

甘肃北山大山头基性杂岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义

闫海卿^{1,2}, 赵焕强¹, 丁瑞颖³, 米世好⁴, 王强¹, 贺宝林¹, 范模春¹, 任建梅¹

(1. 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 陕西 西安 710054; 3. 华东冶金地质勘查局 815 地质队, 安徽 巢湖 238000; 4. 陕西省地质矿产勘查开发局第三地质队, 陕西 宝鸡 721300)

摘要: 大山头岩体是北山地区黑山铜镍硫化物成矿带中一个较大的基性杂岩体, 其地球化学特征、成岩时代、岩浆源区性质和成岩背景等问题是研究岩浆铜镍硫化物矿床成岩、成矿过程必须解决的基础科学问题。笔者首次获得大山头杂岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 (359.3 ± 5.7) Ma, 确定了黑山成矿带超镁铁岩带的成岩期为泥盆纪末。地球化学特征显示大山头杂岩体的原生岩浆可能为高 Mg 玄武岩浆, 其岩浆源区为富集岩石圈地幔, 并且受到强烈的洋壳俯冲流体交代和地壳物质的同化混染。构造背景研究显示红柳河-牛圈子-洗肠井早古生代古缝合带的俯冲作用可能持续到泥盆纪末。大约在 359.3 ± 5.7 Ma 大山头—黑山一带洋壳俯冲作用依然影响着大陆边缘初始裂谷近内的岩浆活动。

关键词: 同位素年龄; 地球化学特征; 同化混染; 源区性质; 构造背景

中图分类号: P597; P588.12

文献标识码: A

1 引言

随着 1997 年甘肃省北山地区黑山大型铜镍矿床的勘查发现, 该区域内与铜镍硫化物矿床成矿有关的镁铁-超镁铁岩体研究引起广泛关注(白云来等, 2002; 范育新等, 2003; 2007; 王立社等, 2008; 李丽等, 2010; 邵小阳, 2010; 崔进寿, 2010; 李文渊, 2007; 余吉远等, 2012)。大山头岩体是北山地区黑山铜镍硫化物成矿带中一个较大的基性杂岩体, 其地球化学特征、成岩时代、岩浆源区性质和成岩背景等问题是研究岩浆铜镍硫化物矿床成岩成矿过程必须解决的基础科学问题。

本次研究获得 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素年

龄为 (359.3 ± 5.7) Ma, 并取得部分地球化学研究成果, 改变了对北山中带岩浆铜镍硫化物成矿带的成岩成矿背景和构造演化的认识。同时对红柳河-牛圈子-洗肠井早古生代古缝合带 (O_2-S) 的闭合时间提出质疑, 供研究者参考。

2 地质背景

大山头杂岩体位于北山中部镁铁-超镁铁岩铜镍成矿带内, 沿黑山-大豁落山-月牙山-碱泉子大断裂带分布。大地构造属于塔里木板块与哈萨克斯坦对接部位, 红柳河-牛圈子-洗肠井早古生代古缝合带 (O_2-S) 边缘(何世平, 2002), 塔里木板块北

收稿日期: 2012-06-10; **修回日期:** 2012-07-05

基金项目: 国土资源部公益性行业基金项目 (200911007、201011058)、新疆东天山-北山地区铜镍矿勘查选区研究 (1212011085061) 和中央高校基金 (CHD2011TD007) 联合资助

作者简介: 闫海卿 (1963-), 男, 博士, 副教授, 主要从事地质矿产勘查与矿床学研究。E-mail: haiqingy@chd.edu.cn

缘活动陆缘带上。该带分布有红柳河钒钛磁铁矿床、黑山铜镍矿床、怪石山含矿岩体，以及大山头、牛圈子等数个镁铁-超镁铁岩体（图 1）。北山地区古生代构造演化从寒武纪初期在前震旦纪统一古陆壳的基础上发生裂解，到石炭纪末洋盆最终闭合形成新的统一大陆，先后经历了 2 期板块构造体制和 2 次主要的俯冲-碰撞造山作用。其中，第一期板块构造体制出现在早古生代（ O_2-S_3 ），沿红柳河—牛圈子—洗肠井一带裂解形成洋

盆，晚奥陶世—志留纪发生由南向北俯冲，志留纪末大洋封闭；第二期板块构造体制出现在晚古生代中期（C），随着早石炭世初期红石山-百合山-蓬勃山有限大洋的发育，分割了哈萨克斯坦板块和塔里木板块，石炭纪末结束了板块构造格局，形成了新的统一大陆，自此以后，北山地区进入陆内演化。石炭—二叠纪北山地区南部还出现了陆内裂谷、裂陷槽及断陷盆地等一系列扩张机制（何世平等，2005；张照伟，2012）。

