

豫西二郎坪地区 O 型埃达克岩的厘定及其地质意义

郭彩莲^{1,2)}, 陈丹玲²⁾

1) 西北有色地质研究院, 西安, 710054;

2) 大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安, 710069

内容提要: 本文对出露于豫西二郎坪地区的西庄河花岗闪长岩进行了详细的岩石学、地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素研究, 重点讨论其岩石成因及地质意义。西庄河花岗闪长岩主要由斜长石、石英及少量角闪石和黑云母组成。地球化学分析显示, 该花岗岩具有高 Si ($\text{SiO}_2 = 66.84\% \sim 71.57\%$)、富 Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.11\% \sim 16.78\%$)、富 Na ($\text{Na}_2\text{O} = 3.45\% \sim 4.78\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 为 1.06~2.40) 及低 Mg ($\text{MgO} = 0.88\% \sim 1.0\%$, $\text{Mg}^\#$ 为 0.43~0.46) 的特征。微量元素方面显示高 Sr ($327.04 \times 10^{-6} \sim 613.97 \times 10^{-6}$)、低 Y ($12.30 \times 10^{-6} \sim 17.17 \times 10^{-6}$) 和 Yb ($1.36 \times 10^{-6} \sim 1.88 \times 10^{-6}$) 及高 Sr/Y 比值 (介于 24~38); 稀土含量中等 ($\sum \text{REE} = 86.79 \times 10^{-6} \sim 197.04 \times 10^{-6}$), 轻重稀土高度分异 ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 12.35 \sim 23.28$), 无 Eu 异常或正 Eu 异常 ($\delta \text{Eu} = 0.97 \sim 1.34$); 在原始地幔标准化微量元素蛛网图上, 岩石富集轻稀土和 K、Rb、Ba、Th 及 Sr, 而 Nb、Ta、P 及 Ti 具明显的负异常。锆石 Hf 同位素显示具有正的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 变化于 8.37~11.13 之间。以上花岗闪长岩的岩石地球化学特征及锆石 Hf 同位素特征与俯冲洋壳部分熔融成因的 O 型埃达克岩特征相似。利用锆石原位 LA-ICP-MS 定年方法, 获得西庄河花岗闪长岩的形成年龄为 461 ± 0.9 Ma。该年龄与其共生的二郎坪基性火山岩的形成年龄 (460~473 Ma) 在误差范围内一致, 结合其 O 型埃达克岩的地球化学特征, 共同指示豫西二郎坪地区存在早古生代洋盆及洋盆的俯冲消减事件。

关键词: 地球化学; 锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素; 埃达克岩; 豫西

埃达克岩最初提出时是指与年轻俯冲大洋岩石圈有关的新生代岛弧环境中的火山岩, 其地球化学标志是 $\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, $\text{MgO} < 3\%$, 高 Sr ($> 400 \times 10^{-6}$), 贫 Y ($Y < 18 \times 10^{-6}$) 和 Yb ($Yb < 1.9 \times 10^{-6}$), LREE 富集, 无 Eu 异常或有弱的正 Eu 异常, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值小于 0.705, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) > 0$ 等, 是由俯冲的年轻大洋板片熔融而形成 (Defant et al., 1990)。但近年来的研究表明, 加厚下地壳以及底侵玄武质下地壳岩石的部分熔融也可形成具有埃达克岩性质的岩浆, 因此有 O 型埃达克岩 (Defant et al., 1990) 和 C 型埃达克岩之分 (张旗等, 2001)。其中, 前者富钠, 是以 MORB 为源岩的消减大洋板片部分熔融的产物; 后者富 K, 主要出现于大陆地区或形成于活动陆缘加厚地区、板块碰撞导致的地壳加

厚地区及高原底部等环境 (Atherton et al., 1993; Peacock et al., 1994; Petford et al., 1996; Rapp, 2001; 张旗等, 2008)。因此, 造山带中埃达克岩的发现和深入研究, 对于探讨岩浆动力学过程及造山带的构造演化等具有重要意义。

西庄河花岗闪长岩出露于北秦岭造山带东段的豫西二郎坪地区, 前人的研究认为是一套与二郎坪蛇绿岩伴生的幔源分异型花岗岩 (卢欣祥等, 1987), 并以该岩体的单颗粒锆石 U-Pb 年龄 (480 Ma, 孙勇等, 1996) 来限定二郎坪蛇绿岩的年龄。新近, 作者等在对该地区的野外调研中发现该岩体中存在大量的暗色包体, 进一步的研究在包体中发现了岩浆混合的岩相学证据。那么, 西庄河花岗闪长岩是何时、在何种背景下形成, 与二郎坪火山岩的关系怎样?

注: 本文为西北大学大陆动力学国家重点实验室科技部专项经费, 国家基础研究规划“973”项目 (编号 2009CB825003), 国家自然科学基金项目 (编号 41072051) 资助成果。

收稿日期: 2010-12-27; 改回日期: 2011-04-29; 责任编辑: 周健。

作者简介: 郭彩莲, 女, 1985 年生。硕士, 岩石学、矿物学、矿床学专业。Email: guoclian@163.com; 通讯作者: 陈丹玲, 女, 1967 年生。教授, 从事矿物岩石学研究。Email: dlchen@nwu.edu.cn。

DOI: CNKI: 11-1951/P. 20111206. 1222. 008 网络出版时间: 2011-12-6 12:22

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20111206.1222.008.html>

为回答这一问题,本文在详细岩相学研究基础上,对西庄河花岗闪长岩体进行了系统的岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究,本研究可为北秦岭东段古生代的构造演化提供重要约束。

1 区域地质与岩石学特征

北秦岭造山带是指秦岭商丹断裂带与洛南-栾川-方城断裂带之间的秦岭北部区域,主要构造岩石地层单元自北而南为:宽坪岩群、二郎坪岩群、秦岭岩群和丹凤岩群(图 1a)。其中秦岭岩群被认为是北秦岭的基底(张国伟等,2001),其主体由片麻岩、角闪岩和大理岩组成,变质程度普遍表现为角闪岩相,局部达麻粒岩相,形成时代为古元古代(2000~2200 Ma),经历新元古代和早古生代的变质变形。秦岭岩群以北的二郎坪岩群为一套火山-沉积岩系,其构造单元自下而上分为大庙组、火神庙组及小寨组。其中,大庙组主要由一套碎屑岩和少量碳酸盐岩组成,变质程度为绿片岩相到低角闪岩相;火神庙

组以基性火山岩为主,夹含放射虫硅质岩,遭受强烈的蚀变作用;而小寨组以泥质碎屑岩为主,夹含基性火山岩(或岩脉),变质程度达高角闪岩相。本文研究的西庄河花岗闪长岩体侵位于二郎坪群火山-沉积岩系中的较上部层位(火神庙组)(图 1b),呈近东西向带状产出,其长轴方向与区域构造线方向一致,出露面积约 16 km²(卢欣祥,1987;李先梓等,1992)。

