编号:0258-7106(2016)05-1047-15

下庄矿田" 交点 "型铀矿床成矿机理研究 及勘查思路探讨^{*}

冯志军¹,赖中信^{1,2**},莫济海¹,胡 飞¹,阳 卫¹

(1 广东省核工业地质局二九三大队,广东广州 510800;2 中国地质大学地球科学学院,湖北 武汉 430074)

摘 要 文章通过岩石学、主微量地球化学、岩脉定年和实际勘查成果的对比研究,表明下庄矿田的中基性岩脉对铀成矿的控制作用在岩性上没有专属性。通过对中基性岩脉进行 U-Pb 锆石同位素测年,发现" 交点 "型铀矿床成矿时代与中基性岩脉成岩时代存在着巨大的矿岩时差,岩脉成岩过程中不能为铀成矿提供热源及矿化剂 CO₂。对流体作用敏感的 U/Th、Pb/Ce、Ba/La、Cs/Rb 比值和对流体作用不敏感元素 Ce/Yb 比值研究为" 交点 "型铀成矿存在 地幔流体作用提供了佐证,通过 Fe³⁺、Fe²⁺、K₂O、Na₂O和 Al₂O₃ 等与 SiO₂ 线性关系的研究表明,矿化与硅化和碱交 代关系密切,与其他常量元素的关系不明显。研究结果显示,中基性岩脉对铀成矿的控制作用通过对构造裂隙的控 制实现,所谓的" 交点 "控矿本质是硅化带型铀矿化通过"界面效应"控矿的特殊表现形式,其本质是由于不同岩浆岩 的产状和机械强度有所不同所致。

关键词 地球化学 流体作用 :中基性岩脉 ;碱交代 ;界面效应 ;下庄矿田 中图分类号 : P619.14 _______________________________ 文献标志码 :A

A study of metallogenic mechanism of "intersection" type uranium deposit and exploration thinking of Xiazhuang orefield

FENG ZhiJun¹, LAI ZhongXin^{1,2}, MO JiHai¹, HU Fei¹ and YANG Wei¹

(1 No. 293 Geological Party, Geological Bureau for Nuclear Industry of Guangdong Province, Guangzhou 510800, Guangdong, China; 2 Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

Abstract

A comparative study of petrology, major and trace element geochemistry, dike dating and practical exploration results show that the control effect of mafic dikes in the study area has no lithologic specificity for uranium mineralization. Zircon U-Pb isotopic chronology of mafic dikes show that the time lag is huge between mafic dikes and the deposit, and the mafic dikes could not provide heat source and mineralizer (CO₂) during the rockforming process. U/Th, Pb/Ce, Ba/La and Cs/Rb ratios are sensitive to fluid, whereas Ce/Yb ratio is not sensitive to fluid. Researches on these rations can therefore provide evidence for the effect of fluids on mafic dikes. Research on the linear relationship of Fe³⁺, Fe²⁺, K₂O, Na₂O or Al₂O₃ to SiO₂ indicate that silicification and alkali metasomatism are important for mineralization, but the contribution of other major elements is not obvious. The results show that, in the control effect of mafic dikes on uranium ore formation through the control role of tectonic fissures, the silicified zone type uranium mineralization by "the effect of interface" of mineralization is the essence of the so-called "intersection" controlling of mineralization.

Key word: geochemistry, effect of fluids, mafic dyke, alkali metasomatism, effect of interface, Xiazhuang orefield

第一作者简介 冯志军,男,1984 年生,硕士,工程师,主要从事地质勘查工作。Email:fzj528@aliyun.com

收稿日期 2014-05-13;改回日期 2016-08-01。秦思婷编辑。

本文得到中央地质勘查基金项目(编号:2009441002)资助

^{**}通讯作者 赖中信,男,1964年生,博士研究生,高级工程师,主要从事地质勘查工作。Email:lai.yd@163.com

下庄铀矿田是中国已发现的第一个花岗岩型铀 矿田,从寻找矿床到勘查十余个矿床,已有半个多 世纪的勘查历史。随着勘查工作的不断深入,以往 的认识己不能满足生产需要。近年来,下庄矿田的 找矿工作陷入了瓶颈。在已发现的铀矿体中,约有 40%的矿体赋存在中基性岩墙中或者与其相关,矿 体的平均品位较高,具有易采、易选冶的特点,故对 中基性岩脉控矿机理("交点型"铀矿成矿机理)的研 究,对于下庄矿田的下一轮找矿,以及花岗岩型铀成 矿的研究均有深远意义。

1 地质概况

下庄矿田位于南岭诸广岩体南部,属于贵东花 岗岩体东部,大地构造位置处于闽赣后加里东与湘 桂粤北海西-印支坳陷的交接部位。南岭地区花岗 岩体主要由3条EW向花岗岩带组成,由北向南依 次为:骑田岭-九峰山花岗岩带(北带)、大东山-贵东 花岗岩带(中带)、佛冈-新丰江花岗岩带(南带)(周 新民,2007),下庄矿田属于中带(图1)。矿田受黄陂



图 1 下庄矿田地质简图

1—白垩系上统;2—泥盆系;3—寒武系;4—英安斑岩;5—细粒白云母花岗岩;6—中细粒二云母花岗岩;7—下庄岩体;8—鲁溪岩体; 9—辉绿岩脉;10—硅化带;11—石英脉;12—韧性剪切带;13—大地构造单元界线;14—小型矿床及编号;15—中型矿床及编号; 16—隆起带及编号

Fig. 1 Geological sketch map of the Xiazhuang orefield

1—Upper Cretaceous: 2—Devonian: 3—Cambrian: 4—Dacite porphyry: 5—Fine-grained muscovite granite: 6—Fine and medium grained binary granite: 7—Xiazhuang granitic massif: 8—Luxi granitic massif: 9—Diabase dikes: 10—Silicified zones: 11—Quartz vein: 12—Ductile shear zone: 13—Medium sized deposit and its serial number: 14—Small ore deposit and its serial number: 15—Large ore deposit and its serial number:

16—Rumble stripe and its serial number

断裂与马屎山断裂的夹持,区内 EW 向、NEE 向、 NNE 向 3 组断裂相互交织,控制矿田内铀矿床的分 布。其中,NNE 向的硅化断裂带与近 EW 向中基性 岩脉呈近等间距分布,形成棋盘格子状构造(图 1)。

下庄矿田岩浆岩覆盖全区,岩浆岩主要由印支 期花岗岩和印支期—燕山期中基性岩脉组成,矿田 南部和中部主要出露呈岩基产出的鲁溪岩体和下庄 岩体,主要由中粒(局部为中-粗粒)斑状钾长石黑云 母花岗岩组成,矿田北部从东至西,由呈半环状排列 的帽峰岩体、分水坳、龟尾山、白水寨和岩庄岩体等 组成,岩性为细粒(含白榴石)白云母花岗岩和中粒 二云母花岗岩,与下庄岩体呈侵入接触。组成矿田 的岩体,由南至北矿物颗粒逐渐变细,斑晶含量逐渐 减少,岩体年龄逐渐变新,半环状排列的岩体多数形 成于印支晚期,由东向西岩体侵入年龄由新到老递 增。

