷湖盆相,至山前的冲积扇、洪积扇相,代表了一个完整的断陷湖盆从发生、发展至消亡的沉积演化过程(图 2-48)。

十五、阿尔金断裂中段新生代盆地-构造-断裂地貌的恢复及其所反演的断裂走滑作用过程

从前面的叙述中可以发现,阿尔金断裂中段这些新生代沉积盆地的形成与沉积演化与阿尔金断裂密切相关,盆地的沉积、构造变形过程与阿尔金断裂的活动密切相关,因而可以根据这些受控于阿尔金断裂的盆地沉积充填和构造变形过程,恢复不同时代的沉积 - 构造地貌,来推断阿尔金断裂新生代的走滑历史:

在古新世—始新世期间,索尔库里北盆地开始发育,当时可能为面积很小的山间湖盆,受控于局部的断裂。

在渐新世,阿尔金断裂开始出现大规模的走滑,导致了索尔库里北盆地的形成(可能类似于现今的索尔库里走廊),发育断陷湖盆相沉积,但在盆地边部主要为洪积扇、冲积扇,中间部位沉积物质的粒度较细(如泥岩、分砂岩等),为断陷湖盆沉积(图 2-50)。此时,气候干旱。

中新世早期(上干柴沟组),构造活动相对稳定,气候相对潮湿,植被发育变好,但沉积面积变小,盆地沉积中心向北东向迁移,出现断陷湖盆沉积,沉积物质粒度较细,以泥岩、粉砂岩为主。

中新世稍晚期(下油砂山组),盆地继续萎缩,沉积范围更加局限,沉积中心继续向北东迁移,主要接受洪积扇、冲积扇沉积,气候重新变为干燥。

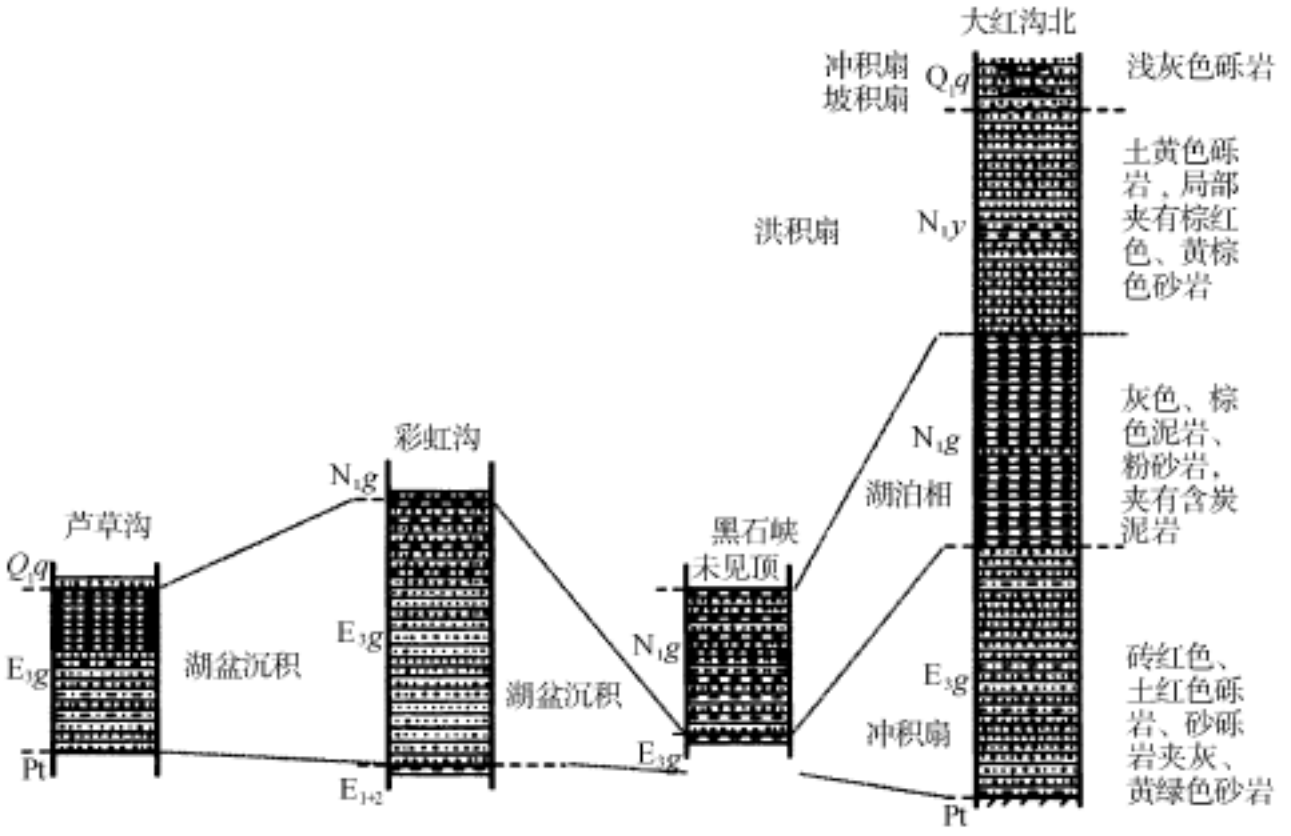
中新世后期,盆地发生第一期的抬升作用(可能为区域性的),区域地貌形态发生变化,不再接受沉积,并发生了北西-南东向的挤压,导致渐新世和中新世地层的褶皱变形,以及盆地内部北西西走向正断层的发育。

在上新世上油沙山期,由于阿尔金断裂的斜张走滑或断裂带的弯曲,形成一系列走滑拉分盆地或走滑断陷盆地,其内充填了一套大于 1200m 厚、从冲积扇到断陷湖盆相的砾岩和砂泥岩组成的河湖相沉积,代表了同走滑变形期的沉积序列(图 2-51)。

在上新世狮子沟期,阿尔金断裂的性质发生轻微的改变,虽然仍以走滑为主,但正断分量变大,导致了上油砂山组的轻微褶皱变形,形成了狮子沟组与上油砂山组之间的角度不整合,断陷湖盆不再发育。此时,断裂北西盘地形相对较高(指示了北西盘为上升盘),南东盘相对较低(为下降盘),并存在较大的地形差,发育了一系列的河流,它们垂直切过阿尔金断裂,从北西流向南东。阿尔金山大量的剥蚀物质就是通过这些河流,搬运到柴达木盆地并沉积下来,在柴达木盆地西北部,现今的索尔库里南东,形成了一个上新世的沉积中心,沉积厚度达 2500m。

地层		岩性	岩性特征	厚度/m	年龄/Ma	沉积相
第四系更新统七个泉组	$Q_{1+2}q$		浅灰白色砾岩	80	2.5~2.0	冲、洪积扇、坡积相
上新统狮子沟组	N_2s		黄绿色、灰色、土黄色泥岩含砾砂岩、粗砂岩	800~1000		河漫滩相
	N_2s^3					
	N_2s^2					河流冲积扇相
	N_2s^1		黄褐色、土黄色、浅灰色砾岩（横向相变大）			
			莧褐色砾岩			冲积扇相
			砂质、泥岩			
上新统油砂山组	N_2y		土黄色砂质泥岩	1200	3.1	河、湖相
			岩屑砂岩、粉砂岩、砂质泥岩			
			土黄色砾岩			
			咖啡色泥岩			
			土黄色砾岩			冲积扇相
			咖啡色泥岩、砂质泥岩			
			砂岩、砾岩			
中新统下油砂山组	N_1y		土黄色砾岩、棕红色、黄棕色泥岩、粉砂岩及砂岩薄层或透镜体	450	8~5	冲、洪积扇
中新统上干草沟组	N_1g		灰色、黄灰色棕色泥岩、粉砂岩、含碳质泥岩	285~420	14.4	相对潮湿气候下断陷湖盆相
渐新统下干草沟组	E_3g		砖红色、紫红色砾岩、砂砾岩，夹灰、黄绿色砂岩、泥岩	312~900	23.3	在盆缘为冲积扇、洪积扇，在盆地中央为干旱断陷湖盆相
古新统至始新统路乐河组	E_{1+2}		砖红色、咖啡色泥岩	70	36~30	近岸浅湖相
盆地基底						

图 2-47　阿尔金断裂带中段新生代沉积序列图



地层		岩性组合	岩性特征	沉积相
第四系更新统	Q_1q		浅灰色砾岩、砂砾岩、夹有泥质砂岩	洪积扇
8~5Ma				
中新统下油砂山组	N_1y		土黄色砾岩层，局部夹有棕红色、黄棕色泥岩、粉砂岩及砂岩薄层或透镜体	冲、洪积扇
16~13Ma				
中新统上干草	N_1g		以灰色、黄灰色、棕色泥岩、粉砂岩为主，夹有含炭质泥岩，所含动、植物化石丰富	相对潮湿气候
23.3Ma				
渐新统下干草沟	E_3g		以砖红色、紫红色、土红色砾岩、砂砾岩为主体，厚层块状，夹灰、灰绿色、黄绿色，浅灰色砂岩、泥岩	在盆缘为冲积扇或洪积扇在盆地中央
36~30Ma				
古新统至始	E_{1+2}		砖红色、咖啡色泥岩	近岸浅湖
盆地基底	Pt		盆地基底	

图 2-48　索尔库里北盆地渐新统—中新统沉积柱状图

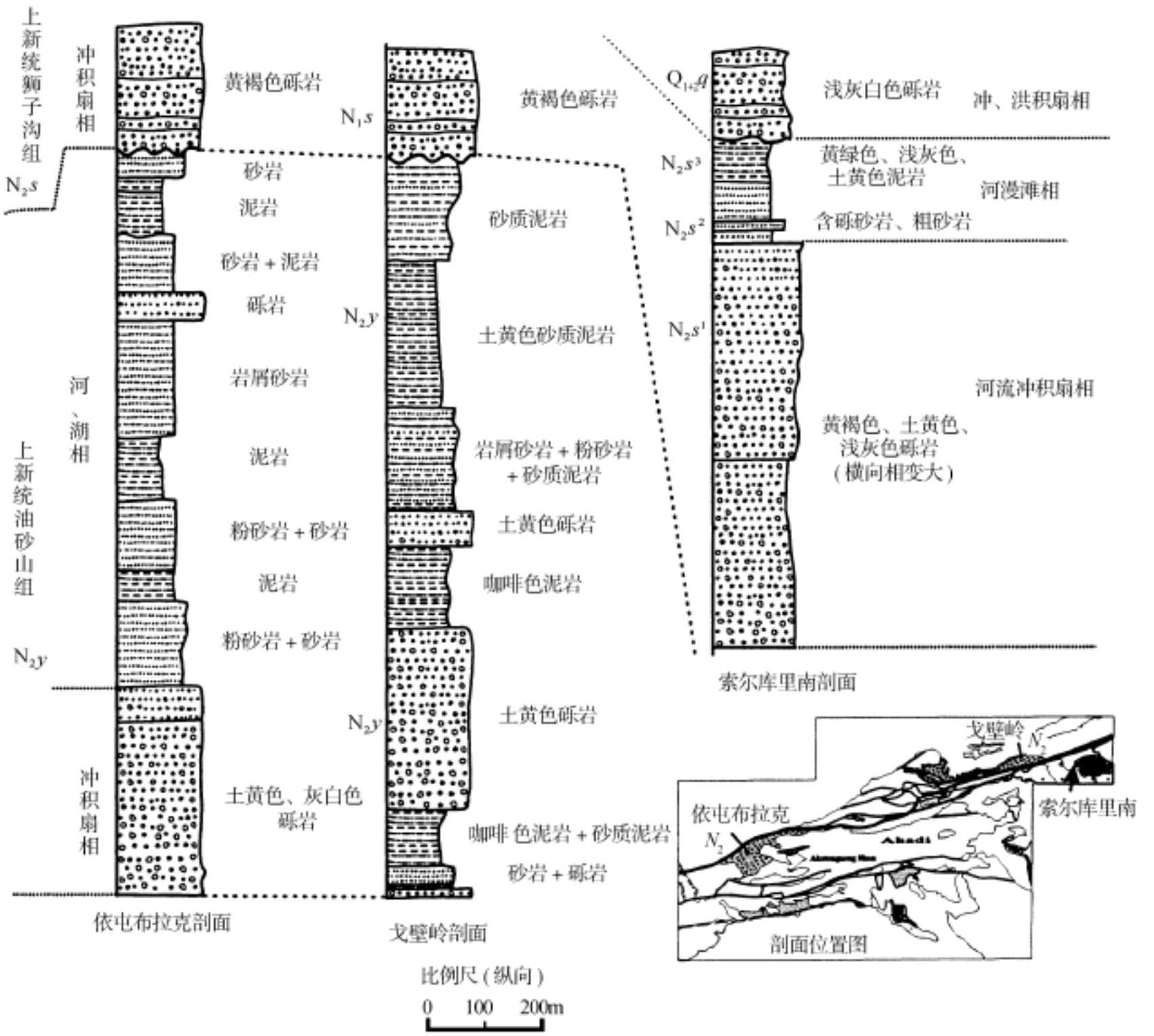


图 2-49　阿尔金断裂中段新生代晚期沉积柱状图

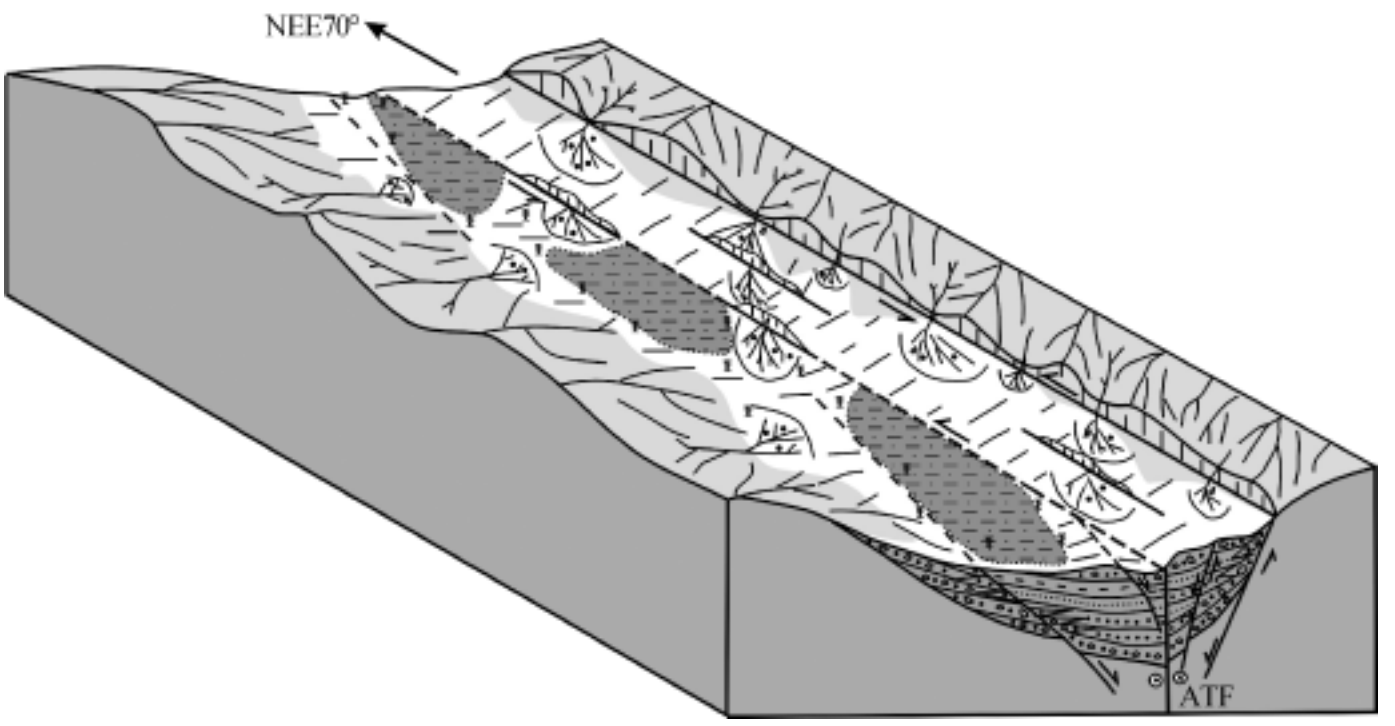


图 2-50　索尔库里北盆地渐新世—中新世沉积-构造-地貌恢复图

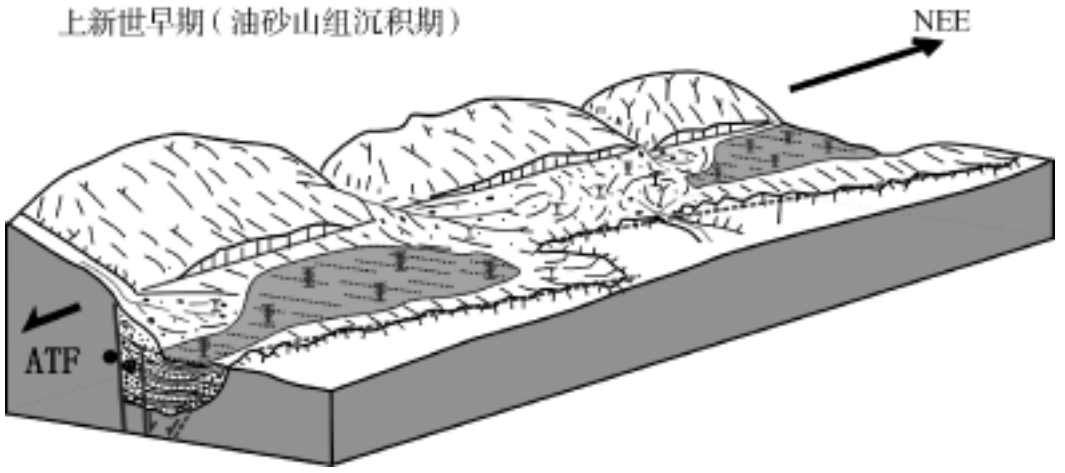


图 2-51　阿尔金断裂中段上新世早期(上油砂山期)断裂-沉积-地貌恢复图

在这个阶段,索尔库里南盆地早期处于洪积区,主要沉积相为洪积扇或坡积扇,盆地中心处于河流上游地段,河流能量较大,沉积物质主要来源于旁侧的山系,搬运距离短,磨圆和分选差,砾岩成分多;随时间的推移,河流向源侵蚀,向上扩展,索尔库里盆地逐渐处于中下游地段,河流动能变差,沉积物质具有一定的搬运,分选磨圆变好,砾岩减少,泥岩成分增加。而盆地的两侧(北东和南西侧),始终处于河流边滩沉积和周缘山系的洪积扇、坡积扇沉积的过渡区,沉积物质犬牙交错,并逐渐过渡为正常沉积。在该期,盆地始终处于斜向走滑拉张环境,阿尔金断裂虽有活动,但没有大规模的走滑,仅在盆地内部发育了一些平行于阿尔金主断裂的同沉积正断层(图 2-52)。

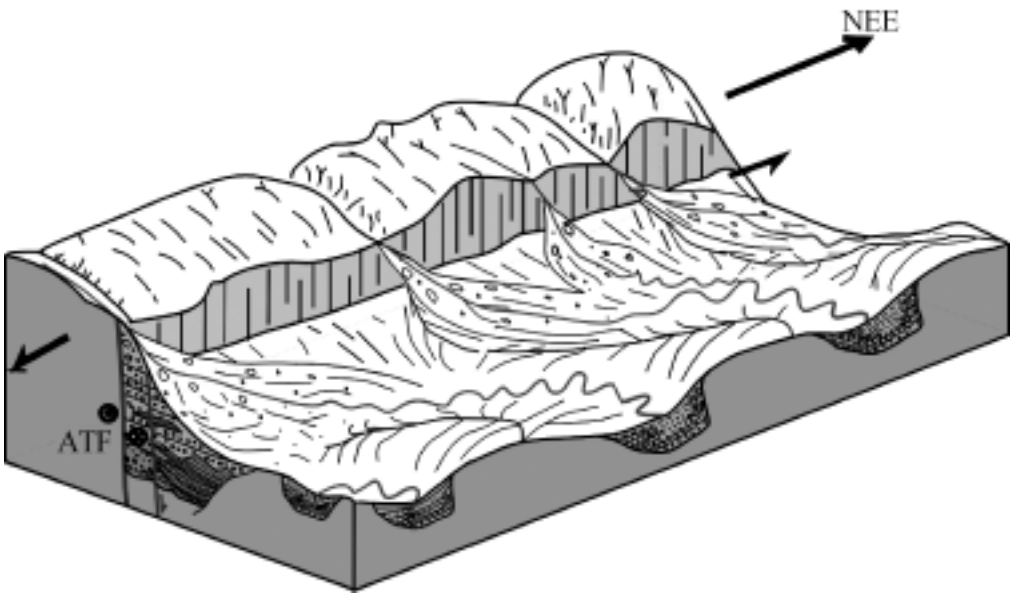


图 2-52　阿尔金断裂中段上新世晚期(狮子沟组沉积期)断裂-沉积-地貌恢复图

至第三纪末,由于区域性的构造活动(可能与青藏高原的隆升密切相关),阿尔金地区整体抬升,也局部导致了第三纪盆地整体抬升,河流不再发育,大部分盆地已不再接受沉积,仅在索尔库里南盆地、索尔库里北盆地等部分地区仍处于沉积区,盆地主要接受周缘山系的沉积,此时,构造活动相对较为平静,沉积相以洪积扇为主,地层产状平缓,即在索尔库里及北盆地内不整合覆盖了早更新世七个泉组的砾岩。

早更新世(七个泉期)之后,阿尔金地区持续抬升,阿尔金断裂的持续走滑,致使索尔库里南盆地等被大规模切割错移,同时,部分由于阿尔金断裂的旋转掀斜作用,索尔库里南盆地整体抬升,保留了原始的古夷平面,索尔库里北、索尔库里南、依屯布拉克和库木塔什盆地等基本上不再接受沉积处于剥蚀状态至今(图 2-53),而索尔库里盆地由于阿尔金断裂走滑作用致使盆地剥蚀物源出口被错移、封闭而形成山间盆地,索尔库里走廊断陷盆地由于阿尔金断裂带断陷作用的影响而(处于)继续接受沉积。

总之,沉积-构造-地貌演化过程反映出阿尔金断裂在新生代可以分为三大阶段五期走滑作用历史:

第一阶段从渐新世至中新世中晚期(相当于下油砂山组顶)为一完整的沉积-构造演化序列,在渐新世早期阿尔金断裂带主要表现为正左旋走滑,导致了类似于现今索尔库里走廊的索尔库里北走滑断陷盆地的形成。索尔库里北盆地的消亡和第三系褶皱则标志着早期走滑阶段的结束。

第二阶段从中新世晚期开始至早、中更新世,在该阶段的早期(晚中新世和上新世早期),断裂的斜

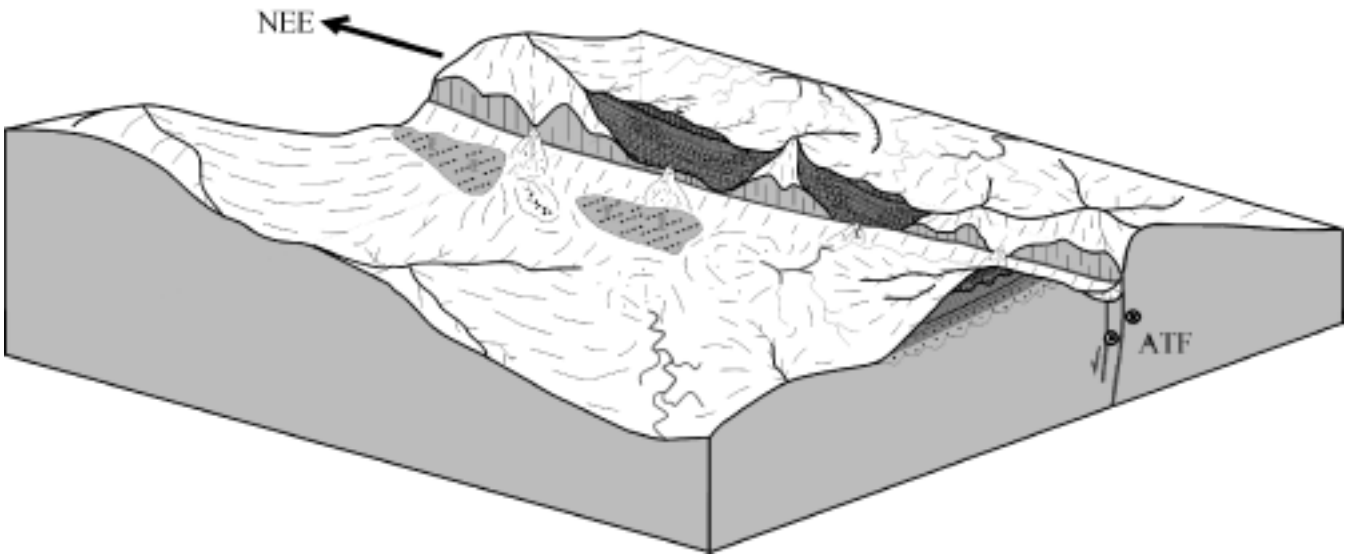


图 2-53　阿尔金断裂中段晚更新世至今断裂-沉积-地貌图

张走滑导致盆地的拉开,上油砂山组厚度大于 1200m、由砾岩和砂泥岩组成的河湖相沉积,可能代表了同斜张走滑变形期的沉积序列;在晚上新世狮子沟期,断裂运动性质由斜张走滑转变为正左行走滑,导致了走滑盆地的萎缩以及上油沙山组沉积地层的轻微压缩变形;最晚期变形发生在晚第三纪末期(或第四纪早期),这期变形总体上表现为区域性抬升,可能波及整个青藏高原北缘大部分地区,阿尔金断裂表现为大规模的左行走滑。七个泉组也可能代表一套同走滑变形的沉积,它的局限性分布特征,或许也指示了阿尔金地区区域抬升的阶段性特征。

晚更新世以来为第三阶段,阿尔金断裂带主要表现为大规模的正左行走滑。

十六、上新世以来阿尔金断裂的左行走滑位移的地质证据

目前,从阿尔金断裂带中段沉积盆地分析角度,还未能找到确定的阿尔金断裂带左旋走滑位移量的证据,但上新世以来的沉积盆地的分布和盆地成因分析以及古构造地貌的恢复可以确定阿尔金断裂带上新世以来的走滑位移量。

(一)盆地错移证据

通常地,无论是走滑拉分盆地抑或是释放弯曲走滑盆地,同走滑变形期沉积物堆积应是沿走滑主断裂两侧对称或不对称地分布。然而,在晚新生代阿尔金走滑盆地中,依屯布拉克和库木塔什这两个晚第三纪沉积体并不展示这种走滑盆地特有的几何形态特征(图 2-19)。

库木塔什是一个南断北超的狭长沉积体,长 60km,宽 2km,发育于阿尔金断裂的北侧;而依屯布拉克是一个北断南超的沉积体,发育于阿尔金断裂的南侧。因而推测,这两个晚第三纪沉积体起源于一个统一的走滑盆地,形成于晚中新世和早上新世时期断裂的斜张走滑作用,并在晚期走滑作用时期,早期的统一走滑盆地被断裂左旋位移,导致了目前错动分离的状态。根据这两个晚第三纪沉积体的构造复原结果(图 2-54),笔者认为,阿尔金断裂自晚第三纪以来至少发生了 80km 的左旋错移。

(二)索尔库里古河道出口证据

前已叙及,基于现今的索尔库里盆地发育的地形地貌形态特征和柴达木盆地西北缘晚新生代沉积地层发育和分布特征,笔者认为索尔库里盆地起源于一个侵蚀地貌盆地,发育于晚第三纪,构成了柴达木盆地晚第三纪沉积作用的主要物源区之一。

根据笔者的推测,该侵蚀盆地的外流通道位于乌尊肖湖,其通往柴达木盆地的出口处受阿尔金断裂左旋走滑而向东错动,位于现今青新界山的索尔库里南山一带。在这一带地区,记录了一套大于 800m 厚的砾岩和砂泥岩,充填在深切基岩的侵蚀河道之中,时代定为上新世晚期(狮子沟组),其上被早第四纪一套砾岩层覆盖(七个泉组)。这套河流相沉积层向西北为阿尔金断裂截切,是连接索尔库里侵蚀地貌盆地和晚第三纪柴达木沉积盆地的唯一通道。索尔库里侵蚀地貌盆地的最终封闭并演化成一个独立的沉积盆地发生在中、晚更新世时期。根据这种古地貌和沉积环境的复原(图2-54),指示阿尔金断裂自晚第三纪以来积累了 80～100km 的左旋走滑位移。

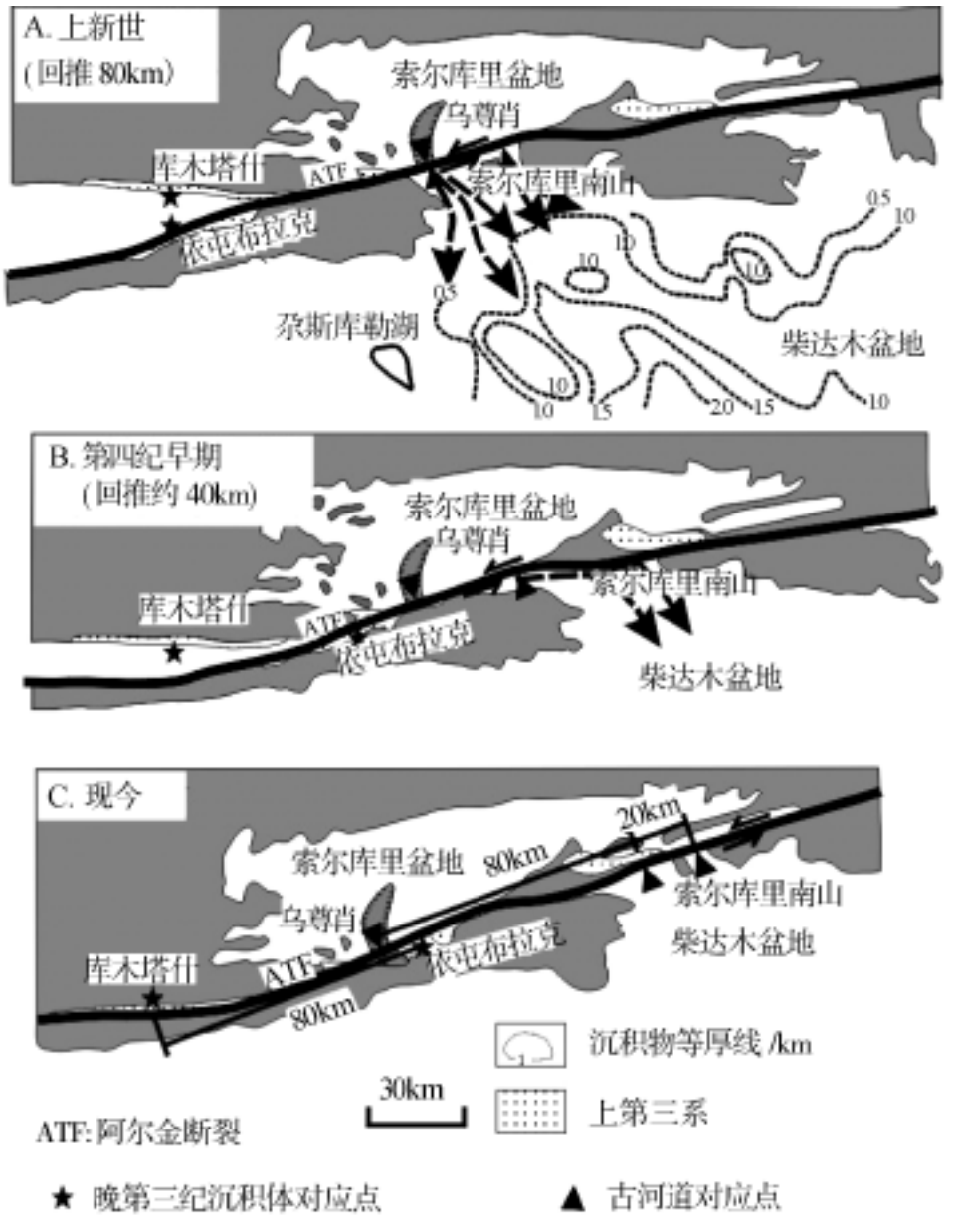


图 2-54　阿尔金断裂带中段晚新生代走滑作用过程复原示意图

(三)阿尔金断裂晚新生代左旋位错的空间分布特征及其走滑速率

阿尔金断裂西段和东段晚新生代左旋位错量可以通过穿越断裂构造 I 级区域水系形成的洪积裙宽度和主干河道沿断裂迹线的拐折来推算。这样的水系有三条。车尔臣河穿越阿尔金断裂西段,山前形成的洪积裙宽度约 75km,主干河道沿断裂迹线的拐折长度为 45～50km,推测该段断裂晚新生代左旋位错量为 120～125km。党河和疏勒河穿越阿尔金断裂东段,山前形成的洪积裙宽度分别为 70～75km 和 60km,主干河道跨越断裂时没有发生明显的拐折,推测断裂东段左旋位错量为 60～75km(表 2-4)。

表 2-4　阿尔金断裂晚新生代左旋位错数据

位　　置	西段 85°～87°E	中段 86°～91°E	东段 94°～97°E
确定标志	车尔臣河山前洪积裙宽度主干河道沿断裂迹线拐折	晚第三纪沉积体错移、索尔库里盆地外流通道错移	党河山前洪积裙宽度疏勒河山前洪积裙宽度
错移量	120～125km	80～100km	60～75km
走滑速率	15mm/a	10～12mm/a	8～9mm/a

根据上述地质和地貌错移数据资料,阿尔金断裂晚新生代的左旋走滑位错量明显地由西向东减小。这种沿走向变化特征指示部分走滑位移量通过青藏高原内部 NE-SW 向的地壳缩短变形进行调整。Meyer 等(1996)运用剖面平衡法并考虑侵蚀和沉积过程中的物质守衡,估算了位于昆仑断层和阿拉善地块之间的青藏高原晚新生代地壳缩短量。结果显示,沿 N30°E 方向的地壳缩短量为 120±30km,由此推算沿 N70°E 方向的阿尔金断裂至少发生了 156±40km 的左旋走滑位移。与这个结果相比,本研究获得的阿尔金断裂晚新生代左旋走滑位错量可能代表了它的下限值。

由于缺乏左旋位错的绝对年代资料,目前无法精确计算断裂走滑速率。根据阿尔金断裂中段晚第

三纪地质体错动关系,所获得的 80～100km 的左旋位错应是 8Ma 左右阿尔金断裂带出现的快速走滑以来形成的,稍稍早于柴达木盆地快速堆积的时代(5.3Ma)。根据这种年龄假设,阿尔金断裂晚新生代的平均左旋走滑速率:西段为 15mm/ a,中段为 10～12mm/ a,东段为 8～9mm/ a。

笔者沿阿尔金断裂带东段通过详细的野外地质填图,揭示出一对反倾向的、相向移动的新生代逆冲断裂系,分别出现在断裂北边的金雁山—索尔库里北山和断裂南边约 280km 的党河—野马南山,推测这两个区域性逆冲作用发生于晚始新世—渐新世(40～32Ma),这种推测说明,阿尔金断裂东段自早渐新世以来的左旋走滑量为 280±30km。假设第三纪盆地和两个逆冲断裂系的位移紧随盆地发育后出现,断裂带的平均滑移速率为 7～9mm/ a。

如果上述的估计正确的话,阿尔金断裂带在渐新世—中新世,即 40～8Ma 期间,其左旋走滑位移量应有 180～200km,走滑速率平均约为 5～6mm/ a,小于阿尔金断裂带在新生代晚期的走滑速率。但总体上,这个估计值范围与全新世左旋走滑速率的估计值是基本一致的(国家地震局,1992)。

由于缺乏可靠的走滑错移位移量的证据,因而恢复阿尔金断裂带渐新世—中新世晚期的走滑历史较为困难。根据沉积序列、晚新生代时期的断裂走滑变形历史,以及 80～100km 的左行走滑位移量,笔者建立了阿尔金断裂中段晚新生代的走滑过程(图 2-54)。

十七、ESR 测年研究

(一)ESR 定年技术

电子自旋共振法(简称 ESR 法)测年原理、方法和过程已有相当多的文献报道(陈文寄等,1991,1999;Grun,1992)。该方法是由德国科学家 Zeller(1967)提出的一种根据样品所吸收的自然辐照剂量来推导样品形成年代的测年方法。它利用电子自旋共振的现象,根据样品及环境中放射性元素的含量以及它们衰变时释放的能量和 ESR 讯号强度相对于人工辐射剂量的变化曲线,推导出样品形成后所接受的总辐射剂量,然后计算样品的形成年龄。其假设前提是:样品顺磁中心的初始浓度为零,顺磁中心的增长效率未达到饱和状态,顺磁中心的寿命大于样品的年龄一个数量级以上,样品所在地的年剂量相对不变,样品未经历过重结晶或受到高温的烘烤作用。由于样品中顺磁中心的浓度是随着辐照剂量的增加而增长的,如果样品形成时含有的顺磁中心数目为零,而且采集样品地点的自然辐照剂量率相对不变,那么样品中顺磁中心的数目将正比于样品的年龄。根据样品及环境中放射性元素的含量及它们衰变时释放的能量,可以计算出年剂量率(D)。根据 ESR 讯号强度相对于人工辐照剂量的变化曲线,可以推导出样品形成后所接受的总辐照剂量,即等效剂量(AD)。由此,可根据下式计算样品的年龄:

$$A(y) = AD(Gy)/ D(Gy/ a)$$

式中: A 为样品的年龄, AD 为样品中累积的总辐照剂量, D 为每年的辐照剂量。 AD 是利用实验测试所得:将样品均分为 5～8 份,在不同辐照剂量的射线照射下,利用电子自旋共振现象,测试得到样品的 ESR 信号与磁场曲线,然后根据 ESR 信号强度相对于人工辐射剂量的变化曲线,推导出样品形成后所接受的原始总辐射剂量,即 AD; D 目前主要是根据样品围岩中 U、Th 和 K 的含量来计算的。

目前,ESR 测年技术在测定珊瑚的形成年代、洞穴碳酸盐化学沉积以确定古人类化石年龄、古人类遗址牙珐琅的测年、黄土类沉积物重式样的 ESR 测年等方面都取得了较大的进展。

(二)样品采集

阿尔金地区第三系原岩内含有大量的石膏(新疆地矿局,1992)。石膏是一种对变形十分敏感的矿物,在变形过程中容易受构造变形的影响而溶解,沿断裂面或裂隙流动,并在相对张性的空间内生长。因而,裂隙带或断层面上生长石膏的年龄往往可以代表构造变形年龄。本节利用晚新生代地层和裂隙中生长石膏的 ESR(电子自旋共振)年龄,结合野外地质调查结果,来探讨阿尔金断裂中段晚新生代的变形历史。

研究样品来自于阿尔金断裂中段的拉配泉、索尔库里南晚第三纪沉积盆地和米兰河河岸等地(图 2-55),具体岩性见表 2-5,所测试矿物均为石膏。

表 2-5　ESR 测年样品概况表

样　品　号	岩　　性	采样地点	备　　注
1805-4	第三系中的石膏	拉配泉南	石膏呈夹层状,垂直层面生长
1831-4	第三系中的石膏	拉配泉南	石膏呈透镜体状
6166-1	断裂带中的石膏	索尔库里达坂	围岩为上新世的泥岩
6228a	裂隙中生长的石膏	索尔库里达坂	围岩为上新世的泥岩,垂直脉壁生长
6228b	裂隙中生长的石膏	索尔库里达坂	围岩与 6228a 相同,石膏弯曲变形
9741	裂隙中生长的石膏	米兰河	围岩为上第三系

1805-4 和 1831-4 采自于拉配泉南第三纪红层中。该第三纪红层沿阿尔金断层大致平行展布,其沉积和变形过程都受控于阿尔金断层。在该区,笔者采集了两种类型的石膏:一种石膏呈构造透镜体状产在红层之中(1831-4)(图 2-56),另一种石膏呈夹层状垂直层面生长(1805-4)(图 2-57)。

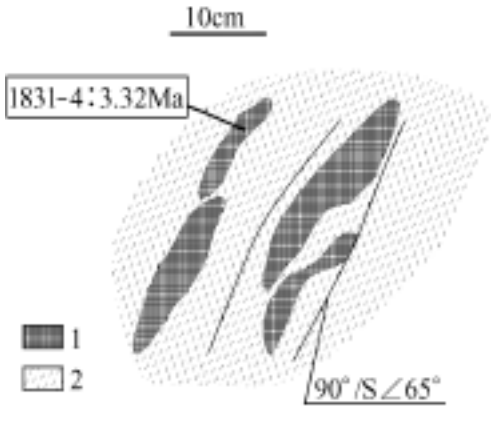


图 2-56　拉配泉南第三系中透镜体状石膏素描图

1—石膏;2—第三纪泥岩

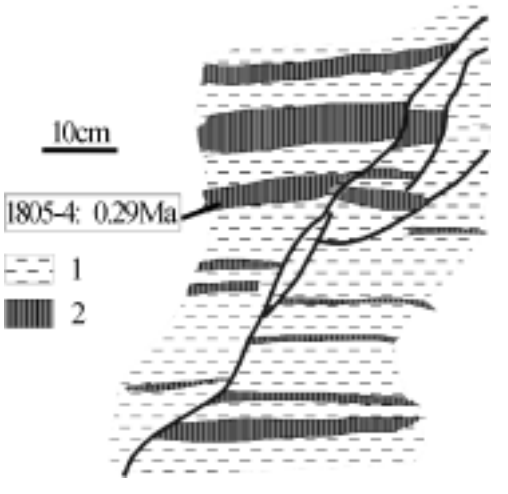


图 2-57　拉配泉南第三系中夹层状石膏素描图

图注同图 2-56

在索尔库里南盆地内(图 2-58),笔者采集了三种类型的石膏。在该盆地内上新统狮子沟组　中,北东东走向、大致平行阿尔金断裂带的正断层十分发育,在一些断层面上保留了近似水平的擦痕,指示了正断及左旋走滑性质。在其中一条正断层面上(图 2-59),垂直断层面生长有石膏(6221)。在索尔库里达坂附近,290°走向的近直立裂隙也很发育,其内生长有两种类型的石膏:垂直脉壁生长的石膏(6228a)和弯曲变形的石膏(6228b)。

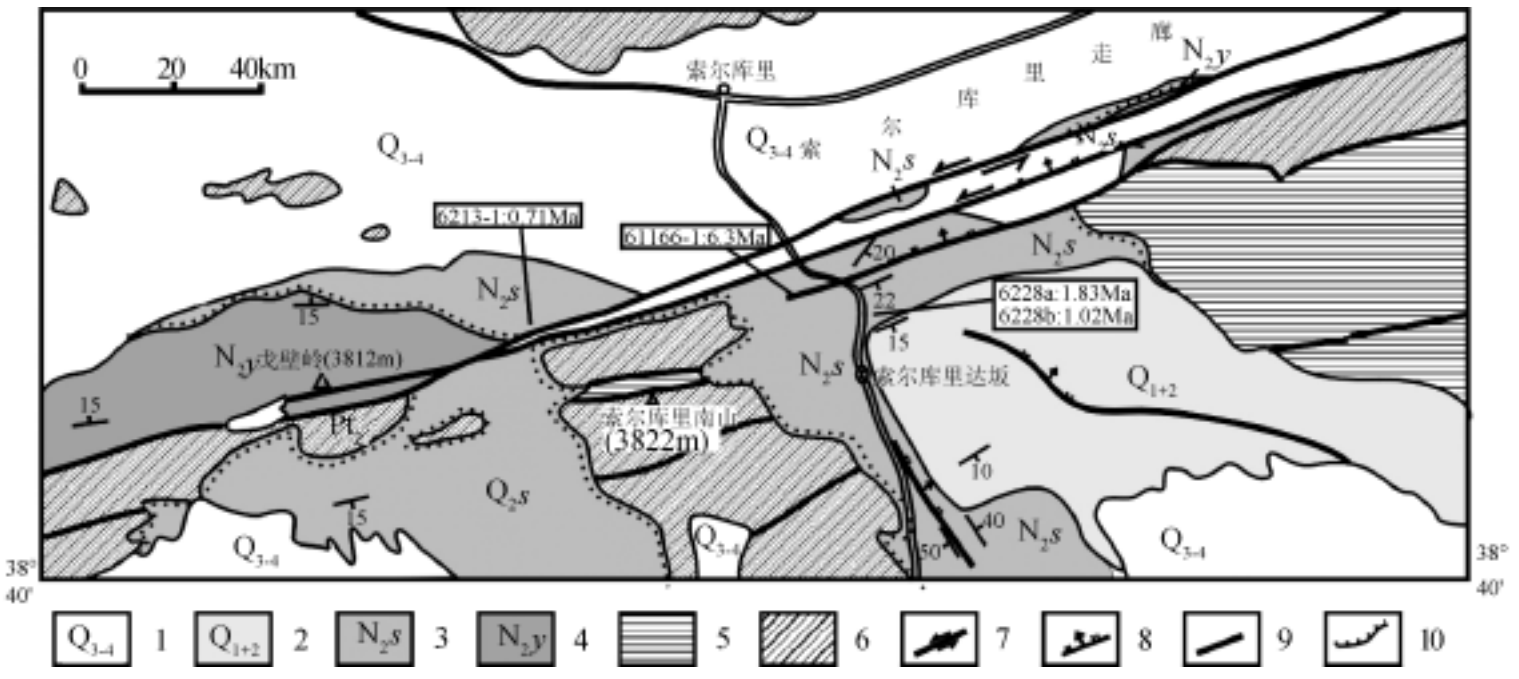


图 2-58　索尔库里南盆地地质构造简图(根据 1∶20 万地质图修编)

1—下更新统—全新统;2—上、中更新统;3—上新统狮子沟组;4—上新统油砂山组;5—侏罗系;6—元古宇;7—走滑断层;8—正断层;9—性质不明断层;10—不整合

新疆地质局,索尔库里幅(J-46-Ⅷ)区域地质调查报告,1981。

9741 采自于阿尔金山北西缘米兰河的堤岸(图 2-56)。在该处,发育了一条逆冲断层,将晚第三纪的红层逆冲推覆于早第四纪 Q_1(?)砾岩层之上。在逆冲断层的上盘有多条小型逆冲断层发育,构成叠瓦状逆冲推覆构造。近直立的地层和推覆构造一起被晚第四纪(Q_3 或 Q_4)河床砾岩层不整合覆盖。在上盘,其中的一条逆冲断层带内有 40～50mm 宽的断层泥带展布,其内有泥岩角砾发育,并有垂直断面的石膏生长(9741)。

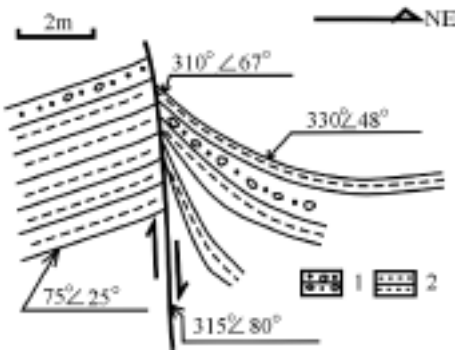


图 2-59　索尔库里南盆地内的正断层

1—砾岩;2—泥岩

(三)测试结果

本次样品测试分析工作由地质力学研究所 ESR 实验室完成。测试仪器为 Bruker 公司生产的 EMX-ESR 仪器。样品中 U、Th、K 的含量由核工业地质分析测试中心测试完成的。测试结果见表 2-6。各样品的 ESR 信号与磁场强度曲线见图 2-60。

表 2-6　ESR 测试结果表

样品号	w(U)/ 10^{-6}	w(Th)/ 10^{-6}	w(K)/ %	年辐照剂量 (mGY/ a)	总辐照量/ GY	年龄/ 10^4a
6166 - 1	0.14	0.7	0.17	0.33	2082	630.9
6228a	0.26	1.7	0.070	0.46	470	102.17
6228b	0.52	0.8	0.090	0.46	844.4	183.45
9741	1.50	0.9	0.42	1.24	198	15.97
1805 - 4	0.31	0.4	0.038	0.26	863.92	332.28
1831 - 4	0.84	1.1	0.023	0.65	193.6	29.78

(四)ESR 年龄的地质意义

测年结果显示,拉配泉南第三系中垂直层面生长的石膏(1805-4)年龄为 3.32Ma,透镜体状变形的石膏(1831-4)年龄为 0.29Ma,表明该地层自形成以后至少经历了两期应力作用,石膏在早期(3.32Ma)变形(区域应力呈张性)中从地层中析出,后期(0.29Ma)变形又使石膏出现透镜体化变形,显示区域应力呈压性。

索尔库里南盆地垂直断层面生长石膏的 ESR 年龄为 6.3Ma,指示了该正断层的活动时代或形成时代应在上新世。北西西走向近似直立的裂隙内垂直脉壁生长的石膏(6228a)ESR 年龄为 1.02Ma,弯曲变形的石膏(6228b)为 1.83Ma,反应这些北西西走向的裂隙形成于第四纪早期,并由于持续的走滑使裂隙中的石膏出现弯曲变形。

阿尔金山北西缘米兰河堤岸的逆冲断层上盘石膏 ESR 年龄为 0.16Ma。据此判断,该逆冲断层形成于晚更新世之前(刘嘉麒等,1997),早更新世之后。

(五)结果讨论

前人研究表明,阿尔金断裂自中新世以来主体呈现为大规模的左行走滑,根据本次 6 个石膏 ESR 年龄结果及其野外地质事实,笔者推断阿尔金断裂带的性质是随着时间和区域应力作用的改变而产生变化的:

(1)上新世

阿尔金断裂为正走滑,表现为索尔库里盆地上新世狮子沟组中普遍发育了晚第三纪(6.3Ma)正断层;在拉配泉地区使石膏从原始的地层中析出,垂直层面生长(1805 - 4)。

(2)第四纪早期

在索尔库里南盆地上新世狮子沟组中发育了 290°走向张性裂隙,其垂直脉壁生长和弯曲变形石膏的 ESR 年龄分别为 1.82Ma 和 1.02Ma;野外地质填图发现,在该盆地内上新世狮子沟组地层中,发育了一条315°走向的正断层和牵引褶皱构造(图2-58、图2-61),根据1∶20万区调报告,早、中更新世七个

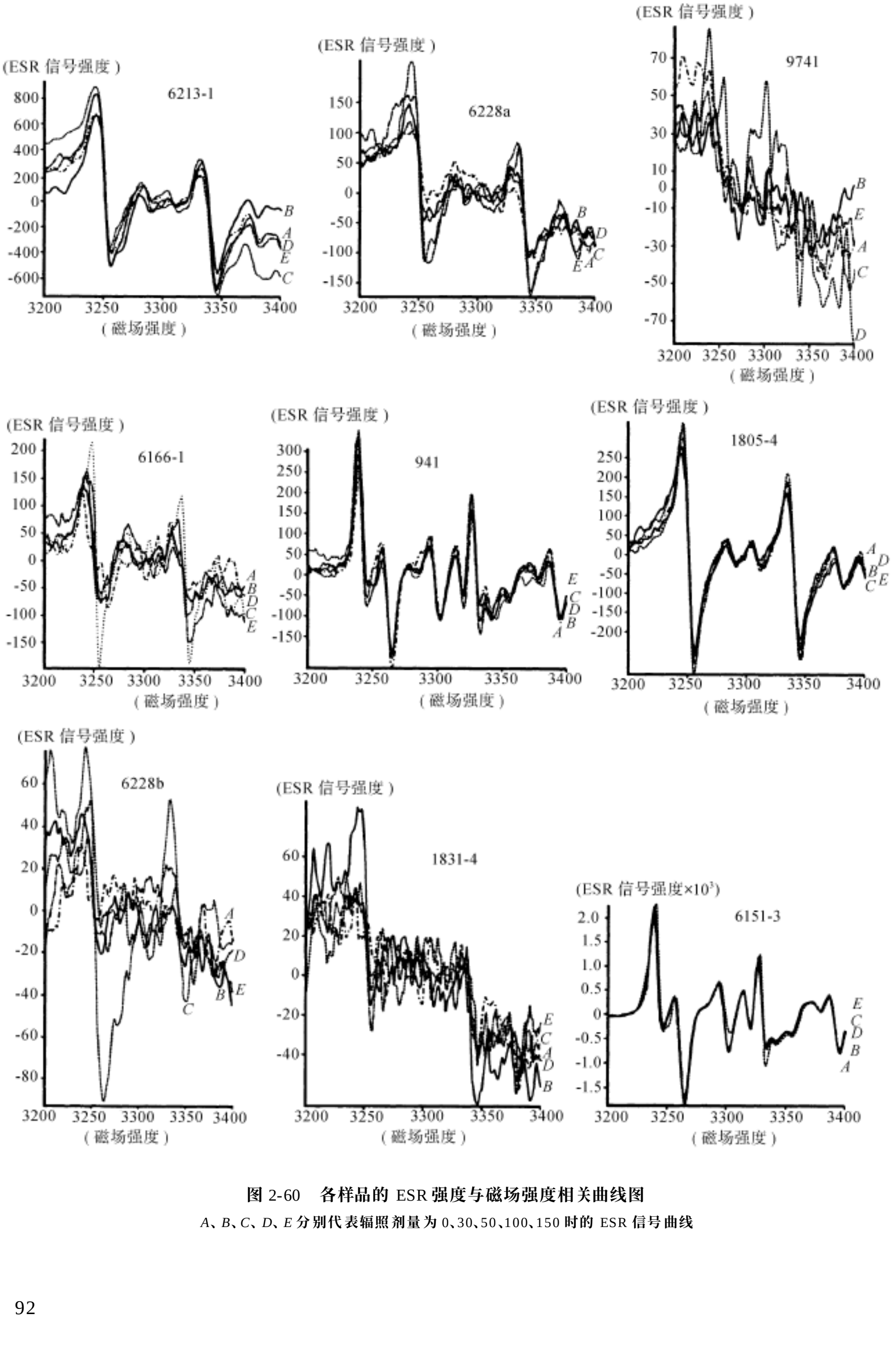


图 2-60　各样品的 ESR 强度与磁场强度相关曲线图

A、*B*、*C*、*D*、*E* 分别代表辐照剂量为 0、30、50、100、150 时的 ESR 信号曲线

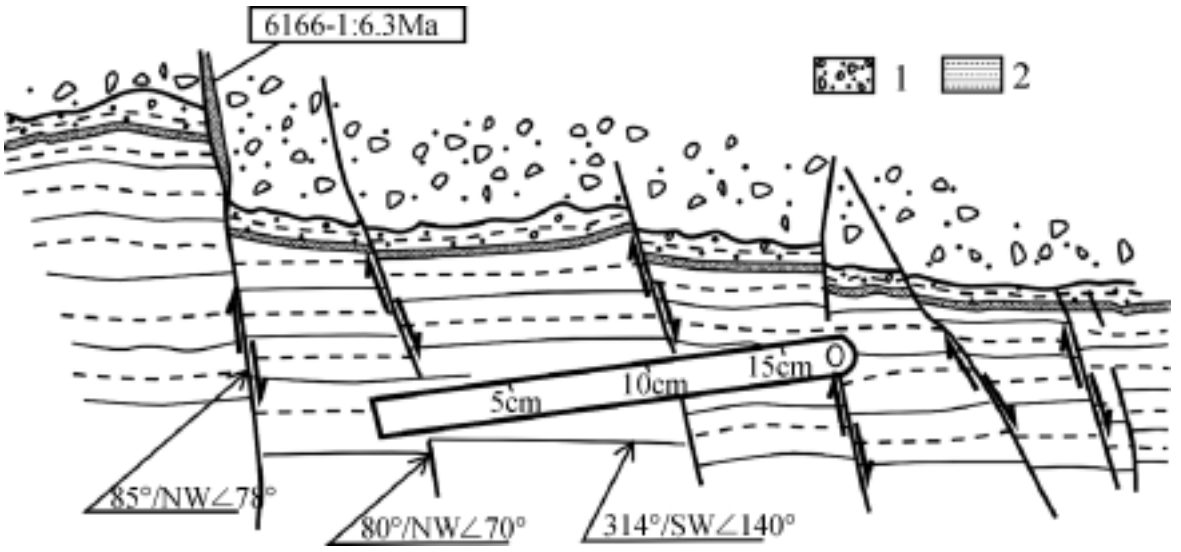


图 2-61　索尔库里南盆地内北西走向正断层

1—砂岩;2—泥岩

泉组内也有北西走向的正断层发育(图 2-58);拉配泉地区第三纪红层中石膏(1831 - 4)出现透镜状变形。上述证据表明,第四纪早期阿尔金地区存在一期北西—北西西向的挤压应力作用。

在此期间,阿尔金断裂的性质也发生了变化:断裂的正断分量明显减弱,在早第四纪地层中不再有平行主断面的正断层发育。在阿尔金断裂带中段,第四纪早期的盆地分布范围十分局限,而第三纪晚期盆地的分布范围相对要广(Chen et al., 2000),支持了这一观点。

古沉积环境、断裂作用与古地形之间的关系恢复(Chen et al., 2000),也显示出该地区在第三纪晚期至中、晚更新世之间,古地形从原先的北西盘高转变为南东盘高,也反映出该期间区域构造应力作用性质的改变。

(3)米兰河逆冲断层内石膏的年龄及其野外地质事实

米兰河逆冲断层内石膏的年龄及其野外地质事实表明,第四纪早期阿尔金地区的挤压变形不仅在阿尔金山北西缘也同样存在,并可能一直延续到了中更新世末期。晚更新世以来,阿尔金断裂中段以正左行走滑为主(国家地震局,1992)。

事实上,第四纪早期区域性北西—北西西方向挤压变形与阿尔金断裂性质的改变,两者在运动学上是一致的,区域性北西—北西西向的挤压应力,必然导致北东东走向阿尔金断裂的压扭性质,使断裂的正断分量减弱(陈正乐等,2002d)。

小　　结

根据以上分析,本研究得到两方面的初步认识。

1. 青藏高原北缘中生代伸展构造体系

青藏高原北缘长度大于 300km 的南倾拉配泉正断层活动分为两个时期:①晚三叠世至早侏罗世和②早白垩世末期。断裂的倾角变化范围为 30°～50°南倾,其中段的正滑移量大于～25km。拉配泉断裂早侏罗世正滑移运动产生了沉积早-中侏罗纪粗粒地层的半地堑,其沉积物来源于拉配泉下盘岩石。早白垩世伸展阶段仅出现在拉配泉断裂的东段,与南边的南倾恰什坎正断层有运动学联系。区域综合研究的结果说明,从蒙古南部到华北的东亚地区普遍发育中生代伸展构造。因此,根据中生代大地构造背景,笔者将青藏高原和东亚地区的早侏罗世和早白垩世伸展事件归结为特提斯洋板块在南部和太平洋在东部的俯冲作用导致的弧后扩张的结果。

2. 新生代阿尔金走滑断裂体系

根据被阿尔金断裂错断的第三纪逆冲断裂系的对比,中美合作阿尔金课题组得到的阿尔金断裂东段新生代总滑移量为 280±30km(Yin & Harrison, 2000; 尹安, 2001; Chen et al., 2003)。

根据沉积序列、阿尔金断裂晚新生代三期的断裂走滑变形历史,以及晚新生代 80～100km 的左行走滑位移量,初步建立了阿尔金断裂中段晚新生代的走滑过程,并得到阿尔金断裂晚新生代走滑位移量

为 80～100km,与 Meyer(1998)等的 156±40km 走滑位移量较为接近,但与许志琴(1999)的 400km、尹安(2001)的 280±30km 和 Ritts & Biffi(2000)的 360km 等相差较大。造成这种差异的原因之一,可能是不同的位移量代表了不同时间段的总走滑量,或者指示了阿尔金断裂走滑位移量的空间分配的不均一性。

根据阿尔金断裂中段晚第三纪地质体错动关系及区调资料,所获得的 80～100km 左旋位移应与柴达木盆地快速堆积的时代一致,即大约 5Ma 以来发生。根据这种年龄假设,阿尔金断裂中段晚新生代的平均左旋走滑速率为 10～12mm/ a。这个估计值与其他作者的全新世左旋走滑速率估计值是基本一致的。

仅就本次研究结果考虑,基本上支持了阿尔金断裂和青藏高原的左旋挤出模式。

U-Pb 年龄更为可靠。U-Pb 定年中两个等时线方程给出相等的或不相等的年龄。如果两个年龄在误差范围内(一般为 2～3Ma)相等,就称之为一致年龄;否则就是不一致年龄。不一致矿物年龄十分普遍,它反映了矿物形成之后 Pb 的丢失,所以也是有用的。目前已有计算矿物原始年龄和 Pb 亏损时间的方法。Wetherill(1956)最早提出谐和图法,用幕式丢失解释不一致年龄。此外,还有连续扩散模型、低温退火模型、抬升扩容模型和复杂模型等。双等时线和较高的封闭温度使得 U-Pb 定年成为一种非常灵敏和又有效的方法(标准误差在 2Ma 左右),普遍应用于区域地质学研究中。锆石 U-Pb 定年技术是一个比较成熟的地质年代学方法。

表 3-2　地质年代学常用的同位素数据

放射性母体	放射成因子体	参考稳定同位素	半衰期 $t_{Y2}(10^9a)$	衰变常数(a^{-1})
^{40}K	^{40}Ar	^{36}Ar	1.25	0.58×10^{-10}
^{78}Rb	^{87}Sr	^{86}Sr	48.8	1.42×10^{-11}
^{147}Sm	^{143}Nd	^{144}Nd	106	6.54×10^{-12}
^{232}Th	^{208}Pb	^{204}Pb	14.01	4.95×10^{-11}
^{235}U	^{207}Pb	$^{204}Pb^*$	0.704	9.85×10^{-10}
^{238}U	^{206}Pb	$^{204}Pb^*$	4.468	1.55×10^{-10}

* ^{204}Pb 不稳定,但半衰期非常长,大约为 $10^{17}a$。　　(据 Faure 等,1986)

结晶状态很好的锆石颗粒具有非常低的 U(Th)、Pb 扩散系数,在冷却速率为 1～10℃/ Ma 情况下,其封闭温度在 900℃以上,是迄今为止所知道的具有最高封闭温度的矿物。在各种地质作用中,锆石可能会发生蜕晶化作用而引起 Pb 的扩散丢失,或在变质作用和岩浆作用中形成增生锆石。蜕晶化作用、重结晶作用和混合增生作用使得对锆石 U-Pb 年龄的解释要非常慎重。因此,锆石微区计时(如离子探针 SIMS 法、SHRIMP 法等)具有重要意义。

碎屑锆石地质年代学研究是利用 U-Pb 体系锆石定年技术测定沉积地层中碎屑锆石的年龄,并把得到的年龄数据进行归类形成谱系。同时,每个样品中锆石又根据大小,颜色(反射光下),磨圆度,形状和球度,以及包体的产出情况而分成不同的群组。碎屑锆石的年龄谱系和群组特征进行比较分析,给出了碎屑沉积物基本亲缘关系的重要制约,从而建立起沉积物与物源区的沉积学联系。在板块构造研究中,通过大陆斜坡(大陆架)相沉积物中的碎屑锆石的年代学研究,可以建立起大陆斜坡和大陆之间特定的沉积学联系,从而解决板块边界划分和相互作用等问题(Gehrels & Ross, 1998; Gehrels & Stewart, 1998; Gehrels & Kapp, 1998; Gehrels et al ., 1996; Gehrels & Dickinson, 1995; Gehrels et al ., 1991, 2003b; Gehrels, 1990)。

通过适当的采样布局,得到碎屑锆石年龄的时空展布,由此可以揭示和说明:①某一地质历史时期台地和大陆斜坡上一级沉积物分散体系;②大陆斜坡外盆地组合的古地理和变迁历史;③大陆斜坡上被后期构造事件和/ 或沉积作用过程掩盖掉的岩浆作用事件。

沉积盆地中沉积物来源的变迁反映了构造环境的演化,可以通过在地层序列的一定间隔中采样分析,分析地层之间的相互关系而得到解决。

在建立沉积物分散体系过程中,必须考虑碎屑锆石形貌学方面的特征。在水动力学上,很细至细粒锆石等价于细至中粒大小的石英颗粒。这个尺寸的颗粒,在沿着分散路径进行悬浮搬运和牵引搬运过程中具有不同的磨损效应。

碎屑锆石地质年代学研究一般分为三个阶段:①对区域一级地质单元和构造进行全面分析,建立初步的区域区域构造格架和工作模型;②碎屑锆石的 U-Pb 定年,给出地质年代学的制约;③重建区域构造演化的历史。在重建区域构造历史轮廓的过程中,沉积岩系和沉积序列的区域对比是非常关键的基础工作。

三、$^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年方法和 MDD 模拟

$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法(又称快中子活化法)是由 Sigurgeirsson(1962)首先提出,并于 70 年代得到迅速发展的 K-Ar 法重要分支。它通过用快中子照射矿物岩石样品,使其中的^{39}K 转化为^{39}Ar,由质谱方法测量样品中萃取出的^{40}Ar 和^{39}Ar,由此计算样品年龄,其公式为:

$$t = 1/\lambda \ln(J \cdot {}^{40}Ar^{*}/{}^{39}Ar + 1)$$

式中 J 为每次照射样品的照射参数,无量纲,可由每次照射的标准样$({}^{40}Ar^{*}/{}^{39}Ar)_s$ 标定:

$$J = ({}^{39}Ar/{}^{40}Ar)_s(e^{\lambda t s} - 1)$$

式中 s 代表标准样。在计算$^{40}Ar^{*}/^{39}Ar$ 时还要进行大气氩校正,^{37}Ar 衰变校正和干扰同位素校正。

$^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年和 MDD 模拟是区域热年代学研究中比较成熟和常用的方法。该定年方法相对于传统 K-Ar 法的优越性在于,所有的测试工作在同一个样品(经中子辐射之后)上进行,采用阶段加温技术,阶段加温过程中 Ar 被逐步释放。理论上,每一阶段的年龄(由$^{40}Ar/^{39}Ar$ 比率计算而得)应该相等;但实际上很少如此。Ar 的阶段释放谱(即样品的阶段加热年龄谱)中可以检查出来 Ar 可能已脱离矿物(即 Ar 亏损)或添加到矿物中(即 Ar 过剩)。由几个表面年龄在误差范围内相等的阶段组成的"坪"年龄是比较可靠的矿物年龄。

从$^{40}Ar/^{39}Ar$ 阶段加热实验可以得到两个方面的矿物热历史的有用信息来源(McDougall and Harrison, 1999):①年龄谱;②Arrhenius 图解。从辐射成因氩($^{40}Ar^{*}$)与各个不同的加热阶段中放出的^{39}Ar 的比值可以计算各阶段的模式年龄。再假定^{39}Ar 均匀地分布在样品中,就可以在理论上导出子同位素随着阶段释放或缓慢冷却而形成的空间分布。相应的 Arrhenius 图解,即模式扩散系数(在单一扩散域假定下,由^{39}Ar 释放函数反演而来)对实验加热温度倒数的图解,是各个参数结合产生的结果,它特征化了单个样品的扩散特征(如具有不同的域长度和扩散动力学等等)。

Lovera et al. (1989)把单一扩散域封闭模式应用于具有各种不同大小域分布的钾长石矿物中,并对得到的钾长石年龄谱及相应的 Arrhenius 图解特征做出了多重扩散域(MDD)的解释。

多重扩散域(MDD)理论包含了对钾长石扩散特征的一系列假设。其中最主要的一个是:氩释放是一个可以由 Arrhenius 方程描述的热激发扩散过程。Arrhenius 方程是:

$$D = D_0 \exp(-E/RT),\ \text{其中}\ D_0\ \text{为频率因子。}$$

其它假设为:

1)实验室与自然界中氩扩散过程具有相同的边界因素和控制机制。

2)扩散域可以近似化为几种简单的几何形态。

3)模型中采用的扩散域数量必须等于或大于样品中实际存在的扩散域数量。

4)扩散域边界上的氩维持在零浓度。

5)扩散域之间没有相互影响(相互作用)。

6)每个扩散域中母体^{40}K 具有均匀分布。

7)冷却过程具有缓慢性和单调性,并起始于高温状态。

多重扩散域中的"域"用来表征体积扩散的特征长度,在"域"的外面,从晶格连续体中逸失气体的速度更快。

一般结果是,由于不同大小扩散域的存在,只要其相对体积分数大于最小可观测阈值,就可产生年龄谱上的局域坪。

在单一扩散域的扩散长度下,Arrhenius 图解得到的是线性关系。而在多重扩散域模式下,Arrhenius 图解具有非线性特征,它代表了阶段放气过程中不同尺寸扩散域的不同作用。在最初阶段氩的释放过程中,样品趋向于表现为具有单一有效大小扩散域的均匀颗粒。当放气过程继续进行,最小扩散域的放气作用改变了样品的有效颗粒大小,而只反映较大尺度扩散域的特征。因此,MDD 模式下 Arrhenius 图解和阶段加热年龄谱的形式是每个独立扩散域扩散参数(活化能 E 和频率因子 D_0)、域分布参数(域大小 ρ 和体积分数 Φ)和热历史的函数。但是,Arrhenius 图解还是具有两个局限性。一是,对于具

有不同大小扩散域的样品来说,Arrhenius 图解的形式因实验室阶段加热方案的改变而改变;二是,常规 Arrhenius 图解中的每个点都是等价的,尽管其^{39}Ar 可能具有两个数量级的差异。不过,这个问题可以通过对数作图而得到克服。log (r/r_0)对^{39}Ar 累积释放百分数作图得到的曲线,显示了每个不同的扩散域大小所释放的气体含量,而与扩散参数 E(活化能)和 D_0(频率因子)以及特定的阶段加热方案无关。这样,从图解中就可以得到各个扩散域大小的唯一解,通过进一步的计算模拟之后,可以得到最符合的年龄谱。

大多数可做^{40}Ar/^{39}Ar 定年的矿物样品并不太适合于 MDD 模拟实验,而钾长石(碱性长石)由于其可以经受整天低于熔融温度下的真空加热并保持稳定,适合于进行 MDD 模拟实验。除了条纹长石会在高温下出现均一化以外,在 1100℃的实验室高温下,其余碱性长石的天然显微结构和晶格参数并不会受到影响。因此,钾长石是目前唯一一个可利用^{40}Ar/^{39}Ar 阶段加热技术而得到能被解释的有意义的内部年龄分布结构的矿物。实验证明,钾长石具有以下两个特性:①自然界中控制氩释放过程的机制同样决定了实验室中氩释放的扩散边界;②从相同地质体中多个钾长石样品的 MDD 模拟实验中得到可以相互验证的结果。

在 MDD 模拟实验中,根据以往的实验经验,我们将采用以下一些可用手段:①高温下等温多阶段加热;②在熔融之前长时间加热以获得尽可能多的气体;③循环加热手段。

这样,MDD 模式下^{40}Ar/^{39}Ar 年龄谱就可以用来重建岩石和区域的热演化历史。在构造地质研究的应用个例中,通常最重要的是各个地质样品之间热历史的相对变化,因此,即使在活化能计算等方面仍有较大的不确定性,地质热年代学测量的有用信息仍然是可以得到的。对于具有单调冷却热历史的地质样品,可以通过 MDD 模拟实验而由得到的 Arrhenius 图解和^{40}Ar/^{39}Ar 年龄谱反演而给出一个热历史的唯一解(Lovera et al ., 1997; Quidelleur et al ., 1997)。对于经历过多期氩释放和缓慢冷却再加热多次交替的具有较复杂热历史地质样品,也可以通过 MDD 模拟而得到一定的热历史解。