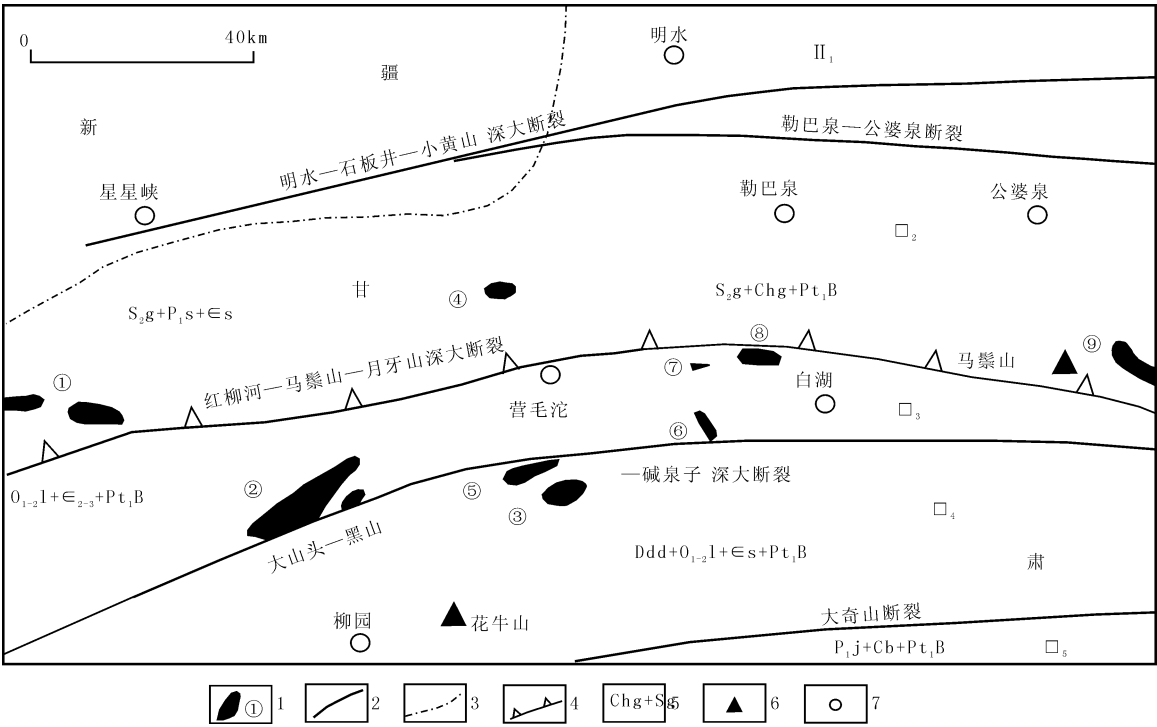


图 1 区域构造与超镁铁质岩体分布图

Fig. 1 The map of regional tectonic and ultramafic rock distribution

1. 岩体及编号；2. 主要断裂；3. 省界；4. 早古生代缝合带；5. 围岩时代；6. 山脉；7. 居民点
- ①. 玉石山岩体；②. 大山头岩体；③. 黑山岩体；④. 营毛沱山北岩体；⑤. 黑山北岩体；⑥. 锡林柯博岩体；⑦. 双井子岩体；⑧. 牛圈子岩体；⑨. 马鬃山岩体； II_1 . 北山北缘地块； II_2 . 公婆泉-月牙山地块； II_3 . 马鬃山中间地块； II_4 . 花牛山地体； II_5 . 柳园-大奇山地体； Pt_1B . 古元古界北山群；Chg. 长城系古铜井组； ϵs . 寒武系双鹰山组； $O_{1-2}l$. 奥陶系罗雅楚山组； S_2g . 志留系公婆泉组； Ddd . 泥盆系墩墩山群； Cb . 石炭系白山组； P_1j . 二叠系金塔组； P_1s . 二叠系双堡塘组

3 样品及分析方法

岩石的常量元素采用等离子光谱（IRIS）、微量元素采用等离子质谱（X-series）、稀土元素分析采用等离子质谱（Excell）检测，硅酸盐样品的分析检测全部在中国地质科学院国家地质实验测试中

心完成。锆石制靶和阴极发光（CL）扫描电镜照像由中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室完成，锆石 SHRIMP U-Pb 定年由中国地质科学院地质研究所离子探针中心完成。锆石离子探针分析样品的制备按宋彪等（2002）提出的方法进行。样品分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 离子探

针上完成, 数据处理按 Williams IS (1998) 程序进行。衰变常数使用 Steiger (1977) 等推荐值, 普通铅用直接测定的²⁰⁴Pb 校正。因为年轻锆石 (<1 000 Ma) 中放射成因²⁰⁷Pb 量较少, 分析中容易产生较大的误差, 所以对年轻锆石 (<1 000 Ma) 均使用其²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄, 对较老锆石 (>1 000 Ma) 使用²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄。给出数据均为同一测点连续 5 次分析的平均值, 误差为 1σ, 最终年龄的加权平均值的误差则为 2σ。

4 岩石学特征

大山头岩体呈北东向凸镜状分布, 长约 24 km, 宽大约为 4 km。大山头岩体南北两侧均受大断裂控制。北部与蓟县系平头山组 (白云岩、大理岩) 呈断层接触, 东侧及南侧侵入于中、下奥陶统罗雅楚山组 (长石石英砂岩中), 岩体西侧被第四系覆盖。岩体自中间到边部有明显的岩相变化, 岩

石类型主要为方辉橄榄岩-角闪橄榄辉长岩-辉长岩-石英闪长岩。野外研究表明: 第一阶段侵入为石英闪长岩; 第二侵入阶段为暗色辉长岩体; 第三侵入阶段的橄榄辉长岩相; 第四侵入阶段为中-粗粒角闪辉长岩, 各个阶段侵入穿插关系明显。

5 岩石地球化学特征

5.1 主量元素

大山头岩体共采有 14 件样品, 主量元素化学分析数据见表 1。1 件样品 SiO₂ 含量为 41.13% (<45%), 为超基性岩; 6 件样品 SiO₂ 含量介于 46.36%~52.18% (<53%), 为基性岩。其余 7 件样品的 SiO₂ 含量介于 57.51%~63.12% (<66%), 属于中性岩类。在 TAS 图解上所有岩石均属于亚碱性系列 (图 2)。在 AFM 图解上, 7 件基性岩样品具有拉斑玄武岩系列演化趋势, 7 件中性岩样品具有钙碱性系列演化趋势 (图 3)。

表 1 主量元素分析数据表 (%)
Tab. 1 Datum of major elements contents (%)

样品号	岩 性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
DST-1	辉长岩	46.41	0.68	18.47	8.56	0.13	10.81	9.33	2.49	0.34	0.08	2.60	99.90
DST-2	橄长岩	47.51	0.57	19.85	7.98	0.13	10.05	9.61	2.89	0.23	0.04	0.60	99.46
DST-3	辉长岩	46.36	0.67	19.73	7.80	0.12	8.75	9.35	2.88	0.67	0.42	2.80	99.55
DST-4	闪长岩	62.38	0.67	16.34	5.46	0.11	2.89	5.09	3.88	1.47	0.16	1.66	100.11
DST-5	闪长岩	62.07	0.68	16.45	5.36	0.10	2.76	5.71	3.86	1.31	0.16	1.48	99.94
DST-6	闪长岩	62.90	0.65	16.26	5.42	0.11	2.93	5.42	3.88	1.12	0.15	1.42	100.26
DST-7	石英闪长岩	63.06	0.68	16.29	5.23	0.10	2.73	5.09	3.90	1.48	0.16	1.54	100.26
DST-8	闪长岩	60.35	0.80	17.25	5.90	0.09	3.21	6.15	3.84	0.96	0.13	1.52	100.20
DST-9	石英闪长岩	63.12	0.65	16.06	5.20	0.10	3.11	4.88	3.88	1.63	0.15	1.46	100.24
DST-10	闪长岩	57.51	0.82	16.75	6.76	0.11	4.69	6.87	3.63	0.98	0.15	1.72	99.99
Da-2	角闪橄榄苏长岩	50.96	1.25	18.91	7.47	0.14	7.42	9.2	2.96	0.29	0.11	0.97	99.82
Da-3	角闪橄榄苏长岩	50.17	0.75	16.92	6.52	0.13	8.19	12.53	2.75	0.2	0.1	1.2	99.78
Mia-6	角闪橄榄方辉石	52.18	0.37	3.24	9.9	0.19	24.71	5.69	0.33	0.07	0.03	2.87	99.72
Mia-8	角闪橄榄方辉岩	41.13	0.21	3.3	13.16	0.16	31.93	1.87	0.32	0.09	0.03	7.31	99.65

注: Mia 和 Da 样品数据引自中国地质大学 (北京) 白云来的博士论文。

5.2 微量、稀土元素地球化学特征

稀土元素、微量元素分析数据见表 2、表 3, 7 件基性岩类样品稀土元素总量较低 ($\sum \text{REE} = 14.13 \sim 20.85$), 配分特征参数分别为: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.86 \times 10^{-6} \sim 4.98 \times 10^{-6}$ 、 $\text{HREE}/\text{LREE} = 3.03$