2 中基性岩脉岩相学特征及矿化情况

2.1 岩相学特征

胡瑞忠(1989)研究表明,下庄矿田中基性岩脉 与铀成矿存在着密切的内在联系。但前人对下庄矿 田中基性岩脉的研究尚有不足,对于岩性的争议较 大(胡瑞忠等,1990; 王正其等,2010;朱捌等, 2006)。如下庄矿田中基性岩脉的岩性属于单一岩 性,还是同时存在着多种岩性;不同岩性的中基性岩 脉对"交点"型铀矿床的控制作用是否相同,是否具 有一定的专属性。本次研究选取了第二(图 2a)、第 三(图 2b)和第四组(图 2c、d)NWW 向中基性岩脉进 行岩矿鉴定,结合广东省核工业地质局二九三大队 (1972)进行参照,对5组 NWW 向和1组 NNE 向中 基性岩脉岩相学特征归纳如下。



图 2 第二组(a)、第三组(b)和第四组(c和d)中基性岩脉镜下特征(正交偏光) Pl-斜长石;Q-石英;Ser-绢云母;Hbl-角闪石;Chl-绿泥石;Cb-方解石

Fig. 2 Mafic dikes in the second (a), third (b) and fourth group (c and d) under microscope (Crossed nicols) Pl-Plagioclase: Q-Quartz: Ser-Sericite: Hbl-Hornblende: Chl-Chlorite: Cb-Calcite 角闪辉绿岩(蚀变辉绿岩) NWW 向 5 组中基 性岩脉的主要岩性为角闪辉绿岩或蚀变辉绿岩。镜 下观察呈辉绿结构,块状构造。主要矿物为基性斜 长石和角闪石组成;次要矿物为石英,副矿物由磷灰 石和不透明金属矿物组成。斜长石呈半自形,属于 板柱状基性拉长石和倍长石,可见钠长石双晶和卡 钠复合双晶,部分发生绢云母化、黏土化,颗粒表面 经蚀变而混浊,含量 50%~55%;角闪石呈长柱状、 针柱状、短柱状,部分蚀变成绿泥石和碳酸盐矿物。 此外,还可见细脉状碳酸盐穿切岩石,含量 40%~ 45%;石英含量 5%~10%;磷灰石呈粒状、柱状,含 量很少;金属不透明矿物呈不规则粒状,含量 1%~ 3%。岩石蚀变主要有绢云母化、碳酸盐化、硅化、黏 土化和绿泥石化等。部分蚀变较强,矿物结构被破 坏,或者全部被纤闪石化。

煌斑岩 已发现闪斜煌斑岩和拉斑煌斑岩。闪 斜煌斑岩主要由角闪石和斜长石组成,可见少量黑 云母、石英和微量的磁铁矿、磷灰石;具微粒结构,块 状构造;主要有高岭土化、绢云母化和绿泥石化等蚀 变。拉斑煌斑岩主要由角闪石、斜长石、辉石及绿泥 石、绿帘石、碳酸盐组成,其他性质与闪斜煌斑岩相 近,主要出露于第一组、第二组和第五组 NWW 向基 性岩脉。

闪长玢岩(辉绿玢岩) 斑晶为斜长石、角闪石 和石英等,基质具微晶质结构,由斜长石、绿泥石、碳 酸盐和少量的磁铁矿、石英组成;具杏仁状构造,主 要分布于太平庵地区,走向 NNE向。

下庄矿田中基性岩脉岩性组成、产状、规模及控制的主要铀矿床(矿点)见表 1。经观察统计,不同岩性的中基性岩脉中均有铀矿化产出,并没有在某种

特定岩性的基性岩脉中集中分布 ,故推测中基性岩 脉的岩性对控矿的专属性不强。

3.2 主量元素地球化学特征

下庄矿田中基性岩脉岩石化学分析结果见表 2。 中基性岩脉的 u(SiO₂)为 46.39% ~71.35%,平均 55.76%,u(K₂O)为 0.21% ~9.25%,平均 2.35%, 部分矿化段钾含量极高;u(Na₂O)为 0.80% ~ 7.82%,平均 3.17%;u(K₂O+Na₂O)为 1.83% ~ 13.23%,平均 5.52%,远高于正常中基性岩的碱含 量;u(Al₂O₃)为 12.23% ~19.22%,平均 14.60%; 考虑到样品硅化强烈,故不宜用 TAS 图解对岩性进 行分类。由于中基性岩脉在硅化的过程中对 Fe³⁺、 Fe²⁺、Ti⁴⁺、Al³⁺、Mg²⁺等离子的含量影响相对较 小 故采用(Fe³⁺ + Fe²⁺ + Ti)-Al-Mg 图解(图 3a)对 下庄矿田中基性岩进行分类,除部分样品落在高铝 拉斑玄武岩的范围外,其他多数样品落在了高铁拉 斑玄武岩的范围。在 K₂O-Na₂O 图解(图 3b)中,所 有样品落在了钾质和钠质岩的范围内。

该区硅化与矿化关系密切,选用表 2、表 3 中 15 个样品进行 U、SiO₂ 含量之间的关系研究,由 SiO₂-U 图解(图 4)可知,除 1 个强硅化样品以外,其他样 品呈现出 U 含量随着硅化的增强而升高的趋势,呈 正相关的关系。

4 " 交点型 "铀成矿控矿机理研究

前人研究认为,下庄矿田铀成矿与中基性岩脉 关系密切(胡瑞忠,1989)。中基性岩脉虽然不能为 成矿提供铀源,但可以提供有利于铀沉淀富集的场 所,中基性岩脉成岩年龄与铀成矿年龄接近,中基性

表 1 下庄矿田主要中基性岩脉一览表 Table 1 The main mafic dikes in the Xiazhuang orefield

组号	组名	岩性	产状	长度/km	厚度/km	最大厚 度/m	两组之间 间距/㎞	控制的矿点
1	水口₋竹山下	辉绿岩、纤闪石化辉 绿岩、闪斜煌斑岩	25~30°∠50~90°	5	10	30	_	333 矿床、水口及 众多矿点
2	黄陂-张光营	角闪辉绿岩、纤闪石化 辉绿岩	25°∠70~90°	14	20	40	4	黄陂、6009 矿床、张光 营及众多矿点
3	下庄-寨下	辉绿岩、纤闪石化辉绿岩	20°∠50~90°	14~22	30	170	4	下庄、寨下、明珠湖、 白水寨及众多矿点
4	鲁溪-仙人嶂	辉绿岩、纤闪石化辉绿岩	0~20°∠50~90°	15	40~60	200	3~8	334 矿床、26 公里、石角围、 仙人嶂及众多矿点
5	中心段	拉辉煌斑岩、纤闪石化 辉绿岩	0~10°∠70~90°	10	30	70	4	泉洞及十余个矿化点
6	石土岭-太平庵	辉绿玢岩、闪长玢岩	$90 \sim$ 115° \checkmark 70 \sim 90°	7	3~10	10	-	337 矿床和太平庵矿点