同时,根据断裂作用过程中热流性质,可以利用^{40}Ar/^{39}Ar 热年代学定年技术,精确测量断裂作用的年代和作用历史。如在正断层作用过程中,下盘来自较深部位的热岩块在上升过程中受到冷却作用,这一过程可以用钾长石进行 MDD 模拟而得到揭示。逆冲断裂作用的结果则是上盘岩石不断冷却,并将热量侧向传导至下盘岩石;在接近断层面的上盘岩石中采样,利用热年代学测量技术就可以揭示与断裂作用有关的岩石冷却历史。根据断裂作用过程中的热流模式,就可以重建断裂作用的热历史。

本研究中^{40}Ar/^{39}Ar 定年在中国科学院广州地球化学研究所和美国加州大学洛杉矶分校(UCLA)地球与空间科学系相关实验室完成。分析样品一般用锡箔或铜箔包装,与标准样一起密封在理想真空石英玻璃试管中,在某一反应堆的工作窗口照射几十个小时(广州地球化学所为 56 小时左右,UCLA 为 45 小时左右)。逐个熔化并分析各样品及标准样等分试样品的氩同位素组成。广州地球化学研究所使用的标准样已知年龄为 132Ma,UCLA 使用 Fish Canyon 透长石(FC)为标准样。依据标准样的测量值计算每一个测年样品的辐射参数 J;并由经过辐射并真空熔融的 K_2SO_4、CaF_2 和 NaCl 分析结果作为年龄的校正参数。使用 CO_2 激光加热样品,一般分为 7～13 个阶段,最后一个阶段使样品熔化;钾长石 MDD 模拟样品的加热阶段为 40 个左右。^{40}Ar/^{39}Ar 同位素测量采用电子倍增管模式下操作的自动质谱仪进行,分析仪器主要为 VG-MS1200。采用普遍接受的衰变常数和同位素丰度计算年龄数值。每个样品的全熔年龄(Tf)由各部分析出^{39}Ar 年龄加权平均计算而得,它与该样品的 K-Ar 年龄相等。同时,选择有代表性的几个阶段计算坪年龄。

四、裂变径迹方法

裂变径迹法已被广泛地应用于限定山脉隆升历史(丁林等,1995, 1997; Sobel & Dumitru, 1997; Sobel et al .,2001;王军,1998;王彦斌等,1998;陈正乐等,2001b, 2002a)。

本次研究的所有磷灰石裂变径迹测试分析是在中国地震局地质研究所裂变径迹实验室完成,流程采用外探测器法,年龄计算经 Zeta 校正,标准样为 Durango 磷灰石,铀标准玻璃为美国国家标准局 SRM612,年龄计算公式见公式(1)(Hurford and Green,1982)。

$$t_{unk} = \frac{1}{\lambda_D} \ln\left[1 + \lambda_D \zeta \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \right] \quad (1)$$

上式(1)中的 ζ 由下式求得:

$$\zeta = \frac{[\, e^{\lambda_D t_{STD}} - 1 \,]}{\lambda_D [\, \rho_s / \rho_i \,]_{STD} \rho_d}$$

式中: t_{unk}为未知矿物年龄; t_{STD}为标准矿物裂变径迹年龄; ρ_s ρ_i 为标准矿物裂变径迹自发与诱发径迹密度比; ρ_d 为铀标准玻璃的诱发径迹密度。

五、氦素定年技术与氦热年代学

氦素定年方法是过去几年来发展起来的一种针对具有非常低温冷却历史岩石的新的比较成熟的放射性同位素定年方法,而氦热年代学是一种基于氦在矿物中扩散行为的研究而发展形成的热年代学研究方法。氦素定年的历史可以追溯到近一百年之前。但是,由于长期以来对于氦同位素在矿物中的扩散行为研究不够,对于矿物氦封闭温度的研究不够深入,以及在测试流程方面的落后性,氦素定年方法的应用一直非常局限。而过去几年中科学技术的发展为该定年方法的实施和应用奠定了坚实的基础,同时,激光氦素定年技术也在发展,为更精细的低温热年代学研究开辟了研究方向。该方法在构造隆升历史(特别是山脉的剥露过程)、资源调查(如烃的成熟化作用)和区域热历史研究中都是很重要的。

^{238}U、^{235}U 和^{232}Th 的系列衰变和^{147}Sm 衰变都可以产生^{4}He 核(即 α粒子)。几乎在所有矿物中,锕系元素的衰变是放射成因 He 生成的主要来源,因此,矿物中氦(He)生成的基本方程可以表述为:

$$^{4}He = 8^{238}U(\exp(\lambda_{238} t) - 1) + 7(\lambda^{238}U / 137.88)(\exp(\lambda_{235} t) - 1) + 6^{232}Th(\exp(\lambda_{232} t) - 1)$$

式中:^{4}He、U 和 Th 表示矿物中同位素的含量(现代值); t 为累积时间(也就是矿物 He 年龄); λ 为衰变常数。系数表示每个衰变系列中产生 α粒子的个数,因子(1/ 137.88)为现代^{235}U / ^{238}U 比值。该方程假定了衰变链中子同位素之间的长期平衡,这对于 He 年龄大于约 350 千年的矿物晶体来说是可以的。在某些特定情况下,则要考虑长期非平衡因素的影响。

与其它年龄测定和热年代学研究的方法相比,氦素定年技术有两个很明显的优势:首先是对其它方法无法达到的低温条件的敏感性,其次是精度。如,磷灰石氦封闭温度为 70℃左右,比其它任何已知定年方法的矿物封闭温度都要低,因此,磷灰石氦年龄给出了冷却作用最后阶段的唯一信息;与磷灰石裂变径迹测年等相比,(U-Th)/ He 体系得到的冷却年龄具有比较好的精度,特别是年轻地质样品更是如此。磷灰石氦年龄的温度灵敏范围要比磷灰石裂变径迹方法低约 25℃以上,也即在地壳深度上要浅大约 1km 以上。在快速冷却情况下,剥露作用可能会把 HePRZ(氦部分保存带) 暴露出来或剥蚀掉,而 HePRZ 底面正是剥露作用启动的年龄。当地温梯度为 20℃/ km 时,磷灰石 HePRZ 底面深度约为 3.5km,而此时磷灰石 FTPAZ(裂变径迹部分退火带)底面深度约为 5km。因此,氦素定年具有对较小幅度剥露作用之敏感性,在山脉隆升和地貌演化研究方面具有不可替代的优越性。

现有定年方法如^{14}C、U 系不平衡定年和^{40}Ar/ ^{39}Ar 法等在测定年龄处在 50ka～1.5Ma 之间的年轻地质体(如火山灰等)时都有着无法克服的方法局限性,而该年龄段正是原始人类演化和气候变化等研究领域最为感兴趣的。氦素定年正是具备了这方面的优越性,因此为研究人类早期历史提供了绝对年龄测定的最为精确的方法。

虽然本次研究中还没有应用氦素定年技术,但是,鉴于氦素定年定年技术在区域热年代学中应用以及所占的地位将越来越重要,这里谨加以简要的介绍,并期望在进一步研究中得以应用。

第二节　测年结果及其热演化历史的年代学制约

一、阿尔金山北坡太古宇结晶基底的剥露和冷却历史

阿尔金山北坡麻粒岩相结晶基底的形成时代在太古宙新太古代,是我国十分古老的几个区块之一。

该变质杂岩是一套中、高温变质的高角闪岩相—麻粒岩相变质岩系，由麻粒岩、变粒岩、片麻岩、斜长角闪岩和条带状混合岩等组成。基性麻粒岩的矿物组成有石榴子石、单斜辉石、斜长石和角闪石等，部分矿物成分见表 3-3。

表 3-3　阿尔金山北坡麻粒岩矿物成分　　(w_B/ %)

样品号	矿物	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	FeO	Cr_2O_3	总计
97053-5.1	GAR	0	4.16	18.67	34.62	0	6.65	0	0.82	34.46	0	99.38
97035-5.1	CPX	0.52	11.59	1.69	49.36	0	20.93	0.12	0.04	15.45	0.03	99.73
97053-5.2	CPX	0.55	11.1	1.94	48.37	0.01	21.05	0.22	0	15.55	0.24	99.03
97053-5.3	GAR	0.09	4.2	18.96	35.55	0.03	6.53	0	0.67	34.11	0.17	100.3
97053-5.3	CPX	0.31	11.02	1.59	49.17	0	21.2	0.23	0.32	15.23	0	99.07
97053-5.3	PL	5.85	0	27.18	56.48	0.23	10.43	0.01	0	0.31	0.04	100.5

注：GAR 为石榴子石；CPX 为单斜辉石；PL 为斜长石。

测试者：北京大学地质学系电子探针分析中心。

采用 Soto & Soto(1993)PTMAFIC(C): Program for THERMOBAROMETRIC calc. 应用程序，选择 Eckert et al.(1991)GRT-CPX-PL 矿物压力计和 Sengupta et al.(1989)GRT-CPX 矿物温度计计算变质温压条件，得到阿尔金山北坡麻粒岩相变质作用温压条件为：$p = 7.65 \pm 1.9 \times 10^8$ Pa，$T = 791 \sim 754$℃(表 3-4)。

表 3-4　阿尔金山北坡麻粒岩相变质作用温压条件

样　品　号	97053-5.3	97053-5.1
压力/ 10^8 Pa	7.65±1.9	
温度/ ℃	791	754

用于 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年样品 97053-5 为石榴麻粒岩中角闪石(采样位置：92°19.83′E，39°12.98′N)。该麻粒岩来自阿尔金山北坡拉配泉北部的太古宇结晶基底中，由石榴子石、单斜辉石和角闪石等组成，其中的石榴子石含有胀裂构造，在其核心含有一些矿物包体。用于测年的角闪石为包含有石榴子石和单斜辉石等矿物的后期筛状变晶，其阶段加热测年数据见表 3-5，年龄谱见图 3-1A。

根据表 3-5 和图 3-1A 中 97053-5 角闪石年龄测试数据求得该角闪石 7 个阶段的全熔年龄(Tf)为 1729.9±59.7Ma，坪年龄发育较好，其 3～7 阶段坪年龄为 1769.7±16.1Ma。该样品中没有过剩氩的存在，其等时线年龄的线性关系较好，给出年龄为 1836.8±36.7Ma(图 3-1B)。它们与同处在拉配泉北太古宇麻粒岩相结晶基底中花岗片麻岩的黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ WMPA(权重平均坪年龄)年龄 1741±24Ma (Sobel & Arnaud, 1999)一致，属于中元古代。

表 3-5　阿尔金山北坡麻粒岩中角闪石 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 法年龄测试数据

阶段	温度/ ℃	^{39}Ar/ %	^{40}Ar/ %	RaAr/ %	$^{39}Ar/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	年龄/ Ma	误差(2σ)
	样品号：97053-5，测试矿物：角闪石，测量条件：100 μA，照射天数：2.32，存放天数：134，标准样：$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.12，年龄 = 132Ma，J = 1.049931E-02								
1	680	1.59	0.39	36.08	4.47	462.35	2.31	604.40	47.91
2	810	2.82	1.31	67.87	8.86	919.74	4.30	1010.69	16.57
3	870	13.45	13.61	94.56	33.37	5432.06	8.23	1752.00	2.89
4	930	8.87	8.73	94.21	32.17	5109.70	7.99	1720.61	3.92
5	980	50.62	53.46	98.45	117.21	19122.82	8.64	1800.24	1.54
6	1030	11.15	11.36	94.73	34.33	5614.22	8.44	1759.50	4.30
7	1340	11.51	11.15	86.64	13.00	2211.81	8.79	1704.12	3.64

测试者：中国科学院广州地球化学研究所。

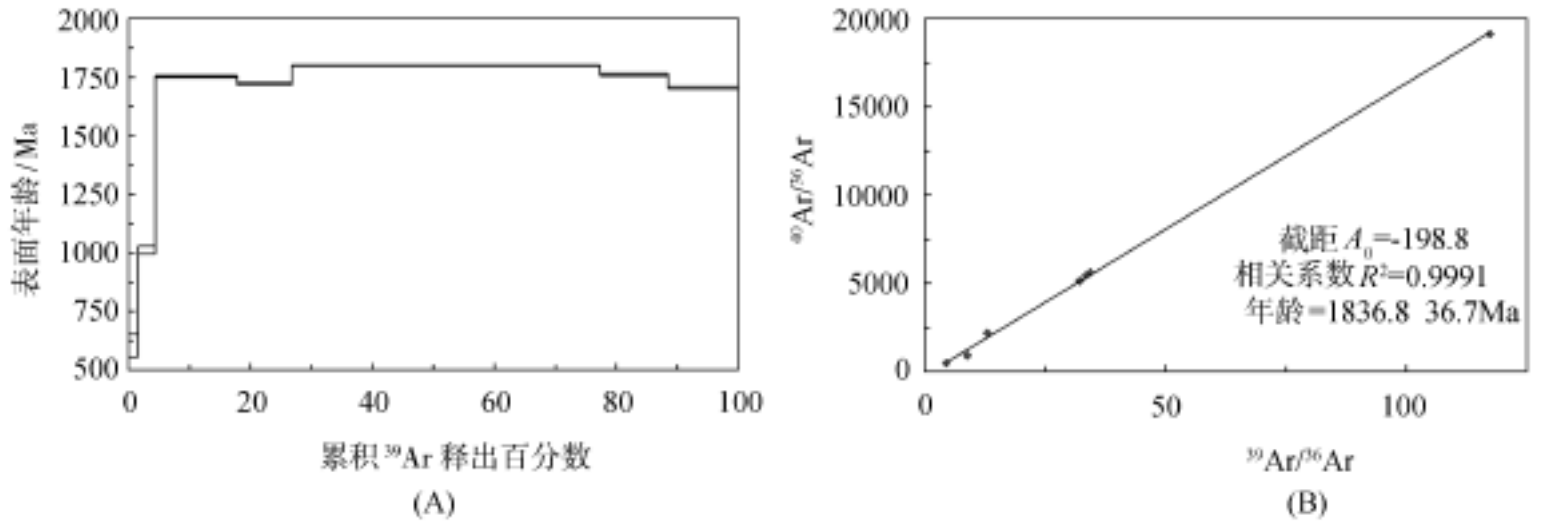


图 3-1　阿尔金山北坡麻粒岩(97053-5)中角闪石阶段加热年龄谱(A)和年龄等时线(B)

在麻粒岩相变质岩中,由于角闪石封闭温度(*Tc*)值远小于麻粒岩相峰值变质温度,^{40}Ar/ ^{39}Ar 法得出的仅是冷却年龄。因此,阿尔金山北坡麻粒岩中角闪石^{40}Ar/ ^{39}Ar 坪年龄(1769.7±16.1Ma),代表了塔里木盆地结晶基底变质后抬升形成稳定地块的年龄,大致处在古元古代和中元古代的分界时期。这一年龄与华北地块古老基底变质后抬升形成稳定地块的年龄相当(如,沂水断裂带内沂水下牛庄和峨山口变晶糜棱岩中白云母^{40}Ar/ ^{39}Ar 全熔年龄分别为 1850.9±3.6Ma 和 1816.6±3.0Ma,其^{40}Ar/ ^{39}Ar 阶段年龄均处在 1800～1860Ma 左右)(王小凤等,2000;陈宣华等,2000),说明了塔里木地块和华北地块在成为稳定地块并开始接受稳定地台沉积的时间是一致的,都是从长城纪开始。

从阶段加热年龄谱(图 3-1A)可以看出,该角闪石在 1000Ma 左右和 600Ma 左右两次受到后期构造热事件的微弱改造,它们分别代表新元古代(Pt_3)和古生代的开始,后者与贝克滩东侧高压变泥质岩中多硅白云母^{40}Ar/ ^{39}Ar 高温坪(温度 > 790℃,^{39}Ar 的累计析出大于 80%)年龄和等时线年龄(分别为 574.68±2.5Ma 和 572.58±5.52Ma;车自成等,1995)接近,可能代表了早古生代该地区板块俯冲作用的影响。

两个侵入于这套杂岩中的花岗岩得到 U-Pb 锆石年龄分别为 1875Ma 和～1880Ma(Gehrels et al, 2000),这期岩浆作用形成了混合岩化作用,它导致了地壳厚度的增大和活动性减弱,使得这套杂岩具有低的 $\varepsilon_{Nd}(t)$负值,介于 - 3.77～ - 3.75 之间(车自成等,1995a;车自成、刘良,1997)。车自成等(1995)给出的拉配泉北阿克塔什塔格麻粒岩中辉石、斜长石和全岩的 Sm-Nd 等时线年龄 1703.85±105Ma。这些年龄与这里得到的麻粒岩中角闪石^{40}Ar/ ^{39}Ar 等时线和坪年龄较为一致,这可能意味着混合岩化在形成稳定地块的过程中起着重要作用。

拉配泉北部太古宇麻粒岩-片麻岩变质杂岩中变闪长岩(样品号:8-21-98-2)角闪石样品的^{40}Ar/ ^{39}Ar 年龄(1767±3Ma;Chen et al .,2003)也说明了塔里木结晶基底的长城纪冷却历史。

此外,崔军文等(1999)在阿尔金山北坡的新太古代高角闪岩相-麻粒岩相变质杂岩带角闪岩中得到角闪石^{40}Ar/ ^{39}Ar 年龄为 1807.77±17.62Ma,黑云角闪斜长片麻岩中黑云母(样品 NL5-2a)^{40}Ar/ ^{39}Ar 阶段坪年龄为 1814.1±70.0Ma 和 2006.3±15.9Ma(等时线年龄 1788.03±32.84Ma),略大于本研究得到的坪年龄。这些年龄数据也说明了古元古代末青藏高原北缘构造运动的普遍性(吕梁运动),与塔里木-华北地块稳定地台形成在时间上一致。

二、元古宙火山作用的年代学证据

阿尔金地区中、新元古界的分布比较广泛。其下部以变质片岩为主,火山岩也很发育(苏吾什杰和拉配泉北);中上部以石英岩、叠层石灰岩占优势,表现了从活动带向稳定带转化的过程。火山岩的研究表明,岩石类型主要为玄武岩、粗玄岩、英安岩和流纹岩类,具有明显的基性-酸性双峰式火山岩组合特征。其中玄武岩多数处在碱性系列,具有类似于大陆裂谷火山岩组合的性质。

拉配泉北火山岩 Sm-Nd 全岩等时线年龄为 1793±270Ma,苏吾什杰火山岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄为

1882.9±110Ma,说明在古元古代末至中元古代初,阿尔金地区还处在地壳活动性较大的状态(车自成等,1995)。这时正好是形成稳定的塔里木地块的时候,在塔里木地块的东南大陆边缘,火山活动强烈。

索尔库里-拉配泉一带大陆架沉积序列叠层石大理岩和石英岩中夹有变流纹岩,其 ID-TIMS U-Pb 地质年代分析给出的年龄为 930Ma,并被 922Ma 的花岗片麻岩侵入(Gehrels et al,1999),处在新元古代青白口纪。这与郭召杰等(1998)得到的阿克塞以东半鄂博图(半果巴)沟蛇绿岩套(三个玄武岩 + 六个辉长岩)Sm-Nd 等时线年龄(949±62Ma)相当。郭召杰等(1998)还得到辉长岩(六个样品)的 Sm-Nd 等时线年龄为 829±60Ma,它可能代表了沿阿尔金山北缘发育的蛇绿岩带成岩年龄。这说明了至少在这时候(相当于青白口纪),北塔里木地块(包括敦煌地块)和南塔里木地块(包括柴达木地块)之间还是被洋盆分割的。

三、古生代岩浆活动——U-Pb 同位素测年结果

虽然新疆地质局　根据侵入岩特征及与地层的接触关系把阿尔金北缘地区主要的花岗岩类(特别是阔什布拉克岩体)划为新元古代第二期,但是,笔者根据该地区花岗岩类同位素年龄证据认为,该地区花岗岩类主要可能为加里东旋回中期的产物。如,新疆地质局(1981)和青海省地质矿产局　曾对该地区花岗岩类做了一些 K-Ar 年龄测试。除了克孜勒·塔斯似斑状二长花岗岩(608Ma)以外,其它数据均给出早古生代以来的地质年龄。其中,阿尔金北缘地区最大的花岗岩岩基——阔什布拉克花岗岩岩体(处在阿尔金北缘右型旋转体系的中心部位,边部变形较弱)中白云母给出 420.5Ma(K-Ar 年龄,其意义相当于$^{40}Ar/Ar^{39}$全熔年龄),处在志留纪。中美合作阿尔金课题组(Gehrels et al,1999,2003a) ID-TIMS U-Pb 地质年代分析得到拉配泉西侵入岩的年龄范围为 480～410Ma,进一步年龄分析也给出早古生代岩体侵入年龄。由此,可以把前人得到的 K-Ar 年龄和本次研究得到的一些$^{40}Ar/Ar^{39}$年龄解释为冷却年龄,它们均小于岩体的锆石 U-Pb 年龄(或与岩体的侵入年龄相近)。

(一)阔什布拉克花岗岩岩体

分布在阔什布拉克以北卡拉山至冰沟一带,沿贝克滩复背斜核部出露,为不规则椭圆状展布,呈较大岩基产出。组成岩石有灰色、灰白色粗粒、中-细粒黑云母花岗岩、角闪石黑云母花岗岩、似斑状角闪石黑云母花岗岩、似斑状含石英黑云母花岗岩等。新疆地质局(1981)将它划归为新元古代中期第四侵入次斑状黑云母花岗岩和似斑状黑云母斜长花岗岩。

由于锆石 U-Pb 体系的矿物封闭温度较高,因此被普遍用来确定岩浆岩的形成时间。本次研究(中美合作阿尔金课题组)采集了阿尔金北缘阔什布拉克岩体中西南部的似斑状花岗岩样品,选取其中的锆石进行了 U-Pb 年龄测定(样品 D52-1,位置:39°00.825′N, 90°43.601′E),结果如图 3-2 所示,其中一粒锆石处在不一致线与一致线的上交点位置,年龄为 443±5Ma。该年龄代表锆石结晶年龄和花岗岩成岩年龄,代表了岩体侵入的最老年龄,说明了岩体侵入的时间在奥陶纪 Caradoc 世和 Ashgill 世之间,为加里东旋回中期的产物。不一致线下交点年龄为 50±55Ma,代表了铅丢失的改造年龄。阔什布拉克岩体是该地区规模最大的深成岩岩体,它的年龄说明阿尔金北缘地区东西向花岗岩类主要形成于奥陶纪。同时,有两粒锆石给出 404Ma 左右(早泥盆世 Lochkovian 期)的不一致年龄,有三粒锆石给出 375Ma 左右(晚泥盆世 Frasnian 期)的不一致年龄,它们可能反映了在主期岩浆活动之后的 Pb 丢失事件。

(二)大平沟西花岗岩岩体

大平沟西花岗岩岩体位于大平沟金矿西的库木塔格山附近,呈带状沿阿尔金北缘断裂(或称为拉配泉低角度正断层)的分支断裂作东西向展布,总体上处在阿尔金北缘断裂的下盘。岩体西北部为第四系覆盖,并被第四系冲沟分割成几个大小不等的孤岛状,其南与斜长花岗岩岩体为断层(阿尔金北缘断裂)接触,断层面南倾,倾角为 35°～40°。新疆地质局(1981)将其划为新元古代第二期第五侵入次黑云母花岗岩。

中美合作阿尔金课题组采集大平沟西花岗岩体中粒黑云母花岗岩中的锆石进行了 U-Pb 年龄测定

新疆地质局,1981,巴什考供幅(J-46-Ⅶ)和索尔库里幅(J-46-Ⅷ)区域地质调查报告。

青海省地质矿产局,1986,俄博梁幅(J-46-Ⅸ)区域地质调查报告。

(样品 DP2-1,位置:39°08.939′N,91°23.104′E),图 3-3 给出了测试结果。其中的锆石晶形简单,为正方柱锥状,长宽比为 3∶1 左右,粒径 0.07×0.2mm 左右。其中三粒锆石处在不一致线的上交点位置,构成的一致年龄为 485±10Ma,它处在奥陶纪 Arenig 世,为锆石结晶和花岗岩成岩年龄,代表阿尔金北缘地区花岗岩岩体形成和侵入的最老年龄。同时,有两粒锆石给出 185Ma 左右(早侏罗世 Toarcian 期)的不一致年龄,代表了后期 Pb 的丢失事件。下交点年龄为 51±137Ma,与 Pb 的丢失有关,年龄本身没有地质意义。

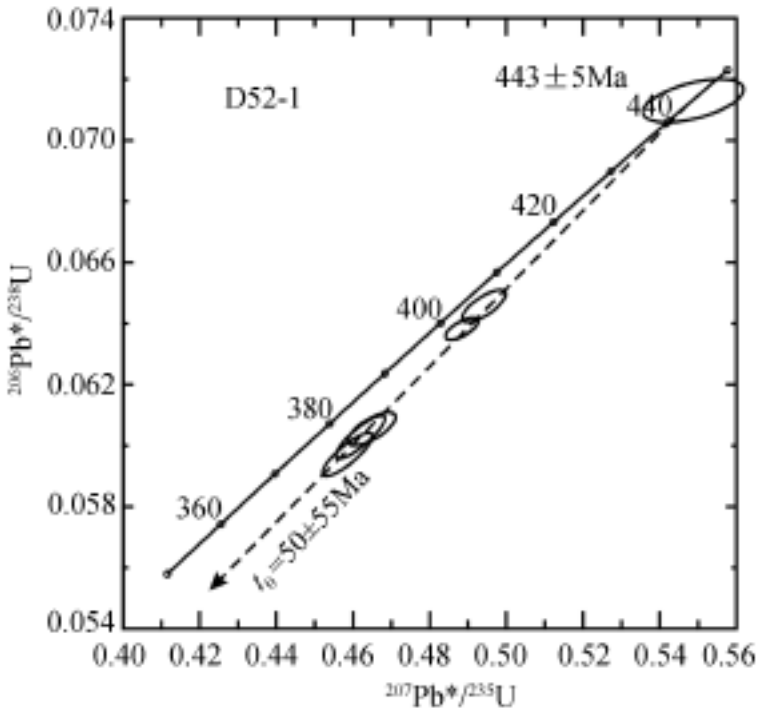


图 3-2 阔什布拉克斑状花岗岩(D52-1)中锆石 U-Pb 年龄
由 University of Arizona 同位素地球化学实验室测定

笔者在阿尔金北缘中生代伸展构造——拉配泉断裂(一条南倾的正断层)北边的断裂紧下盘一些较小的花岗岩岩体中采集的锆石样品,其 IM(离子探针)U-Pb 测定也得到早古生代年龄(见本书第二章)。这些岩体均侵入到作为塔里木结晶基底的高角闪岩相-麻粒岩相变质岩系中,说明早古生代岩浆弧的产出并不像 Sobel & Arnaud(1999)所说的只出现在塔里木结晶基底的南边(由此推测了一个南倾俯冲带的存在),而是同时又出现在塔里木结晶基底变质岩系中。因此,该地区早古生代俯冲带的产状可能为北倾。

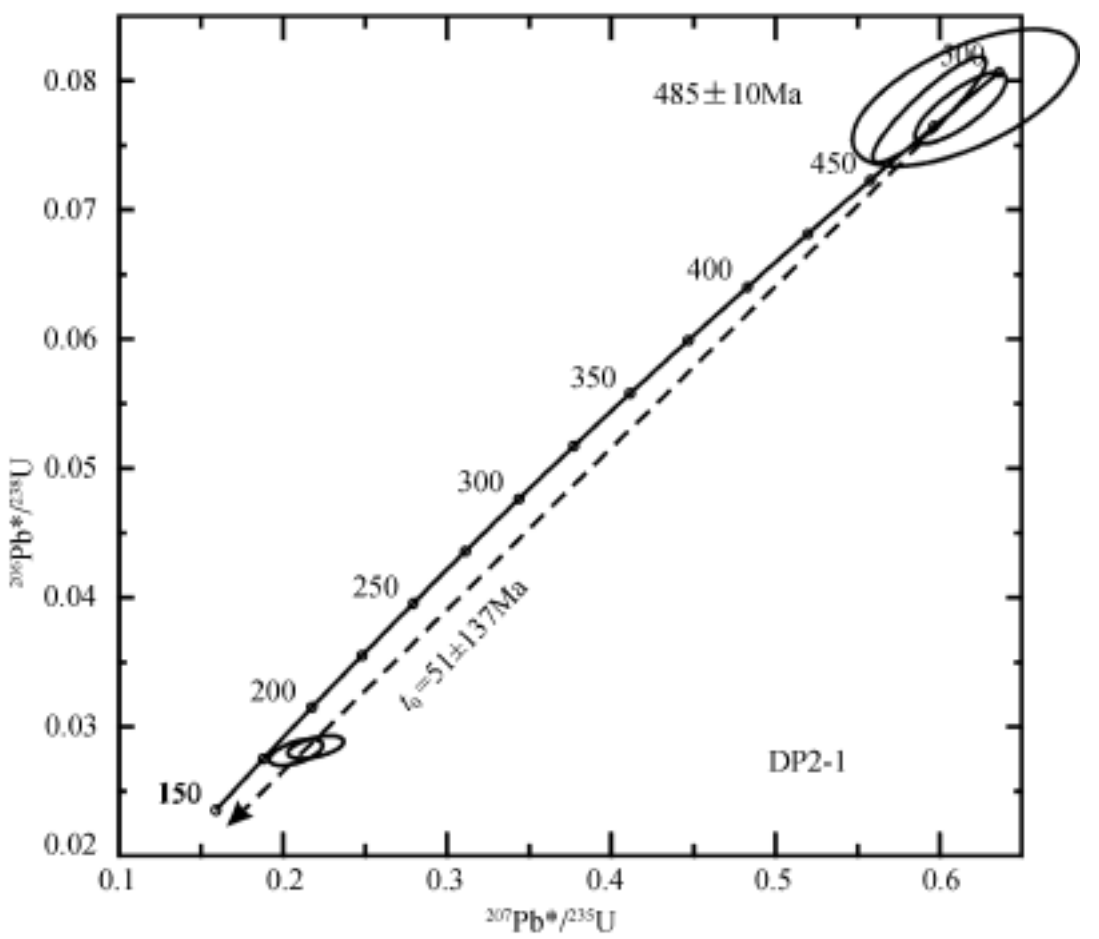


图 3-3 大平沟西花岗岩(DP2-1)中锆石 U-Pb 年龄
由 University of Arizona 同位素地球化学实验室测定

阿尔金地区岩浆活动期次分析的结果(见本章后边部分)说明其峰期岩浆活动的时间为 442Ma 左右,其年龄与阔什布拉克岩体的侵入年龄(443±5Ma)相当,而后者在阿尔金北缘占据了较大面积,由此,两者相互验证,证实了阿尔金山地区早古生代岩浆活动频繁和岩浆弧存在的论点,以及这时候板块俯冲机制的重要性。整个阿尔金山实际上是一个早古生代岩浆弧地体,为早古生代板块俯冲体系的一部分。因此,早古生代山根的存在是很有可能的。

四、早古生代大陆边缘沉积——碎屑锆石 U-Pb 年龄证据

阿尔金山北缘与早古生代岛弧岩浆活动相对应的是早古生代活动大陆边缘的火山-碎屑沉积岩系(见第一章图 1-3)。过去,人们一直把这套地层划归元古宇(新疆地质局,1981;中国地质科学院成都地质矿产研究所,1988;新疆地质矿产局,1993)。碎屑锆石 U-Pb 年龄(Gehrels et al., 2003)测试结果说明它们主要是早古生代沉积。

巴什考供下奥陶统额兰塔格组(O_1e)碎屑锆石

样品 GA190 采自巴什考供北山(位置:39°03.632′N,90°11.548′E)下奥陶统额兰塔格组(新疆地质局,1981)砂岩中,向上变为粉砂岩和泥岩。下部砂岩发育交错层理。

砂岩主要由石英、长石和基性火山碎屑组成,含有碎屑黑云母和白云母。其中锆石为浅品红色。22 个锆石颗粒的稀释法 U-Pb 分析结果给出近于一致的年龄,主要年龄处在～460Ma 和～500Ma,峰值年龄为 482Ma(图 3-4)。同时有两个较老的年龄为～900Ma 和～1840Ma。因此,该砂岩形成于 482Ma 之后,而 482Ma 代表了一次岩浆活动,与阿尔金北缘早古生代花岗岩浆活动的开始阶段相对应。

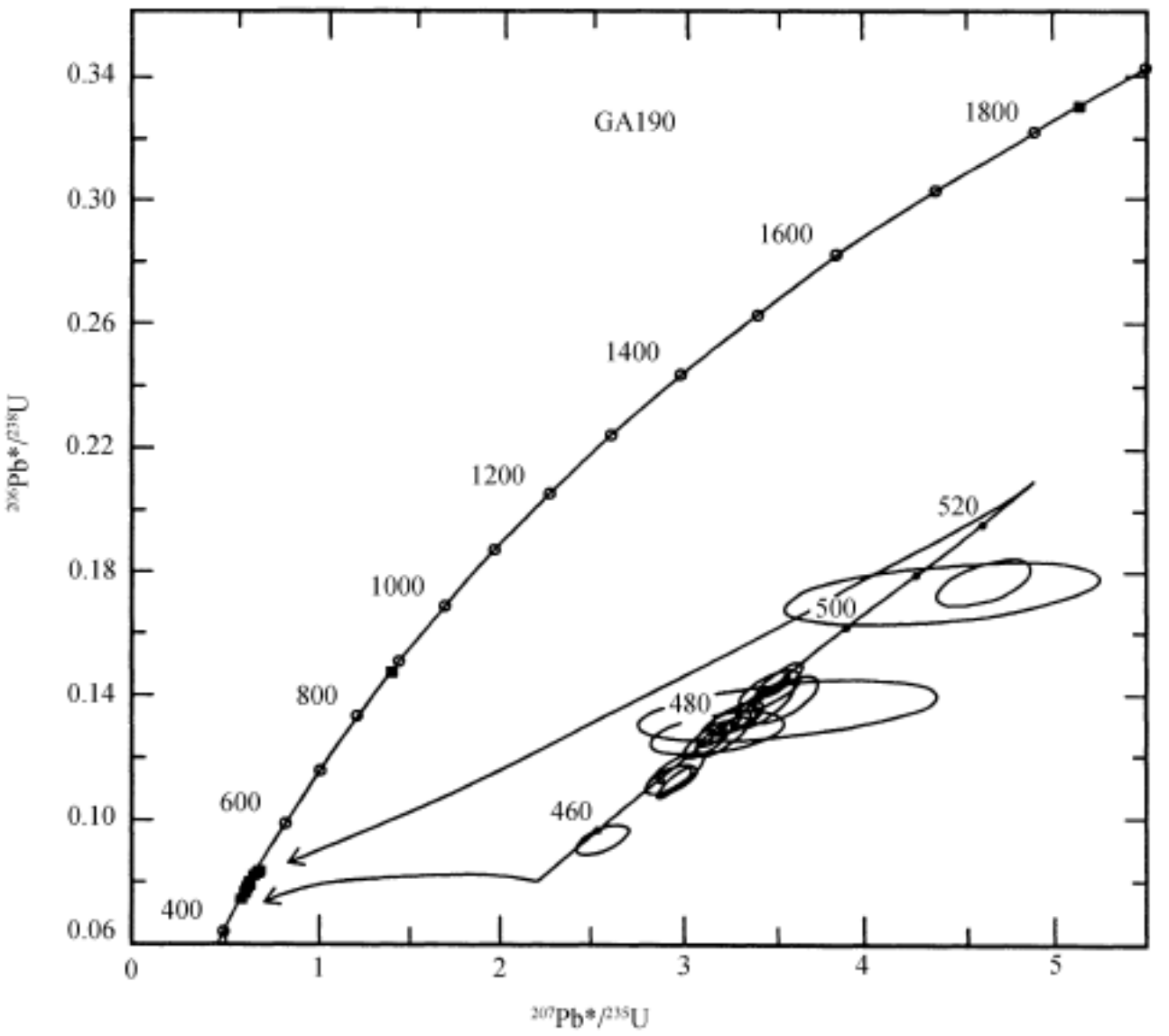


图 3-4　碎屑锆石(GA190) U-Pb 年龄

由 University of Arizona 同位素地球化学实验室测定

卡拉塔格“蓟县系塔昔达坂群”碎屑锆石

样品 GA174 采自卡拉塔格地区原划为“蓟县系塔昔达坂群”砂岩,采样位置:39°06.567′N,90°27.830′E。其中的锆石主要为浅品红色它形,次为磨圆状,无色和深品红色。大多数锆石给出不一致年龄,不一致线上、下交点年龄分别为 917±25Ma 和 399±97Ma。另有一粒锆石给出一致年龄,为 487Ma;两粒锆石给出年龄处在～1.0Ga 和～1.2Ga 之间(图 3-5)。因此,487Ma 被解释为其中碎屑锆石的真实结晶年龄,代表了一次岩浆活动。

样品GA190和GA174记录了先存岛弧岩浆作用的时间为482～487Ma,处在早奥陶世,与该地区

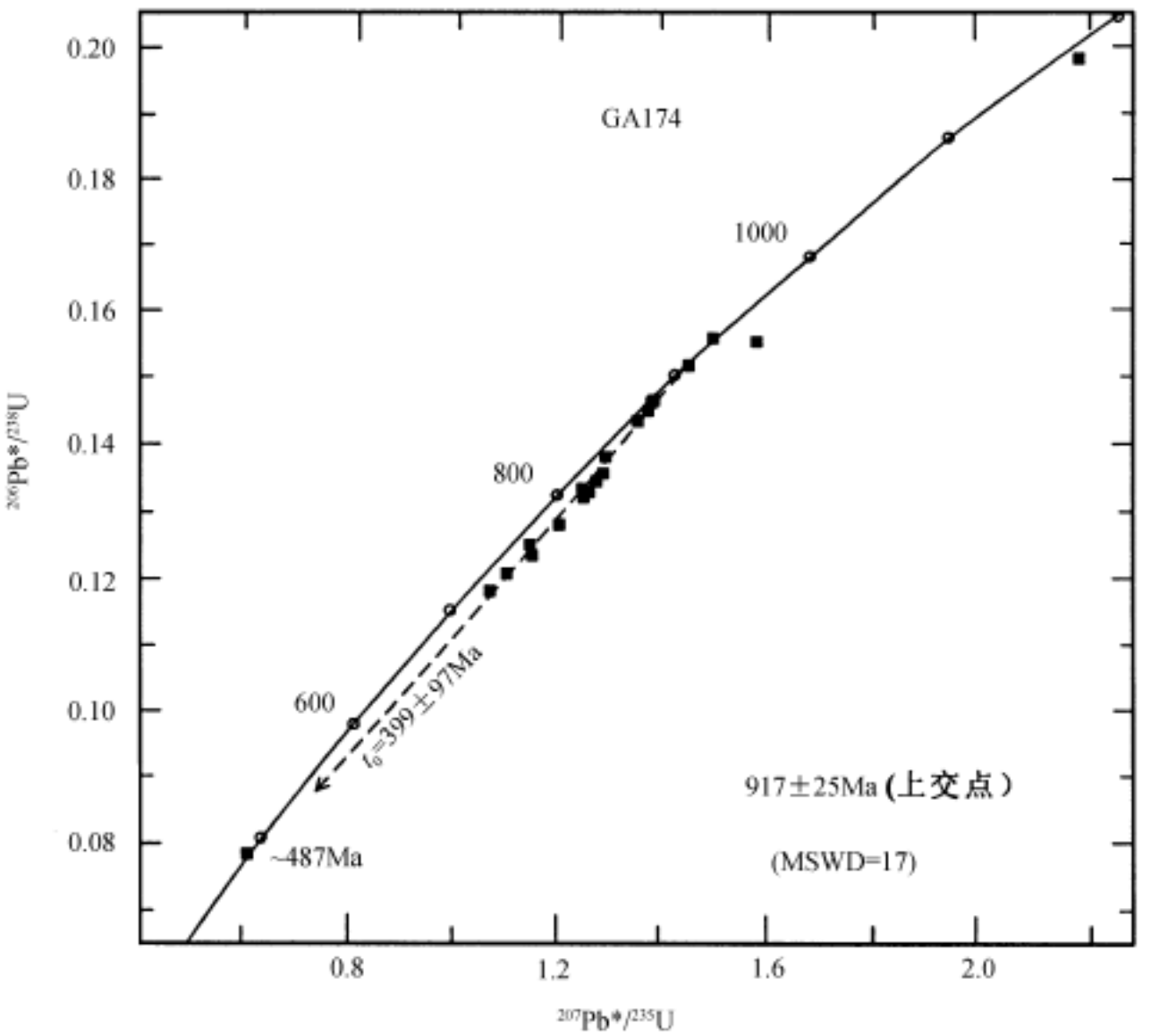


图 3-5　碎屑锆石(GA174) U-Pb 年龄

花岗岩浆活动的时间一致。而其中出现的～900Ma 锆石颗粒,说明它们与元古代索尔库里被动大陆边缘的亲缘关系。

五、古生代和中生代区域热冷却事件

(一)阿尔金山东段拉配泉地区二长花岗岩热冷却历史

样品 1823-2 采自阿尔金山东段拉配泉地区的一个二长花岗岩中。用于$^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年的角闪石比较新鲜,只是在少部分角闪石的局部区域具有绿泥石化现象,其$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄可以反映岩体的侵位年龄。而其中的钾长石常为钠质斜长石钾化的结果,并含有斜长石核。钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄反映了该岩体受后期热事件的改造,主要是钾化事件。样品 1823-2 角闪石和钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法年龄测试数据见表 3-6。

1823-2 角闪石的阶段加热年龄谱见图 3-6A,该角闪石中过剩氩的影响不大。根据表 3-6 和图 3-6A 中测试数据求得该角闪石 8 个阶段的全熔年龄(Tf)为 491.9±7.8Ma,4～7 阶段坪年龄为 497.3±5.1Ma,4～8 阶段坪年龄为 496.2±4.6Ma。其$^{40}Ar/^{39}Ar$ 等时线较好,给出年龄为 502.3±10.1Ma(图 3-6B)。与阿尔金北缘早古生代花岗岩浆活动的时期(485Ma, 480～410Ma, Gehrels et al.,1999)相比较,该年龄显得有点老。我们的解释是,该地区可能存在比 485Ma 更老的早古生代岩浆活动。

1823-2 角闪石坪年龄及等时线年龄代表了早古生代的一次冷却时间。与红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带和阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带蛇绿岩套中玄武岩 Sm-Nd 等时线年龄(分别为 508.3±41Ma～524.4±44Ma 和 481.3±53Ma;刘良等,1999; Liu et al .,1998; 刘良等,1998)很相近,它们均处在奥陶纪早期,因此均为加里东期岩浆活动的产物。

表 3-6　拉配泉二长花岗岩$^{40}Ar/^{39}Ar$法年龄测试数据

阶段	温度/ ℃	$^{39}Ar_r$/ %	$^{40}Ar_r$/ %	RaAr/ %	$^{39}Ar_r/^{36}Ar$	$^{40}Ar_r/^{36}Ar$	$^{37}Ar_r/^{39}Ar$	年龄/ Ma	误差(2σ)
	样品号:1823-2,测试矿物:角闪石,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:133,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.05,年龄 = 132Ma, J = 1.08598E-02								
1	680	1.21	0.87	32.81	6.89	439.82	2.2882	367.13	1.56
2	750	0.55	0.28	26.54	7.29	402.30	3.7125	264.26	3.48
3	810	0.76	0.45	30.81	7.56	427.14	6.1602	310.15	1.88
4	870	9.80	10.33	87.50	67.42	2366.77	6.2758	515.57	1.68
5	930	30.77	31.57	95.68	220.13	6871.34	4.1540	503.12	0.52
6	980	14.03	13.81	93.73	154.56	4728.46	4.3975	485.52	0.98
7	1070	38.73	38.75	95.62	222.62	6783.56	4.5134	492.39	0.45
8	1340	4.14	3.93	69.15	23.95	958.38	7.4823	470.63	0.52
	样品号:1823-2,测试矿物:钾长石,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:143,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.12,年龄 = 132Ma, J = 1.066152E-02								
1	520	5.93	6.19	85.71	93.35	2071.43	0.0333	333.17	0.52
2	680	2.60	1.50	77.80	98.54	1333.79	0.1039	192.07	0.83
3	810	2.76	1.49	85.21	173.41	2004.99	0.0377	180.30	0.99
4	870	2.58	1.62	73.55	72.01	1118.63	0.1275	207.46	1.12
5	930	3.89	3.21	86.98	131.66	2276.20	0.0705	268.37	0.59
6	980	9.28	8.89	91.89	192.67	3659.06	0.0355	307.95	0.25
7	1030	6.73	6.56	91.95	190.97	3686.21	0.0444	312.77	0.44
8	1070	18.58	18.93	96.14	400.38	7724.36	0.0213	325.65	0.18
9	1130	20.36	21.20	97.42	596.83	11613.74	0.0167	332.21	0.16
10	1190	16.01	17.52	98.13	791.26	16070.64	0.0166	347.70	0.22
11	1240	6.17	6.77	95.89	348.01	7252.13	0.0310	348.55	0.31
12	1340	5.12	6.09	92.98	181.48	4226.26	0.1210	374.83	0.58

注:中国科学院广州地球化学研究所测试。

此外,该角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$坪年龄及等时线年龄(502.3±10.1Ma)与代表榴辉岩相变质年龄的阿尔金西段榴辉岩全岩-石榴子石-绿辉石 Sm-Nd 等时线年龄(500±10Ma)和锆石$^{206}Pb/^{238}U$表面年龄统计权重平均值(503.9±5.3Ma)(张建新等,1999)以及且末县南角闪质糜棱岩 Sm-Nd 矿物对等时线年龄(519±37.3Ma; Liu et al ., 1997),还有柴达木盆地北缘大柴旦榴辉岩锆石$^{206}Pb/^{238}U$表面年龄统计权重平均值(496.4±18Ma;中法合作"阿尔金—祁连"项目组,1999)等都非常接近。

因此,结合上述花岗岩侵入年龄的厘定,有关的深成岩浆作用(形成阿尔金岩浆弧)、火山作用、榴辉岩相和蓝片岩相变质作用等过程的存在,说明在阿尔金山存在早古生代板块俯冲机制和沟-弧-盆体系。

Sobel & Arnaud(1999)在阿尔金山获得的一批数据($^{40}Ar/^{39}Ar$ WMPA 年龄),分别为 453.4±8.7Ma 和 431.5±7.8Ma(茫崖西 35km 处云母片岩和片理化浅色花岗岩中白云母),413.8±8.0Ma 和 382.5±7.4Ma(阿尔金达坂北坡未变形的花岗闪长岩中黑云母和细粒浅色花岗岩中白云母),431.6±7.6Ma(当金山口一伟晶岩中白云母)。他们把其中前两个年龄解释为变质年龄,后三个年龄解释为冷却年龄。与阿尔金东段拉配泉二长花岗岩岩体的角闪石坪年龄相比,Sobel & Arnaud(1999)的数据稍为年轻。

实际上,所有这些年龄都应该解释为冷却年龄,而所谓的早古生代变质年龄的说法可能是比较模糊的。这些年龄代表的是一期早古生代区域冷却事件,而事件的开始就是笔者在拉配泉二长花岗岩中得

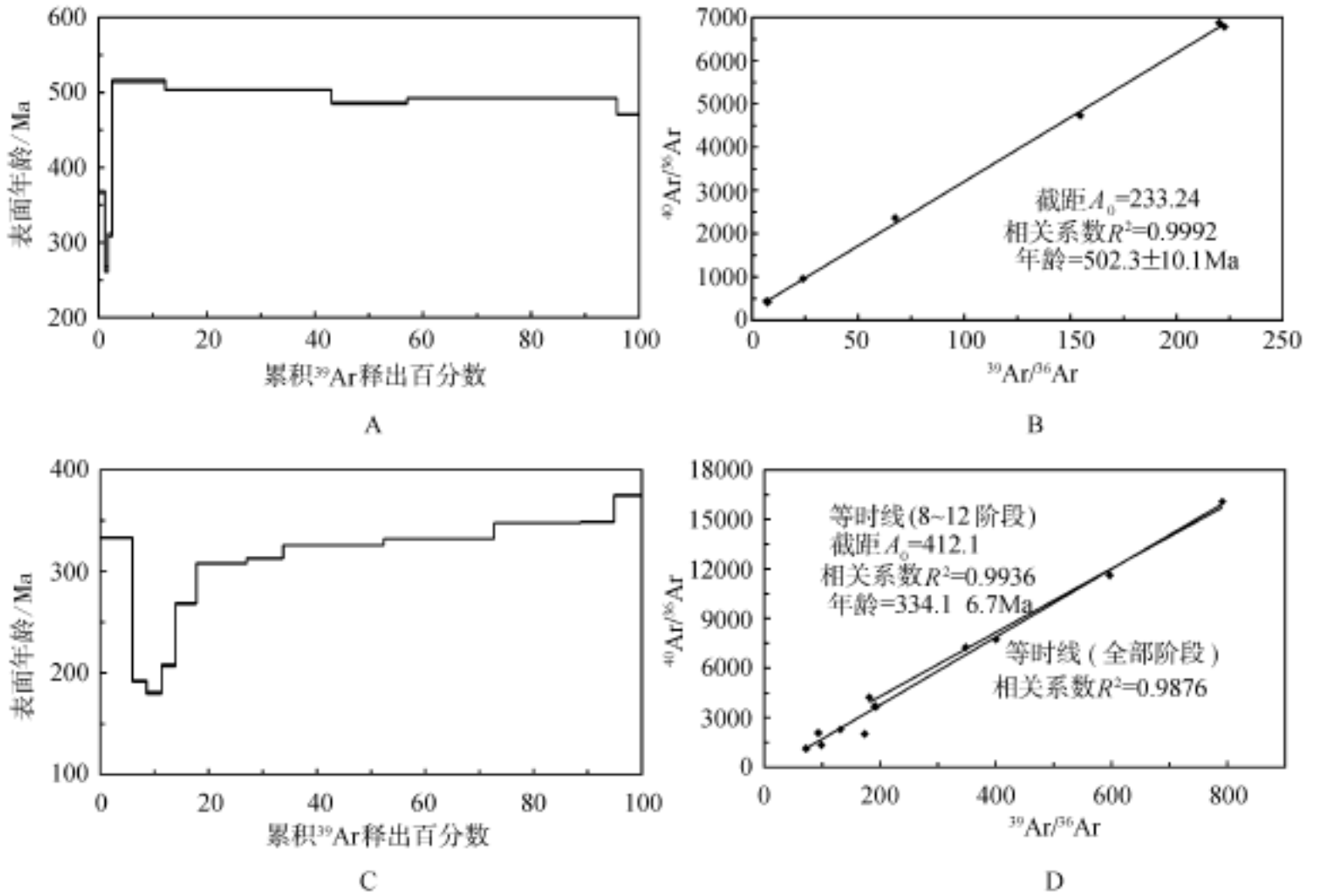


图 3-6　拉配泉地区二长花岗岩(1823-2)中角闪石和钾长石阶段加热年龄谱(A、C)和年龄等时线(B、D)

A、B—角闪石;C、D—钾长石

到的等时线年龄(502.3±10.1Ma)。

1823-2 钾长石的阶段加热年龄谱见图 3-6C。根据表 3-6 和图 3-6C 中测试数据求得该钾长石 12 个阶段的全熔年龄(Tf)为 319.6±7.6Ma,5～12 阶段坪年龄为 330.4±5.0Ma,6～11 阶段坪年龄为 330.5±4.2Ma。其$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄(8～12 阶段)为 334.1±6.7Ma(图 3-6D)。该钾长石受过剩氩的影响较大。一般来说,钾长石年龄谱中最小年龄代表了其$^{40}Ar/^{39}Ar$体系完全封闭的年龄,也即最后的构造事件的年龄,因此具有较重要的意义。该钾长石最小年龄为 180.3±1Ma,处在早侏罗世 Toarcian 期,与阿尔金北缘拉配泉断裂第一期伸展构造活动历史的结束时间相当。

由角闪石和钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄,根据它们封闭温度的不同,计算得到拉配泉加里东期二长花岗岩的冷却速率大致为 1.7℃/ Ma,这一数值是整个不均匀冷却过程的平均值,其中包含了长时间的等温过程。

(二)攸苏普阿雷克(红柳泉)地区闪长岩热年代分析

97203-2 闪长岩为采自阿尔金山中段攸苏普阿雷克塔格闪长岩岩体较核心部位的闪长岩样品(位置:89°03.27′E,38°10.11′N)。

97203-2 黑云母的阶段加热年龄谱见图 3-5A。根据表 3-7 和图 3-7A 中测试数据求得该黑云母 13 个阶段的全熔年龄(Tf)为 385.8±6.1Ma,3～12 阶段坪年龄为 393.3±1.9Ma,4～12 阶段坪年龄为 394.7±1.8Ma,坪年龄发育较好。其$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄为 393.6±7.9Ma(图 3-7B)。这说明了该闪长岩岩体的侵位时代应该早于 393.6±7.9Ma,并在此温度下冷却至黑云母的封闭温度。

97203-2 钾长石的阶段加热年龄谱见图 3-7C,其钾长石阶段加热年龄谱具有阶梯状形状,为较典型的缓慢冷却年龄曲线。根据表 3-5 和图 3-7C 中测试数据求得该钾长石 9 个阶段的全熔年龄(Tf)为 275.4±3.9Ma。其$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄为 297.8±6.0Ma(图 3-7D)。缓慢冷却过程开始于 290Ma 左右,其最终冷却(相对于钾长石的$^{40}Ar/^{39}Ar$封闭温度)的年龄为 226.7±0.4Ma。该年龄谱代表了中生代早期的一次地壳隆升和构造事件,与阿尔金北缘拉配泉断裂的伸展作用相比,具有较早的年龄。这一

表 3-7　阿尔金中段攸苏普阿雷克地区$^{40}Ar/^{39}Ar$法年龄测试数据

阶段	温度/℃	^{39}Ar/%	^{40}Ar/%	RaAr/%	$^{39}Ar/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	年龄/Ma	误差(2σ)
	样品号:97203-2,测试矿物:黑云母,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:138,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.09,年龄 = 132Ma, *J* = 1.070663E-02								
1	360	2.82	1.29	41.69	20.73	506.85	0.1247	186.92	0.68
2	440	3.02	2.46	59.62	23.99	731.97	0.1148	321.07	0.39
3	520	6.93	6.72	68.34	29.52	933.82	0.1666	375.71	0.24
4	600	10.51	10.51	90.13	121.36	3000.74	0.0024	386.13	0.16
5	680	8.31	8.48	89.07	106.15	2710.15	0.0415	393.22	0.22
6	750	5.92	5.80	74.22	38.97	1146.98	0.2315	379.22	0.27
7	810	4.30	4.55	81.50	55.26	1598.93	0.0262	406.22	0.30
8	870	7.79	8.28	89.12	102.44	2722.66	0.0273	407.87	0.38
9	930	12.84	13.20	93.43	184.34	4518.40	0.0358	395.74	0.83
10	980	21.51	22.30	94.94	241.04	5868.50	0.0351	399.03	0.51
11	1030	13.54	13.66	93.69	195.98	4702.95	0.0383	389.22	0.92
12	1070	2.00	2.08	73.46	35.40	1113.91	0.1712	399.04	0.49
13	1340	0.51	0.68	29.40	4.09	418.58	2.0987	504.22	2.07
	样品号:97203-2,测试矿物:钾长石,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:142,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.06,年龄 = 132Ma, *J* = 1.075212E-02								
1	520	5.03	4.09	85.95	145.63	2109.17	0.0343	226.73	0.40
2	680	4.62	4.04	93.39	313.60	4499.76	0.0289	242.94	0.39
3	810	3.91	3.55	92.99	283.51	4241.33	0.0176	251.59	0.48
4	870	3.34	3.18	92.49	250.68	3957.56	0.0131	263.20	0.65
5	930	6.02	5.93	94.08	313.18	5029.10	0.0100	271.67	0.33
6	980	9.21	9.06	94.94	371.04	5892.77	0.0176	271.18	0.27
7	1030	14.75	14.70	94.89	361.90	5829.98	0.0081	274.64	0.22
8	1130	28.35	29.26	97.76	830.79	13447.45	0.0034	283.58	1.23
9	1340	24.76	26.20	97.95	890.76	14751.07	0.0088	290.16	0.34

注:中国科学院广州地球化学研究所测试。

事件可能与阿尔金山南麓侏罗纪盆地的形成有关,代表了青藏高原北缘的中生代伸展作用(南北方向上的拉张)和柴达木等侏罗纪原型盆地的形成。

由黑云母和钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄,根据它们封闭温度的不同,估算得到 97203-2 闪长岩的冷却速率为 1.04℃/Ma。97203-4 糜棱岩为采自攸苏普阿雷克塔格南麓含钾长石斑晶的斑状糜棱岩(位置:89°03.21′E,38°10.65′N),由钾长石、石英和黑云母以及少量的角闪石和绿帘石组成,产出在闪长岩岩体的边部,原岩为闪长岩。其中黑云母的绿泥石化蚀变强烈,部分只保留黑云母假象。绿泥石化黑云母中可见膝折。绿泥石化可能是糜棱岩化的后续产物。钾长石则常以斜长石为核生长。

97203-4 黑云母的阶段加热年龄谱见图 3-7E,年龄坪比较发育。根据表 3-8 和图 3-7E 中测试数据求得该黑云母 13 个阶段的全熔年龄(Tf)为 338.3±7.9Ma,3～12 阶段坪年龄为 350.0±1.7Ma,4～12 阶段坪年龄为 351.3±1.7Ma。其$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄为 352.8±7.1Ma(图 3-7F)。坪年龄与等时线年龄比较接近,可以选用其中的任一项。

97203-4 钾长石的阶段加热年龄谱见图 3-7G。根据表 3-8 和图 3-7G 中测试数据求得该钾长石 13 个阶段的全熔年龄(Tf)为 210.7±2.9Ma,其$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄为 231.1±4.6Ma(图 3-7H)。虽然有过剩氩的存在,仍然可以由年龄谱得到该钾长石大致冷却历史,开始于 234.0±0.6Ma,最后冷却年龄为 170.9±0.1Ma,代表了中生代区域冷却事件。

由黑云母和钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄,根据它们封闭温度的不同,计算得到 97203-4 糜棱岩的冷却速率为 0.8℃/Ma。

在攸苏普阿雷克(红柳泉)地区的这几个定年样品中,只有 97203-4 钾长石中含有过剩氩的影响,而其它样品中没有过剩氩的存在。同时,这几个样品的年龄等时线都表现得比较好。而其反映的中生代冷却事件,代表了一次重要的中生代地块抬升过程,与青藏高原北部侏罗纪盆地的形成很有关系。

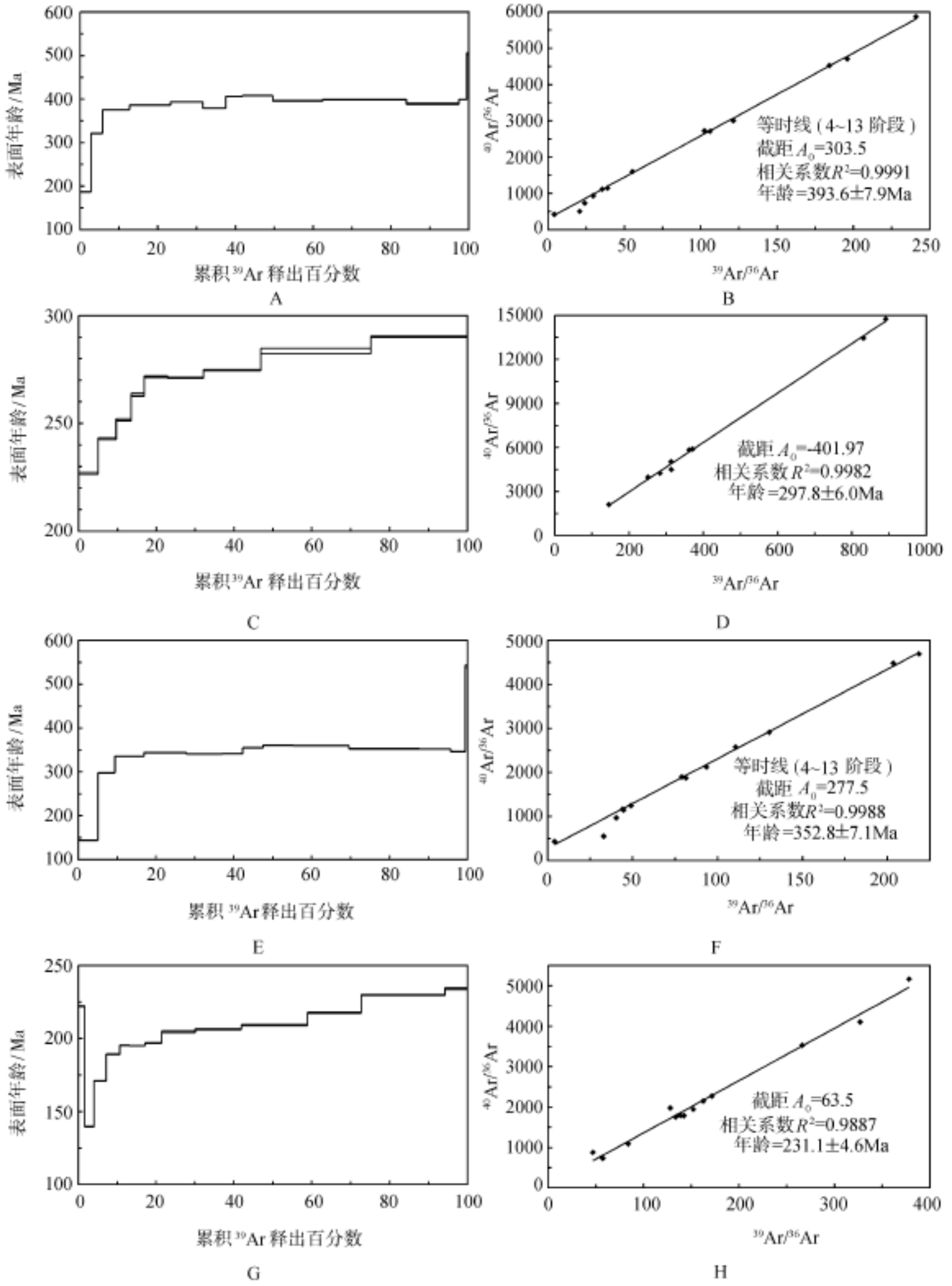


图 3-7　攸苏普阿雷克(红柳泉)地区闪长岩中黑云母和钾长石阶段加热年龄谱和年龄等时线

A 和 B—97203-2 黑云母;C 和 D—97203-2 钾长石;E 和 F—97203-4 黑云母;G 和 H—97203-4 钾长石

(三)索尔库里金雁山地块古生代冷却年龄

索尔库里元古宙变质火山岩可能代表了一套海相火山岩,由于区域构造活动的影响,呈构造混杂岩的形式出现在阿尔金山中段,与零星出露的基性、超基性岩共同组成索尔库里元古宙蛇绿岩带(崔军文等,1999)。索尔库里北变火山岩中白云母和黑云母给出古生代冷却年龄(图 3-8),分别为 419.2±4.2Ma 和 393.9±0.7Ma。

表 3-8　阿尔金中段攸苏普阿雷克地区$^{40}Ar/^{39}Ar$法年龄测试数据

阶段	温度/℃	^{39}Ar/%	^{40}Ar/%	RaAr/%	$^{39}Ar/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	年龄/Ma	误差(2σ)
	样品号:97203-4,测试矿物:黑云母,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:136,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.07,年龄 = 132Ma, *J* = 1.073692E-02								
1	360	5.09	2.05	46.34	32.98	550.92	0.2359	144.12	0.28
2	440	4.35	3.77	69.51	40.40	969.70	0.0859	297.38	0.30
3	520	7.49	7.42	74.23	44.70	1147.72	0.0393	336.01	0.18
4	600	10.85	11.02	86.05	93.45	2123.03	0.0207	343.85	0.39
5	680	9.24	9.30	84.19	81.39	1871.92	0.0668	340.85	0.18
6	750	5.23	5.27	76.28	49.02	1246.89	0.2150	341.50	0.28
7	810	5.25	5.52	84.38	78.98	1895.13	0.0311	355.01	0.31
8	870	7.78	8.33	88.50	110.68	2575.23	0.1097	360.46	0.18
9	930	14.26	15.23	93.37	203.47	4480.77	0.0416	360.01	0.13
10	980	18.04	18.84	93.67	218.63	4691.38	0.0967	352.64	0.77
11	1030	8.09	8.43	89.83	130.49	2913.74	0.0985	351.98	0.19
12	1070	3.75	3.84	74.62	44.15	1165.25	0.5223	346.13	0.49
13	1340	0.58	0.97	31.33	4.14	430.31	2.6232	540.94	2.71
	样品号:97203-4,测试矿物:钾长石,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:141,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.19,年龄 = 132Ma, *J* = 1.055772E-02								
1	360	1.69	1.78	66.36	47.02	879.00	0.1463	222.12	0.25
2	440	2.35	1.52	59.58	57.25	731.76	0.1802	139.59	0.18
3	520	3.18	2.55	72.76	84.02	1086.45	0.0983	170.94	0.12
4	600	3.45	3.08	83.41	142.37	1786.50	0.0403	189.20	0.11
5	680	2.55	2.35	84.75	152.11	1943.46	0.0413	195.38	0.16
6	750	3.97	3.66	83.48	138.63	1793.96	0.0413	194.96	0.09
7	810	4.32	4.02	83.12	133.69	1755.29	0.0499	196.84	0.10
8	870	8.60	8.33	86.18	162.63	2145.50	0.0228	204.61	0.55
9	930	11.82	11.56	86.91	171.58	2265.58	0.0144	206.43	0.35
10	980	17.01	16.88	92.75	326.96	4103.53	0.0149	209.22	0.28
11	1030	13.80	14.27	91.57	266.26	3527.00	0.0167	217.51	0.31
12	1130	21.49	23.55	94.23	378.21	5162.52	0.0079	229.83	0.21
13	1340	5.78	6.46	85.01	128.16	1976.90	0.1087	234.04	0.57

注:中国科学院广州地球化学研究所测试。

(四)早古生代火山作用和变火山岩冷却年龄

阿尔金山北部红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带,主要由一套复理石沉积及其赋存于其中的大量的基性-超基性岩岩体、基性-酸性双峰式火山岩组合(包括枕状熔岩、细碧岩)、硅质岩、凝灰岩、凝灰质粉砂岩夹薄层灰岩和一些深变质岩片组成。碳酸盐岩和复理石沉积中曾先后找到晚奥陶世、中奥陶世和晚寒武世至早奥陶世化石(车自成等,1992)。双峰式火山岩组合的主要组成岩石有钠质玄武岩、拉斑玄武岩、碱流岩和碱性粗面岩,其 Rb-Sr 等时线年龄为 424.28±8.07Ma(车自成等,1995a),其中玄武岩 Sm-Nd 等时线年龄为 508.3±41Ma～524.4±44Ma(刘良等,1999)。ID-TIMS U-Pb 地质年代分析得到拉配泉西边流纹岩的形成年龄为大约 480Ma(Gehrels et al.,1999)。这些年龄数据说明了早-中古生代奥陶纪—志留纪期间,阿尔金山北缘地区火山活动强烈。

喀腊大湾早古生代变火山岩中黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$测年分析,得到古生代冷却年龄(图 3-9)355.8±0.8Ma。

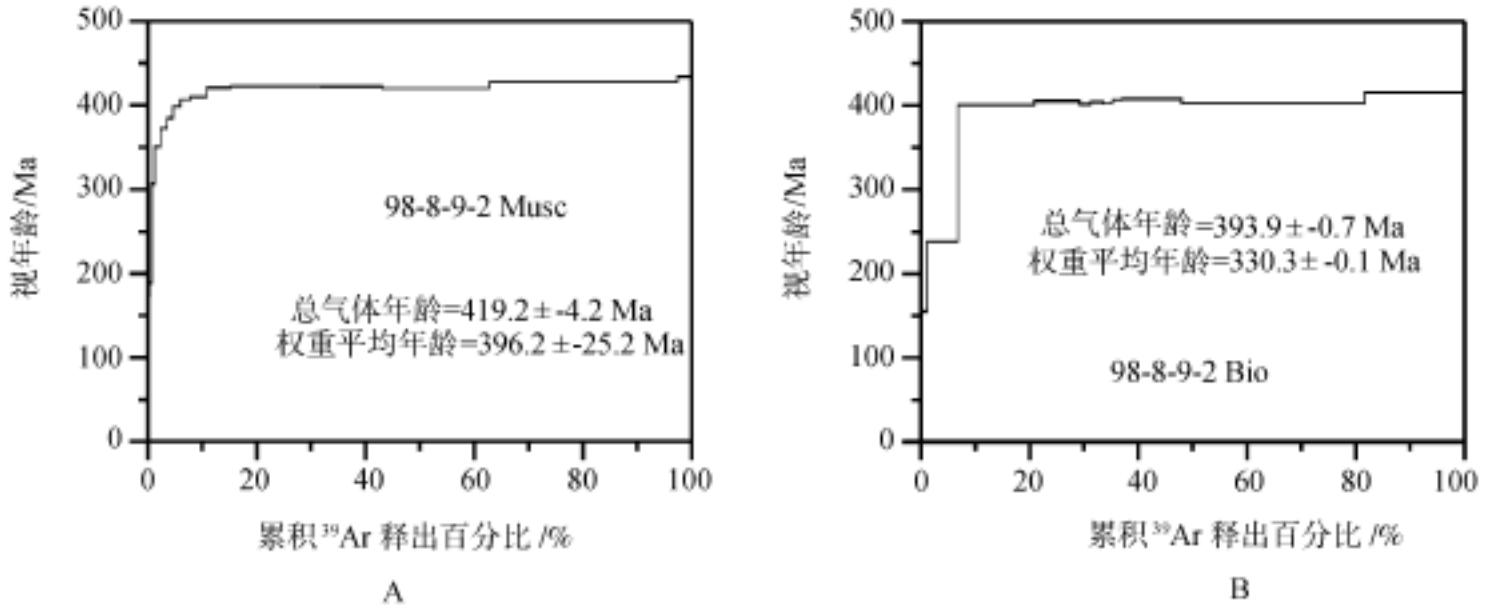


图 3-8　索尔库里北变火山岩中白云母和黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$冷却年龄

A—白云母; B—黑云母。UCLA 测定(尹安样品)

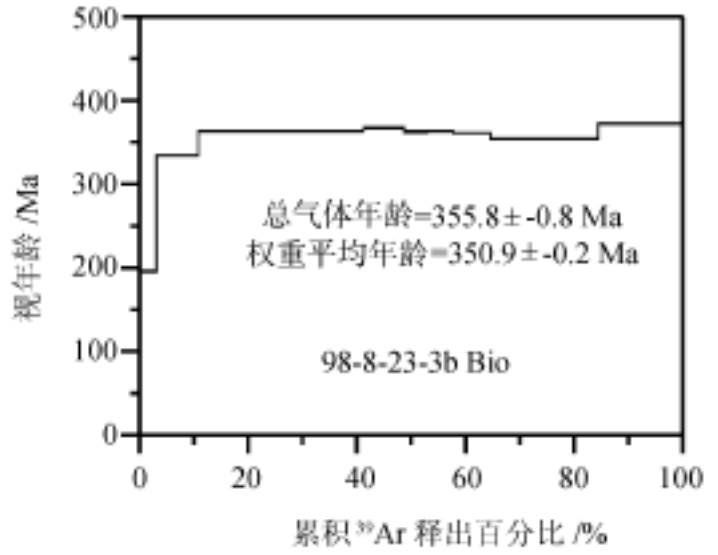


图 3-9　喀腊大湾变火山岩中黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$冷却年龄

UCLA 测定(尹安样品)

六、中生代区域热冷却事件

(一)拉配泉地区古生代流纹岩热年代分析

样品 97052-3 流纹岩采自拉配泉地区(位置: E092°15.45′, N39°06.15′),为含有钾长石和斜长石斑晶状晶屑以及各种中酸性岩屑的奥陶系流纹岩,其酸性基质具细网状绿泥石化蚀变。该流纹岩中钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$法年龄测试数据见表 3-9。

