

甘肃音凹峡地区 混合岩化作用特征及找矿意义

潘伯龄 张建树 杨发昌
(兰州大学) (甘肃地矿局遥感地质站)

甘肃北山音凹峡地区处于阴山—天山东向西向复杂构造带的西段,区内花岗岩类岩体广泛发育,构造复杂,在全区形成了强烈挤压的破碎带。近两年来,笔者在该区参加1:5万区域地质调查工作过程中,发现区内广布的花岗岩类岩石实为类型比较齐全的各种混合岩和混合花岗岩,其面积占工作区总面积的85%以上。同时,还发现本区上二叠统方山口组也遭受了广泛的混合岩化作用,形成各类混合岩,并伴有良好的成矿作用,这种现象在北山区地质研究史上是罕见的。因此,研究本区的混合岩化作用,不但有其科学意义,而且也有实际意义。

本文着重对该区的各类混合岩、混合岩化作用的特征和成因,以及这一发现对北山地区地质找矿研究的意义进行初步探讨。不当之处请指正。

一、混合岩的分布及其地质时代

区内各类混合岩的分布大致可分为南、北两带(图1);北带主要集中于大豁落山南和红山以北地区。此带走向大体呈东西向,但西至红山井处转呈南西走向,并组成略向北凸出的弧形构造,在新月山南,与1:20万安北幅所划的 O^b 混合岩带相接。该带向西一直延伸到辉铜山西,全长150公里以上,宽数公里,向两端还有延伸的趋势,它是北山地区重要的混合岩带之一,前人将此带划为花岗岩和花岗闪长岩体,仅在局部圈出了奥陶纪混合岩,现据实际资料证明,本区广泛发育着各类混合岩和混合花岗岩。南带分布于红山南至音凹峡以北地区。向西延伸不远,到大奇山附近过渡为二叠纪火山岩,此带也呈向北凸出的弧形构造,其展布不但远没有北带延伸长,而且带内还保留有较多的原岩,这为研究混合岩化作用提供了有利条件。

南、北两带混合岩原岩的地层时代有所不同,前人根据生物化石和区域对比,将北带的划归奥陶纪。甘肃遥感地质站在北带混合岩中采得全岩样,最近由青海省地质科研所进行了Rb—Sr法测定,求得地质年龄为 479.9 ± 19.74 百万年,此年龄值也相当于早中奥陶世。值得提出的是在紧靠北带混合岩的墩墩山发育着一套产有丰富标准化石的泥盆纪地层,该层局部也遭受了混合岩化作用,从岩性特点来看,类似于北带混合岩。1965年甘肃省地质局第一区测队曾在柳园北东混合岩带内的大理岩透镜体中采得泥盆纪腕足类化石,因此,北带混合岩的原岩也可能有部分为泥盆纪地层。