					Tab	le 2 N	2 下/	主矿田r dements	中基性岩 of mafi	≓脉主量 ic dyke	【元素分 in the X	析结果 Jiazhuan	表 E orefic	pla					
											w(B)	%/(
组号	华	Na ₂ O	Mg	MgO	M_2O_3	SiO_2	P_2O	5 K2C) CaC	TIO	, MnC	Fe ₂ O	3 FeO	H ₂ C	002	Fe ³⁺	Fe ²⁺	$\mathrm{Fe}^{3+} + \mathrm{Fe}^{2+}$ + Ti	烧失量
1	73	2.67	3.85	6.41	14.77	48.64	t 0.2₄	4 0.2	5 10.7	2 2.19	0.21	2.94	9.00	1.6]	0.15	2.06	7.02	10.33	0.89
Ţ	46-3	2.34	3.92	6.54	13.67	46.35	0.19	9 0.4	9 10.4	9 2.32	0.21	3.22	11.7.	8 2.04	0.05	3 2.25	9.19	12.77	0.85
1	59-1	0.80	4.52	7.53	12.55	53.15	5 0. Ľ	2 1.0	5 10.0	3 1.29	0.22	2.16	8.47	2.26	0.15	1.51	6.61	8.85	1.51
1	47	2.82	0.64	1.06	13.55	71.35	5 0.1(3.6) 1.87	7 0.46	0.02	0.75	3.12	0.9	0.08	\$ 0.53	2.43	3.22	0.74
1	50	2.78	3.46	5.77	14.04	48.61	0.3	1 0.3	5 9.68	3 2.3.	\$ 0.22	2.93	10.4	6 2.0(0.21	2.05	8.16	11.54	1.13
2	ZK202-1-1	4.36	0.22	0.36	18.00	66.42	2 0.10	J 7.7.	3 0.47	7 0.15	\$ 0°.0	0.34	1.05	0.65	0.15	0.24	0.84	1.15	0.75
2	ZK222-1-1	4.44	0.16	0.26	17.98	62.88	3 0.0	3 8.0.	5 2.02	1 0.1.	7 0.03	0.36	1.20	0.60	1.78	3 0.25	0.94	1.29	1.89
2	ZK204-1-1	3.98	0.28	0.46	18.33	64.51	0.2	3 9.2	5 0.69	0.2]	0.03	0.37	.0.98	3 0.6	0.15	0.26	0.76	1.14	0.72
2	ZK114-1-1	5.09	0.19	0.31	9.22	65.27	7 0.0	2 7.4.	5 0.42	3 0.2	3 0.02	0.38	0.62	0.7	0.10	0.27	0.48	0.88	0.87
5	31	2.79	3.96	6.60	14.59	48.67	7 0.3	1 0.4	9 9.49) 2.2	0.22	2.29	10.0	5 1.97	0.06	1.60	7.84	10.72	0.89
2	27-1	2.53	3.88	6.47	14.82	49.08	3 0.28	8 0.8	5 10.1	3 2.0]	0.15	2.02	9.75	1.6	0.04	1.41	7.61	10.17	0.56
3	37	2.65	2.66	4.43	12.23	48.7() 0.6.	3 0.6	1 8.8	1 3.49	0.27	3.95	12.3	0 1.6	1 0.08	3 2.77	9.60	14.35	0.43
3	42-1	3.08	2.42	4.04	12.44	50.1(0.7	7 0.6	5 8.10	3.1	0.26	3.53	11.9	5 1.6	3 0.10) 2.47	9.32	13.57	0.42
3	38	2.49	2.54	4.24	12.48	49.82	2 0.6	4 0.5	1 8.42	2 3.5	2 0.26	3.75	11.8	8 1.7.	0.05	3 2.63	9.27	13.90	0.56
3	67	2.86	2.50	\$ 4.16	13.05	49.68	3 0.5.	5 0.8.	5 8.0.	3 3.3.	l 0.24	3.99	10.4	5 2.4:	5 0.15	2.80	8.15	12.83	1.61
ŝ	52	7.82	0.26	0.44	18.62	64.02	1 0.1	8 1.2	2 2.8(0.2	2 0.01	0.88	0.58	3 1.1	3 1.85	3 0.62	0.45	1.20	2.85
4	66	4.88	2.22	3.70	13.74	50.7	0.6.	5 0.2	1 6.4.	3 2.99	0.25	4.35	9.5() 2.3(30.08	3.05	7.41	12.16	1.28
4	22(B)	2.92	3.46	5.76	15.23	49.65	0.3	2 0.49	9 10.0	0 1.9]	0.15	2.59	9.20	1.49	0.06	1.81	7.18	10.08	0.53
4	18	2.71	0.67	1.11	13.88	0.05	0.1	1 2.9	5 3.16	0.4.	0.05	0.64	3.37	1.1_{2}	t 0.13	1 0.45	2.63	3.35	0.86
4	02-2	2.54	3.00	4.99	14.33	50.07	7 0.3:	5 0.7:	5 0.59) 2.2	0.20	3.72	9.35	5.5.	0.08	3 2.60	7.29	11.17	1.63
4	70	2.85	2.45	4.09	12.54	50.35	0.5	4 0.5:	5 7.7]	1 3.48	3 0.24	5.43	9.85	2.1	0.06	3.80	7.68	13.47	1.05
4	19	2.58	0.87	1.45	14.25	68.34	F 0.1	3 2.9	1 3.7.	7 0.5	0.06	0.63	3.98	0.9	7 0.15	0.44	3.10	3.86	0.65
4	20	2.53	0.24	0.40	14.10	69.53	10.0 F	9 3.0.	5 2.15	3 0.38	30.05	2.97	1.3(1.58	3 1.67	7 2.08	1.01	3.31	3.01
9	08-3	2.81	3.76	6.26	12.38	48.4]	0.2	9 .1.9	7 9.39	0.8	3 0.25	1.15	4.68	3.2	8.06	0.80	3.65	4.93	10.83
9	65-2	1.86	1.96	3.27	14.13	49.57	7 0.3	6 2.3	7 7.63	3 3.44	0.20	2.89	9.10	2.02	2.95	3 2.02	7.10	3.97	3.97
	平均值	3.17	2.16	3.60	14.60	55.76	0.30	0 2.3:	5 6.44	1 1.72	0.17	2.33	6.96	1.6	0.74	1 1.62	1.63	5.43	1.62

	refield
补析结果表	Viazhuang o
素分	the 3
IK	in
家會	dyke
住者思	mafic e
	of
下庄矿田中	ce elements
~	lrad
表	
	3
	Table