西庄河花岗闪长岩呈灰白色,具中粗粒花岗结构,块状构造。主要由斜长石(45%~55%)、石英(25%~30%)以及少量暗色矿物角闪石(5%~6%)和黑云母(3%~5%)组成;副矿物可见磷灰石、磁铁矿、锆石等。斜长石发生轻微绢云母化。

2 样品采集及分析

本文所有测试分析均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。

用于岩石主、微量元素研究的 13 件代表性样品

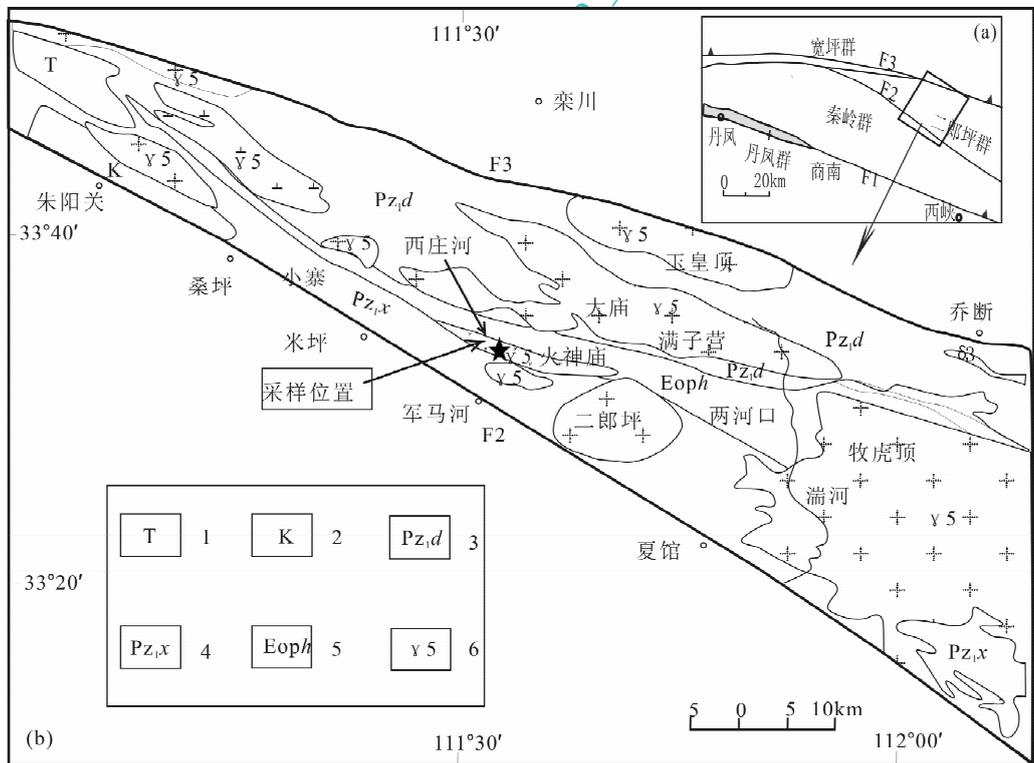


图 1 豫西二郎坪地区区域地质简图(据河南省区域地质志^①及河南省区调队^②修编)

Fig. 1 Geological sketch map of Erlangping area in the East Qinling Mountains (modified from the Geological Memoirs of Regional Geology of Henan Province^①; and Geological Brigade of Henan Province^②)

1—第三系;2—白垩系;3—二郎坪群大庙组;4—二郎坪群小寨组;5—二郎坪蛇绿岩片;6—花岗岩;

F1—商丹断裂;F2—黄台-瓦穴子断裂;F3—朱夏断裂

1—Tertiary system;2—Cretaceous system;3—Damiao Formation of Erlangping Group;4—Xiaozhai Formation of Erlangping Group;

5—Erlangping ophiolitic melange;6—granite;F1—Shangdan fault;F2—Huangtai-Waxuezi fault;F3—Zhuxia fault

采自河南西峡县西北方向的二郎坪地区,地理坐标:东经 $114^{\circ}40'459''$,北纬 $33^{\circ}32'476''$ 。主量元素用制成的碱熔玻璃片在日本理学 RIX2100XRF 仪上测定,并经 BCR-2 和 GBW07105 标样监控,元素分析误差 $<5\%$ 。微量和稀土元素在美国 Perk Elmer 公司 Elan 6100DRC ICP-MS 上分析测定,测试过程经 AVG-1、BCR-1 和 BHVO-1 国际标样监控,同时作空白样进行质量监控,元素分析误差 $<10\%$,详细的

分析方法见 Gao 等(1999),分析结果见表 1。

锆石 LA-ICP-MS 定年是在 Agilent 公司最新一代带有 Shield Torch 的 Agilent 7500a 上进行的。锆石年龄采用国际标准锆石 91500 作为外标标准物质,元素含量采用 NISTSRM610 作为外标,以 Si 作内标。详细分析步骤和数据处理方法见相关文献 (Andersen, 2002; 袁洪林等, 2003)。锆石 Hf 同位素测定是在 Nu Plasma HR MC-ICPMS 与

表 1 西庄河花岗闪长岩的主量(%)及微量($\times 10^{-6}$)元素含量

Table 1 Major (%) and trace ($\times 10^{-6}$) elements composition of Xizhuanghe granitoid