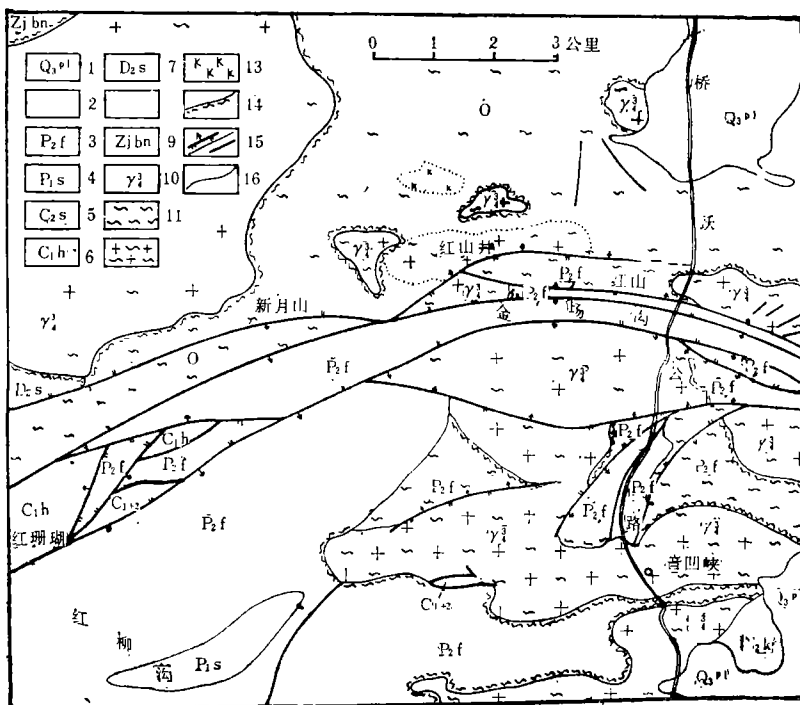


图 1 音凹峡一带地质图

1—上更新统洪积层, 2—上新统苦泉组, 3—上二叠统方山口组, 4—下二叠统双堡塘组, 5—中石炭统石板山组, 6—下石炭统红柳园组, 7—中泥盆统三个井组, 8—奥陶系, 9—蓟县系平头山群, 10—华力西晚期混合岩, 11—混合岩, 12—混合花岗岩, 13—钾长石化, 14—混合交代接触关系, 15—逆断层或性质不明断层, 16—不整合界线

南带混合岩原岩的地层时代比较容易确定, 此带中不仅保有大量原岩残留体, 向西至大奇山一带还见有与未受混合岩化二叠纪地层的过渡关系。早在60年代初, 中国科学院兰州地质研究所和甘肃第一区测队都曾在该层中采获大量标准二叠纪化石, 其中包括 *Oldhamina* 等腕足类化石和含有 *Callipteris*, *Iniopteris* 和 *Zamiopteris* 等重要分子的安加拉植物群化石。1984年遥感地质站在红山区内也采到了 *Callipteris* sp., *C. zeilleri* Zal, *Zamiopteris* sp., *Comia*? sp., *Paracalamites*? sp. 等安加拉植物群的重要化石分子, 因此我们将南带混合岩的原岩地层时代划归晚二叠世。

从整个甘肃北山地区来看, 遭受混合岩化的地层包括有奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系和二叠系。到目前为止, 还未发现有二叠纪以后的地层遭受混合岩化的现象, 根据区域内已有同位素年龄测定资料也可以看出, 混合花岗岩的地质时代归为两组: 一组最老年龄值为355百万年, 最新为279百万年, 另一组最老年龄值为271百万年, 最新为240百万年。由此可知, 北山地区的混合岩化作用主要发生在华力西中期和晚期。

二、混合岩的岩石类型和分带

区内主要有条带状混合岩、眼球状混合岩、变斑状混合岩、均质混合岩及混合花岗岩

等，此外还有少量阴影混合岩、角砾状混合岩和芝麻点状、条痕状混合岩等。现将各种类型混合岩的主要岩石特征概述如下。

（一）条带状混合岩

此类混合岩在北带分布较多，一般由暗色基体和浅色脉体相间组成，二者多呈明显的分界，有时也呈渐变关系。基体主要为凝灰质片岩或变凝灰岩，脉体为长英质岩石。二者都呈条带状延伸，其方向与区域构造线一致，局部见有紧密褶皱构造(图2)。除整齐的条带状构造外，偶见少量肠状和串珠状构造，个别的肠状构造截切了条带状构造，局部见有弯曲和分叉现象，条带宽度从几毫米至几十厘米，基体和脉体所占比例随混合岩化的发育程度而变化，混合岩化弱者以基体为主，强者以脉体为主，这种变化在北带经常见到。