4 H								w(B)/	(g/gu))	þ						
組分	74	46-3	59-1	22(B)	31	27-1	37	42-1	38	02-2	70	99	67	08-3	65-2	50
Rb	15.20	41.20	158.00	22.10	45.10	70.00	31.40	23.80	22.70	42.10	53.90	9.76	46.90	76.70	236.00	13.90
Sr	275.00	233.00	163.00	348.00	356.00	298.00	240.00	273.00	265.00	374.00	331.00	186.00	294.00	369.00	204.00	280.00
Υ	30.60	27.20	22.40	34.40	37.10	31.80	64.10	67.80	60.90	46.40	47.50	55.50	52.20	21.00	31.00	39.40
Zr	160.00	105.00	78.80	209.00	205.00	179.00	308.00	358.00	329.00	210.00	300.00	297.00 2	261.002.00	117.00	208.00	185.00
Nb	12.60	6.60	5.67	12.70	15.40	12.70	19.50	20.40	20.60	15.70	16.70	23.10	21.10	8.28	32.70	12.00
Ba	49.80	115.00	105.00	18.00	146.00	138.00	130.00	161.00	110.00	539.00	104.00	113.00	163.00	498.00	543.00	136.00
La	14.00	7.77	6.31	22.30	17.10	15.50	19.90	25.30	22.40	22.10	17.70	27.40	26.20	29.10	36.30	13.40
ပီ	35.80	18.70	15.20	48.70	44.10	38.50	52.40	61.40	54.70	49.80	45.90	63.50	61.70	58.00	69.70	34.10
\mathbf{Pr}	4.88	2.90	2.33	6.17	6.09	5.16	7.48	8.21	7.69	7.05	6.34	8.90	8.51	7.02	8.40	4.88
Nd	22.4.0	14.10	11.00	26.70	27.10	23.30	35.60	40.90	36.40	31.90	30.00	41.00	39.40	28.10	34.80	23.30
Sm	5.58	3.85	3.10	6.20	6.71	5.74	9.60	10.80	9.64	8.04	7.83	10.10	9.92	5.27	7.28	6.10
Eu	1.72	1.37	1.07	1.91	2.00	1.75	3.19	3.41	3.13	243.00	2.75	3.54	3.24	1.45	2.04	2.01
Y_{b}	2.48	2.23	2.14	2.81	3.12	2.69	5.20	5.62	5.26	3.52	4.03	4.38	4.31	1.97	2.65	3.35
Lu	0.37	0.34	0.32	0.42	0.46	0.39	0.77	0.83	0.78	0.51	0.61	0.64	0.61	0.28	0.38	0.47
Η	4.04	2.66	2.11	5.07	5.02	4.43	7.17	8.22	7.53	5.36	6.78	6.67	6.55	3.11	5.39	4.57
Ta	0.85	0.44	0.37	0.81	1.01	0.83	1.28	1.33	1.33	1.05	1.09	1.48	1.43	0.51	1.99	0.79
\mathbf{Pb}	448.00	47.10	81.80	34.60	143.00	26.10	32.20	217.00	25.70	23.30	96.40	25.60	78.80	68.20	30.80	116.00
Th	1.69	0.83	1.03	2.55	2.05	1.90	2.43	2.90	2.46	2.86	2.47	2.70	2.73	4.26	6.99	1.52
U	0.48	0.28	0.40	0.69	0.60	0.54	0.72	1.21	0.74	0.77	0.77	0.81	0.80	1.04	1.34	0.48
Pb/Ce	12.51	2.52	5.38	3.40	3.24	0.68	0.61	3.53	1.28	0.47	0.47	2.10	0.71	0.40	1.18	0.48
U/Th	0.28	0.34	0.39	0.32	0.29	0.28	0.30	0.42	0.29	0.30	0.27	0.31	0.27	0.30	0.24	0.19
Ba/La	3.56	14.80	16.64	0.15	8.54	8.90	6.53	6.36	6.22	4.91	24.39	5.88	5.29	4.12	17.11	15.45
Cs/Rb	0.12	1.34	0.23	0.40	0.12	0.29	0.08	0.18	0.26	0.23	0.11	0.17	0.26	1.22	0.04	0.25
Ce/Yb	14.44	8.39	7.10	10.18	14.13	14.31	10.08	10.93	14.32	10.40	14.15	11.39	17.33	14.50	29.44	26.42
注:比值单(立为 1。															ľ



图 3 下庄矿田中基性岩脉(Fe³⁺ + Fe²⁺ + Ti)-Al-Mg(a)和 K₂O-Na₂O(b)图解 UMK—超基性科马提岩;BK—玄武质科马提岩;HMT—高镁拉斑玄武岩;HFT—高铁拉斑玄武岩;HAT—高铝拉班玄武岩 Fig. 3 (Fe³⁺ + Fe²⁺ + Ti)-Al-Mg(a) and K₂O-Na₂O(b) diagrams of mafic dyke in the Xiazhuang orefield UMK—Ultramafic komatiite; BK—Basaltic komatiite; HMT— High magnesium tholeiite; HFT—High Fe tholeiite; HAT—High Al tholeiite





Fig. 4 SiO₂-U diagram of mafic dyke in the Xiazhuang orefield

岩脉岩浆期的挥发成分为铀从花岗岩中的活化转移 创造有利条件,并对围岩具有一定的加热作用(王学 成等,1991);中基性岩脉提供的矿化剂 ΣCO₂,主要 源自受控于岩石圈伸展而导致的地幔去气,它对铀 成矿的作用一方面表现为加入到贫矿化剂的地下水 中以便铀元素迁移,另一方面表现在从成矿流体中 逸出,改变流体络离子组成,导致铀沉淀成矿(张国 全等 2008)。杜乐天(2001)研究发现,地幔流体对 下庄矿田铀成矿有着重要作用;邓平等(2003)和王 正其等(2010)通过对 H、O 同位素的研究,也证明了 这一点,如成矿前期和成矿期成矿流体主要由地幔 流体组成。并且学者们还发现,铀源来自水热系统 之围岩(李学礼等 2000 邵飞 2005),铀在富集成矿过 程中 地幔流体对地壳基底岩石和围岩中铀有浸取作 用(杜乐天 2001 活景文等 2005 刘正义等 2009)。

4.1 " 交点型 "铀成矿地幔流体作用佐证

随着地幔流体对成矿作用的研究,越来越多的 学者开始关注地幔流体对铀成矿的作用,本次通过 微量元素对下庄矿田"交点型"铀矿化是否存在地幔 流体的作用进行研究,旨在为下庄矿田铀成矿过程 中是否存在地幔流体作用提供佐证。

笔者选择了一些微量元素的地球化学行为在岩 浆体系中具有相同地球化学行为,但在流体作用中 具有不同地球化学行为的元素对进行对比研究,以 作为是否有地幔流体参与的佐证。如 U、Th 含量在 各种岩浆岩中的变化可相差 1~2 个数量级,但由于 它们在岩浆体系中均呈 4 价状态,具有相似地球化 学行为,致使各种岩浆岩中的 Th/U 比值却保持在 3~4 之间。但在流体中,U 主要呈 6 价离子的形式 活动运移,而 Th 仍呈 4 价,导致流体中的 Th/U 比 值明显降低。

根据类似的原理,选择了对流体作用敏感的 Pb/Ce、Ba/La和Cs/Rb元素比值作为判别地幔流体 参与的微量元素地球化学参数,同时,选择Ce/Yb 比值作为对流体作用不敏感元素对比值的参照。作 出U/Th-Ce/Yb、Pb/Ce-Ce/Yb、Ba/La-Ce/Yb和Cs/ Rb-Ce/Yb 图解(图5、表3)。下庄矿田中基性脉岩 的U/Th、Pb/Ce、Ba/La和Cs/Rb比值变化范围较 大,除了U/Th-Ce/Yb图解(图5b)以外,其他图解变





化趋势与图中地幔流体作用趋向线指示方向一致, 即地幔流体加入时元素比值的变化趋势与其一致, 这为下庄矿田中基性脉岩有地幔流体交代作用提供 了重要的地球化学证据。由于下庄矿田气候温暖潮 湿,多数样品取自地表,在风化淋滤过程中,铀离子 的迁移能力大于钍离子,使钍含量较铀增高,故 U/ Th-Ce/Yb 图解(图 5b)表现得稍有不同。