~ 4.77 。属轻稀土弱富集型, 轻、重稀土分馏程度一致性强, 具有板内环境岩浆岩稀土配分特征。另外 7 件中性岩类样品稀土元素总量相对偏高 ($\sum \text{REE} = 76.52 \times 10^{-6} \sim 99.23 \times 10^{-6}$), 稀土配分特征参数分别为: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4.71 \times 10^{-6} \sim 6.96 \times 10^{-6}$ 、

表 3 微量元素分析数据表($\times 10^{-6}$)

Tab. 3 Datum of the trace elements contents($\times 10^{-6}$)

样品编号	DST-1	DST-2	DST-3	DST-4	DST-5	DST-6	DST-7	DST-8	DST-9	DST-10	Da-2	Da-3	Mia-6	Mia-8
岩性	辉长岩	橄长岩	辉长岩	闪长岩	闪长岩	闪长岩	石英闪长岩	闪长岩	石英闪长岩	闪长岩	角闪橄榄 苏长岩	角闪橄榄 苏长岩	角闪橄榄 方辉岩	角闪橄榄 方辉岩
7Li	12.08	4.463	14.95	13.97	11.03	13.56	15.2	16.46	14.39	9.261				
9Be	0.416	0.354	0.506	1.151	1.114	1.112	1.145	1.006	1.091	0.873	0.51	0.32	0.001	
45Sc	16.96	14.57	12.19	9.509	10.2	10.42	10.05	11.9	10.37	16.05	18	35.1	36.9	13.1
51V	89.2	63.43	77.09	81.74	81.86	85.72	78.96	111.8	76.46	116.7	153	178	151	56.8
52Cr	308.1	420	166.4	43.51	41.69	49.02	42.31	30.79	70.39	140.8	97.9	766	1755	1734
59Co	52.91	50.93	53.24	16.34	15.98	16.24	15.24	20.32	16.46	23.17	42.4	42.7	64.8	118.4
60Ni	204	218.9	186.2	41.81	24.58	36.03	23.37	27.77	39.38	64.96	120	87.1	637	1553
65Cu	33.58	49.89	88.23	27.59	15.5	19.79	11.52	10.94	10.43	10.96	57.9	53.6	173	166
66Zn	61.74	53.03	55.43	56.82	54.09	56.77	67.78	70.94	66.12	69.54	70.8	48	71.1	77.5
71Ga	14.52	15.93	16.18	16.5	17.06	17.02	17.04	17.62	16.71	17.31	17	14.3	5.12	3.87
85Rb	10.74	5.083	22.47	23.01	22.79	19.42	26.85	18.03	33.31	32.99	7.45	4.94	1.9	2.97
88Sr	376.2	402.6	463.2	288	278.4	296.5	320.4	278.6	261.9	296.3	308	271	28.4	60.7
89Y	8.898	4.991	14.22	16.26	16.53	16.54	17.15	16.39	16.85	17.93	15.3	19.1	8.49	4.49
90Zr	48.49	18.28	48.74	163.8	161.6	150.3	155.6	144.9	156.5	128.2	56.3	48.4	15.4	56.3
93Nb	2.142	0.829	2.339	7.821	7.823	7.716	8.086	6.36	7.832	6.498	3.98	2.34	0.69	3.98
111Cd	0.183	0.071	0.167	0.276	0.297	0.282	0.25	0.257	0.297	0.238				
115In	0.031	0.027	0.025	0.039	0.041	0.038	0.038	0.044	0.035	0.052				
133Cs	0.44	0.185	0.952	0.644	0.641	0.821	0.989	1.644	0.688	0.315	0.71	0.29	0.24	0.71
137Ba	97.29	91.88	119.8	261.3	290.1	295	330.3	213.5	313.3	293.2	96.6	69.9	18.4	96.6
178Hf	1.134	0.494	1.123	3.773	3.74	3.557	3.632	3.404	3.618	3.134	1.45	1.38	0.53	1.45
181Ta	0.13	0.056	0.149	0.541	0.521	0.533	0.552	0.43	0.545	0.415	0.19	0.11	0.04	0.19
208Pb	2.89	1.769	5.28	4.818	3.925	6.313	5.922	4.856	4.969	5.594	6.71	4.9	1.79	6.71
232Th	0.835	0.263	1.245	5.68	5.524	6.276	6.126	4.214	6.404	3.992	0.95	232Th	0.835	0.95
238U	0.212	0.059	0.332	1.255	1.126	1.39	1.273	0.898	1.191	0.668	0.27	238U	0.212	0.27