样号	09Q-1	09Q-2	09Q-3	09Q-4	09Q-5	09Q-6	09Q-7	09Q-8	09Q-9	09Q-10	09Q-11	09Q-12	09Q-13
SiO ₂	68.28	69.15	66.97	66.84	71.37	71.57	67.38	70.15	68.96	68.76	68.65	69.53	66.87
TiO ₂	0.29	0.27	0.23	0.23	0.26	0.24	0.25	0.22	0.16	0.25	0.26	0.21	0.24
Al ₂ O ₃	15.75	14.69	16.14	14.11	14.11	14.11	16.78	15.44	16.14	15.61	15.58	14.99	16.72
Fe ₂ O ₃ ^T	2.97	2.72	3.00	2.65	2.84	2.53	2.76	2.57	2.46	3.61	3.61	2.60	3.28
MnO	0.10	0.10	0.08	0.16	0.10	0.07	0.09	0.09	0.08	0.11	0.11	0.09	0.11
MgO	0.97	1.00	0.96	0.98	0.94	0.90	0.88	0.94	0.82	1.17	1.16	0.82	1.05
CaO	3.27	2.96	2.95	4.51	2.90	2.33	3.31	2.78	2.94	2.95	2.94	3.01	3.48
Na ₂ O	4.78	3.79	3.62	4.08	3.45	4.23	4.36	4.58	4.31	4.12	4.15	3.38	4.13
K ₂ O	1.99	2.74	3.40	2.45	2.63	2.28	3.05	2.03	2.89	2.34	2.35	3.04	2.71
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.12	0.12	0.09	0.11
LOI	1.41	2.08	2.08	3.52	1.06	1.69	1.22	1.50	1.39	0.62	0.62	1.81	0.93
TOTAL	99.90	99.59	99.52	99.61	99.75	100.03	100.17	100.38	100.23	99.66	99.55	99.57	99.63
Mg [#]	43.22	46.14	42.72	46.29	43.55	45.35	42.63	46.02	43.72	43.03	42.82	42.36	42.73
δ Eu	1.11	1.10	1.21	1.19	1.05	1.32	1.13	1.34	1.12	1.01	1.02	1.18	0.97
Ba	1363.55	1460.03	1954.76	2211.46	1509.32	2132.36	1791.90	1288.26	1703.39	1503.66	1533.49	1575.95	1527.55
Rb	70.15	87.67	111.63	75.56	76.88	75.97	89.95	69.67	81.61	68.46	69.82	78.54	73.18
Sr	562.13	374.34	349.56	423.90	508.39	457.33	613.97	468.26	527.15	420.46	428.21	327.04	419.86
Y	15.15	14.27	14.44	12.99	13.87	13.14	17.17	12.30	14.92	15.16	15.70	12.30	15.12
Cr	3.78	9.39	25.94	9.55	2.55	1.71	8.53	4.04	2.16	2.06	2.07	1.85	1.98
Ni	1.9	2.6	5.2	3.6	1.5	1.4	2.5	1.8	1.34	1.82	1.81	1.65	1.75
Nb	5.36	4.48	4.56	4.25	4.57	4.23	5.95	3.83	4.73	4.43	4.60	4.52	4.81
Th	18.78	15.80	19.09	13.98	21.07	16.39	21.30	11.57	14.65	22.79	21.61	22.55	30.98
Ta	0.61	0.56	0.44	0.46	0.59	0.52	0.76	0.46	0.50	0.45	0.55	0.50	0.60
U	2.60	2.45	2.88	2.56	3.18	2.12	3.96	1.57	2.93	4.04	3.84	3.21	3.98
La	38.21	35.78	42.86	33.62	43.75	36.48	40.68	23.46	34.32	38.94	40.34	49.47	58.16
Ce	60.20	56.95	67.54	52.03	68.26	57.37	63.93	37.18	53.08	62.14	64.57	76.88	89.17
Pr	5.99	5.67	6.68	5.15	6.66	5.63	6.36	3.76	5.20	5.93	6.10	6.98	8.06
Nd	18.91	17.84	20.77	16.36	20.39	17.51	19.86	12.21	17.17	20.90	21.18	23.22	26.68
Sm	2.95	2.76	3.07	2.49	2.92	2.54	3.00	2.02	2.76	3.37	3.44	3.31	3.72
Eu	1.06	1.00	1.21	0.96	1.01	1.09	1.12	0.90	0.97	1.00	1.03	1.10	1.03
Gd	2.90	2.80	3.02	2.46	2.96	2.52	3.05	2.07	2.56	2.74	2.79	2.45	2.81
Tb	0.36	0.35	0.35	0.30	0.34	0.30	0.37	0.27	0.34	0.41	0.41	0.35	0.40
Dy	2.32	2.15	2.21	1.84	2.10	1.85	2.36	1.71	2.17	2.37	2.42	1.97	2.44
Ho	0.49	0.46	0.47	0.39	0.43	0.40	0.53	0.37	0.49	0.53	0.54	0.42	0.51
Er	1.44	1.35	1.35	1.17	1.29	1.17	1.60	1.08	1.44	1.59	1.62	1.27	1.57
Tm	0.24	0.22	0.22	0.19	0.21	0.20	0.27	0.18	0.24	0.25	0.26	0.20	0.25
Yb	1.81	1.68	1.63	1.50	1.59	1.50	2.10	1.36	1.75	1.88	1.96	1.52	1.94
Lu	0.29	0.27	0.27	0.26	0.26	0.24	0.35	0.23	0.29	0.31	0.32	0.25	0.32
Σ REE	137.18	129.28	151.63	118.73	152.17	128.80	145.60	86.79	122.79	142.35	146.98	169.39	197.04
(La/Yb) _N	15.14	15.29	18.86	16.07	19.74	17.48	13.92	12.35	14.07	14.83	14.76	23.28	21.54
Sr/Y	37.11	26.24	24.20	32.64	36.66	34.80	35.76	38.07	35.34	27.74	27.27	26.59	27.77

GeoLas2005 受激准分子 ArF 的 193nm 激光系统上进行。测定时以标准参考物质 91500 和 GJ-1 进行仪器状态监控和对样品进行校正。其中 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的计算采用 ^{176}Lu 衰变常数为 $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}$ (Scherer et al., 2001)。

3 岩石地球化学特征

3.1 主量元素特征

由表 1 可知, 西庄河花岗闪长岩具有高硅 ($\text{SiO}_2 = 66.84\% \sim 71.57\%$), 富铝 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.66\% \sim 16.78\%$, 平均 15.09%) 及富钠 ($\text{Na}_2\text{O} = 3.45\% \sim 4.78\%$) 的特点, 且 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 介于 $1.06 \sim 2.40$); 而钛、钾、镁含量较低 (分别为 $\text{TiO}_2 = 0.16\% \sim 0.29\%$ 、 $\text{K}_2\text{O} = 1.99\% \sim 3.4\%$ 、 $\text{MgO} = 0.82\% \sim 1.01\%$), $\text{Mg}^\#$ 为 $0.43 \sim 0.46$ 。岩石的里特曼指数 (δ) 介于 $1.30 \sim 2.25 < 3.3$, 属于钙碱性系列岩石, 在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解 (图 2a) 上主要表现为高钾钙碱性特征, 在 $\text{SiO}_2\text{-(K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图解上主要落入花岗闪长岩区域 (图 2b)。

3.2 微量元素特征

花岗闪长岩的稀土总量为 $\sum \text{REE} = 86.79 \times 10^{-6} \sim 197.04 \times 10^{-6}$ (平均 140.67×10^{-6}), 在稀土配分图 (图 3a) 中显示右倾配分曲线形态。轻、重稀土分异明显 ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 12.35 \sim 23.28$), 但重稀土分异不明显 ($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.18 \sim 1.54$); 不具 Eu 异常或具有明显的正 Eu 异常 (δEu 介于 $0.97 \sim 1.34$)。