4.2 矿化段与非矿化段中基性岩脉物质成分对比

由于下庄矿田铀成矿与硅化的关系密切,硅化 与铀矿化为正相关,故以 SiO_2 为横坐标,研究中基 性岩脉在矿化过程中常量元素的变化规律。前人研 究认为,由于 Fe^{2+} 对 U^{6+} 的还原作用,致使 Fe^{3+} 含 量显著增高, Fe^{2+} 含量降低,而铁离子总量不变(广 东省核工业地质局二九三大队,1972;王学成, 1991)。本次测试结果显示,随着硅化的增强, Fe^{3+} 、 Fe^{2+} 含量均减少(图 6a、b),说明铁离子随着矿化的 增强而降低,推测由矿化段常伴随黏土化等褪色蚀 变所致,表明有一部分铁离子因淋滤作用而流失。 另外,随着硅化的增强,CaO和 MgO 含量逐渐降低 (图 6c,d),说明 CaO、MgO和 SiO₂ 在矿化过程中,成 分上存在着此消彼长的关系。

随着硅化的增强,K₂O,Na₂O 含量迅速增高(图 7),且 K₂O 含量增加的更为明显,推测"碱交代"与 成矿密切,且以钾质交代为主。

由 MnO-SiO₂、TiO₂-SiO₂和 P₂O₅-SiO₂图解(图 8a~c)可以看出,MnO、TiO₂、P₂O₅含量均因矿化的 增强而降低,说明三者与 CaO、MgO 的表现一致,均 因硅化的增强而使其含量降低。在 Al₂O₃-SiO₂图解 (图 8d)中,Al₂O₃与 SiO₂呈正相关,结合矿物学及野 外观察判断,由钾钠长石化所致,再一次为碱交代的 存在提供佐证。

由于矿化的强弱与CO2含量之间并没有呈正相 关关系(图 9a),即 CO2 含量并不因矿化的增强而增 强,至少说明'交点"型铀矿床化的强弱与CO2含量



图 6 下庄矿田中基性岩脉 Fe³⁺-SiO₂(a), Fe²⁺-SiO₂(b), CaO-SiO₂(c)和 MgO-SiO₂(d)图解 Fig. 6 Fe³⁺-SiO₂(a), Fe²⁺-SiO₂(b), CaO-SiO₂(c) and MgO-SiO₂(d) diagram of mafic dyke in the Xiazhuang orefield





之间不存在必然联系。由于中基性岩主量元素在实 验室测试过程中,测试质量经常受到烧失量的影响, 笔者认为本次测试过程中的烧失量主要由样品中方 解石的含量引起,故作 CO₂-烧失量图解进行验证,结 果表明 CO₂ 与烧失量之间存在着良好的线性关系 (图 9b),从一定程度上佐证了本次样品测试质量的 可靠性。

由下庄矿田物质成分分布图(图略)可知,矿区 主要矿物组合为沥青铀矿-玉髓型,其次为沥青铀矿- 萤石型-玉髓型,只有少部分地区矿物组合为沥青铀 矿-方解石-玉髓型,分布区集中在仙人嶂-杨贡坑与 鲁溪地区。由于 C、O 同位素研究的不断深入,前人 在下庄矿田及相邻铀成矿区做了大量由 C、O 同位 素判别成矿流体来源的研究(邓平等,2003;张国全 等2008),在沥青铀矿-方解石-玉髓型不能代表下庄 矿田矿物组合的情况下,选用方解石中C、O同位素 来研究铀成矿流体有失偏颇,说明下庄矿田成矿流 体的研究乃是一个任重而道远的工作。



图 8 下庄矿田中基性岩脉 MnO-SiO₂(a), TiO₂-SiO₂(b), P₂O₅-SiO₂(c)和 Al₂O₃-SiO₂(d)图解 Fig. 8 MnO-SiO₂(a), TiO₂-SiO₂(b), P₂O₅-SiO₂(c) and Al₂O₃-SiO₂ diagrams of of mafic dyke in the Xiazhuang orefield





4.3 中基性岩脉成岩年龄测试对成矿机理的启示研究指出,下庄矿田内3大类型铀成矿的时代(不含蚀变碎裂岩型和变质岩型),不受赋矿围岩岩性、时代和所处大地构造单元的控制(胡瑞忠等,2004),而主要受白垩纪—更新世发生的拉张活动的制约(胡瑞忠等,2007),白垩纪期间华南构造应力场以拉张为主,前人研究得出这一期间具有4次重要的拉张活动,其时代分别距今140 Ma、124 Ma、105 Ma、90 Ma(李献华,1990;1992;李献华等,2007),经

研究 335 矿床的成矿年龄为(93.4±2.1)Ma(广东 省核工业地质局二九三大队内部资料),该年龄介于 90~105 Ma之间,说明该次铀成矿与 90 Ma左右的 拉张活动有关,并根据 337 矿床的成矿年龄为 135 Ma,推测成矿年代与拉张活动之间存在滞后现象 (朱捌等,2006)。如上前人研究,均以下庄矿田中基 性岩脉的成岩年龄与成矿年龄(135~170 Ma,59~ 97 Ma,徐达忠等,1999;邓平等,2003)同期或最为接 近为前提,由于过去的研究多采用Rb-Sr、K-Ar年



图 10 NWW 向基性岩脉锆石 U-Pb 谐和曲线图(a)和 NNE 向辉绿岩锆石 U-Pb 谐和曲线图(b) Fig. 10 Zircon U-Pb concordia curve of NWW-trending mafic dikes(a) and zircon U-Pb concordia curve of NNE-trending mafic dikes(b)

龄 具有一定的不确定性,故该次分别用 SHRIMP 和 LA-ICP-MS 对基性岩脉进行精确的 U-Pb 锆石同 位素测年 结果表明 NWW 向基性岩脉测试结果为 180~200 Ma(图 10、表 4)。

NNE 向闪长岩同样用 SHRIMP 和 LA-ICP-MS 对基性岩脉进行精确的 U-Pb 锆石同位素测年,测试 结果为 224~251 Ma 加权平均值为 242 Ma(表 5)。 锆石显示出较好的岩浆环带结构,表明锆石是经过 岩浆结晶作用形成。根据 NNE 向基性岩脉与花岗 岩产出空间特征及两者的形成年龄判断,两者在时 空上均有着较为紧密的关系。测试结果表明,下庄 矿田中基性岩脉的形成与对应铀成矿年龄时间(60 ~80 Ma,徐达忠等,1999;146~165 Ma,胡宝群等, 2001 /仍然存在巨大的矿岩时差(平均大于 60 Ma), 表明成矿期中基性岩脉已经侵入并完成结晶,不能 为成矿提供热源及结晶过程中放出与成矿有利的流 体。

5 中基性岩脉控矿机理再认识

5.1 " 交点 '型铀矿体产出空间特征

下庄矿田负责施工的勘查单位认为"交点"型铀 矿体严格受硅化带与辉绿岩脉交切复合轨迹控制, 可根据矿体与中基性岩脉产出空间的不同,可分为 单"交点"型、双"交点"型和重接型3类。