注：Mia 和 Da 样品数据引自中国地质大学(北京)白云来的博士论文。

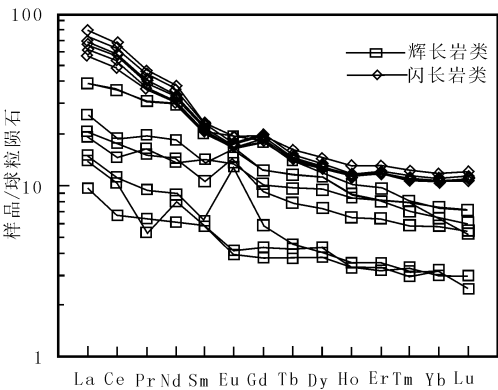


图 4 稀土元素配分图

Fig. 4 The diagram Chondrite-normalized rare earth element patterns

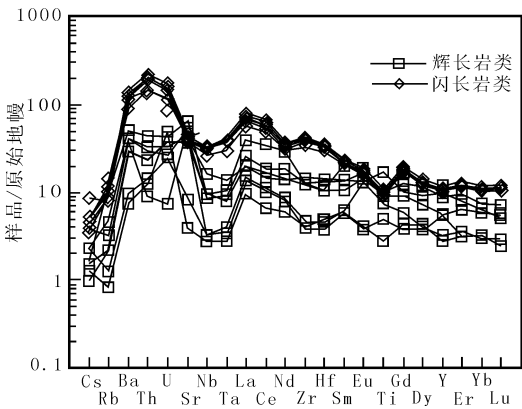


图 5 微量元素配分曲线图

Fig. 5 The diagram Primitive mantle-normalized trace element patterns

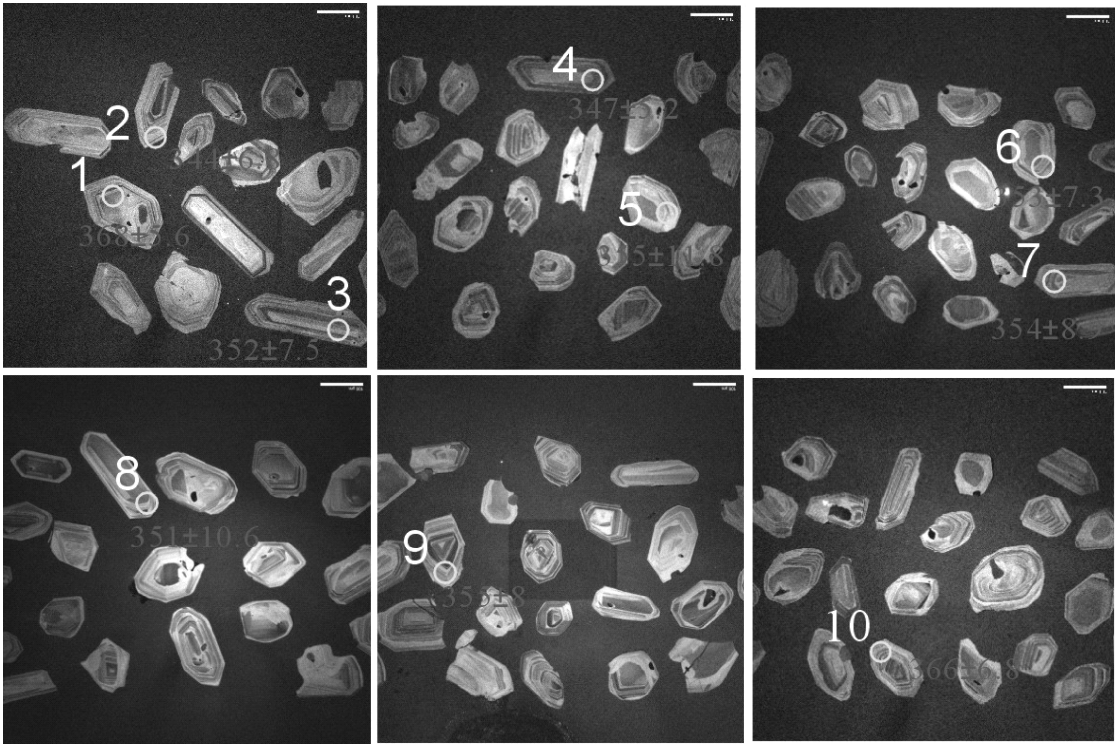


图 6 DST-1 锆石阴极发光图像

Fig. 6 Cathodoluminescence images of Zircons

多为无色透明，等轴粒状，少数为柱状。粒径多在 100~200 μm ，自形程度高，环带结构发育，无核-幔-边结构。锆石检测结果显示，U-Th、U-Pb* (Pb* 为放射性成因铅)、Th-Pb* 之间以及 Th 与 Th/U 值之间均呈正相关性 (图 7)，所选锆石均为岩浆锆石。

6.2 同位素年龄

从测点同位素比值和年龄看 (表 4)，锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 值相对稳定 (0.055 0~0.061 8)，误差较小 (2.3%~4.0%±)。除测点 No. 10 外，样品测点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 值也相对稳定 (分别为 0.051 0~0.058 8 和 0.395~0.483)，误

表 4 大山头岩体 SHRIMP U-Pb 同位素分析结果

Tab. 4 SHRIMP Zircon U-Pb isotope dataing results of the Dashantou intrusion

Spot	$^{206}\text{Pb}_c/\%$	U $/\times 10^{-6}$	Th $/\times 10^{-6}$	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}/\times 10^{-6}$	年龄($\pm 1\sigma$)				比值 ⁽³⁾			误差相关 系数	
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}^3}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}^2}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}^1}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}^1}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ $\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ $\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ $\pm\%$		
DST-1-1	0.72	165	91	0.57	8.35	367.2 ± 9.4	366 ± 10	375 ± 120	382 ± 20	0.051 0	0.41 0	0.058 4	2.6	0.617
DST-1-2	2.46	126	75	0.61	6.18	355.5 ± 8.5	356.3 ± 9.4	-326 ± 380	285 ± 28	0.055 5	0.43 5	0.056 8	2.4	0.497
DST-1-3	0.92	200	120	0.62	9.82	356.2 ± 8.1	357.8 ± 9.0	271 ± 150	331 ± 18	0.057 2	0.450	0.057 1	2.3	0.658
DST-1-4	1.10	211	140	0.69	10.8	371.0 ± 9.7	373 ± 11	171 ± 160	332 ± 18	0.058 8	0.483	0.059 6	2.6	0.740
DST-1-5	1.64	86	48	0.58	4.20	353 ± 14	352 ± 15	111 ± 220	338 ± 26	0.051 0	0.47	0.056 2	4.0	0.651
DST-1-6	2.28	135	87	0.66	6.68	357.1 ± 8.6	358.3 ± 9.5	-170 ± 330	299 ± 26	0.056 5	0.445	0.057 2	2.4	0.516
DST-1-7	1.56	140	81	0.60	7.12	368.7 ± 8.8	368.7 ± 9.6	-21 ± 240	327 ± 24	0.053 9	0.437	0.058 9	2.4	0.588
DST-1-8	1.15	103	70	0.70	4.88	342.7 ± 8.6	344.9 ± 9.6	230 ± 270	313 ± 25	0.058 6	0.444	0.055 0	2.5	0.567
DST-1-9	1.13	126	79	0.65	6.36	364.8 ± 9.2	366 ± 10	349 ± 190	355 ± 22	0.055 7	0.448	0.058 4	2.5	0.536
DST-1-10	0.98	158	162	1.06	8.23	378.4 ± 9.0	387 ± 11	210 ± 140	323 ± 13	0.071 7	0.611	0.061 8	2.4	0.686

注:1. 以实测 ^{204}Pb 校正的普通 Pb; 2. 假设 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{-207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄一致的普通 Pb; 3. 假设 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}_{-208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ 年龄一致校正的普通 Pb; Pb_c 和 Pb^* 分别指普通 Pb 和放射成因 Pb。