其他微量元素方面, 岩石具高 Sr ($327.04 \times 10^{-6} \sim 613.97 \times 10^{-6}$), 低 Y ($12.30 \times 10^{-6} \sim 17.17 \times 10^{-6}$)

和 Yb ($1.36 \times 10^{-6} \sim 1.88 \times 10^{-6}$, 样品 09Q-7 为 2.10×10^{-6} 除外) 的特征, Sr/Y 比值 > 20 (介于 $24 \sim 38$)。在原始地幔标准化蛛网图上 (图 3b), 富集轻稀土和 Rb、Ba、Th、U, 而 Nb、Ta、P 及 Ti 显示明显的负异常, 具有俯冲消减带岩石的组分特征。

4 锆石 U-Pb 年代学

花岗闪长岩中的锆石多呈自形柱状形态, 无色透明—浅黄色, 粒径介于 $60 \sim 150 \mu\text{m}$ 。CL 图像 (图 4a) 显示大多数锆石具有清晰的岩浆振荡环带结构, 不见残核和后期事件影响。锆石的 U、Th 含量高 (分别为 $\text{U} = 336.57 \times 10^{-6} \sim 1326.05 \times 10^{-6}$, $\text{Th} = 293.71 \times 10^{-6} \sim 1015.19 \times 10^{-6}$), Th/U 比值变化于 $0.62 \sim 1.42$ 之间, 也显示岩浆锆石的特征 (Rubatto, 2002)。

选择代表性的锆石进行 LA-ICP-MS 原位 U-Pb 同位素分析, 结果见表 2。从表中可见, 所有测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于 $431 \pm 2 \sim 464 \pm 2 \text{ Ma}$ 之间, 除 2 个测点稍微远离谐和线 (可能有铅的丢失) 外, 其余所有测点在 U-Pb 谐和图的一致曲线上形成一个年龄聚集区 (图 4b), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $461 \pm 0.9 \text{ Ma}$ (1σ , $\text{MSWD} = 1.0$), 代表花岗闪长岩的结晶年龄。

5 锆石 Hf 同位素

锆石的 Hf 同位素分析结果见表 2。所有分析点的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值变化于 $0.0011 \sim 0.0028$ 之间, 指示锆石形成以后具有较低的放射性成因 Hf 的积累。其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 变化范围较小, 介于 $0.282705 \sim$

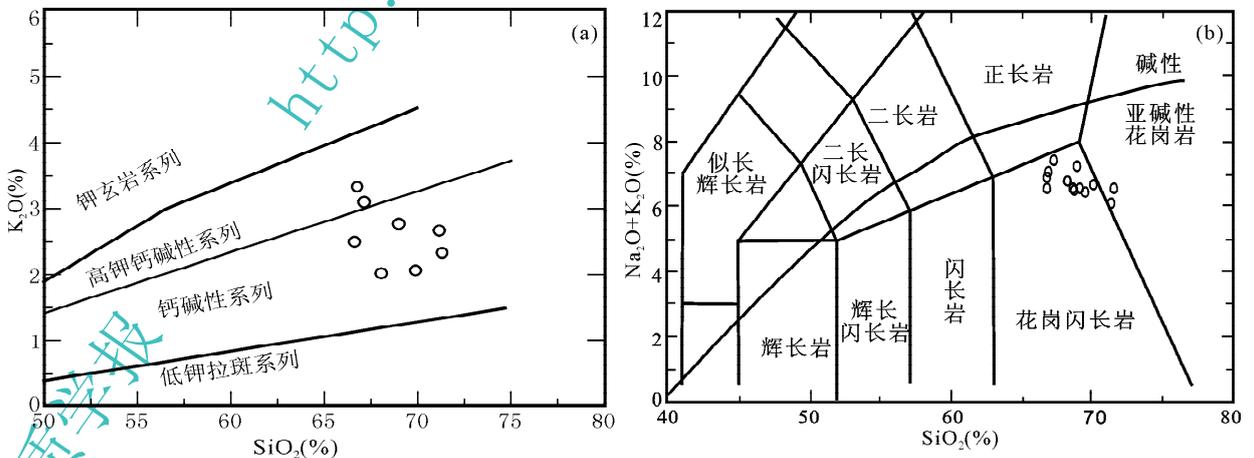


图 2 西庄河花岗闪长岩 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解 (据 Rickwood, 1989) 和 $\text{SiO}_2\text{-(K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图解 (据 Irvine 等, 1971; Middlemost, 1994)

Fig. 2 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagram (after Rickwood, 1989) and $\text{SiO}_2\text{-(K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ diagram (after Irvine et al., 1971; Middlemost, 1994)

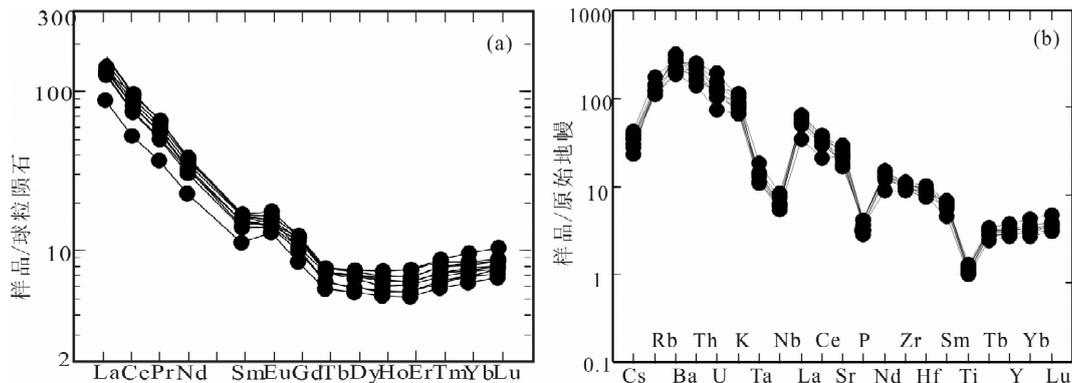


图3 西庄河花岗闪长岩稀土元素配分图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)(标准化数值据 Sun 等,1989)
Fig.3 Chondrite-normalized REE patterns (a) and PM-normalized spider diagrams (b) of the Xizhuanghe granitoid (normalized data after Sun et al. ,1989)