97052-3 钾长石的阶段加热年龄谱见图 3-10A。该钾长石样品中没有过剩氩的影响。根据表 3-9 和图 3-10A 中测试数据求得该钾长石 10 个阶段的全熔年龄(Tf)为 137.7±9.3Ma, 1～4 阶段坪年龄为 126.6±2.9Ma,最小年龄为 120.1±0.1Ma(早白垩世 Aptian 期)。其$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄为 117.9±2.4Ma(图 3-10B),图中数据点分布在等时线的两端,说明了样品形成经历了两个阶段,而后期改造的结果比较明显。

由此可以认为,该流纹岩中的钾长石斑晶只部分保留了酸性熔浆喷发时的斑晶形成年龄,并在后来的热事件中受到了比较彻底的改造。现在保持的坪年龄和等时线年龄,均处在白垩纪,代表了后期岩浆活动以及阿尔金北缘拉配泉断裂对流纹岩的热改造作用。根据笔者对拉配泉断裂的分析,它具有两个阶段的伸展作用过程(见第二章),其中第二阶段的白垩纪伸展作用与该流纹岩的钾长石冷却年龄相近。

(二)喀腊大湾花岗岩

样品 1638-3 为侵入于阿尔金北缘拉配泉断裂附近的花岗岩,略有变形。根据填图结果,该岩体处在拉配泉断裂的下盘。锆石 U-Pb 稀释法得到的年龄为 413±5Ma(Gehrels et al., 2003a)。

表 3-9　拉配泉流纹岩$^{40}Ar/^{39}Ar$法年龄测试数据

阶段	温度/℃	^{39}Ar/%	^{40}Ar/%	RaAr/%	$^{39}Ar/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	年龄/Ma	误差(2σ)
	样品号:97052-3,测试矿物:钾长石,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:144,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.15,年龄 = 132Ma, J = 1.061678E-02								
1	520	36.94	32.16	95.37	952.67	6517.49	0.0076	120.95	0.11
2	680	22.19	20.63	95.13	844.07	6185.24	0.0065	128.93	0.15
3	810	22.79	21.55	95.35	872.24	6483.24	0.0070	131.00	0.14
4	870	7.94	7.70	89.54	350.66	2846.31	0.0116	134.21	0.47
5	930	5.09	5.67	63.46	61.50	809.56	0.0287	153.39	0.61
6	980	0.76	1.29	58.68	33.00	715.55	0.1884	228.66	0.45
7	1030	0.62	1.15	50.76	22.07	600.34	0.3599	246.89	0.48
8	1070	0.52	1.32	67.27	32.30	903.42	0.1389	328.61	0.53
9	1190	1.24	3.15	77.13	52.44	1293.10	0.0788	331.90	0.27
10	1340	1.90	5.39	83.51	70.65	1794.77	0.1428	366.56	0.17

注:中国科学院广州地球化学研究所测试。

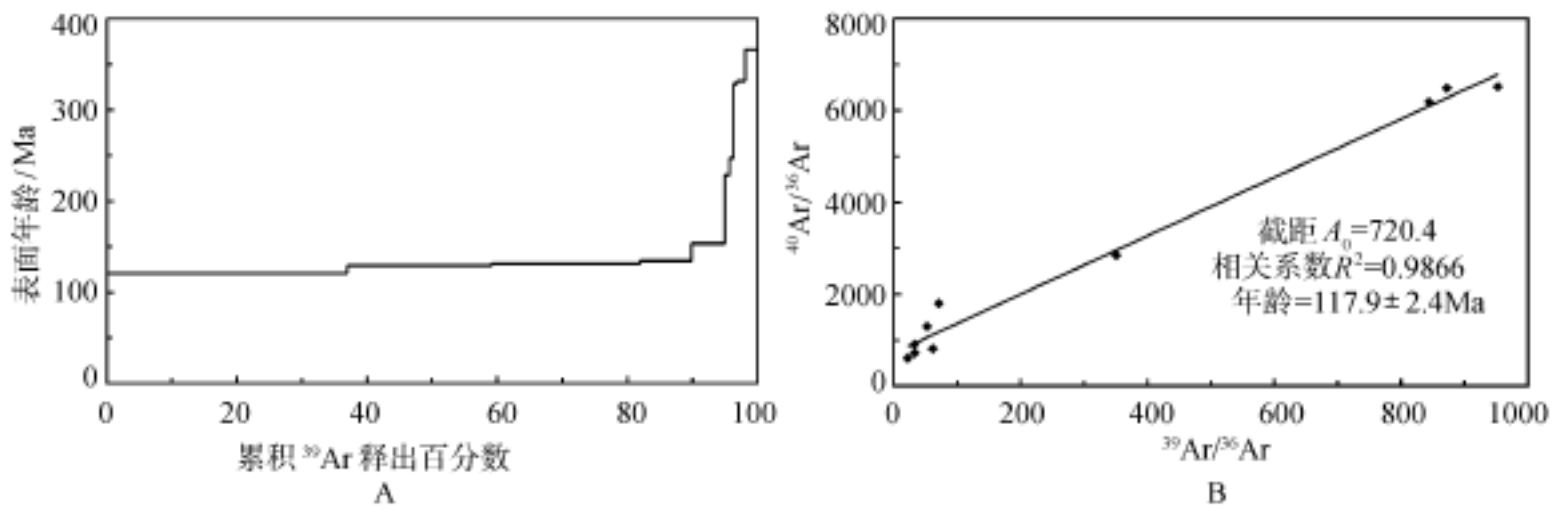


图 3-10　拉配泉地区流纹岩(97052-3)中钾长石阶段加热年龄谱(A)和年龄等时线(B)

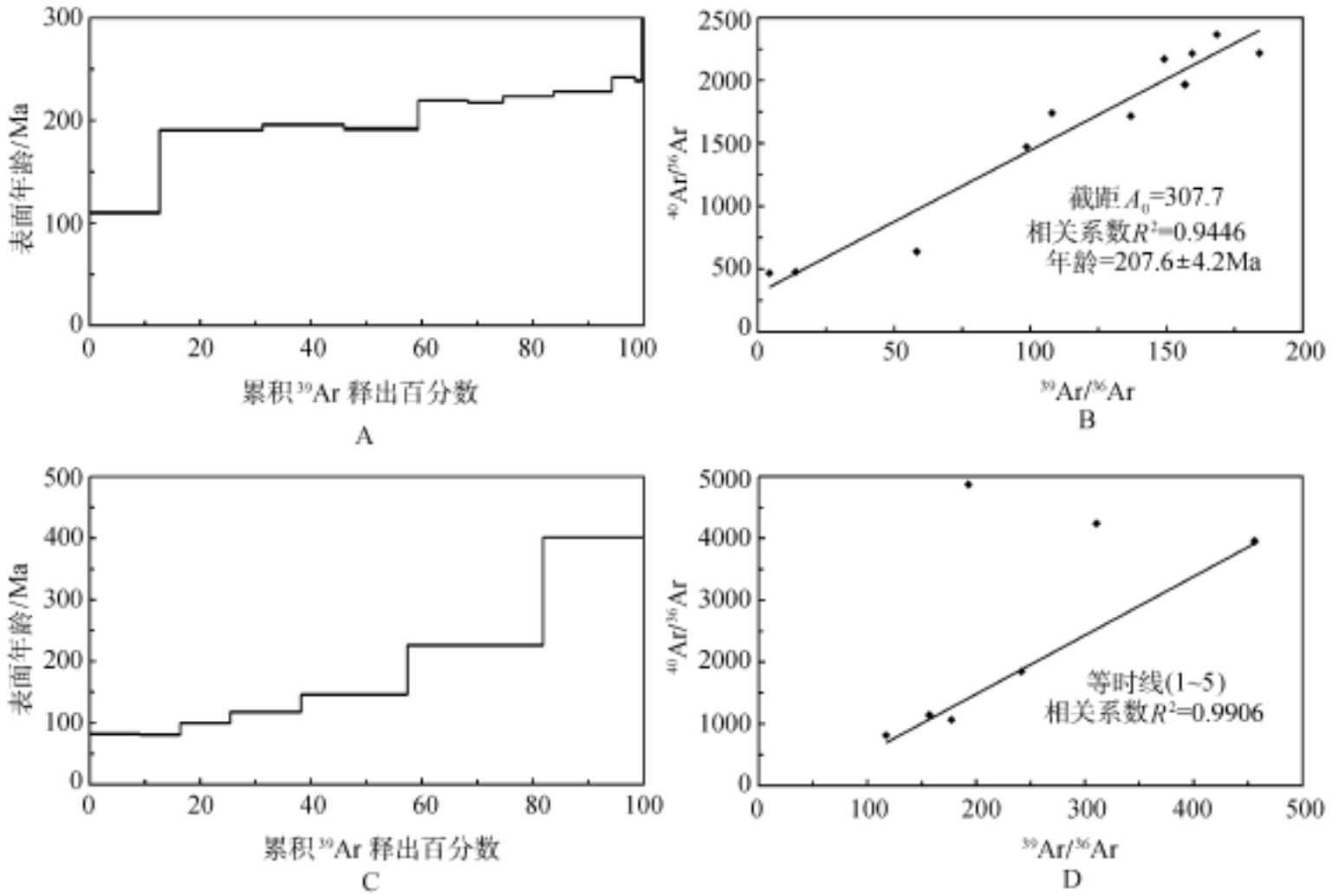


图 3-11　喀腊大湾侵入于阿尔金北缘断裂之中花岗岩(1638-3)黑云母和钾长石阶段加热年龄谱(A、C)和年龄等时线(B、D)

A、B—黑云母;C、D—钾长石

表 3-10　喀腊大湾花岗岩$^{40}Ar/^{39}Ar$法年龄测试数据

阶段	温度/ ℃	^{39}Ar/ %	^{40}Ar/ %	RaAr/ %	$^{39}Ar/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	年龄/ Ma	误差(2σ)
	样品号:1638-3,测试矿物:黑云母,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:135,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.07,年龄 = 132Ma, J = 1.073692E-02								
1	360	12.66	6.89	53.57	58.32	636.92	0.1669	109.98	0.75
2	520	18.58	17.93	82.74	136.85	1716.36	0.1024	190.68	0.55
3	680	14.71	14.58	84.93	156.77	1967.47	0.1127	195.59	0.66
4	750	13.38	12.98	86.62	184.10	2216.49	0.2428	191.58	0.87
5	810	9.02	10.09	86.61	159.44	2215.02	0.0698	219.32	0.12
6	870	6.29	6.98	79.89	98.67	1472.28	0.0962	217.37	0.16
7	930	9.08	10.36	87.46	168.48	2364.77	0.0699	223.48	0.12
8	980	10.58	12.35	86.34	149.22	2169.76	0.1523	228.24	0.12
9	1030	4.20	5.22	82.98	107.99	1740.22	0.3277	242.15	0.23
10	1130	1.18	1.44	38.14	13.86	477.78	1.1045	238.29	0.80
11	1340	0.31	1.18	36.74	4.24	467.12	3.0736	651.69	2.70
	样品号:1638-3,测试矿物:钾长石,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:142,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 7.23,年龄 = 132Ma, J = 1.049931E-02								
1	520	9.13	3.67	63.55	117.16	812.22	0.1720	81.66	0.64
2	680	7.28	2.88	72.16	177.26	1064.65	0.1777	80.37	0.94
3	810	9.01	4.44	74.08	156.93	1143.27	0.2110	99.53	0.61
4	930	12.74	7.45	83.91	241.64	1845.79	0.2253	117.61	0.45
5	1030	19.25	14.07	92.45	456.08	3952.73	0.1432	145.83	0.26
6	1130	24.43	28.27	92.98	310.59	4238.49	0.1288	225.73	0.80
7	1340	18.16	39.23	93.91	192.94	4870.08	0.2465	401.04	0.44

注:中国科学院广州地球化学研究所测试。

1638-3 黑云母的阶段加热年龄谱见图 3-11A。根据表 3-10 和图 3-11A 中测试数据求得该黑云母 11 个阶段的全熔年龄(Tf)为 196.7±8.4Ma,5～10 阶段坪年龄为 225.2±2.7Ma,2～10 阶段坪年龄为 207.7±5.8Ma。其$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄为207.6±4.2Ma(图3-11B)。实际上,该黑云母$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线不很理想,数据点偏离等时线甚多。同时,其年龄谱也表现出缓慢冷却的特征,坪年龄不是特别发育,说明矿物$^{40}Ar/^{39}Ar$体系的封闭经历了一个较长期的过程,因此没有一个截然的封闭温度。

该花岗岩中钾长石阶段加热年龄谱见图 3-11C,7 个阶段的全熔年龄(Tf)为 193.3±34.0Ma,与黑云母年龄比较相近。该钾长石没有好的等时线(图 3-11D)。从阶段加热年龄谱可以看出,该钾长石经历了较为典型的缓慢冷却过程,其开始冷却的时间为 400Ma 左右,冷却的最终阶段年龄为 80.4±0.9Ma。该钾长石无法给出全部阶段的等时线年龄,计算得到其 1～5 阶段$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄为 171.6Ma。

这两个样品中均没有过剩氩的存在。由黑云母和钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄,根据它们封闭温度的不同,估算得到喀腊大湾与阿尔金北缘拉配泉断裂有关的印支期花岗岩冷却速率为 2.8℃/ Ma。由于黑云母和钾长石均处在缓慢冷却过程中,且年龄值相近,因此,这一冷却速率数值比较有参考价值。

该岩体侵入年龄在早古生代(Gehrels et al., 2003a)。其黑云母和钾长石$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄代表了岩体的冷却年龄。其中,黑云母年龄与阿尔金北缘拉配泉断裂的第一期(也是主要活动时期)开始的年龄相当,说明该地区正断作用的正滑移量较大,剥露程度已达到黑云母的矿物封闭温度。

(三)阿尔金山西南端花岗岩浆弧

样品 A28a 碱长花岗岩采自阿尔金山西南端的吐拉,是该地区弧形花岗岩带的一部分,可能侵入于侏罗系地层中。测试数据列于表 3-11 中。

A28a 钾长石的阶段加热年龄谱见图 3-12A。根据表 3-11 和图 3-12A 中测试数据求得该钾长石 11 个阶段的全熔年龄(Tf)为 215.8±4.0Ma,2～8 阶段坪年龄为 211.2±1.5Ma,2～10 阶段坪年龄为 217.9±2.6Ma。其$^{40}Ar/^{39}Ar$等时线年龄为 205.7±4.1Ma(图 3-12B)。

该花岗岩中钾长石阶段加热年龄谱中明显具有较老体系的孑遗,钾长石等时线年龄(205.7±

4.1Ma)是后期变形和构造抬升作用过程中冷却的产物,与该地区早侏罗世盆地的形成有关。由于缺乏构造关系的解释,这里还不能确定该地区呈弧形分布的侏罗系盆地是前陆盆地(挤压)或是弧后盆地(伸展)。

表 3-11　吐拉碱长花岗岩$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法年龄测试数据

阶段	温度/ ℃	^{39}Ar/ %	^{40}Ar/ %	RaAr/ %	$^{39}Ar/^{36}Ar$	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	年龄/ Ma	误差(2σ)
	样品号:A28a,测试矿物:钾长石,测量条件:100μA,照射天数:2.32,存放天数:147,标准样:$^{40}Ar/^{39}Ar$ = 6.99,年龄 = 132Ma, J = 1.08598E-02								
1	520	8.25	7.31	79.39	110.06	1436.46	0.0197	192.46	0.40
2	680	6.28	6.03	86.47	168.49	2191.33	0.0266	207.98	0.68
3	810	8.37	8.15	90.39	245.02	3089.97	0.0282	210.66	0.36
4	870	6.68	6.21	81.36	118.82	1588.79	0.0402	201.56	0.68
5	930	6.47	6.04	85.25	156.76	2010.06	0.0471	202.48	0.51
6	980	7.16	6.97	85.35	151.54	2023.00	0.0242	210.56	0.51
7	1030	20.28	19.96	91.61	281.97	3544.07	0.0116	212.68	0.19
8	1070	20.76	20.86	93.27	351.18	4425.54	0.0096	216.84	0.20
9	1130	8.61	9.23	88.53	182.42	2585.54	0.0197	230.57	0.45
10	1240	4.55	5.22	87.83	159.40	2436.43	0.0514	245.63	0.73
11	1340	2.60	4.02	80.13	65.82	1488.90	0.1816	324.26	1.60

注:中国科学院广州地球化学研究所测试。

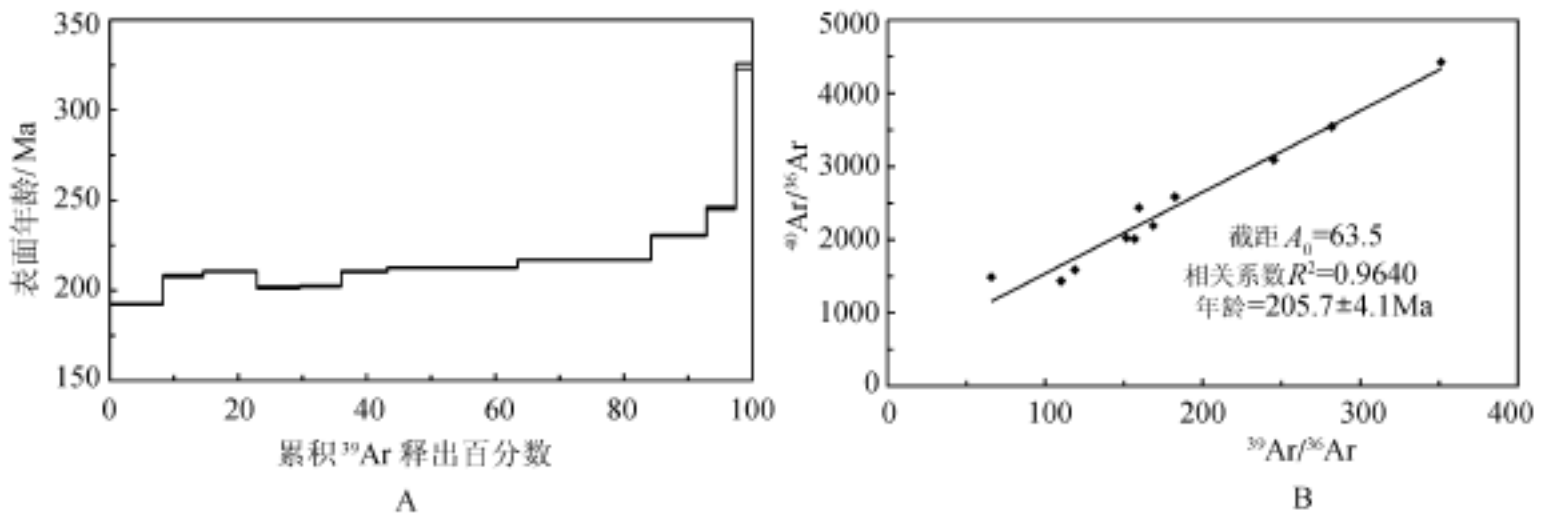


图 3-12　阿尔金山西南端岩浆弧花岗岩(A28a)中钾长石阶段加热年龄谱 A 和年龄等时线 B

七、新生代区域热冷却事件和山脉隆升

(一)概述

本节主要是根据磷灰石裂变径迹测年分析结果,结合前人测试数据,来恢复阿尔金山脉的隆升历史,及其阿尔金断裂带在晚新生代期间的活动历史,并结合青藏高原抬升历史研究,探讨阿尔金断裂带的走滑变形与青藏高原的抬升、变形之间的动力学联系。

(二) FT 测试样品和测试结果

研究样品的采样位置见图 3-13,样品的高程是利用气压计并结合轻便型 GPS 测定的。有关样品的岩性、时代见表 3-12。根据新疆地质志,99711-1、99713-1、99722-2 都为古元古界阿尔金群的片麻岩,Sobel 等(2001)所采的云母片岩(94MR368;绢云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 453.4±8.7Ma)就位于该地层之中;99722-2 发育糜棱状眼球构造,99738 为中元古界片岩,997310 为片麻岩花岗岩,其余样品均为未变形的花岗岩,99732-1 与 99731-2 为同一岩体,根据 Sobel 等(2001)$^{40}Ar/^{39}Ar$ 测试分析,99732-1 未变形的花岗岩中黑云母年龄为 413.8±8.0Ma(94MR355);997311-1 与 997312、997314 为同一岩体,花岗岩中

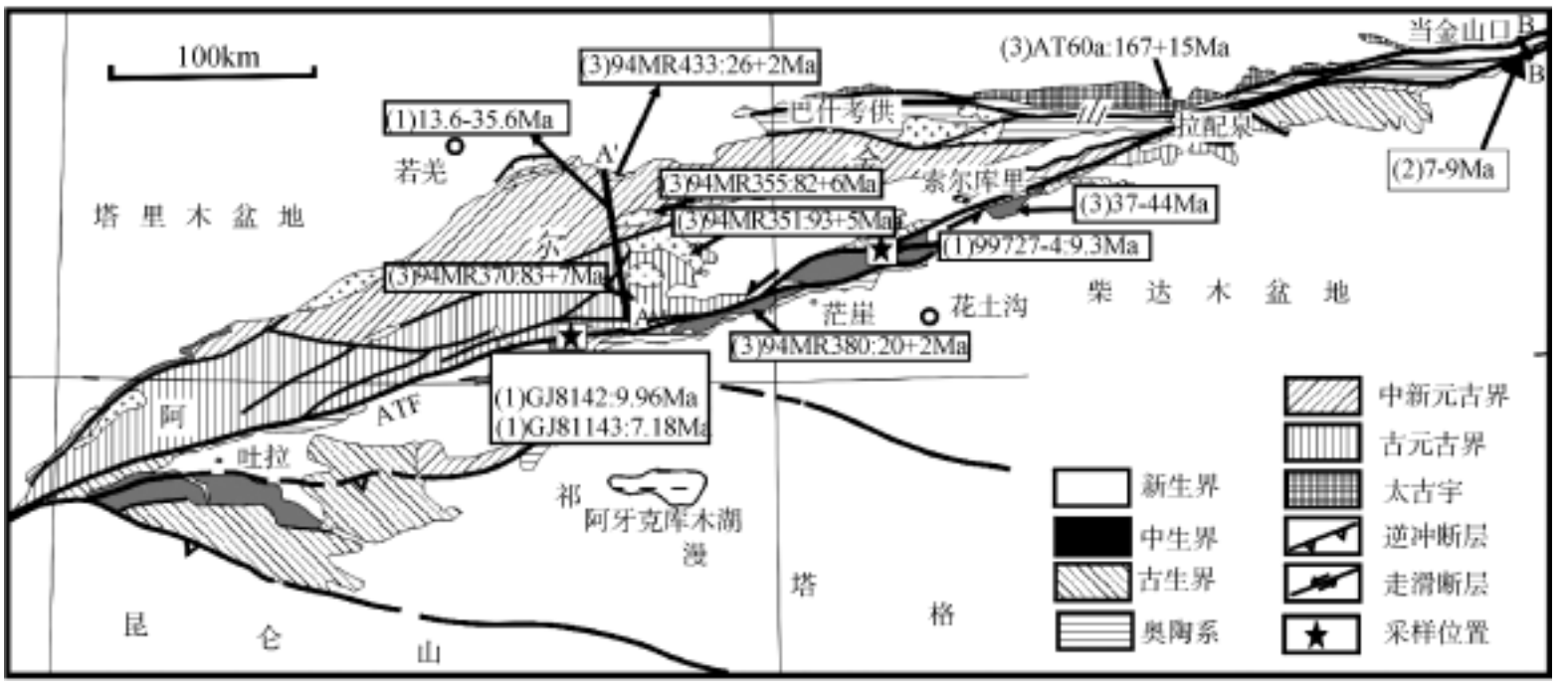


图 3-13　阿尔金山磷灰石裂变径迹采样位置及测试结果示意图

ATF:**阿尔金断裂带**

资料来源:(1)**本项目组测试结果**;(2)**万景林等**,2001;(3)Sobel **等**,2001

表 3-12　裂变径迹测试样品表

编　号	样品号	高程/ m	岩　性	样品时代	地理位置
1	99711-1	4196	黑云斜长片麻岩	古元古界阿尔金群	E38°20.456′, N89°17.701′
2	99713-1	3993	黑云斜长片麻岩	古元古界阿尔金群	E38°20.434′, N89°18.085′
3	99722-2	3691	眼球状糜棱岩	古元古界阿尔金群	E38°22.592′, N89°17.491′
4	99725-2	3652	花岗岩		E38°28.719′, N89°15.898′
5	99725-3	3601	花岗岩		E38°28.63′, N89°16.029′
6	99724	3524	花岗岩		E38°28.069′, N89°17.515′
7	99728	3481	花岗岩		E38°29.284′, N89°16.927′
8	99732-1	3298	花岗岩	413.8±8.0Ma	E38°42.692′, N89°12.593′
9	99734-1	3194	花岗岩		E38°43.921′, N89°07.206′
10	99734-2	3115	花岗岩		E38°44.033′, N89°07.09′
11	99731-2	3085	花岗岩		E38°42.371′, N89°12.515′
12	99738	2914	片麻岩	中元古界	E38°50.916′, N89°09.488′
13	997310	2627	片麻状花岗岩		E38°52.096′, N89°06.66′
14	997311-1	2636	花岗岩	382.5±4.7Ma	E38°52.543′, N89°06.590′
15	997312	2438	花岗岩	382.5±4.7Ma	E38°52.942′, N89°06.09′
16	997314	2271	花岗岩	382.5±4.7Ma	E38°54.39′, N89°05.293′
17	99727-4	4511	花岗岩	时代不明	平顶山
18	GJ8142	4735	闪长岩	时代不明	E38°12.553′, N89°49.16′
19	GJ8143	4672	闪长岩	时代不明	E38°13.538′, N89°49.296′
20	D50-1	3518	似斑状花岗岩	443±5Ma	E90°43.632′, N39°00.897′
21	D51-1	3455	似斑状花岗岩	443±5Ma	E90°43.594′, N39°00.857′
22	D52-1	3405	似斑状花岗岩	443±5Ma	E90°43.601′, N39°00.825′
23	D53-1	3325	似斑状花岗岩	443±5Ma	E90°43.598′, N39°00.758′
24	D54-1	3220	似斑状花岗岩	443±5Ma	E90°43.598′, N39°00.675′

绢云母年龄为 382.5±4.7Ma(94MR433);99734-1 **与** 99734-2 **为同一岩体**,99725-2 **与** 99725-3、99724、99728 **为同一岩体**,GJ8142、GJ8143(**两者为同一岩体**)**和** 99727-4 **为采自平顶山**,**十分接近阿尔金主断裂带的花岗岩和花岗闪长岩样品**,**时代不明**。D50-1、D51-1、D52-1、D53-1 **和** D54-1 **采自于东西向的红柳沟 - 拉配泉构造带中段的冰沟(阔什布拉克)岩体**,**其时代依据** 1∶20 **万(索尔库里幅)区调报告为元古宇**,**根据本次研究结果为早古生代(见本章**,**样品** D52-1,**锆石** U-Pb TIMS **法测试结果**,443±5Ma)。

所有磷灰石的裂变径迹测试分析在中国地震局地质研究所裂变径迹实验室完成,**结果见表** 3-13。

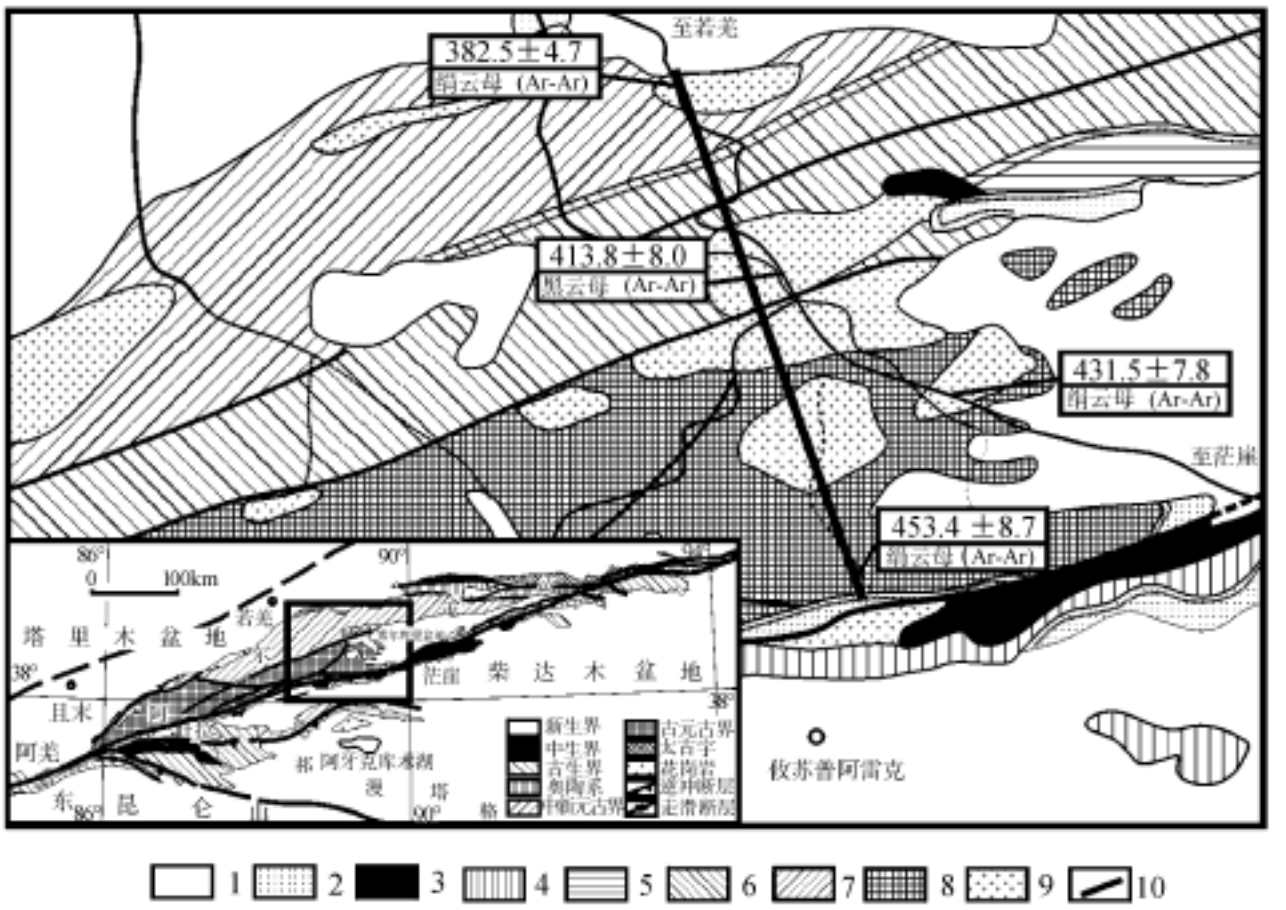
表 3-13　裂变径迹测试分析结果

样品	高程/ m	岩性	颗粒数目	$\frac{RHO_s(N_s)}{10^5 cm^{-2}}$	$\frac{RHO_i(N_i)}{10^6 cm^{-2}}$	$\frac{P(\chi^2)}{\%}$	r	平均径迹年龄/ Ma	构造位置	资料来源
99727-4	4511	花岗岩	26	0.1013(113)	1.398(1559)	99.9	0.874	9.0±1.0	接近断裂带样品	本次测试结果
GJ8142	4735	闪长岩	24	0.0851(80)	1.028(966)	100	0.913	9.8±1.0		
GJ8143	4672	闪长岩	25	0.06497(64)	1.204(1186)	100	0.723	7.2±0.8		
99711-1	4196	片麻岩	40	0.753(134)	5.101(908)	100	0.987	36.4±3.2	若羌-茫崖剖面样品	
99713-1	3993	片麻岩	43	0.571(89)	4.064(634)	100	0.949	31.6±3.0		
99722-2	3691	片麻岩	37	1.741(363)	13.05(2721)	98	0.955	27.1±2.6		
99725-2	3652	花岗岩	20	5.137(940)	37.70(6899)	9.3	0.892	33.9±3.2		
99725-3	3600	花岗岩	25	0.842(2105)	1.637(4092)	0.000	0.742	66.4±6.9		
99724	3500	花岗岩	30	0.2118(287)	1.360(1843)	59.1	0.921	17.3±1.9		
99728	3481	花岗岩	28	3.503(662)	32.67(6175)	82	0.938	26.7±2.3		
99732-1	3298	花岗岩	30	1.052(111)	10.65(1124)	100	0.968	22.4±2.1		
99731-2	3085	花岗岩	9	0.889(20)	16.13(363)	91	0.608	13.8±2.2		
99734-1	3194	花岗岩	25	0.3091(204)	2.059(1359)	8.7	0.930	16.7±2.1		
99734-2	3115	花岗岩	30	0.630(625)	1.759(1745)	0.026	0.773	42.1±4.8		
99738	2914	片岩	40	0.440(66)	4.793(719)	100	0.913	19.7±2.8		
997310	2627	花岗岩	15	0.585(24)	7.415(304)	100	0.903	18.8±2.3		
997311-1	2636	花岗岩	31	0.1211(212)	1.367(2393)	83.7	0.892	11.1±1.2		
997312	2438	花岗岩	32	0.1041(146)	1.257(1764)	87.0	0.745	10.1±1.2		
997314	2271	花岗岩	30	1.570(234)	14.28(2127)	100	0.945	28.4±2.7		
D50-1	3518	花岗岩	34	0.4188(745)	1.026(1825)	85	0.915	38±2	冰沟样品	
D51-1	3455	花岗岩	36	0.3014(419)	0.9129(1269)	99.4	0.865	40±2		
D52-1	3405	花岗岩	33	0.3045(670)	1.110(2443)	42.0	0.786	34±2		
D53-1	3325	花岗岩	35	0.4185(835)	1.055(2104)	53.1	0.797	51±5		
D54-1	3220	花岗岩	37	0.4990(766)	1.052(1615)	96.5	0.902	61±6		
NT37	2710	片岩	29	0.234(20)	0.830(710)	5.2	0.09	7.4±2.1	当金山口样品	万景林, 2001
NT38	2730	片岩	41	0.395(99)	0.974(2808)	0.789	0.64	8.8±1.2		
NT40	2798	片岩	30	0.187(20)	0.974(1042)	95.6	0.46	5.1±1.2		
NT41	2808	碎裂岩	24	0.538(20)	1.199(1042)	89.0	0.90	11.9±1.8		
NT43	3031	片岩	30	0.264(45)	0.799(1002)	97.9	0.44	8.8±1.7		
NT44	3001	片岩	22	0.309(27)	0.907(816)	18.6	0.44	9.1±2.0		
NT45	3093	花岗岩	30	0.130(159)	2.25(2760)	61.1	0.83	15.4±1.3		
NT46	3052	片岩	27	1.449(151)	2.861(2982)	0.005	0.61	13.6±1.2		
NT48	3082	片岩	33	0.917(120)	1.257(1644)	96.5	0.65	19.6±1.9		
NT52	3629	片岩	24	2.19(353)	1.807(2906)	18.6	0.91	32.8±1.9		
NT54	3113	花岗岩	25	0.273(57)	1.044(2181)	20.8	0.60	7.1±1.1		
NT55	3113	花岗岩	17	0.671(87)	1.890(2449)	9.3	0.89	7.2±0.9		
94MR433a		花岗岩	20			33		26±2	茫崖-若羌剖面	Sobel et al., 2001
94MR355a		花岗岩	21			75		82±6		
94MR351a		花岗岩	20			36		93±5		
94MR370a		花岗岩	12			43		83±7		
94MR380a		花岗岩	21			78		20±2		
94MR415a		侏罗系	19			89		19±1		
94MR416a		侏罗系	18			94		22±2		
AT60a		片麻岩	24			60		167±5	拉配泉	
AT60z		片麻岩	15			99		221±22(锆石)		
94HB177a		侏罗系	20			87		44±3	金鸿山	
94HB170a		侏罗系	20			23		47±3		
94HB163a		侏罗系	20			19		37±3		
94HB157a		侏罗系	21			42		44±3		

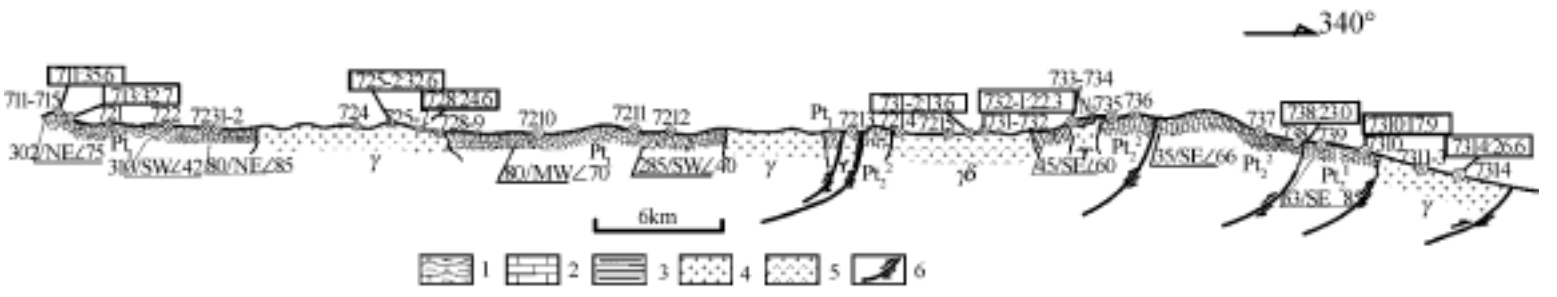
注:表中 RHO_s 为自发径迹密度, N_s 为自发径迹数; RHO_i 为诱发径迹密度, Ni 为诱发径迹数; $P(\chi^2)$ 为自由度(n - 1) χ^2 值的几率; r 为单个颗粒径迹之间的相关系数;实验条件为:磷灰石蚀刻条件为 7% HNO_3, 室温, 35 秒;外探测器采用低铀含量白云母,蚀刻条件为 40% HF, 室温, 20 min; Zeta 标定选用国际标准样 Durango 磷灰石;标准玻璃为美国国家标准局 SRM612 铀标准玻璃, $Zeta_{SRM612}$ = 352.4±29;样品送中国原子能科学研究院 492 反应堆进行辐照;径迹统计用 OLYMPUS 偏光显微镜在放大 1000 倍浸油条件下完成。

(三)FT 结果讨论

阿尔金山构造带主要由两个不同的褶皱断裂构造单元组成,南西端为 NEE—SWW 走向的索尔库里—且末隆起带,构成了阿尔金山链的主体,北部为 E-W 走向的红柳沟-拉配泉褶皱构造带,这些构造单元被一组走向 NE65°～70°的巨型扭性断裂构造即阿尔金断裂带所截切(图 3-13、3-14)。NEE 阿尔金山主体主要由元古宇、古生界和新生界组成,其内有以元古宙超基性岩体和加里东期、海西期为主花岗岩、花岗闪长岩侵入。EW 向的红柳沟-拉配泉构造带内出露的地层主要有太古宇米兰群、中元古界长城系、蓟县系和新元古界青白口系,另有少量面积的中、上奥陶统、石炭系及侏罗系、第三系出露。加里东期花岗岩及其以加里东期为主的超基性岩体侵入其中。



1—新生界;2—第三系;3—侏罗系;4—奥陶系;5—新元古界;
6—中元古界蓟县系;7—中元古界长城系;8—古元古界阿尔金群; 9—花岗岩; 10—剖面位置



1—片麻岩;2—灰岩;3—页岩;4—花岗岩;5—花岗闪长岩;6—逆断层

图 3-14　阿尔金山中段地质构造简图

东西向红柳沟-拉配泉构造带

东西向红柳沟-拉配泉构造带内,样品采自于同一个岩体内(冰沟岩体),都为钾长花岗岩,岩体的时代根据 1∶20 万区调(索尔库里幅)为元古宙,根据本项目组研究结果为早古生代(见本章)。样品的 x^2 检验值都远远大于 5%,均为同组年龄。

磷灰石裂变径迹年龄位于 34～61Ma 之间,表明了该岩体在第三纪早期(古新世—始新世期间),发生了一期快速的山脉抬升-剥露作用。

茫崖-若羌剖面

该剖面(图3-14、3-15)样品除99725-3、99734-2外,径迹年龄都位于13.6～35.6Ma之间,其 x^2 检

验值除 99725-2 和 99734-1 外均远远大于 5%,表明属同组年龄,而 99725-3 和 99734-2 的 x^2 检验值都远远小于 5%,不属于同组年龄(图 3-16)。这些年龄表明北东东向阿尔金山脉主体在渐新世—中新世期间曾发生过快速的抬升-冷却。从总体上看,海拔高的样品具有较大的年龄值,反映了各样品随隆升先后通过退火带而产生裂变径迹这一事实。

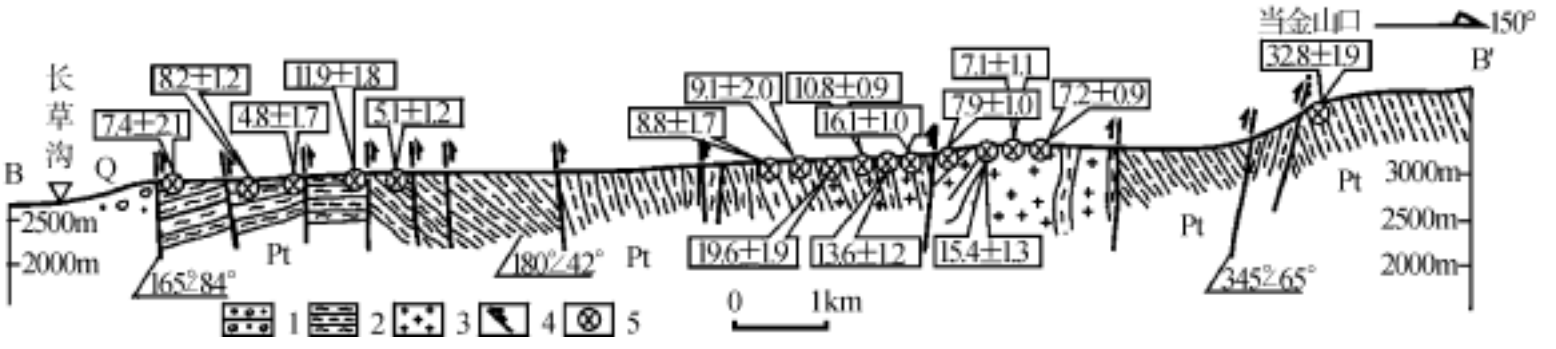


图 3-16　阿尔金断裂带当金山口段地质构造剖面图

1—砾岩;2—片岩;3—花岗岩;4—逆冲断层;5—采样点。方框内数字单位:Ma

北东东向阿尔金山脉主体被三条北东东走向断裂破碎带分割成三个块体(图 3-14)。表 3-13 显示,在每个块体内磷灰石的裂变径迹年龄都随着海拔高程的减小而变小,但在每条断裂带的两侧裂变径迹年龄与高程为负相关。这可能反映了阿尔金山脉的隆升并不是呈整体状,北东东走向断裂带也控制了局部山体的隆升历史。

结合样品高程,利用‘径迹年龄-地形高差法”计算了同一块体内岩体或同一层位的片麻岩在各个年龄段内的平均视抬升速率。如果花岗岩侵位以后的冷却是由于构造抬升和侵蚀的结果,那么可以计算出采样点处的岩石抬升到现在海拔高度的平均抬升速率,称之为‘外推法”。取平均年龄为径迹年龄,磷灰石的封闭温度为 120℃,地温梯度为 40℃/ km,部分样品的计算结果如表 3-14 所示。结果显示,阿尔金山脉从渐新世至今的平均抬升速率为0.19～0.54mm/ a,早期各个年龄段(27～31～36Ma、26～33Ma、13～22Ma)的视平均速率都较小,处于 0.02～0.07mm/ a 之间,明显偏小,而 11～10Ma 期间,视平均抬升速率达到了 0.2mm/ a。因而,推测在中新世末期开始,阿尔金山脉的抬升速率开始加快。地质、构造、沉积研究也揭示,第三纪末期至第四纪早期,在青藏高原北部普遍存在一期的构造变形(Chen Zhengle et al., 2000),但磷灰石裂变径迹年龄中没有年轻的值(< 10Ma),这或许与磷灰石的封闭温度有关,因为,磷灰石裂变径迹年龄只记录了岩石通过大约 2.5km 深时的年龄,当岩石剥露至地壳更浅部

表 3-14　北东东向阿尔金山脉抬升速率计算结果表

样品号	高程/ m	径迹年龄/ Ma	平均隆升速率/ (mm·a^{-1})	视隆升速率/ (mm·a^{-1})
99711-1	4196	36.4±3.2	0.195	0.042
99713-1	3993	31.6±3.0	0.206	0.067
99722-2	3691	27.1±2.6	0.216	/
99725-2	3652	33.9±3.2	0.196	0.021
99728	3481	26.7±2.3	0.253	/
99732-1	3298	22.4±2.1	0.271	0.024
99731-2	3085	13.8±2.2	0.429	/
99738	2914	19.7±2.8	0.246	/
997310	2627	18.8±2.3	0.300	/
997311-1	2636	11.1±1.2	0.508	0.2
997312	2438	10.1±1.2	0.538	
997314	2271	28.4±2.7	0.189	/

时,磷灰石裂变径迹就无法反映,因而更晚期(第三纪晚期或第四纪)山脉的快速隆升历史没有在磷灰石中记录下来。花岗岩和片麻岩中的裂变径迹长度大致相等,集中于 10～12μm 之间,都表现较明显的冷却型分布特征,反映出两者大致具有相似的冷却-退火历程(图 3-17)。

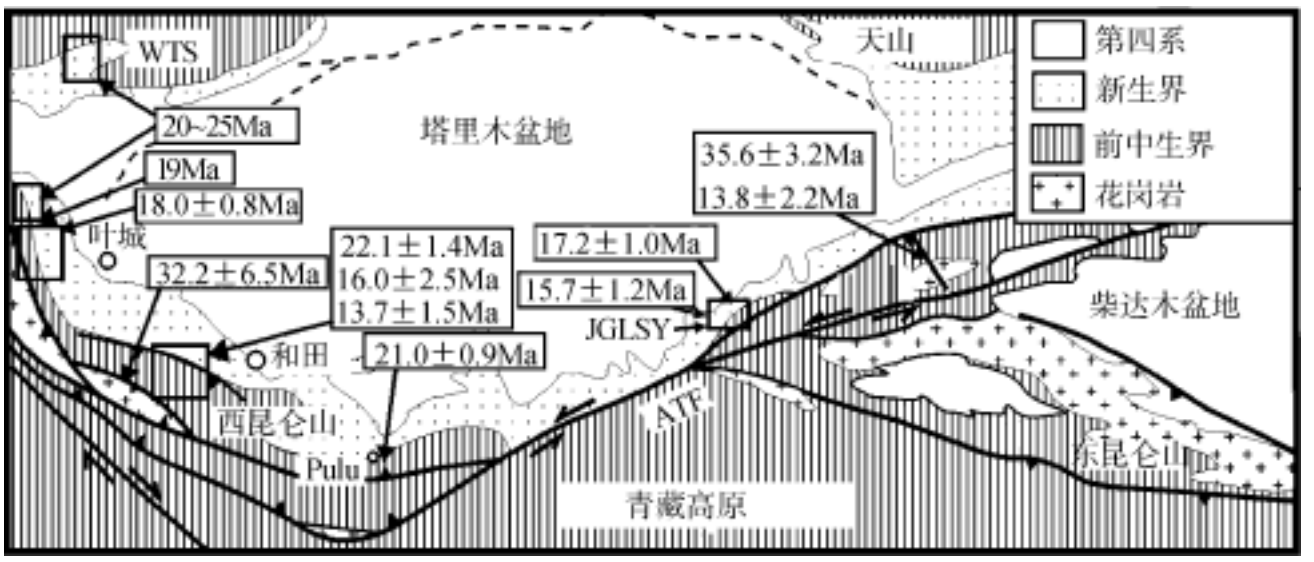


图 3-17　青藏高原北缘地质构造简图及裂变径迹测试结果分布图

靠近阿尔金断裂带样品

位于阿尔金主断裂带旁侧花岗岩体中磷灰石裂变径迹年龄集中在 7.1～9.9Ma 之间(GJ8142、GJ8143 和 99727-4),考虑到 2Ma 的测试误差,可以确认阿尔金主断裂带旁侧岩体在 8Ma 左右经历了一次构造热事件的作用:抬升 - 冷却或热扰动。

万景林等(2001)在当金山口采集横穿阿尔金断裂带的样品进行磷灰石裂变径迹分析,也得到了类似结论(表 3-12):靠近阿尔金主断裂带磷灰石的裂变径迹年龄大部分集中在 7～9Ma 之间,而远离"正花状"构造(阿尔金断裂带在该区形成正花状构造,图 3-16)的中心,裂变径迹年龄明显变老(32.8Ma),据此推断阿尔金断裂-造山带在当金山口一带在 8Ma 左右出现了快速的抬升,平均抬升速率为 0.5～1mm/ a。

本次研究及万景林等(2001)分析结果都显示,在阿尔金主断裂带旁侧,普遍存在 8Ma 左右裂变径迹年龄,但远离阿尔金断裂带的裂变径迹年龄相对较老,表明了该裂变径迹的年龄的形成与阿尔金断裂带的走滑活动密切相关,指示了阿尔金断裂带在 8Ma 左右经历了一次重要的构造-热事件的作用。由于磷灰石封闭温度相对较低(110～130℃),因而有两种可能都可以导致磷灰石 8Ma 裂变径迹年龄的形成:一是由于断裂带的快速走滑而出现的断裂带掀斜作用(这种现象在现今的阿尔金断裂带上十分普遍;陈正乐,2000)导致了旁侧山体的快速抬升,磷灰石裂变径迹年龄记录的是岩体快速抬升-冷却的历史;另一种可能是断裂走滑变形在旁侧岩体产生的热效应,磷灰石的裂变径迹年龄记录的是断裂带旁侧岩体的热扰动历史。但无论那种假设成立,都表明阿尔金主断裂带在 8Ma 左右出现过快速的走滑变形。

(四)初步结论和讨论

根据本研究磷灰石裂变径迹测试结果,得到以下初步结论:

(1)阿尔金山脉有过多期次的抬升 - 冷却热事件,主要集中在两个年龄段内:白垩纪晚期(82～93Ma)和渐新世—中新世(36～13Ma)

阿尔金山脉的隆升不均匀,东西向的山脉隆升早于北东东向的阿尔金山脉主体。

Sobel & Dumitru(1997)得到的磷灰石裂变径迹年龄部分集中在 82～93Ma(表 3-13)。刘永江等(2001)在阿尔金断裂中段的当金山口北部、柴达木大门口断谷、格斯断槽等地的断裂带内得到新生矿物激光微区$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 92～89Ma。笔者在东西向红柳沟-拉配泉山脉冰沟岩体内,也有一个样品年龄与之相近(D51-1:85Ma)。所有这些年龄可能反映了阿尔金山脉在白垩纪晚期曾发生过一期快速的抬升 - 冷却事件,而这可能与阿尔金北缘拉配泉断裂的第二期正断作用有关,同时可能伴有低级变质作用。

其次,根据冰沟岩体的构造热事件推测,东西向红柳沟-拉配泉构造带在第三纪的早期曾发生过一期重要的山脉抬升-冷却事件。Sobel & Dumitru(1997)在金鸿山所采侏罗纪样品中磷灰石的裂变径迹

年龄(37～44Ma)也表明了在第三纪早期,该区曾出现了一次山脉的快速隆升。北东东向阿尔金山脉中也有少数样品记录该期的构造热事件。

但是,渐新世至中新世期间发生的山脉抬升-快速冷却事件在整个青藏高原北缘更具有普遍性(图 3-17):Cowgill 等(2001)在西昆仑山前新生代逆冲断层下盘中片麻岩中,得到磷灰石裂变径迹年龄为 13.7～22.1Ma;阿尔金山脉北西侧江尕勒萨依地区出露的侏罗系和中元古代片麻岩中磷灰石年龄分别为 15.7±1.2Ma 和 17.2±1.0Ma(Cowgill et al .,1997,2000);Rumelhart 等(1997)在甘肃肃北地区第三系碎屑中得到磷灰石年龄为 29.4～32Ma; Sobel & Dumitru(1997)通过喀喇昆仑、西南天山磷灰石的裂变径迹年龄,表明在青藏高原北部存在 20～25Ma 的山脉快速剥露事件,王军等(1998)在西昆仑卡日巴子岩体中也发现有 19Ma 磷灰石裂变径迹年龄。尹安测试分析了于田南毯鲁地区片岩、西昆仑古生代花岗岩和叶城西的磷灰石,其结果分别为 21.0±0.9Ma、32.2±6.5Ma 和 18.0±0.8Ma(未发表数据)。上述结果表明,青藏高原北缘山脉在渐新世—中新世期间普遍出现了一次快速的山脉隆升-剥露事件。Sobel & Dumitru(1997)认为该事件与印亚之间的碰撞有关。现有的地球物理资料表明塔里木地块存在向南的俯冲作用(高锐等,2000),虽然目前对向南俯冲作用的起始时间、俯冲位移量及其所导致的块体间汇聚量等都有待于进一步的深入,但笔者推测青藏高原北缘大规模的、整体的山脉隆升与塔里木盆地的向南俯冲有关。

(2)靠近断裂带岩体内样品记录了阿尔金断裂带在 8Ma 左右的快速走滑变形事件

现有的各种数据表明,8Ma 左右的构造变形事件在青藏高原也十分普遍:在青藏高原南部发育了多条大致等距离展布的南北向张性构造带(图 3-17),Harrison 等(1992)根据钾长石 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄,推断羊八井地堑两侧正断层开始活动的时代为 7～8Ma,进而推论青藏高原在 7～8Ma 前已经达到和现代相似的地壳厚度的海拔高度;Turner 等(1993)从青藏高原北部新生代熔岩的化学成分分析着手,认为该熔岩起源于上地幔,是岩石圈底部突然减薄,岩浆沿拉伸裂隙喷出的结果,同时也标志着地壳的隆起,因而熔岩的时代(13Ma)就代表了高原隆起的开始;Molnar 等(1993)认为青藏高原在 8Ma 前后的几百万年中迅速抬升了 100～2500m,青藏高原曾一度达到海拔 6000m 的高度,并认为 8Ma 的抬升是由于青藏高原岩石圈下部上地幔因“对流剥离”造成岩石圈减薄,导致轻而高温的软流圈物质上涌而造成地壳物质的熔化、熔岩溢出;张进江等(2001)研究了东喜马拉雅构造结形成演化历史,$^{40}Ar/^{39}Ar$ 法测试结果揭示了东喜马拉雅构造结经历了三期的楔入(时代分别为 60Ma、23Ma 和 13Ma)和后期 6～7Ma 开始的垮塌正断变形,并认为 7Ma 以后的垮塌变形代表了青藏高原的快速隆升;根据青藏高原北缘甘肃河西走廊的酒西盆地沉积演化和古地磁测年结果推断,青藏高原北缘在 8.26Ma 由稳定隆升转变为持续逐步较快速的隆升(宋春晖等,2001);古地磁测年结合古夷平面研究表明,青藏高原北缘的六盘山在 8.1Ma 开始隆升(宋友桂等,2001)。此外,8Ma 也是全球气候变化的重要时期,是青藏高原抬升的气候变化效应:我国西部地区普遍发育的黄土的形成与演化与青藏高原的隆升有关已被越来越多的地质学家所接受(安芷生等,2001),古地磁测试结果揭示我国最古老黄土-红粘土的底界年龄为 8.1Ma(吕连清等,2001; Qiang et al., 2001);Quade 等(1989)研究了巴基斯坦北部喜马拉雅山南麓西瓦利克组中钙质结核中 C 同位素的变化,揭示出中新世晚期(7.4～7Ma)出现 C3 - C4 生态系的转变,推测是由于印度洋季风的加强和喜马拉雅山脉抬升到了一定高度后导致的气候变化效应;阿拉伯海上涌流的出现也开始于 8Ma(Kroon et al.,1991);青藏高原东北缘临夏盆地,孢粉记录也反映出在 7Ma 左右草原环境突然大发展,代替了原先的森林草原环境,碳、氧同位素的初步分析也说明了此时 C3 森林型植被为 C4 型草原型植被所取代,地层颜色由早先的红、紫色变为此后浅色调的褐黄色(潘保田等,1998)。

上述大量地质事实表明大约在 8Ma 左右,青藏高原发生了一系列重要的构造事件。据此笔者推测,印度与亚洲大陆的持续汇聚作用,导致了青藏高原物质沿边缘几条大型的走滑断裂带发生大规模的脱逸,8Ma 左右为一期强烈的构造变形期:在青藏高原南部,由于青藏高原岩石圈下部上地幔因“对流剥离”而出现南北向的张性构造(图 3-18),而在青藏高原的北缘,导致了阿尔金走滑断裂带出现快速的走滑变形,北缘山脉开始出现快速隆升。青藏高原也在此时发生整体抬升,影响了亚洲乃至全球气候、生态的变化。

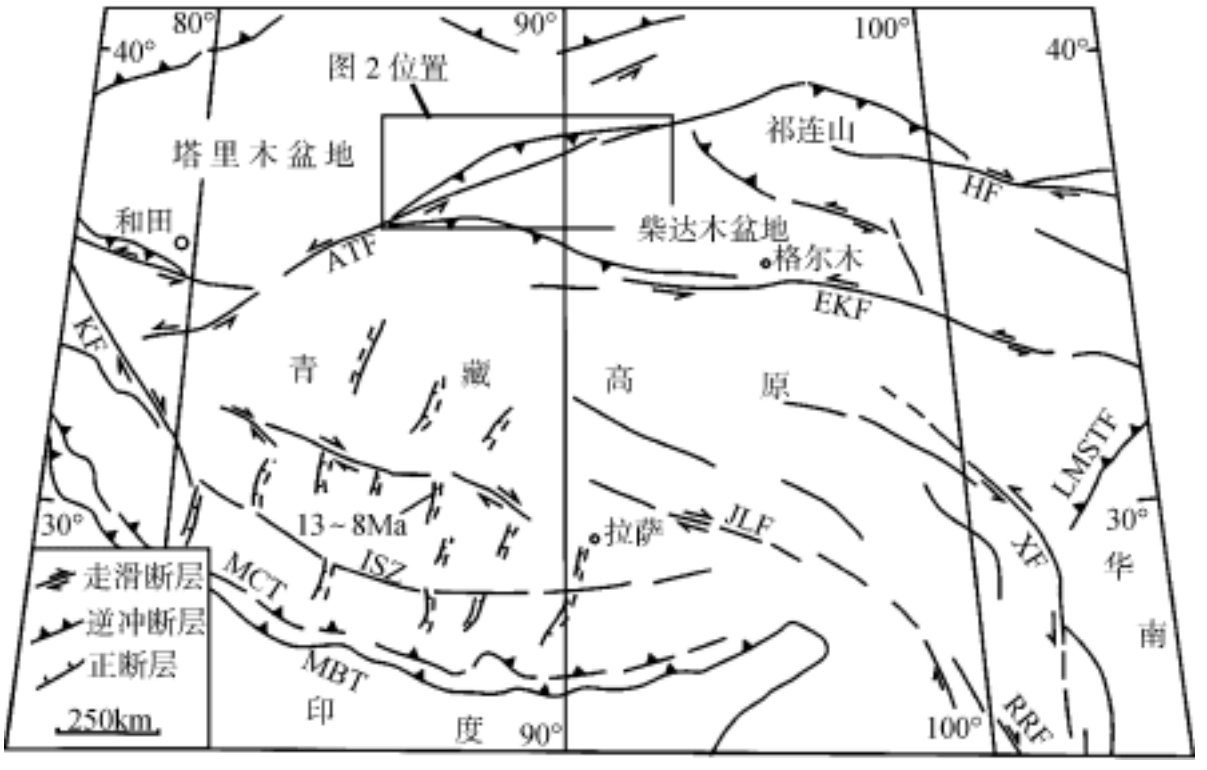


图 3-18　青藏高原构造简图

(根据 Searle(1996)和 Yin(2001)资料改编)

ATF—阿尔金断裂带; KF—喀喇昆仑断裂带; HF—海原断裂带; EKF—东昆仑断裂带;
LMSTF—龙门山逆冲断裂带; XF—鲜水河断裂带; RRF—红河断裂带; JLF—嘉丽断裂带;
ISZ—雅鲁藏布江蛇绿岩带; MCT—主中央逆冲断裂带; MBT—主边界断裂带

(3)利用磷灰石裂变径迹的封闭温度和样品高程推算的山脉抬升速率表明,阿尔金山脉早期(渐新世 - 中新世)抬升速率较小,自中新世末期开始,抬升速率加快。

第三节　区域岩浆活动期次和热演化历史

经过多年的国内外研究,阿尔金山地区已经积累了大量同位素热年代学数据(图 3-19),据此加以初步分析如下。

一、区域岩浆活动的期次划分

前人研究中,常把阿尔金山主体的一些花岗岩类归为元古宙(γ_2)。近年来,越来越多的证据显示,阿尔金山主体是一个早古生代岩浆弧,其中中酸性侵入体的主要时期为早古生代(Gehrels et al., 2003a)。如,苏吾什杰花岗岩岩体,新疆地质矿产局(1993)认为是元古宙,崔军文等(1999)给出早奥陶世年龄(Rb-Sr 等时线,491.3±4.6Ma);Cowgill(2001)得到的锆石离子探针 U-Pb 年龄为 475±3Ma;同时还有一些稍晚的冷却年龄(431.5±7.8Ma; Sobel & Arnaud, 1999)。而有一些原来划为海西期的花岗岩侵入体,却得到早古生代矿物冷却年龄,因此,实际上也是早古生代深成岩类。如茫崖-若羌公路上塔什达坂南岩体中黑云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 冷却年龄为 413.8±8.0Ma(Sobel & Arnaud, 1999)。因此,阿尔金山主体中酸性深成岩类形成时代可能主要为早古生代。

由于锆石(和独居石)U-Pb 体系具有最高的矿物封闭温度,它们的矿物结晶年龄与深成岩浆侵入的时间相当,因此,可以根据锆石 U-Pb 年龄来划分岩浆活动的期次。笔者收集了阿尔金地区已有的锆石(和少量独居石)U-Pb 年龄(部分为前人数据)(图 3-20),将该地区自古太古代以来的岩浆活动分为 15 个时期(表 3-15),其中岩浆活动的主要活动时期为早古生代晚期(490Ma～385Ma),峰期年龄为 442Ma(图 3-20)。本研究测定的阿尔金北缘地区最大岩基——阔什布拉克岩体(也称为冰沟岩体)锆石 U-Pb 年龄为 443±5Ma,处在主岩浆活动期,与岩浆峰期活动年龄相当;该岩体以及该地区早古生代深成花岗岩类具有岛弧性质,说明了阿尔金北缘地区在早古生代时期存在岛弧体系。

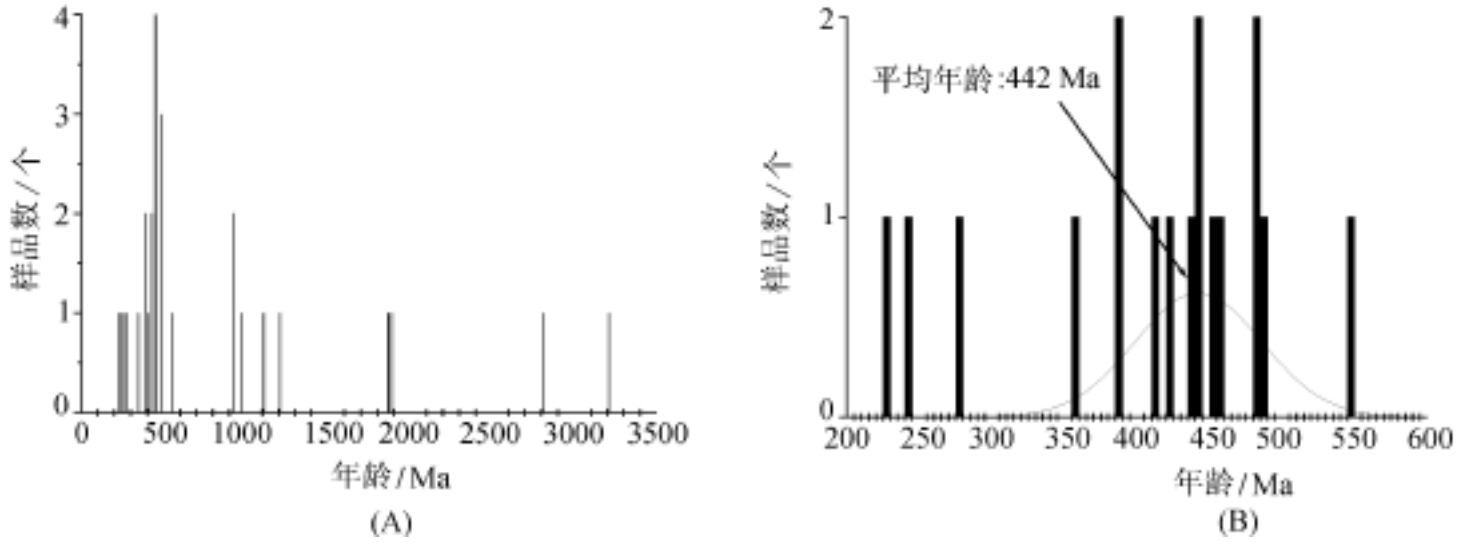


图 3-20　阿尔金山地区岩浆活动的年龄分布

(A)太古宙以来的岩浆活动;(B)古生代以来的岩浆活动

表 3-15　阿尔金地区岩浆活动时期的 U-Pb 年龄分布

序　　次	时　　期	岩浆活动时期	U-Pb 年龄时段
1	太古宙	古太古代	～3200Ma
2		新太古代	～2800Ma
3	元古宙	Animikean	～1880Ma
4		蓟县纪	1100～1200Ma
5		青白口纪	922～969Ma
6	早古生代	早寒武世	545～550Ma
7		奥陶纪早期	480～490Ma
8		奥陶纪中期	450～460Ma
9		奥陶纪晚期	435～445Ma
10		志留纪	410～425Ma
11		早泥盆世	385～390Ma
11	晚古生代	石炭纪	355～360Ma
12		早二叠世	275～280Ma
14	中生代	早三叠世	240～245Ma
15		晚三叠世	225～230Ma

在以上统计的锆石年龄中,如果加上李惠民等(2001)报道的最新数据(36 亿年左右),可以有更多的岩浆活动期次,岩浆活动开始的时间也提前。部分岩浆活动可能与某些变质事件的时间相当,因为变质作用与岩浆活动实际上是密不可分的。

二、区域热演化历史和冷却曲线

为了得到有关区域热演化历史的认识,有必要对区域年龄数据进行统计分析。在热年代学研究中,对于单个样品年龄的解释可以有多种可能,而由大量冷却年龄的统计分析,可以得到可能的区域性热演化历史。近几年来,阿尔金山地区已经成为国际地学研究的热点地区之一,在该地区已积累了一批冷却年龄数据(图 3-19 和图 3-21)。其中角闪石 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄为 836Ma 以来;白云母年龄为 453Ma 以来;黑云母年龄为 425Ma 以来;磷灰石 FT 年龄为 167Ma 以来,主要处在 34～7Ma,其中 7～9Ma 之间的年龄数据比较多。

根据矿物封闭温度的不同,把现有冷却年龄数据(部分为前人数据)集中到一起进行综合分析(图 3-22),结果表明阿尔金山地区现存地质体自元古宙以来经历了阶梯式的冷却和剥露-抬升过程。其中

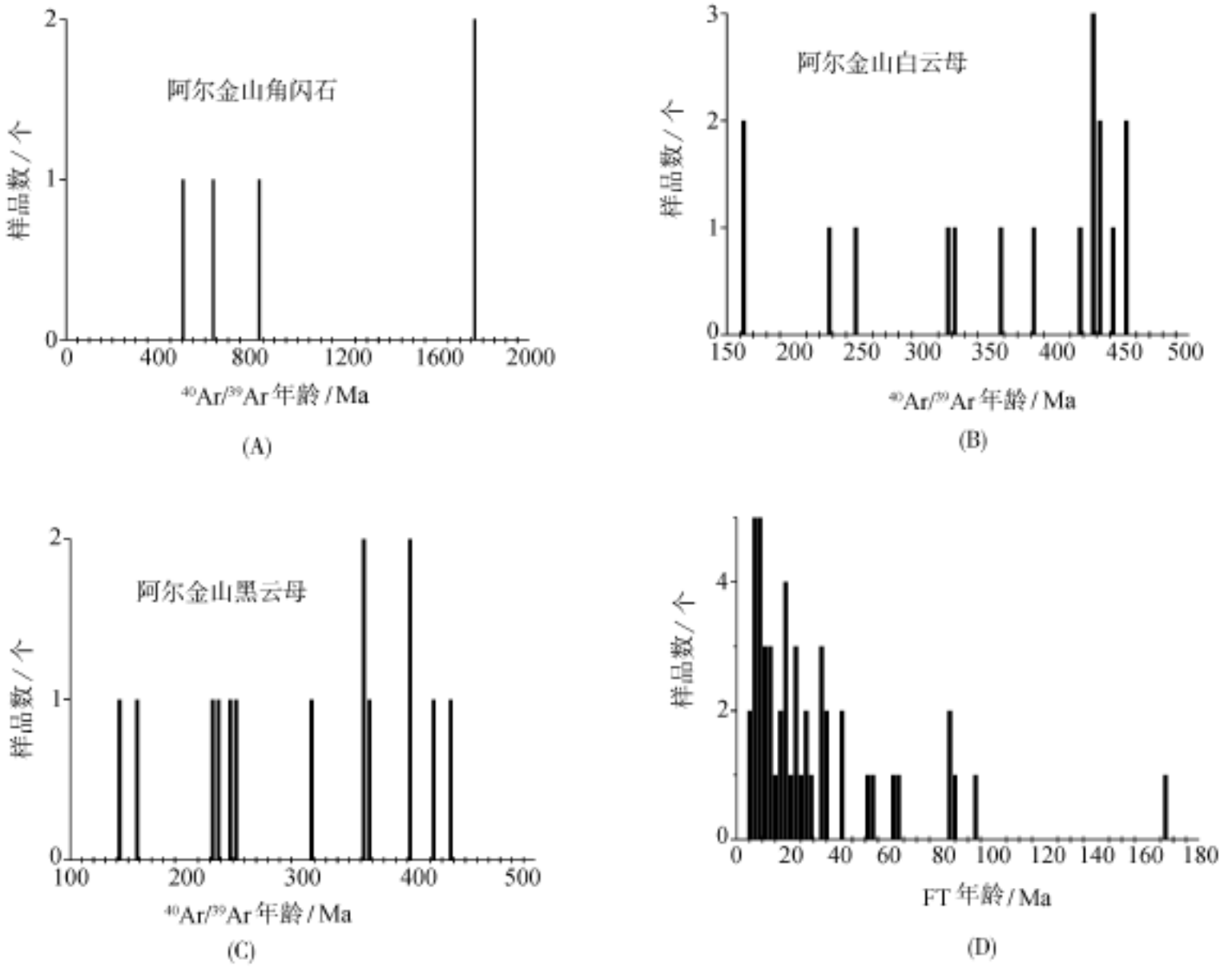


图 3-21　阿尔金山地区冷却年龄的分布

(A)角闪石;(B)白云母;(C)黑云母;(D)磷灰石

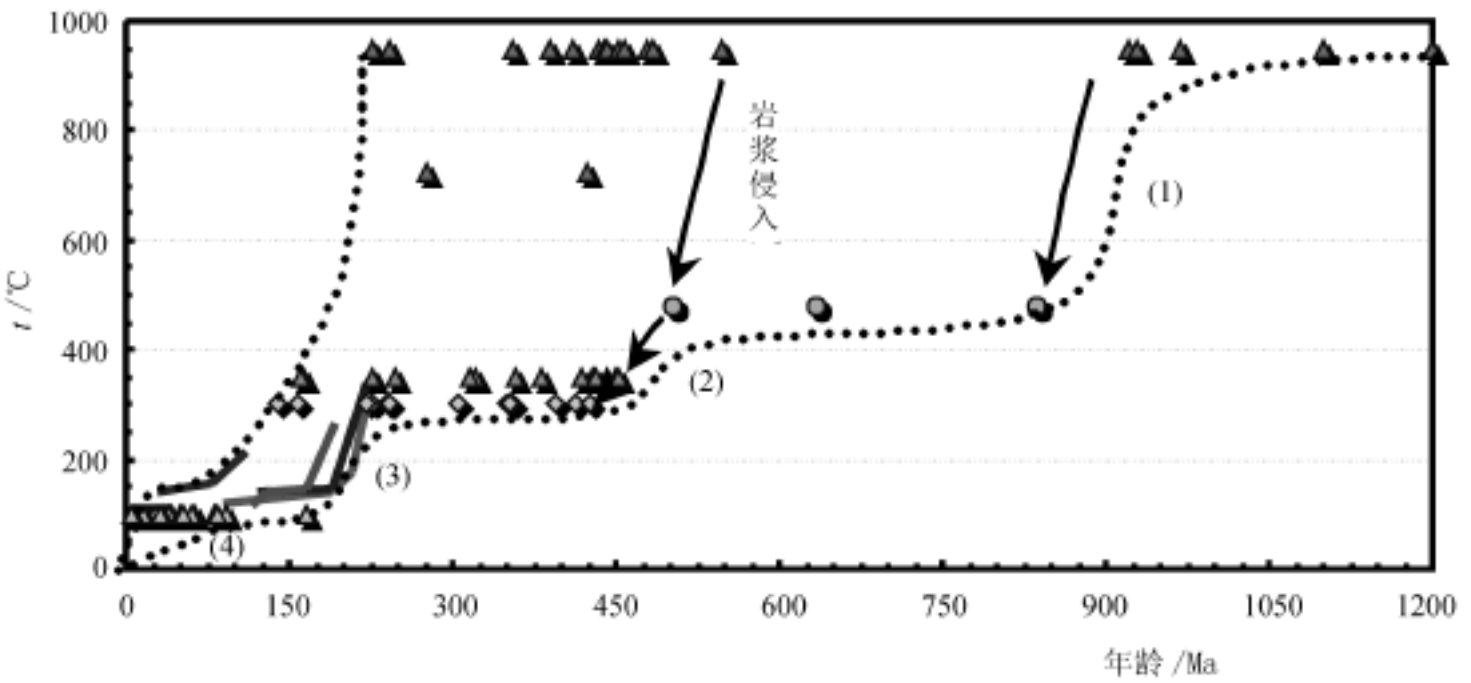


图 3-22　阿尔金地区区域热年代学演化历史

(1)元古宙抬升事件;(2)古生代抬升事件;(3)中生代抬升事件;(4)新生代抬升事件

最早形成的地质体具有最完整的阶梯形状,如图中最右边的虚线所示;最年轻的地质体(这里为最晚期侵入的岩浆岩)具有最不完整的阶梯形状,如图中最左边的虚线所示,实际上不形成阶梯;两者之间形成的地质体,其热历史具有不完整的阶梯形状。