由于这种认识根深蒂固,在勘查过程中,技术人 员对单交点和双交点型铀矿体的勘查总以硅化带为 纵投影,沿着中基性岩脉的走向作为钻孔的方位角。 笔者对下庄矿田铀矿床进行勘查时发现,含矿"交 点 '和无矿"交点"最大的不同体现在构造裂隙的发 育上,含矿"交点"内总有较多的构造裂隙,铀矿化沿 着构造裂隙充填,这些含矿裂隙的产状根据岩芯中 的轴心夹角判断,并不一定与硅化带一致,从低角度 相交至互相垂直均有分布。

笔者研究前人资料后发现 " 交点 "型铀矿体从 宏观上似乎受到硅化带与中基性岩脉交切复合轨迹 的控制,但从微观上看 " 交点 "型铀矿化一般沿着两 者交汇部位围岩中的裂隙充填产出,围岩既可以是 花岗岩,也可以是中基性岩,当然也可以是构造带内 的硅质脉。根据开采现状发现 " 交点 "型铀矿并不 严格受到交切复合轨迹的控制,有些矿体比交切复 合轨迹小,有些矿体延展则超过了交切复合轨迹的 控制范围(图略),也有些" 交点 "型铀矿体直接属于 硅化带型铀矿体的不同组成部分,即受到硅化带与 中基性岩脉的联合控制。

5.2 " 交点矿 "成矿机理及勘查思路分析

通过对近年来钻探所得岩芯进行观察发现,铀 异常或者铀矿化在中基性岩脉与花岗岩的接触边界 的分布相对集中,这说明中基性岩脉与花岗岩的接 触边界对铀矿化有利,前人把这种现象称之为"边界 效应(王学成等,1991)。通过对不同中基性岩脉成 矿的统计表明,不同的中基性岩脉均有一定的控矿 作用,说明中基性岩脉的岩性对其铀成矿不存在专 属性。结合主量元素与矿化关系的研究表明,矿化 主要与硅化和碱交代有关,并没有因为 Fe²⁺ 对 U⁶⁺ 的还原作用,导致Fe³⁺显著增高,Fe²⁺ 较低,而铁离

	azhu
睈	Xi
代数:	the
山川	Ë.
年龄》	dikes
U-Pb:	mafic
結石	nding
IMP	V-trei
SHR	NWN
黛	$0^{\mathbf{f}}$
性	ting
車	dai
vw ⊫	U-Pb
N H	rcon
E-E	, Zi
下田	IRIMI
4	SI
表	io (
	ults

			Table 4	Results of	SHRIMP zirco	n U-Pb dating	of NWW-trend	ing mafic dikes	in the Xiazhua	mg orefield			
بر ات	2	v(B)/10 ⁻	9-	737777 1738FT			年龄/Ma			2381 + /206134	207 to 1206	207mi /235r+	207-14 /2381-1
τ ĭ	D	Th	$^{206}\mathrm{Pb}$	- nor /uT	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	$^{207}\mathrm{Pb}/^{206}\mathrm{Pb}$	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	qJ _{mm} /n _{mm}	9.J	D /9d	n m /qJ m
09DT16-1.1	1256	657	23.4	0.54	136.4	137.8	137.7	-312	122.0	46.77	0.0406	0.1197	0.02138
09DT16-2.1	1317	994	24.6	0.78	138.0	138.1	138.4	125	134.8	46.21	0.0485	0.1448	0.02164
09DT16-3.1	862	415	15.7	0.50	134.1	134.4	134.1	32	134.1	47.58	0.0467	0.1352	0.02102
09DT16-4.1	537	256	9.6	0.49	131.2	131.6	131.8	- 17	123.0	48.70	0.0457	0.13	0.02055
09DT16-5.1	968	463	17.4	0.49	132.5	132.9	133.0	10	126.2	48.20	0.0462	0.1324	0.02076
09DT16-6.1	742	436	3.5	0.61	133.9	134.3	134.5	-1-	127.7	47.66	0.046	0.1332	0.02098
09DT16-7.1	1305	1080	24.5	0.86	138.2	138.5	138.3	42	137.3	46.16	0.0469	0.1399	0.02166
09DT16-8.1	1290	1049	23.7	0.84	135.5	135.6	136.0	120	132.1	47.06	0.0484	0.1418	0.02125
09GD08-3-1.1	510	165	18.3	0.34	263.0	263.2	263.1	242	260.0	24.01	0.0510	0.2930	0.04164
09GD08-3-2.1	066	482	36.5	0.50	271.0	270.4	270.9	345	272.0	23.29	0.0534	0.3161	0.04294
09GD08-3-3.1	955	623	30.2	0.67	232.1	232.2	232.6	225	228.2	28.28	0.0507	0.2561	0.03666
09GD08-3-4.1	776	240	29.4	0.32	275.3	274.7	275.3	351	276.0	22.92	0.0535	0.3220	0.04363
09GD08-3-5.1	975	2852	28.4	3.02	214.3	215.0	215.2	84	213.3	29.58	0.0477	0.2223	0.03381
09GD08-3-6.1	544	590	10.0	1.12	136.0	135.2	135.8	340	136.5	46.90	0.0533	0.1570	0.02131
09GD08-3-7.1	656	646	11.1	1.02	124.4	125.0	126.1	- 86	114.8	51.30	0.0444	0.1194	0.01948
09GD08-3-8.1	448	169	18.0	0.39	287.4	280.2	280.6	666	399.0	21.93	0.0725	0.4560	0.04560
09GD08-3-9.1	981	696	39.7	0.73	295.9	296.1	298.6	274	273.7	21.29	.0518	0.3352	0.04697
09GD08-3-10.1	912	389	35.3	0.44	283.0	283.2	283.9	260	270.1	22.28	0.0514	0.3182	0.04488
09GD08-3-11.1	436	219	17.1	0.52	286.4	285.9	287.7	341	271.0	22.01	0.0533	0.3340	0.04542
09GD08-3-12.1	618	150	25.2	0.25	291.5	289.1	288.4	565	371.0	21.62	0.0589	0.3760	0.04626