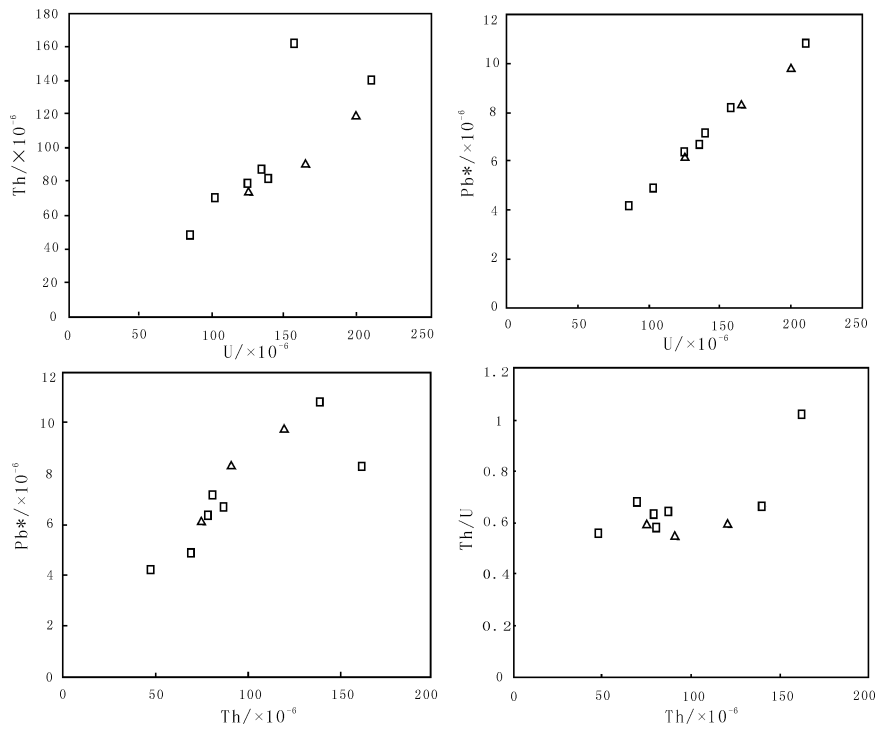


图 7 锆石成因判别图

Fig. 7 Discrimination plots for zircon genesis

差也较小（分别为 2.4%~4.7%±和 3.5%~4.9%±）。²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄相对稳定（342.7~378.4 Ma），误差稍大但相对稳定（8.1~14 Ma）。样品所有测点的²⁰⁸Pb/²³²Th 年龄也相对稳定，且与²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄也相近（285~382 Ma），误差相对较大（13~28 Ma）。²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄变化很大，且误差很大（140~380 Ma）。前已提到，年轻锆石（<1 000 Ma）中

放射成因²⁰⁷Pb 量较少，分析中容易产生较大的误差，其²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄变化大，误差大不难理解，所以对年轻锆石（<1 000 Ma）均使用其²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄。10 个锆石测点的²⁰⁶Pb/²³⁸U 和²⁰⁷Pb/²³⁵U 同位素比值集中分布，获得的²⁰⁶Pb/²³⁸U 谐和年龄为（359±6）Ma，MSWD=1.4（图 8）。²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为（359.3±5.7）Ma（图 9）。

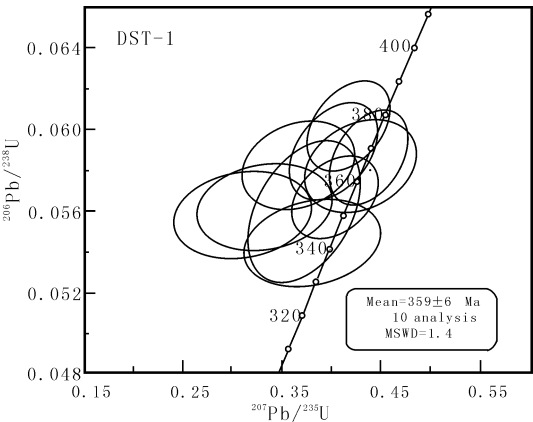


图 8 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 8 The concordia diagram of SHRIMP zircon U-Pb dating age

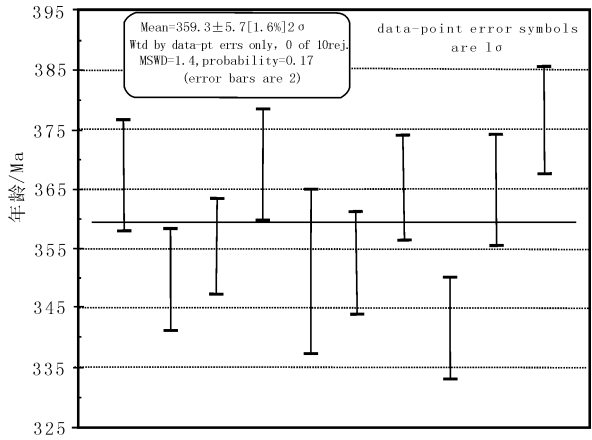


图 9 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄图解

Fig. 9 ²⁰⁶Pb/²³⁸U weighted average age diagram

7 讨论

7.1 地壳混染

根据总分配系数相同或相近、对同化混染作用敏感的元素比值(Ce/Pb, Th/Yb, Nb/Ta, Ta/Yb, K₂O/P₂O₅, Ti/Yb, Zr/Nb 等)间的协变关系, 检验是否存在同化混染作用, 并判断同化混染程度。对岩石地球化学研究证明, 镁铁质岩浆若同化陆壳物质, 会增加岩浆的 SiO₂、K₂O 和 Zr、Hf、Th、Cs、Rb、Ba 等大离子亲石元素的丰度, 同时会升高 La/Nb, Zr/Nb, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 和 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 值, 降低 Ti/Yb, Ce/Pb 和 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值(Barker et al., 1997; Campbell et al., 1993; Mecdonald et al., 2001)。Th/Zr-Ce/Pb、Th/Yb-Ta/Yb、Nb/Y-Th/Y、Th/Ta-La/Yb 具有明显正相关性(图 10), 表明岩浆演化过程中有较强的同化混染作用。Neal et al. (2002) 提出可以利用 (La/Nb)_{PM} 和 (Th/Ta)_{PM} 值来区分上地壳和下地壳物质的混染作用(图 11), 显示岩浆受到上地壳物质的同化混染。

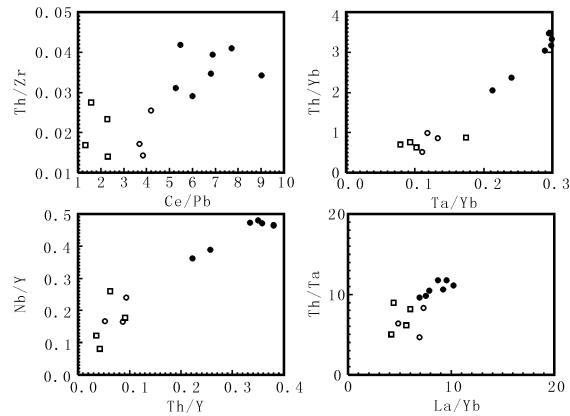


图 10 同化混染判别图解

Fig. 10 Discrimination plots for assimilation and contamination from selected trace elements

7.2 原生岩浆与源区性质

Green (1995) 认为, 与地幔橄榄岩平衡的原生岩浆 Mg# = 0.63~0.73。Hess (1992) 认为 Mg# 应大于 0.68, 如果以 Mg# 为 0.68~0.73, 代表或接近原生岩浆的 Mg# 范围。大山头岩体镁铁-超镁铁岩中 5 个样品的 Mg# 为 0.69~0.71,