由此得到阿尔金山地区自元古代以来经历了 4 次重要的抬升和剥露过程,分别为元古代事件、早古生代事件、中生代早期事件和晚新生代事件(图 3-22)。这 4 个阶段的地块抬升事件构成了阿尔金山地区区域热演化历史的总包络线,所有的岩浆活动历史也均在此包络线之内(陈宣华等,2002c)。

从区域热历史数据得到的阿尔金山地块热演化历史的阶段性与塔里木东南盆地在奥陶纪末、古生代末和侏罗纪末几次重要的抬升和剥蚀(车自成等,1996)具有相似性。

早古生代事件与阿尔金洋的逐步消减和封闭有关,表现为从奥陶系槽型火山岩和大陆边缘沉积的发育向石炭系纯陆相沉积的过渡。

根据热年代学分析得到阿尔金北缘拉配泉断裂的启动时间为 220Ma 左右(见第二章),其主要活动时间为 220～180Ma 之间,并具有 100Ma 左右的再次活动历史。阿尔金北缘拉配泉断裂的活动(中生代伸展构造)与阿尔金山地区中生代早期的区域抬升事件相吻合,因此具有重要的区域意义。

新生代抬升事件出现在 8Ma 左右。许志琴等(1999a)认为,阿尔金变质体的上隆时限大致为新第三纪—全新世,是一个由北缘逆冲断层和南缘走滑转换断层(带正向滑移性质)所夹持的挤出体。笔者的认识与之不同。许志琴等(1999a)的岩石圈剪切机制认为阿尔金山脉的隆升是阿尔金北缘断裂的逆冲推覆及其北缘断裂与主断裂之间一些断层的正断作用的产物;Meyer 等(1998)认为,在印亚汇聚期间,青藏高原北缘沿着阿尔金断裂出现地壳的缩短加厚,从而导致了山脉的隆升。磷灰石的裂变径迹证据表明,阿尔金山脉的抬升开始于渐新世早期,但前期的山脉抬升速率较小,而在中新世以后山脉的抬升速率明显加大(陈正乐等,2001)。Zheng 等(2000)根据西昆仑山前新生代沉积物的厚度,结合磁性地层学测试结果,推测青藏高原北缘在上新世出现快速的隆升。这与笔者根据阿尔金山脉北西山前江尕勒萨依地区新生代沉积物的稳定同位素测试,结合沉积学研究,所得的部分结论相似(陈正乐等,2001)。

阿尔金山脉从上新世以来出现了快速隆升,但山脉隆升的机制、阶段性等问题还存在争议。由于区域北西西向的挤压应力和推覆构造都可以导致北东东走向山脉的垂向隆升,因而笔者推断,第四纪早期区域北西西向的应力作用可能也是导致阿尔金山山脉快速隆升的因素之一。

第四节　青藏高原北缘新生代山脉隆升的稳定同位素证据

Isaac Winograd 等(1985)通过美国大盆地(Great Basin)南部渐新统内的方解石脉包体 H 同位素测试结果,推测 H 同位素的变化与内华达山脉及其横断山脉(Transverse Ranges)的隆升有关。Quade 等(1989)研究了巴基斯坦北部古土壤中 C 同位素的变化,揭示出中新世晚期(7.4～7Ma)喜马拉雅山的隆升导致了该地区出现 C3—C4 生态系的变化,并推测与东南亚季风的变化有关,$\delta^{18}O$ 也出现较大的变化。

目前稳定同位素在山脉隆升历史重建中的应用主要有两个发展方向:

一种是利用高原或山脉前陆沉积盆地内古土壤中自生矿物(粘土矿物,方解石)中氧同位素的组成变化,来推测山脉的隆升历史。运用这种方法要求选取的剖面没有高程变化,气候的控制因素比较清楚,可以预测。

研究表明,大气降水的同位素组成主要与离源区的距离和经过的途经有关,通过山脉大气降水中的 $\delta^{18}O$ 和 δD 值随着海拔高程的增加而将有所降低,从而导致了在山脉背风面雨水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值大大低于迎风面雨水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 值。Chamberlain & Poage(2000)指出,同位素组成的变化往往与山脉的高度密切相关,并可以定量表示。根据大量数据统计分析结果,得到海拔高程每增加 100m,地表水中 $\delta^{18}O$ 值减少了 0.21‰。

$\delta^{18}O$ 值作为地质记录所保存的古气候变化中最为有效,最重要的参数,主要与地表温度、降水量和大气降水的历史有关,而大部分在地表条件下形成的矿物(含氢的粘土矿物,高岭土,蒙脱石等;含氧的碳酸盐矿物-方解石等)都是与地表水平衡的,因而包含了古气候变化的重要信息。据此,Stern 等(1996)研究了巴基斯坦 Potwar 高原中西瓦里克组磨拉石中蒙脱石,高岭土和含化石古土壤内方解石中的 $\delta^{18}O$ 值,揭示出在 8.5～6.5Ma 期间 $\delta^{18}O$ 值出现 0.35‰的变化,指示了高原大约在该时期内出现快速的抬升。

Chamberlain 等(1999)通过新西兰南阿尔卑斯山脉东南白垩纪至更新世地层粘土矿物中的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值变化,发现该地区在上新世晚期,岩石内高岭土的 $\delta^{18}O$ 值降低了 0.5%～0.6%,而且上新世晚期以后的岩石内新生矿物的 $\delta^{18}O$ 值与现今的地表水是平衡的,因而推测 $\delta^{18}O$ 值的降低是由于南阿尔卑斯山脉隆升的结果,并估算当时山脉隆升的幅度应在 2350m 左右,与现今南阿尔卑斯山脉的平均海

拔(2400m)相差很小。

Poage 等(2000, 2001)研究了内华达盆地内新生代地层中蒙脱石、高岭土等的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值,发现自 16Ma 以来 δD 和 $\delta^{18}O$ 值变化很小,指示内华达山脉在 16Ma 之前就可能已经抬升至现在的海拔高度。

二是利用高原或山脉内部沉积盆地内自生矿物或古土壤内 $\delta^{18}O$ 值的变化,利用推测的大气降水中 $\delta^{18}O$ 值随高度变化的相关曲线,计算沉积盆地的古海拔高度,然后对比研究沉积盆地的古海拔与现今的海拔高度,推断山脉或高原的隆升历史。其前提条件是已知当地大气降水中 $\delta^{18}O$ 值变化随高程的变化曲线。

Garizone 等(2000)结合尼泊尔的 Thakkhola 地堑内河相河湖相沉积物质中 C 和 O 同位素及磁性地层学研究,发现该地堑内自 8Ma 以来 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值变化很小,指示了高原在 8Ma 开始的东西向拉张之前已经达到现在的海拔高度。Garizone 等(2001)进一步系统测试分析了喜马拉雅山南麓现代河流中的 $\delta^{18}O$ 值组成与高程变化之间的关系,并以此为基础,根据 Thakkhola 地堑内河相河湖相沉积物质中 $\delta^{18}O$ 值的测试结果,计算了该地堑在这些沉积物质沉积时的古海拔高度,发现该地堑在 11Ma 以来古海拔高度没有多大的变化。

Dettman 等(2001)研究了北美 Lalamide 落基山脉晚白垩纪和早第三纪盆地内中古板双壳类化石的 $\delta^{18}O$ 值,发现当时的河水 $\delta^{18}O$ 值负值高、变化大,表明了盆地的汇水源区的性质相差大,据此计算了盆地河水源区的海拔高程,存在大约 2.5～3km 的高程差,与现今盆地周缘山脉的高程差类似。

一、采样点地质背景

研究区位于青藏高原北缘、阿尔金山脉北西缘的且末江尕勒萨依地区(图 3-23)。在该区,连续出露了大于 3km 厚的侏罗纪至第四纪早期的前陆盆地沉积。它们沿阿尔金北缘断裂呈北东向展布,其南东侧为北缘断裂所限。断裂的南东侧为早元古界的片岩、片麻岩和大理岩,并发育有加里东期的榴辉岩(张建新等,1999)。根据新疆地质志(1992)的划分,该区的沉积层可分为 7 段,分别为侏罗系叶尔羌群组、白垩系克孜勒苏群、古新统—始新统库木格列木群、渐新统—中新统乌恰群、上新统阿图什组、早更新统西域组和中更新统乌苏群。地层总体上构成一个宽缓的向斜,江尕勒萨依左行走滑正断层切割了向斜的北西翼,乌苏群不整合覆盖在向斜之上。

在野外笔者实测了该向斜的北西翼、江尕勒萨依正断层以北出露的地层,系统采集了 300 多个沉积学和稳定同位素测试分析样品(图 3-24)。

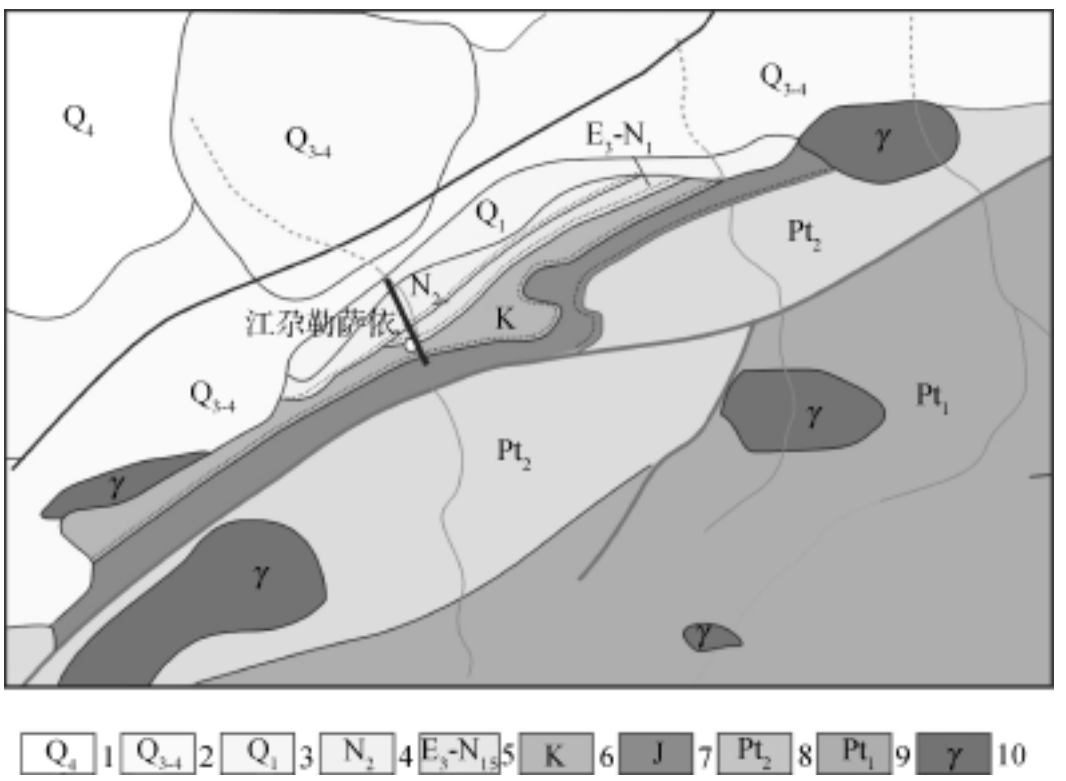


图 3-23　阿尔金山脉北西缘江尕勒萨依地区地质构造简图

1—全新统;2—上更新统 - 全新统;3—下更新统;4—上新统;5—渐新统 - 中新统;6—白垩系;7—侏罗系;8—中元古界;9—古元古界;10—花岗岩

二、阿尔金山脉北西缘山前盆地的沉积学特征

在该区,侏罗纪为杂色河湖相含煤建造,岩性为棕色砂岩与棕红色泥岩互层,底部为灰绿色、黄绿色、棕红色泥岩、砂岩及砾岩;白垩系也为河湖相,沉积物质的主体颜色为红色,为棕色、棕灰色砂岩夹少量棕色泥岩,底部为灰色砾岩,胶结物质主要为沙、泥质;早第三纪库姆格列木组为河流相粉红色、棕红色砂岩,棕色、灰棕色砾岩夹棕色泥质砂岩、泥岩,其内富含钙质结核;渐新统至中新统乌恰组为山麓河流相灰色、棕灰色砾岩与浅棕色、红棕色泥质砂岩、砂岩,局部夹泥岩;上新统阿图什组为山麓坡积相褐灰色—棕灰色砾岩夹少量浅棕色-红棕色砂岩;早更新统西域组主要灰色巨厚层粗砾岩夹砂岩透镜体;乌苏组为河流阶地相灰黑色、灰白色砾岩层。总体上,白垩系为红色沉积,第三纪沉积物质的颜色为黄色、棕黄色,胶结物质以碳酸盐为主。第四系色调以土黄色为主,全为砾岩,总体上反映了该区自白垩纪以来处于干旱的氧化环境。

在野外,对沉积层中砾岩层的比例、沉积岩的结构、构造进行详细的观察和测量,结果揭示,总体上砾岩层所占的比例呈逐渐增加的趋势,而在乌恰群的中、下部,岩层中砾岩的比例急剧增大,沉积物的粒度快速变粗,砂岩碎屑中不稳定组分比例明显增加,砂岩中碎屑物质的磨圆度、分选性变差。

假设不同沉积段内沉积速率保持不变,取界线年龄:侏罗纪—白垩纪为 135Ma,白垩纪—第三纪为 65Ma,始新世—渐新世为 35Ma,中新世—上新世为 5Ma,早更新世—中更新世为 1.8Ma(根据 Zheng,2000,西昆仑叶城南剖面,相当于乌苏群和西域组的分界年龄),根据野外实测剖面,计算地层的厚度,若不考虑岩石的压实系数,则该地区白垩纪至今的沉积速率分别为:白垩纪 4.8m/ Ma;早第三纪(古新世-始新世)12m/ Ma;渐新世—中新世 19.7m/ Ma;上新世 180.9m/ Ma;早更新世 651.9m/ Ma。结果显示,上新世至早第四纪该地区的沉积速率急剧加大,盆地处于快速堆积状态。由此推测,此时,阿尔金山脉可能处于快速隆升状态。

三、样品处理、同位素测试分析及结果

通过镜下薄片鉴定分析,笔者选取了满足以下两个条件的样品:①胶结物中富含碳酸盐,而碎屑物质中不含方解石;②胶结物中的方解石没有出现次生加大、溶蚀等现象,没有后期改造作用。这样基本上能确保测试结果代表了沉积时地表水的组成特征。

通过电钻取样(胶结物),对样品进行清洗、干燥以去掉盐分,加磷酸,抽真空,反应约 20 小时后,采集碳酸盐胶结物中的 CO_2,利用质谱仪进行测量,得到 CO_2 中 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 值。样品的测试分析过程在美国 Dartmouth College 地球科学系同位素地球化学试验室完成。

测试结果如表 3-16、图 3-25 所示。这里笔者着重讨论第三纪以来岩层胶结物中 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 值变化特征。

第三纪以来,$\delta^{18}O_{smow}$ 在乌恰群与库木格列木群之间及乌恰群中下部两次发生突变,第一次 $\delta^{18}O_{smow}$ 从 23‰突然变小至 17‰左右,第二次突变,$\delta^{18}O_{smow}$ 从 21.5‰突变为 18‰左右,而自第二次突变以后,$\delta^{18}O_{smow}$ 基本上保持稳定的状态,变化幅度很小,稳定在 17‰～19‰之间。相应地,^{13}C 也在乌恰群早期现突变,$\delta^{13}C_{PDB}$ 从 - 1.5‰变化为 - 5‰左右;而乌恰群的中部,$\delta^{13}C$ 出现强烈的波动,$\delta^{13}C_{PDB}$ 最小值曾达到 < - 8‰。之后,$\delta^{13}C_{PDB}$ 基本上在 - 4‰线上来回波动,波动幅度普遍小于±1‰。

由于精确定年工作还未开展,同上假设不同沉积段内沉积速率保持不变,以 35Ma 和 5Ma 分别为乌恰群的开始和结束沉积的年龄,则根据采样点、地层的厚度推断,$\delta^{18}O$ 的两次突变分别发生在 35Ma 和 23～25Ma 左右,$\delta^{13}C$ 的早期突变为 35Ma,乌恰群沉积期间 $\delta^{13}C$ 剧烈波动的起止时间为 26Ma 和 16Ma。

四、测试结果分析与讨论

根据本研究稳定同位素测试结果,结合盆地沉积演化研究,笔者推测:

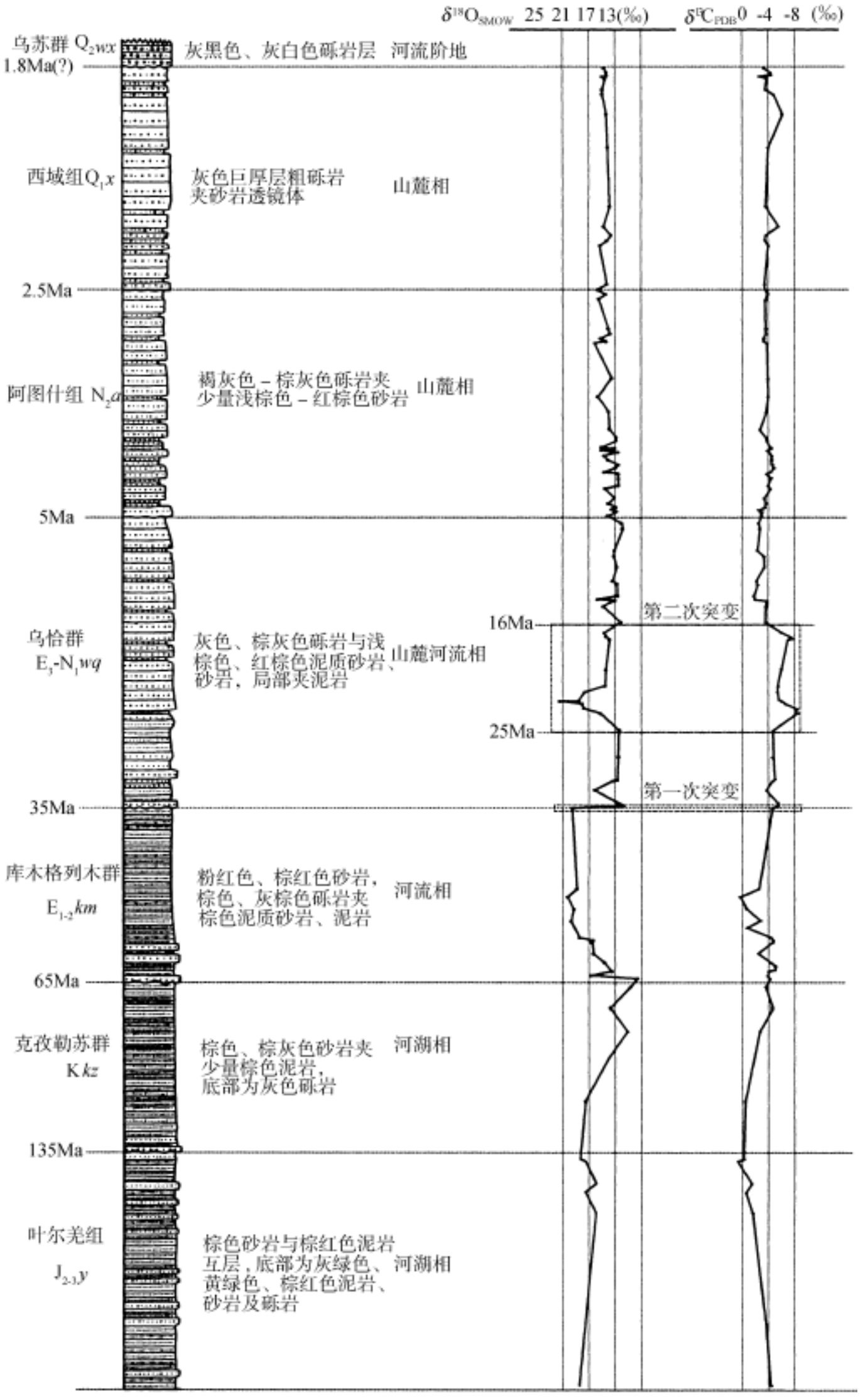


图 3-25　青藏高原北缘江尕勒萨依晚中生代至新生代沉积岩组成特征、沉积相及碳酸盐胶结物中 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 值测试结果图

表 3-16　江尕勒萨依地区样品同位素测试结果表

	样品号	岩性	时代	$\delta^{13}C_{PDB}$/ ‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$/ ‰		样品号	岩性	时代	$\delta^{13}C_{PDB}$/ ‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$/ ‰
1	19-1-3	砂岩	侏罗纪	- 4.33	22.54	56	25-2-3	泥岩	上新世	- 3.015	18.1
2	19-5-2	粉砂岩		- 1.782	19.9	57	25-2-4	泥岩		- 2.972	17.1
3	19-5-3	泥岩		- 0.757	21.14	58	25-2-5	泥岩		- 3.188	16.85
4	19-5-6	泥岩		- 1.213	19.8	59	25-2-6	泥岩		- 2.707	17.27
5	20-1-7	泥岩		- 0.714	21.68	60	25-2-8	粉砂岩		- 3.526	16.82
6	20-1-8	粉砂岩结核		- 0.652	22.34	61	25-3-1	粉砂岩		- 3.895	17.98
7	20-3-1	砂岩	白垩纪	- 0.43	21.44	62	25-3-2	粉砂岩		- 3.591	16.97
8	20-4-4-s	砂岩		- 2.739	15.7	63	25-3-3	砂岩		- 4.219	18.38
9	20-5-1	砂岩		- 4.53	17.74	64	25-3-4	粉砂岩		- 4.164	16.32
10	20-5-2-s	砂岩		- 4.464	17.87	65	25-3-6	粉砂岩		- 4.301	16.23
11	20-5-6	泥岩		- 3.738	14.6	66	25-3-7	粉砂岩		- 4.43	16.2
12	24-1-4	砂岩	古新世—始新世	- 4.157	13.36	67	25-3-9	粉砂岩		- 3.726	16.57
13	24-1-6	粉砂岩		- 3.93	20.81	68	25-3-10	粉砂岩		- 4.499	18.77
14	24-1-8	粉砂岩结核		- 4.018	17.21	69	25-3-11	粉砂岩		- 5.082	16.85
15	24-1-17	砂岩		- 4.222	18.62	70	25-3-12	粉砂岩结核		- 4.833	16.29
16	24-1-18	泥岩		- 2.299	20.4	70	25-4-1	粉砂岩结核		- 4.569	18.01
17	24-2-1	泥岩结核		- 4.744	20.73	71	25-4-2	粉砂岩结核		- 4.55	18.65
18	24-2-2	粉砂岩		- 4.636	20.38	72	25-4-3	粉砂岩结核		- 4.101	16.34
19	24-2-3	泥岩结核		- 4.211	22.29	73	25-4-6	粉砂岩结核		- 4.571	18.89
20	24-2-4	泥岩结核		- 0.831	22.2	74	25-4-4	粉砂岩结核		- 3.903	19.03
21	24-2-5	泥岩结核		- 2.825	23.84	75	25-4-5	粉砂岩结核		- 4.232	16.92
22	24-2-7	砂岩		- 0.883	23.15	76	25-4-6	泥岩		- 4.571	18.9
23	24-3-1	粉砂岩结核		0.258	24.12	77	25 - 4-7	粉砂岩		- 3.987	16.63
24	24-3-2	粉砂岩结核		- 2.541	22.94	78	25-4-8	粉砂岩		- 3.694	16.65
25	24-5-2	泥岩		- 4.666	23.37	79	25-4-9	泥岩		- 2.865	17.82
26	24-5-3	砂岩	渐新世—中新世	- 5.529	15.62	80	25-5-2	粉砂岩		- 3.609	17.07
27	24-5-6	砂岩		- 5.522	16.83	81	25-5-4	粉砂岩		- 4.065	19.52
28	24-5-7	砂岩		- 3.75	20.04	82	25-5-8	砂岩		- 3.92	17.26
29	24-6-2	砂岩		- 4.588	17.23	83	25-5-9	粉砂岩		- 4.092	19.54
30	24-6-5	粉砂岩		- 5.063	16.73	84	25-5-10	粉砂岩		- 3.003	18.83
31	24-6-7	泥岩结核		- 4.446	16.21	85	25-6-3	泥岩		- 3.728	20.13
32	24-7-2	砂岩		- 4.874	16.11	86	25-6-4	砂岩		- 3.492	18.19
33	24-7-4	砂岩		- 8.362	19.01	87	25-6-5	泥岩		- 3.66	18.96
34	24-7-5	砂岩		- 8.187	21.79	88	25-6-6	粉砂岩		- 3.828	17.78
35	24-7-6	砂岩		- 6.821	21	89	25-7-1	砂岩		- 3.723	17.95
36	24-7-7	砂岩		- 6.133	25.24	90	25-7-5	粉砂岩		- 4.058	19.44
37	24-7-8	砂岩		- 5.802	22.67	91	25-7-6	粉砂岩		- 3.72	18.27
38	24-8-1	砂岩		- 5.596	21.64	92	25-7-9	泥岩		- 3.69	19.69
39	24-8-2	砂岩		- 5.6	18.33	93	25-8-2	砂岩	早更新世	- 3.416	18.12
40	24-8-3	砂岩		- 6.069	18.25	94	25-9-1	砂岩		- 4.019	19.2
41	24-9-3	粉砂岩		- 6.906	17.94	95	25-9-2	砂岩		- 3.537	18.01
42	24-9-5	砂岩		- 5.569	18.2	96	25-9-3	砂岩		- 3.664	17.73
43	24-9-6	砂岩		- 5.907	18.62	97	25-9-4	砂岩		- 5.488	18.86
44	24-9-7	砂岩		- 3.727	16.02	98	25-9-5	砂岩		- 3.644	17.85
45	24-10-1	粉砂岩		- 3.467	18.71	99	25-11-1	砂岩		- 3.999	18.08
46	24-10-2	砂岩		- 3.649	16.96	100	25-12-1	砂岩		- 6.209	18.27
47	24-10-3	砂岩		- 3.853	19.68	101	25-12-3	砂岩		- 4.644	18.92
48	24-10-5	粉砂岩		- 1.946	16.79	102	25-12-4	砂岩		- 3.748	18.97
49	24-10-6	砂岩		- 2.43	16.28	103	25-12-5	砂岩		- 3.57	18.5
50	24-10-7	砂岩		- 2.191	17.41	104	25-12-6	砂岩		- 2.885	18.89
51	25-1-1	砂岩		- 3.345	16.58	105	25-12-7	砂岩		- 4.554	18.01
52	25-1-2	砂岩		- 3.258	16.92	106	25-13-1	砂岩		- 4.289	18.11
53	25-1-3	砂岩		- 2.352	17.02	107	25-13-2	砂岩		- 3.525	18.79
54	25-2-1	砂岩		- 2.784	15.98						
55	25-2-2	砂岩		- 2.479	15.78						

青藏高原北缘山脉最早期的隆升开始于渐新世的早期;中新世早期,出现山脉的快速隆升;$\delta^{18}O$、$\delta^{13}C$ 自中新世早期之后保持稳定可能与青藏高原的整体抬升有关:当高原整体隆升到的一定高度后,高原开始起隔挡作用,推测来自于青藏高原南面的水汽已无法越过青藏高原而影响高原北缘山前盆地,因而无法影响高原北缘前陆盆地的沉积。

其次,根据 Chamberlain(2000)的计算公式,及其中新世早期地层胶结物中方解石的 $\delta^{18}O$ 的变化值估算(约 3.5‰),中新世早期山脉的隆升幅度大约为 1500m 左右,远远小于现今青藏高原北缘的高程差(3500～4000m),因而中新世以后高原北缘山脉的隆升更为强烈。沉积速率计算结果也显示,自上新世开始,山脉又开始快速隆升,在第四纪早期达到隆升速率的高峰。

青藏高原北缘磷灰石的裂变径迹数据(见裂变径迹部分)指示了昆仑山和阿尔金山在渐新世至中新世期间普遍出现了大规模的抬升-冷却事件;张青松等(1989)等根据喀喇昆仑-西昆仑山前晚新生代地层间的接触关系分析,认为本区山脉的强烈隆起时代为上新世末至第四纪初,同时伴随区域自然环境的变化;Zheng 等(2000)根据新疆叶城新生代剖面的磁性地层学和沉积地层学研究结果认为,高原北缘山脉的快速隆升发生于 4.5Ma;Wang 等(1999)根据柴达木盆地三个钻孔的古地磁和孢粉分析结果,认为高原北缘山脉在 8～5Ma 仅只有 1500m 的海拔,因而大规模的隆升开始于晚中新世以后;王军(1998)根据西昆仑卡日巴子岩体中磷灰石裂变径迹测试结果,推断西昆仑山脉的快速剥露发生于更新世,但同时也存在了渐新世—中新世(19Ma±)的隆升迹象。上述分析表明,青藏高原北缘山脉的隆升基本上可分为两个阶段:渐新世至中新世和上新世晚期至早更新世。第一阶段的隆升速率、幅度相对较小,而晚期隆升规模较大。

小　　结

本章分析了阿尔金山地区区域岩浆活动、热演化历史和新生代山脉隆升,得到以下初步认识:

1) 阿尔金山地区经历了多期岩浆活动,其主要阶段为早古生代(443Ma 左右)。

2) 自元古宙以来,阿尔金地块经历了多次抬升和构造事件,特别是古生代、中生代和新生代事件,具有重要的区域意义。

3) 青藏高原北缘在 8Ma 左右发生了一次重要的地块抬升和构造事件。

4) 青藏高原北缘山脉的隆升基本上可分为两个阶段:渐新世至中新世和上新世晚期至早更新世。第一阶段的隆升速率、幅度相对较小,而晚期隆升规模较大。

第二篇　区域成矿地质条件分析

孙殿卿等(1987)把我国西部以阿尔金山构造带为代表的北东向构造带命名为“阿尔金系”,而阿尔金山成矿带则‘系发育于我国西部的一条北东东向成矿带。成矿岩浆活动为加里东与海西期。主要矿产有石棉、铁、多金属等”。

本篇共6章,分别讨论阿尔金地区(特别是阿尔金山北缘地区)花岗岩类、火山岩类、有关沉积岩类、基性-超基性岩类和蛇绿岩套、阿尔金山区域地球物理和地球化学特征以及构造应力场演化与成矿关系等。

第四章　阿尔金山北缘花岗岩类

第一节　概　　述

阿尔金北缘地区深成岩类包括从超基性岩到酸性岩的各种成分侵入岩体,主要为岩株及岩基状的花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩和少许零星分布的基性-超基性岩,其中花岗岩类分布情况见图 4-1。由于阿尔金山北缘地区被阿尔金断裂所切割,因此该地区深成岩类可以划分为两个独立的分区:①阿尔金断裂西北的塔里木东南缘蛇绿岩-花岗岩类地区;②阿尔金断裂东南的柴达木北缘花岗岩类地区(蛇绿岩不甚发育)。它们在大地构造位置上完全不同,前者与塔里木地块具有较近的关系,而后者与柴达木地块有亲缘关系。这里分别对这两个地区的花岗岩类进行初步分析,以资进一步研究之用。

一、塔里木东南缘花岗岩类

塔里木东南缘花岗岩类分期和岩石类型见表 4-1。其中,面积最大的是阔什布拉克岩体(或称为冰沟岩体),此外还有大平沟(西)岩体等。表中同时还列出了有关的基性岩和超基性岩(它们可能属于一个蛇绿岩套)的年龄数据。

表 4-1 中数据说明,该地区主要为属于早古生代加里东旋回中期的深成岩类(也许不包括蛇绿岩套)。除了表 1 中列出的数据之外,尚有以下一些年龄数据:408Ma(黑云母)、409Ma(白云母)、207.3Ma(黑云母)、208.7Ma(黑云母)、33.9Ma(黑云母)和 46.8Ma(白云母),均为 K/ Ar 法年龄(新疆地质局,1981)。

新疆地质局(1981)认为测定的这些数据年龄偏低,不能代表各侵入次岩体的真实年龄;因此,这里的许多花岗岩类被划归为新元古代中期。但是近年来有关研究表明,这些数据可以代表岩体的冷却年龄,而岩体的侵入也是在早古生代。有些年龄则无法解释,如 33.9Ma(黑云母)和 46.8Ma(白云母),可能与样品采集、制备和分析过程的不当有关。

ID-TIMS U-Pb 法地质年代分析结果(Gehrels 等,1999,2003a)说明,拉配泉西边侵入岩的年龄范围为 480～410Ma,越往北越变得年轻;这些古生代的沉积-岩浆岩系被变质的元古宙大陆架沉积序列构造超覆,后者又被 922Ma 的花岗片麻岩所侵入。

拉配泉红色钾长花岗岩的年龄大于 380Ma,但它已被更新的热事件改写(Gehrels 等,1999)。其中钾长石的 K/ Ar 年龄为 120.7Ma(青海省地质矿产局,1986)。

晚古生代海西期岩浆活动不甚强烈,可能集中在喀腊大湾和大平沟一带,被阿尔金北缘拉配泉断裂的南北向伸展作用带出。印支期和燕山期花岗岩浆活动只有更少的显示。

(一)阔什布拉克(冰沟)岩体

该岩体分布在阔什布拉克以北卡拉山至冰沟一带,沿贝克滩复背斜核部出露,为不规则椭圆状展布,呈较大岩基产出,出露面积近 600km^2。岩体西部比较干净,东部围岩捕虏体较多,其原岩多为砂岩,具角岩化、绿泥石化及混合岩化,捕虏体长轴方向多呈北东东向。岩体的岩相分异较好,在冰沟以西为斑状花岗岩、似斑状花岗岩,长石斑晶大小为 1×3～1.2×5cm,其基质由中细粒石英、长石、云母组成;在冰沟以东及西北边缘为中-粗粒黑云母花岗岩。靠近岩体边缘暗色矿物逐渐增多。岩体中发育两组节理,产状为 230°～280°∠70°;140°～190°∠30°～40°。这两组节理将岩体切割成菱形方块。组成岩石有灰色、灰白色粗粒、中-细粒黑云母花岗岩、角闪石黑云母花岗岩、似斑状角闪石黑云母花岗岩、似斑状含石英黑云母花岗岩等。锆石 U-Pb 稀释法得到其侵入年龄为 443±5Ma(见第三章),代表了早古生代加里东期岩浆作用的产物。

表 4-1　塔里木东南缘花岗岩类

期　　次	岩石类型	年龄/ Ma	测试方法	测试矿物	采样地点
新元古代	似斑状二长花岗岩	608**	K-Ar	黑云母	克孜勒·塔斯
加里东期	似斑状二长花岗岩	502.3±10.1	^{40}Ar-Ar^{39}	角闪石	拉配泉西北
		334.1±6.7		钾长石	
		218**	K-Ar	黑云母	
	黑云母石英闪长岩				
	石英闪长岩				
	灰白色中粒花岗闪长岩				
	肉红色黑云母花岗岩	485±10	U-Pb 稀释法	锆石	大平沟西
	花岗岩类	480～410***	U-Pb 稀释法	锆石	拉配泉西
	蚀变辉长岩	411**	K-Ar	全岩	拉配泉
	冰沟岩体由浅肉红色斑状花岗岩、灰白色黑云母斜长花岗岩、二云母斑状花岗岩等组成	443±5	U-Pb 稀释法	锆石	阔什布拉克
		420.5* 408* 366.4* 329.6*	K-Ar	白云母 黑云母 黑云母 黑云母	
	石英正长闪长岩	367**	K-Ar	角闪石	拉配泉南西
	灰白细粒黑云母花岗岩	482±11***	U-Pb 稀释法	锆石	喀腊大湾
	浅肉灰红色花岗岩	413±5***	U-Pb 稀释法	锆石	喀腊大湾北
		207.6±4.2	Ar-Ar	黑云母	
		171.6		钾长石	
	碱长花岗岩	>380***	U-Pb 稀释法	锆石	拉配泉
		120.7**	K-Ar	钾长石	
海西期	浅灰绿色闪长岩				
	灰白色斜长花岗岩				
	灰白色花岗闪长岩	298*	K-Ar	黑云母	(不详)
	灰白色中细粒花岗岩				大平沟
	花岗岩	174.9*	K-Ar	白云母	斯米尔布拉克

注:表中年龄数据带 * 者来源于新疆地质局(1981),带 * * 者来源于青海省地质矿产局(1986),带 * * * 者为 Gehrels 等(1999)结果,其余为本研究测试数据。

灰色混染中粒黑云母斜长花岗岩:中粒,花岗结构,不均一及团块构造。岩石主要由斜长石(39%～43%)、石英(30%)、微斜长石(15%～20%)、黑云母(10%)及副矿物(1%～2%)组成。粒径一般为 2～6mm,除微斜长石晶形发育稍差外,其它长石均为半自形晶。斜长石板状晶发育较好,并见有不完善的环带构造和绿帘石-绢云母化现象,部分具钠长石双晶。斜长石 $An=2$～29,为基性更长石。斜长石被石英熔蚀并被微斜长石交代形成净边的蠕英石。黑云母呈半自形片状,大小 1×1～3×3mm,部分已绿泥石化,其边部常有被斜长石交代的锯齿状。副矿物有榍石、褐帘石、磁铁矿、钛铁矿、磷灰石、锆石等。

中粒似斑状角闪石黑云母花岗岩:似斑状结构,基质具中粒花岗结构,块状构造。微斜长石呈斑晶出现,约占 10%～20%,大小 10×7～12×9mm,半自形宽板状,具卡氏、巴氏和格子双晶,含有许多早期矿物包裹体。基质由中粒斜长石(35%)、石英(～31%)、普通角闪石(6%)、黑云母(9%)及微斜长石(6%)等组成,多呈半自形晶,粒径 1～4.5mm。基质中斜长石具不完善的环带构造,自核部向边缘,An 由 34 变化为 27 左右,具轻微的绿帘石-绢云母-泥化等,双晶发育,具钠长石律、硝钠长石律、卡-钠复合律;石英为半自形晶,具波状消光,熔蚀斜长石、角闪石、黑云母;角闪石、黑云母片径 1～3mm,半自形

晶,分布于斜长石晶粒间,角闪石被黑云母交代,黑云母又被斜长石交代;微斜长石粒径为 1.5～2.5mm,他形粒状分布于斜长石间,强烈熔蚀交代斜长石,具港湾状缝合线及净边结构和蠕英石边。副矿物占 1%～2%,主要有榍石、钛磁铁矿及少量磷灰石、锆石等。

细粒似斑状含石英黑云母闪长岩:似斑状结构,基质具细粒花岗结构,块状构造。斑晶为斜长石,大小 1×2.5～1×6cm,半自形板条状,具轻微绿帘石-绢云母化,双晶发育,*An*40 左右,约占 35%。基质由普通角闪石(15%)、黑云母(10%)、中长石(25%)、石英(10%)及微斜长石(5%)组成,多呈半自形晶,粒径 0.8～1.3mm,其中微斜长石为他形晶。副矿物约占 1%,主要有榍石、钛磁铁矿、磷灰石和锆石等。

中粒黑云母花岗岩:花岗结构,块状构造。主要由更长石(35%)、微斜长石(30%)、石英(25%)、黑云母(8%)以及副矿物(<2%)组成。更长石大小为 0.9×1.8～1.8×3.6mm,呈半自形板状晶,具钠黝帘石化;微斜长石粒径 0.9～2mm,他形板状,具格子状双晶,部分含有黑云母小晶体;石英粒径 0.23～0.9mm,呈半自形片状,部分具绿泥石化,含有磷灰石、锆石等包裹体。副矿物有锆石、磷灰石、榍石、磁铁矿、褐帘石等。

(二)大平沟西岩体

大平沟西花岗岩岩体位于大平沟金矿西的库木塔格山附近,呈岩株产出,断续长 24km,总面积约 20km^2。岩体外接触带多被覆盖,仅在东边(大平沟金矿附近)见有混合岩化现象。组成岩体的岩石比较单一,主要为中粒黑云母花岗岩,局部可见似斑状黑云母花岗岩。锆石 U-Pb 稀释法得到其侵入年龄为 485±10Ma(见第三章),代表了较冰沟岩体更早的早古生代加里东期岩浆作用的产物。与 Gehrels 等(1999)岩浆侵入越往北越变得年轻的结果不同,就冰沟岩体和大平沟西岩体而言,早古生代岩浆侵入有往北变老的趋势。

中粒黑云母花岗岩:肉红色,具花岗结构,块状构造。岩石由更长石(约 50%)、钾长石(约 25%)、石英(约 20%)、黑云母(约 3%)等组成。更长石为半自形晶,粒径 0.5×2～3×4.8mm,具强烈的绢云母-绿帘石化,与钾长石一起常有净边现象。钾长石为他形晶,粒径0.5～5mm,为微斜长石(具格子双晶)和条纹长石。石英为全部重结晶,呈齿状变晶,强波状消光,分布于长石之间。黑云母为片状,粒径 0.5～1.5mm,分布于长石和石英矿物之间,发育绿泥石化、绿帘石化,并常被石英所交代。副矿物有磁铁矿、钛铁矿、榍石、褐帘石和磷灰石等。

似斑状中粒黑云母花岗岩:肉红色,似斑状结构,花岗结构,块状构造。岩石由斑晶(20%)和基质(80%)组成。斑晶为微斜长石,粒径约 6×10mm,呈半自形晶,具格子状构造,含更长石、黑云母、石英和绿帘石等矿物包裹体。基质由更长石(25%)、微斜长石(25%～30%)、石英(20%～25%)、黑云母(5%)组成;更长石为半自形板状晶,大小 1×2～2×3mm;微斜长石(具格子状构造)和条纹长石(具条纹构造)粒径 2～5mm;石英大小不等,重结晶明显,具波状消光,分布于长石之间;黑云母为片状,粒径 0.5～2.5mm,具绿泥石-绿帘石化。副矿物有锆石、磷灰石、榍石和磁铁矿等。

二、柴达木北缘花岗岩类

柴达木北缘花岗岩类分期和岩石类型见表 4-2,主要为海西期花岗闪长岩和斜长花岗岩,如分布面积最大的大通沟南山花岗岩-花岗闪长岩体。此外,面积较大的大通沟北山花岗岩体,可能形成于早古生代晚期。柴达木大门口斜长花岗岩中锆石 U-Pb 稀释法年龄处在 293.6～270Ma 之间(Gehrels 等,1999,2003a)。

(一)大通沟南山花岗岩-花岗闪长岩体

岩体位于大通沟以南,呈大岩基产出,向西倾伏,面积约 420km^2。接触变质作用发育,接触带有透辉石石英角岩、黑云母石英角岩、黑云母角闪斜长角岩等,围岩为泥质及钙质岩石。岩体内发育肉红色黑云母花岗岩脉,并有较多闪长岩脉贯穿。岩体受后期断裂破坏作用显著,节理、裂隙很发育,近岩体边缘常有块状节理出现,岩体中部主要有 230°～240°和 150°～170°两组节理,倾角 50°左右。

岩体内部围岩残留体和顶盖较多,但岩相分带较清楚,显示岩体剥蚀中等。岩体南部为中心相,由

表 4-2　柴达木北缘花岗岩类

期　次	岩石类型	年龄/ Ma	测试方法	测试矿物	采样地点
吕梁期	混染片麻状石英闪长岩	1474	K-Ar	角闪石	柴达木大门口
晋宁期	片麻状闪长岩	674.6	K-Ar	黑云母	盐场北山
	花岗闪长岩				
加里东期	细-中粒石英闪长岩	526	K-Ar	黑云母	牛鼻子梁
	黑云斜长花岗岩	503.7	K-Ar	黑云母	黄矿山
	细粒角闪闪长岩	457	K-Ar	全岩	柴达木大门口
	肉红色含黑云母花岗岩	388.8±2.3***	U-Pb IM	锆石	大通沟北山
	超基性岩****				
海西期	斜长花岗岩	298～264 293.6～270*	K-Ar U-Pb 稀释法	黑云母 锆石	柴达木大门口
	花岗闪长岩	270** 267.2±6.3**	K-Ar Rb-Sr 等时线	黑云母 组合	柴达木大门口
	花岗岩-花岗闪长岩				大通沟南山
印支期	细-中粒二长花岗岩	224.6	K-Ar	钾长石	黄矿山
燕山期	黑云母斜长花岗岩	135～125.2	K-Ar	黑云母	盐场北山

* 花岗岩为 Gehrels 等(1999, 2003a) ID-TIMS U-Pb 法年龄数据, ** 来自崔军文等(1999), *** 来自 Cowgill et al(2003)。其余均来源于青海省地质矿产局(1986)。**** 超基性岩岩性有二辉橄榄岩、橄榄辉石岩和斜辉橄榄岩。

似斑状黑云母花岗岩构成;西南部为过渡相,为花岗闪长岩;北部过渡相为斜长花岗岩;边缘相不发育,个别地段有白岗岩出现。

1) 似斑状黑云母花岗岩:灰白色,似斑状结构,块状构造。岩石由更长石(25%)、钾长石(35%)、石英(30%)、黑云母(9%)及少量副矿物(锆石、磷灰石)组成。更长石为半自形板状,已泥化、绢云母化,发育裂纹。大部分钾长石呈斑晶存在,轻微泥化,裂纹发育,含量约 15%～20%。

2) 黑云母花岗闪长岩:岩石呈灰-灰白色,花岗结构,块状构造。岩石主要由斜长石(48%; *An*42 中长石)、钾长石(14%)、石英(15%)、黑云母(10%)、角闪石(3%)及少量副矿物(榍石、黄铁矿、磁铁矿、磷灰石及锆石、金红石)组成。黑云母有绢云母、绿泥石化和铁化。

3) 斜长花岗岩:岩石为灰白色,少部分呈黄褐色,花岗结构,块状构造。岩石由斜长石(61%;主要为中长石)、石英(25%)、钾长石(8%;微斜长石和微斜条纹长石)、黑云母(5%)及少量副矿物(锆石、磷灰石)组成。

4) 白岗岩:岩石呈灰白-白色,花岗结构、局部碎裂结构,块状构造。岩体边部因受断裂挤压,岩石多发生碎裂。岩石主要由隐微纹长石(40%)、酸性斜长石(22%)、石英(35%)、白云母(3%)及其它矿物(绿帘石)组成。隐微纹长石为不规则长条状,多具简单双晶,主晶为正长石或歪长石,嵌晶为钠长石。酸性斜长石为不规则长柱状,为更-钠长石,有灰白色泥化物及绢云母化现象。

Gehrels et al .(2003a)得到大通沟南山锆石 U-Pb 稀释法年龄为 270±4Ma 和 272±8Ma(锆石结晶和岩体侵入年龄),确定为晚古生代。同时,他们在柴达木大门口东侧与大通沟南山岩体相对的原定为元古宙岩体中,也得到 270±4Ma 的锆石 U-Pb 稀释法年龄。因此,大通沟南山岩体可能要比现在划定的范围大得多,柴达木大门口底下可能也是该岩体的一部分。

(二) 大通沟北山花岗岩体

位于大通沟北山东西一带,呈不规则带状,沿阿尔金断裂南侧作近北东 70°方向展布。主要岩体分南北两部分,呈岩基产出,总面积约 95km^2。中侏罗统大煤沟组(J_2 *d*)在幸福口西侧不整合覆盖其上。接触面一般较平直,向北倾,倾角 55°～70°。北部为断层接触,北倾 55°～75°。岩体因靠近阿尔金断裂,部分岩石发生压碎及碎裂现象。岩体向西倾伏,剥蚀程度较浅,岩相分异较清楚。岩石以斜长花岗岩为

主,约占岩体的 85%,花岗闪长岩和黑云母花岗岩各占 5% 左右,边缘有 5% 左右的细粒石英闪长岩出现。锆石离子探针 U-Pb 分析得到 388.8±2.3Ma 的早泥盆世年龄(Cowgill, 2001),是该岩体侵入年龄的上限,说明岩浆活动开始于早古生代晚期,而可能盛于晚古生代。

岩体内部有较多肉红色含黑云母花岗岩脉贯穿。东西两端接触变质作用比较发育,形成 100～300m宽的角岩带,有透辉石石英角岩、透辉石磷灰石钙硅角岩和黑云母石英角岩等。

1)中-细粒含黑云母斜长花岗岩:主要分布于岩体东部,呈灰白色,中-细粒花岗结构,块状构造。岩石主要由更-中长石(61%)、微斜长石(5%)、石英(25%)、黑云母(5%)、角闪石(2%)及少量副矿物(榍石、磷灰石、褐帘石及锆石)组成。更-中长石为半自形板状,已蚀变(泥化、绢云母化)。微斜长石有轻微泥化。角闪石已蚀变为绿泥石及少量绿帘石。

2)花岗闪长岩:主要分布于岩体中部,呈灰绿色,细粒-半自形粒状结构,块状构造。岩石主要由中长石(46%～51%)、钾长石(15%)、石英(12%)、普通角闪石(20%～25%)及少量副矿物(钛磁铁矿、磷灰石)组成。中长石为半自形板状,已绢云母化,环带构造明显。钾长石为他形不规则状,已蚀变,呈淡褐色,局部与石英构成文象结构。普通角闪石为它形柱状,局部已蚀变为绿泥石、绿帘石。

3)中-细粒黑云母花岗岩:主要分布于岩体西部,浅灰红色,花岗结构,块状构造。岩石主要由斜长石(46%; *An*44 号中长石)、钾长石(15%)、黑云母(12%)、石英(25%),及少量副矿物(黄铁矿及个别榍石、磷灰石、锆石)组成。

4)细粒石英闪长岩:主要出现在岩体西部边缘,灰绿色,他形粒状结构,块状构造。岩石主要由斜长石(60%)、石英(15%)、钾长石(8%)、角闪石(15%)及少量副矿物(磁铁矿、磷灰石)组成。斜长石为更-中长石,蚀变强烈,主要为绢云母化。

第二节　岩 石 化 学

一、分 析 数 据

新疆地质局(1981)和青海地质矿产局(1986)已经对阿尔金山北缘地区的花岗岩类做过较多的岩石化学分析(表 4-3)。在此基础上,本研究又增加了一些测试数据,其中岩石化学分析数据见表 4-3,均为阿尔金断裂西北的塔里木东南缘花岗岩类。岩浆活动期次的划分参考了区域地质调查报告和本研究结果。由于区域地质调查报告中印支期和燕山期花岗岩的划分只是根据 K-Ar 年龄而定的,而 K-Ar 年龄更多的是反映岩体和矿物的冷却年龄,因此并不能确定这两个期次岩浆活动是否一定存在。

表 4-3　阿尔金北缘地区花岗岩类化学成分　(w_B/ %)

	样品号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失	总量
1	7-2	碱长花岗岩	75.19	0.16	12.88	0.32	1.15	0.03	0.17	0.71	3.4	5.23	0.11	0.64	99.99
2	1605	二长岩	62.67	0.48	17.13	4.9	0.9	0.07	0.36	0.43	5.87	5.63	0.17	1.39	100
3	1633-1	花岗岩	75.48	0.16	12.69	0.93	0.7	0.02	0.2	0.66	3.81	4.29	0.12	0.91	99.97
4	1610-12	花岗岩	67.33	0.61	15.19	0.92	2.7	0.08	1.79	1.49	5.38	1.85	0.21	2.46	100.01
5	D50-1	钾长花岗岩	69.36	0.59	14.24	1.3	1.89	0.07	1.48	2.56	3.72	3.38	0.16	1.84	100.59
6	D54-1	花岗岩	70.42	0.39	14.59	1.08	1.24	0.05	1.05	2.25	4.04	3.91	0.12	1.55	100.69
7	D38-1	钾长花岗岩	74.71	0.24	13.44	0.9	0.56	0.05	0.55	1.3	3.16	4.46	0.04	0.75	100.16
8	ixgs701	闪长岩	54.37	1.89	17.75	1.95	6.28	0.15	2.99	5.75	4.32	2.31	0.86	0.86	99.52
9	ixgs388-1	花岗闪长岩	56.65	0.59	17.44	3.16	4.85	0.15	2.95	7.1	3.35	1.25	0.24	1.44	99.37
10	ixt7gs9-1	二长花岗岩	71.91	0.28	13.65	0.65	1.88	0.04	0.46	1.88	4.31	3.87	0.24	0.23	99.48
11	646		58.21	0.56	17.1	2	4.63	0.13	3.51	6.88	3.89	1.25	0.25	1.18	99.7

续表

	样品号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失	总量
12	ixgs645-1	花岗闪长岩	72.77	0.25	13.33	0.88	1.42	0.02	0.54	1.18	3.81	4.15	0.09	0.08	98.76
13	XITGS15	正长闪长岩	62.58	0.57	14.96	1.32	3.9	0.12	2.27	4.96	3.39	4.5	0.34	1.36	100.62
14	1138	花岗闪长岩	61.46	0.51	15.69	2.56	4.18	0.15	3.25	6.64	2.76	0.92	0.12	1	99.3
15	145	二长闪长岩	60.49	0.69	15.98	2.87	3.75	0.14	2.64	5.04	3.52	2.75	0.17	1.65	99.79
16	1004	二长花岗岩	75.35	0.04	13.47	0.12	0.5	0.08	0.1	0.93	3.53	5.28	0.02	0.75	100.22
17	774	二长花岗岩	70.71	0.35	14.65	0.67	2.2	0.03	0.34	1.56	3.1	5.26	0.05	0.54	99.55
18	XVII-25	花岗闪长岩	66.45	0.71	16.7	0.98	2.01	0.05	1.63	3.16	4.2	2.46	0.16	0.15	98.73
19	1018	二长花岗岩	74.16	0.04	13.35	0.01	0.7	0	0.22	1.14	2.96	5.86	0	0.87	99.34
20	704	二长花岗岩	71.71	0.34	14.35	0.22	1.9	0.05	0.52	1.2	2.92	4.84	0.16	1.33	99.63
21	1007	二长花岗岩	69.36	0.5	14.61	0.21	2.85	0.06	0.9	1.78	3.06	4.35	0.18	1.28	99.31
22	XX-2/1	花岗闪长岩	66.5	0.55	15.89	0.85	2.73	0.08	1.62	3.51	4.48	2.38	0.17	0.88	99.73
23	XX-5/1	花岗闪长岩	67.25	0.55	15.56	0.92	2.43	0.08	1.73	3.2	4.56	2.66	0.16	0.64	99.82
24	*1605	二长花岗岩	72.41	0.17	14.22	0.22	1.84	0.01	0.54	1.14	3.14	4.86	0.11	0.72	99.51
25	178	二长花岗岩	69.63	0.35	13.84	0.67	2.45	0.03	0.79	1.51	2.48	5.44	0.18	1.68	99.38
26	XVI-12	石英二长岩	70.48	0.17	15.44	0.45	1.32	0	0.72	1.31	5.98	4.64	0.11	1.05	101.81
27	XVI-13	二长花岗岩	71.17	0.1	15.28	0.15	1.5	0	0.39	1.63	4.18	4.24	0.05	0.7	99.54
28	XVI-1	二长花岗岩	71.94	0.32	13.74	0.1	2.25	0.04	0.72	1.87	3.14	4.3	0.09	0.61	99.19
29	1632	花岗闪长岩	71.17	0.25	14.45	1.99	0.6	0.06	0.39	1.45	4.16	2.12	0	2.46	99.25
30	VII-80	二长花岗岩	68.55	0.44	14.21	0.93	2.35	0.07	1.1	1.86	3.14	4.93	0.01	0	97.69
31	VII-60	二长花岗岩	75.48	0.2	12.32	0.58	0.85	0.03	0.2	0.76	2.94	5.44	0.03	0.92	99.96
32	86	花岗闪长岩	71.6	0.24	14.44	1.19	1.48	0.08	0.74	2.56	4.88	1.71	0.05	1.6	100.65
33	1181	斜长花岗岩	65.96	0.45	15.89	1.12	2.55	0.06	2.67	4.46	4.08	1.54	0.164	0.94	99.94
34	2647	斜长花岗岩	68.64	0.3	15.22	1.69	1.44	0.1	0.87	3.86	3.64	2.34	0.132	1.09	99.39
35	351-2	花岗岩	68.2	0.28	16.53	1.31	1.22	0.12	0.73	6.99	5.12	0.99	0.8	1.2	103.56
36	1162	斜长花岗岩	69.22	0.25	15.51	1.31	1.1	0.13	0.6	3.31	4.62	2.66	0.09	0.93	99.81
37	377	花岗闪长岩	61.23	0.75	16.32	1.99	3.88	0.1	2.75	5.51	3.15	2	0.2	1.08	99.04
38	2659	花岗闪长岩	65.33	0.46	15.38	1.24	2.41	0.07	2.28	4.41	4.3	1.88	0.164	1.23	99.234
39	397	斜长花岗岩	69.62	0.37	15.1	0.57	2.32	0.05	1.49	3.42	4.16	1.68	0.13	0.52	99.51
40	2645	黑云母花岗岩	66.72	0.35	15.55	1.51	2.26	0.12	1.57	3.75	3.68	2.24	0.12	1.35	99.3
41	896	黑云母花岗岩	57.83	0.8	18.33	3.08	1.86	0.17	1.21	3.03	3.33	8.09	0.16	1.13	99.09
42	372	石英闪长岩	60.79	0.8	16.06	1.24	4.99	1.13	2.7	6.02	2.92	2.9	0.164	1.53	101.30
43	1176	石英闪长岩	58.79	0.6	18.65	1.79	3.71	0.1	2.89	7.27	3.42	1.52	0.132	1.15	100.08
44	578	石英闪长岩	53.69	0.77	12.64	4.84	8.98	0.24	5.77	7.16	2.1	0.72	0.164	1.57	98.69
45	327	石英闪长岩	55.28	0.8	17.17	2.24	4.92	0.14	5.22	6.16	2.78	2.98	0.13	2.84	100.73
46	555	闪长岩	57.71	0.43	18.93	1.36	3.26	0.12	2.71	7.65	3.48	1.7	0.18	1.8	99.36
47	567	花岗岩	73.74	0.21	13.06	1.1	0.67	0.04	0.48	0.96	3.88	4.94	0.04	0.51	99.66
48	792	黑云母花岗岩	72.41	0.21	13.06	0.62	0.91	0.05	0.42	2.07	4.12	3.38	0.09	0.8	98.18
49	154	花岗闪长岩	66.75	0.59	15.95	1.51	1.92	0.07	1.55	3.37	4.12	3.25	0.21	1.2	100.54
50	528	花岗岩	75.83	0.09	14.6	0.99	9.49	0.03	7.54	0.62	1.062	0.82	0.03	0.8	111.97
51	1025	黑云母花岗岩	64.1	0.44	15.64	1.51	2.88	0.09	1.64	3.72	3.68	3.84	0.25	0.75	98.61
52	1024	黑云母花岗岩	55.87	0.47	17.58	1.34	3.34	0.11	1.86	5.72	4.24	4.42	0.27	0.72	95.99
53	530	花岗闪长岩	57.95	0.68	16.53	2.5	4.41	0.15	2.78	6.3	3.26	3.88	0.44	1.03	100
54	IXGS474-2	二长花岗岩	70.43	0.34	13.76	0.51	2.03	0.03	0.95	2.2	3.75	3.54	0.12	1.26	99.71
55	IXGS481-2	二长花岗岩	68.8	0.44	14.22	0.6	2.48	0.03	1.29	2.84	3.75	3.1	0.13	1.5	99.81
56	IXGS79	二长花岗岩	63.28	0.42	15.55	1.64	3.23	0.1	2.18	3.08	2.98	4.28	0.31	2.02	99.93
57	IXGS887	钾长花岗岩	76.82	0.03	12.25	0.88	0.63	0.01	0.04	0.38	3.4	4.77	0.09	0.48	99.82
58	IXGS514	碱长花岗岩	76.66	0.08	12.15	0.77	0.65	0.02	0.2	0.58	3.79	3.94	0	0.54	99.73

续表

	样品号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失	总量
59	IXTGS12	碱长花岗岩	75.03	0.07	12.08	1.11	0.85	0.01	0.04	1.11	4.17	4.42	0.3	0.3	100.14
60	IXGS75-1	石英闪长岩	61.96	0.61	18.13	1.41	2.93	0.07	2.35	5.76	4.37	1.03	0.27	0.9	100.28
61	IXGS166-1	石英闪长岩	63.63	0.56	16.4	0.75	3.23	0.04	1.93	4.72	3.88	1.56	0.16	1.76	99.41
62	IXGS74	石英闪长岩	63.85	0.53	17.48	0.21	3.75	0.05	1.45	4.17	4.45	1.81	0.25	1.48	99.63
63	IXP12GS2	石英闪长岩	65.62	0.65	14.68	1.36	3.2	0.09	2.43	4.58	3.76	1.9	0.25	1.88	100.52
64	IXGS341-1	角闪闪长岩	49.5	2.55	15.83	2.69	9.45	0.18	4.19	6.83	3.64	2.22	0.45	1.98	99.59
65	IXGS248-1	花岗闪长岩	64.14	0.34	16.75	1.57	2.31	0.07	1.5	4.28	3.96	1.96	0.17	1.78	99.07
66	IXGS1011-5	花岗闪长岩	71.26	0.2	13.83	0.88	1.31	0.04	0.83	1.89	3.5	4.1	0.07	1	99.24
67	IXGS551-1	角闪闪长岩	53.58	0.57	18.17	3.14	4.45	0.13	4.66	8.5	3.8	0.79	0.3	1.84	99.95
68	IXGS905	石英闪长岩	68.34	0.55	14.97	0.27	2.96	0.06	2.44	3.51	4.35	1.64	0.13	0.84	100.49
69	IXGS947-1	花岗闪长岩	69.29	0.46	15.16	0.61	2.74	0.02	1.26	3.05	4.05	2.25	0.1	0.06	99.1
70	IXDGS7	斜长花岗岩	58.47	0.65	17.55	3.03	3.65	0.17	2.45	7.08	3.47	1.71	0.37	0.8	99.46
71	IXGS835-1	斜长花岗岩	58.88	0.71	16.81	3.2	2.99	0.15	2.22	6.87	3.12	1.92	0.24	2.12	99.41
72	96-2	石英闪长岩	54.3	1.38	15.61	2.33	4.9	0.13	5.89	7.87	3.44	1.71	0.51	1.56	99.72
73	859	石英闪长岩	62.23	0.78	16.86	0.77	3.95	0.12	2.71	5.86	4.17	1.46	0.25	1.13	100.46
74	754	闪长岩	58.6	0.83	15.93	0.83	4.8	0.12	4.55	6.93	3.64	1.92	0.27	1.09	99.57
75	842	斜长花岗岩	71.94	0.32	14.45	0.55	1.6	0.04	0.63	1.85	4.1	3.79	0.09	0.85	100.28
76	279	斜长花岗岩	70.56	0.42	14.76	0.56	1.85	0.05	0.82	2.46	4.21	3.49	0.05	0.56	99.86
77	124	黑云母花岗岩	76.11	0.11	13.35	0	0.95	0.02	0.21	1.72	4.52	2.48	0.02	0.44	99.98
78	285	斜长花岗岩	69.01	0.37	15.34	0.83	1.75	0.08	1.07	3.08	4.45	2.65	0.01	0.9	99.58
79	1468	黑云母花岗岩	76.18	0.14	12.49	0.05	0.85	0.05	0.38	0.98	4.08	4.08	0.02	0.68	100.04
80	491	斜长花岗岩	68.9	0.39	15.77	1.06	1.75	0.06	1.08	3	4.45	2.64	0.13	0.62	99.91
81	759	花岗闪长岩	68.68	0.56	15.31	0.41	3.4	0.06	0.73	2.48	4.35	3.09	0.27	0.57	99.99
82	304	黑云母花岗岩	66.78	0.51	16.27	0.13	2.95	0.08	0.78	2.85	4.46	3.86	0.17	0.71	99.77
83	1294	花岗闪长岩	67.73	0.44	15.31	1.16	1.9	0.2	1.46	3.68	4.45	2.38	0.27	0.57	99.63
84	295	黑云母花岗岩	66.22	0.88	14.92	0.16	4	0.06	1.68	2.65	3.08	4.84	0.25	0.57	99.43
85	1339	斜长花岗岩	73.02	0.17	14.84	0.56	0.8	0.02	0.45	2.41	4.83	2.03	0.13	0.25	99.59
86	1469	黑云母花岗岩	71.34	0.58	13.62	0.63	2.25	0.11	1.08	2.03	2.77	5.26	0.13	0.57	100.45
87	1082	斜长花岗岩	71.99	0.35	13.74	1.09	1.4	0.06	0.67	2.02	4.42	3.39	0.17	0.62	100.04
88	123	花岗闪长岩	62.15	0.8	17.49	1.51	3.05	0.15	2.53	6.19	4.29	1.42	0.17	0.57	100.44
89	2017	斜长花岗岩	69.31	0.42	14.89	0.55	2.14	0.07	1.21	2.4	4.4	1.92	0.13	0.65	98.13
90	2017-1	斜长花岗岩	68.89	0.39	14.92	0.29	2.32	0.07	0.18	3.84	4.45	2.14	0.13	0.68	98.34
91	117	含黑云花岗岩	76.11	0.12	12.81	0.05	1	0.02	0.19	0.85	3.77	4.84	0.18	0.5	100.49
92	XIGS589	斜长花岗岩	64.88	0.58	16.41	0.81	2.54	0.06	1.65	4.48	4.53	1.62	0.17	1.22	99.22
93	XIGS906	斜长花岗岩	72.78	0.4	13.78	1.03	1.79	0.02	0.83	3.06	4.12	1.44	0.09	0.04	99.45
94	XIGS76-1	斜长花岗岩	67.89	0.27	15.75	0.85	2.6	0.04	1.37	3.84	4.24	1.45	0.18	0.12	98.76
95	IXDGS18-1	二长花岗岩	74.07	0.14	12.51	1.41	0.93	0.03	0.13	0.66	3.97	4.99	0.19	0.58	99.68
96	IXGS163	二长花岗岩	70.79	0.27	13.88	0.97	1.25	0.04	0.64	2.41	3.83	3.32	0.11	1.24	100.15
97	IXSYGS7-1	二长花岗岩	65.08	0.53	12.51	3.99	1	0.04	1.16	2.24	6.3	3.13	0.08	0.23	96.34
98	IXGS46	斜长花岗岩	70.5	0.31	15.24	0.18	1.98	0.04	0.61	2.75	4.78	2.3	0.18	0.58	99.55
99	IXGS858	斜长花岗岩	61.83	0.94	16.73	1.3	3.02	0.08	2.44	4.25	4.03	2.93	0.03	1.6	99.48
100	IXGS875-1	斜长花岗岩	66.8	0.49	15	0.47	2.72	0.08	1.99	3.52	3.39	2.98	0.15	1.7	99.53
101	IXGS562-1	斜长花岗岩	69.2	0.37	15.09	0.46	2.3	0.16	1.48	3.62	4.3	1.1	0.18	1.2	99.6

其中 1-59 为塔里木东南缘花岗岩类,60-101 为柴达木北缘花岗岩类。1-7 为本次研究测试结果。8-13、54-59、60-71 和 92-101 引自俄博梁幅,14-32 引自巴什考供幅,33-53 和 72-91 引自索尔库里幅。岩浆活动时期:60-63 为吕梁期,4、8-12 和 64-66 为晋宁期,1-3、5-7、13-41 和 67-74 为加里东期,42-53 和 75-94 为海西中期,54-56 和 95-97 为印支期,57-59 和 98-101 为燕山期。

本次研究样品测试者:1-4 北京大学地质学系;5-7 国家地质实验测试中心。采样地点:1-4 拉配泉;5-6 阔什布拉克;7 红柳沟。

二、CIPW 标准矿物计算

CIPW 标准矿物计算法最早用于岩石分类命名,现在主要用于岩石化学参数的计算和分析岩石形成的物理化学条件及岩石成因等问题研究。本次研究对阿尔金山北缘地区的深成岩类化学分析数据进行了 CIPW 标准矿物计算(计算方法参考邱家骧等,1991),其中本项目数据计算结果列于表 4-4 中。计算时根据具体情况采用 Le Maitre(1976)方法进行了 Fe_2O_3 和 FeO 的成分调整。

计算结果表明,阿尔金断裂西北的塔里木地块东南缘花岗岩类主要为 SiO_2 过饱和的铝过饱和类型。

表 4-4　阿尔金山北缘地区花岗岩类部分 CIPW 计算结果　(w_B/ %)