		Table	5 Result	ts of LA-ICPN	1S zircon U-P	b dating of]	NWW-trendin	ig mafic dike	s in the Xiazhu	ang orefield		
ц		$w(B)/10^{-6}$	5	2007/ Per200	207-1-1-25C	1.1316/	PHICEC/ PHI80C	144 (EC) + +8EC		年龄	/Ma	
見て	Pb 总和	²³² Th	238 U	9d/m2/9d/m2 -	Dec /qdim	nor /qd m	ul and /qdoor	- 4[~~/∩ or	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	207 Pb/235 U	206Pb/238U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th
09GD50-1	17.6	304	425	0.0511	0.2227	0.0314	0.0105	1.4815	256	204	199	211
09GD50-2	14.4	349	329	0.0496	0.2185	0.0310	0.0098	1.0013	189	194	197	198
09GD50-3	43.6	1131	957	0.0504	0.2185	0.0314	0.0100	0.8834	213	201	199	203
09GD50-4	41.6	1189	875	0.0527	0.2302	0.0316	0.0100	0.7758	317	210	200	200
09GD50-5	18.8	403	441	0.0518	0.2231	0.0313	0.0104	1.1495	276	204	198	208
09GD50-6	43.7	1244	940	0.0507	0.2183	0.3120	0.0099	0.7858	233	201	198	199
09GD50-7	48.6	1439	1027	0.0509	0.2182	0.0311	0.0099	0.7342	235	200	197	200
09GD50-8	27.6	635	618	0.0552	0.2377	0.0312	0.0104	0.9967	420	217	198	209
09GD50-9	39.6	1052	864	0.0502	0.2172	0.0314	0.0099	0.8393	211	200	199	198
09GD50-10	37.0	943	820	0.0523	0.2245	0.0310	0.1010	0.8954	298	206	197	204
09GD50-11	35.2	871	787	0.0496	0.2136	0.0311	0.0102	0.9787	189	197	198	205
09GD50-12	56.7	1809	H30	0.0573	0.2479	0.0312	0.0103	0.6350	502	225	198	208
09GD50-13	33.2	781	757	0.0527	0.2267	0.0311	0.0103	0.9858	317	207	197	208
09GD50-14	42.6	1086	945	0.0517	0.2238	0.0312	0.0102	0.8878	272	205	198	204
09GD50-15	48.4	1323	1050	0.0514	0.2239	0.0315	0.0101	0.8269	257	205	200	204
09GD50-16	40.5	1073	897	0.0499	0.2152	0.0312	0.0100	0.8595	187	198	198	201
09GD50-17	37.4	1057	795	0.0494	0.2150	0.0315	0.0099	0.7683	169	198	200	200
09GD50-18	48.6	1410	1041	0.0493	0.2116	0.0310	0.0097	0.7481	167	195	197	196
09GD50-19	24.0	502	566	0.0472	0.2042	0.0313	0.0102	1.1526	58	189	199	205
09GD50-20	28.6	685	639	0.0498	0.2163	0.0314	0.0101	0.9510	187	199	199	203

子总量不变。另外,对控矿中基性岩脉精确定年表 明,中基性岩脉与铀成矿期乃有巨大的矿岩时差,说 明其结晶过程中不能为铀成矿提供热源以及有利于 成矿的流体。综上研究表明,下庄矿田所谓的"交 点 '型铀矿其本质是构造裂隙和围岩蚀变控矿 ,属于 硅化带型铀矿体不同的表现形式 " 交点 "控矿的本 质是通过控制构造裂隙的分布而实现 由于中基性 岩脉自身受到深大断裂的控制,中基性岩脉与花岗 岩的接触界面是一个物理化学突变界面,有利于裂 隙的形成和成矿流体的活动,故可控制矿体的展布, " 交点 '型铀矿床中重接型铀矿体的存在 ,也充分证 明这一点,该特点可称为不同岩体之间的"边界效 应"。由于中基性岩脉的机械物理强度较花岗岩低, 且以岩墙的形式分布于以岩基产出的花岗岩中,故 在后期构造应力的作用下,中基性岩脉更易破碎或 者近垂直于走向方向断裂,更容易形成成矿物质的 运送通道和沉淀场所,故中基性岩脉对后期成矿在 空间上存在控制作用;又因为矿体大多数受到硅化 带次级构造的控制,而这些次级构造更容易形成于 硅化带与中基性岩脉交汇部位的中基性岩脉中,或 者沿着硅化带与中基性岩脉横截断面展布 ,故形成 单" 交点 '和双' 交点 '的控矿现象 ,其本质也是" 边界 效应 '的另一种表现形式 ,只是接触界面两边的介质 有所不同而已。

综上所述,中基性岩脉对铀成矿的控制作用,并 不是表现在地球化学方面,而是在几何空间展布和 机械物理方面。中基性岩脉与花岗岩的接触界面、 中基性岩脉中的构造裂隙和与中基性岩脉在空间上 相联系的断裂构造是下庄矿田铀富集沉淀的有利场 所,这将是下一步勘查的重点。从成矿潜力或者成 矿规模上看,重接型铀矿体的规模要比单"交点"和 双'交点"型铀矿体的规模大很多,故在勘查思路上 必须实现从原来的硅化带与中基性岩脉交切复合轨 迹的'点'向接触界面和裂隙面的'面'转换。

6 结 论

(1)下庄矿田不同岩性的中基性岩脉中均有铀 矿体的发现,铀矿体并没有在某种特定岩性的中基 性岩脉中集中分布,故推测中基性岩脉的岩性对控 矿的专属性不强。中基性岩脉成岩时代的研究表 明";交点"型铀矿床成矿时代与中基性岩脉存在着 巨大的矿岩时差,其成岩过程中不能为铀成矿提供 热源及矿化剂 CO₂。

(2)通过 Fe³⁺、Fe²⁺、K₂O、Na₂O和 Al₂O₃等与 SiO₂线性关系的研究表明,矿化与硅化和碱交代关 系密切,与其他常量元素的关系不明显,但通过对流 体作用敏感的 U/Th、Pb/Ce、Ba/La、Cs/Rb 比值和 对流体作用不敏感元素 Ce/Yb 比值的对比研究表 明"交点"型铀成矿存在较明显的地幔流体作用。

(3)中基性岩脉对铀成矿的控制作用通过对构 造裂隙的控制实现,所谓的"交点"控矿是硅化带型 铀矿化通过"边界效应"控矿的特殊表现形式,是由 于不同岩浆岩的产状和机械强度有所不同所致。

(4)中基性岩脉对铀成矿的控制作用,主要表现在几何空间展布和机械物理方面,中基性岩脉与花岗岩的接触界面、中基性岩脉中的构造裂隙和与中基性岩脉在空间上相联系的断裂构造是下庄矿田铀矿物富集沉淀的有利场所,在勘查思路上必须实现从原来的硅化带与中基性岩脉交切复合轨迹的"点"向接触界面和裂隙面的'面'转换。

志 谢 文章撰写过程中,在笔者工作单位成 果资料中汲取了大量素材,并得到广东省核工业地 质局原总工程师张宝武、广东省核工业地质局二九 三大队原总工程师巩志根和地质工程师黄雄光的悉 心指导稿件还得到审稿人诸多的宝贵意见,在此一 并衷心感谢。由于笔者水平有限,难免有错漏之处, 还望各位专家批评指正。

References

- Deng P , Shen W Z , Ling H F , Ye H M , Wang X C , Pu W and Tan Z Z. 2003. Uranium mineralization related tomantle fluid : A case study of the Xianshi deposit in the Xiazhuang uranium orefield J]. Geochimica , 32 (6) 520-528 (in Chinese with English abstract).
- Du L T. 2001. Metallization and economic geology of hydrothermal uranium deposits in China[M]. Beijing : Atomic Energy Press. 57-110(in Chinese).
- Feng Z J , Huang H K , Zen W W and Wu J G. 2011. Geological evidence for deep exploration in Xiazhuang uranium ore-field and its periphers[J]. Uranium Geology , 27(4):221-224(in Chinese with English abstract).
- Hu B Q , Bai L H and Xu D Z. 2001. The early high temperature uranium mineralization in Xia zhuang ore field and its significance J . Mineralogy and Petrology ,17(5):280-284 (in Chinese with English abstract).
- Hu R Z and Jin J F. 1990. The origin of Improphyre in Guidong granitic complex [J]. Mineralogy and Petrology , 10(4):1-7(in Chinese with English abstract).