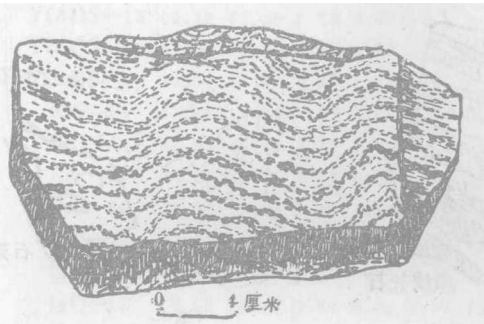


图2 混合岩中小型褶曲素描图

（二）眼球状混合岩

这类混合岩主要分布于北带两侧，以具数量不等的眼球状构造为特征，“眼球”主要由微斜长石组成，可见卡氏双晶，呈定向排列，方向基本和区域走向线一致。眼球大小不一，小者不到1厘米，大者达3厘米左右，皆属变斑晶，其中含有数量不等的石英、斜长石和暗色矿物的包体，包体数量较多时，只见眼球状轮廓。

（三）变斑状混合岩

此类混合岩的分布与前类相同，实际上是眼球状混合岩进一步交代的结果。其变斑晶都已形成比较完整的长板状钾长石晶体，长1—2厘米，最长3厘米，含量约为30%（图3）。变斑晶中常见黑云母、石英包体，具大量交代残余结构，常呈与区域构造线一致的定向排列，有的地段这种变斑晶与眼球共生，除两者的形状不同外，其它性质都类似。

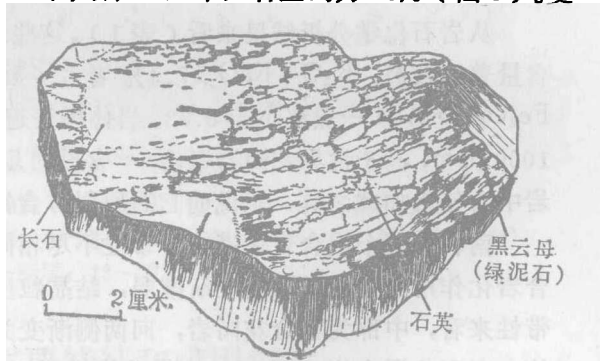


图3 变斑状混合岩标本素描图

（四）均质混合岩

这类混合岩主要分布于南带和北带靠近中部的地段，是较强混合岩化作用的产物。岩石结构接近花岗结构，矿物成分均匀，普遍为他形，混合岩中保留有原岩矿物成分的痕迹，具有有比较发育的交代残留结构。

（五）混合花岗岩

混合花岗岩分布比较广泛，主要见于南带和北带中部，它为混合岩化、花岗岩化的最终产物。混合花岗岩与围岩多呈渐变接触关系，在过渡地带常存在着混合岩化岩石，过渡地段宽窄不一，有的宽仅几厘米，局部地段与围岩呈侵入关系，但总体来看，岩体与围岩呈和谐关系。岩体内有大量原岩残留体和片麻状构造，其产状与区域产状一致。岩体的矿物成分、结构构造，宏观和微观上都极不均匀，即使同一连续露头甚至一块手标本上，也可见到不同

的岩石类型，而且彼此间没有明显的界线。斜长石主要为更长石和钠长石，部分为中长石。钾长石主要为微斜条纹长石、微斜长石和条纹长石，这说明有序度较高，其含量一般高于斜长石。石英含量变化很大，可由15—45%，且多为晶粒集合体，成堆出现，镶嵌排列，常有单晶化趋势，有的已经形成双锥柱状单晶体。岩石成分中未见原生角闪石。岩石结构构造变化也比较大，从细粒结构到伟晶结构都可见到，普遍具花岗鳞片变晶结构，另外，还有大量的交代结构，如港湾结构、净边结构、蠕虫结构、交代残余结构等（图4、5）。