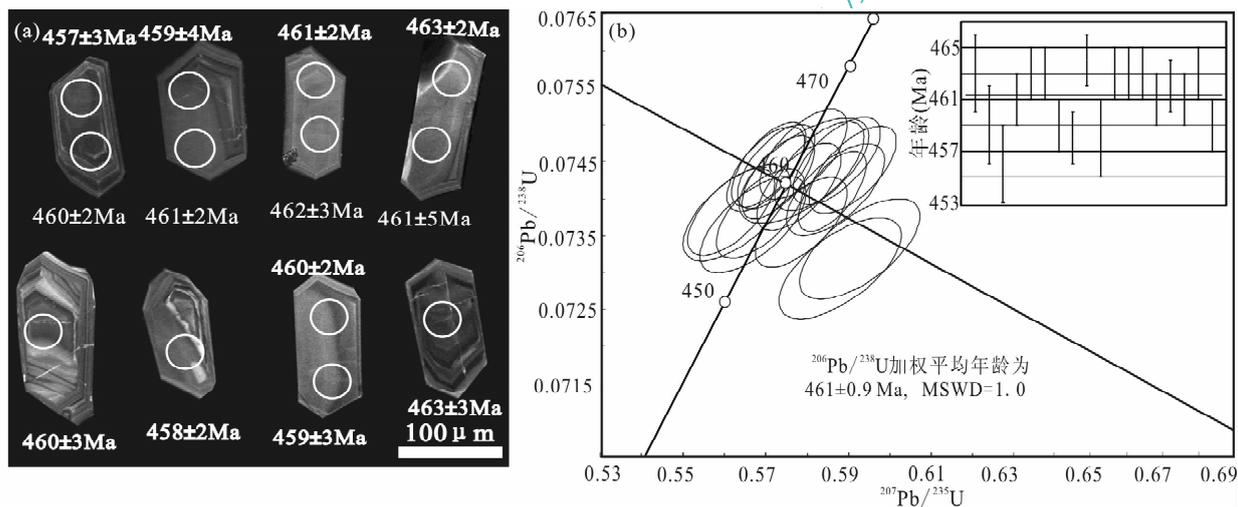


图4 西庄河花岗闪长岩中锆石的阴极发光图像(a)和锆石的 U-Pb 年龄谱和图(b)
Fig.4 CL images (a) and concordia diagram (b) for zircons from the Xizhuanghe granitoid

0.282816 间,加权平均值为 0.282784 ± 0.00002 , 由对应测点年龄计算得到的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值均为正值,变化于 8.37~11.13 之间;在 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$ 图解(图 5)上,所有样品点位于球粒陨石与亏损地幔之间,并接近于亏损地幔区。

6 讨论与结论

花岗闪长岩中的大多数锆石具有清晰的岩浆振荡环带结构,不见残核和后期事件影响。锆石 Th/U 比值变化于 0.62~1.42 之间,总体显示出岩浆锆石的特征。因此该锆石定年结果可代表花岗岩的结晶年龄。而且,该年龄与二郎坪基性火山岩最新的年代学资料 460~473 Ma(陆松年等,2003,赵姣等,2010)在误差范围内一致。

花岗闪长岩总体显示出高 SiO_2 (66.84% ~

71.57%),富 Na_2O (3.45% ~ 4.78%),富 Al_2O_3 (14.11% ~ 16.78%),低 MgO (0.88% ~ 1.0%) < 3%和高 Sr (327.04×10^{-6} ~ 613.97×10^{-6}),低 Y (12.30×10^{-6} ~ 17.17×10^{-6})和 Yb (1.36×10^{-6} ~ 1.84×10^{-6}) (样品 09Q-7 = 2.10×10^{-6} 外)及 Sr/Y > 20 的特征。与 Defant 等(1990)所定义的埃达克岩的地球化学特征一致(表 3),并且在 Sr-Sr/Y、 $\text{La}_N/\text{Yb}_N-\text{Yb}_N$ 及 Sr-Yb 判别图(图 6)中,样品均落入埃达克岩和高 Sr 低 Yb(Y)区域(图 6),指示西庄河花岗闪长岩具有埃达克岩的特征。

已有研究认为,埃达克岩有 O 型和 C 型之分。其中,O 型埃达克岩为俯冲玄武质洋壳部分熔融的产物(Defant et al. , 1990,1993;Gutscher et al. , 2000; Drummond et al. , 1996; Peacock et al. , 1994;张旗等,2006,2008);C 型埃达克岩为下地壳

表 2 花岗岩长岩中锆石的 LA-ICP-MS U-Th-Pb 分析结果和锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 2 The LA-ICP-MS U-Th-Pb and Hf analysis of Xizhuanghe granitoid

样号	元素含量 ($\times 10^{-6}$)		Th/U	同位素比值($\pm 1\sigma$)				年龄比值($\pm 1\sigma$)				Hf 同位素比值($\pm 2\sigma$)					
	^{232}Th	^{238}U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2s$	$\epsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$		
10Q.1	410.72	383.06	1.07	0.5788	0.0104	0.0744	0.0005	464	7	463	3	0.035310	0.001720	0.282785	0.000018	0.47	10.13
10Q.2	403.04	438.25	0.92	0.5626	0.0085	0.0738	0.0004	453	6	459	3	0.063414	0.002829	0.282768	0.000016	-0.13	9.12
10Q.3	471.89	645.67	0.73	0.5923	0.0096	0.0733	0.0005	472	6	456	3	0.038827	0.001852	0.282758	0.000020	-0.49	9.00
10Q.4	465.15	557.07	0.83	0.5865	0.0078	0.0741	0.0004	469	5	461	2	0.048147	0.002243	0.282764	0.000016	-0.27	9.20
10Q.5	820.21	1283.3	0.64	0.5867	0.0069	0.0745	0.0004	469	4	463	2	0.042330	0.002012	0.282785	0.000023	0.47	10.03
10Q.6	994.10	1326.1	0.75	0.5826	0.0071	0.0744	0.0004	466	5	463	2	0.050864	0.002411	0.282805	0.000017	1.18	10.61
10Q.7	367.54	542.15	0.68	0.5875	0.0098	0.0731	0.0005	469	6	455	3	0.055985	0.002706	0.282792	0.000018	0.72	9.88
10Q.8	796.10	813.68	0.98	0.5613	0.0069	0.0738	0.0004	452	5	459	2	0.041292	0.001964	0.282814	0.000017	1.48	10.99
10Q.9	503.05	649.13	0.77	0.5782	0.0074	0.0737	0.0004	463	5	458	2	0.036860	0.001770	0.282762	0.000019	-0.36	9.18
10Q.10	519.32	617.85	0.84	0.5787	0.0070	0.0746	0.0004	464	4	464	2	0.054029	0.002546	0.282816	0.000023	1.55	11.00
10Q.11	714.81	529.25	1.35	0.5665	0.0085	0.0737	0.0004	456	5	458	3	0.035585	0.001735	0.282806	0.000020	1.20	10.74
10Q.12	699.30	760.89	0.92	0.5703	0.0059	0.0745	0.0004	458	4	463	2	0.044987	0.002208	0.282788	0.000020	0.56	10.08
10Q.13	1015.1	861.50	1.18	0.5394	0.0070	0.0692	0.0004	438	5	431	2	0.023782	0.001155	0.282787	0.000019	0.54	9.69
10Q.14	603.84	727.26	0.83	0.5696	0.0062	0.0744	0.0004	458	4	463	2	0.036080	0.001763	0.282740	0.000016	-1.11	8.49
10Q.15	327.76	443.90	0.74	0.5906	0.0070	0.0744	0.0004	471	4	463	2	0.037845	0.001854	0.282738	0.000020	-1.19	8.37
10Q.16	983.61	880.08	1.12	0.5776	0.0067	0.0742	0.0004	463	4	461	2	0.038033	0.001846	0.282816	0.000016	1.57	11.13
10Q.17	379.97	538.65	0.71	0.5726	0.0058	0.0743	0.0004	460	4	462	2	0.042952	0.002084	0.282756	0.000021	-0.56	8.95
10Q.18	431.88	692.78	0.62	0.5857	0.0054	0.0741	0.0004	468	3	461	2	0.040738	0.001943	0.282802	0.000021	1.07	10.60
10Q.19	421.51	541.17	0.78	0.5721	0.0062	0.0744	0.0004	459	4	463	2	0.048767	0.002400	0.282791	0.000024	0.68	9.93
10Q.20	774.35	812.17	0.95	0.5683	0.0070	0.0738	0.0004	457	5	459	2	0.046984	0.002268	0.282813	0.000021	1.44	10.85