样品号		7-2	1605	1633-1	1610-12	D38-1	D50-1	D54-1
Ap		0.24	0.38	0.47	0.26	0.09	0.36	0.27
Il		0.31	0.93	1.19	0.31	0.46	1.15	0.75
Mt		0.47	4.39	1.37	1.08	0.93	1.93	1.53
Or		31.11	33.81	11.21	25.60	26.56	20.42	23.51
Ab		28.96	50.48	46.68	32.56	26.95	32.17	34.79
An		2.82	1.04	6.17	2.51	5.54	7.39	6.25
C		0.60	1.02	2.19	0.87	1.41	1.85	1.49
Hy	En′	0.43	0.91	4.57	0.50	1.38	3.77	2.66
	Fs′	1.65	1.74	3.42	0.77	0.63	1.59	0.96
Q		33.41	5.30	22.73	35.52	36.05	29.38	27.79
Total		100	100	100	100	100	100	100
Pl 牌号		4.65	1.02	6.20	3.72	9.31	10.30	8.24
岩石类型		铝过饱和	铝过饱和	铝过饱和	铝过饱和	铝过饱和	铝过饱和	铝过饱和

标准矿物代号:Ap—磷灰石;Il—钛铁矿;Mt—磁铁矿;Or—钾长石;Ab—钠长石;An—钙长石;C—刚玉;Hy—紫苏辉石;En—顽火辉石;Fs—铁辉石;Q—石英。

三、阳离子标准矿物计算

阳离子标准矿物计算法也被称为巴尔特-尼格里标准矿物计算法,其计算方法及结果与 CIPW 方法相似,是对 CIPW 方法的一种改进。本章数据的阳离子标准矿物计算结果列于表 4-5 中。在使用阳离子标准矿物投 *Q-A-P-F* 双三角图定名时,可利用换算系数换算成体积百分比进行。

表 4-5　阿尔金山北缘地区花岗岩类阳离子标准矿物计算结果　(w_B/ %)

样品号		7-2	1605	1633-1	1610-12	D38-1	D50-1	D54-1
Ap		0.23	0.36	0.45	0.26	0.09	0.34	0.25
Il		0.23	0.67	0.87	0.23	0.34	0.84	0.55
Mt		0.34	3.13	0.98	0.79	0.68	1.39	1.10
Or		31.44	33.41	11.13	25.85	26.83	20.36	23.37
Ab		31.06	52.95	49.20	34.90	28.89	34.06	36.69
An		2.85	1.03	6.13	2.54	6.30	11.89	10.25
C		0.66	1.10	2.37	0.96	1.27	0.26	0.24
Hy	En′	0.48	1.00	5.04	0.56	1.55	4.17	2.85
	Fs′	1.41	1.45	2.87	0.65	0.54	1.34	0.78
Q		31.27	4.85	20.91	33.23	33.46	25.35	23.92
Total		100	100	100	100	100	100	100

标准矿物代号:Ap—磷灰石;Il—钛铁矿;Mt—磁铁矿;Or—钾长石;Ab—钠长石;An—钙长石;C—刚玉;Hy—紫苏辉石;En—顽火辉石;Fs—铁辉石;Q—石英。

四、岩 石 分 类

以往的火成岩分类方法,或是强调岩石化学,或是强调矿物成分,或是强调岩石结构构造,由于它们有各自的优点和缺点,还没有一个被普遍接受的分类方法。因此,de la Roche 等(1980)提出火山岩和深成岩类的岩石化学分类方法——多阳离子 R_1-R_2 图解(也称为 de la Roche R_1-R_2 法)。

R_1、R_2 的计算方法如下:

$$R_1 = 4\mathrm{Si} - 11(\mathrm{Na} + \mathrm{K}) - 2(\mathrm{Fe} + \mathrm{Ti})$$

$$R_2 = 6\mathrm{Ca} + 2\mathrm{Mg} + \mathrm{Al}$$

式中:Si 等为九种氧化物(SiO_2、Na_2O、K_2O、FeO、Fe_2O_3、TiO_2、CaO、MgO、Al_2O_3)的毫阳离子数;Fe 为 Fe^{2+} 与 Fe^{3+} 之和,由化学分析数据计算而来。

R_1-R_2 图解中包含了所有的主要元素、矿物学体系、硅饱和程度和比率 Fe/(Fe + Mg)与(Ab + Or)/An 的变化组合,因而具有以下优点:① R_1、R_2 的计算方便;②图解考虑了所有的主要元素;③不用考虑 Fe 在氧化物和硅酸盐中的配分以及钠长石在斜长石和碱性长石中的配分;④不涉及结晶序列的假定。

图 4-2 给出了阿尔金山北缘地区(包括阿尔金断裂两侧的柴达木北缘和塔里木东南缘地区)深成岩类 R_1-R_2 分类图解。可以看出,该地区深成岩类主要为闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩和辉长-苏长岩,并有少量橄榄辉长岩、正长辉长岩、二长辉长岩、辉长岩、闪长正长岩、二长岩、二长闪长岩、正长岩、石英正长岩,其中最普遍的是花岗闪长岩。超基性岩在该图解中不好区分,和斜长岩等处在同一区域。

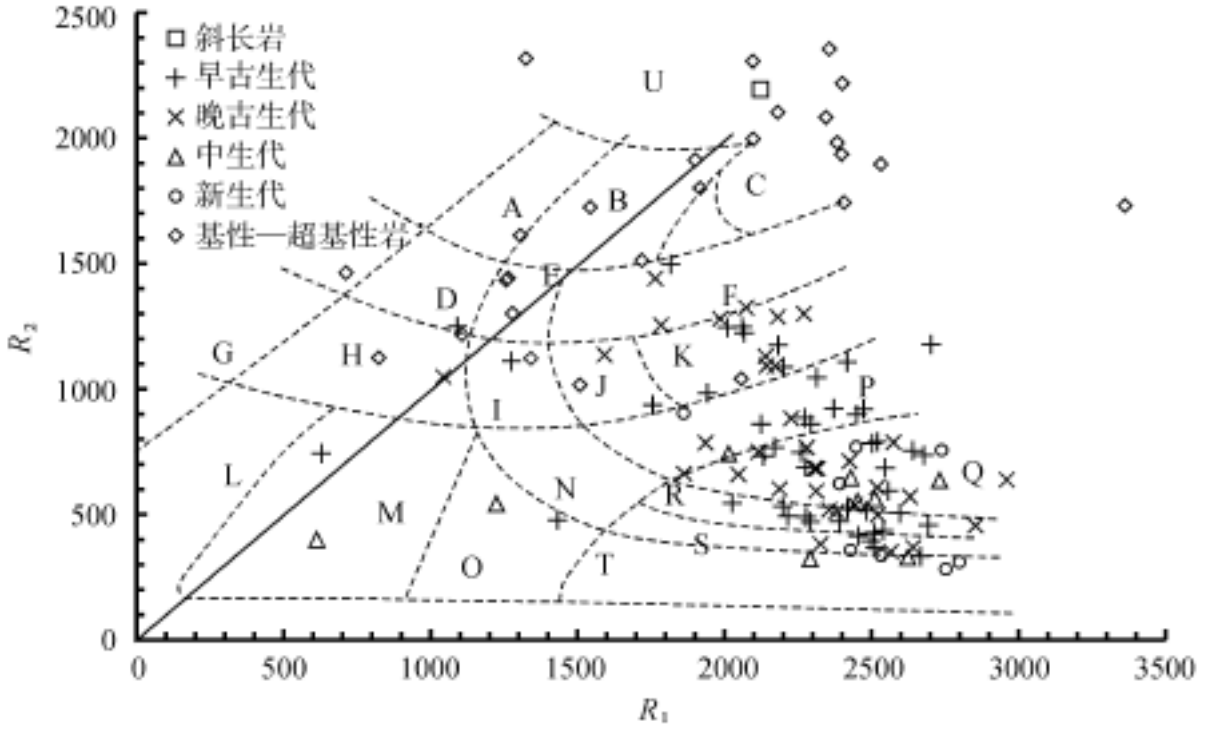


图 4-2 阿尔金山北缘地区深成岩类 R_1-R_2 图解

(据 Roche et al., 1980)

A—碱性辉长岩;B—橄榄辉长岩;C—辉长-苏长岩;D—正长辉长岩;E—二长辉长岩;F—辉长岩;G—霓辉二长岩;H—闪长正长岩;I—二长岩;J—二长闪长岩;K—闪长岩;L—霞石正长岩;M—正长岩;N—石英二长岩;O—石英正长岩;P—英云闪长岩;Q—花岗闪长岩;R—二长花岗岩;S—钾长花岗岩;T—碱性花岗岩;U—超基性岩类

深成岩类岩石分类方法研究的目的是找到一种既简便又有效的方法,但是目前还没有特别好的方法。分类方法既要考虑化学成分,又要考虑矿物组成,还要涉及结构构造的类型,因此是一个复杂的过程。

五、岩石化学指数

在岩石化学研究中,岩石化学指数常用来解决岩浆岩系列划分、成分演化、成因以及与含矿性的关系等。

(一)钙碱指数(*CA*)

岩浆岩系列各种氧化物中,全碱($Na_2O + K_2O$)、CaO 及 SiO_2 的变化最为特征。全碱随 SiO_2 的增加而增加,CaO 随 SiO_2 的增加而减少,这两条曲线交点对应的 SiO_2 数值被称为钙碱指数(*CA*)(Peacock,1931)。一个岩石组合(或岩系)只有一个钙碱指数。Peacock(1931)在研究了世界上 13 个代表性岩石组合的化学成分和矿物成分之后,按照钙碱指数的不同把各种岩石组合分为四类:①钙性岩系,*CA* > 61;②钙碱性岩系,*CA* = 56～61;③碱钙性岩系,*CA* = 51～56;④碱性岩系,*CA* < 51。从大洋环境的火成岩到大陆内部环境的火成岩是由钙性岩系列经钙碱性和碱钙性向碱性岩系列演化,表现在钙碱指数为由大逐渐变小。

通过皮科克钙碱指数作图(图 4-3 和图 5-4),得到阿尔金山北缘地区(包括阿尔金断裂两侧)所有中酸性深成岩类样品的总钙碱指数(*CA*)为 59.75,其中塔里木东南缘和柴达木北缘两个地区花岗岩类钙碱指数分别为 57.1 和 59.5。两个地区各个时期(分别合并为两个时期)钙碱指数数值列于表 4-6 中。它们均处在 Peacock(1931)划分的四个岩系类型中的钙碱性岩系范围。

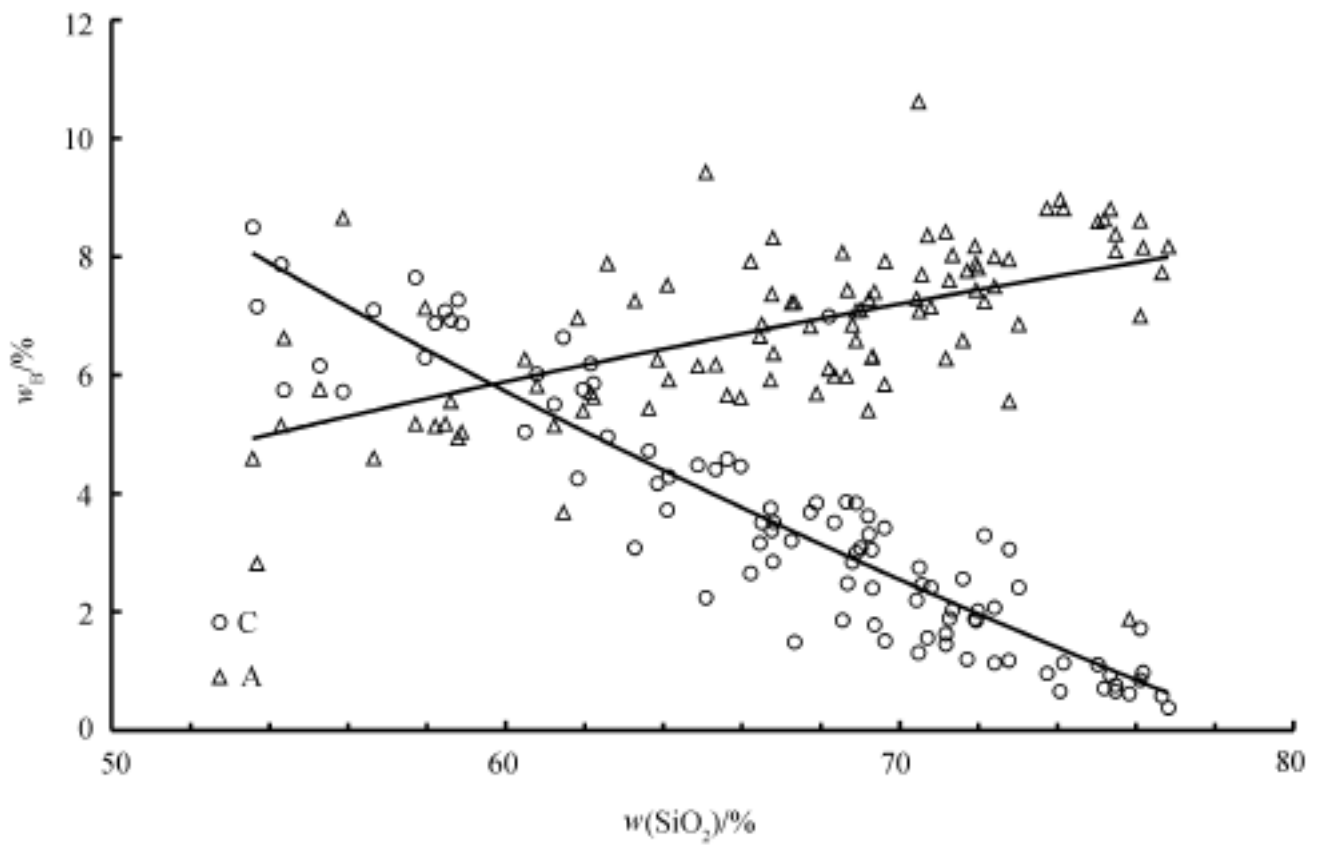


图 4-3　阿尔金北缘地区中酸性深成岩类钙碱指数的求解(总样品)

C— $w(CaO)$-$w(SiO_2)$数据;A— $w(Na_2O + K_2O)$-$w(SiO_2)$数据

表 4-6　阿尔金山北缘地区各个时期花岗岩类钙碱指数

地　区	时　期	*CA* 指数
塔里木东南缘	晋宁期和加里东期(合并)	57.7
	海西期、印支期和燕山期(合并)	56.5
	总样品	57.1
柴达木北缘	吕梁期、晋宁期和加里东期(合并)	60.5
	海西期、印支期和燕山期(合并)	58.4
	总样品	59.5

钙碱性岩系在岩石化学上经常表现出明显的成分变异趋势。在 SiO_2-($Na_2O + K_2O$)图解(图 4-3 和图 4-4 中各个 A 趋势线)中,从低钾、中钾至高钾岩系,碱含量依次增加。图 4-5 为阿尔金山北缘地区花岗岩类各个常量元素对 Si 的变异图解(Ti 对 Si 的变异图解见图 4-15 和图 4-16 中对应图),可以看出各

元素除 Na、K 外均与 Si 具有较明显的负相关关系，其中 Al 与 Si、Ca 与 Si 有很好的负相关关系。这说明随着花岗岩类岩石酸性的增加，除 Na、K 外的其余各元素均有较明显的减少。Na 随 Si 的增加而增加的趋势较不明显，趋势线较平；K 随 Si 的增加而增加的趋势则比较明显。

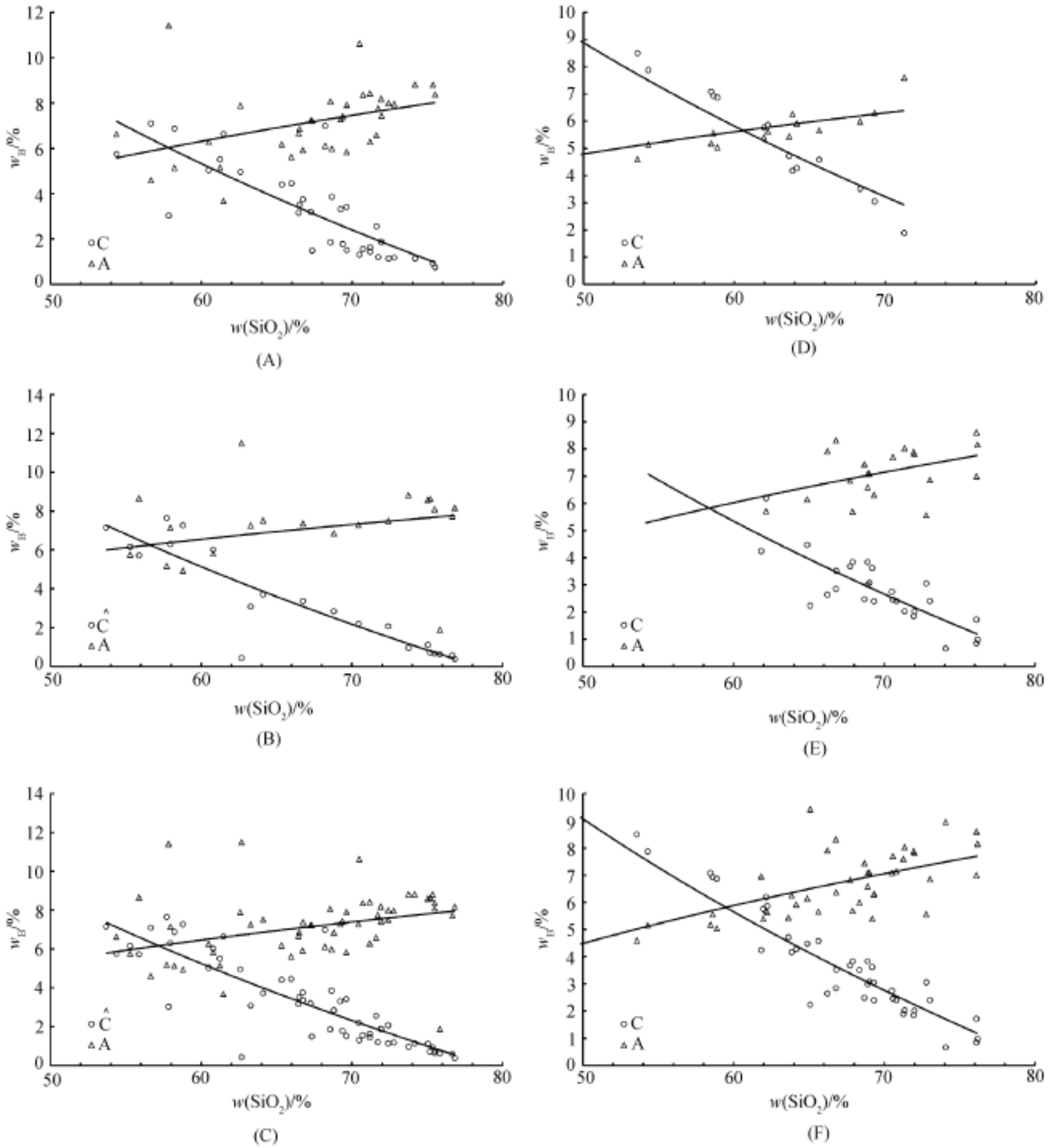


图 4-4　阿尔金断裂两侧花岗岩类钙碱指数

(A)、(B)、(C)分别为阿尔金断裂西北的塔里木东南缘地区花岗岩类晋宁期—加里东期、海西期—印支期—燕山期、总样品钙碱指数图解；(D)、(E)、(F)分别为阿尔金断裂东南的柴达木北缘地区花岗岩类吕梁期—晋宁期—加里东期、海西期—印支期—燕山期、总样品钙碱指数图解。图中 C 和 A 说明同图 4-3

从表 4-6 中可以看出，阿尔金断裂西北的塔里木东南缘花岗岩类与柴达木北缘花岗岩类相比具有相对较小的钙碱指数。这两个地区花岗岩类在时间演化上均具有 *CA* 指数逐渐变小的趋势；塔里木东

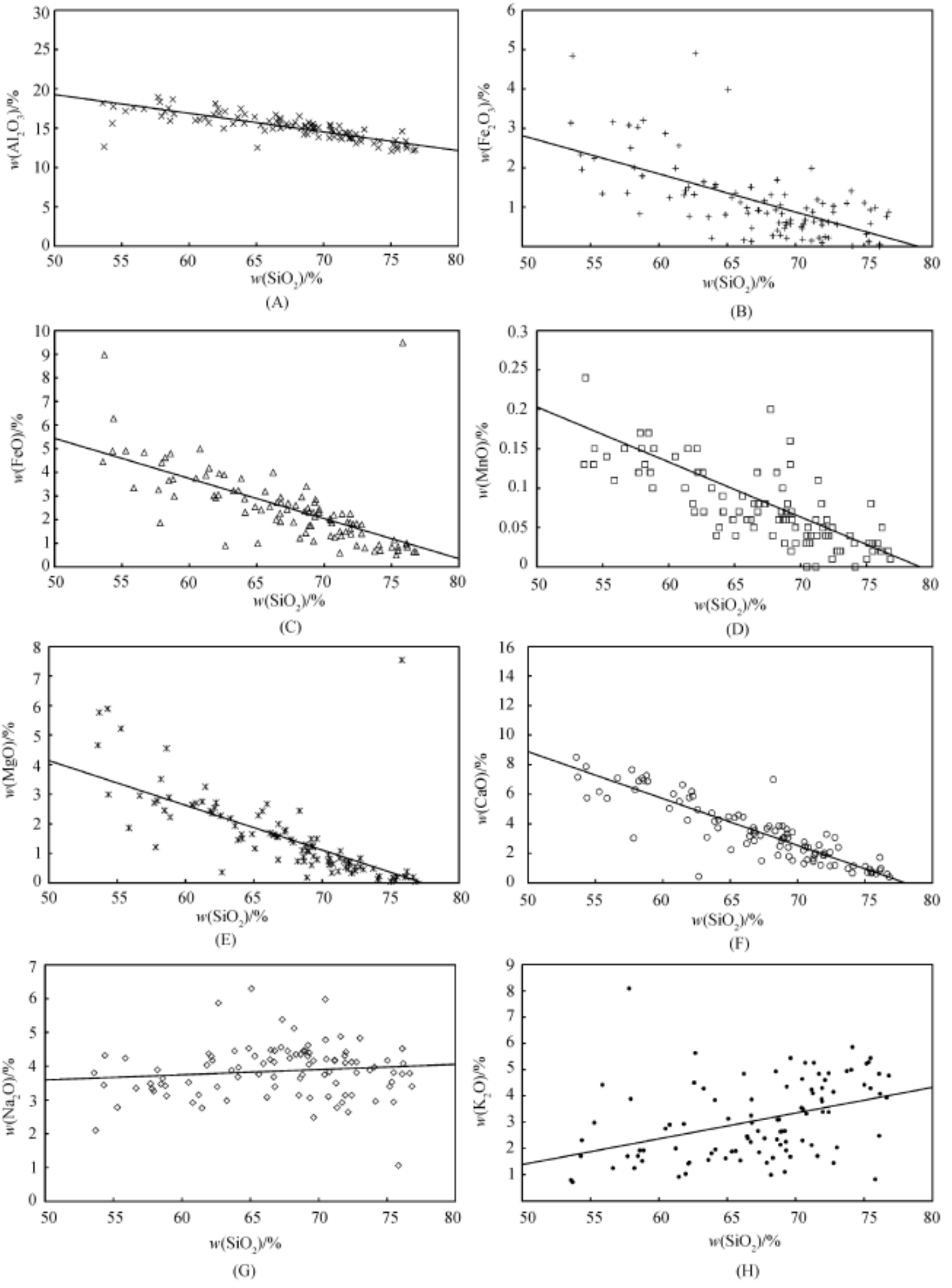


图 4-5　阿尔金山北缘地区花岗岩类各个常量元素对硅的变异图解

(A) Al_2O_3-SiO_2; (B) Fe_2O_3-SiO_2; (C) FeO-SiO_2; (D) MnO-SiO_2; (E) MgO-SiO_2;

(F) CaO-SiO_2; (G) Na_2O-SiO_2; (H) K_2O-SiO_2; 花岗岩类样品包括了塔里木东南缘和柴达木北缘两个地区

南缘花岗岩类在演化的晚期可能接近于碱钙性岩系,而柴达木北缘花岗岩类在演化的早期可能更具有接近于钙性岩系的性质。钙碱指数反映了阿尔金山北缘地区深成岩类的碱性程度不高。

(二)分异指数(*DI*)

依据岩浆分异作用的理论,硅酸盐岩浆分异作用向着富集 SiO_2-$NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$ 残余岩浆的方向演化,即向着越来越富含碱硅酸盐的方向演化。分异指数(*DI*)就是残余岩浆中可能包括的六种标准矿物(Q、Or、Ab、Ne、Lc 和 Kp)之和。阿尔金山北缘地区各时期花岗岩类分异指数数值列于表 4-7 中。

表 4-7　阿尔金山北缘地区各个时期花岗岩类分异指数

地　　区	时　　期	*DI* 指数(平均值)
塔里木东南缘	加里东期	78.47
	海西期	61.75
柴达木北缘	加里东期	
	海西期	

塔里木东南缘地区花岗岩类分异指数随 SiO_2 的变化情况见图 4-6,其中加里东期和海西期具有大致相近的趋势线斜率。

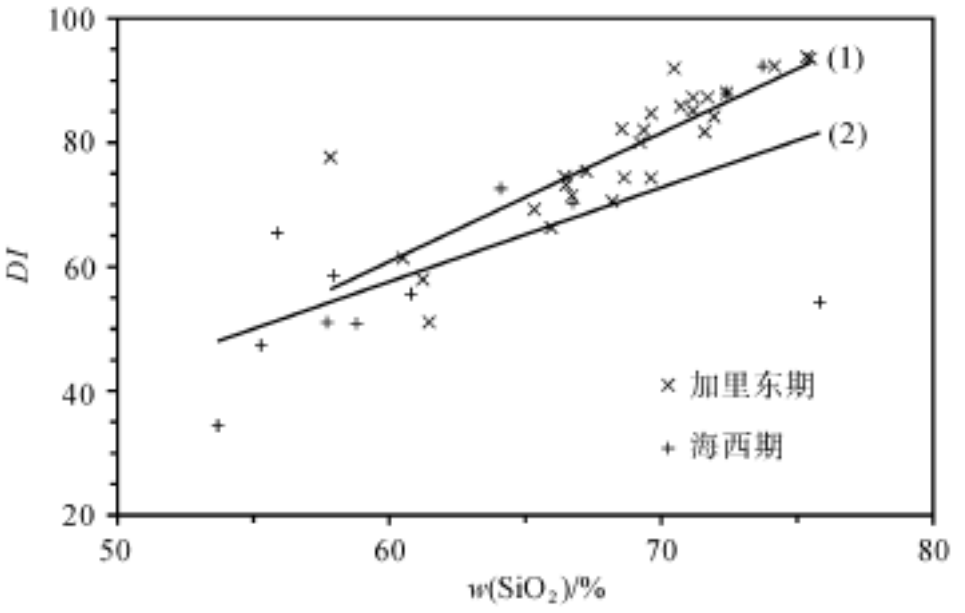


图 4-6　阿尔金山北缘(塔里木东南缘)地区花岗岩类分异指数随 SiO_2 的变化

(1)加里东期趋势线;(2)海西期趋势线

(三)固结指数(*SI*)

由于任何岩浆的分异演化都是向贫 MgO 方向演化,而且 MgO 的变化比 SiO_2 更显著,因此,用凝固指数(*SI*)研究岩浆岩的演化比用 SiO_2 可能更好一些。

凝固指数(*SI*)的计算公式为:

$$SI = MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O) \quad (w_B\%)$$

凝固指数是反映岩浆岩分异程度和基性程度的重要岩石化学参数。岩浆分异程度越高,则凝固指数就越小,岩石的酸性程度就越高;反之则基性程度越高。

应用氧化物-lg *SI* 图解能清楚地反映岩浆的演化性质和规律。图 4-7 给出了阿尔金断裂西北之塔里木东南缘花岗岩类的部分氧化物-lg *SI* 图解,同时给出了加里东期和海西期各个趋势线。可以看出,塔里木东南缘加里东期的岩浆演化比较完全,在各个氧化物对 lg *SI* 图解中均表现出明显的线性关系,说明岩浆演化过程中结晶分异作用较显著,同化混染作用不明显。海西期塔里木东南缘的岩浆演化则不很完全,并可能有同化混染作用的发生。

图 4-8 给出了阿尔金断裂东南之柴达木北缘花岗岩类的部分氧化物-lg *SI* 图解,同时也给出了加里东期和海西期各个趋势线。可以看出,柴达木北缘加里东期和海西期的岩浆演化具有继承关系,加里东期岩浆演化的终点与海西期岩浆演化的起点大致处在相当的位置而可以对接。在各个氧化物对

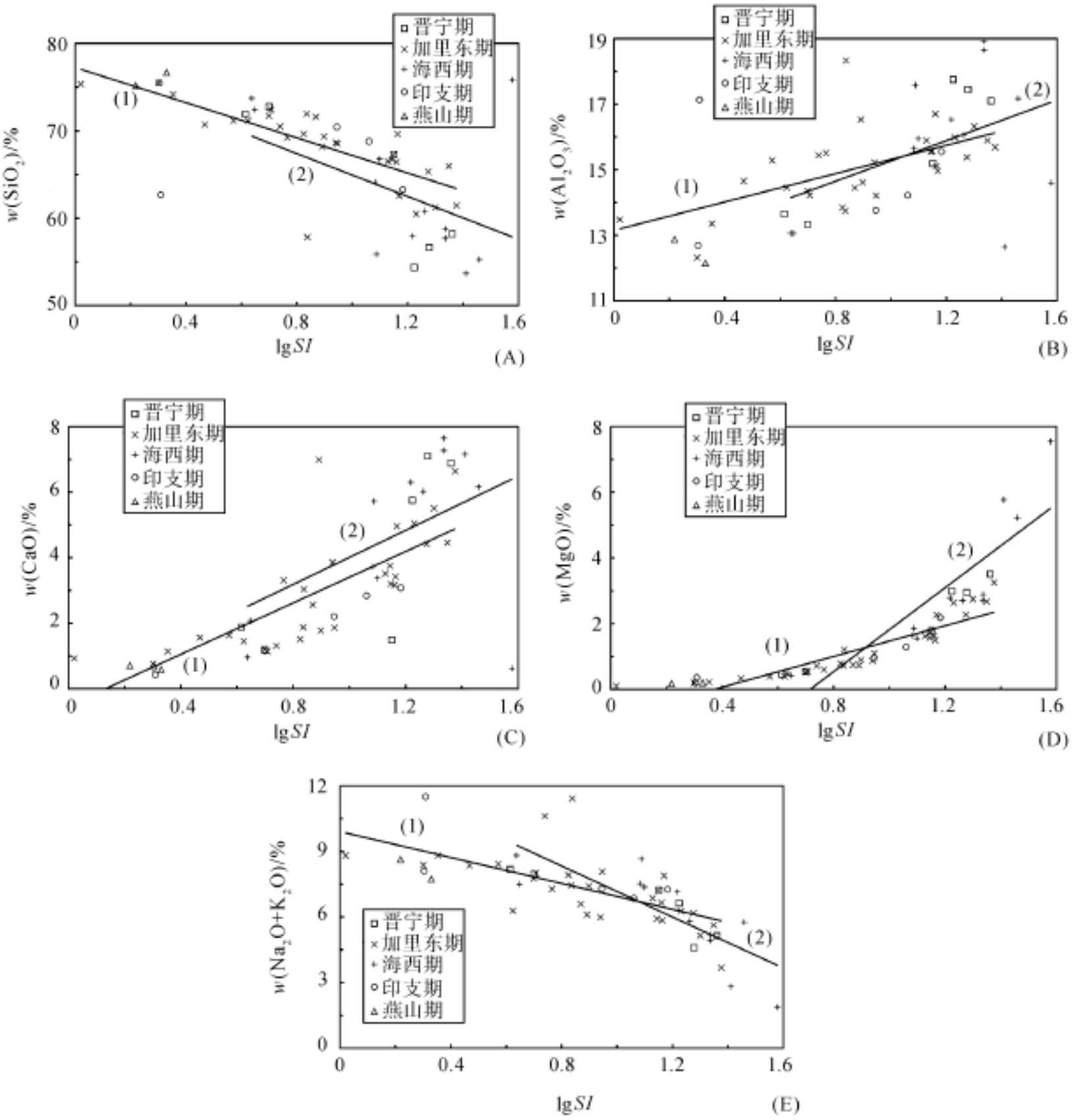


图 4-7　塔里木东南缘地区花岗岩类氧化物-lg *SI* 图解

(A) SiO_2; (B) Al_2O_3; (C) CaO; (D) MgO; (E) $Na_2O + K_2O$;
(1) 加里东期趋势线; (2) 海西期趋势线

lg *SI* 图解中,线性关系表现均较为明显,说明各阶段岩浆演化过程中结晶分异作用较显著,同化混染作用不很显著。

六、微量和稀土元素特征

阿尔金北缘地区(塔里木东南缘)花岗岩类微量元素分析数据见表 4-8。其中,痕量元素 Rb 的含量与世界上花岗岩中 Rb 含量的平均值(150×10^{-6})相当或低很多,并表现出随时间推移(早古生代—晚古生代—中生代)而增加的趋势,反映了中酸性岩浆分异程度较低的特点。岩石中 K/ Rb 比值与世界花岗岩的平均比值(约为 230)相当或更高。Rb/ Sr 比值较低,并有随时间序列而逐渐增加的趋势。

塔里木东南缘花岗岩类稀土元素含量见表 4-9,由此计算的稀土元素特征参数列于表 4-10。将稀土元素分析结果经球粒陨石标准化后标绘于图 4-9 中。从图中可以看出,其球粒陨石标准化稀土配分型式均为轻稀土富集型,除早古生代以前的花岗岩类岩石外,其余均为明显铕亏损型。花岗岩类稀土总

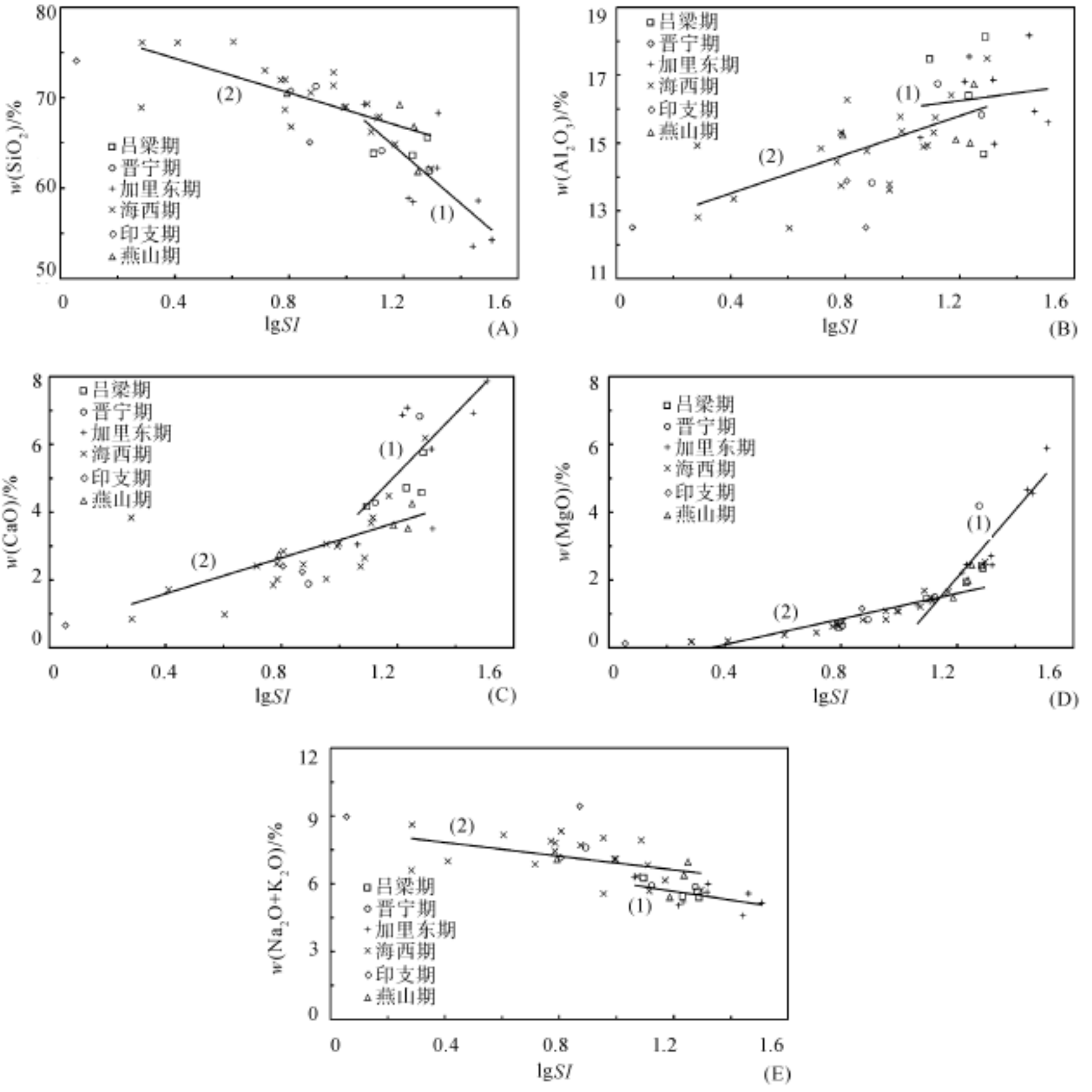


图 4-8　柴达木北缘地区花岗岩类氧化物—lg *SI* 图解

(A) SiO_2; (B) Al_2O_3; (C) CaO; (D) MgO; (E) $Na_2O + K_2O$;

(1) **加里东期趋势线**; (2) **海西期趋势线**

量变化范围较大, ΣREE **为** 120.78×10^{-6}～409.01×10^{-6}, LREE/ HREE **为** 9.65～31.29, $(La/Yb)_N$ = 7.41～34.47, $(La/Sm)_N$ = 2.99～8.28, $(Gd/Yb)_N$ = 2.22～4.18, δ(Ce) = 1.04～1.14, δ(Eu) = 0.41～0.91。

表 4-8　阿尔金北缘地区花岗岩类微量元素含量($w_B/10^{-6}$)及元素比值

	样品号	岩石名称	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	Rb	Cr	Y	K/ Rb	Rb/ Sr
1	7-2	碱长花岗岩	59	496	22.2	2.55	97.3	3.96	53.05	175	17.8	25.7	248.1	2.97
2	1605	二长岩	92	1188	54	7.18	162	5.34	29.57	139	25.8	51.43	336.2	1.51
3	1633-1	花岗岩	48	867	30.7	4.4	193	6.2	24.09	87.7	12.2	42.24	406.1	1.83
4	1610-12	花岗岩	214	772	19.6	2.63	49.3	1.61	12.1	54.4	43.6	16.92	282.3	0.25

测试者:**北京大学地质学系**, **采样地点**:**拉配泉**。

表 4-9　阿尔金北缘地区花岗岩类稀土元素含量　(w_B/ 10^{-6})

	样品号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	7-2	碱长花岗岩	68.42	135.6	13.76	49.23	8.07	1.2	9.4	1.15	5.67	1.22	3.21	0.46	2.37	0.38
2	1605	二长岩	83.23	184.1	18.19	65.04	13.15	2.8	15.62	2.15	10.2	2.15	5.87	0.89	4.86	0.76
3	1633-1	花岗岩	43.94	98.14	11.22	39.44	9.25	1.34	11	1.53	8.14	1.89	5.29	0.73	4	0.64
4	1610-12	花岗岩	38.08	76.8	7.99	28.75	5.81	1.93	7.2	0.94	4.84	0.97	2.43	0.36	1.89	0.29
5	D50-1	钾长花岗岩	41.06	74.52	7.21	26.36	4.38	0.9	4.96	0.68	3.13	0.65	1.82	0.34	1.68	0.37
6	D54-1	花岗岩	32.21	56.33	4.8	18.57	2.78	0.63	3.26	0.37	1.45	0.29	0.83	0.16	0.63	0.06
7	D38-1	钾长花岗岩	33.19	54.89	4.83	18.17	2.52	0.55	2.69	0.32	1.41	0.33	0.92	0.15	0.67	0.14

本次研究样品测试者:1-4 北京大学地质学系;5-7 国家地质实验测试中心。采样地点:1-4 拉配泉;5-6 阔什布拉克;7 红柳沟。

表 4-10　阿尔金北缘地区花岗岩类稀土元素特征参数

	样品号	岩石名称	ΣREE	LREE/ HREE	$(La/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$	$(Gd/Yb)_N$	δEu	δCe
1	7-2	碱长花岗岩	300.14	19.76	19.46	5.33	3.20	0.42	1.06
2	1605	二长岩	409.01	14.22	11.55	3.98	2.59	0.60	1.14
3	1633-1	花岗岩	236.55	9.65	7.41	2.99	2.22	0.41	1.06
4	1610-12	花岗岩	178.28	14.21	13.58	4.12	3.07	0.91	1.06
5	D50-1	钾长花岗岩	168.06	18.38	16.48	5.90	2.38	0.59	1.04
6	D54-1	花岗岩	122.37	31.29	34.47	7.29	4.18	0.64	1.09
7	D38-1	钾长花岗岩	120.78	29.65	33.40	8.28	3.24	0.65	1.04

采样地点同表 4-9。ΣREE(稀土总量)单位为 10^{-6},不包括元素 Y。

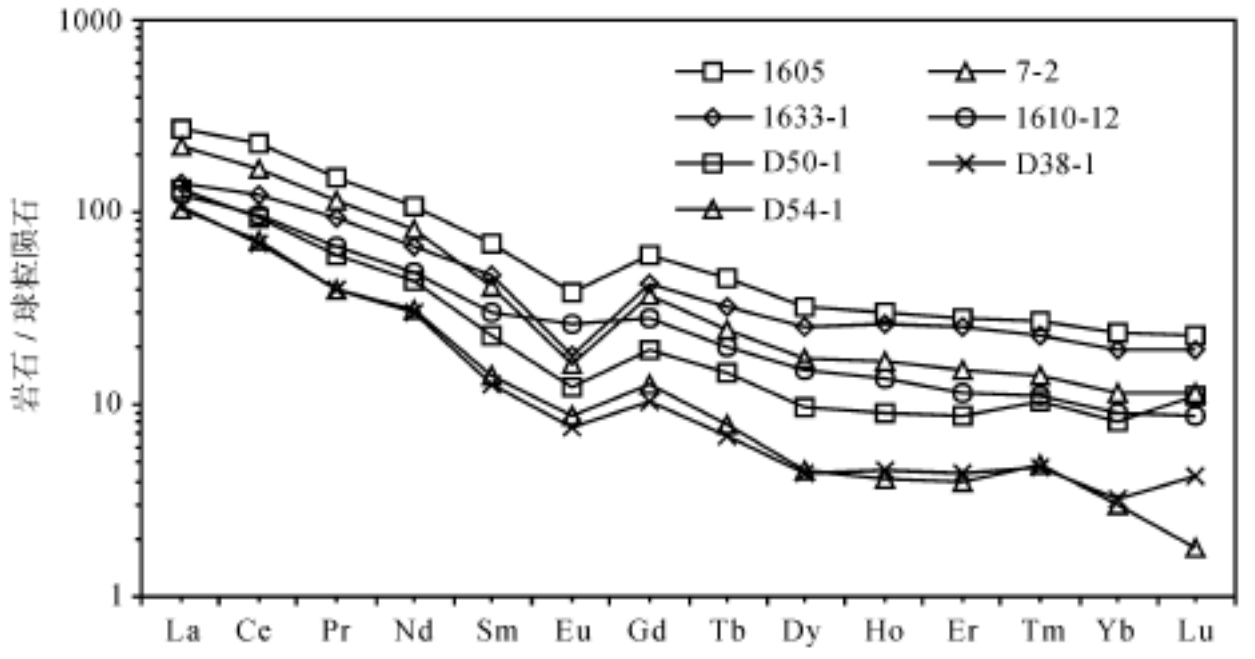


图 4-9　阿尔金北缘地区花岗岩类稀土元素配分型式

(标准化数据据 Boynton, 1984)

利用亲湿岩浆元素(H)与亲岩浆元素(M)的浓度比值对亲湿岩浆元素的浓度作图,平衡部分熔融的轨迹是一斜线,而分离结晶作用为一水平线。塔里木东南缘花岗岩类大部分属于深熔成因或与深熔作用有关的花岗岩,在 La/ Sm-La 图解(图 4-10)中,表现为分离结晶过程。

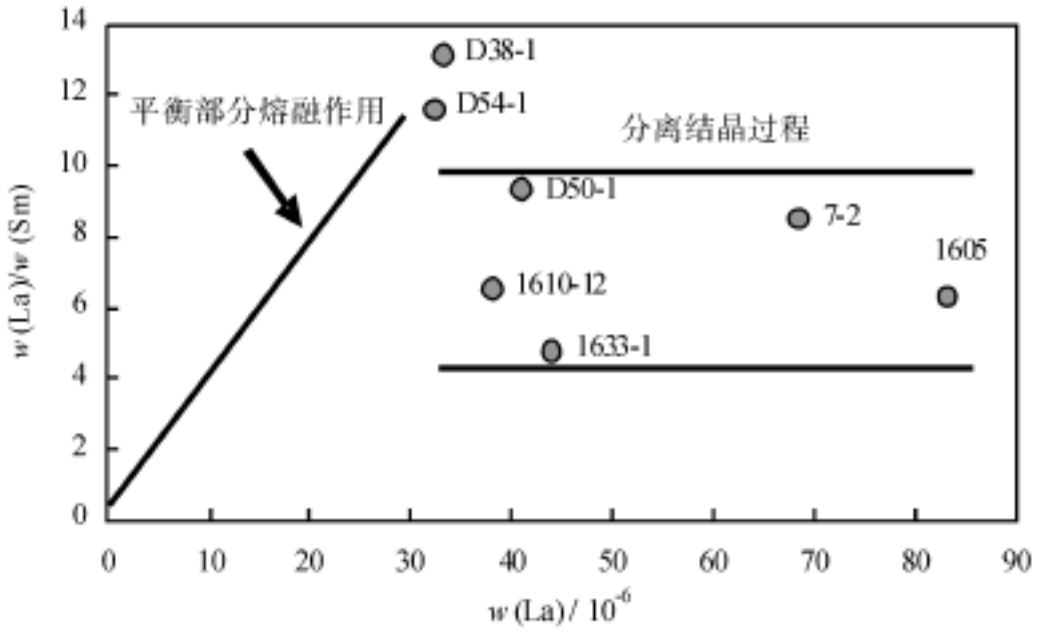


图 4-10　La/ Sm-La 图解反映的岩浆岩成岩过程

第三节　花岗岩类构造环境判别

一、构造环境判别

常量元素岩石化学数据说明,阿尔金山北缘的塔里木东南缘地区和柴达木北缘地区,花岗岩类岩石主要为钙碱性系列花岗岩-花岗闪长岩,具有偏铝质和过铝质两种,中生代时出现极少量的过碱质岩石(图 4-11)。从图 4-11 可以看出,塔里木东南缘和柴达木北缘两地区花岗岩类岩石的性质基本上具有相似的特点。一般认为,钙碱性系列花岗岩是火山岛弧岩浆作用的产物,碱性和过碱质花岗岩与板内地质环境有关,而过铝质花岗岩是沉积岩深熔作用的产物(主要是在大陆碰撞过程中)。因此可以认为阿尔金北缘地区中生代之前的花岗岩类主要与火山岛弧岩浆作用有关,中生代之后出现板内环境。

(一) *AFM* 图解法

AFM 图解可以判别挤压构造环境形成的花岗岩和张裂构造环境形成的花岗岩(邹天人等,1988),前者样品在 FM 边分散性小,而后者沿 FM 边很分散。

阿尔金北缘地区花岗岩类样品在 *AFM* 图解(图 4-12,包括了塔里木东南缘和柴达木北缘两地区的样品)中,所有样品均靠近 AF 边,在 FM 边没有样品的分散分布,这说明了阿尔金山北缘地区花岗岩类是在典型的挤压环境下形成的,具有贫铁、镁而富钾、钠的特点。

(二) Loiselle 等法

Chappel & White(1974)把花岗岩类划分为 I 型和 S 型两种;Loiselle & Wones(1979)又提出了 A 型花岗岩。I 型和 S 型花岗岩为造山花岗岩,可简称为 O 型花岗岩;其中,I 型花岗岩是科迪勒拉型山系形成和后造山抬升过程中的产物,其花岗岩源区可能为下地壳和上地幔物质混合成因,I 型花岗岩的岩石化学特点是钠含量相对较高,K/ (K + Na)比值较低,钙含量也比较高,过铝比值一般 < 1.10。S 型花岗岩是大陆碰撞的产物,一般来源于上地壳物质。A 型花岗岩则为非造山花岗岩,字母 A 除了表示非造山(Anorogenic)以外,还具有碱性(Alkaline)、无水(Anhydrous)和铝质(Aluminous)等意义。A 型花岗岩属偏铝类型,大多数含 SiO_2 量高,碱量也高。Pitcher(1982)认为“不同成因类型花岗岩类代表不同的活动带”,也即特定的构造环境将产生特定的花岗岩。Pitcher(1982)把花岗岩分为 5 类:①海洋岛弧(M)型,以大洋岛弧型斜长花岗岩为主;②活动大陆边缘型(科迪勒拉 I 型),以大量辉长岩、石英闪长岩为代表;③造山期后隆起型(加里东 I 型),以花岗闪长岩和花岗岩为主;④克拉通褶皱带和大陆碰撞带型(S 型),为过铝质花岗岩组合;⑤稳定褶皱带和克拉通穹隆和裂谷型(A 型),为碱性花岗岩组合。

在 Collins 等(1982)Na_2O-K_2O 图解(图 4-13)中,阿尔金山北缘地区花岗岩类属于 I 型和 A 型花

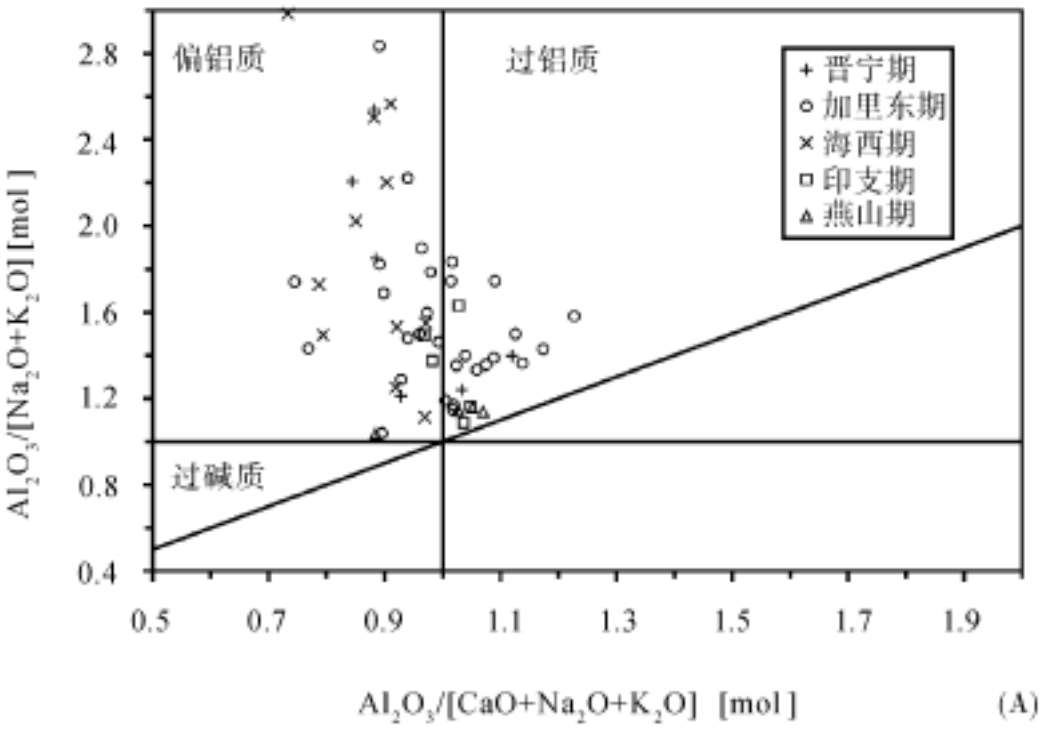


图 4-11　Shand 指数图解

(A) 塔里木东南缘地区; (B) 柴达木北缘地区

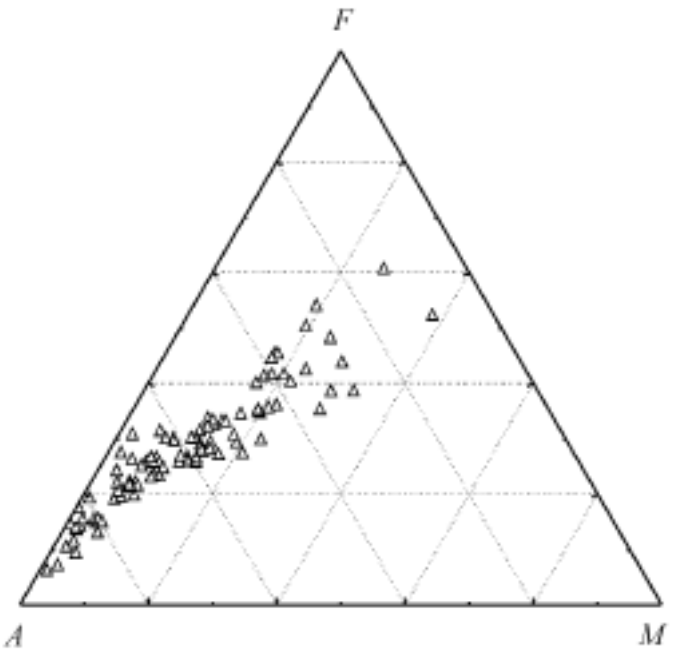


图 4-12　阿尔金北缘地区

花岗岩类 *AFM* 图解

$A = w(Na_2O + K_2O)$; $F = w(FeO + Fe_2O_3)$; $M = w(MgO)$

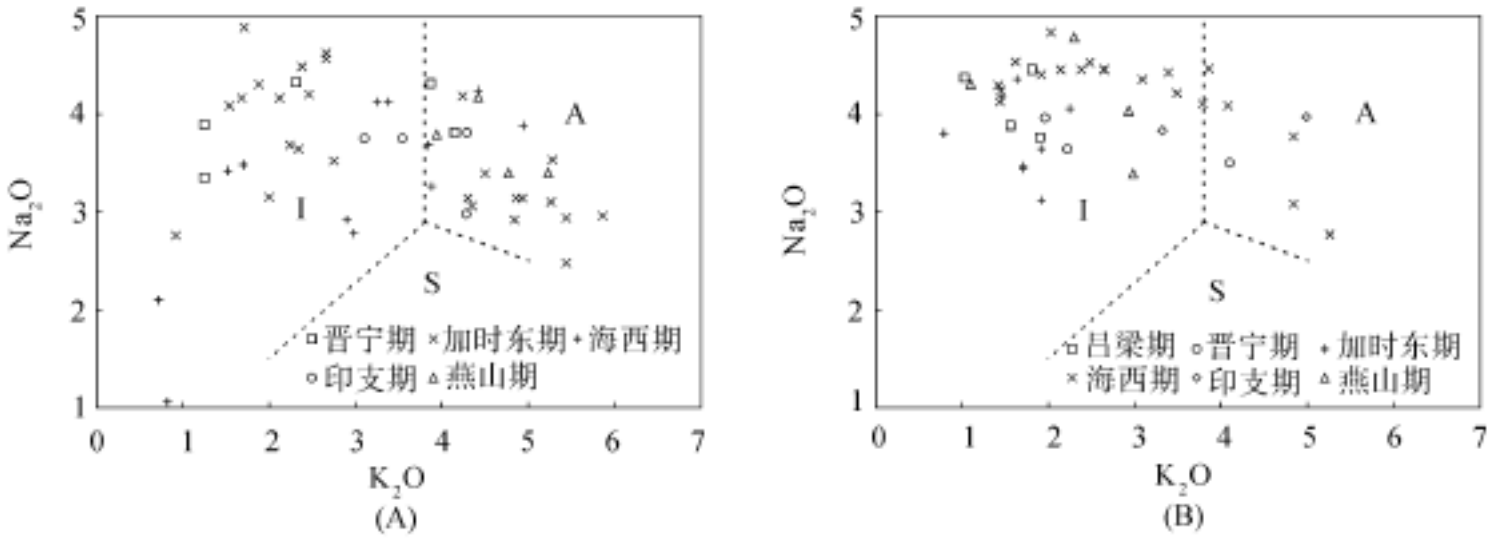


图 4-13　阿尔金北缘地区花岗岩类 Na_2O-K_2O 图解

(据 Collins et al ., 1982 简化)

(A)塔里木东南缘地区;(B)柴达木北缘地区

岗岩类,而缺少 S 型花岗岩。其中 I 型花岗岩占据较重要的位置,元素间显示出比较规则的线形变异趋势。

阿尔金山北缘之塔里木东南缘地区花岗岩类岩石中,发育 I 型和 A 型两种。其中晋宁期以 I 型花岗岩为主,加里东期具有 I 型和 A 型两种,海西期以 I 型为主,印支期具有 I 型和 A 型两种,燕山期则为 A 型花岗岩;其花岗岩岩浆演化具有多旋回的特点。

阿尔金断裂东南侧的柴达木北缘花岗岩类岩石以 I 型为主。其中,吕梁期为 I 型花岗岩,晋宁期以 I 型为主,加里东期为 I 型花岗岩,海西期以 I 型花岗岩为主,同时也具有 A 型花岗岩,印支期(花岗岩类不发育)可能具有 I 型和 A 型两种,燕山期又以 I 型为主。

(三)Batchelor 等法

鉴于 R_1、R_2 的计算方便,加以该图在岩石分类命名、岩浆成因演化等方面有较多的用途,可以用 R_1-R_2 图解划分花岗岩的构造环境(Batchelor and Bowden, 1985)。

R_1-R_2 图解不仅能判别板块构造环境,而且能看出造山旋回过程中花岗岩碱质的变化及板块碰撞过程不同阶段的特征(图 4-14)。

塔里木东南缘花岗岩类在 de la Roche R_1-R_2 多阳离子图解中,晋宁期花岗岩类处在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)构造环境,加里东期花岗岩类处在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)和深熔岩浆作用(同造山)环境,海西期花岗岩类处在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)环境,印支期花岗岩类主要处在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)环境(有少量样品处在碱性/ 过铝质岩浆作用(造山后)环境),燕山期花岗岩类处在深熔岩浆作用(同造山)环境。由加里东期到海西期,花岗岩类的演化符合闪长岩成分岩石的递进平衡部分熔融的熔体成分变化趋势。这说明了该地区加里东和海西期花岗岩类岩石是由同一源区经不同程度的部分熔融而来,海西期的熔融程度比较高。

柴达木北缘花岗岩类在 de la Roche R_1-R_2 多阳离子图解中,吕梁期、晋宁期和加里东期花岗岩类处在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)构造环境;海西期花岗岩类主要处在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前),部分处在深熔岩浆作用(同造山)环境;印支期花岗岩类主要处在亚碱性深成岩(造山晚期)环境;燕山期花岗岩类处在深熔岩浆作用(同造山)环境,少量处在碰撞后抬升环境。由加里东期到海西期,花岗岩类的演化与塔里木东南缘花岗岩类完全相反,符合闪长岩成分岩石结晶分异熔体成分变化趋势。

(四)Maniar 等法

Maniar and Piccoli(1989)按构造环境把花岗岩类分为七类:①岛弧花岗岩类(IAG),②大陆弧花岗岩类(CAG),③大陆碰撞花岗岩类(CCG),④后造山花岗岩类(POG),⑤裂谷花岗岩类(RRG),⑥大陆造陆抬升花岗岩类(CEUG),⑦大洋斜长花岗岩类(OP)。其中,IAG、CAG、CCG 和 POG 为造山花岗岩类(O 型花岗岩),而 RRG、CEUG 和 OP 被认为是非造山花岗岩类(A 型花岗岩)。

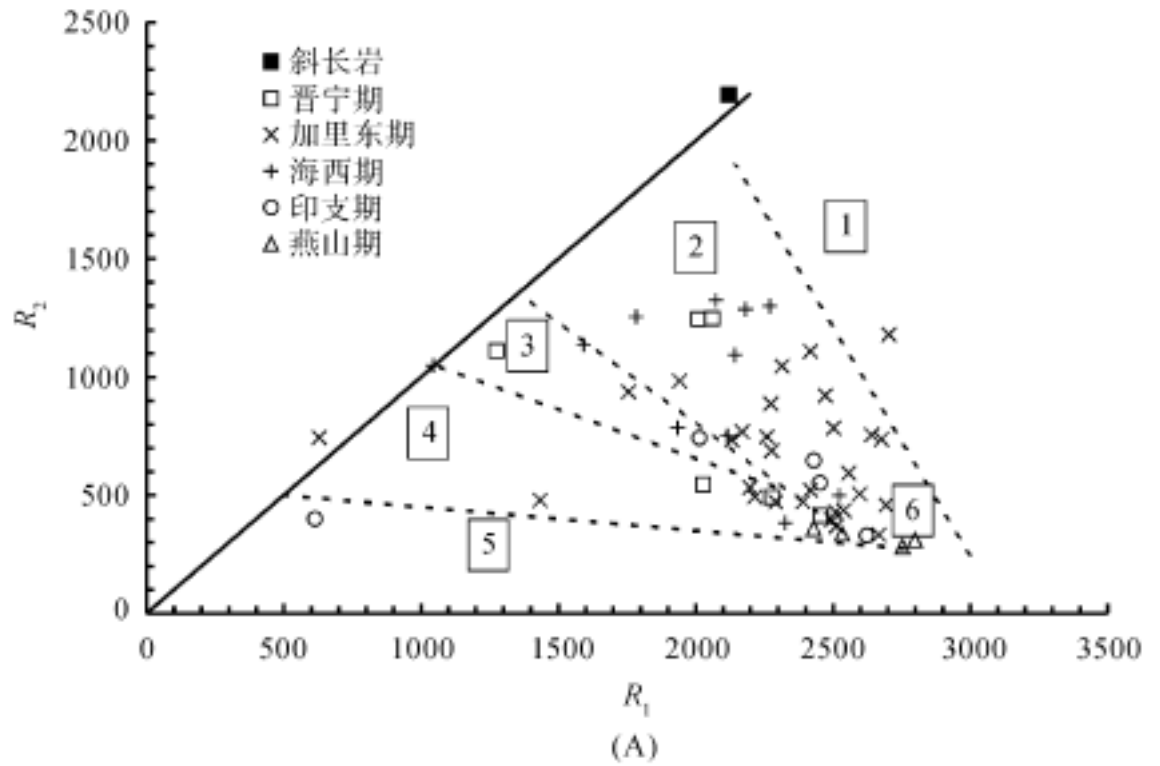


图 4-14　阿尔金北缘地区花岗岩类 R_1-R_2 构造环境图解

(据 Batchelor & Bowden, 1985)

(A) 塔里木东南缘地区;(B)柴达木北缘地区

1—地幔斜长花岗岩;2—破坏性活动板块边缘(板块碰撞前);3—加里东"permitted"深成岩(碰撞后抬升);4—亚碱性深成岩(造山晚期);5—碱性/过铝质岩浆作用(造山后);6—深熔岩浆作用(同造山)

Maniar and Piccoli(1989)花岗岩类构造判别的基础是常量元素岩石化学,共有七个图解分三步来进行构造环境的区分。第一步:在 K_2O-SiO_2 图解中把 OP 与所有其它花岗岩类分别开来。第二步:使用 Al_2O_3-SiO_2 图解、FeO(T)/[FeO(T) + MgO]-SiO_2 图解和 AFM、ACF 三角图解(即(Al_2O_3-Na_2O-K_2O)-FeO(T)-MgO 图解和(Al_2O_3-Na_2O-K_2O)-[FeO(T) + MgO]-CaO 图解)区分三组花岗岩类构造环境组合,即Ⅰ组(IAG + CAG + CCG)、Ⅱ组(RRG + CEUG)和Ⅲ组(POG);其中Ⅰ组和Ⅱ组分别投在不同的区域,而Ⅲ组与它们有一定的重叠,表现为Ⅰ组和Ⅱ组之间的过渡性质。第三步:在 Shand 指数基础上区分Ⅰ组构造环境中的各类花岗岩,其中只有 CCG 具有大于 1.15 的 A/CNK 值[Al_2O_3/($CaO + Na_2O + K_2O$)],而 IAG 和 CAG 则无法区分;Ⅱ组构造环境的区分则可以利用 TiO_2-SiO_2 图解。

塔里木东南缘花岗岩类在构造判别图(图 4-15)中,从 K_2O-SiO_2 图解(图 4-15A)可以看出,基本上不存在大洋斜长花岗岩(OP)。结合 Al_2O_3-SiO_2 图解、FeO(T)/[FeO(T) + MgO]-SiO_2 图解、(Al_2O_3-Na_2O-K_2O)-FeO(T)-MgO 三角图解和(Al_2O_3-Na_2O-K_2O)-[FeO(T) + MgO]-CaO 三角图解(图 5-15B、C、D、E),投点大部分落在 IAG + CAG + CCG 区域,部分可能属于 POG 范畴;从 Shand 指数图解(图 4-

11A)可以看出,CCG 花岗岩较少,而 IAG 和 CAG 花岗岩几乎不可分。其中,加里东期花岗岩主要分为 IAG、CAG 和 POG 三种,少量可能为 CCG。海西期花岗岩可能由 IAG、CAG 组成。

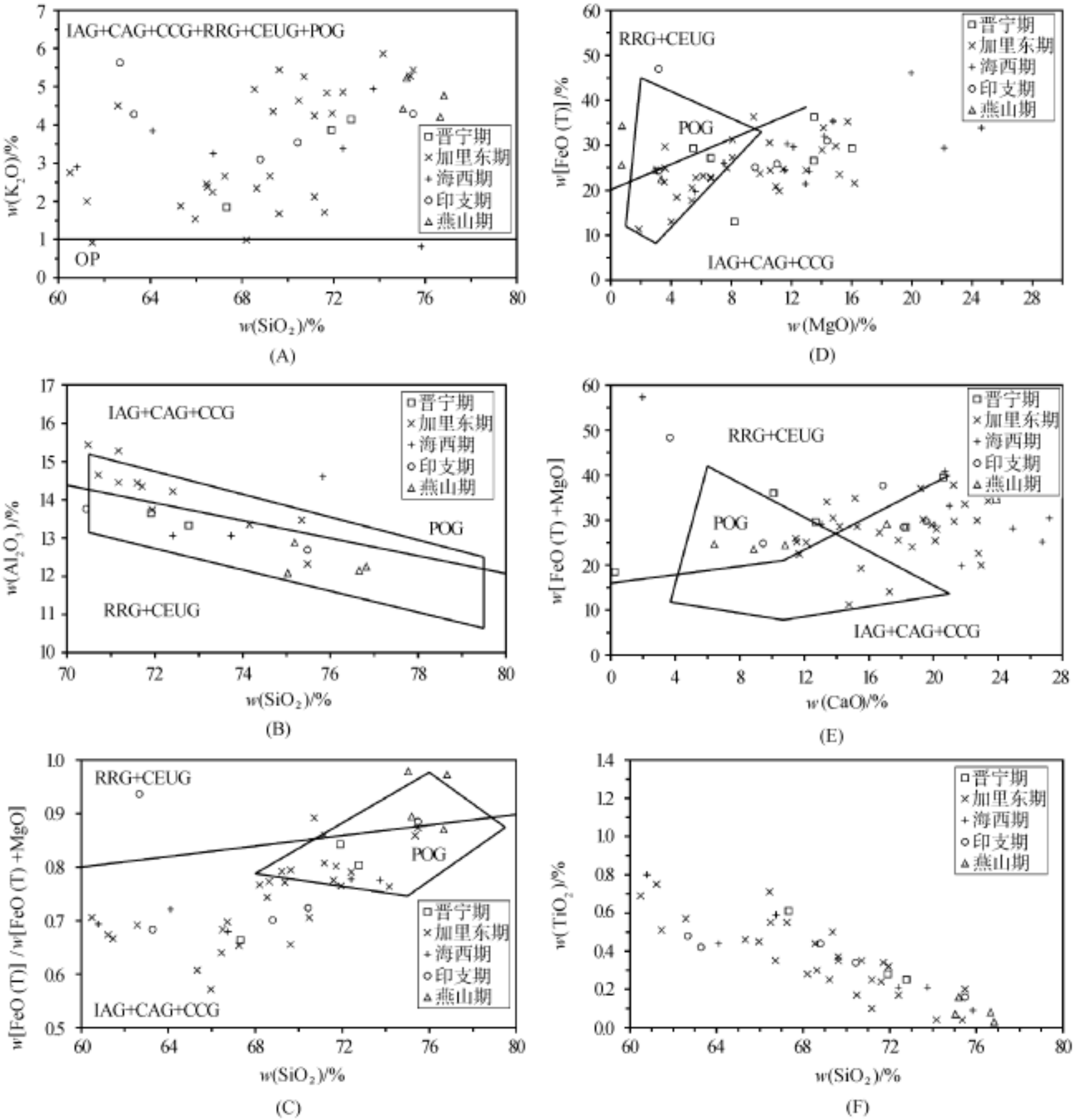


图 4-15　塔里木东南缘地区花岗岩类构造环境判别

(据 Maniar and Piccoli, 1989)

(A)K_2O-SiO_2 图解;(B)Al_2O_3-SiO_2 图解;(C)FeO(T)/[FeO(T)+MgO]-SiO_2 图解;(D)(Al_2O_3-Na_2O-K_2O)-FeO(T)-MgO 三角图解(取其中部分变化而来);(E)(Al_2O_3-Na_2O-K_2O)-[FeO(T)+MgO]-CaO 三角图解(取其中部分变化而来);(F)TiO_2-SiO_2 图解。IAG—岛弧花岗岩类;CAG—大陆弧花岗岩类;CCG—大陆碰撞花岗岩类;POG—后造山花岗岩类;RRG—裂谷花岗岩类;CEUG—大陆造陆抬升花岗岩类;OP—大洋斜长花岗岩类

柴达木北缘花岗岩类的构造判别(图 4-16)结果为,基本上不存在大洋斜长花岗岩,主要由 IAG 和 CAG 两种花岗岩组成。其中海西期主要为大陆弧花岗岩类(CAG),有少量后造山花岗岩类(POG)。从 TiO_2-SiO_2 图解(图 4-16F)中分析印支期和燕山期花岗岩有可能多属于大陆造陆抬升(CEUG)花岗岩类。