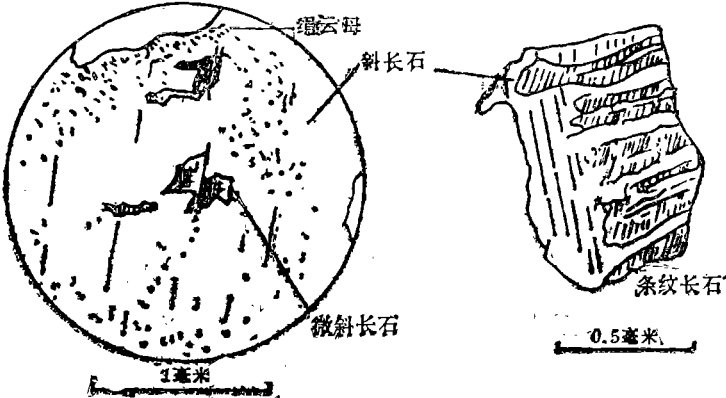


图4 钾长石交代斜长石

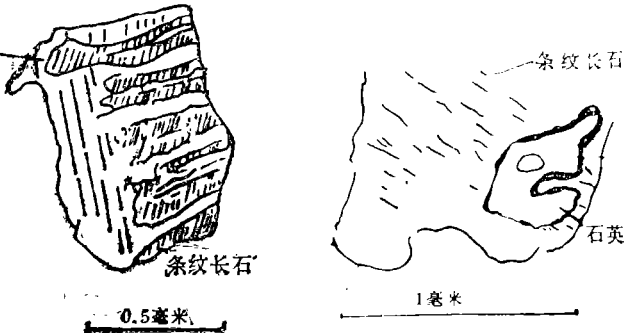


图5 钾长石交代熔蚀结晶较早的石英

值得注意的是：副矿物中许多锆石含有晚期暗色矿物包体，这种锆石晶形完整者少见，晶面具熔蚀及弯曲现象，说明它经过一个重熔再结晶的过程。岩石副矿物成分复杂，出现铁钛矿—磷钇矿—独居石—锆石组合，个别岩石薄片可见含有1%以上的红柱石和堇青石，说明原岩含有部分泥质。

从岩石化学分析结果来看（表1），这些岩体普遍富铝贫钙，常为铝过饱和型。同时钾钠含量普遍较高， $K_2O + NaO > 7.4\%$ 者占多数，而 NaO/K_2O 比值较低。氧化系数 $(Fe_2O_3/Fe_2O_3 + FeO)$ 一般都小于0.32。岩体中普遍含Cr较高，一般为几十至几百ppm，最高可达1000 ppm，高于世界花岗岩平均Cr含量的几到几十倍。铬并非亲花岗岩元素，该区混合花岗岩中含铬量如此之高，正说明它的原岩有含铬高的基性火山岩成分。

南、北两个混合岩化带的分带性不尽相同。北带分带性明显，混合岩类型比较齐全，混合岩化作用由中心向两侧逐渐减弱，结晶粒度逐渐变粗，基本呈对称型式。从岩石类型的分带性来看，中部为混合花岗岩，向两侧渐变为均质混合岩，再向外为条带状、眼球状、条痕状、变斑状混合岩（图6）。南带分带性不明显，以混合花岗岩为主，在其边缘有宽度不大的混合岩化带，主要岩石类型有均质混合岩、阴影混合岩、条带状混合岩、眼球状混合岩、变斑状混合岩和角砾状混合岩等。

南北两带的这些差异，反映了混合岩的原岩地层时代、岩石性质和混合岩化作用的特点不同。北带是奥陶纪的地层，原岩除火山熔岩和火山碎屑岩外，还有许多正常沉积岩，并且遭受混合岩化作用的时间长。南带的原岩则是以二叠纪火山熔岩和火山碎屑岩为主的地层，在岩石刚固结或尚未完全固结的时候就遭受了混合岩化，虽作用时间较短，但其岩性易于交代，所以也形成了大面积的混合花岗岩，可是还来不及发育成较好的对称型式。