- Hu R Z. 1989. Mineralizing mechanism of XW uranium deposit [J] Chengdu College of Geology, 16(3):1-9(in Chinese with English abstract).
- Hu R Z , Bi X W , Su W C , Peng J T and Li C Y. 2004. The relationship between uranium metallogenesis and crustal extension during the Cretaceous-Tertiary in South China[J]. Earth Science Frontiers ,11(1):153-160(in Chinese with English abstract).
- Hu R Z , Bi X W , Peng J T , Liu S , Zhong H , Zhao J H and Jiang G H. 2007. Some problems concerning relationship between Mesozoic-Cenozoic lithospheric ext ension and uranium met allogenesis in South China[J]. Mineral Deposits , 26 (2):139-152(in Chinese with English abstract).
- Li X H. 1990. first studied in Zhuguangshan pluton in mafic dikes-Sr , Nd , O isotope evidence J]. Chinese Science Bulletin , 16 : 1247-1249 in Chinese with English abstract).
- Li X H. 1992. Petrogenesis of Zhuguangshan mesozoic granites J] Guangdong Geology , 7 (2):1-13 (in Chinese with English abstract).
- Li X H, Li W X and Li Z X. 2007. Genetic types and tectonic significance of Early Yanshan Nanling granite[J]. Chinese Science Bulletin, 52(9):981-991(in Chinese with English abstract).
- Li X L , Sun Z X and Zhou W B. 2000. Fossil hydrothermal system and uranium mineralization [M]. Beijing : Geological Publishing House (in Chinese).
- Liu Z Y and Liu H X. 2009. The simulation test of granite uranium mineralization [J]. Earth Science Frontiers, 16(1): 99-113(in Chinese with English abstract).
- Mao J W and Jiang Y H. 2005. Deep fluid mineralization system [M]. Beijing : Chinese University Press. 1-328.
- Party No. 293 Geological Bureau for Nuclear Industry of Guangdong Province. 1972. Study on the metallogenic regularity in Xiazhuang ore field R]. 1-150(in Chinese).
- Shao F. 2005. Low-temperature hot-water in Xiangshan orefield and its relation with uranium mineralization J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences , 30(2) 206-210(in Chinese with English abstract).
- Wang X C , Zhang B T and Zhang Z H. 1991. A study of the relationship between the dark dyke and the uranium mineralization [J] Mineral Deposits , 10(4) 359-370(in Chinese with English abstract).
- Wang Z Q, Li Z Y and Wu L Q. 2010. Geochemical evidences for mantle-derived uranium metallogenesis : A case study of Xiaoshui intersection-type uranium deposit in Xiazhuang area[J]. Uranium Geology, 26(1) 24-34(in Chinese with English abstract).
- Xu D Z , Liu L Q and Hu B Q. 1999. Study of pneumato-hydrothermal high temperature uranium metallogenic characteristics and uranium metallogenic ages in Xiazhuang uranium ore-field[J]. Uranium Geology , 15(5) 266-278(in Chinese with English abstract).
- Zhang G Q , H R Z and Shang P Q. 2008. Study on the C-O isotopic composition of calcites and metallogenic dynamics background in the No. 302 uranium deposit[J]. Acta Mineralogica Sinica , 28(4): 413-420(in Chinese with English abstract).
- Zhou X M. 2007. The evolution of the Nanling region of Late Mesozoic granite genesis and lithosphere dynamics[M]. Beijing : Science Press(in Chinese).

Zhu B , Ling H F , Shen W Z , Gao J F , Deng P , Huang G L and Tan Z Z. 2006. Isotopic geochemistry of Shituling uranium deposit , northern Guangdong Province , China[J]. Mineral Deposits , 25(1) 257-263(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 邓平,沈渭洲,凌洪飞,叶海敏,王学成,濮巍,谭正中.2003.地幔流体 与铀成矿作用:以下庄矿田仙石铀矿床为例[J].地球化学,32 (6)520-528.
- 杜乐天. 2001. 幔汁(HACONS)流体的重大意义[J]. 大地构造与成 矿学(2):57-110.
- 冯志军,黄宏坤,曾文伟,吴继光. 2011.下庄矿田及外围深部找矿的 地质依据[J].铀矿地质,27(4)221-224.
- 广东省核工业地质局二九三大队.1972.下庄矿田成矿规律研究[R]. 1-150.
- 胡宝群,白丽红,徐达忠.2001.下庄铀矿田早期高温成矿作用及其意 义[J].铀矿地质17(5)280-284.
- 胡瑞忠. 1989. XW 铀矿床成矿机理 J]. 成都地质学院学报,16(3): 1-9.
- 胡瑞忠,金景福.1990.贵东花岗岩体中煌斑岩的成因[J].矿物岩石,10(4):1-7.
- 胡瑞忠 毕献武 苏文超 彭建堂 李朝阳. 2004.华南白垩—第三纪地 売拉张与铀成矿的关系[J].地学前缘 11(1):153-160.
- 胡瑞忠,毕献武,彭建堂,刘,钟宏,赵军红,蒋国豪.2007.华南地 区中生代以来岩石圈伸展及其与铀成矿的关系研究的若干问 题[J].矿床地质 26(2):139-152.
- 李献华.1990. 诸广山岩体内中基性岩脉的成因初探——Sr、Nd、O 同 位素证据 J].科学通报,16:1247-1249.
- 李献华.1992. 诸广山中生代花岗岩的成因[J]) 东地质 7(2):1-13.
- 李献华,李武显,李正祥.2007.再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型 与构造意义[J].科学通报 52(9) 981-991.
- 李学礼 孙占学 周文斌.2000.古水热系统与铀成矿作用[M].北京: 地质出版社.
- 刘正义,刘红旭.2009.花岗岩铀成矿作用的模拟实验[J].地学前缘, 16(1).99-113.
- 毛景文,姜耀辉.2005.深部流体成矿系统 M]北京:中国大学出版 社.1-328.
- 邵飞.2005.相山矿田低温热水及其与铀矿化关系[J].地球科学-中国 地质大学学报 30(2):206-210.
- 王学成,章郑桐 涨祖还.1991.暗色岩脉与铀成矿关系研究[J].矿床 地质,10(4):359-369.
- 王正其 李子颖 吴烈勤.2010. 幔源铀成矿作用的地球化学证据—— 以下庄小水 '交点型 '铀矿床为例[J]: 铀矿地质 26(1):24-34.
- 徐达忠,刘林清,胡宝群.1999.下庄矿田气热高温铀成矿特征及年龄 研究 J].铀矿地质,1.5(5)266-278.
- 张国全,胡瑞忠,商朋强.2008.302 铀矿床方解石 C-O 同位素组成与 成矿动力学背景研究[J].矿物学报 28(4) 413-420.
- 周新民.2007. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演 化[M]. 北京 科学出版社.
- 朱捌,凌洪飞,沈渭洲,高剑峰,邓平,黄国龙,谭正中.2006.粤北石土 岭铀矿床同位素地球化学研究J]矿床地质,25(1):71-82.