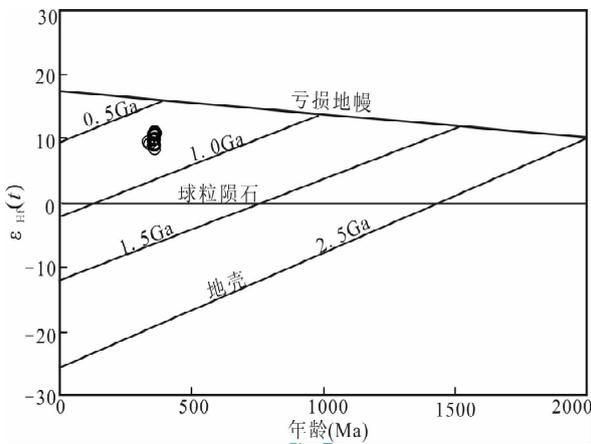


图 5 西庄河花岗岩长岩中锆石的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图解
Fig. 5 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t diagrams of zircons from the Xizhuanghe granitoid

底侵玄武质岩石部分熔融(Atherton et al., 1993), 或加厚下地壳的部分熔融(Sheppard et al., 2001; 许继峰等, 2003; Chung et al., 2003)及拆沉下地壳的部分熔融(Xu et al., 2002; Gao et al., 2004; Wang et al., 2006)所形成。表 3 列出了两种构造背景下埃达克岩的地球化学指标以及西庄河花岗岩闪长岩(包括前人的研究成果, 卢欣祥, 1987)的对比。从表中不难看出, 西庄河花岗岩与 Defant 等

(1990)所定义的 O 型埃达克岩的特征更吻合, 为俯冲玄武质洋壳部分熔融的产物。该结论也得到其他证据的支持:

表 3 西庄河花岗岩闪长岩与两类埃达克岩的地球化学特征值
Table 3 The characteristics of two types adakites and Xizhuanghe granite

地球化学参数	典型埃达克岩		西庄河花岗岩闪长岩(平均)	
	O 型	C 型	本次(N=9)	卢欣祥(N=5)
SiO ₂ (%)	≥56	56.06~72.48	69.15	67.56
Al ₂ O ₃ (%)	≥15(很少小于15)	14.53~19.81	15.09	15.51
Na ₂ O(%)	一般>3.5	<3.5	4.03	4.14
Na ₂ O/K ₂ O	>1.00	1.00~5.57	1.62	1.43
MgO(%)	<3(很少大于6)	0.10~2.56	0.94	1.25
Sr($\times 10^{-6}$)	>400(很少<400)	355~1512	469.79	
Y($\times 10^{-6}$)	≤18.00	2.00~15.00	14.46	
Yb($\times 10^{-6}$)	<1.90	0.17~1.03	1.68	
Sr/Y	>20~40	38.1~617.5	32.49	
La/Yb	>20	26.9~142.9	24.99	16.97
Sr 异常	正异常	正异常	正异常	
Eu 异常	正异常或弱负异常	≥0.60	0.97~1.34	0.75
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	<0.705	0.704~0.708		

注:埃达克岩的地球化学参数值引自 Atherton 等(1993, 1996)、Defant 等(1990, 1993)、Stern 等(1996)、王强等(2001)、张旗等(2004)。

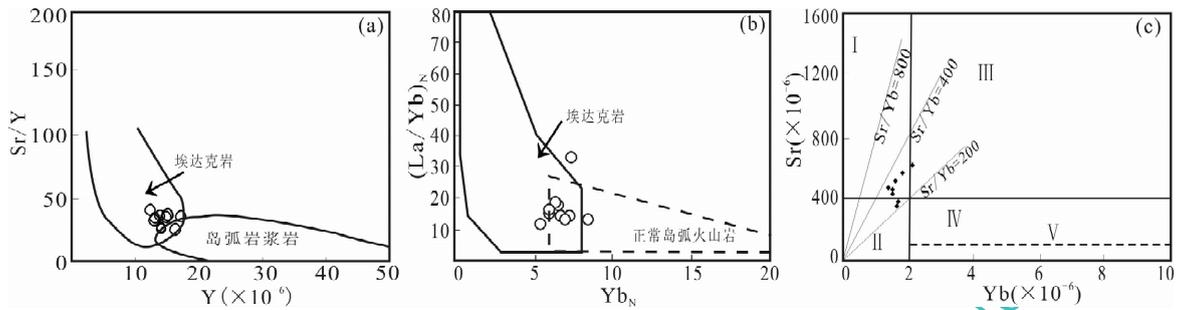


图6 花岗闪长岩的 Sr/Y-Y (a), $(La/Yb)_N$ -Yb_N (b), Sr-Yb (c)图解(据 Defant 等, 1990; 张旗等, 2006)

Fig. 6 The granitoid diagrams of Sr/Y-Y (a), $(La/Yb)_N$ -Yb_N (b) and Sr-Yb (c)

(after Defant et al., 1990; Zhang et al., 2006)