表 1 音凹峡地区华力西中、晚期混合花岗岩岩石化学成分(%)表

样 品 号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻
Y(84)S—1	71.17	13.42	2.86	0.89	2.58	1.62	2.08	3.55	0.15	0.05	0.57	0.39	0.05	1.22	0.07
Y(84)S—2	75.95	12.41	1.15	0.61	0.49	0.40	4.54	3.63	0.02	0.03	0.16	0.28	0.05	0.72	0.09
Y(84)S—3	69.64	14.41	3.66	0.11	1.56	1.18	3.89	3.65	0.13	0.05	0.55	0.15	0.02	1.60	0.06
Y(84)S—10	70.40	13.30	3.46	0.28	1.78	1.24	3.50	3.25	0.13	0.05	0.58	0.23	0.01	1.64	0.00
Y(84)S—11	76.94	11.57	1.66	0.66	0.74	0.03	4.86	3.04	0.03	0.02	0.14	0.17	0.01	0.36	0.08
Y(84)S—13	69.70	15.09	1.58	0.52	1.13	0.59	5.00	4.87	0.09	0.03	0.25	0.31	0.05	0.88	0.00
Y(84)S—15	77.98	9.45	1.18	1.20	1.41	0.03	3.67	3.19	0.02	0.05	0.15	1.18	0.06	0.84	0.04
Y(84)S—16	74.64	12.48	0.41	1.14	1.89	0.22	4.19	3.90	0.10	0.05	0.09	0.82	0.03	0.64	0.10
RrS—14	68.87	14.74	1.63	1.07	3.53	1.19	2.80	3.77	0.09	0.07	0.33	0.12	0.03	0.49*	
RrS—34	67.84	13.73	2.37	1.15	3.04	1.11	3.25	3.02	0.14	0.08	0.49	—	—	1.80*	
RrS—37	74.81	12.81	0.80	0.89	0.67	0.21	4.81	3.95	0.02	0.08	0.26	—	—	—	
RrS—38	71.98	13.97	1.15	1.15	1.67	0.56	3.25	4.15	0.07	0.15	0.31	0.10	0.03	1.80	
RrS—42	73.30	12.95	1.92	1.69	1.38	0.82	4.10	2.43	—	0.02	0.20	—	0.06	—	
RrS—43	69.80	14.80	2.50	1.22	2.99	1.58	2.59	2.56	—	0.07	0.20	—	0.07	—	
IyQ—12	68.52	14.43	3.55	0.94	2.33	1.40	3.36	3.05	0.15	0.07	0.66	0.09	0.25	1.42*	
IyQ—13	75.02	12.37	1.60	0.60	0.83	0.59	4.80	3.17	0.03	0.05	0.21	0.15	0.02	0.42	
IyQ—15	74.50	12.68	1.58	0.54	0.98	0.49	4.30	3.85	0.03	0.06	0.19	0.40	0.03	0.46	
IyQ—16	75.08	12.23	1.33	1.03	0.90	0.65	4.00	3.90	0.01	0.06	0.17	0.58	0.02	0.32	
IyQ—17	75.92	12.10	1.43	0.67	0.68	0.70	4.10	3.62	0.00	0.05	0.14	0.21	0.05	0.26	

分析者: 甘肃省地矿局中心实验室 [Y(84)S]、区调队(RrS)和酒泉地调队(IyQ)。表中*表示H₂O。

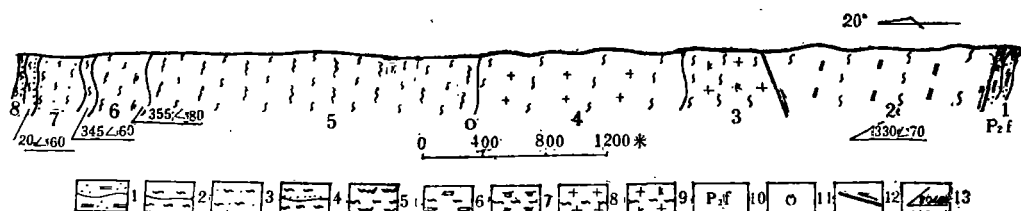


图 6 红山北奥陶系混合岩地质剖面图

1—绢云母石英千枚岩, 2—黑云母片岩, 3—浅粒岩, 4—混合质片麻岩, 5—条痕状混合岩, 6—变斑状混合岩, 7—眼球状混合岩, 8—均质混合岩, 9—钾化均质混合岩, 10—上二叠统方山口组, 11—奥陶系, 12—断层, 13—地层产状