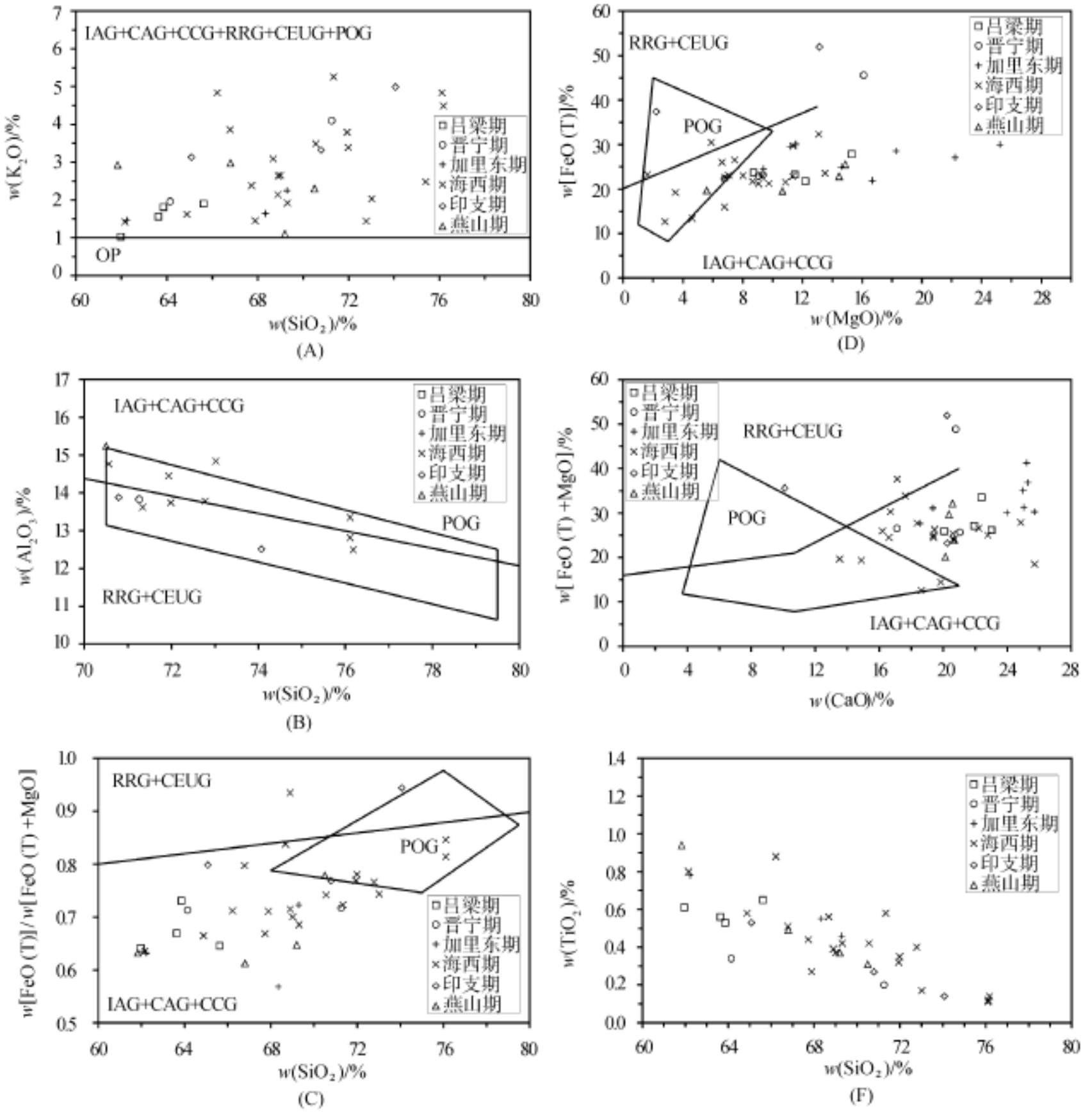


图 4-16　柴达木北缘地区花岗岩类构造环境判别

说明同图 4-15

从 Maniar & Piccoli 图解法可以归纳出这样的认识,即自早古生代以来阿尔金北缘地区构造环境的演化可能经历了从岛弧 + 大陆弧到中生代大陆造陆抬升以至新生代形成后造山花岗岩。其中塔里木东南缘可能为由岛弧环境演化而来,而柴达木北缘为由大陆弧环境演化而来。

(五) Pearce 等微量元素判别法

根据花岗岩侵位的地质背景也可以把花岗岩分为四种主要类型:洋脊花岗岩(ORG),火山弧花岗岩(VAG),板内花岗岩(WPG)和碰撞花岗岩(COLG);每一种花岗岩又可以根据其精确的地质背景和岩石学性质进行进一步的划分,它们各自具有显著不同的微量元素特征,其中最有效的是 Y-Nb、Yb-Ta、Rb-(Y + Nb)和 Rb-(Yb + Ta)图解(Pearce et al ., 1984)。

图 4-17 为塔里木东南缘地区花岗岩类的洋脊花岗岩(ORG)标准化微量元素蛛网图,显示具有岛弧花岗岩的性质,与智利(Chile)火山弧花岗岩类 ORG 标准化曲线类似。

图 4-18 为塔里木东南缘地区花岗岩类微量元素构造环境判别图解,也显示了具有火山弧花岗岩和板内花岗岩两种。

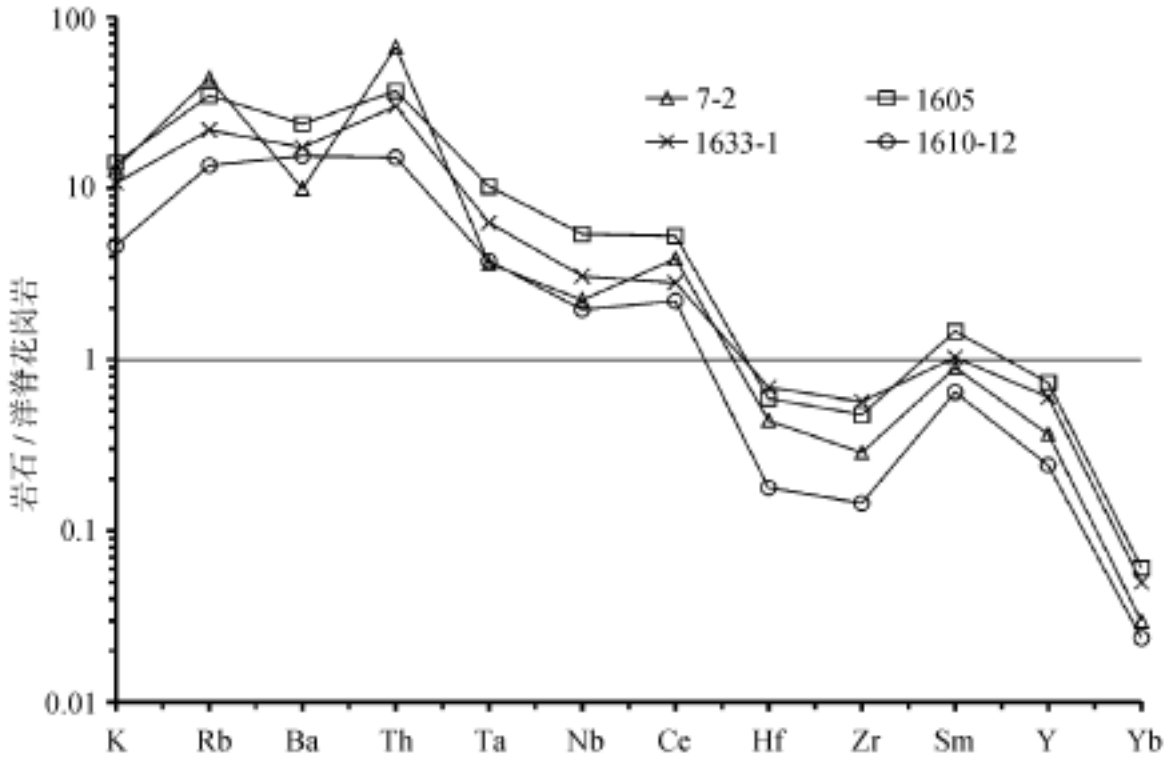


图 4-17　洋脊花岗岩标准化微量元素蛛网图

(洋脊花岗岩数据自 Pearce et al ., 1984)

1610-12 早古生代二长花岗岩; 1633-12、1605 中生代花岗岩; 7-2 新生代碱长花岗岩

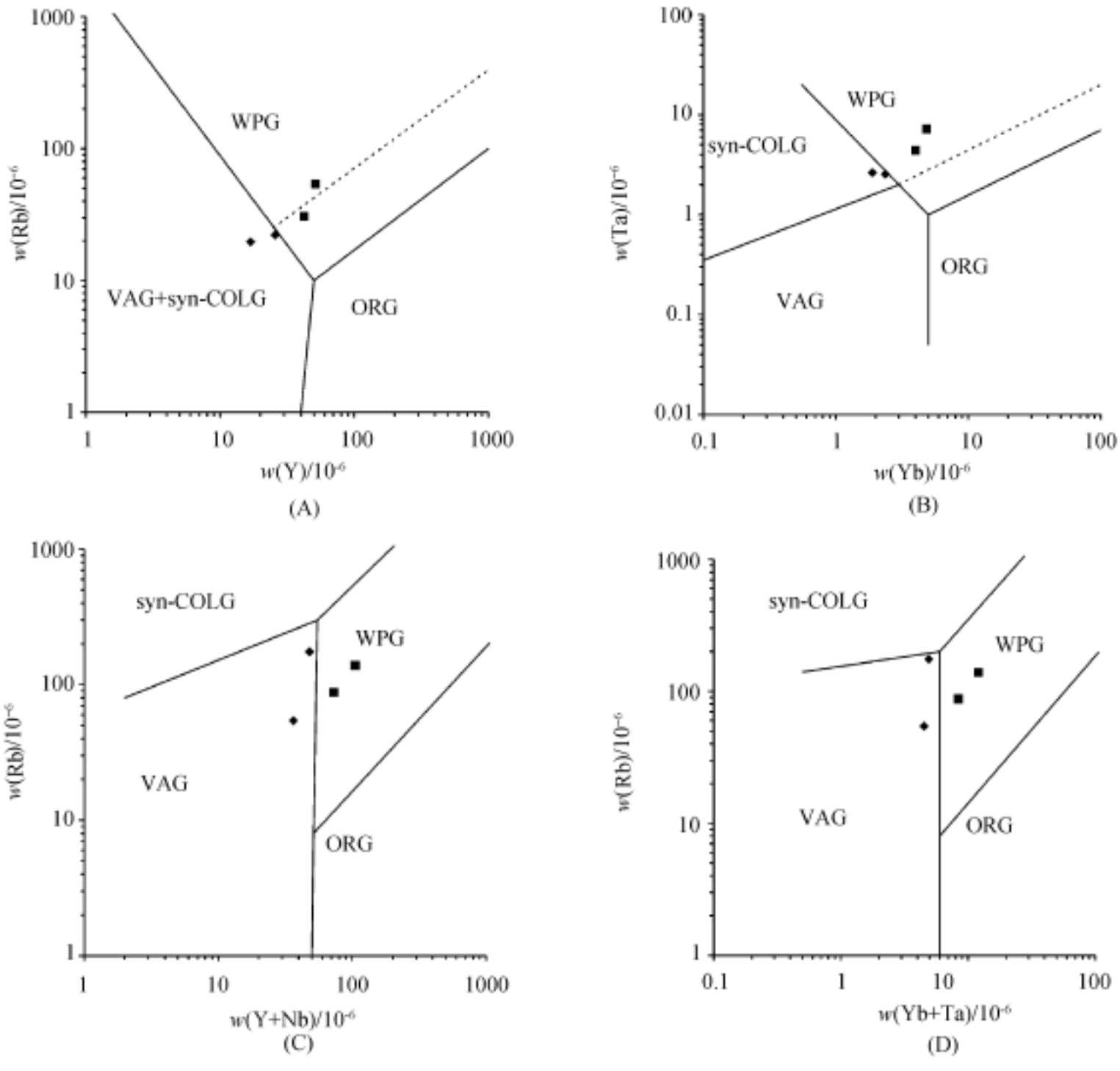


图 4-18　微量元素构造环境判别图解

(据 Pearce et al ., 1984)

(A) Nb-Y; (B) Ta-Yb; (C) Rb-(Y + Nb); (D) Rb-(Yb + Ta)。

syn-COLG—同碰撞花岗岩; VAG—火山岛弧花岗岩; WPG—板内花岗岩; ORG—洋脊花岗岩

二、花岗岩构造环境判别的局限性

控制花岗岩岩浆形成的变量很多,其中包括压力、温度、挥发份和源岩,并由于岩浆动力学和围岩地壳的性质而显得更加复杂。因此,具有不同的地球动力学性质的构造地质环境并不是控制岩浆形成和侵位的唯一因素。而且,人们对各种构造地质环境的认识还不是很完整,对构造地质环境的划分也有各种不同的方法。因此,花岗岩类构造环境的经验判别方法只是一种经验方法,它不是绝对的。但是,由于每一个特定的构造地质环境确实具有其特殊的地质组成和动力学过程,因此可能形成特殊的花岗岩岩石组合,基于这一考虑,花岗岩类构造环境的判别是有意义的,对大地构造环境的划分是有帮助的。

Barbarin(1999)指出,花岗岩类与地球动力学环境之间的联系仍有许多疑问;此外,首先必须对花岗岩类进行正确定名和准确定年,并与构造地质资料相结合来进行构造环境解释;而经过仔细研究的花岗岩类可成功应用于地球动力学标志。岩石学、构造地质和地球动力学综合研究说明不同类型花岗岩类的成因在很大程度上受到地球动力学环境的制约,其中富角闪石钙碱性花岗岩类(ACG)一般侵入在俯冲带之上,形成大的岩基,而富钾的钙碱性花岗岩(KCG)经常与 ACG 伴生。阿尔金北缘的情况与这有些类似。

花岗岩构造环境分析的结果说明,处在阿尔金断裂两侧的塔里木东南缘(早古生代)和柴达木北缘(晚古生代)花岗岩类,其构造环境的演化过程是有差别的。这也说明了阿尔金断裂左行走滑的影响:它们原来并不相连。

第四节　花岗岩与成矿

阿尔金山花岗岩类与区域成矿作用的关系还不太清楚。部分花岗岩中含有数量不多的白钨矿、锡石和独居石。一些热液型矿床通常产于花岗岩类侵入体外接触带的石英脉中。在柴达木大门口的黄矿山二长花岗岩中可见多金属矿化。青海地质矿产局(1986)认为,中酸性侵入岩分异不好,甚至成岩基状产出,本身对成矿就不利。

本项目组地质调查的结果显示,阿尔金北缘早古生代中酸性侵入岩类与铜、金和多金属矿化具有以下关系:

1)为金矿化提供部分物质来源。如,大平沟西黑云母花岗岩(早古生代)与大平沟金矿在空间分布和产状上有直接关系,可能为该地区金矿化提供了部分物质来源。

2)直接参与成矿作用。如喀腊大湾细粒黑云母花岗岩(侵入年龄为 482±11Ma;为斑岩系的组成部分),岩体内部产出有一些含铜石英脉,为岩浆作用晚期热液成矿的直接证据。同时,在其上部产出有与同期火山作用有关的铜矿床(主要矿化围岩为流纹岩和硅质岩)。因此,该地区是寻找斑岩—块状硫化物矿床系列矿产的非常有利部位。

小　　结

通过以上分析,得到如下一些认识:

1)阿尔金山北缘地区(包括阿尔金断裂两侧的柴达木北缘和塔里木东南缘地区)深成岩类 R_1-R_2 分类图解说明,该地区深成岩类主要为闪长岩、英云闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩和辉长-苏长岩,并有少量橄榄辉长岩、正长辉长岩、二长辉长岩、辉长岩、闪长正长岩、二长岩、二长闪长岩、正长岩、石英正长岩,其中最普遍的是花岗闪长岩。

2)通过皮科克钙碱指数作图得到阿尔金北缘地区(包括阿尔金断裂两侧)所有中酸性深成岩类样品的总钙碱指数(*CA*)为 59.75,其中塔里木东南缘和柴达木北缘两个地区花岗岩类钙碱指数分别为 57.1 和 59.5,均处在 Peacock(1931)钙碱性岩系范围。其中塔里木东南缘花岗岩类与柴达木北缘花岗岩类相比具有相对较小的钙碱指数。这两个地区花岗岩类在时间演化上均具有 *CA* 指数逐渐变小的趋势;

塔里木东南缘花岗岩类在演化的晚期可能接近于碱钙性岩系,而柴达木北缘花岗岩类在演化的早期可能更具有接近于钙性岩系的性质。钙碱指数反映了阿尔金山北缘地区深成岩类的碱性程度不高;依据 Shand 指数可以把阿尔金山北缘地区花岗岩类划分为偏铝质和过铝质两种,只有在中生代时出现极少量的过碱质岩石。

3)钙碱性岩系在岩石化学上经常表现出明显的成分变异趋势。阿尔金山北缘地区花岗岩类各个常量元素对 Si 的变异图解中,可以看出各元素除 Na、K 外均与 Si 具有较明显的负相关关系,其中 Al 与 Si、Ca 与 Si 有很好的负相关关系。这说明随着花岗岩类岩石酸性的增加,除 Na、K 外的其余各元素均有较明显的减少。Na 随 Si 的增加而增加的趋势较不明显,趋势线较平;K 随 Si 的增加而增加的趋势则比较明显。

4)氧化物-lg *SI*(固结指数)图解说明,塔里木东南缘加里东期花岗岩类的岩浆演化比较完全,在各个氧化物对 lg *SI* 图解中均表现出明显的线性关系,说明岩浆演化过程中结晶分异作用较显著,同化混染作用不明显;海西期花岗岩类的岩浆演化则不很完全,并可能有同化混染作用的发生。柴达木北缘加里东期和海西期花岗岩类的岩浆演化具有继承关系,加里东期岩浆演化的终点与海西期岩浆演化的起点大致处在相当的位置而可以对接;在各个氧化物对 lg *SI* 图解中,线性关系表现均较为明显,说明各阶段岩浆演化过程中结晶分异作用较显著,同化混染作用不很显著。

5)塔里木东南缘花岗岩类大部分属于深熔成因或与深熔作用有关的花岗岩;在 La/ Sm-La 图解中,表现为结晶分离过程。

6)花岗岩类构造判别的 *AFM* 图解说明阿尔金山北缘地区花岗岩类属于典型的挤压环境下产物。其中,被阿尔金断裂分隔的塔里木东南缘花岗岩类和柴达木北缘花岗岩类可能具有不同的演化历史,前者为早古生代活动陆缘的岛弧环境演化而来,发育 I 型和 A 型两种花岗岩类,而后者为大陆弧环境演化的结果,只发育 I 型花岗岩类。深熔花岗岩类在塔里木东南缘较为重要。阿尔金山北缘地区缺少 S 型花岗岩,因此不显示大陆碰撞效应。

7)在 de la Roche R_1-R_2 多阳离子图解中,塔里木东南缘晋宁期、加里东期、海西期、印支期和燕山期花岗岩类大多处在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)构造环境,并在加里东期和燕山期出现深熔岩浆作用(同造山)环境,印支期有少量样品处在碱性/ 过铝质岩浆作用(造山后)环境。由加里东期到海西期,花岗岩类的演化符合闪长岩成分岩石的递进平衡部分熔融的熔体成分变化趋势,说明了该地区加里东和海西期花岗岩类岩石是由同一源区经不同程度的部分熔融而来,海西期的熔融程度比较高。

8)柴达木北缘花岗岩类在 de la Roche R_1-R_2 多阳离子图解中,吕梁期、晋宁期、加里东期和海西期花岗岩类大多处在破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)构造环境,并在海西期出现深熔岩浆作用(同造山)环境;印支期花岗岩类主要处在亚碱性深成岩(造山晚期)环境;燕山期花岗岩类处在深熔岩浆作用(同造山)环境,少量处在碰撞后抬升环境。由加里东期到海西期,花岗岩类的演化与塔里木东南缘花岗岩类完全相反,符合闪长岩成分岩石结晶分异的熔体成分变化趋势。

9)在 Maniar & Piccoli 构造环境判别图中,塔里木东南缘加里东期花岗岩类主要分为 IAG、CAG 和 POG 三种,少量可能为 CCG;海西期花岗岩可能由 IAG、CAG 组成。而柴达木北缘花岗岩类主要由 IAG 和 CAG 两种花岗岩组成,其中海西期主要为大陆弧花岗岩类(CAG),有少量后造山花岗岩类(POG)。

10)塔里木东南缘地区花岗岩类微量元素组合特征显示(火山)岛弧花岗岩性质。

11)阿尔金断裂两侧的塔里木东南缘和柴达木北缘地区深成岩岩体的年龄数据说明,它们形成于不同的时代,前者主要为早古生代,后者为晚古生代;只是在印支期和燕山期才有比较统一的深成岩冷却年龄。因此,阿尔金断裂两侧地块原来并不在一起,只是在后来的阿尔金断裂走滑运动中才被移置到一块。

总之,自早古生代以来阿尔金北缘地区构造环境的演化可能经历了从岛弧 + 大陆弧到中生代大陆造陆抬升以至新生代形成后造山花岗岩。其中塔里木东南缘可能为由岛弧环境演化而来,而柴达木北缘为由大陆弧环境演化而来。

第五章　阿尔金山火山岩类

第一节　火山岩的时代和分布

阿尔金山火山岩类主要分布在阿尔金北缘的 EW 向红柳沟-拉配泉-安南坝构造带和 NNE 向阿尔金断裂附近(图 5-1)。

前人研究中,对于阿尔金山地区火山活动的时期和分布都有不同的看法,特别是新疆地质矿产局(1993)和新疆地质局(1981,索尔库里和巴什考供幅区调报告),将该地区火山作用的时代主要归结为元古宙长城纪和蓟县纪。青海地质矿产局(1986)在俄博梁幅区调报告中划分出中-上奥陶统火山岩。笔者根据前人研究结果和部分测年数据,认为阿尔金地区的火山活动主要发生在古元古代及晚奥陶世,以下分述之。

一、元古宙火山岩

中新元古界火山岩主要发育在苏吾什杰和拉配泉北部等地区,岩石类型主要为玄武岩、粗玄岩、英安岩和流纹岩类,具有明显的基性-酸性双峰式火山岩组合特征(由于工作程度不够,我们认为其中很可能有部分火山岩是早古生代火山活动的产物)。其中玄武岩多数处在碱性系列,具有类似于大陆裂谷火山岩组合的性质。轻稀土元素中等程度富集,少数基性岩具有平坦型稀土配分型式;岩浆可能来源于亏损地幔;很可能是发育在地壳较薄的活动大陆边缘之上的裂谷,性质类似于过渡性裂谷或弧后盆地(车自成等,1995)。因此,在古元古代末至中元古代初,阿尔金地区还处在地壳活动性较大的状态。此时在塔里木地块一侧,变质基底的下部曾发生一次强烈的混合岩化作用,导致了地壳厚度增大和活动性减弱。

索尔库里-拉配泉一带(索尔库里北山)大陆架沉积序列叠层石大理岩和石英岩中夹有零星分布的浅变质火山岩,以熔岩为主,缺乏火山碎屑岩,有流纹岩和英安岩等,其中流纹岩的年龄为 930Ma(ID-TIMS 锆石 U-Pb 年代分析;Gehrels et al .,1999,2003a),具有被动大陆边缘性质。

索尔库里南山(阿尔金断裂之南)分布有流纹岩、英安岩、安山岩和少量玄武岩类。崔军文等(1999)认为该套火山岩与该地区零星出露的基性-超基性岩共同组成索尔库里元古宙蛇绿岩带。不过,该带时代不明,不能与阿尔金断裂北边的元古宙被动大陆边缘相对比,而可能应该与苏吾什杰等地的火山岩进行对比。

元古宙火山岩由于经过长期多次的构造运动和变质作用已失去其原来的面目,这里不做详细讨论。

二、奥陶纪火山岩

阿尔金山北缘地区的古生代火山岩类具有多种类型,其中部分与蛇绿岩伴生,表现为双峰式的岩石组合,主要组成岩石为玄武岩、流纹岩和少量的粗面玄武岩、玄武质粗面安山岩和英安岩。

晚奥陶世火山活动极盛,形成自西而东近东西向展布的巴什考供-喀腊大湾-拉配泉-910 石棉矿火山岩带,往东向正常沉积岩过渡。南北宽约 10km,东西长约 200km。估计出露面积为 700km^2 之多。火山岩主要分布在扎斯勘赛河、恰什坎萨依(及红柳泉)、马特克布拉克、红柳沟、科斯曼北坡、大平沟、喀腊大湾、乌鲁克尼齐勒萨依、拉配泉、苦水河、910 石棉矿等地区。火山岩的厚度,在扎斯勘赛河为 1000m 左右,在喀腊大湾地区为 6200m 左右,而在拉配泉地区为 287～855m。拉配泉地区火山岩厚度的变薄,除与原始产状有关外,也可能与阿尔金断裂的挤出有关。

根据拉配泉西边流纹岩的年龄为大约为 480Ma(ID-TIMS 锆石 U-Pb 年龄;Gehrels et al .,1999),确定其为早古生代火山岩。

第二节　火山岩类型

一、熔　岩　类

基性岩类主要有枕状玄武岩(图 5-2)、球颗玄武岩、角闪粗玄岩、拉斑玄武岩、细碧岩(杏仁状玄武岩)、橄榄玄武岩等。



图 5-2　拉配泉地区枕状玄武岩

玄武岩:浅灰绿-灰绿色,变余辉绿结构,粗玄结构,有时可见嵌晶含长结构,变余流动构造,块状构造。岩石由基性斜长石(45%～50%)、辉石(约 40%)、帘石(约 10%)及少量钛铁矿、磁铁矿和榍石组成。基性斜长石呈半自形晶板条状,形成格架状分布,普遍具有黝帘石化、绢云母化、绿泥石化等次生变化而使得聚片双晶纹模糊不清。辉石呈半自形-他形粒状,多被次闪石、绿泥石和方解石等矿物交代。玄武岩经常形成灰质胶结的枕状熔岩和结晶灰岩中的火山蛋构造,有时还具有球颗玄武岩构造。

酸性岩类主要有英安岩、流纹英安岩、碱长流纹岩、霏细岩、霏细斑岩、碱长粗面岩、石英安粗岩等。

英安岩:灰绿色,斑状结构,块状构造。斑晶由斜长石(约 2%)、钾长石(约 3%)及少量石英组成,粒径为 0.5～2.5mm。斜长石多为半自形粒状,*An*29,为更-中长石。钾长石为半自形粒状,具格子双晶,为微斜长石。基质由斜长石(约 50%)、钾长石(约 24%)、石英(约 20%)和少量榍石及不透明矿物组成。基质中斜长石呈板状,具绿泥石化;石英为他形粒状,具波状消光。

流纹英安岩:浅灰绿色,斑状结构,略具流动构造。斑晶由石英(约 4%)、条纹长石(约 5%)、片状黑云母(约 1%,绿泥石化并析出含钛矿物)和少量斜长石组成。基质由斜长石(约 35%)、钾长石(约 15%)、石英(约 25%)和蚀变形成的绢云母(约 15%)组成。

碱长流纹岩:浅灰色至灰褐色,斑状结构,基质为微粒结构或变余霏细结构,具流动构造。斑晶由钾长石(10%～15%)、石英(约 1%)、少量钠长石及黑云母(假象,蚀变为绿泥石,有铁质析出)组成。钾长石呈自形柱状、板状晶体,具极细的格子双晶和条纹状构造,条纹极不规则,蚀变微弱。石英呈他形粒状,常具波状消光。钠长石呈自形柱状和聚片双晶,偶见钾长石条纹。基质(80%～85%)由钾长石、钠长石、石英及少量假象黑云母、绢云母、不透明金属矿物、磷灰石、锆石组成。

霏细岩:灰绿色-绿灰色,微具片理化,变余霏细结构或显微鳞片花岗变晶结构,片理化构造。岩石由霏细状的长石、石英(89%)和显微鳞片状绿泥石、绿帘石(10%)及微量磁铁矿微粒组成。岩石中可见少量黄铁矿细脉及石英和碳酸盐细脉。

碱长粗面岩:灰色,斑状结构,基质具粗面结构,流动构造。斑晶由钾长石(约 1%)、钠长石(约 1%)

组成,粒径 0.3～2.5mm。基质由钠长石(约 35%)、钾长石(55 约 60%)、黑云母(约 2%)、石英(约 1%)、锆石、不透明金属矿物及少量杏仁体组成。黑云母和蚀变形成的绢云母在岩石中形成层纹。石英呈他形粒状分布于其它矿物间隙中,具波状消光现象。杏仁体呈椭圆状,由石英及帘石类矿物充填。

二、熔岩火山碎屑岩类

主要有变质含角砾熔岩凝灰岩、千枚状酸性熔岩凝灰岩等。

变质含角砾熔岩凝灰岩:浅灰绿色,具变余角砾状结构,变余凝灰结构,块状构造。角砾含量为 30%～35%,粒径 2～20mm 不等,角砾成分为碱长流纹岩、凝灰岩等。含有碱长流纹岩岩屑和条纹长石、钠长石晶屑,火山灰含量约 45%。

千枚状酸性熔岩凝灰岩:浅灰绿色-褐灰色,变余凝灰结构,千枚状构造。变余熔岩具斑状结构。含有少量碱长流纹岩、碱长粗面岩岩屑及钾长石、钠长石斑晶。

三、火山碎屑岩类

主要有凝灰岩、沉火山角砾凝灰岩、沉凝灰岩等。

第三节　火山岩岩石化学

阿尔金北缘地区火山岩岩石化学数据见表 5-1。在 TAS 分类图(图 5-3)上,可以看出,该地区火山岩主要分布在基性和酸性这两个成分区域,缺少中性成分(玄武安山岩非常少见),从而表现出双峰式火山岩岩石组合的特征。岩石主要为玄武岩和流纹岩,有少量粗面玄武岩、玄武粗安岩(有可能与蚀变有关)和英安岩。岩石化学成分基本上处在 Irvine 分界线的下方,为亚碱性系列。

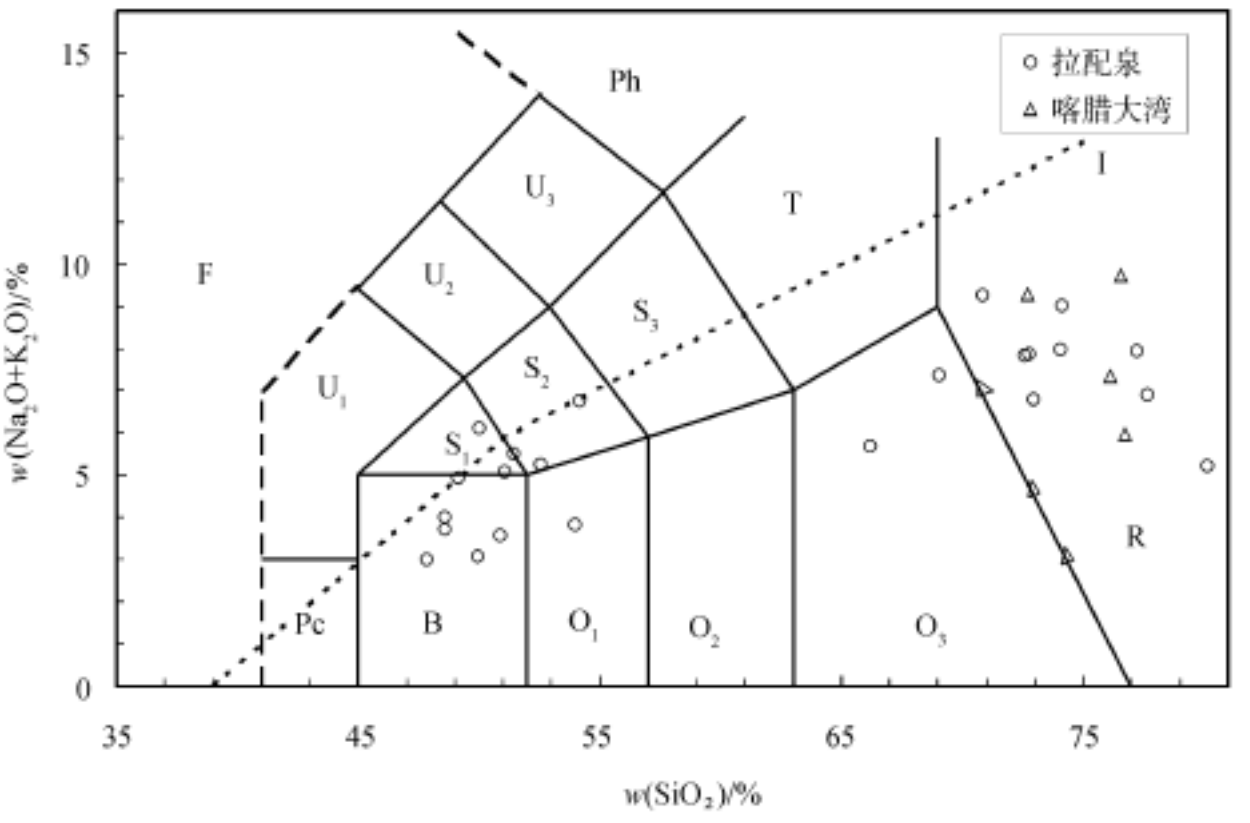


图 5-3　阿尔金北缘地区双峰式火山岩组合全碱-二氧化硅(TAS)图解

(分类据 Le Bas et al., 1986)

O—SiO_2 过饱和;S—SiO_2 饱和;U—SiO_2 不饱和。F—副长石岩;Pc—苦橄玄武岩;B—玄武岩;O_1—玄武安山岩;O_2—安山岩;O_3—英安岩;R—流纹岩;S_1—粗面玄武岩;S_2—玄武质粗面安山岩;S_3—粗面安山岩;T—粗面岩(Q < 20%),粗面英安岩(Q > 20%);U_1—碱玄岩(Ol < 10%),碧玄岩(Ol > 10%);U_2—响岩质碱玄岩;U_3—碱玄质响岩;Ph—响岩;I—Irvine(1971)分界线,上方为碱性,下方为亚碱性。(喀腊大湾火山岩数据丢失,图中给出了大致位置)

表 5-1　阿尔金北缘地区早古生代火山岩化学成分　(w_B/ %)

	样品号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	总量
1	1904-2	球颗玄武岩	49.50	1.15	15.34	4.73	3.98	0.18	5.44	13.35	3.22	0.26	0.19	2.67	100.01
2	97051-2	碱性玄武岩	50.07	2.92	13.11	3.55	9.55	0.12	5.33	4.17	3.36	0.20	0.38	7.25	100.01
3	97054-3	玄武岩	47.14	3.52	13.21	6.79	8.95	0.25	5.24	7.98	2.40	1.20	0.39	2.92	99.99
4	9-1	粗玄岩	48.75	0.16	16.70	3.86	4.18	0.15	8.83	11.41	2.21	0.81	0.57	2.31	99.94
5	1606-6	流纹岩	79.20	0.16	9.91	0.54	1.68	0.10	1.11	0.84	4.37	0.79	0.11	1.22	100.03
6	1606-8	流纹岩	73.60	0.13	13.08	1.58	1.05	0.05	0.30	0.40	4.40	4.54	0.13	0.73	99.99
7	1608-3	流纹岩	69.94	0.26	14.72	1.76	1.15	0.08	0.71	0.79	5.43	3.71	0.15	1.30	100.00
8	1608-4	英安岩	64.08	0.76	14.05	2.48	3.25	0.27	2.85	3.40	4.62	0.90	0.19	3.19	100.04
9	1830-1	流纹岩	79.69	0.23	10.08	0.14	1.55	0.04	1.27	0.25	3.08	2.35	0.10	1.22	100.02
10	1638-6	流纹岩	73.16	0.17	13.88	1.52	0.28	0.07	0.29	0.23	3.19	6.12	0.13	0.93	99.97
11	IXP6GS4	玄武岩	46.22	0.94	16.77	2.01	7.35	0.14	9.32	10.66	2.39	0.52	0.14	3.46	99.92
12	IXP10GS15	蚀变玄武岩	49.08	1.29	16.26	2.12	7.25	0.13	4.74	7.25	4.7	0.2	0.32	3.94	97.28
13	IXP10GS6	蚀变玄武岩	47.1	1.25	16.28	2.88	7.25	0.18	8.12	7.79	3.29	1.45	0.29	3.68	99.56
14	IXP10GS18	蚀变玄武岩	46.58	1.56	16.34	2.1	7.98	0.22	7.34	9.69	2.9	0.93	0.18	3.24	99.06
15	IXP10GS25	蚀变玄武岩	49.58	0.99	15.77	2.22	6.08	0.14	7.42	9.79	2.9	2.05	0.18	2.18	99.3
16	IXTGS8	蚀变玄武岩	46.36	1.55	15.77	1.52	8.48	0.25	7.72	5.09	3.92	1.75	0.32	4.8	97.53
17	IXDGS440	玄武岩	52.32	1.44	14.36	2.18	7.25	0.19	6.27	5.81	6.04	0.49	0.2	2.66	99.21
18	IXP6GS1	流纹岩	72.63	0.24	12.43	0.53	2.65	0.01	1.3	0.41	2.3	5.53	0.07	1.4	99.5
19	IXP6GS5	流纹岩	77.01	0.13	11.94	0.4	1.43	0.03	0.3	1.04	4.69	2.16	0.05	0.94	100.12
20	IXP11GS5	流纹岩	71.67	0.34	12.97	0.18	3.45	0.05	0.55	1.39	4.58	3.19	0.12	1.42	99.91
21	IXP10GS21	碱长流纹岩	71.4	0.25	14.38	1.51	1.65	0.05	0.74	0.6	6.8	0.9	0.07	1.22	99.57
22	IXP6GS12	碱长流纹岩	76.91	0.07	11.78	1.23	1.2	0.02	0.29	0.12	4	3.91	0.04	0.72	100.29
23	IXDGS92	碱长流纹岩	70.52	0.35	13.81	0.39	2.3	0.05	0.39	2.18	4	2.59	0.09	1.24	97.91
24	IXDGS57	火山角砾岩	49.41	2.34	16.77	2.33	6.55	0.14	4.26	8.61	3.88	1.41	0.41	2.84	98.95
25	IXP10GS4	凝灰岩	67.28	0.6	13.24	0.15	5.98	0.09	1.9	0.81	4.29	2.89	0.23	2.2	99.66
26	XXVIII-11	英安岩	73.00	0.32	11.72	1.79	3.36	0.06	1.64	0.46	1.60	2.42	0.06	2.16	98.59
27	XXVIII-14	霏细岩	75.45	0.28	10.22	2.50	3.24	0.05	0.49	0.81	2.46	3.30	0.06	0.85	99.71
28	XXVIII-18	霏细斑岩	76.19	0.25	12.43	1.20	0.56	0.03	0.46	0.39	6.72	0.40	0.05	0.64	99.32
29	XXVIII-33	晶屑凝灰岩	70.69	0.39	14.16	2.17	1.18	0.05	0.66	2.78	6.78	0.35	0.04	0.54	99.79
30	XXVIII-35	霏细斑岩	71.88	0.27	12.58	2.75	2.10	0.05	0.95	2.13	5.48	0.37	0.04	0.92	99.52
31	XXVIII-44-1	霏细岩	71.73	0.30	14.16	0.90	1.36	0.05	0.94	2.43	6.46	0.86	0.07	0.83	100.09
32	2632	霏细岩	77.75	0.17	11.01	0.22	0.28	0.00	0.16	0.12	0.24	9.80	0.03	0.05	99.83
33	AR-36	玄武岩	49.98	2.37	12.99	2.43	10.11	0.08	6.35	4.59	3.55	0.42	0.21	2.66	95.74

数据说明:序号 1～10 为本次研究样品,其中 1～9 为拉配泉,10 为喀腊大湾样品,由北京大学地质系测试。序号 11～25 为拉配泉样品,据青海地质矿产局(1986)。序号 26～32 为喀腊大湾样品,据新疆地质局(1981)。序号 33 为拉配泉样品,据崔军文等(1999)。

粗面玄武岩和玄武粗安岩中,绝大多数具有富钠特征,即 $Na_2O - 2.0 > K_2O$,可以进一步划分为夏威夷岩(粗面玄武岩)和橄榄粗安岩(玄武粗安岩)。玄武岩、流纹岩和英安岩中都可以进一步划分出低钾、中钾和高钾类别(见图 5-4)(这里高钾与钾质含义完全不同)。流纹岩的过碱性指数($Na_2O + K_2O$)(分子比)均小于 1,说明没有过碱性流纹岩的存在。

同一系列中火山岩是岩浆长期演化的产物,表现在矿物和化学成分变化上具有明显的规律性。都

城秋穗将火山岩归纳为三个系列:拉斑玄武岩系列、钙碱性系列和碱性火山岩系列。在 $w(SiO_2)$—$w(TFeO)/w(MgO)$图解(图 5-5)中,玄武岩大部分处在拉斑系列,少数处在钙碱系列可能范围。因此,可以认为阿尔金北缘地区的玄武岩主要为中钾和高钾的亚碱性拉斑玄武岩系列。而其中的酸性火山岩(主要为流纹岩),在 AFM 图解(图 5-6)中处在钙碱性系列范围,并表现为一定的演化趋势。因此,虽然阿尔金北缘早古生代火山岩表现为双峰式火山岩岩石组合的特征,但是它们可能主要为两种岩石组合:拉斑玄武岩系列(拉配泉玄武岩类)和钙碱性系列(喀腊大湾-拉配泉流纹岩类)。特别是与喀腊大湾流纹岩有关的一些玄武岩,在阿尔金北缘地区所占分量较小,可能来源于双峰式钙碱性系列火山岩。

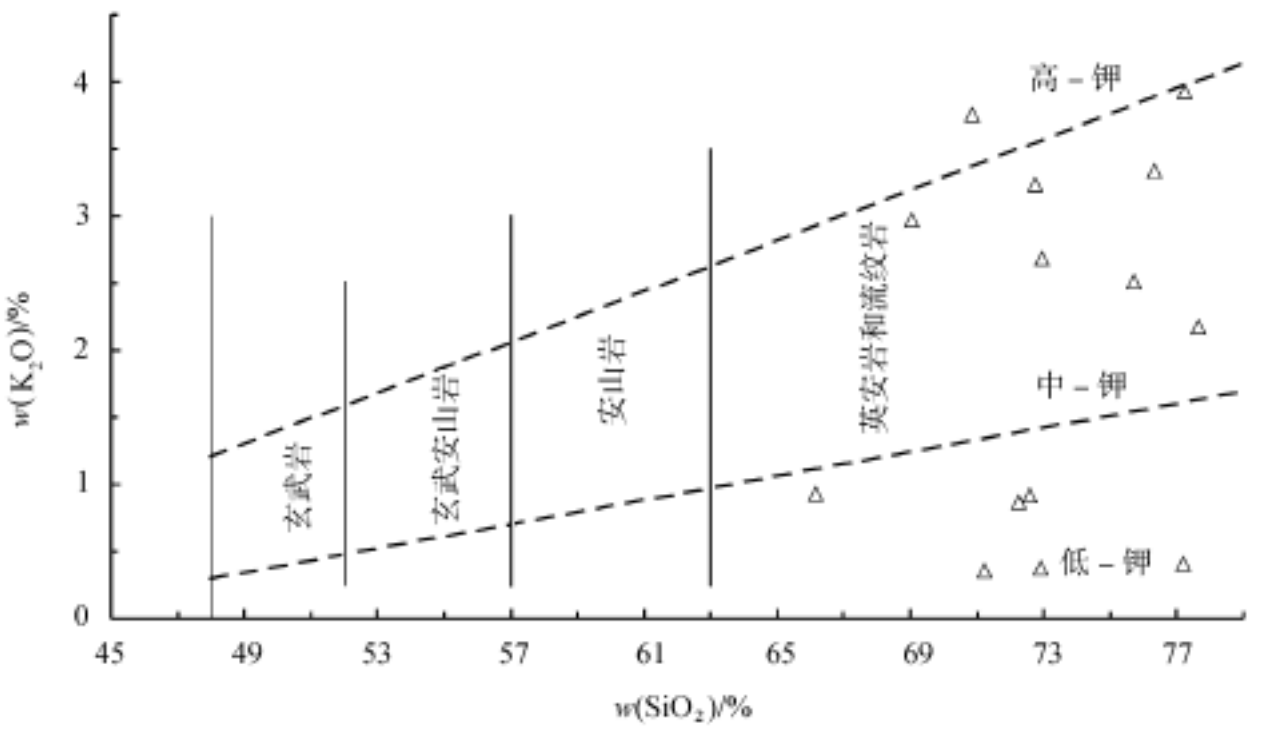


图 5-4　玄武岩类、玄武安山岩类、安山岩类、英安岩类和流纹岩类的低钾、中钾和高钾划分

岩石分类名称由 TAS 图解确定(据 Le Maitre, 1989, 1991)

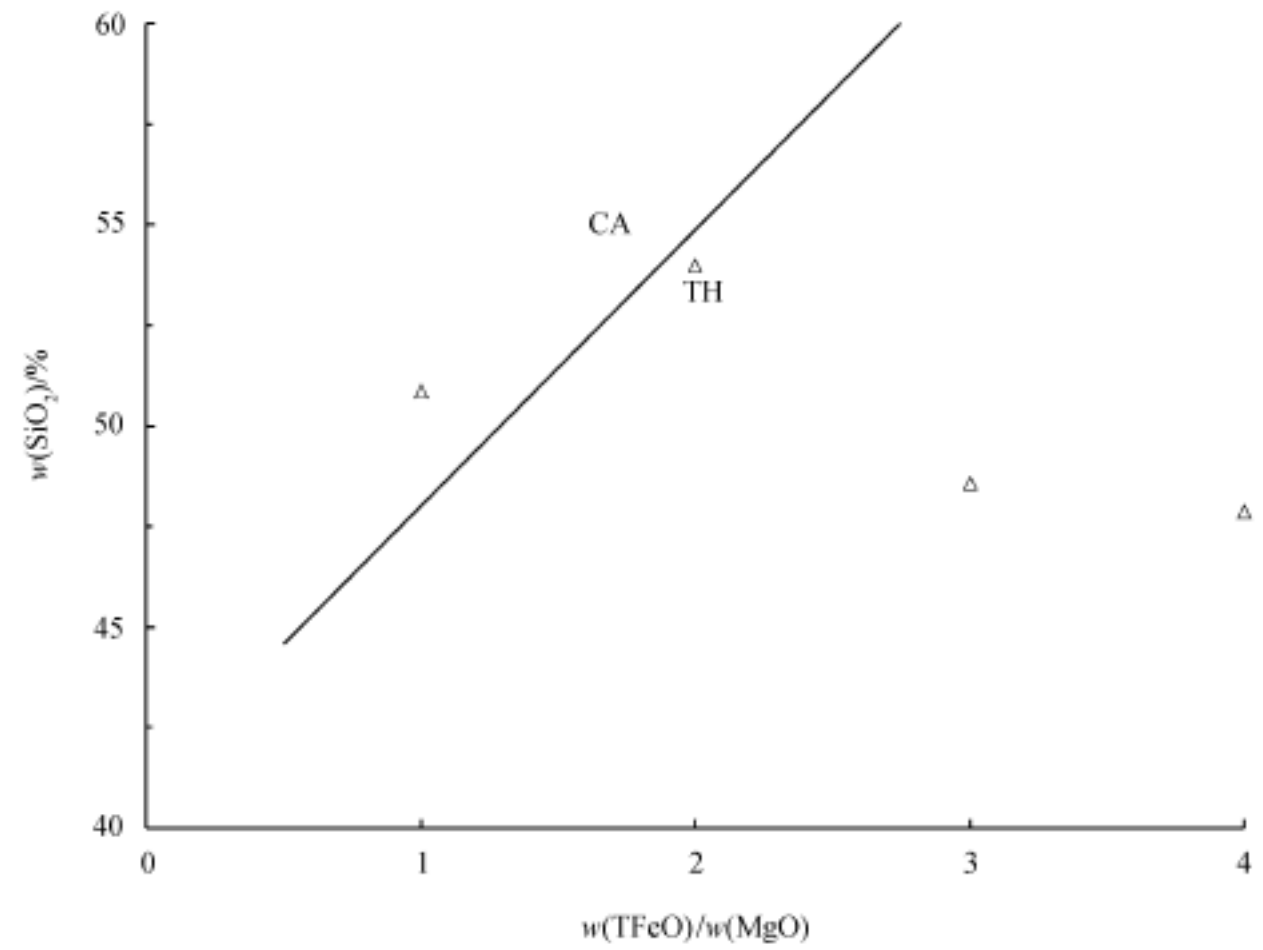


图 5-5　拉配泉地区玄武岩 $w(SiO_2)$- $w(TFeO)/w(MgO)$图解

(分界线据 Miyashiro, 1974, 1975)

CA—钙碱系列; TH—拉斑系列

火山岩产状也说明该地区存在多种类型的火山建造。拉配泉具枕状构造的玄武岩并不与喀腊大湾-拉配泉以流纹岩为主的火山岩组合处在一个层位,它们之间为断层接触。前者与海底火山喷发有关,可以划归为前造山期细碧角斑岩/ 变拉斑玄武岩建造,与洋中脊构造环境关系更为密切;而后者与阿尔金北缘早古生代造山带岛弧岩浆作用有关,可以归为晚造山期流纹岩建造,是汇聚板块边缘的特有产物。它们形成的时代有先后(前者可能早于后者),并具有一定的距离,后来因断裂构造作用而叠置在一块。

细碧角斑岩的 Na_2O 含量大于 4%,而变拉斑玄武岩建造具有 Na_2O 含量低、CaO 含量高的特点,而本地区玄武岩两者都有。如果把细碧角斑岩作为变拉斑玄武岩的一种特殊相,则它们应该具有相同成因。

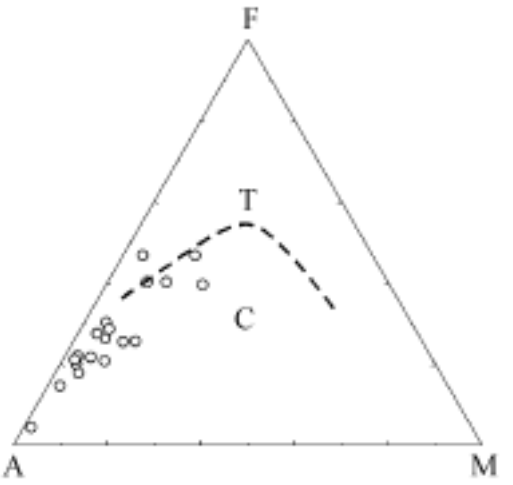


图 5-6　酸性火山岩 AFM 图解
(分界线据 Irvine et al., 1971)
A = $w(K_2O + Na_2O)$; F = $w(FeO) + 0.9\,w(Fe_2O_3)$; M = $w(MgO)$
T—拉斑玄武岩系列;C—钙碱性系列

第四节　微量和稀土元素地球化学

一、微量元素地球化学

微量元素地球化学是研究微量元素在地球(包括部分天体)各部分的分布、化学作用及化学演化的学科。由于微量元素的特殊性质,作为一种地球化学指示剂,微量元素在成岩、成矿作用及地球(包括部分天体)的形成及演化等研究中发挥了重要作用,学者们将之誉为地球化学指示剂、示踪剂、探途元素、指纹、监测剂等(赵振华,1997)。

增田彰正(Akimasa Masuda, 1962), Coryell & Shilling(1963)对稀土元素地球化学行为进行了定量解释,他们分别提出稀土元素的球粒陨石标准化作图法,即增田彰正-科里尔图解,在这种图解中,样品的稀土元素含量对球粒陨石标准化后的比值是原子序数的函数,地球上各种岩石的稀土元素含量在这种图解中构成对数平滑直线。这种作图法揭示了稀土元素之间相似的地球化学性质及某些稀土元素,如铕、铈的特殊地球化学行为。尔后,增田彰正(1966)根据地球原始成分相当于球粒陨石和地球岩石圈在某一时期曾发生广泛熔融等假设,利用稀土元素在固相-液相间分配系数的基本规律,对地壳、地幔的形成机理作了理论分析,进行了壳幔分异的定量计算,提出了“固体型”和“液体型”稀土元素分布模式。

Gast(1968)在其论文“微量元素的分异与拉斑玄武岩和碱性岩浆的成因”以及其他工作中,首次提出矿物/ 熔体分配系数概念并将其引进部分熔融模型中,使岩石成因的定量模型计算成为现实;将微量元素与同位素联合应用讨论地球化学问题。稀土元素(REE)、Rb、Sr、Ti、Nb 等及 Rb/ Sr、Sm/ Nd、Al_2O_3/ TiO_2、U/ Pb、La/ Sm、La/ Yb、Eu/ Eu^* 等比值已广泛应用于各种不同的同位素体系中。

地球化学文献中常将地壳中除 O、Si、Al、Fe、Ca、Mg、Na、K、Ti 等九种元素以外的其它元素统称为微量元素。主要元素与微量元素的区分是相对的。Gast(1968)认为,微量元素是指不作为体系中任何相的主要组分(化学计算)存在的元素。化学过程中实际起作用的是摩尔浓度,因此,微量元素的严格定义应是:在研究的地质体系中含量低到可以用稀溶液定律描述其行为的元素,称为微量元素(根据赵振华,1997 概念修改)。

按其在元素周期表中的位置,可以进行微量元素的化学性质分类,如稀碱金属 Li、Rb、Cs 等;稀有元素 Be、Nb、Ta、Zr、Hf 等;稀土元素(La 等、Y);过渡族元素 TME(Fe、Co、Ni、V、Ti、Cd、Cu 等)。

以微量元素在固相-液相(气相)间分配特征分类,可分为不相容(incompatible)元素和相容元素。以微量元素在熔融过程中挥发与难熔程度分类,可分为挥发元素与难熔元素。

在地球(地壳)形成和演化过程中,很多元素在从地核到地壳的垂直方向上发生过分离作用。

Shcherbakov(1974)发现,元素在地球外圈(如岩石圈)的富集程度,即“离心力”随其化学活动性增加而增加,而随化学活动性化合物的密度及丰度的减少而增加。陨石是地球的初始物质,元素在陨石中的丰度 μ 代表其初始浓度。玄武岩是地幔熔融的产物,元素在玄武岩中的丰度 *V* 也是元素离心程度的基本参数。页岩是地壳中分布较广的沉积岩,一般把页岩中元素丰度 *C* 作为地壳丰度的代表。因此,这三个参数(μ、*V*、*C*)之间的关系是划分元素在地球形成演化过程的基本参数,根据 *V*/ μ、*C*/ *V* 值可以将元素划分为以下五组:①向心元素 C1(Centripetal elements): *V*/ μ < 1、*C*/ *V* < 1,包括 Mg、Cr、Fe、Co、Ni、Cu、Ru、Rh、Pt、Os、Ir、Pd、Au 等。②最小离心元素 C2(Minimal-centrifugal elements): *V*/ μ > 1、*C*/ *V* < 1,包括 P、Na、Ca、Sc、Ti、V、Mn、Zn、C、N、Cl、Br、I 等。③弱离心元素 C3(Deficiency-centrifugal elements): *V*/ μ < 1、*C*/ *V* > 1,包括 Ga、Ge、As、Se、Sn、Te、Bi、Re、Mo 等。④离心元素 C4(Centrifugal elements): *V*/ μ > 1、*C*/ V > 1,包括 Li、Rb、Cs、Sr、Ba、Y、RE、Zr、Hf、Nb、Ta、Th、B、Al、In、Tl、Si、Pb、Sb、U、F、O 等。⑤最大离心元素,指在水圈、气圈和有机质中丰度高于陨石、玄武岩和页岩中丰度的元素。

二、微量元素特征

阿尔金北缘地区早古生代火山岩微量元素分析数据见表 5-2。

在微量元素方面,基性火山岩与酸性火山岩具有明显不同的特征。玄武岩类岩石中普遍具有较低的 Sr 含量,而流纹岩类岩石中除个别含有与玄武岩相当的 Sr 含量以外,绝大部分 Sr 含量更低。放射性生热元素的丰度普遍较高,Th 含量处在 1.5×10^{-6}～31.5×10^{-6}范围内,其中流纹岩类岩石更是具有明显高的丰度。不活动元素 Nb、Ta、Zr、Hf 中,除个别样品外,流纹岩类岩石较玄武岩类具有较高的丰度。

表 5-2　阿尔金北缘地区早古生代火山岩微量元素含量　(w_B/ 10^{-6})

样品号	岩石名称	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	Cr	Y
1	1904-2	球颗玄武岩	7.4	305	44	5.05	0.75	55.9	1.51	5.34	257	19.4
2	97051-2	碱性玄武岩	5	153	153	16.6	3	229	6.2	7.17	38.8	45.67
3	97054-3	玄武岩	37.4	258	350	31.4	5.08	279	7.37	4.74	120	52.41
4	9-1	粗玄岩	27.4	140	226	3.5	0.5	53.7	1.68	1.51	340	19.68
5	1606-6	流纹岩	57.4	80	46	36.2	4.68	335	8.61	11.14	38.2	73.96
6	1606-8	英安岩	136	33	230	43.5	5.35	309	10.07	31.41	39.4	50.61
7	1608-3	英安岩	77.7	62	661	44.4	6.55	145	4.82	27.53	26.6	45.28
8	1608-4	流纹岩	21.3	247	146	36.7	4.33	146	4.52	24.5	39.4	39.36
9	1830-1	流纹岩		53	437						15.6	25.83
10	1638-6	英安岩	134	11	913	22.1	1.9	166	4.74	19.92	30.3	23.64

注:采样地点:1—9 为拉配泉,10 为喀腊大湾。样品由北京大学地质系测试。

三、稀土元素特征

火山岩稀土元素分析数据见表 5-3。表 5-4 给出了计算的稀土元素特征参数。

玄武岩类稀土总量变化范围较大,ΣREE 为 41.28×10^{-6}～201.49×10^{-6},LREE/ HREE 为 2.88～6.63,为轻稀土微弱富集的近平坦型配分型式;$(La/Yb)_N$ = 1.52～3.8,δ(Ce) = 0.91～1.1,δ(Eu) = 0.84～1.15。

流纹岩类稀土总量变化范围不大,ΣREE 为 289.77×10^{-6}～392.54×10^{-6},LREE/ HREE 为 6.92～21.95,为轻稀土富集型配分型式,$(La/Yb)_N$ = 3.43～5.75,δ(Ce) = 1.038～1.07,铕异常不明显,δ(Eu) = 0.10～0.50,具明显的负铕异常。

表 5-3　阿尔金北缘地区早古生代火山岩稀土元素含量　(w_B/ 10^{-6})

	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	1904-2	5.87	13.6	2.11	10.54	3.66	1.64	5.15	0.79	4.28	0.92	2.28	0.34	1.86	0.31	19.4
2	97051-2	23.99	53.71	6.92	30.99	7.78	2.41	9.83	1.54	9.05	2.14	5.97	0.88	4.78	0.75	45.67
3	97054-3	27.35	72.47	8.55	39.35	10.14	3.69	13.52	1.98	9.99	2.22	5.73	0.87	4.85	0.78	52.41
4	9-1	4.63	9.9	1.47	7.42	2.57	0.92	3.74	0.62	3.81	0.92	2.52	0.39	2.06	0.31	19.68
5	1606-6	55.65	114.9	12.44	49.26	10.02	0.57	13.93	2.29	12.79	2.83	8.37	1.4	8.22	1.21	73.96
6	1606-8	84.29	169.3	17.32	63.06	11.83	0.45	14.8	1.94	10.03	2.12	5.82	0.88	5.15	0.83	50.61
7	1608-3	66.02	138.8	14.76	57.39	11.13	1.97	14.01	1.88	10.33	2.21	5.76	0.88	4.87	0.78	45.28
8	1608-4	57.76	120.3	13.3	50.35	10.6	1.78	12.16	1.69	9.15	2	5.15	0.76	4.11	0.66	39.36
9	1830-1	86.43	169.7	17.9	63.48	12.43	2.18	14.02	1.92	9.88	2.14	5.77	0.9	4.99	0.8	25.83
10	1638-6	70.91	135.8	13.5	44.38	7.76	1.23	8.9	1	4.68	1.08	2.93	0.43	2.37	0.38	23.64

注:岩石名称和采样地点同表 5-1。样品由北京大学地质系测试。

表 5-4　阿尔金北缘地区早古生代火山岩稀土元素特征参数

	样品号	岩石名称	ΣREE	LREE/ HREE	$(La/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$	$(Gd/Yb)_N$	δEu	δCe
1	1904-2	球颗玄武岩	53.35	3.95	2.13	1.01	2.23	1.15	0.930
2	97051-2	碱性玄武岩	160.74	5.40	3.38	1.94	1.66	0.84	1.003
3	97054-3	玄武岩	201.49	6.63	3.80	1.70	2.25	0.96	1.141
4	9-1	粗玄岩	41.28	2.88	1.52	1.13	1.47	0.91	0.913
5	1606-6	流纹岩	293.88	6.92	4.56	3.49	1.37	0.15	1.051
6	1606-8	英安岩	387.82	13.49	11.00	4.48	2.32	0.10	1.066
7	1608-3	英安岩	330.79	11.38	9.14	3.73	2.32	0.48	1.070
8	1608-4	流纹岩	289.77	11.32	9.47	3.43	2.39	0.48	1.045
9	1830-1	流纹岩	392.54	13.87	11.70	4.37	2.27	0.50	1.038
10	1638-6	英安岩	295.35	21.95	20.20	5.75	3.03	0.45	1.056

注:采样地点同表 5-1。ΣREE(稀土总量)单位为 10^{-6},不包括元素 Y。

第五节　火山喷发的构造环境及其火山岩演化

一、火山喷发的大地构造环境

阿尔金山北缘地区由镁铁质和长英质火山岩组成了双峰式火山岩组合,其中的玄武质岩石端员是地幔部分熔融的产物。岩石化学分析说明阿尔金北缘地区的酸性火山岩主要为钙碱性火山岩,是活动大陆边缘或者岛弧环境的产物。玄武岩中部分钙碱性成分者也有可能是活动陆缘或岛弧环境下的产物。

玄武岩 MgO-TFeO-Al_2O_3 图解(图 5-7)中,多数投在洋脊和洋底区,其次有一些样品投在造山带区,还有少量样品投在大陆区。

玄武岩成分在 ATK 图解(图 5-8)中,一部分样品处在洋脊玄武岩区,另一部分样品处在造山带玄武岩区,而缺少大陆裂谷型玄武岩。

在 Mullen(1983)提出的以少量氧化物 MnO×10-TiO_2-P_2O_5×10 图解(图 5-9)中,玄武岩可能的主要类型为岛弧拉斑玄武岩(IAT),少量处在大洋岛屿拉斑玄武岩(OIT)范围,并有几个样品分别处在大洋岛屿碱性玄武岩(OIA)和洋中脊玄武岩(MORB)区,没有样品处在钙碱性玄武岩(CAB)区。

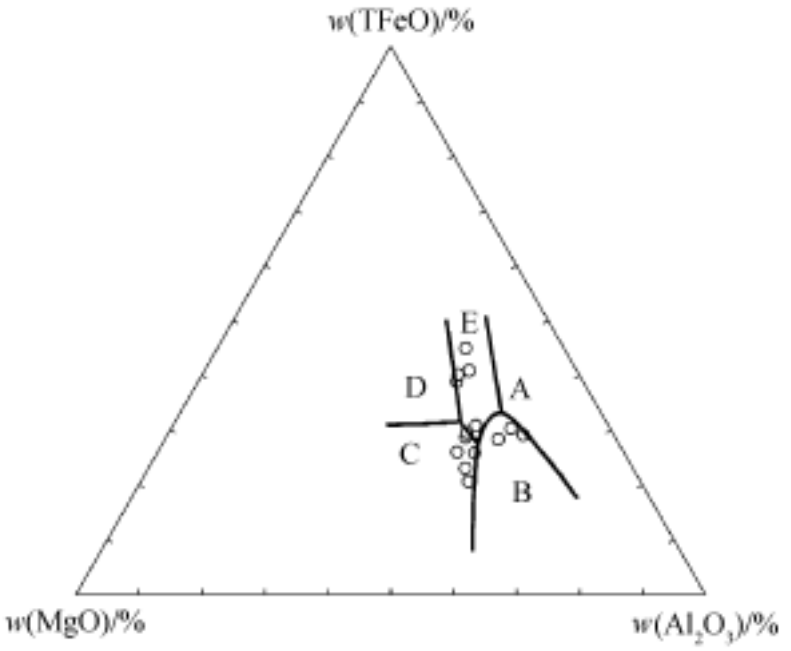


图 5-7　阿尔金北缘地区玄武岩

$w(MgO)$-$w(TFeO)$-$w(Al_2O_3)$**图解**

A—**扩张中心岛**;B—**造山带**;C—**洋脊和洋底**;D—**洋岛**;E—**大陆**

(**据** Pearce, 1977)

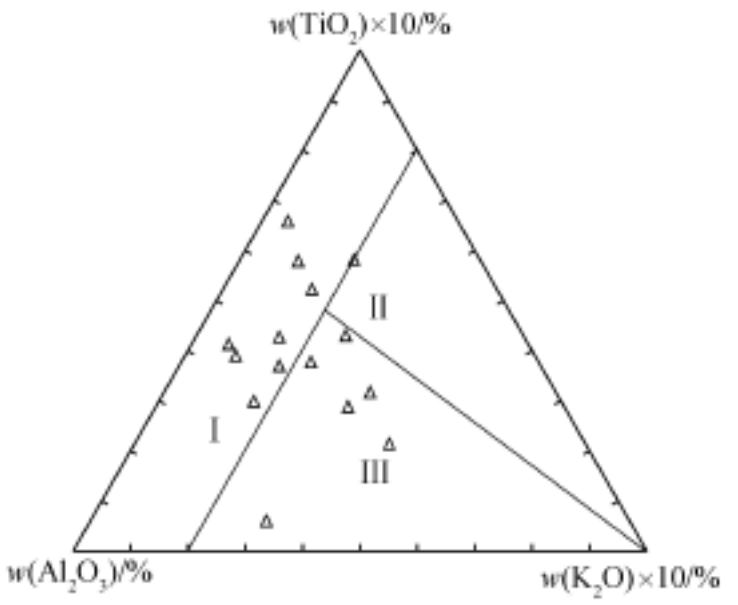


图 5-8　阿尔金北缘地区玄武岩 ATK 图解

(**图解据莫宣学等**, 1998)

Ⅰ—洋脊玄武岩区;**Ⅱ—大陆裂谷型玄武岩区**;

Ⅲ—造山带玄武岩及安山岩区(**弧玄武岩等**)

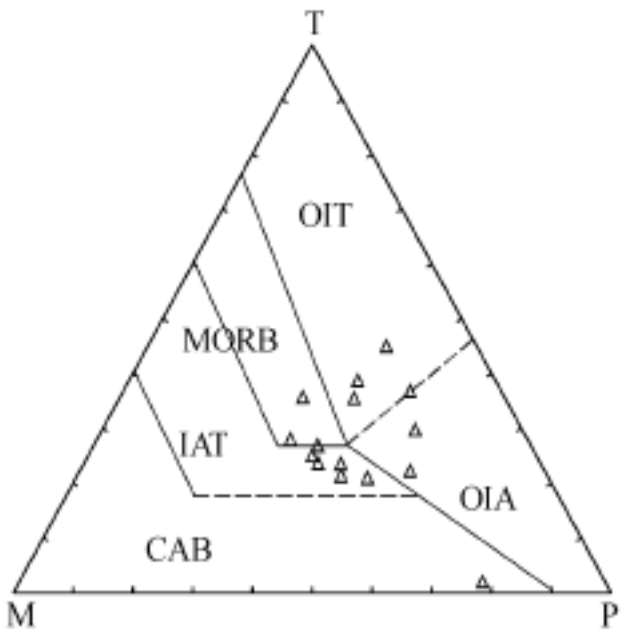


图 5-9　阿尔金北缘地区玄武岩 MTP 图解

(**分区据** Mullen, 1983)

M—10× $w(MnO)$; T—$w(TiO_2)$; P—10×$w(P_2O_5)$; OIT—**大洋岛屿拉斑玄武岩**; OIA—**大洋岛屿碱性玄武岩**; MORB—**洋中脊玄武岩**; IAT—**岛弧拉斑玄武岩**; CAB—**钙碱性玄武岩**

$w(TiO_2)$**与** $w(TFeO)/w(TFeO+MgO)$**关系图**(**图** 5-10)**中投点可知,阿尔金北缘巴什考供—拉配泉蛇绿岩套属于低** Ti **型**(Coleman, 1984, 1987)。**低** Ti **型蛇绿岩套可能形成于消减带拉张的小洋盆中。**

酸性火山岩(**主要为流纹岩**)REE **分布型式**(**图** 5-11)**显示明显的** LREE **富集和负** Eu **异常,与美国黄石高原以及其它活动地区流纹岩相似。**REE **分布型式平坦型或** LREE **弱富集型的拉斑系列玄武岩**(**图** 5-12)**属于洋脊型玄武岩**(MORB), TiO_2 **含量在** 0.94%～3.52% **之间。**

消减带拉张的小洋盆,其板块构造的扩张、闭合速度与火山岩平均值的 K_2O、θ **有关,** $\theta = SiO_2 - 47(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$, $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ **为分子比**(Sugisaki, 1976)。**当板块不动时,火山岩平均值** K_2O **量、碱度最大;而当板块移动**(**扩张或闭合**)**时,** K_2O **量、碱度迅速降低,速度愈快,降得愈低。在玄武岩** K_2O **与拉张速度关系图解**(**图** 5-13)**中,采用几个较新鲜玄武岩** K_2O **平均值**(1.05%),**得到阿尔金地区古生代处于消减带的小洋盆其拉张速度**(v_p)**为** 0.32cm/a, **变化范围为** 0.16～0.44cm/a。

根据微量和稀土元素分析结果(**表** 5-2, **表** 5-3),**绘制了阿尔金北缘地区玄武岩微量元素** MORB **标准化配分曲线**(**图** 5-14)。**其中部分曲线呈隆起型。**Pearce(1984)**指出,拉斑玄武质的板内玄武岩**(WPB)**呈隆起型,除** Y、Yb、Sc **和** Cr **外其它元素均以富集为特征,富集程度分别由** Ti **至** Th **和由** Sr **至** Ba **逐渐增加;碱性洋脊玄武岩也呈隆起型,这种隆起型中** Ti、Y、Yb、Sc **和** Cr **并不富集,**Zr、Hf **和** Sm **只略显富集,**Ba、Th、Ta **和** Nb **强烈富集,**Sr、K、Rb、Ce **和** P **为中等富集。在隆起型曲线中,部分曲线符合碱性洋脊玄武岩的** MORB **标准化配分型式,而另一部分曲线符合拉斑玄武质的板内玄武岩**(WPB) MORB **标准化配分型式。**

流纹岩类火山岩微量元素 MORB **标准化配分曲线**(**图** 5-15)**中,亏损** Nb、Ti、Cr、P, **富集** Rb、Th、K。**该配分型式与三江地区南澜沧江带弧火山岩的中晚三叠世酸性火山岩微量元素配分型式**(**莫宣学等**, 1998)**非常相似,只是** Ba **在富集区略有亏损,从而表现为岛弧火山岩的特征。**

利用 Pearce(1982, 1983) $w(Nb) - w(Y)$、$w(Ta) - w(Yb)$、$w(Rb) - w(Yb + Nb)$、$w(Rb) -$

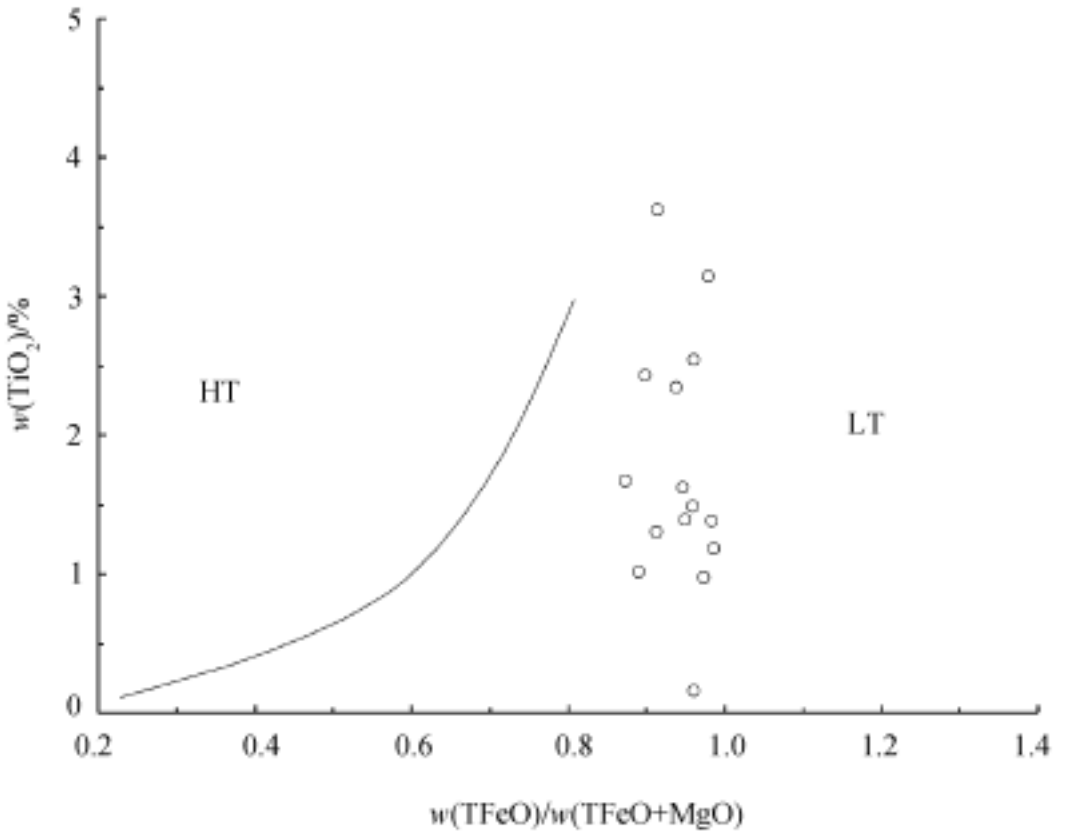


图 5-10　阿尔金北缘地区玄武岩 $w(TFeO)/w(TFeO+MgO)$—$w(TiO_2)$ 关系图

(据 Serri, 1981)