I—高 Sr 低 Yb 型; II—低 Sr 低 Yb 型; III—高 Sr 高 Yb 型; IV—低 Sr 高 Yb 型; V—非常低 Sr 高 Yb 型

I—Distribution of Higher Sr and low Yb type granites; II—distribution of lower Sr and Yb type granites; III—distribution of higher Sr and high Yb type granites; IV—distribution of lower Sr and high Yb type granites; V—distribution of much lower Sr and high Yb type granites

(1) 花岗闪长岩中的锆石 Hf 同位素分析结果显示为正的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值(变化于 8.37~11.13 之间), 接近亏损地幔的同位素组成, 与俯冲玄武质洋壳部分熔融形成的埃达克岩一致 (Stern et al., 1996); 另外, 前人对西庄河花岗闪长岩的 Sr-Nd 同位素研究结果显示其具有正的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值(1.5~1.9) 及较小的 I_{Sr} (0.7029~0.7046) (张宗清等, 2006; 王涛等, 2009), 与俯冲环境下形成的 O 型埃达克岩同位素特征值 (Kay et al., 1993; Morris, 1995; Stern et al., 1996) 接近。

(2) 已有研究表明, 俯冲玄武质洋壳部分熔融成因的埃达克岩通常与岛弧火山岩、SSZ 型蛇绿岩等共生。本文研究的西庄河花岗岩在空间上与二郎坪基性火山岩密切伴生, 形成时间在误差范围内一致。而已有研究指出二郎坪火山岩具有岛弧火山岩及弧后蛇绿岩特征 (刘文荣等, 1989; 孙勇等, 1996; 孙卫东等, 1996), 形成于古秦岭洋向北 (华北板块) 俯冲过程。因而, 西庄河花岗闪长岩与二郎坪火山岩的共生与现代环太平洋地区俯冲型埃达克岩的产出环

境近似, 从岩石组合上支持其俯冲板片熔融成因。

(3) 已有研究发现, 与蛇绿岩有关的花岗岩可以有多种类型: 分异型、剪切型、俯冲型及仰冲型等。其中分异型花岗岩, 即传统意义上的大洋斜长花岗岩 (Coleman et al., 1975; 李武显等, 2003), 认为是与蛇绿岩有关的玄武质岩浆在低压条件下结晶分异形成。为了与西庄河花岗闪长岩进行对比, 在此列出了与蛇绿岩有关的上述几类花岗质岩石的特征 (表 4)。从表 4 中可看出, 西庄河花岗闪长岩与俯冲型花岗岩的特征非常相似, 而明显有别于大洋斜长花岗岩特征即: 具低铝, 富 Na₂O、贫 K₂O (Na₂O/K₂O 多数大于 3~5), 低 MgO (Mg[#] < 40; 具 LREE 亏损到平缓的稀土配分模式 ($La_N/Yb_N \leq 1$); 在原始地幔标准化蛛网图上总体呈平缓的配分型式, 并有明显的 Sr 和 Ti 的负异常等特征 (李武显等, 2003)。

另外, 西庄河花岗闪长岩所表现出重稀土的强烈亏损 (图 3) 和 Eu 异常特征, 以及在 Sr/Y-Y 图解、 La_N/Yb_N -Yb_N 及 Sr-Yb 图解上多数样品落入埃达克岩区及高 Sr 低 Yb (Y) 区 (图 6), 暗示其形成深

表 4 与蛇绿岩有关的几类花岗质岩石特征表

Table 4 Rock types and tectonic significance of the granitoids rocks within ophiolites

类型	分异型花岗岩	剪切型花岗岩	俯冲型花岗岩	仰冲型花岗岩
Al ₂ O ₃ (%)	通常 < 15	通常 < 10	> 15	变化大
Na/K	大多数 > 3~5	> 1	> 2	变化大
Mg [#]	< 40	< 50	> 50	大多数 < 50
REE 特征	轻稀土亏损到平缓型	轻微的 LREE 富集型	LREE 富集, HREE 亏损	LREE 富集型
同位素特征	与 MORB 相似	与 MORB 相似	与 MORB 相似	与壳源岩石相似
产状	与蛇绿岩中辉长岩和玄武质熔岩共生	形成于洋壳下部的高温剪切带中	可以产出在蛇绿岩的各个层位	绝大多数侵入于蛇绿岩的地幔橄辉岩和堆晶岩单元
成因	玄武质岩浆低温条件下分离结晶作用形成	角闪岩深熔作用	俯冲的洋壳高压条件下部分熔融	蛇绿岩推覆岩片之下的沉积岩深熔作用

注: 数据引自 Aldiss (1981)、Bebout 等 (1993)、Coleman 等 (1975)、Sorenson 等 (1989)、Skjerlie 等 (2000)。

度大,源区有榴辉岩相矿物的残留(张旗等,2006),这也与低压下的幔源分异型花岗岩不符,而与俯冲板片熔融成因的埃达克岩其源区残留相是吻合的(Defant et al.,1990)。

综合以上资料我们认为,西庄河花岗闪长岩形成在与板块俯冲有关的构造环境中,其源岩浆为早古生代消减大洋板片部分熔融的产物,源区有榴辉岩相矿物的残留。同时代的二郎坪岛弧火山岩与 O 型埃达克岩的共同存在,无疑表明豫西二郎坪地区存在大洋及大洋的俯冲消减事件。

注 释

① 河南省地质矿产局. 1989. 河南省区域地质志. 北京:地质出版社, 104~111.

② 河南省区调队. 1981. 河南省地质图(1:50 万).