三、混合岩化作用的主要特征和成因探讨

本文引用的混合岩化作用为广义的概念, 它包括花岗岩化作用在内, 原岩在遭受混合岩化作用之后, 可以形成各种类型的混合岩, 其终极产物就是混合花岗岩。

本区混合岩化作用的详细特征还有待于更深入地研究, 才能得到比较完整的认识。现仅就其主要特征概述如下:

(一) 该区各类混合岩的围岩都是浅变质岩系, 基本上为绿片岩相, 部分可达到角闪岩相, 都属低—中压地带的产物, 同时混合岩中还保有大量地层残留体, 由此证明, 该区混合

岩化作用是在地壳的较上部位进行的。

(二) 从流体包裹体的测试结果(表 2)来看,这些混合花岗岩的形成温度约为 226—480℃,大多在 400℃ 以下,可见成岩温度较低。流体包体以气液包体为主,气体包体较少,熔融包体极少。就是在气液包体中,其气体所占比例也很低,说明在成岩过程中,由于温度较低,沸腾现象也不明显;包体大多呈定向排列,这是成岩时受到定向压力所造成的。从包体资料也可证明这类花岗岩是交代作用形成的。

表 2 音凹峡地区混合花岗岩流体包裹体测定结果

样品编号	采 样 地 点	测定矿物	均一温度(°C)	包 裹 体 性 质
b—1	Ⅳ号剖面	石英		主要为气液、纯液体、气体包体,气液比为45%±,呈定向分布,形状不规则,大小一般为8μ以下,较少达12μ
b—5	Ⅷ号剖面	石英	446、425、416、393、 387、385、367、305、 301、295、279	纯液体、气液包体,气液比5—30%,少量达60%,少量含CO ₂ 及NaCl子矿物,均匀密集定向分布,形状不规则,大小在16μ以下
b—6	音凹峡北	石英	342、296、228、226	纯液、气液包体,气液比5—25%,均匀分布,少量定向分布,形状不规则,大小在8μ以下
b—8	Ⅲ号剖面 第四层	石英	357、310、286	主要为纯液、气液包体,少量气体包体,气液比5—30%,均匀密集定向分布,呈不规则状、圆粒、浑圆柱等,大小在12μ以下
b—9	I号剖面 第八层	石英	480、468、439、418、 386、371、351、333、 285	主要为气液包体,气液比3—40%,少量气泡体和液包体,成群定向分布,呈不规则状、浑圆状等,大小在16μ以下

测定者:云南省地矿局实验室。

(三) 该区混合岩化作用主要发生于华力西中期,它面广而强烈,在北山地区多处形成混合岩化带。这期作用是在北山华力西地槽褶皱主幕之后发育的,当时该区已经构成了现在北山构造型式的雏形。在华力西晚期,本区局部又进一步遭受了混合岩化作用,但没有上期广泛和强烈,音凹峡地区遭受这两期强烈的混合岩化作用之后,形成了广泛的混合岩化带。

(四) 根据青海省地质研究所对锶同位素测定的结果可知:北带混合岩的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值为 0.715;南带混合花岗岩 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值为 0.749。说明这些混合岩和花岗岩具有明显的交代改造特征。

(五) 如前所述,混合岩带与围岩多呈和谐关系。红山井南见一条地层残留体,宽几十米,延伸 2000 米,它与混合花岗岩呈渐变过渡关系,同时还截切了花岗岩中的辉绿岩脉,说明该区混合花岗岩多属于原地一半原地交代型。在接触带上,还见有热接触变质作用,形成了角岩和矽卡岩,并有两处形成矽卡岩型铁矿点,但规模都很小,品位也不高。