HT—高钛蛇绿岩; LT—低钛蛇绿岩

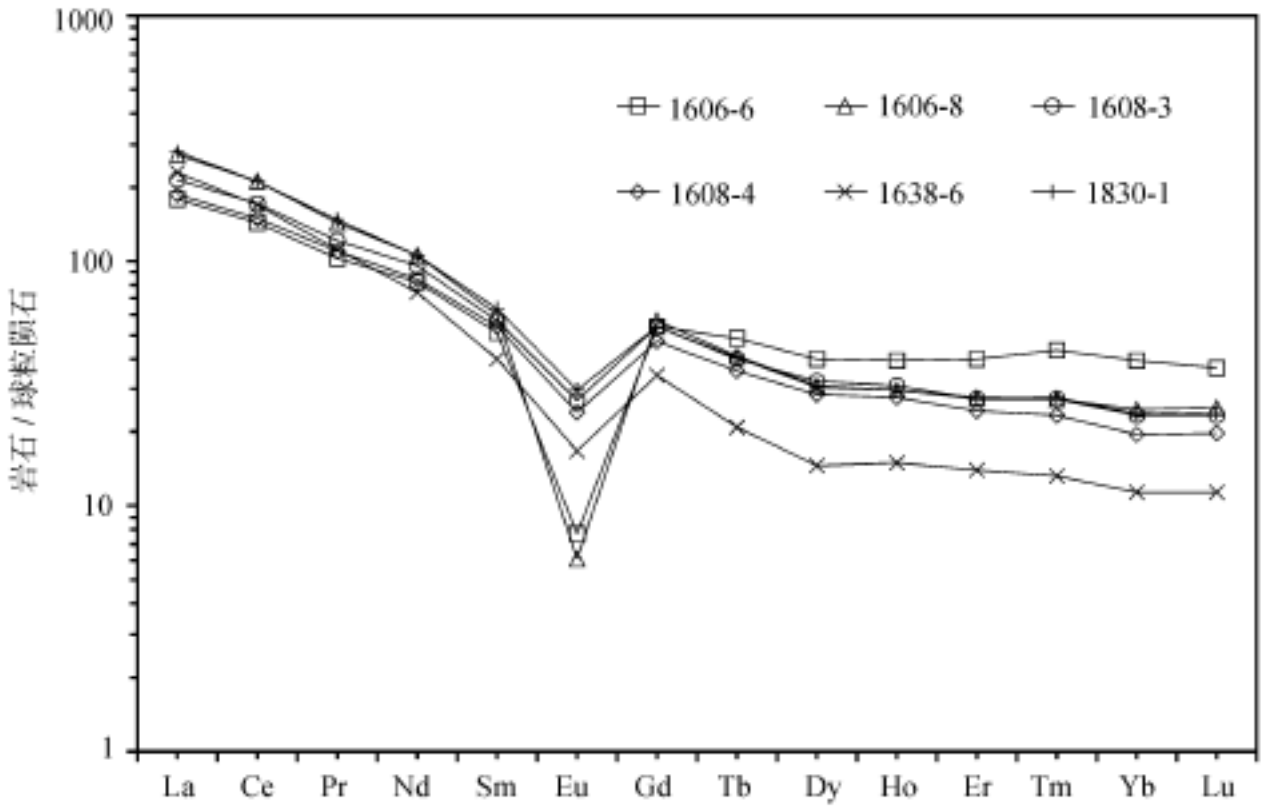


图 5-11　阿尔金北缘地区流纹岩球粒陨石标准化稀土元素配分型式

(球粒陨石数据来自 Boynton, 1984)

$w(Yb+Ta)$(图 5-16A、B、C、D) 和 $w(Ta)/w(Yb)$ - $w(Th)/w(Yb)$等图解,对阿尔金北缘火山岩系进行进一步的鉴别。从图解中得到,基性火山岩有自洋脊区→岛弧区→板内区演化的趋势,而酸性火山岩除个别处在岛弧区以外,基本上处在板内区。

二、火山岩成因演化

长期以来对于流纹岩的成因有各种不同的甚至相互矛盾的假说,主要可以归纳为以下六种作用过程:①地幔中岩石(包括地幔岩和构造带入到地幔的岩石)的部分熔融(Ringwood, 1974);②玄武质岩浆或其它岩浆的结晶分异作用(Bowen, 1928);③地壳岩石的深熔作用(Raymond, 1995);④结晶分异

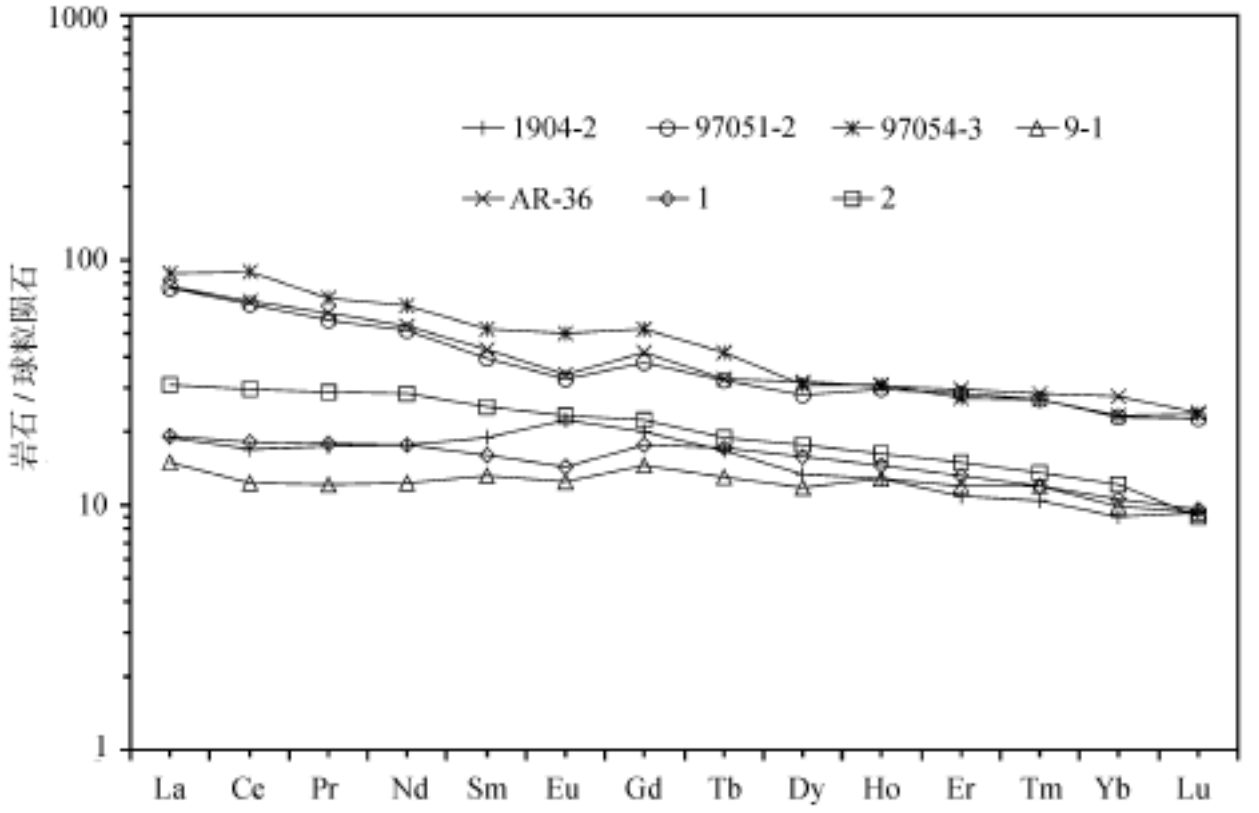


图 5-12　阿尔金北缘地区玄武岩球粒陨石标准化稀土元素配分型式

(球粒陨石数据据 Boynton, 1984)

样品 1904-2、97051-2、97054-3、9-1 **和** AR-36 **采样点为拉配泉,**

样品 1 **和** 2 **采样点为索尔库里。样品** AR-36 **和** 1、2 **据崔军文等**(1999)

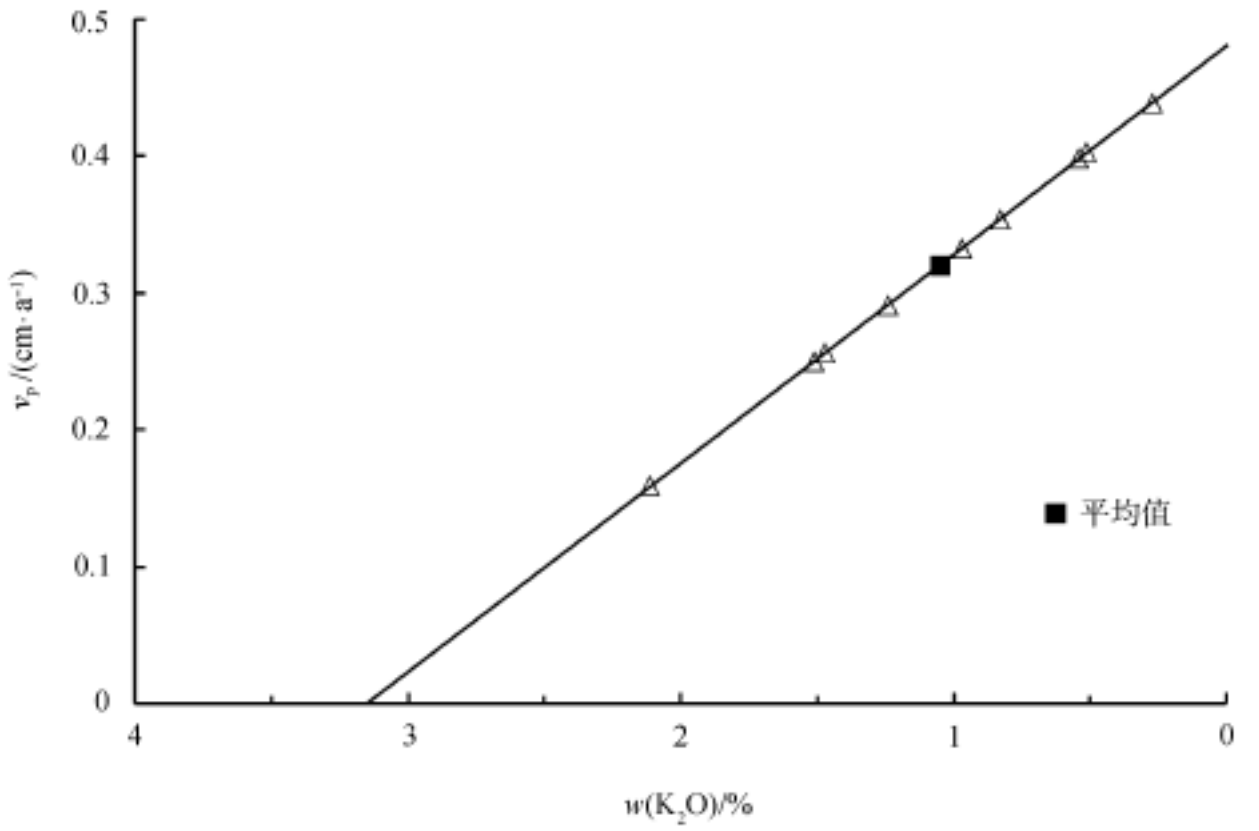


图 5-13　阿尔金北缘地区玄武岩 K_2O **与拉张速度关系**

(据夏林圻等, 1998)

过程中伴随的同化作用(Sigurdsson & Spark, 1981);**⑤岩浆混染;⑥液态下热扩散引起的分异或熔融作用**(Hildreth, 1979, 1981)。**实验研究**(Stern & Wyllie, 1981; Huang & Wyllie, 1975, 1981)**说明地幔中岩石的部分熔融似乎不能解释流纹质岩浆的成因。大多数岩石学家认为晶-液分离作用是岩浆调整的一个可能过程,并有很多证据支持这一观点;但是也有越来越多的事实对它提出了质疑。**

地壳岩石的深熔作用现在已越来越受到重视(Raymond, 1995)。**硅质岩石的熔融作用或较基性岩石的部分熔融作用可以产生硅质岩浆。这种深熔作用出现在地壳的底部或下地壳,是玄武质岩浆侵位的结果。**

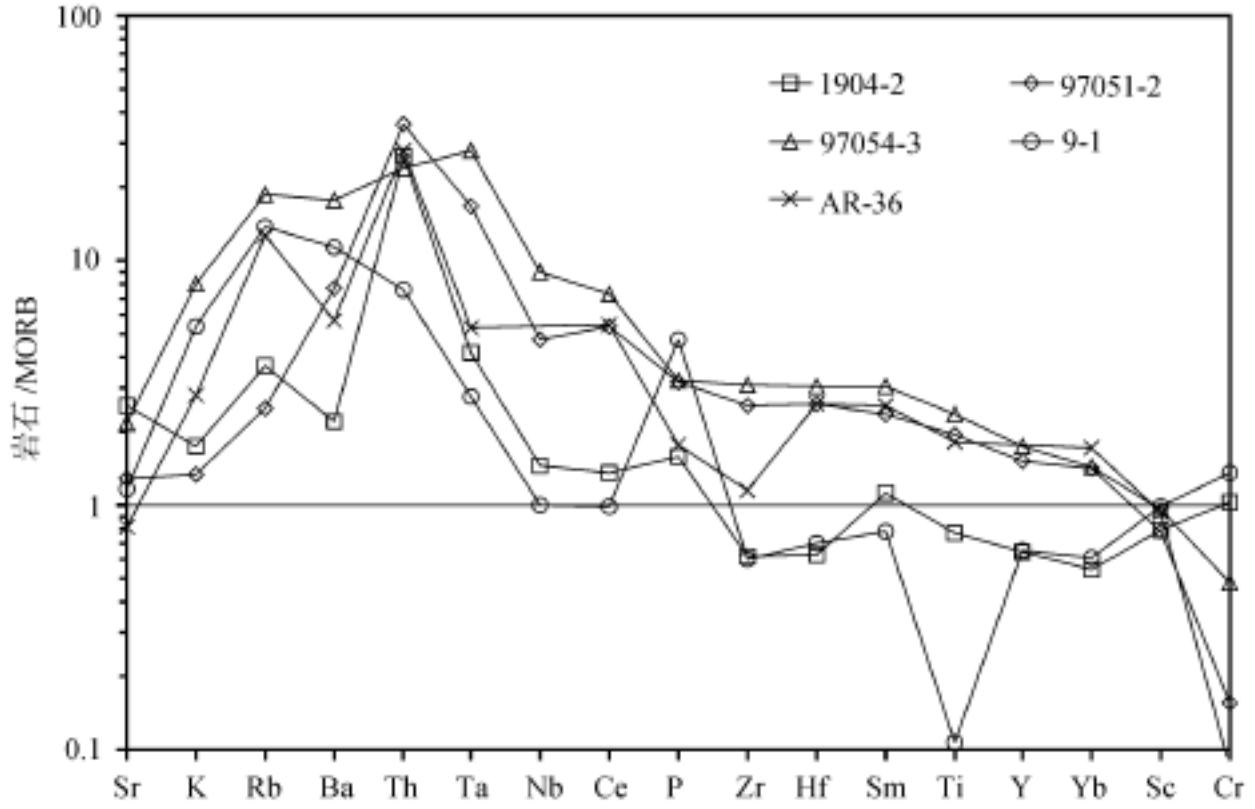


图 5-14　阿尔金北缘地区玄武岩 MORB 标准化微量元素配分型式

(MORB 数据据 Pearce & Cann, 1973)

样品 AR-36 据崔军文等(1999)

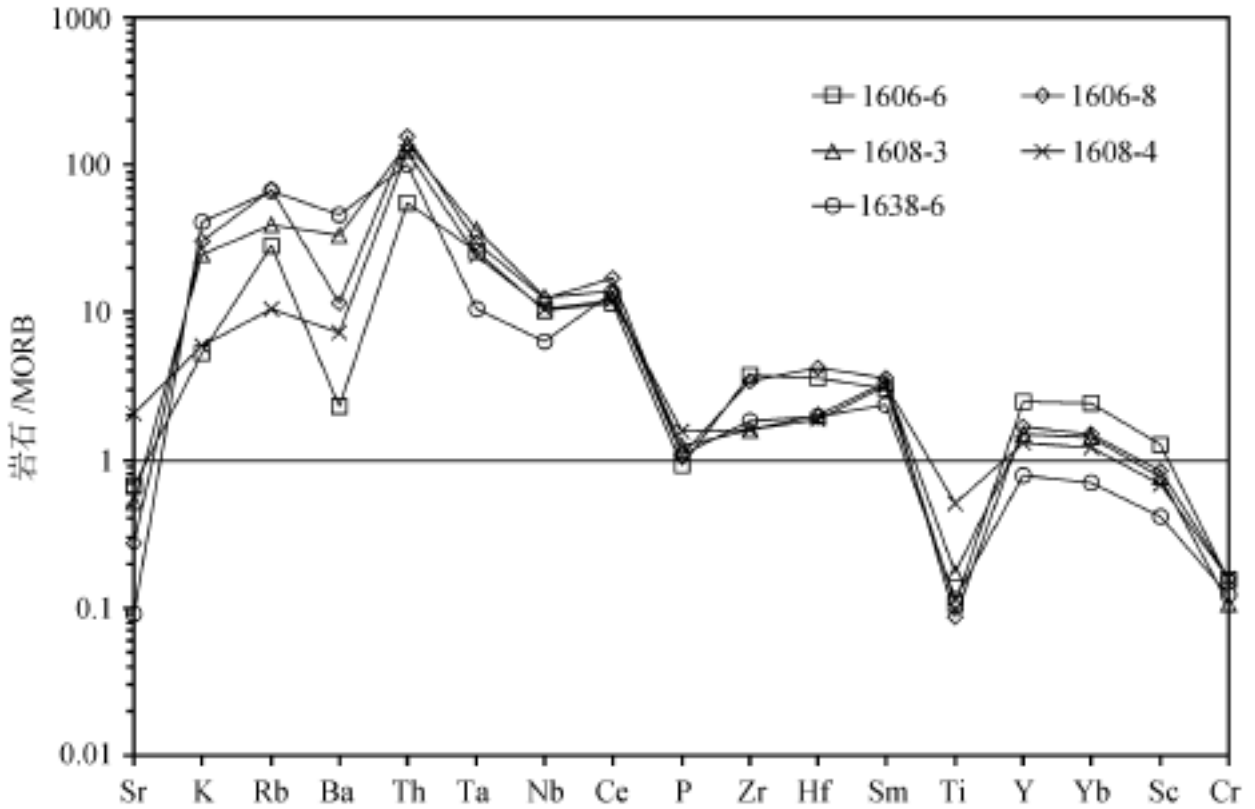


图 5-15　阿尔金北缘地区流纹岩 MORB 标准化微量元素配分型式

(MORB 数据据 Pearce & Cann, 1973)

支持地壳物质的深部熔融这一观点的证据主要有:①部分流纹岩中高的 Sr 同位素比值;②硅质基底岩石化学和高的 Sr 同位素比值之间的对应关系;③双峰式玄武岩-流纹岩火山岩套的空间分布;④独特的主要元素和稀土元素成分;⑤结构构造关系(如斜长石和石英晶体的受侵蚀或部分熔化);⑥深熔岩浆演化过程中化学和矿物组合的成功模拟;⑦熔融实验说明在适当条件下地壳岩石的熔融能够形成流纹质流体。

一般认为深熔成因流纹岩是岩浆混染作用中的一个端员组分(另一个端员组分可以是玄武岩),而不是岩浆混染的结果。因此,同化混染作用与流纹岩的成因关系不大。

液态下热扩散可能是产生高硅质(w_{SiO_2} > 75%)流纹岩的岩浆房的一个过程。岩浆房中的热扩散

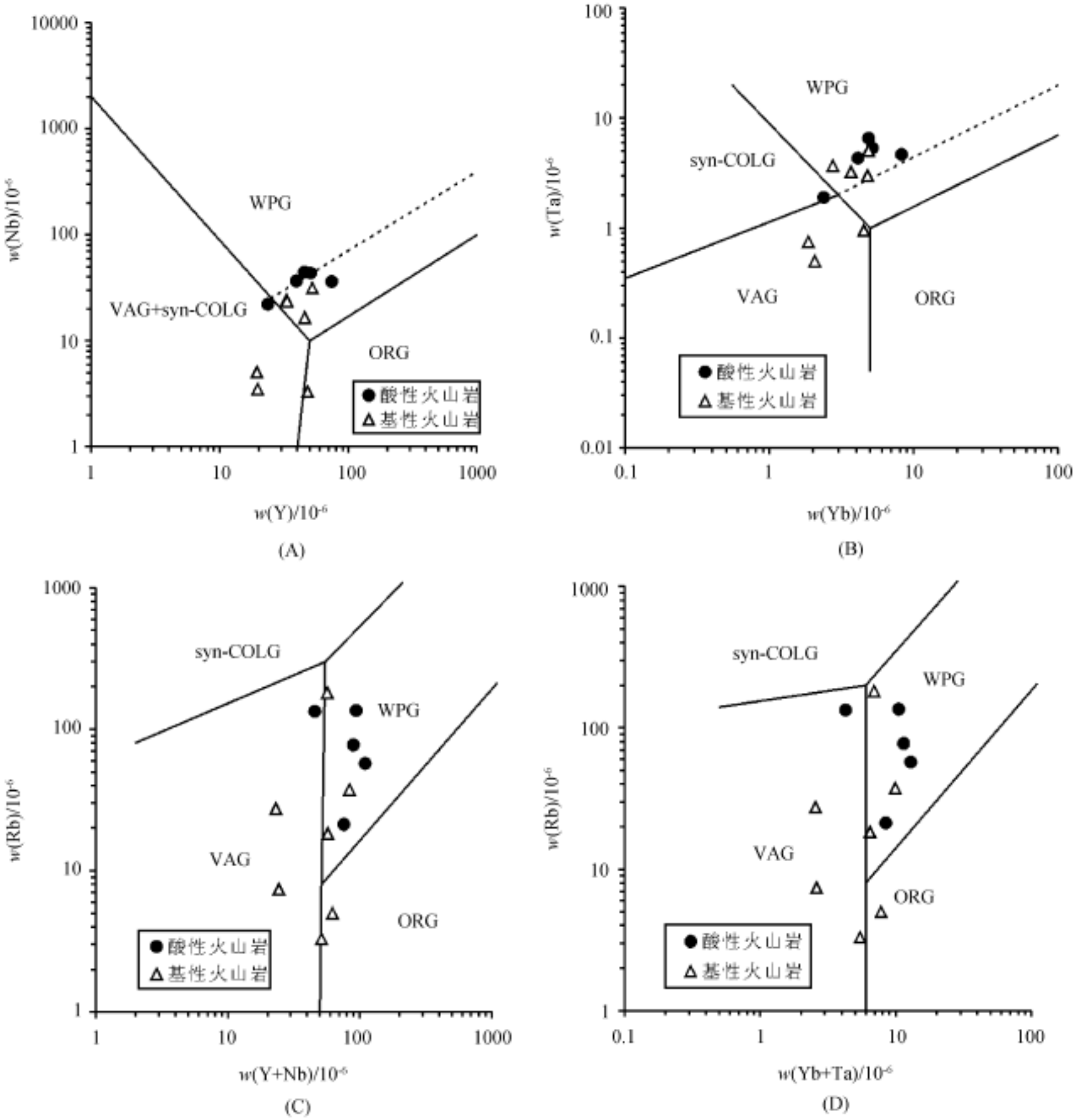


图 5-16　阿尔金北缘地区双峰式火山岩 Nb-Y、Ta-Yb、Rb-(Y + Nb)和 Rb-(Yb + Ta)图解

(图解据 Pearce et al., 1983)

syn-COLG—同碰撞带; VAG—岛弧区; WPG—板内区; ORG—洋脊区

和对流引起的化学过程可以导致高硅质流纹岩的形成。

根据微量元素组合可以鉴别岩浆的形成和演化过程,如部分熔融和分离结晶过程。在瑞利分离公式和部分熔融公式中,微量元素的行为各不相同,可分为以下几类(Allegre & Minster, 1978):①固-液分配系数高的元素(相容元素),如 Ni、Cr 等在分离结晶作用过程中浓度变化很大,但在部分熔融过程中变化缓慢;②固-液分配系数很低的元素(亲湿岩浆元素,又被称为 H 元素)具有近于零的总分配系数,在部分熔融过程中浓度变化很大,但在分离结晶过程中变化缓慢;③固-液分配系数中等的元素(亲岩浆元素,又被称为 M 元素),其总分配系数在部分熔融过程中可与熔融程度相比较,当部分熔融程度低时,分配系数不可忽略不计,两种这类元素的浓度比值不保持恒定,而且比值的变化在分离熔融作用过程中比在分批部分熔融作用过程中要大,但在分离结晶作用过程中可以忽略不计。因此,利用亲湿岩浆元素(H)与亲岩浆元素(M)的浓度比值对亲湿岩浆元素的浓度作图,平衡部分熔融的轨迹是一斜线,而分离

结晶作用为一水平线。

La 为亲湿岩浆元素,总分配系数很低,而 Sm 为亲岩浆元素,因此可以利用这两者进行成岩过程的判别。在 La/ Sm - La 图解(图 5-17)中,阿尔金山地区(主要为北缘地区)火山岩原始岩浆中 La/ Sm 与 La 呈正相关的直斜线分布,其中基性火山岩和酸性火山岩分别处在趋势线的两端,并具有近于平行的各自正斜率直线分布趋势,这说明了它们可能是同一地幔源区部分熔融作用的原始岩浆产物。

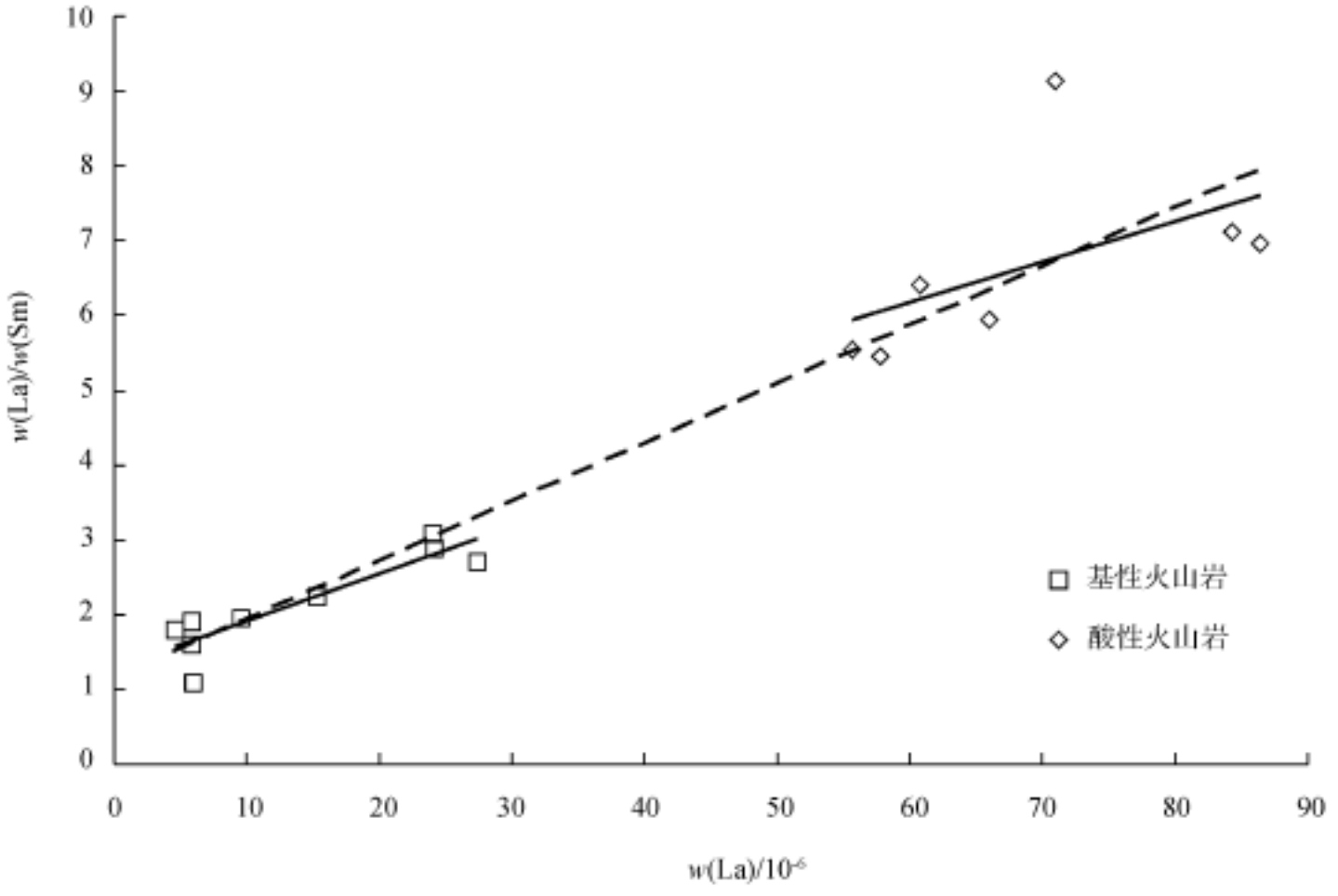


图 5-17　阿尔金北缘地区火山岩 La/ Sm-La 相关图解

Hanson(1980,1978)用固-液分配系数很低的微量元素 Ce 和另一高分配系数的微量元素 R 作图时发现,部分熔融和分离结晶作用构成趋势形态明显不同的两条曲线。这说明了可以由此判别岩浆岩的成岩过程。

火山岩系列中 La 分配系数很低,而 Ho、Yb、Lu 分配系数很高。利用它们作图(图 5-18)可以看出,阿尔金山地区(主要为阿尔金山北缘地区)双峰式火山岩系列中,玄武岩和流纹岩在图中构成了明显不同的两条曲线。玄武岩曲线处在下方,流纹岩曲线处在上方,它们分别代表了分离结晶和部分熔融作用过程,相交点代表了它们来自于均匀的同一母体。流纹岩可能是该均匀母体经部分熔融而形成的,是下地壳岩石深熔作用的结果;玄武岩则是在这一均匀母体经部分熔融后形成原始岩浆,然后经历分离结晶作用而形成。如果是这样的话,这一均匀母体的稀土元素组成可能为表 5-5 所示的成分。

根据分配系数概念和岩浆形成的模型,可以看出对亲岩浆元素,特别是亲湿岩浆元素,由于它们的分配系数很小,在形成岩浆过程中,将有很大部分进入岩浆,因此这些元素的浓度比值应与源区相同或相近似,这是一种简单的估计岩浆源区成分特点的方法。由此,给出了一些元素比值,列于表 5-6 中。

由微量元素组合的比值-元素图解(图 5-19, Rb/ Sr-Sr)可以看出,这是一条比较典型的双曲线型式,由此也说明了阿尔金山地区早古生代火山岩的成岩过程可能是平衡部分熔融作用过程。

也可以选择两种分配特点完全不同的微量元素,如强相容元素(*A* 组,如过渡组元素 Cr、Co、Ni、Sc 等)和强不相容元素(*B* 组,如 U、Th、Ta、Hf、Rb、Cs、LREE 等)作图。在分离结晶作用过程中,前者浓度明显降低,而后者浓度变化缓慢,在由它们的浓度对数构成的 lg *A*-lg *B* 图解中,分离结晶模型构成陡倾斜的负斜率直线。相反,在部分熔融过程中,强相容元素变化缓慢,而强不相容元素变化明显,在上述图解中,部分熔融过程形成近水平的直线(赵振华,1997)。

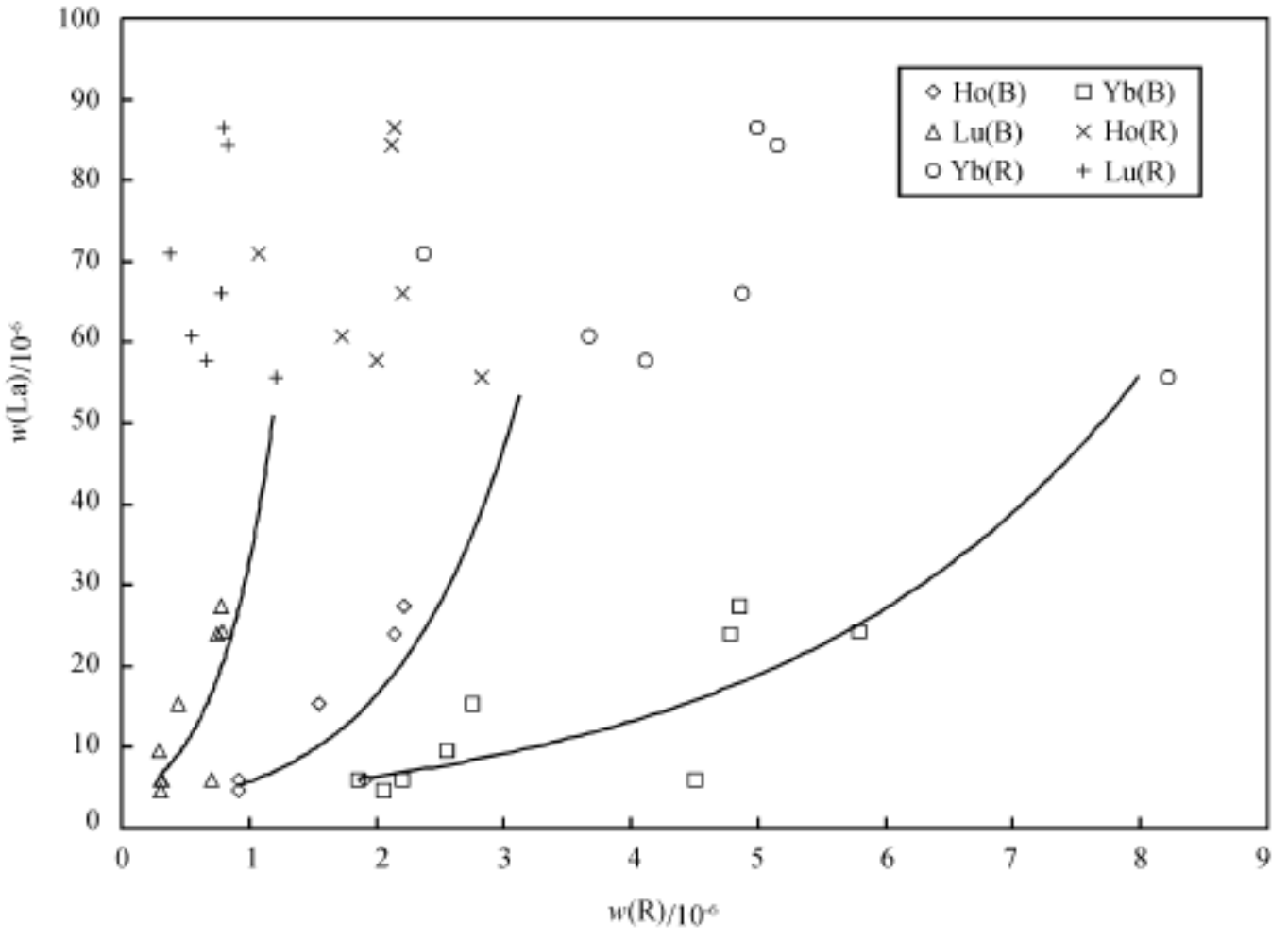


图 5-18　阿尔金山地区玄武岩和流纹岩成岩过程中微量元素浓度的变化曲线

坐标轴 *R* 代表元素 Ho、Yb 和 Lu,并在图例中表示出来。

图例中(B)表示玄武岩(处在下部),(R)表示流纹岩(处在上部)

表 5-5　阿尔金北缘地区火山岩原始岩浆可能的稀土元素组成　(w_B/ 10^{-6})

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
55.65	114.9	12.44	49.26	10.02	0.57	13.93	2.29	12.79	2.83	8.37	1.4	8.22	1.21	73.96

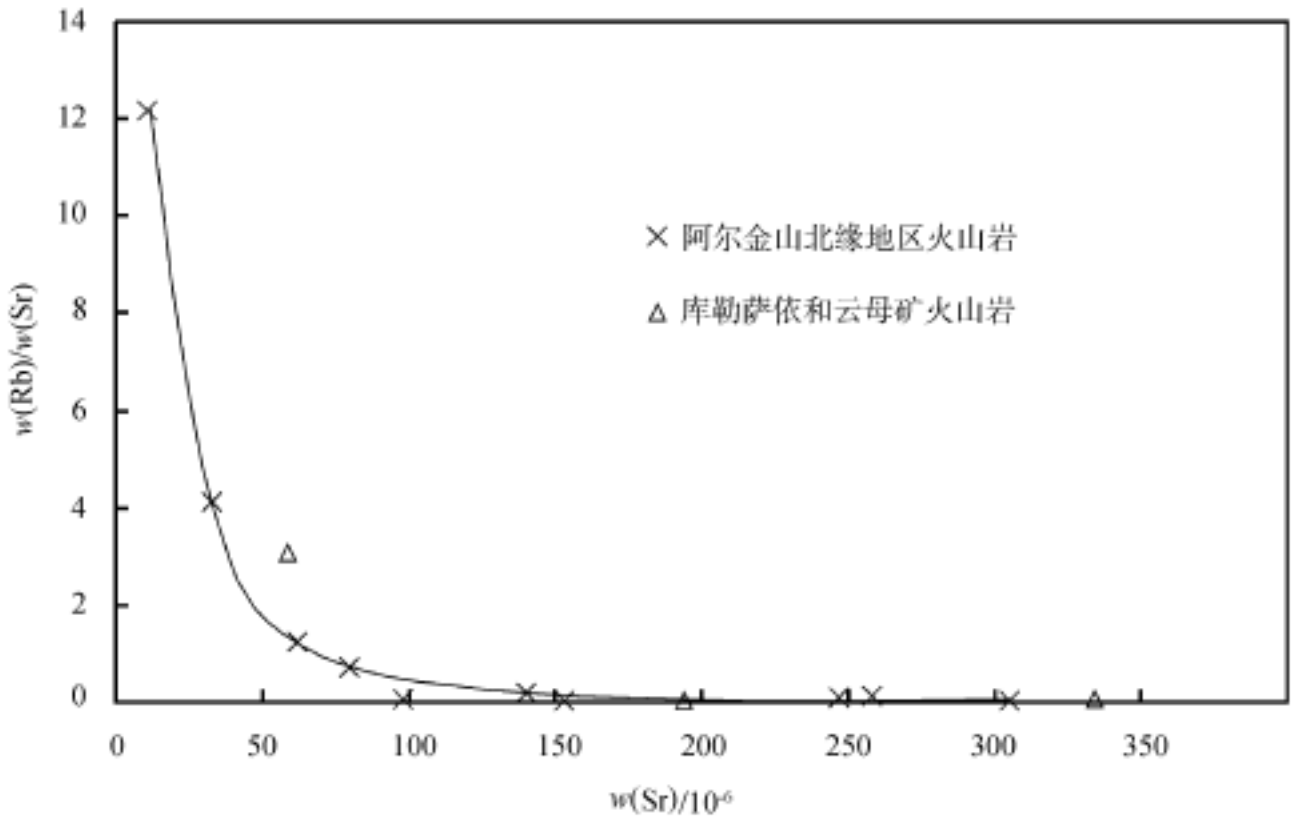


图 5-19　阿尔金山地区火山岩 Rb/ Sr-Sr 图解

图 5-20 为强相容元素 Cr 与强不相容(亲湿岩浆)元素 Ta、Hf、Th、Rb、La 浓度的 lg-lg 图解,其中玄武岩类与流纹岩类具有截然不同的趋势线。总体上,流纹岩类大多形成近水平的直线,说明部分熔融作

表 5-6　阿尔金北缘地区早古生代火山岩源区成分特征

	样品号	岩石名称	K/ Ba	Zr/ Nb	Sm/ Nd	Rb/ Sr
1	1904-2	球颗玄武岩	49.05	11.07	0.35	0.02
2	97051-2	碱性玄武岩	10.85	13.80	0.25	0.03
3	97054-3	玄武岩	28.46	8.89	0.26	0.14
4	9-1	粗玄岩	29.75	15.34	0.35	0.20
5	1606-6	流纹岩	142.57	9.25	0.20	0.72
6	1606-8	英安岩	163.86	7.10	0.19	4.12
7	1608-3	英安岩	46.59	3.27	0.19	1.25
8	1608-4	流纹岩	51.17	3.98	0.21	0.09
9	1830-1	流纹岩	44.64		0.20	0.00
10	1638-6	英安岩	55.65	7.51	0.17	12.18
	平均值		62.26	8.91	0.24	2.08

注:采样地点同表 5-1。

用过程是其主要的成岩过程;而玄武岩类则形成具有负斜率的趋势线,因此,分离结晶作用在玄武岩的成岩过程中起着较为重要的作用。部分趋势线反映的规律不明显,或者表现出相反的趋势,这可能与样品数不是太多有关系。

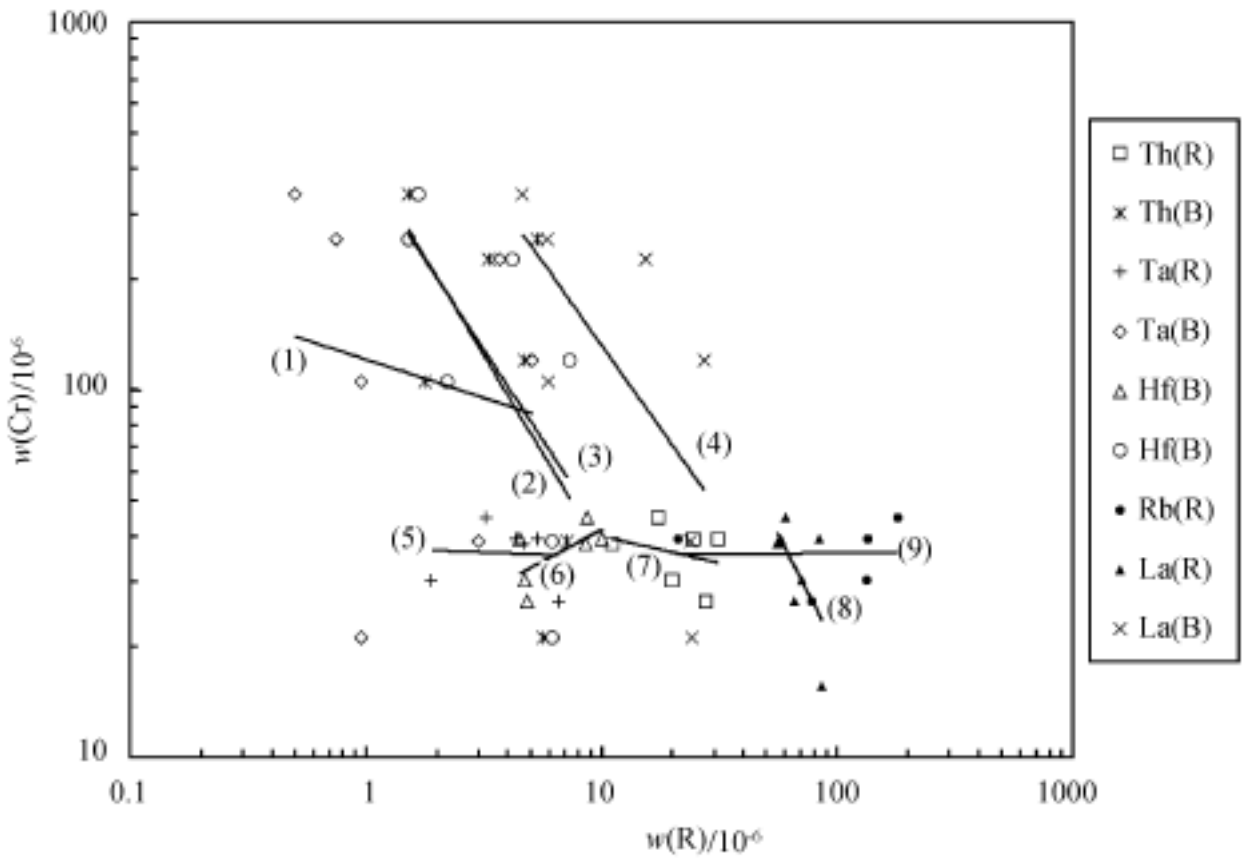


图 5-20　阿尔金山地区火山岩相容元素(Cr)和亲湿岩浆元素的 lg-lg 图解

坐标轴 *R* 代表元素 Th、Ta、Hf、Rb 和 La,并在图例中表示出来。

图 5-20 中 B 表示玄武岩,R 表示流纹岩。趋势线:玄武岩(1)Ta,(2)Hf,(3)Th,(4)La;流纹岩(5)Ta,(6)Hf,(7)Th,(8)La,(9)Rb

第六节　火山岩结晶温度的计算

由于火山岩岩浆结晶很快,基本上是不平衡结晶条件下的产物,计算的结晶温度主要反映结晶开始的温度,近似于液相线温度。

一、氧化物质量百分数法温度计算

玄武岩中 MgO 与橄榄石结晶温度(t_{ol})有关,MnO、TiO_2、Al_2O_3、FeO 与斜长石结晶温度(t_{pl})有关,其温度方程式如下(Кутолин ,1966;转引自邱家骧和林景仟,1991):

(1) $t_{ol} = 1056.6 + 17.30\ MgO$,精度为±26℃;

(2) $t_{pl} = 1144.7 - 136.26\ MnO - 19.23\ TiO_2 + 7.41\ Al_2O_3 - 1.04\ FeO$,精度为±26℃。

由此计算的玄武岩中橄榄石和斜长石结晶温度列于表 5-7 中。

表 5-7　阿尔金山北缘火山岩中矿物结晶温度　　(t/℃)

	样品号	岩石名称	t_{ol}^{*}	t_{pl}^{*}	t_{ol}^{**}	t_{pl}^{**}	t_{q}^{**}	t_{kf}^{**}
1	1904-2	球颗玄武岩	1151	1208	1179	1201		
2	97051-2	碱性玄武岩	1149	1159	1148	1154		
3	97054-3	玄武岩	1147	1132	1157	1158		
4	9-1	粗玄岩	1209	1241	1252	1217		
5	1606-6	流纹岩				1041	1170	858
6	1606-8	英安岩				1014	978	1003
7	1608-3	英安岩				1053	933	1016
8	1608-4	流纹岩				1129	1029	966
9	1830-1	流纹岩				1011	1171	938
10	1638-6	英安岩				997	961	1050

注:采样地点同表 5-1。*为氧化物质量分数法计算结果,**为阳离子分数法计算结果。t_{ol}为橄榄石结晶温度;t_{pl}为斜长石结晶温度;t_q为石英结晶温度;t_{kf}为钾长石结晶温度。

二、阳离子分数法温度计算

岩石中九种阳离子(Si、Al、Ti、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Mg、Ca、Na、K)与岩石中九种矿物的结晶温度有关,由此可以计算该九种矿物的结晶温度(Nathan et al .,1978)。

计算公式为:

$$t(℃) = a_0 + a_1 Al + a_2 Ti + a_3 Fe^{3+} + a_4 Fe^{2+} + a_5 Mg + a_6 Ca + a_7 Na + a_8 K + a_9 (\ln Ⅱ) + a_{10} [Al(Na + K)]^{1/2}$$

其中系数由表查出,Ⅱ值根据具体矿物进行计算。可以计算的九种矿物分别为:磁铁矿、橄榄石、紫苏辉石、普通辉石、石英、斜长石、钾长石、白榴石和霞石。由此计算的矿物结晶温度在表 5-7 中列出。

阳离子分数法为岩浆在一个大气压下矿物结晶的模式,只能计算不含水矿物的温度。该法计算矿物结晶温度应用较广,温度误差为 20℃,精度较大。

两种方法计算的矿物结晶温度相近,可以作为岩石开始结晶的温度。这一温度相当于岩浆的最低温度。

第七节　火山作用与成矿

阿尔金山早古生代海相和岛弧火山岩浆作用,以及伴随的大陆边缘沉积作用,具有与成矿非常密切的关系。特别是 EW 向阿尔金北缘带,目前已知的拉配泉铜矿化和喀腊大湾铜矿化,具有很好的远景,均产出在早古生代火山岩建造中,而与酸性火山岩具有更为密切的关系。喀腊大湾地区浅成的花岗斑岩系,与火山岩类如出一辙(时代一致,均为早古生代),在该地区构成斑岩和火山喷流型铜矿化(黄铁矿型铜矿)的叠加,可以与祁连山地区产于细碧角斑岩系中的白银厂铜矿进行对比。此外,在火山活动晚

期的酸性火山岩喷发间歇期,形成火山-沉积型铁矿床,可以与祁连山地区的镜铁矿铁矿相对比。本地区铁矿呈似层状、透镜状产于火山岩的沉积岩夹层中,部分为条带状镜铁矿-磁铁矿。尽管祁连山和阿尔金山地区的火山作用都存在时代混乱的现象,但是,越来越多的证据显示,早古生代是这两个地区主要的火山作用时期。因此,早古生代是阿尔金北缘重要的铜-铁-多金属成矿时期。

在寻找与早古生代火山作用有关的矿产时,需要特别注意古火山机构在成矿过程中的作用。根据目前不够充分的证据,笔者认为阿尔金东南段拉配泉地区的铜矿化与一个被断裂改造的隐爆角砾岩筒和次火山岩有关,而其上的沉积岩(白云岩化)提供了很好的盖层。该地区喷溢相枕状玄武岩也很发育,但已经被断裂切割和错断而不十分清楚。

巴什考供北边的索拉克萨依上游,有一个不规则的三角形古火山口(新疆地质局,1981;巴什考供幅区调报告),具有管道相辉绿岩(玄武岩)、火山角砾集块岩、球颗玄武岩等,构成环状构造,从管道向外岩石的粒度由粗变细。其火山口相(爆发相)、近火山口相(喷溢相)、次火山岩相都很发育。而其中的枕状熔岩(玄武岩)和血红色碧玉岩,可能代表海底火山作用,而与陆相火山作用相区别。因此,索拉克萨依古火山口是海底中心式喷发(新疆地质局,1981)。根据该地区火山作用的特点,笔者认为,该地区是海底喷流—热水沉积型铜—多金属矿床的有利找矿远景区。近年来在索拉克发现的斑岩型(?)铜矿化就可能与该时期火山作用的酸性物质喷溢阶段有关。

阿羌至茫崖的 NNE 向阿尔金断裂带南侧,也是早古生代火山作用强烈的地区。根据目前有限的找矿工作,笔者发现该地区具有海相火山—沉积作用特有的矿化组合:沉积型铁矿和与酸性火山岩及硅质岩有关的铜矿化,是有利的矿化集中区。

小　　结

通过以上分析,归纳如下:

1)阿尔金山北缘的塔里木东南缘地区古生代火山岩类表现为双峰式岩石组合,主要为玄武岩、流纹岩和少量的粗面玄武岩、玄武质粗面安山岩和英安岩等,属于亚碱性系列火山岩系,火山活动极盛时期为晚奥陶世。其中,拉配泉西流纹岩(ID-TIMS U-Pb)年龄为大约 480Ma。

2)粗面玄武岩和玄武粗安岩具有富钠特征,可以进一步划分为夏威夷岩(粗面玄武岩)和橄榄粗安岩(玄武粗安岩)。玄武岩、流纹岩和英安岩中都可以进一步划分出低钾、中钾和高钾类别,不存在过碱性流纹岩。

3)综合各种图解的结果说明,大部分玄武岩处在拉斑系列,少数处在钙碱系列。多数玄武岩形成于洋脊和洋底区,少量形成于造山带;主要类型为岛弧拉斑玄武岩(IAT),其次为大洋岛屿拉斑玄武岩(OIT),极少量为大洋岛屿碱性玄武岩(OIA)和洋中脊玄武岩(MORB)。缺少大陆裂谷型玄武岩。微量和稀土元素配分特征进一步说明了碱性洋中脊玄武岩和拉斑玄武质的板内玄武岩(WPB)的存在。基性火山岩有自洋脊区→岛弧区→板内区演化的趋势。

4)酸性火山岩(主要为流纹岩)为钙碱系列,是活动大陆边缘或者岛弧环境的产物。其微量元素组合表现为岛弧火山岩特征。

5)微量元素地球化学过程的分析说明,阿尔金山北缘地区基性火山岩和酸性火山岩可能是同一地幔源区物质经不同成岩过程而形成的。Rb/ Sr-Sr 元素图解说明了阿尔金山北缘地区早古生代火山岩平衡部分熔融作用的成岩过程。其中,玄武岩类是原始岩浆经过分离结晶作用而形成的;流纹岩类则是深部物质部分熔融作用的直接产物。

6)本区早古生代火山岩主要形成于两个构造环境,具有两种岩石组合:一是形成于洋脊和洋底区的前造山变拉斑玄武岩系列,主要产在拉配泉等地区;另一是形成于岛弧环境的造山期双峰式钙碱性系列,主要分布于喀腊大湾-拉配泉一带。

7)阿尔金山早古生代火山作用与铜-多金属矿化具有密切关系。

第六章　阿尔金山北缘喷流-热水沉积岩类

第一节　喷流-热水沉积岩

喷气作用最初被定义为“火山气体,也可以说从岩浆流体中逃逸出的气体向外产生的喷流作用”,喷气岩则指的是“一种化学沉积物,一般以氧、硫或碳酸根等作为阴离子,而以铁、锰、贱金属和金为阳离子,由源于火山的流体通过喷气作用进入海底或海水中而形成”;或者,“喷气岩是一种海底火山沉积岩,由海底呈真溶液或悬浮液存在的热液流体中沉淀出的碎屑或化学沉积岩”。后来,喷气作用又被定义为“从地下、火山或裂隙中产生的气体的喷射作用”。但是,许多产在沉积岩中的“喷气”矿床并不伴随明显的气体喷射活动,而主要表现为热液沉积作用。因此,“喷气”的概念又被赋予新的含义,如认为,“喷气”是指喷到海底的流体而非气体,因为搬运载体从通道到海底一定呈液体状态;由喷射到海底环境的任何热液形成的矿床都是喷气矿床。目前,矿床地质学家已经广泛使用喷气沉积岩(Exhalative Sedimentary Rocks, 简称 Sedex Rocks)和喷气沉积矿床这样的术语(孙海田、葛朝华,1990)。由于作用过程中参与的物质是液体而非气体,因此,喷流沉积岩和喷流沉积矿床应该是更确切的名称。

与喷流沉积岩和喷流沉积矿床相类似的概念是热水沉积岩和热水沉积矿床。热水沉积岩是指在热水介质(海水、湖水、热泉等,水温在 70～350℃或更高)中沉积形成的岩石。热水沉积岩中的原生矿床称为热水沉积矿床。矿床主体以沉积方式形成于水/岩界面之上的水体中,但也包括界面之下可能存在的、以交代和充填方式形成的筒状、锥状或面型热液蚀变体,二者可共生或分别出现。

喷流沉积岩和喷流沉积矿床强调的是成岩和成矿的作用过程,而热水沉积岩和热水沉积矿床则强调成岩和成矿的物理化学环境。喷流和热水之间有着密切的联系:喷流的结果是形成热水,而热水的形成总是与一定的地热异常有关,地热异常必定要产生喷气作用,如果有裂隙和开放空间存在的话。因此,我们不妨使用喷流-热水沉积岩和喷流-热水沉积矿床作为统-的名称来表示特别是海底热水环境下形成的沉积岩和沉积矿床,它们统称为喷流-热水沉积。

喷流-热水沉积具有以下的特点:

1)喷流-热水沉积的广泛性。深度上,地表水(海水、大气水等)下渗的深度可达 8～10km 或更深。规模上,加入循环和喷流的液体数量非常巨大。

2)热水比为一般海水富集程度在两个数量级以上的成分主要有 Si、Ba、Fe、Mn、Cu、Zn 和 H_2S 等,Pb、Sb 和 As 等也显著富集,是喷流-热水沉积的重要地球化学标志。

3)喷流-热水沉积形成于多种构造环境,可发生在大洋中脊、海沟、岛弧、弧后盆地、大陆裂谷、大陆边缘断陷槽和相邻的碳酸盐台地的深陷洼地等。

4)喷流-热水沉积具有融内生和外生于一体的特殊组构特征。

第二节　硅 质 岩 类

硅质岩是主要由硅氧矿物组成(w_{SiO_2} = 70%～90%)的坚硬、蜡状至粒状的隐晶质沉积岩。硅氧矿物包括蛋白石、玉髓和石英。蛋白石和玉髓可以是化学沉淀物,也可以是有机沉积成因。石英为无机成因。硅质岩沉淀的溶液包括海水、淡湖水至盐湖水、成岩流体和水热溶液。硅质岩的形成环境有从半深海至海渊的海洋环境和与盱湖伴生的季节湖环境等。

硅质岩可以形成于以下几种过程:

1)深海至浅海环境的地表沉积;

2) 各种类型湖相环境的地表沉积;

3) 在陆相至海相岩石,特别是火山岩中从水热溶液中沉淀下来的脉岩和洞穴充填物;

4) 先存岩石如灰岩的成岩置换沉淀作用。

硅质岩可以是化学沉积岩,硅氧矿物直接从水溶液中年结晶出来,通常置换了先存矿物;也可以是异化碎屑堆积,首先是生物化学沉淀作用形成有机质(通常为蛋白石)生物外壳的堆积,然后被流体搬运和再沉积。

阿尔金山北缘早古生代硅质岩类主要产出在奥陶系地层中,属于古生代蛇绿混杂岩的一个组成部分。

一、岩 相 特 征

硅质岩多为灰黑色和浅色,具变余微粒结构和鲕状结构,变余层状构造(图 6-1)。岩石中物质成分以硅质为主,含少量泥质、碳质和铁质。硅质由微-隐晶状的石英组成,鲕粒由细小的石英晶体集合体组成,多呈椭圆状。



图 6-1　阿尔金山北缘地区硅质岩产出形态

二、岩石化学和微量元素特征

硅质岩常量元素分析结果列于表 6-1。

表 6-1　阿尔金北缘地区硅质岩化学成分　　(w_B/ %)

	样品号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	烧失	总量
1	97139-4	硅质岩	76.97	0.03	0.34	1.23	0.95	0.12	3.24	7.03	0.06	0.20	0.13	9.71	100.01
2	1610-11	硅质岩	84.40	0.14	4.53	0.22	1.35	0.07	0.79	4.67	0.92	0.88	0.15	1.83	99.95
3	1618-3	硅质岩	90.54	0.02	0.43	1.03	0.35	0.04	0.14	3.99	0.13	0.16	0.05	3.11	99.99
4	1833-1	硅质岩	79.41	0.19	10.64	1.10	0.58	0.05	0.04	0.32	6.42	0.08	0.09	1.03	99.95
5	1834-3	硅质岩	75.14	0.06	5.03	8.36	1.63	0.06	1.11	0.80	1.52	0.87	0.09	5.36	100.10

采样地点:1—3 为拉配泉,4—5 为喀腊大湾。样品由北京大学地质系测试。

稀土元素测试结果列于表 6-2。表 6-3 列出了微量元素含量。表 6-4 列出稀土元素特征参数。硅质岩的 ΣREE 含量较低,ΣREE 平均为 75.542×10^{-6},其中最高值为 124.69×10^{-6},最低值为 $14.87\times$

10^{-6},均低于大陆边缘沉积区和陆间海盆硅质岩,反映了远离陆源的深海平原沉积区特征。硅质岩的球粒陨石标准化配分型式(图 6-2)中,部分样品显示显著的 Eu 异常,配分型式与流纹岩相近,说明了硅质岩与酸性火山岩的亲缘关系较为密切。硅质岩的球粒陨石标准化配分型式显示了深海硅质岩的特征。

表 6-2　阿尔金北缘地区硅质岩稀土元素含量　(w_B/ 10^{-6})

	样品号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	97139-4	硅质岩	2.05	3.01	0.52	3.04	0.99	0.49	1.3	0.21	1.32	0.3	0.81	0.12	0.62	0.09	4.38
2	1610-11	硅质岩	22.83	44.54	5.18	19.96	5.04	1.51	5.76	0.83	4.61	1.08	2.86	0.4	2.26	0.33	19.08
3	1618-3	硅质岩	4.06	7.88	1.11	5.13	1.58	0.79	2.3	0.31	1.43	0.33	0.87	0.12	0.62	0.08	4.09
4	1833-1	硅质岩	12.46	30.95	3.69	14.27	4.5	0.92	6.1	1	6.37	1.64	5.23	0.89	5.41	0.92	59.43
5	1834-3	硅质岩	18.83	42.33	5.48	22.41	6.17	1.62	7.91	1.21	7.11	1.68	4.58	0.69	4.02	0.65	25.25

注:采样地点:1—3 为拉配泉,4—5 为喀腊大湾。样品由北京大学地质系测试。

表 6-3　阿尔金北缘地区硅质岩微量元素含量　(w_B/ 10^{-6})

	样品号	岩石名称	Sr	Ba	Cr	S
1	97139-4	硅质岩	126	(263)	27.2	640
2	1610-11	硅质岩	198	597	51.8	166
3	1618-3	硅质岩	84	403	22.1	180
4	1833-1	硅质岩	51	26	20.4	1722
5	1834-3	硅质岩	61	2707	26.1	56700

注:采样地点:1—3 为拉配泉,4—5 为喀腊大湾。样品由北京大学地质系测试。

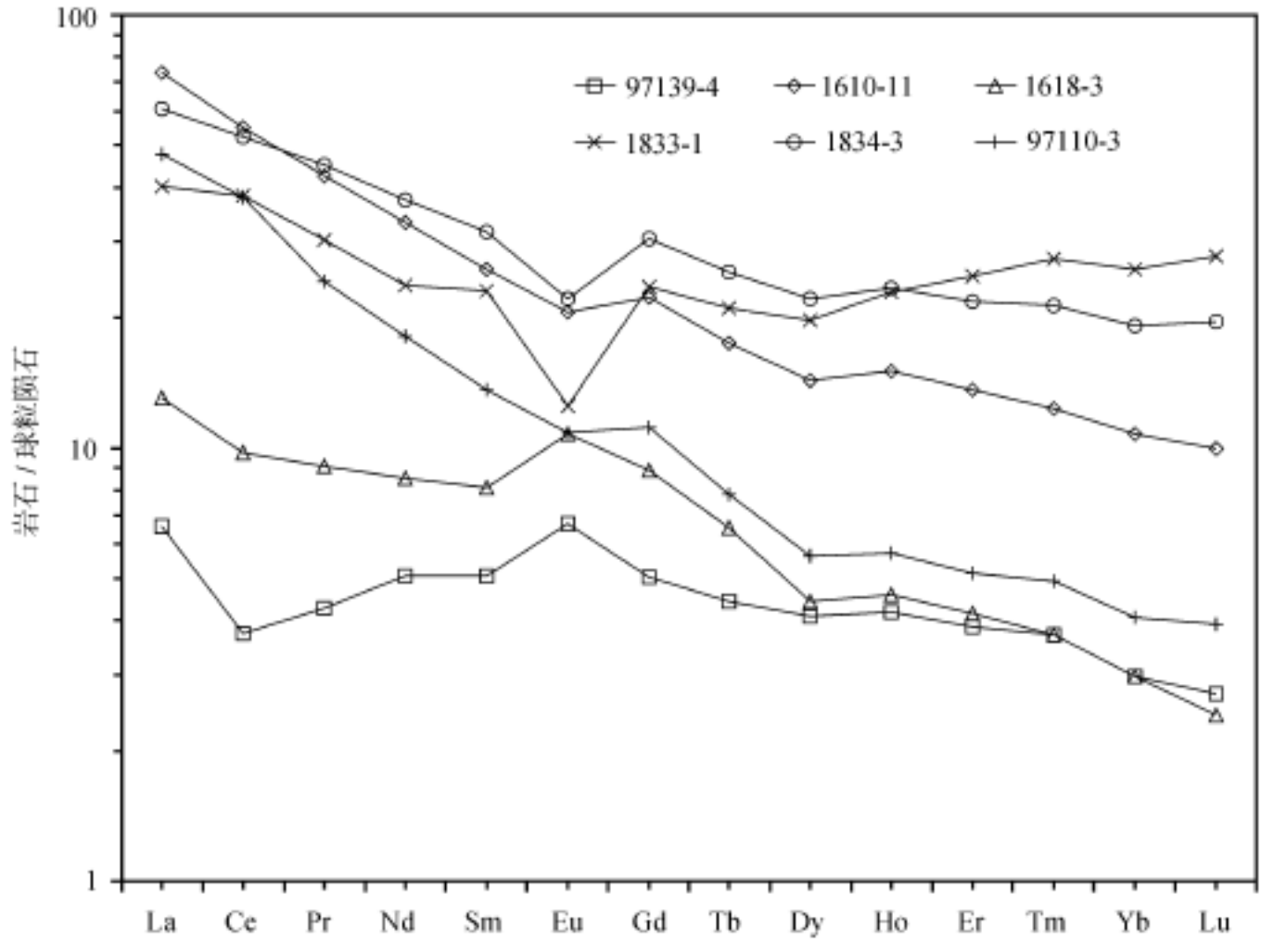


图 6-2　阿尔金山地区硅质岩类稀土元素球粒陨石标准化配分型式

(球粒陨石标准化数据据 Boynton, 1984)

表 6-4　阿尔金山地区硅质岩稀土元素特征参数

	样品号	岩石名称	ΣREE	LREE/ HREE	La_N/ Yb_N	Ce/ Ce^*	$(Ce/ Ce^*)_E$	La_{ex}(%)	δEu	δCe
1	97139-4	硅质岩	14.87	3.29	0.32	0.54	-0.251	68.87	1.32	0.70
2	1610-11	硅质岩	117.19	8.47	0.98	0.93	-0.045	62.76	0.86	0.99
3	1618-3	硅质岩	26.61	6.08	0.63	0.77	-0.102	80.12	1.27	0.89
4	1833-1	硅质岩	94.35	3.40	0.22	1.03	0.021		0.54	1.10
5	1834-3	硅质岩	124.69	5.25	0.45	0.92	-0.028	49.86	0.71	1.00
	平均值		75.542	5.298	0.52	0.838	-0.0894	65.40	0.94	0.936

注:采样地点:1—3 为拉配泉,4—5 为喀腊大湾。ΣREE(稀土总量)单位为 10^{-6},不包括元素 Y。δEu和 δCe为球粒陨石标准化 Eu 异常和 Ce 异常。$(Ce/ Ce^*)_E$为利用 Elderfield(1982)公式计算的 Ce 异常。

北美页岩标准化后的 Ce 异常在 0.54 到 1.03 之间,平均值为 0.838,总体上已接近开阔大洋中硅质岩的 Ce 异常。计算公式为:$Ce_{异常}(Ce/ Ce^*) = Ce_N/ [(La_N)(Nd_N)]^{1/2}$。

Ce 异常也可以用下式来进行计算(Elderfield,1982;转引自赵振华,1997):

$$(Ce/ Ce^*)_E = \lg 3Ce_N/ (2La_N + Nd_N)$$

这里用$(Ce/ Ce^*)_E$ 表示,以示区别。在以北美页岩为标准化值时,此值 > -0.10 为还原环境,< -0.10 时为氧化环境。阿尔金山地区硅质岩$(Ce/ Ce^*)_E$ 总体上为 > -0.10(平均为 -0.0894)的还原环境,有少量样品为 < -0.10 的氧化环境(如拉配泉地区部分硅质岩)。

La_N/ Yb_N 为硅质岩轻稀土(LREE)与重稀土(HREE)的相对富集程度。其中 N 代表经北美页岩(Gromet, 1984)标准化之后的值。其平均值为 0.52,变化范围为 0.22～0.98,总体上为轻稀土相对亏损、重稀土相对富集,个别样品轻稀土轻微富集。

重稀土相对富集的 La_N/ Yb_N 比值与北祁连山白银和清水沟地区靠近块状硫化物矿床的硅质岩相应值(赵江天等,1999)相当。La_N/ Yb_N 比值大部分低于大陆边缘区硅质岩。

北美页岩标准化之后重稀土元素相对富集和 Ce 出现亏损的稀土元素组成特征,与现代大洋中热水沉积物相类似,说明了热水沉积成因硅质岩的存在。

$La_{excess} = La_{ex}(\%) = 100 - [Al_{sample} \times (La_{NASC}/ Al_{NASC})]/ La_{sample} \times 100$,用于对比硅质岩中 La 的丰度与陆源粘土中 La 的含量,单位为%(Murray et al, 1992),NASC 为北美页岩的平均值(Gromet, 1984)。La_{ex}越大,表明受陆源输入的影响越小。阿尔金山北缘地区硅质岩 La_{ex}平均值为 65.40%。其中喀腊大湾地区硅质岩 La_{ex}较低,为 49%,说明该地区硅质岩主要受陆源输入影响。拉配泉地区硅质岩 La_{ex}值较大,说明其受陆源输入的影响不大。

三、硅质岩与热水沉积成矿的关系

热水沉积硅质岩具有一些独特的地球化学标志。Hekinian(1985)分析现代太平洋中脊各类型热水沉积物时发现其 Ag 和 As 含量高,Ag 含量为 5×10^{-6}～186×10^{-6},平均 37×10^{-6},As 含量为 45×10^{-6}～1253×10^{-6},平均 252×10^{-6}。Maxching(1982)在研究现代大洋热水沉积物的微量元素特征后指出,Sb 和 As 可作为区别热水沉积物与正常沉积物的标志,热水沉积物中 As 含量为 200×10^{-6},Sb 含量为 7×10^{-6},而远洋沉积物和成岩富金属层中 As 和 Sb 含量则分别为 10×10^{-6} 和 2×10^{-6}～3×10^{-6}。Rona et al(1983)曾对洋底热泉进行研究,并用海水在 350℃与玄武岩反应,将热水与普通海水对比,发现 Si、Ba、Cu、Zn、H_2S 和 Mn 发生强烈富集(富集系数大于 100),Rb 和 Li 富集 10～100 倍。

表 6-5 为该地区一个含铜的硅质岩,其反映热水沉积硅质岩特征的微量元素含量均较高,并具有铜-多金属矿化的特征。该样品北美页岩标准化的稀土元素配分型式(图 6-3)与现代大洋型热水沉积相类似。此外,如 1834-3 样品中 Ba 含量较高,也反映了热水沉积的特征。这说明了铜-多金属矿化与热水沉积的密切关系。

表 6-5　含铜硅质岩中微量元素含量　　(w_B/ 10^{-6})

样品号	岩石名称	Cu	Au	Ba	Pb	Zn	Cd	W	Mo	Sn	As	Sb	Hg	Bi	Ag
97139-4	硅质岩	23000	0.5	835	49800	13100	110	1.3	7.2	24.8	2000	7900	6.6	294	184