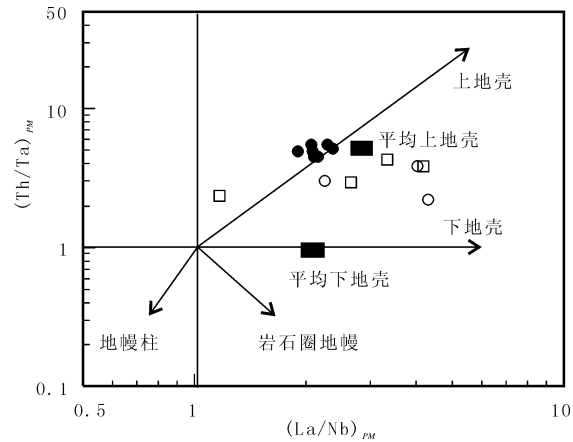


图 11 (Th/Ta)_{PM}- (La/Nb)_{PM} 图解

Fig. 11 (Th/Ta)_{PM} vs. (La/Nb)_{PM} diagram

基本代表了原生岩浆的特点, 2 个样品的 Mg# 为 0.83, 表明有橄榄石堆晶存在。Ni/Cu-Pd/Ir 图解(Barnes1988)(图 12)显示, 大山头岩体的原生岩浆为高 Mg 玄武岩浆。其余大山头的中-基性岩的 Mg# 为 0.51~0.58, 代表发生强烈分离结晶后的演化了的岩浆。(Mg+Fe)/Ti-Si/Ti 图解(图 13)样品沿着单斜辉石和斜长石控制线分布, 说明大山头岩体的主要矿物为单斜辉石和斜长石, 岩浆演化过程主要受单斜辉石和斜长石的分离结晶控制。

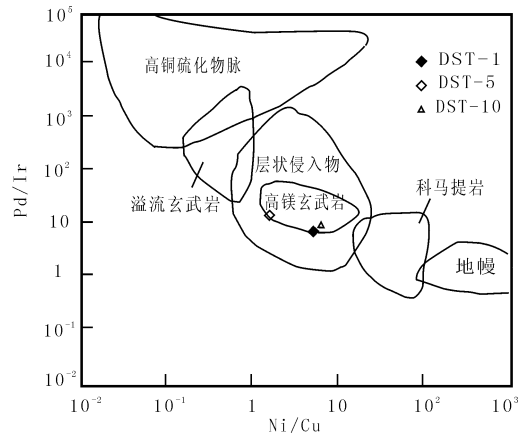


图 12 Ni/Cu-Pd/Ir 图解

Fig. 12 Ni/Cu vs. Pd/Ir diagram

由于 La、Ba、Th、Zr 和 Nb 具有相近的分配系数, 分离结晶作用不会影响岩浆中 La/Nb、La/Ba、Ba/Nb 值, 这些元素比值的显著不同可以指示源区特征(Saunders et al., 1992; Woodhead

et al. , 2001)。Th/Yb-Nb/Yb、La/Ba-La/Nb 之间的关系指示岩浆源区为交代改造的富集型岩石圈地幔（图 14、图 15）。

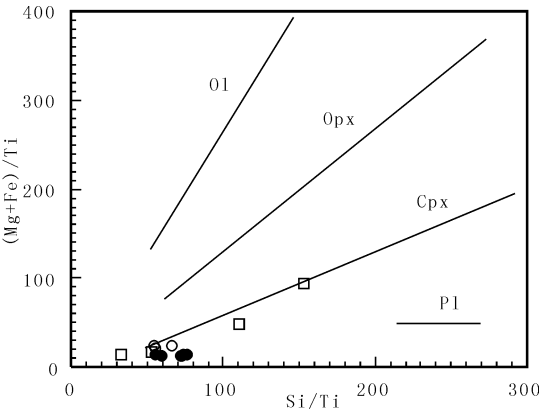


图 13 (Mg+Fe) /Ti-Si/Ti 图解

Fig. 13 Magmatic evolution (Mg+Fe) / Ti-Si/Ti diagram

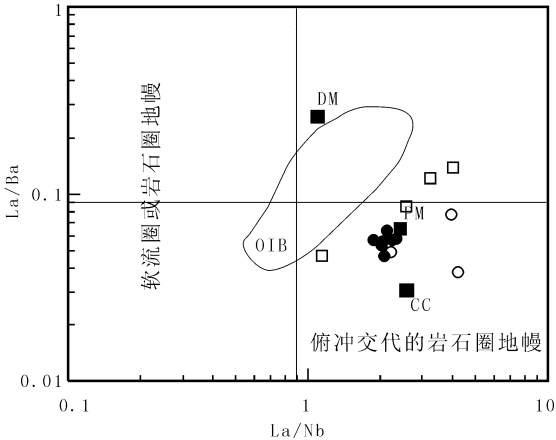


图 15 La/Ba-La/Nb 源区判别图解

Fig. 15 Discrimination plots for source region from La/Ba vs. La/Nb

相，Cu 亏损。Maier 等（1998）研究认为， $w(\text{Cu})/w(\text{Pd}) > 6\,500$ （原始地幔）表明岩浆经过了硫化物的熔离作用，反之则表明岩浆中的 S 处于不饱和状态。大山头岩体的 $w(\text{Cu})/w(\text{Pd}) = 20\,679 \sim 39\,743$ ，远远大于 6 500，暗示岩体发生过硫化物熔离富集作用。说明岩浆上侵就位过程中发生过深部铜镍硫化物熔离作用，岩体的深部具找矿潜力。

7.4 构造背景

前人认为红柳河-牛圈子-洗肠井早古生代古缝合带（O₂—S）志留纪期间洋盆发生了大规模自南向北的俯冲作用，使哈萨克斯坦板块的南缘成为活动陆缘，而塔里木板块的北缘成为被动陆缘，哈萨克斯坦板块和塔里木板块发生拼贴，泥盆纪进入碰撞造山及大陆克拉通演化期（何世平等，2005）。

本次获得锆石 U-Pb 年龄为 $(359 \pm 6) \text{ Ma}$ ，相当于泥盆纪晚期。大山头杂岩体微量、稀土元素配分特征显示，闪长岩类具岛弧环境特征，基性岩类具板内环境特征。Th/Zr-Nb/Zr 环境判别图中，全部样品落入大陆拉张带（或初始裂谷）玄武岩区环境（图 16）。综合岩浆源区性质（即受到洋壳俯冲流体及陆壳组分的影响）等因素，笔者认为大约在 $(359 \pm 6) \text{ Ma}$ （晚泥盆纪），大山头—黑山一带为受到板块俯冲影响的活跃大陆边缘的后方裂谷。大陆拉斑系列与岛弧钙碱性岩浆系列岩浆岩共存，造成这种结果的原因是：早古生代时期红柳河-牛圈子-洗肠井洋盆闭合的俯冲碰撞作用一直持续到