(六) 从混合岩带的空间分布来看,北带的带状型特征明显,两侧基本对称,南带则为穹窿型,分带性不明显。这种空间分布上的特征也与原岩性质、构造型式、混合岩化方式等因素有关。

(七) 区内没有见到典型的伟晶岩及其有关矿产,只见有少量简单的伟晶岩脉,这种特征可能与岩体成岩温度较低,不具备封闭环境等因素有关。

S.N.奥尔森指出：通常被承认的混合岩化作用的机理有四种：（1）部分熔融；（2）固相线下局部变质分异；（3）花岗岩质浆间层贯入；（4）交代作用。同时他还指出：混合岩化不是部分熔融和初始熔体压滤作用的一种简单过程，而是在混合岩化过程中多重作用同时进行的结果。由此可见，混合岩化作用的机理是一个复杂的过程，是多重作用的结果，但是也应看到，在多重作用中只有一种或两种起主导作用，不可能是几种作用等量进行。从本区混合岩化作用的特征来看，其机理应该是以交代作用为主导，局部伴有部分熔融、变质分异和间层贯入的作用。例如条带状混合岩，在显微镜下可见在基体之中仍有暗色矿物相对集中与暗色矿物较少的微条带交替排列，两者之间没有明显界线，这可能就是变质分异的结果。同时在很多混合岩的薄片上，还可看到石英质或长英质微脉沿原岩层理或裂隙贯入的现象。但是这些现象都是局部的，远不如交代作用那么广泛和强烈。

本区混合岩化作用的主期为碱质交代，其中还可以分为两个阶段：第一阶段为钠质交代阶段，这种交代作用使火山岩普遍钠化，其中所含的斜长石牌号普遍降低，一般都被交代成为更长石和钠长石，还有少量中长石。最终形成花岗闪长岩、斜长花岗岩和二长花岗岩等。第二阶段为钾质交代阶段，钾质交代作用使各类混合岩形成了大量的微斜长石和条纹长石的变斑晶和基质矿物，角闪石等暗色矿物多数已被黑云母所代替。岩石中交代结构发育普遍，钾长石中常含有很多斜长石的交代残余。这样就形成了广泛分布的变斑状混合岩、眼球状混合岩和混合花岗岩等。如果钾质交代强烈，还会使混合花岗岩的矿物成分相对均匀结构较粗，并能发生部分熔融产生流动，形成半原地交代型混合花岗岩。在野外常见裂隙附近钾化现象强烈，离开裂隙将有减弱的趋势，这说明钾质溶液是沿裂隙上升进行交代作用的。

混合岩化作用晚期主要为热液交代作用，使围岩产生从高温到低温的各种热液蚀变，主要有：云英岩化、矽卡岩化、萤石化、黄铁矿化、绢云母化、绿泥石化、硅化、碳酸盐化等，偶见电气石化。热液活动带来了一些成矿元素，使本区形成了有色金属、稀有金属和贵金属的矿化。

该区的混合岩化带都处于强烈构造带之中。北带为强烈挤压破碎带，南带处于弧形构造内侧应力集中地段；其围岩变质很浅，处于低压的地壳上部地带，在此特殊环境下，进行混合岩化作用必须具备那些条件，H.G.F.温克勒等的实验曾经证明：若来自外部的水补给充足，在静水压力2千巴的条件下，加热到超过700℃的变质杂砂岩就会产生相当的一部分花岗岩—花岗闪长岩熔融体。从北山地区所处的部位和构造环境看，完全可以满足上述条件，不仅能够提供充足的外部水源，还可以获得2千巴或者更高一些的压力，至于热的来源，一方面由于强烈构造运动所产生的热量可以积蓄起来，更重要的一方面是由于大量深断裂的发育，使得蕴藏在地壳深部的大量热流通过断裂而上升，对围岩进行区域动力热流变质作用。在这些热动力的驱动下，使原岩中某些元素活化、转移，加之来自地壳深部的溶液，对其进行强烈的碱质交代作用，于是就形成了大面积的混合岩。