注:采样地点为拉配泉。样品由国家地质实验中心测试。

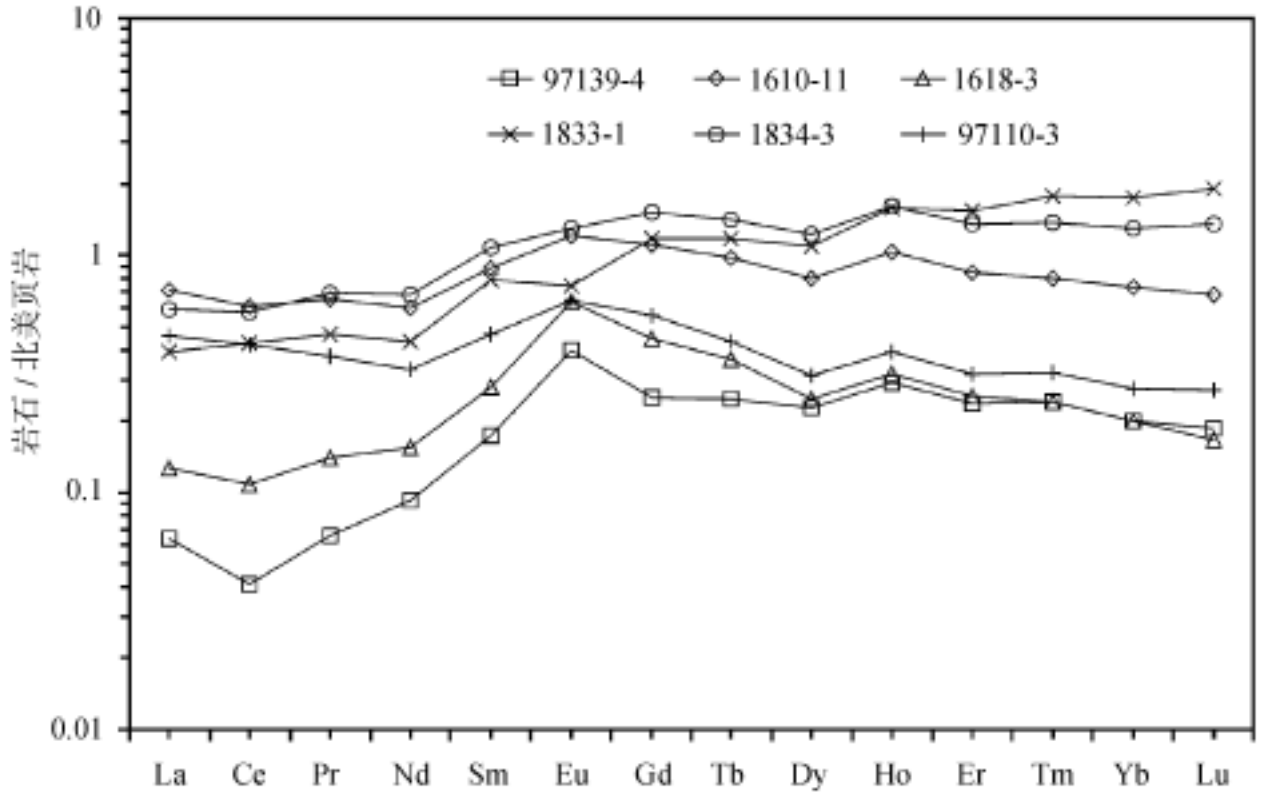


图 6-3　阿尔金山地区硅质岩类稀土元素北美页岩标准化配分型式

(北美页岩 NASC 标准化数据据 Gromet et al .,1984)

97110-3 为阿帕-茫崖蛇绿岩套中硅质岩,其余为阿尔金北缘地区硅质岩

以上分析说明,阿尔金山北缘地区可能存在早古生代洋盆,在这个洋盆中,存在喷流-热水沉积作用,形成具有铜-多金属矿化的喷流-热水沉积物。这一认识为阿尔金山北缘及其整个阿尔金山地区的找矿工作提供了一个可以参考的方向。

第三节　其他可能的喷流-热水沉积岩类

阿尔金山早古生代洋盆中还可能存在其他类型的喷流-热水沉积岩类,主要包括奥陶系碳酸盐岩类和含重晶石岩类等。

白云石大理岩:变余花岗变晶结构,块状构造,矿物成分由白云石、石英和方解石等组成,其中白云石占 95%以上。

结晶灰岩:具微晶结构和粒状变晶结构,发育条带状构造和平行构造,组成矿物以方解石为主,含少量白云石、石英和绢云母。方解石晶粒细小,呈粉-细晶状。绢云母为细小变晶鳞片,具定向排列。白云石呈细小晶体分布于方解石中。一般方解石约占 95%以上。

这些岩石的存在为在阿尔金山地区寻找与喷流-热水沉积有关的金属矿产增强了信心。

小　　结

阿尔金山北缘硅质岩的分析说明,它具有远离陆源的深海平原沉积特点,主要为还原环境下的产物。其中部分硅质岩具有与块状硫化物较密切的关系,说明了其热水沉积成因。因此,寻找与硅质岩和热水沉积有关的铜-多金属矿产,是阿尔金山地区的一个找矿方向。

第七章　阿尔金山基性-超基性岩和蛇绿岩套

第一节　基性-超基性岩和蛇绿岩套的分布

阿尔金山地区基性-超基性岩深成岩类主要分布在两个蛇绿混杂岩带中,分别为阿尔金山北部红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带和阿尔金山南部阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带(图 7-1)。

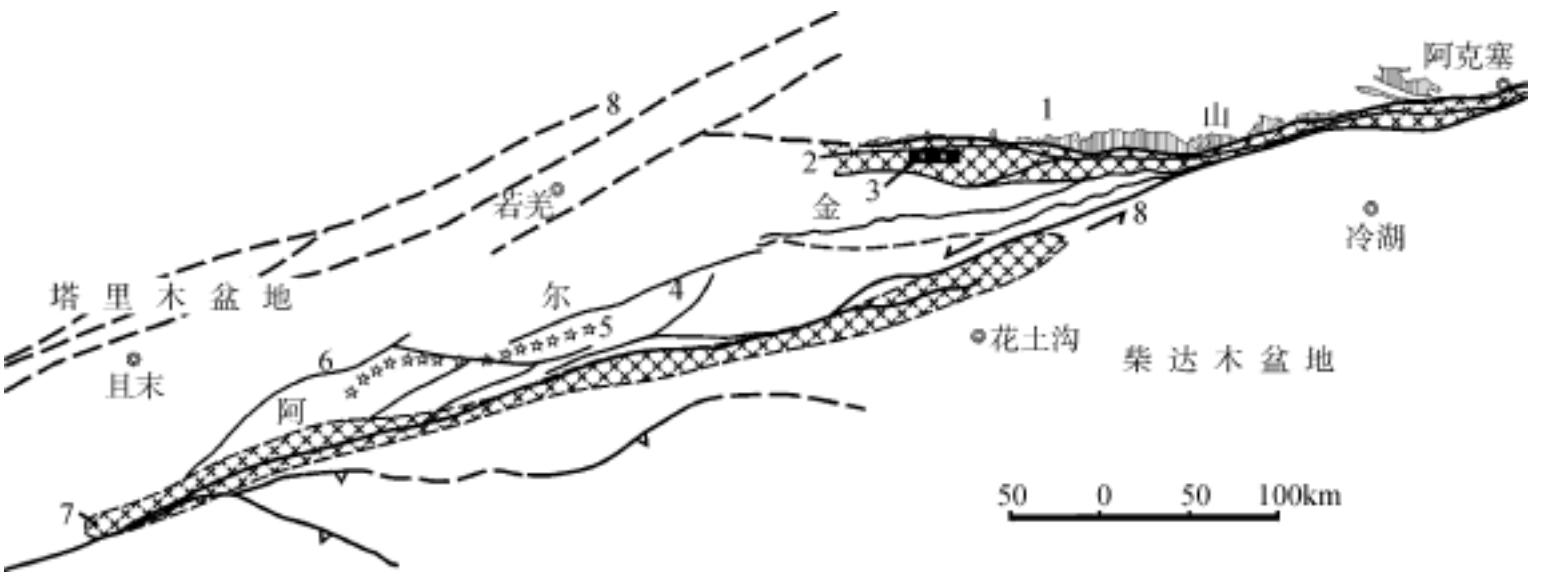


图 7-1　阿尔金地区构造带和蛇绿岩套分布

1—塔里木地块太古宇基底麻粒岩相-高角闪岩相变质带;2—阿尔金山北部蛇绿混杂岩带;3—阿尔金北缘高压变质带;4—阿尔金山主体地块;5—阿尔金山榴辉岩带;6—南阿尔金杂岩带;7—阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带;8—阿尔金走滑断裂体系。格子部分为蛇绿岩套分布区

蛇绿岩套是指由蛇纹岩(橄榄岩)、辉长岩、辉绿岩墙、细碧岩和含放射虫硅质岩紧密共生组成的一套岩石组合。一个完整的蛇绿岩套包括(Coleman,1977):①底部变质橄榄岩(构造岩);②堆积杂岩,下部为橄榄岩,向上过渡为层状辉长岩,顶部分异斜长花岗岩;③席状岩墙群(玄武质至角斑质);和④枕状熔岩与远洋沉积物互层。

由于受构造变动的影响,阿尔金山地区蛇绿岩套的层序并不完整,也不很清楚,因此,这里统称为蛇绿混杂岩。

第二节　阿尔金山北部红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带

阿尔金山北部蛇绿混杂岩带,自西而东发育在红柳沟-拉配泉-阿克塞-肃北一线的阿尔金山北麓,宽约 8～15km。它位于阿尔金断裂带的西北一侧,其分布严格受阿尔金断裂的控制,呈北东东或近东西向带状分布。主要由一套复理石沉积及其赋存于其中的大量的基性-超基性岩岩体(堆晶岩)、基性-酸性双峰式火山岩组合(包括枕状熔岩、细碧岩)、硅质岩、凝灰岩、凝灰质粉砂岩夹薄层灰岩和一些深变质岩片组成。构造混杂作用显著。红柳沟-拉配泉一带由 72 个超镁铁-镁铁质岩体组成了 7 个岩带,总面积约 80km^2。岩体形态各不相同,规模极不一致,最大者可达十几平方公里。岩体呈岩墙、岩瘤、岩枝、岩脉成群出现。岩体中岩石分布很不均匀,有的以基性为主,有的以超基性为主,有的则由基性岩和超基性岩组成杂岩。其中红柳沟(巴什考供)超基性岩体主要地质特征见表 7-1。

表 7-1　红柳沟超基性岩体主要地质特征

编号	长/ km	宽/ km	形状与产状	主要组成岩石	内部构造
Ⅰ	27.64	0.3～0.9	呈不规则略有弯曲 长条状陡倾单斜岩体	斜辉辉橄岩和二辉辉橄岩 略具不完善水平侧向分异	原生流动 构造
Ⅱ	7.8	1.03 最宽处	陡倾单斜狭长 脉状岩体	纯橄岩和单辉辉石岩 分异明显	原生裂隙和 同源脉岩
Ⅲ	3.5	0.72 平均	近东西向延伸 燕尾状	单辉辉橄岩及少量硅化岩石 纯橄岩普遍碳酸盐化和蛇纹石化	不发育
Ⅳ	8.3	0.05 平均	呈脉状延伸单 斜岩体,走向 337°	斜辉辉橄岩,两侧及东端为 片状蛇纹岩。无分异现象	极不发育
Ⅴ	4.5	0.005 ～0.125	呈脉状或不连续 扁豆状延伸,走向 290°	黑云母化辉石岩 及少量辉橄岩	极不发育
Ⅵ	面积 1.21km^2, 最宽处 0.64km		呈菱形延伸中～ 陡倾单斜岩体	纯橄岩、单辉辉橄岩 和单辉辉石岩	原生裂隙和 同源脉岩
Ⅶ	1.4	0.8	呈透镜状延伸 走向 270～280°	单辉辉石岩及 少量橄辉岩	
Ⅷ	1.5	0.01 ～0.02	呈脉状延伸,走向 250°,倾向 75°	辉橄岩及少量纯橄岩 具强蛇纹石化和碳酸盐化	流面构造

注:据新疆地质矿产局第三地质大队(1985)资料。

一、岩 石 组 成

(一)超基性岩

该蛇绿岩套中超基性岩类由堆晶橄榄岩、异剥橄榄岩、方辉橄榄岩、蛇纹岩、二辉橄榄岩和辉石岩等组成。岩石呈灰绿或暗灰色,具网环/ 网格结构和变余斑状结构,普遍蛇纹岩化。主要由橄榄石(65%～70%)和辉石(30%±)组成;在蛇纹岩中蛇纹石可达 90%以上。副矿物有磁铁矿、锆石、铬铁矿、钛铁矿和金红石等。其中橄榄石普遍蛇纹石化,并析出微粒磁铁矿。残余橄榄石一般处在网环中心。蛇纹石有纤蛇纹石、叶蛇纹石和胶蛇纹石等几种。其中红柳沟Ⅱ号和Ⅵ号超基性岩体岩性分带见图 7-2。

(二)辉长岩

基性岩主要为堆晶辉长岩,面积超过 20km^2。岩石具中-细粒辉长结构,块状构造。主要由普通辉石(50%～60%)、基性斜长石(35%～45%)及少量石英(5%±)组成。副矿物有钛铁矿、磁铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石和金红石等。其中普通辉石常被绿泥石交代。

(三)火山岩和远洋沉积物

火山岩为一套由基性和酸性火山岩构成的双峰式组合,主要组成岩石有钠质玄武岩、拉斑玄武岩、碱流岩和碱性粗面岩。火山岩和远洋沉积物详见阿尔金山北缘火山岩和硅质岩等有关研究章节。

二、岩石地球化学特征

表 7-2 列出了阿尔金山北部红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带中基性-超基性岩化学成分。其中,岩石中含 H_2O 量普遍较高,反映了岩石蚀变较强。

(一)底部变质橄榄岩

拉配泉-红柳沟蛇绿混杂岩带中,由于构造变动和蛇纹岩化的影响,其底部变质橄榄岩与堆积杂岩中的橄榄岩等已很难区分。根据该蛇绿岩带中基性-超基性岩 $MgO-CaO-Al_2O_3$ 图解(图 7-3)和 AFM 图解(图 7-4),可以看出其中存在底部变质橄榄岩。在 $MgO-CaO-Al_2O_3$ 图解中,底部变质橄榄岩处在靠近 MgO 端的角落里,在 AFM 图解中则分布在 FM 边上靠近 M 一端部位。

表 7-2　红柳沟-拉配泉基性-超基性岩化学成分　　(w_B/ %)

	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	烧失	总量
1	橄榄岩	37.97	0.06	1.22	3.41	3.42	0.12	39.42	0.96			0.03	0.08	12.03	98.72
2	橄榄岩	39.27	0.03	0.67	5.1	2.15	0.05	38.96	0.33	0.1	0.03		0.15	12.54	99.38
3	辉长岩(1)	46.42	4	10.23	5.57	12.3	0.25	6.26	9.36	1.54	1.04	0.46	0.34	1.19	98.96
4	辉长岩(1)	50.2	2.7	11.33	10.42	8.4	0.25	1.91	6.54	2.16	2.16	1.14	0.08	1.62	98.91
5	辉长岩(2)	49.04	3.13	15.59	5.48	8.15	0.18	3.23	17.3	3.1	1.7	0.26	0.22	1.7	109.08
6	二长辉长岩	43.57	5.64	11.01	6.48	12.1	0.22	5.14	9	2.18	0.98	0.29	0.17	1.41	98.19
7	辉长岩	45.65	0.28	16.95	2.95	5.7	0.17	9.6	13.17	0.78	0.52	0.09	0.07	3.27	99.2
8	辉石岩	55.64	0	0.83	1.41	5.58	0.15	33.03	0.71	0.36	0.1	0.03	0.03	2.02	99.89
9	辉石橄榄岩	42.45	0	1.82	4.14	3.18	0.06	35.2	1.07	0.22	0.1		0.07	11.08	99.39
10	辉长岩(2)	49.24	2.03	19.88	1.69	4.75	0.1	4.79	9.2	3.96	1.46	0.09	0.11	2.95	100.25
11	二长辉长岩	43.7	3.62	13.2	5.88	11	0.25	7.31	6.36	2.52	0.82	0.48	0.06	3.86	99.06
12	辉长岩	49.2	1.83	12.87	4.62	9.58	0.5	5.54	5.56	4.03	0.32	0.17	0.1	3.73	98.05
13	辉长岩	52.7	1.02	15.59	2.15	7.23	0.17	6.73	5.4	5.6	0.57	0.09	0.09	2.44	99.78
14	辉长岩(3)	49.74	0.52	13.98	4.28	2.65	0.14	5.19	8.71	6.36	0.63	0.16	0.69	7.14	100.19
15	辉长岩	47.82	0.16	18.3	0.6	3.9	0.1	10.2	15.4	1.06	0.4	0.03	0.08	1.63	99.68
16	蚀变辉长岩	49.58	0.99	15.77	2.22	6.08	0.14	7.42	9.79	2.9	2.05	0.18	0.04	2.18	99.34
17	蚀变辉长岩	48.81	0.82	16.36	1.61	7.1	0.15	7.75	11.29	2.31	1.16	0.05	0.04	1.92	99.37
18	纯橄榄岩	37.97	0.06	1.22	3.41	3.42	0.12	39.42	0.96	0		0.03	0.3		86.91
19	蛇纹岩	35.78	0.03	1.01	4.56	2.57	0.08	38.35	1.68	0.04		0.04	0.08		84.22
20	辉长岩	43.57	5.64	11.4	6.48	12.1	0.22	5.14	9	2.18	0.95	0.29	0.17		97.14
21	蛇纹岩	39.43	0.04	0.99	4.56	3.62	0.04	38.16	0.21	0.03		0.6			87.68
22	辉长辉绿岩	49.09	2.4	13.14	6.69	6.02	0.29	2.39	6.99	5.12	0.99	0.8	0.07		93.99
23	辉长岩	45.69	0.16	20.34	1.11	4.86	0.11	9.86	1.43	2.06	0.37	0.04			86.03
24	辉长岩	48.59	0.85	13.34	2.78	8.14	0.22	7.04	11.13	2.68	0.21	0.1	0.08		95.16
25	辉长辉绿岩	48.49	0.51	17.57	1.87	4.24	0.13	8.6	14.81	1.62	0.51	0.06			98.41
26	角闪辉长岩	42.28	1.12	21.78	5.99	5.55	0.13	5.55	14.99	1.06	0.04	0.13	0.08		98.7
27	辉绿岩	49.24	0.47	18.08	4.84	6.11	0.18	4.13	11.06	1.51	0.14	0.1	0.06		95.92
28	超基性岩(4)	28.39	0.25	1.01	1.89	4.08	0.09	26.96	3.44	0.88	0.02	0.07	0.38	33.02	100.48
29	纯橄岩(5)	33.91	0.08	0.84	6.79	1.58	0.13	39.73	0.82			0.07	0.42	15.09	99.46
30	纯橄岩(5)	35.32	0.04	0.67	7.31	2.58	0.18	39.47	0.89	0.14	0.08	0.11	0.14	13.86	100.79
31	纯橄岩(6)	35.3	0.1	0.67	7.65	1.42	0.16	39.5	0.75	0.17	0.13	0.1	0.13	15.21	101.29
32	辉橄岩(7)	38.18	0.09	1.12	7.5	3.15	0.17	37.25	1.64	0.16	0.12	0.07	0.14	11.69	101.28
33	单辉辉石岩	47.19	0.15	2.35	2.42	5.7	0.16	23.82	14.66	0.35	0.1		0.1	3.47	100.47
34	单辉辉石岩	49.37	0.22	2.28	1.85	3.87	0.11	21.07	18.74	0.18		0.03	0.025	1.69	99.435
35	纯橄岩(8)	31.31	0.25	1.35	8.59	0.74	0.09	32.49	5.39	0.1	0.1	0.09	0.09	14.93	95.52
36	纯橄岩(8)	34.7	0.15	0.67	5.49	1.82	0.11	42.53	0.63			0.02	0.15	14.09	100.36
37	纯橄岩(5)	37.3	0.22	0.67	4.16	5.74	0.16	44.07	0.47			0.2	0.26	7.03	100.28
38	纯橄岩(5)	36.04	0.04	0.67	5.24	2.98	0.13	41.07	0.47		0.1	0.03	0.18	12.57	99.52
39	纯橄岩(9)	35.12	0	0.61	6.14	1.8	0.1	42.44	0.24	0.15	0.09	0.02	0.13	13.49	100.33
40	纯橄岩(5)	36.47	0.02	0.47	4.73	4.25	0.13	41.94	0.56	0.28	0.11	0.03	0.1	10.65	99.74
41	纯橄岩(5)	35.49		0.61	5.3	3.6	0.11	38.98	1.42	0.2	0.09	0.1	0.07	13.29	99.26
42	纯橄岩(8)	35.18		0.68	4.93	1.5	0.09	41.18	0.24	0.9	0.08	0.07	0.07	15.33	100.25
43	纯橄岩(5)	36.88		0.78	6.17	3	0.13	40.21	1.29	0.15	0.08	0.09	0.08	11.21	100.07
44	纯橄岩(8)	35.95		0.65	5.38	2.9	0.09	41.1	0.24	0.53	0.1		0.11	13.58	100.63
45	纯橄岩(5)	35.83		0.61	6.46	3.5	0.13	40.84	0.48	0.15	0.08	0.07	0.1	12.13	100.38
46	单辉辉石岩	50.1	0.14	2.46	1.48	4.9	0.14	20.12	18	0.26	0.1		0.18	1.67	99.55
47	单辉辉石岩	49.29	0.2	2.7	1.4	3.79	0.11	19.94	19.16	0.26	0.1	0.03	0.18	3.33	100.49

注:1～27 据新疆地质矿产局第一区域地质调查大队(1981),28～47 据新疆地质矿产局第三地质大队(1985)。(1)石英二长辉长岩;(2)副长石二长辉长岩;(3)副长石辉长岩;(4)蚀变超基性岩;(5)蛇纹石化岩石;(6)蛇纹石化含辉纯橄岩;(7)蛇纹石化单辉纯橄岩;(8)强蛇纹石化岩石;(9)铬铁矿化纯橄岩。

变质橄榄岩的主要岩石类型为方辉辉橄岩和纯橄岩,具有高的 Mg/(Mg + Fe)比值和低的 Al_2O_3 含量。它们是比上覆的堆积岩和熔岩年代更老的残余地幔,由于构造作用而向上侵位,构成了蛇绿岩套的底部。蛇绿岩套中变质橄榄岩类型与裂谷和拗拉槽超镁铁质岩组合有着明显区别。

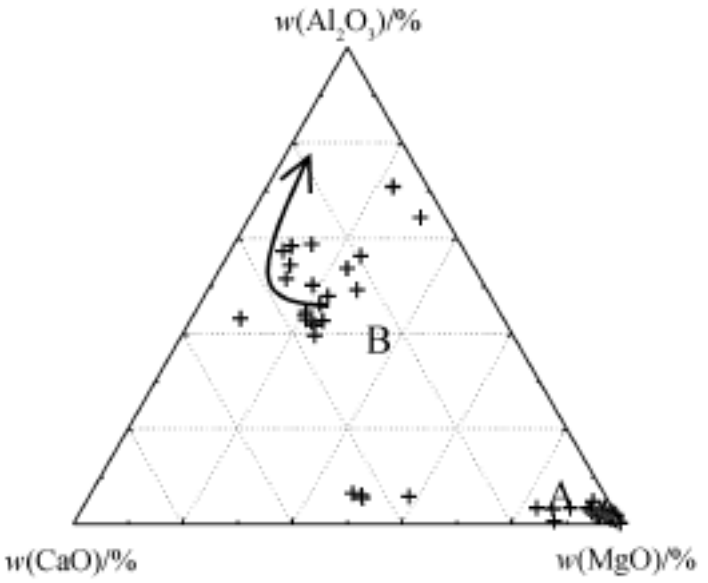


图 7-3　蛇绿混杂岩带 MgO-CaO-Al_2O_3 图解

A—超镁铁质堆积岩;B—镁铁质堆积岩。箭头表示近似的 Skaegaard 岩浆流趋势线

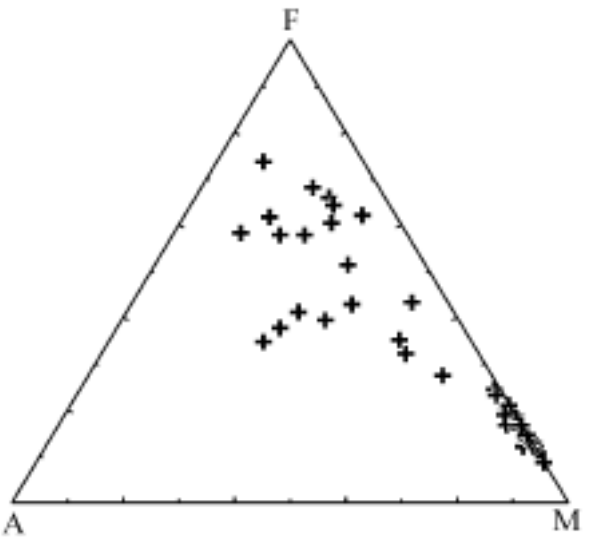


图 7-4　蛇绿混杂岩带 AFM 图解

(二)堆积杂岩和岩墙群

堆积杂岩是由镁铁质岩浆经分离结晶形成的,底部为橄榄岩,向上逐渐过渡为辉长岩,最上部为不规则的不连续分布的小型斜长花岗岩带。超镁铁质堆积岩在 MgO-CaO-Al_2O_3 图解中只占据有限的区域,与变质橄榄岩成分区域不相重叠,并比后者具有略高的 CaO、Al_2O_3 含量而更贫镁。堆积杂岩中的超镁铁质岩和镁铁质岩是从一种比 Skaegaard 母液体更富镁铁的岩浆中生成的,由于橄榄石及铬铁矿在高层位的分离结晶,岩浆朝着大洋拉斑玄武岩方向演化,最终演化出斜长花岗岩(低压下分异产物)。

(三)枕状熔岩和火山岩组合

双峰式火山岩具有轻稀土中等程度富集特征,其中,基性岩 $(La/Yb)_N = 2.25 \sim 8.25$,酸性岩 $(La/Yb)_N = 5.78 \sim 9.18$;稀土总量不高。Sr 初始比为 $I_{Sr} = 0.7086$,并具有高的 $\delta^{18}O$ 和 $^{206}Pb/^{204}Pb$(基性火山岩 $\delta^{18}O \approx 0.44\% \sim 0.87\%$,$^{206}Pb/^{204}Pb = 15.6418 \sim 20.5503$;酸性火山岩 $\delta^{18}O \approx 0.8\% \sim 1.1\%$,$^{206}Pb/^{204}Pb = 19.8965 \sim 29.3419$)。基性火山岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 均为低正值($< +4.29$),表现为弱亏损地幔源特征(车自成、刘良,1997)。

从玄武岩 $w(TiO_2)$ 与 $w(TFeO)/w(TFeO + MgO)$ 关系图可知,阿尔金山北缘地区拉配泉-红柳沟蛇绿岩套属于低 Ti 型(见第五章),可能形成于消减带拉张的小洋盆中(Coleman,1984,1987)。

消减带拉张的小洋盆,其板块构造的扩张、闭合速度与火山岩平均值的 K_2O、θ 有关,$\theta = SiO_2 - 47 - (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$,$(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ 为分子比(Sugisaki,1976)。当板块不动时,火山岩平均值 K_2O 量、碱度最大;而当板块移动(扩张或闭合)时,K_2O 量、碱度迅速降低,速度愈快,降得愈低。在玄武岩 K_2O 与拉张速度关系图解(见图 5-13)中,采用几个较新鲜玄武岩 K_2O 平均值(1.05%),得到阿尔金地区古生代处于消减带的小洋盆其拉张速度(v_p)为 0.32cm/a,变化范围为 0.16～0.44cm/a。

吴峻等(2001)把红柳沟蛇绿岩中变基性火山岩分为 MORB 和 OIB 两种。其 Sm-Nd 同位素实验结果表明,OIB 型变基性火山岩来自原始地幔或略富集地幔;MORB 型变基性火山岩来自亏损地幔。

三、超基性岩和铬铁矿含矿性

与国内及新疆境内成矿好的超基性岩以及甘肃大道尔基含铬岩体相比,红柳沟Ⅱ号和Ⅵ号超基性岩的成矿条件较差(表 7-3)。

表 7-3　红柳沟Ⅱ、Ⅵ号超基性岩体主要地质特征及其对比简表

	国内及新疆境内成矿好的超基性岩	甘肃大道尔基含铬超基性岩	Ⅱ号含铬超基性岩	Ⅵ号含铬超基性岩
空间分布	多分布在地槽褶皱带内,规模大,成矿性好	祁连山加里东褶皱带内(槽区)	塔里木陆台南东缘阿尔金山褶断带内(槽区)	与Ⅱ号岩体同
成岩时期	主要为海西期、燕山期和喜马拉雅期	加里东晚期?	新元古代扬子期?	与Ⅱ号岩体同
岩体形态	较复杂,矿体常产于岩体膨大和侧支部位、沿走向的拐折处、边界呈港湾状部位台阶式的陡倾变化处及岩体基底凹兜处	为陡倾斜的单斜岩体,平面上呈狭长的透镜状,中部膨大	为陡倾斜的单斜岩体,平面上呈狭长的脉状,西段膨大,东段狭窄	为中-陡倾的单斜岩体,平面形状为菱形,中部膨大
岩体类型	主要为纯橄-斜辉辉橄岩岩体,以单期多相高铝型含纯橄岩的斜辉辉橄岩组合及复合岩体对成矿最有利。单斜辉石岩-纯橄岩型岩体成矿尚可,但不多	多期复合单斜辉石岩-纯橄岩型岩体,具二次岩浆活动的特点	单期多相、低铝的单斜辉石岩-纯橄岩型岩体	与Ⅱ号岩体同
岩体规模	岩体规模较大,一般大中型,矿床都赋存在较大岩体内,面积小于 1km^2 的,有时见有小型矿床	面积 80km^2,长 8.4km,宽 0.5～1.2km	面积 3.83km^2,长 7.8km,最宽处 1.03km,西段膨大部分 2.17km^2,纯橄岩 1.17km^2	面积 1.21km^2,最宽处 0.64km^2,纯橄岩 0.66km^2
岩浆分异	分异程度越高,成矿越有利	两个岩相带:①纯橄岩相;②橄榄岩-透辉石-辉长岩相	两个岩相带:①纯橄岩相;②纯橄岩-单斜辉石岩杂岩相	两带:①纯橄岩相;②纯橄岩-单辉辉橄岩-单辉辉石岩相
岩石化学特征	镁质超基性岩,MgO 在 40% 以上,镁铁比值 m/f 在 10～12 时对成矿有利	含矿纯橄岩相: m/f = 7～7.69 MgO = 38.16%～38.84% Al_2O_3 = 0.31%～0.55%	纯橄岩相: m/f = 6.8～12.2 MgO = 32.49%～44.07% Al_2O_3 = 0.47%～1.35%	纯橄岩相: m/f = 6.1～9.1 MgO = 26.96%～39.73% Al_2O_3 = 0.67%～1.12%
尖晶石成分	含矿纯橄岩相: Al_2O_3 = 16.99%～17.68% Cr_2O_3 = 47.72%～49.60% (FeO) = 23.62%～23.73% MgO = 9.64%～9.78%	纯橄岩相: Al_2O_3 = 7.22%～8.68% Cr_2O_3 = 40.83%～43.60% (FeO) = 42.14%～47.70% MgO = 4.25%～5.58%		
剥蚀	浅至中等剥蚀程度	浅至中等剥蚀程度	浅至中等剥蚀程度	浅至中等剥蚀程度
岩体构造	原生裂隙构造、弧形构造(挠曲、褶曲)、同源晚期脉岩发育	原生构造发育	原生裂隙构造,中部沿裂隙贯入同源脉岩	原生裂隙构造,南部沿裂隙贯入同源脉岩
Cr_2O_3 含量	一般岩体 >0.45% 含矿岩体 >0.6%	岩体平均:0.71% 纯橄岩相:0.93%	岩体平均:0.31% 纯橄岩相:0.49%	岩体平均:0.31% 纯橄岩相:0.38%
矿化情况	矿化发育,常具有成带分布、成群出现、成段集中特点	矿化发育,有 10 个矿群,构成工业矿带	稀疏矿化,有 5 个矿化群,未见工业矿体	稀疏矿化,矿石为稀疏锖染状,未见工业矿体

注:据新疆地质矿产局第三地质大队(1985)资料,有修改。

根据新疆地质矿产局第三地质大队(1985)资料,红柳沟超基性岩体中铬铁矿化(表 7-4)主要发育在蛇纹石化方辉橄榄岩和纯橄岩中,矿化呈细脉状、网脉状或稀疏至稠密浸染状,矿化体单体呈扁豆状和分枝脉状,群体成断续扁豆状和雁列式排列,规模小,分布零散,工业意义不大。成因类型为晚期岩浆矿床,主要为分异式,少量为贯入式和熔离式。

含铬矿物主要为铬尖晶石,其化学成分见图 7-5,为高铬铬尖晶石,Al_2O_3 含量为 6.5%～15%,

Cr_2O_3 含量为 37%～53%。其中,三价阳离子主要为 Cr^{3+}、Fe^{3+} 和 Al^{3+},二价阳离子为 Fe^{2+} 和 Mg^{2+},Mg-Fe 间为完全类质同象,构成镁铬铁矿-铬铁矿系列。

根据产状的不同,可以把超基性岩分为两大建造类型:层状侵入体和蛇绿岩套。Duke(1983)根据大量资料,按照铬尖晶石成分,在 Mg/(Mg + Fe^{2+})—Cr/(Cr + Al)图上圈出了两大建造的成分分布范围。红柳沟超基性岩中铬尖晶石的成分(图 7-6)与 Duke(1983)图中层状侵入体的成分范围比较相近,部分处在两大建造的成分重叠区。

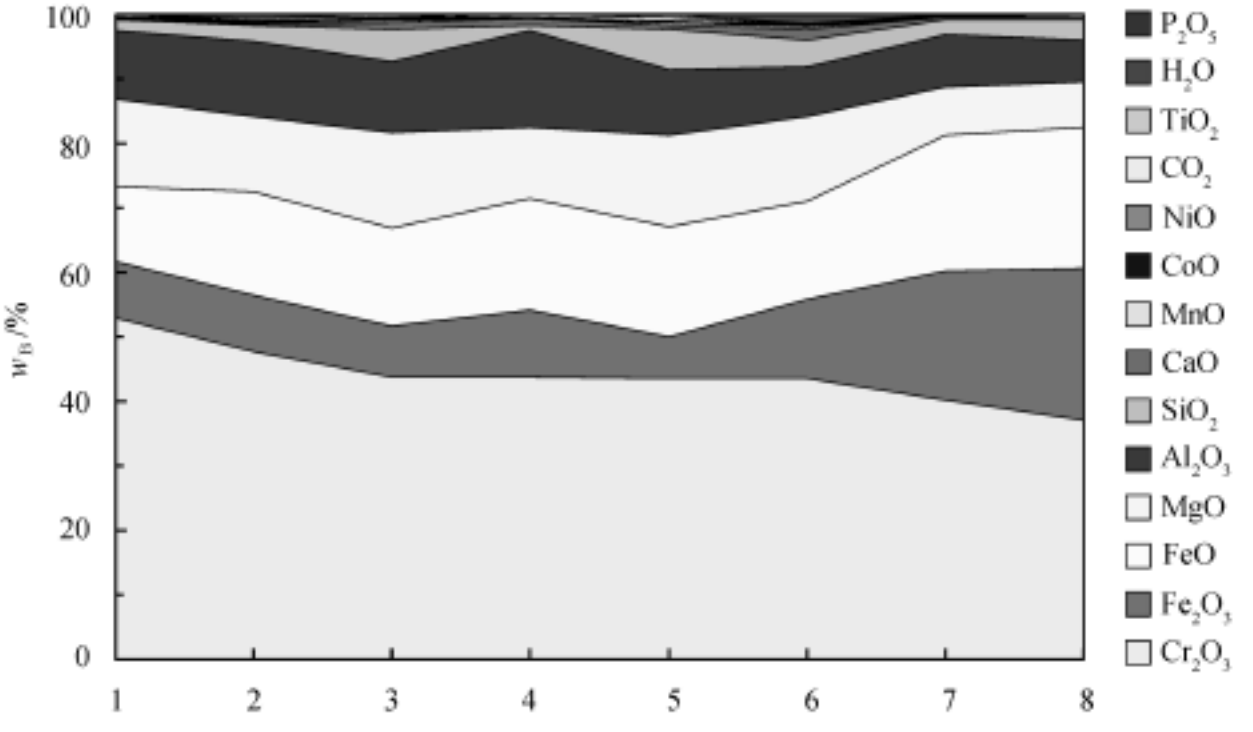


图 7-5　铬尖晶石化学成分图解

(据新疆地质矿产局第三地质大队,1985 资料)

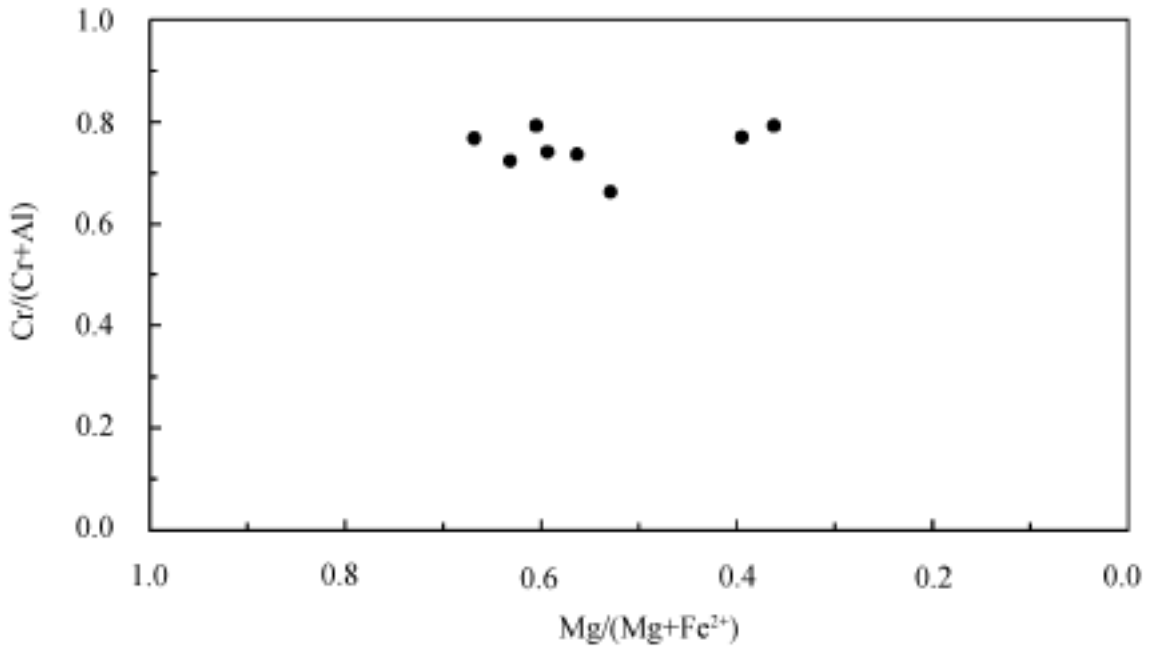


图 7-6　铬尖晶石组分分布图

四、蛇纹石化作用

拉配泉-红柳沟蛇绿混杂岩带中超基性岩大部分已经过蛇纹石化蚀变作用而变为蛇纹岩。蛇纹石为水和橄榄石、辉石等的反应产物,水的来源主要为地壳中的大气水。蛇纹石化主要产物为利蛇纹石、纤蛇纹石和叶蛇纹石,此外还有少量水镁石、滑石、碳酸盐(菱镁矿)和绿泥石。在 350℃以下以至 100℃的稳定环境中,斜方辉石容易被叶蛇纹石交代而保持斜方辉石假象,此时的叶蛇纹石被称为绢石。橄榄石则被纤蛇纹石交代而形成网格状结构,其中网眼为已蚀变的或保留部分残晶的橄榄石,网格为由蛇纹

表 7-4　红柳沟超基性岩体中铬铁矿矿石化学成分　　(w_B/ %)

样品编号	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	NiO	CaO	P_2O_5	SiO_2	K_2O	Na_2O
843-2H-31		14.31	5.71	5.9		0.23	0.016		24.42		
843-2H-32		18.63	6.63	6.07		0.22	0.02		22.17		
843-2H-33		17.15	6.16	5.26		0.18	0.017		18.17		
843-2H-34		8.4	5.26	4.13		0.27	0.014		26.91		
843-2H-35		33.66	17.42	10.59		0.16	0.025				
843-2H-37		0.56	7.83	2.65		0.21	0.015				
843-2H-38	1.6	8.52	5.52	3.5	33.04		0.62	0.18	27.65	0.17	0.17
843-2H-39	1.53	2.06	3.58	5.3	44.95		0.59	0.16	26.26	0.1	0.2
843-2H-40	1.59	1.89	3.54	5.46	43.07		0.41	0.1	34.73	0.11	0.68
843-2H-41	1.12	10.23	4	4.54	39.58		0.53	0.25	31.51	0.15	0.38
843-2H-42	1.54	4.83	3.89	4.64	41.9		2.06	0.21	36.94	0.09	0.41
843-2H-43	0.61	11.23	3.97	3.55	36.1		0.82	0.25	33.45	0.12	0.29

(据新疆地质矿产局第三地质大队,1985)

石化作用析出的分布在橄榄石晶粒边缘的尘状磁铁矿,后者反映了原始橄榄石集合体的晶粒边界。温度稍高或稍有应力,网格状纤蛇纹石即转变为叶蛇纹石,初时为十字形,进一步变为束状以至帚状并变粗。

蛇纹石化作用一般可以表示为:

$$\text{橄榄石} + \text{斜方辉石} + H_2O + O_2 \rightarrow \text{蛇纹石} + \text{水镁石} + \text{磁铁矿} + 0.x H_2O$$

纯橄岩和方辉橄榄岩的蛇纹石化主要是热液蚀变作用。

五、成因和形成时代

根据拉配泉-红柳沟地区超基性岩的产出特征、铬铁矿化特征以及普遍发育的蛇纹石化现象,可以认为它们属于阿尔卑斯型超镁铁岩,虽然在 Mg/ (Mg + Fe^{2+})-Cr/ (Cr + Al)图中铬尖晶石成分与层状侵入体的成分范围比较相近。阿尔卑斯型超镁铁岩以方辉橄榄岩为特征,并产出豆荚状铬铁矿,一般出露在优地槽褶皱带中。超镁铁岩中铬尖晶石成分为高铬铬尖晶石,与亚直立的地幔底辟式方辉橄榄岩中铬尖晶石成分(Marc Leblanc & Violette,1983)相似。因此,拉配泉-红柳沟蛇绿岩套可能为大洋扩张中脊上升的蛇绿岩套。这与吴峻等(2001)的观点相近;他们根据变基性岩组合和地球化学特征,认为红柳沟蛇绿岩与洋中脊型和近洋脊热点或地幔柱有关。

该蛇绿岩套的形成时代还没有最后的结论。郭召杰等(1998)给出阿克塞以东半鄂博图(半果巴)沟蛇绿岩套(三个玄武岩 + 六个辉长岩)Sm-Nd 等时线年龄为 949±62Ma,辉长岩(六个样品)的 Sm-Nd 等时线年龄为 829±60Ma,并认为后者代表了该蛇绿岩带的成岩年龄,说明了至少在这时候(相当于青白口纪),北塔里木地块(包括敦煌地块)和南塔里木地块(包括柴达木地块)之间还是被洋盆分割的。郭召杰等(2000)认为红柳沟—拉配泉蛇绿岩带与塔里木盆地中央航磁异常带相连,代表南北塔里木地块拼贴缝合的位置。而该蛇绿岩套中八个火山岩岩石样品 Rb-Sr 等时线年龄为 424.28±8.07Ma(车自成等,1995a),玄武岩 Sm-Nd 等时线年龄为 508.3±41Ma(MORB)～524.4±44Ma(OIB)(刘良等,1999),说明它可能是早古生代蛇绿岩套。

支持早古生代蛇绿岩套的证据还包括:①拉配泉一带已发现产有腕足类、海百合茎等化石的地层已被确定为奥陶纪地层(张显庭等,1984);②在蛇绿岩套上部岩层的碳酸盐岩和复理石沉积中曾先后找到晚奥陶世、中奥陶世和晚寒武世至早奥陶世化石(车自成等,1992);③甘肃阿克塞县红柳沟原定晚元古代青白口系地层和拉配泉原定老地层中发现有晚古生代放射虫化石(和政军等,1999)。

Sobel & Arnaud(1999)也认为阿尔金北缘地区蛇绿混杂岩中的枕状熔岩和高压变质岩是消减掉的古生代洋壳的残片。他们认为该洋盆关闭的时间在早志留世之后和中泥盆世之前,并把它命名为拉配泉缝合线(中古生代),消减带为南倾(现在地理位置)。

因此,这里笔者认为拉配泉-红柳沟蛇绿混杂岩带是早古生代洋壳残片,可以与北祁连地区的蛇绿岩相对比,同属于科迪勒拉型。Moores(1982)和 Coleman(1984)从蛇绿岩产出的大地构造背景出发,将全球蛇绿岩划分为特提斯型和科迪勒拉型两大类。特提斯型造山带是从大陆裂谷开始,经过被动大陆边缘而结束于大陆碰撞;科迪勒拉型造山作用则是从被动大陆边缘开始,由于大洋岩石圈长时期的消减作用而经历了漫长的活动陆缘或岛弧阶段。后者具有更丰富的深海沉积物和火山物质。在科迪勒拉型造山带中,蛇绿岩和蓝片岩常常构造超覆在增生的深海沉积物和岛弧火山岩之上,而在特提斯型造山带它们位于被动陆缘和古老的大陆基底之上。阿尔金山北缘地区蛇绿岩正具有科迪勒拉型蛇绿岩的性质。

第三节　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带

一、岩 石 组 成

阿帕-茫崖蛇绿混杂岩分布在阿尔金山南麓,沿阿尔金主断裂西起于田县南、东至茫崖及索尔库里一带呈 NEE 向延伸。已知有 70 多个规模不等的基性-超基性岩岩体断续分布在长约 700km 的范围内,总面积超过 20km^2。该蛇绿岩套主要由复理石及碳酸盐岩地层及其呈透镜状赋存于其中的基性—超基性岩岩体、基性—酸性双峰式火山岩组合(包括枕状熔岩)和少量硅质岩组成。基性-超基性岩主要为蛇纹石化斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩等。上部发育斜长岩和斜长花岗岩。

二、岩石地球化学特征

(一)火山岩和硅质岩

本研究采集了该蛇绿混杂岩带中火山岩和硅质岩样品。表 7-5、表 7-6 和表 7-7 分别给出了它们的化学成分、微量元素和稀土元素含量。表 7-8 给出了它们的稀土元素特征参数。

表 7-5　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带中火山岩和硅质岩化学成分　(w_B/ %)

	样品号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	总量
1	97200-7	碱玄岩	45.94	2.53	15.28	5.22	7.25	0.2	6.8	10.26	2.7	0.65	0.33	2.86	100.02
2	97200-12	流纹岩	73.27	0.32	13.18	3.02	0.65	0.05	0.22	0.6	3	5.46	0.15	0.53	100.45
3	97110-6	玄武岩	52.11	2.25	15.65	10.61	4.45	0.36	2.82	3.27	5.42	0.08	0.31	2.66	99.99
4	97110-3	硅质岩	89.48	0.15	4.32	0.9	1	0.1	0.69	0.62	0.55	1.1	0.1	0.98	99.99

采样地点:1～2 为库勒萨依,3～4 为云母矿。样品由北京大学地质系测试。

表 7-6　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带中火山岩和硅质岩微量元素含量　(w_B/ 10^{-6})

	样品号	岩石名称	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	Cr	Y
1	97200-7	碱玄岩	18.3	334	204	24.4	3.7	144	4.19	3.33	227	33.01
2	97200-12	流纹岩	181	59	291	23.5	3.25	333	8.69	17.5	45	33.28
3	97110-6	玄武岩	3.3	194	27	3.3	0.95	83.8	2.23	1.79	105	48.16
4	97110-3	硅质岩	42.7	105	336	5.7	0.6	35.6	1.07	2.58	23.5	6.92

采样地点:1～2 为库勒萨依,3～4 为云母矿。样品由北京大学地质系测试,测试仪器:(USA)Jarrell-Ash 公司 ICAP-9000SP(后同)。

表 7-7　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带中火山岩和硅质岩稀土元素含量　(w_B/ 10^{-6})

	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	97200-7	15.37	37.53	5.27	24.93	6.84	2.84	8.89	1.32	7.11	1.55	3.86	0.56	2.75	0.44	33.01
2	97200-12	60.74	126.1	13.55	49.68	9.47	1.26	13.16	1.65	7.67	1.73	4.42	0.68	3.67	0.55	33.28
3	97110-6	5.94	14.72	2.66	14.99	5.45	2.13	8.36	1.34	7.86	1.91	5.41	0.8	4.51	0.71	48.16
4	97110-3	14.76	30.79	2.97	10.89	2.65	0.8	2.9	0.37	1.82	0.41	1.08	0.16	0.85	0.13	6.92

注:岩石名称和采样地点同表 7-5。样品由北京大学地质系测试。

表 7-8　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带中火山岩和硅质岩稀土元素特征参数

	样品号	岩石名称	ΣREE	LREE/ HREE	$(La/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$	$(Gd/Yb)_N$	δEu	δCe
1	97200-7	碱玄岩	119.26	5.78	3.77	1.41	2.61	1.11	1.004
2	97200-12	流纹岩	294.33	13.45	11.2	4.03	2.89	0.35	1.058
3	97110-6	玄武岩	76.79	2.41	0.89	0.69	1.5	0.96	0.891
4	97110-3	硅质岩	70.58	8.52	11.71	3.50	2.75	0.88	1.12

注:采样地点同表 7-5。ΣREE(稀土总量)单位为 10^{-6},不包括元素 Y。

结合前人的研究结果说明,茫崖地区基性火山岩属拉斑玄武岩系列,稀土元素配分均为 LREE 略富集型(图 7-7),Th/ Ta 比值接近 1(少数 > 1.5),Nb/ Y 为 0.34～0.62,Ti/ Y 为 310～430(平均为 381),Ti/ V 为 37～62,Zr/ Nb 为 9.4～12.4,Sr/ Rb 为 12～80(平均为 37),Nb/ Th 为 7.7～16.8,显示了 E-MORB 或 OIB(洋岛玄武岩)特征;$\varepsilon_{Nd}(t)$ = 3.95～4.12,为低正值,表明其源区来自亏损的软流圈地幔,但又有富集地幔的加入(刘良等,1998)。酸性火山岩为具有明显负 Eu 异常的轻稀土富集型配分型式(图 7-7)。玄武岩和硅质岩中 Ba 含量都较高。硅质岩的稀土元素配分型式(图 7-7)与玄武岩相类似,说明了它们之间具有较密切的成因联系;硅质岩具有较低的稀土总量,并显示轻稀土富集。

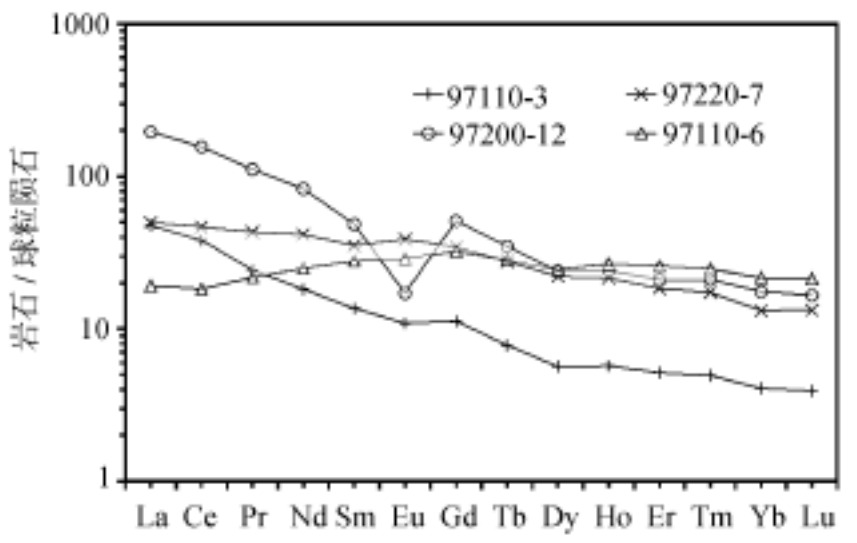


图 7-7　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带中火山岩和硅质岩稀土配分型式

97200-7 和 97110-6 为玄武岩;97200-12 为流纹岩;97110-3 为硅质岩

(二)花岗岩和斜长岩

在阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带中产出有少量的花岗岩和斜长岩。表 7-9 给出了相伴出现的斜长岩和花岗岩化学成分,并在表 7-10、表 7-11 中列出了它们的微量元素和稀土元素含量。表 7-12 给出了它们的稀土元素特征参数。

表 7-9　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带中花岗岩和斜长岩化学成分　(w_B/ %)

	样品号	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	总量
1	97205-1G	花岗岩	72.15	0.17	13.69	0.24	1.8	0.04	0.33	3.29	2.64	4.6	0.13	0.88	99.96
2	97205-2G	斜长岩	47.83	0.19	27.76	0.82	1.25	0.05	2.39	14.31	2.56	0.4	0.25	2.2	100.01

注:采样地点为鱼目泉。样品由北京大学地质系测试。

表 7-10　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带花岗岩和斜长岩微量元素含量　(w_B/ 10^{-6})

	样品号	岩石名称	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	Cr	Y
1	97205-1G	花岗岩	187	336	1158	12.6	1.93	66.8	1.73	12.15	22.7	13.54
2	97205-2G	斜长岩	19.2	1753	284	5.2	1.1	28.6	1.36	5.57	110	6.55

注:采样地点:鱼目泉。样品由北京大学地质系测试。

表 7-11　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带花岗岩和斜长岩稀土元素含量　(w_B/ 10^{-6})

	样品号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
1	97205-1G	18.74	38.22	3.91	14.16	3.27	1.22	3.89	0.53	2.59	0.62	1.67	0.27	1.51	0.24	13.54
2	97205-2G	15.91	32.13	3.51	14.72	3.93	1.3	3.7	0.47	2.2	0.41	0.99	0.13	0.72	0.1	6.55

注:岩石名称和采样地点同表 7-9。样品由北京大学地质系测试。

表 7-12　阿尔金杂岩花岗岩和斜长岩稀土元素特征参数

	样品号	岩石名称	ΣREE	LREE/ HREE	$(La/Yb)_N$	$(La/Sm)_N$	$(Gd/Yb)_N$	δEu	δCe
1	97205-1G	花岗岩	90.84	11.23	8.37	3.60	2.08	1.05	1.07
2	97205-2G	斜长岩	80.22	14.98	14.90	2.55	4.15	1.04	1.03

注:采样地点为鱼目泉。ΣREE(稀土总量)单位为 10^{-6},不包括元素 Y。

图 7-8 为该花岗岩和斜长岩的球粒陨石标准化稀土元素配分型式,表现为轻稀土强烈富集型,它们的稀土元素配分型式非常接近,其中轻稀土的分馏作用不明显,而重稀土的分馏作用较为显著。在洋脊花岗岩标准化微量元素蛛网图(图 7-9)中,鱼目泉花岗岩和斜长岩表现为火山弧花岗岩(VAG)性质。

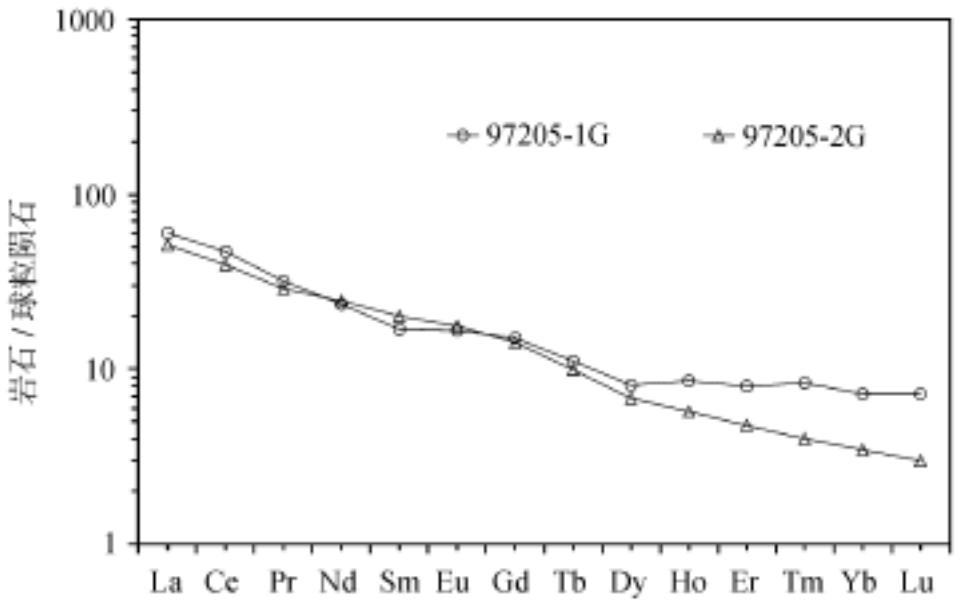


图 7-8　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带花岗岩和斜长岩稀土配分型式

97205-1G 为花岗岩;97205-2G 为斜长岩

斜长岩中斜长石含量占长石总量的 90%以上,斜长石牌号在 69 左右,镁铁矿物含量不到 10%。主要组成矿物为斜长石、斜方辉石等。

斜长岩是一种特殊的堆积岩,形成于地壳的较深部,其深度大约超过 35km,在侵入时地壳岩石可以发生部分熔融而产生伴生的花岗岩质岩石。斜长岩是蛇绿堆积杂岩的组成部分。

微量元素判别图(图 7-10)中,鱼目泉斜长岩表现为 VAG(火山弧花岗岩)性质,而该花岗岩则更是表现为同碰撞花岗岩的性质。

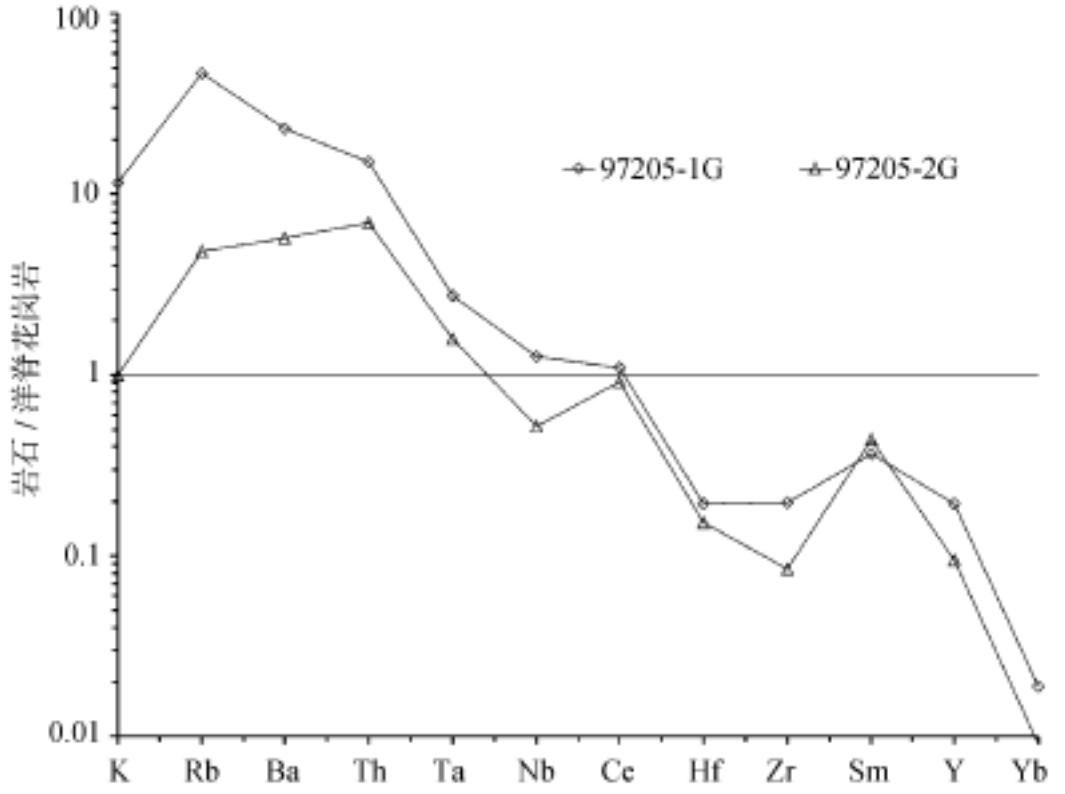


图 7-9　阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带花岗岩和斜长岩微量元素蛛网图

(洋脊花岗岩数据自 Pearce et al, 1984)

97205-1G 为花岗岩; 97205-2G 为斜长岩

三、形成时代和成因

关于该蛇绿岩套的形成年代,目前仍存在不同的年龄数据和观点。刘良等(1998)得到该蛇绿岩套中 8 个玄武岩样品 Sm-Nd 等时线年龄为 481.3±53Ma,认为它可能代表了区内蛇绿岩的形成时代为早古生代。该年龄与阿尔金山中酸性深成岩类的侵入时代大致相当,同时也与阿尔金地区榴辉岩相变质作用的时代相一致(不过,最新的年代学数据显示阿尔金山榴辉岩可能形成于新元古代; Gehrels 等未出版数据)。郭召杰等(2000)得到的 Sm-Nd 等时线年龄为 1449±270Ma,显示为前寒武纪,可能是新生代阿尔金断裂走滑过程中从祁连山等地区拖曳进来的碎片(Yin & Nie, 1996)。

第四节　蛇绿岩与成矿

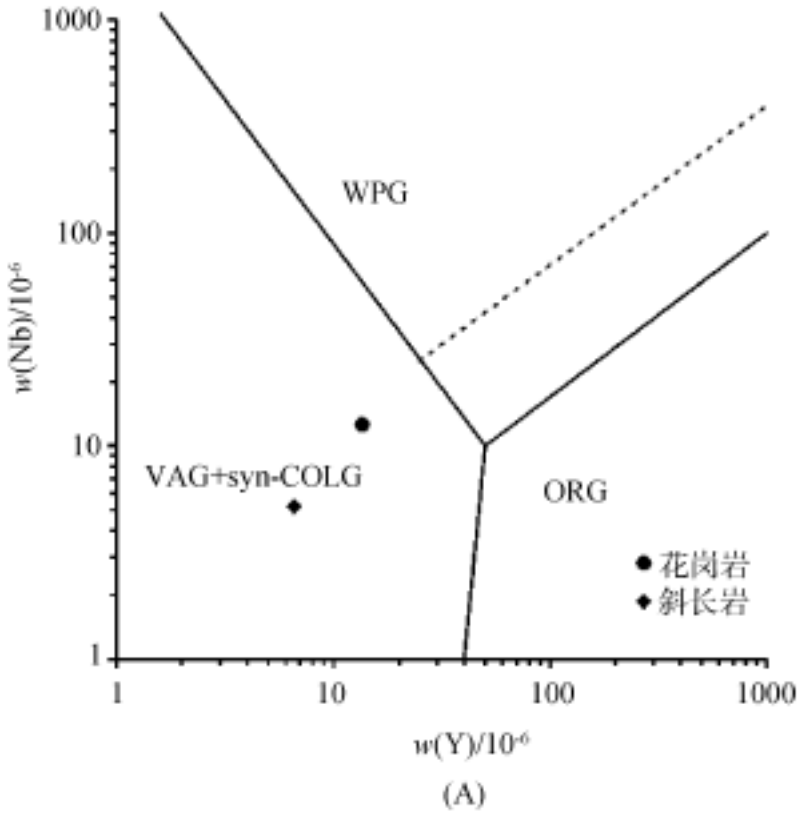
蛇绿岩可能代表一种特殊的构造环境,如洋中脊、弧后盆地或海沟附近的混杂堆积带。阿尔金地区多个蛇绿混杂岩带的产出,说明该地区存在古大洋及沟弧盆构造体系。因此,蛇绿岩的分布界定了成矿的构造环境。同时,与蛇绿岩直接有关的铬铁矿矿化和少量的铜矿化等,具有重要的金属矿产找矿意义。蛇绿岩中产出有大量的石棉矿,并产出有一些玉石矿床,构成该地区重要的非金属矿产。

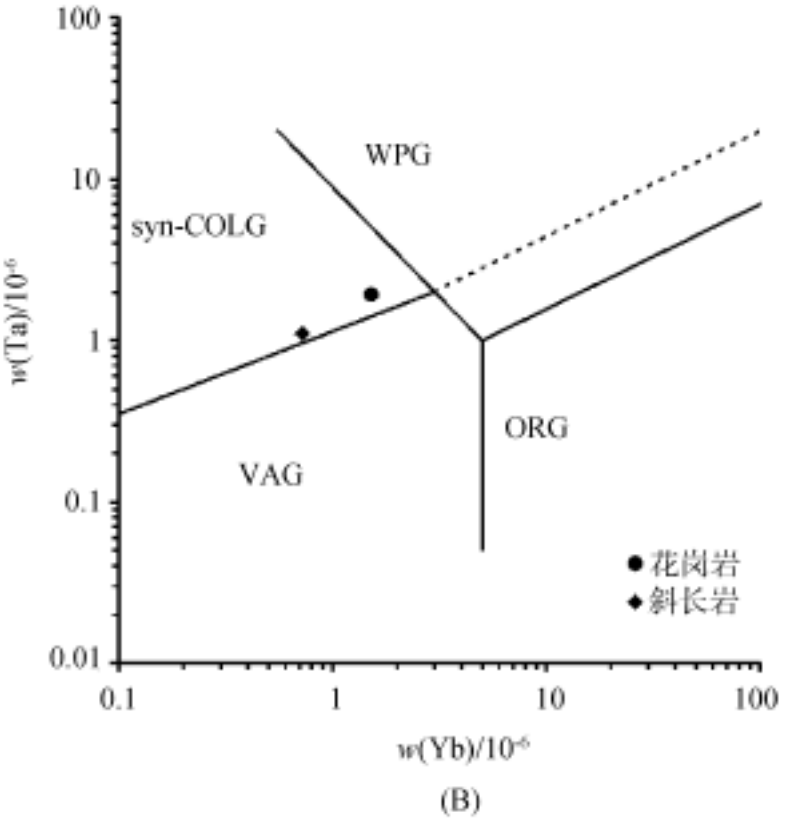
小　　结

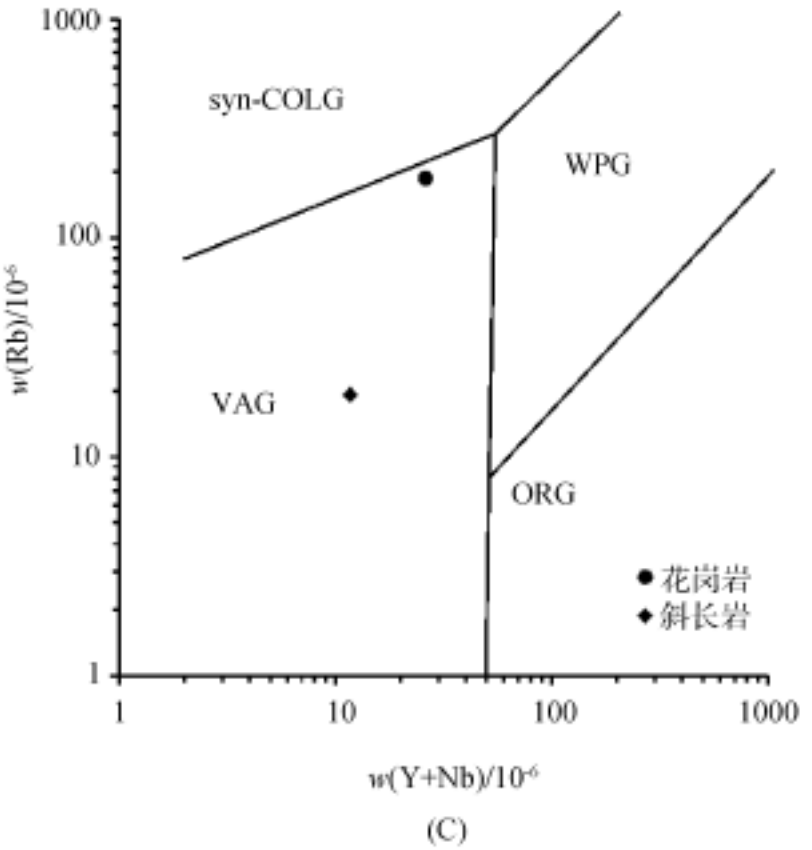
通过本章分析,得到以下初步的认识:

1)红柳沟-拉配泉蛇绿混杂岩带内蛇绿岩套为低 Ti 型,具有科迪勒拉型蛇绿岩性质,可能形成于消减带拉张的小洋盆中,其拉张速度为平均 0.32cm/ a,变化范围为 0.16～0.44cm/ a。其中超镁铁岩属于阿尔卑斯型。

2)阿帕-茫崖蛇绿混杂岩带内蛇绿岩套分异明显,在其晚期产生斜长岩,并在一侧发育火山岛弧。基性火山岩为拉斑玄武岩系列,显示 E-MORB 或 OIB(洋岛)玄武岩性质。硅质岩表现出与玄武岩的关系密切,具有深海远洋沉积特征。







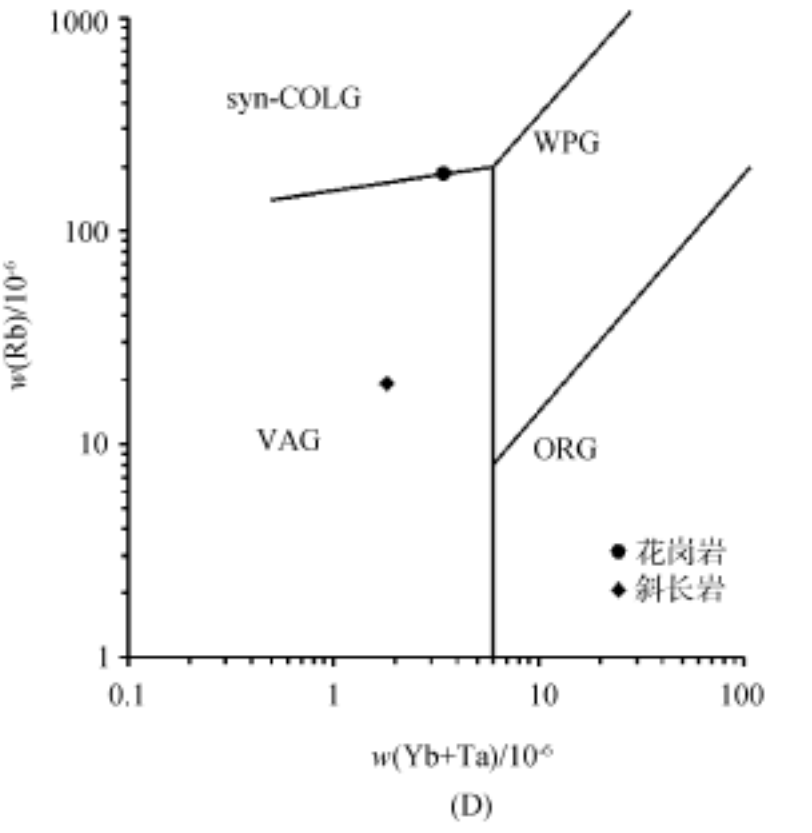


图 7-10　微量元素构造环境判别图解

(据 Pearce et al, 1984)

(A) Nb-Y; (B) Ta-Yb; (C) Rb-(Y + Nb); (D) Rb-(Yb + Ta)

syn-COLG—同碰撞花岗岩; VAG—火山岛弧花岗岩; WPG—板内花岗岩; ORG—洋脊花岗岩