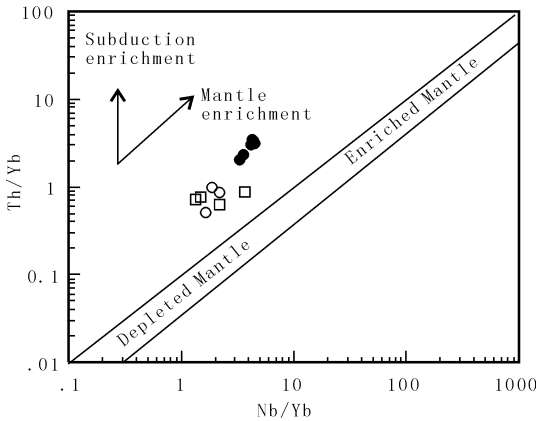


图 14 Th/Yb-Nb/Yb 图解

Fig. 14 Th/Yb vs. Nb/Yb diagram

7.3 含矿性

有 7 件样品 M/F 值为 2.5~4.87，属铁质基性岩，M/F 值与层状侵入岩、金川、黄山及黑山等岩体相近，有利于镍铜矿床和铂矿床的形成。7 件辉石闪长岩类样品的 M/F=1.00~1.36，为无矿岩体（吴利仁，1963）。此外，熔离作用是岩浆硫化物矿床重要的成矿作用，而硫饱和是镁铁质岩浆发生熔离的充分必要条件。Lightfoot et al.（1994）研究认为， $w(\text{Cu})/w(\text{Zr}) < 1$ 表明岩浆中的 S 达到了饱和。Dst-1 样品的 $w(\text{Cu})/w(\text{Zr}) = 0.69$ ，暗示该岩相是发生熔离后的残留

泥盆纪末, 并且是南北双向洋壳俯冲, 随即在塔里木板块陆缘活动带开始了另一构造旋回的拉张(初始裂谷)。

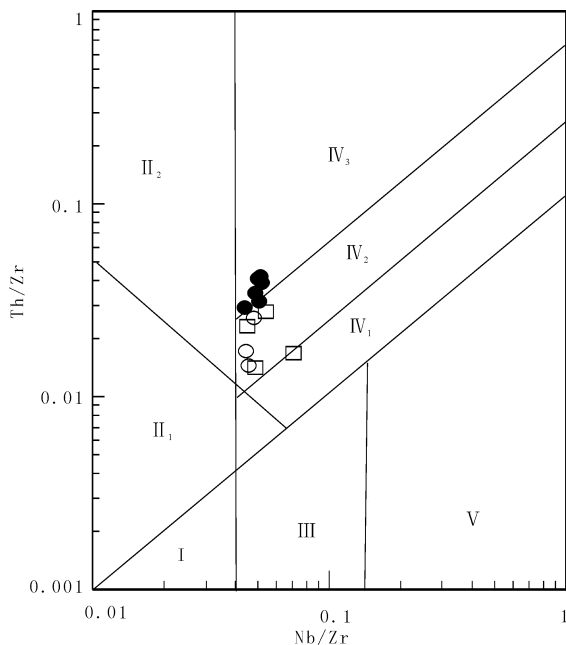


图 16 大山头杂岩体杂岩 Th/Zr-Nb/Zr 判别图

Fig. 16 Th/Zr-Nb/Zr discriminant diagram of Dashantou complex

I. 大洋板块发散边缘 N-MORB 区; II. 板块汇聚边缘; II₁. 大洋岛弧玄武岩区; II₂. 陆缘岛弧及陆缘火山弧玄武岩区; III. 大洋板内(洋岛、海山玄武岩区、T-MORB、E-MORB 区); IV. 大陆板内; IV₁. 陆内裂谷及陆缘裂谷拉斑玄武岩区; IV₂. 大陆拉张带(或初始裂谷)玄武岩区; IV₃. 陆-陆碰撞带玄武岩区; V. 地幔热柱玄武岩区

8 结论

大山头杂岩体首次获得锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (359.3 ± 5.7) Ma。地球化学研究表明, 大山头杂岩体的原生岩浆为高镁玄武岩浆, 其岩浆源区为富集岩石圈地幔, 而且源区受到洋壳俯冲流体的交代和地壳物质的同化混染。大山头杂岩体形成时的构造背景为活动大陆边缘后方裂谷。红柳河-牛圈子-洗肠井早古生代古缝合带的俯冲作用可能持续到泥盆纪末(大约在 359.3 ± 5.7 Ma), 红柳河-牛圈子-洗肠井洋壳俯冲作用依然影响着大山头-黑山一带大陆边缘初始裂谷内的岩浆活动。泥盆纪末, 区域上俯冲碰撞与大陆边缘拉张裂谷近乎同

时存在。大山头杂岩体在岩浆上侵就位过程中发生过铜镍硫化物熔离作用。因此, 大山头杂岩体基性-超基性岩相的深边部仍然具有寻找铜镍矿及铂矿床的潜力。

参考文献 (References):

- 白云来, 张汉成, 李卫红, 等. 论甘肃北山中部镍铜成矿系统的构造背景[J]. 甘肃地质, 2002, 11 (2): 30-44.
- Bai Yunlai, Zhang Hancheng, Li Weihong, et al. On the geotectonic background of the nickel-copper metallogenic system of the central Beishan mountains in Gansu, China [J]. Acta Geologica Gansu, 2002, 11 (2): 30-44 (in Chinese with English abstract).
- 崔进寿. 甘肃省黑山铜镍矿床地质特征[J]. 甘肃科技, 2010, 26 (4): 71-74.
- Cui Jinshuo. Geological Feature of Heishan copper-nickel deposit in Gansu province [J]. Gansu Science and Technology, 2010, 26 (4): 71-74 (in Chinese).
- 范育新, 白云来, 张铭杰, 等. 甘肃西部马鬃山超镁铁质杂岩岩石学地球化学信息及意义[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2003, 29 (4): 93-97.
- Fan Yuxin, Bai Yunlai, Zhang Minjie, et al. Geochemical and petrological information and its implications for the ultramafic complex from Mazongshan Mountain in the western region of Gansu Province [J]. Journal of Lanzhou University (Natural sciences), 2003, 29 (4): 93-97 (in Chinese with English abstract).
- 范育新, 马锦龙, 白云来. 塔里木北山地区橄榄岩-辉石岩的微量元素地球化学特征及其深部过程[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2007, 43 (1): 1-5.
- Fan Yuxin, Ma Jinlong, Bai Yunlai. Trace element geochemistry and plutonic process of peridotite and pyroxenite in the Beishan, Tarium area [J]. Journal of Lanzhou University (Natural sciences), 2007, 43 (1): 1-5 (in Chinese with English abstract).
- 何世平, 任秉琛, 姚文光, 等. 甘肃内蒙古北山地区构造单元划分[J]. 西北地质, 2002, 35 (4): 30-40.
- He Shiping, Ren Bingshen, Yao Wenguang, et al. The division of tectonic units of Beishan area, Gansu-Inner-Mongolia [J]. Northwestern Geology, 2002, 35 (4): 30-40 (in Chinese with English abstract).
- 何世平, 周会武, 任秉琛, 等. 甘肃内蒙古北山地区古生代地壳演化[J]. 西北地质, 2005, 38 (3): 6-15.