这种混合岩化作用与区域混合岩化作用截然不同，它并非在地壳深部、经高级变质作用之后所形成。同时也不同于边缘混合岩化作用，因为这种作用仅局限于接触围岩中的很小面积内。

本文认为北山地区混合岩化作用的特征和南京大学地质系提出的“上层花岗岩化”的特

征基本类似,故属于“上层花岗岩化”的范畴。但因其处于特殊的构造环境,又带有独特之处,为了能清晰地反映出这种混合岩化作用的特征,我们暂称其为强应变带混合岩化作用。

四、地质找矿意义

北山地区广泛发育华力西中晚期混合岩的事实,使我们不得不改变对该区地质发展史及其成矿作用的传统看法。北山地区大量的酸性“岩体”,并不是来自地壳深部或地幔的岩浆分异、侵入的产物,而是在地壳浅部就地取材,经过混合岩化交代改造的结果。伴随这些“岩体”形成的矿床,其成矿物质也不是来自地幔或地壳深部,主要也是就地取材,经过活化、转移而富集成矿。即随着华力西中晚期的混合岩化、花岗岩化作用,在该区形成一个成矿系列,包括有岩浆型、伟晶岩型、矽卡岩型和热液型的有色、稀有和贵重金属等矿床。

在这种新认识的指导下,我们运用遥感地质和物化探等方法,最近在本区发现了花岗岩化热液型矿床,其中有云英岩—石英脉型钨矿床、石英脉型—细脉浸染型钼矿床和钨钼银矿床,还有中低温破碎带蚀变岩型金银矿床等。这些矿床都位于金场沟强烈挤压破碎带之中。现已查明:在已圈定的面积内,金、银、钼都已达到中型矿床规模,而且潜在远景还很大。

在评价这些矿床的过程中,发现二叠纪火山岩系为矿源层,它所含的Au、Ag、Cu、Pb、Zn、Mo、W、Sn等元素丰度很高,混合岩化—花岗岩化作用,使这些成矿元素进一步富集,其丰度比原来高几倍到几十倍,在后期热液活动中,成矿元素的丰度有大幅度提高,有的已接近边界品位。强烈的构造运动也为矿床的形成提供了导矿和容矿的构造条件,很多矿体产于挤压破碎带。

由上述可知,矿源层、花岗岩化作用和强烈的围岩蚀变、构造活动地段是该区重要的找矿标志。北山地区地处东西向复杂构造带之中,古生代的火山岩广泛分布,华力西中晚期各类混合岩化作用强烈,这些因素为有色金属、稀有金属和贵重金属矿床的形成创造了极其优越的环境。因此本文认为该区的找矿工作,在上述新认识的指导下,开拓新的找矿途径,可能会比较迅速地获得新的、更大的突破。

本文承甘肃地矿局遥感地质站李瑾煥总工程师审阅,并提出了宝贵意见;遥感地质站还为本文提供了地质资料,在此一并致谢。

主要参考文献

- [1] 中国科学院贵阳地球化学研究所, 1979, 华南花岗岩类的地球化学。科学出版社。
- [2] 刘家远、沈纪利, 1981, 江西钨的成矿岩浆体系。钨矿地质讨论会论文集。地质出版社。
- [3] 南京大学地质系, 1979, 地球化学(修订本)。科学出版社。
- [4] 徐克勤等, 1982, 华南两个成因系列花岗岩及其成矿特征。矿床地质, 第1卷, 第2期。
- [5] 徐克勤等, 1982, 华南两类不同成因花岗岩岩石化特征。岩矿测试, 第1卷, 第2期。
- [6] 潘伯龄, 1984, 甘肃北山地区花岗岩与成矿的几个问题。甘肃冶金, 第3期。
- [7] S.N.Olsen, 1983, 混合岩局部质定量研究量平衡的途径。国外矿床地质, 1985年, 1/2。
- [8] Helmut G.F.Winkler, 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks, Fourth Edition, Springer—Verlag.