- He Shiping, Zhou Huiwu, Ren Bingchen, et al. Crustal evolution of Palaeozoic in Beishan area, Gansu and Inner Mongolia, China [J]. *Northwestern Geology*, 2005, 38 (3): 6-15 (in Chinese with English abstract).
- 李文渊. 岩浆 Cu-Ni-PGE 矿床研究现状及发展趋势 [J]. *西北地质*, 2007, 40 (2): 1-28.
- Li Wenyuan. The Current Status and Prospect on Magmatic Ni-Cu-PGE Deposits [J]. *Northwestern Geology*, 2007, 40 (2): 1-28.
- 李丽, 杨永强, 王育习. 甘肃北山地区怪石山含铜镍矿化镁铁质-超镁铁质杂岩体的地球化学特征及成因机制 [J]. *世界地质*, 2010, 29 (1): 16-27.
- Li Li, Yang Yongqiang, Wang Yuxi. Geochemical characteristics and petrogenesis Of Guaishishan copper nickel mineralized mafic ultramafic complex in Beishan region of Gansu [J]. *Global Geology*, 2010, 29 (1) 16-27 (in Chinese with English abstract).
- 邵小阳, 孙柏年, 李相传, 等. 甘肃肃北黑山铜镍矿成矿地质特征及成因探讨 [J]. *甘肃地质*, 2010, 19 (3): 19-25.
- Shao Xiaoyang, Sun Bainian, Li Xiangchuan, et al. Geological features and metallogenesis of Heishan copper-nickel deposit in Subei counit of Gansu province [J]. *Acta Geologica Gansu*, 2010, 19 (3): 19-25 (in Chinese with English abstract).
- 余吉远, 李向民, 马中平, 等. 南祁连化隆群 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. *西北地质*, 2012, 45 (1): 79-85.
- Yu Jiyuan, Li Xiangmin, Ma Zhongping, et al. The LA-ICP-MS U-Pb age and geological significance of Hualong rock group in South Qilian mountains [J]. *Northwestern Geology*, 2012, 45 (1): 79-85.
- 张宏伟, 李文渊, 高永宝, 等. 青海化隆基性-超基性岩带铜镍矿成矿条件与找矿潜力 [J]. *西北地质*, 2012, 45 (1): 140-148.
- Zhang Zhaowei, Li Wenyuan, Gao Yongbao, et al. Ni-Cu mineralization conditions of Hualong basic-ultrabasic rocks belt in Qinghai province and its prospecting potentiality [J]. *Northwestern Geology*, 2012, 45 (1): 140-148.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 等. 锆石 SHRIMP 样品制作、年龄、测定及有关现象讨论 [J]. *地质论评*, 2002, 48 (增刊): 26-30.
- Song Biao, Zhang Yuhai, Wan Yusheng, et al. Mount Making and Procedure of the SHRIMP Dating [J]. *Geological Review*, 2002, 48 (supp.): 26-30.
- 王立社, 杨建国, 谢春林, 等. 甘肃怪石山铜镍矿化基性超基性岩成矿潜力研究 [J]. *大地构造与成矿学*, 2008, 32 (3): 392-399.
- Wang Lishe, Yang Jianguo, Xie Chunlin, et al. Metallogenic potentiality of Guaishishan Cu-Ni mineralized Basic-ultrabasic rocks in beishan area, Gansu Province [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2008, 32 (3): 392-399 (in Chinese with English abstract).
- 吴利仁. 论中国基性、超基性岩成矿专属性 [J]. *地质科学*, 1963, (1): 29-41.
- Wu Liren. Minerogenetic specialization of mafic-ultramafic rocks in China [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 1963, (1): 29-41 (in Chinese).
- Barnes, S. J., Gole, M. J., Hill, R. E. T. The agnew nickel deposit, WA, II Sulfide geochemistry with emphasis on the PGE [J]. *Econ*, 1988, 83: 537-550.
- Barker JA, Menzies MA, Thirlwall MF, et al. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a Yenmen: Implication and polybaric melt hybridization [J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38: 1359-1390.
- Campbell IH, Griffiths RW. The evolution of mantle's chemical structure [J]. *Lithos*, 1993, 30: 389-399.
- Green D H. Genesis of archean perioditic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics [J]. *Geology*, 1975, 3: 15-18.
- Hess P C. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts [A] // Morgan J P, Blackman DK, Sinton JM. Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges [C]. Washington, DC: American Geophysical Union, 1992, 68-79.
- Mcdonald R, Rogers Nw, Fitton J C, et al. Plume Lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa [J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42: 877-900.
- Maier W D, Barnes S J, De Waal S A. Exploration for magmatic Cu-Ni-PGE sulfide deposits: A review of recent advances in the use of geochemical tools, and their application to some south African ores [J]. *South African Geol*, 1998, 101 (3): 237-253.
- Neal CR, Mahoney JJ, Chazey WJ. Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183 [J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43: 1177-1205.
- Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from

- destructive plate boundaries. In: Thorpe R S (ed), Andesites [M]. Chichester: Wiley, 1982.
- Steiger R H, Jdger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology [J]. Earth Planet Sci Lett, 1977, 36 (3): 359-362.
- Williams I S. U-Th-Pb geochronology by iron microprobe [J]. Reviews in Economic Geology, 1998, 7: 1-35.
- Woodhead J D, Hergt J M, Davidson JP et al. Hafnium isotope evidence for “ conservative ” element mobility during subduction zone processes [J]. Earth and Planet Science Letters, 2001, 192: 331-346.

Zircon SHRIMP U-Pb Dating of the Dashantou Basic Complex and Its Geological Significance in Beishan Area, Gansu Province

YAN Hai-qing^{1,2}, ZHAO Huan-qiang¹, DING Rui-ying³, MI Shi-hao⁴,
WANG Qiang¹, HE Bao-lin¹, FAN Mo-chun¹, REN Jian-mei¹

(1. School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 2. Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an 710054, China; 3. 815 Geological Team of East China Metallurgical and Geological Exploration Bureau, Chaohu 238000, China; 4. The Third Geology Prospecting Party of Geology and Mineral Exploration of Shanxi Province, Baoji 721300, China)

Abstract: Dashantou rock is a large basic complex of Heishan Cu-Ni sulfide metallogenic belt in Beishan area, of which the geochemical characteristics, petrogenic age, nature of magma source, diagenesis setting are the basic scientific problems that must be solved in studying magma Cu-Ni sulfide deposit rock-forming and ore-forming processes. A SHRIMP zircon U-Pb age of (359.3 ± 5.7) Ma has been first obtained in this paper, which determining diagenesis stages of Heishan metallogenic belt is in the Late Devonian. The rock geochemistry shows that primary magma of Dashantou complex may be high magnesian basaltic magma, of which the magma source belongs to the enriched mantle and has been strongly metasomatised by fluid formed in the subduction process of oceanic crust and contaminated by crustal material. The study on tectonic setting of Dashantou area suggests that the subduction of Hongliuhe-Niujuanzi-Xichangjing paleo-suture zone in the early Paleozoic continued to the end of the Devonian possibly. In about (359.3 ± 5.7) Ma the oceanic crust subduction in Dashantou-Heishan still affected magmatism activity in initial rift of continental margin.

Key words: isotopic age; geochemical characteristics; assimilation and contamination; source characteristics; tectonic setting