参 考 文 献

- 李武显,李献华. 2003. 蛇绿岩中的花岗质岩石成因类型与构造意义. 地球科学进展,18(3):392~397.
- 李先梓,严阵,卢欣祥,等. 1992. 秦岭-大别山花岗岩. 北京:地质出版社,82~83.
- 刘文荣,王润三,车自成,等. 1989. 东秦岭二郎坪群. 西北大学学报. 19(增刊):77~85.
- 陆松年,李怀坤,陈志宏,等. 2003. 秦岭中一新元古代地质演化及对 Rodinia 超级大陆事件的响应. 北京:地质出版社,118~124.
- 卢欣祥. 1987. 东秦岭与蛇绿岩有关的幔源型(M-型)花岗岩的地质地球化学特征. 见:张国伟等主编. 秦岭造山带的形成与演化. 西安:西北大学出版社,149~162.
- 孙勇,卢欣祥,韩松,等. 1996. 北秦岭早古生代二郎坪蛇绿岩片的组成和地球化学. 中国科学(D辑),26:49~55.
- 孙卫东,李曙光,孙勇,等. 1996. 北秦岭西峡二郎坪群枕状熔岩中一个岩枕的年代学和地球化学研究. 地质论评,42(2):144~152.
- 王强,许继峰,赵振华. 2001. 一种新的火成岩——埃达克岩的研究综述. 地球科学进展,16:201~208.
- 王涛,王晓霞,田伟,等. 2009. 北秦岭古生代花岗岩组合,岩浆时空演变及其对造山作用的启示. 中国科学(D辑),39(7):949~971.
- 许继峰,王强. 2003. Adakitic 火成岩对大陆地壳增厚过程的启示:以青藏北部火山岩为例. 地学前缘,10:401~406.
- 袁洪林,吴福元,高山,等. 2003. 东北地区新生代侵入岩体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报,48(14):1555~1520.
- 赵媛,陈丹玲,谭清海,等. 2010. 北秦岭东段二郎坪群火山岩的地球化学与年代学研究. 全国岩石学与地球动力学研讨会摘要集. A:129~130.
- 张国伟,张本仁,袁学城,等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京:科学出版社,421~581.
- 张旗,王焰,钱青,等. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报,17:236~244.
- 张旗,许继峰,王焰,等. 2004. 埃达克岩的多样性. 地质通报,23(9~10):959~965.
- 张旗,王焰,李承东,等. 2006. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义. 岩石学报,22(9):2249~2269.
- 张旗,金惟俊,熊小林,等. 2008. 中国不同时代 O 型埃达克岩的特征及其意义. 大地构造与成矿学,33(3):432~447.
- 张宗清,张国伟,刘敦一,等. 2006. 秦岭造山带蛇绿岩、花岗岩和碎屑沉积岩同位素年代学和地球化学. 北京:地质出版社,70~72.
- Aldiss D T. 1981. Plagiogranites from the ocean crust and ophiolites. Nature,289:577~578.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ²⁰⁴Pb. Chemical Geology,192:59~79.
- Atherton M P, Pertord N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature,362:144~146.
- Bebout G E, Barton M D. 1993. Metamorphism during subduction: products and possible paths in the Catalinaschist, California. Chemical Geology,108:61~92.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology,31:1021~1024.
- Coleman R G, Peterman Z E. 1975. Oceanic plagiogranite. Journal of Geophysical Research,80:1099~1108.
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. Nature,347:662~665.
- Defant M J, Drummond M S, Mount St. 1993. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. Geology,21:547~550.
- Drummond M S, Defant M J, Kepezhinskas P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. Trans. Rsoc. Edinburgh. Earth Sci.,87:205~215.
- Gao S, Ling W, Qiu Y. 1999. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta, 63:2071~2088.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. 2004. Recycling lower crustal continental crust in the North China craton. Nature,432:92~897.
- Gutscher M A, Maury R, Eissen J P, et al. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? Geology,28:535~538.
- Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canada J. Earth Sci., 8:523~548.
- Kay S M, Ramos V A, Marquez M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. Journal of Geology,101:703~714.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in magma-igneous rock system. Earth Sci. Rev.,37:215~224.
- Morris P S. 1995. Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwest Japan. Geology,23:395~398.
- Peacock S M, Rushmer T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett., 121: 227~244.
- Petford N, Atherton M. 1996. Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. J. Petro.,37:1491~1521.
- Rapp R P. 2001. A review of experimental constraints on adakite

- petrogenesis. In: Symposium on Adakite-like rocks and Their Geodynamic Significance (Abstract), Beijing, China, 10~12.
- Richwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247~263.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb age and metamorphism. *Chemical Geology*, 184: 123~138.
- Scherer E E, Munker C, Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293: 683~687.
- Sheppard S, Griffin T J, Tyler I M, et al. 2001. High- and low-K granites and adakites at a Paleoproterozoic plate boundary in northwestern Australia. *J. Geol. Soc. London*, 158: 547~560.
- Skjerlie K P, Pedersen R B, Wennberg O P, et al. 2000. Volatile phase fluxed anatexis of sediments during late Caledonian ophiolite obduction: evidence from the Sogneskollen granitic complex, west Norway. *Journal of Geological Society London*, 157: 1199~1213.
- Sorenson S S, Gossman J N. 1989. Enrichment of trace elements in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone, Catalina Schist, southern California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 3155~3177.
- Stern C R, Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral volcanic zone. *Contrib. Miner. Petrol.*, 123: 263~281.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotope systematics of ocean basalt, implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmaism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42: 313~345.
- Wang Q, Xu J F, Jian P, et al. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China; implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *J. Petro.*, 47: 119~144.
- Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30: 1111~1114.

Identification of O-type Adakitic Rocks in Erlangping Area, Western of Henan Province, and Its Geological Significance

GUO Cailian^{1,2)}, CHEN Danling²⁾

1) Northwest Geological Institute of Non-Ferrous Metals, Xi'an, 710054;

2) State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an, 710069

Abstract

The Xizhuanghe granodiorite is distributed in the Erlangping area, northern Xixia County, western Henan Province. This paper studied petrography and geochemistry, and zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions, with an emphasis on its petrogenesis and geological significance. The Xizhuanghe granitoid consists mainly of plagioclase and quartz, with minor amphibole and biotite. Geochemical studies indicate that the Xizhuanghe granitoid is high in SiO₂ (66.84%~71.57%), Al₂O₃ (14.11%~16.78%), Na₂O (Na₂O contents vary from 3.45% to 4.78% and the ratios of Na₂O/K₂O are between 1.06 and 2.40) and Sr ($327.04 \times 10^{-6} \sim 613.97 \times 10^{-6}$), but low in MgO (MgO contents range between 0.88% and 1.0%, and the index of Mg[#] is vary from 0.43 to 0.46). but, Y ($12.30 \times 10^{-6} \sim 17.17 \times 10^{-6}$) and Yb ($1.36 \times 10^{-6} \sim 1.88 \times 10^{-6}$), with high Sr/Y ratios ranging from 24 to 38). The Xizhuanghe granitoid has relative high REE contents ($86.79 \times 10^{-6} \sim 197.04 \times 10^{-6}$) with strong fractionations between LREE and HREE ((La/Yb)_N=12.35~34.89), and no Eu negative or Eu positive anomalies (0.97~1.34). The chondrite-normalized REE diagram demonstrates enrichment of LREEs and K, Rb, Ba, Th and Sr, and negative anomalies of Nb, Ta, P and Ti. Primitive mantle normalized trace element spider patterns show obvious enrichment in LILE and LREE such as Rb, Ba, Th, U, etc. and relative depletion in HSE and HREE such as Nb, Ta, Ti, etc., showing geochemical features of O-type adakites are related to subduction of oceanic slab. Zircon LA-ICP-MS dating yielded a formation age of 461 Ma for the Xizhuanghe granodiorite, which is consistent to that (460~473 Ma) of Erlangping basic volcanic rocks paragenetic with the granodiorite. Combined with the geochemical features of the O-type adakite, all evidence suggests existence of the oceanic basin and subduction event of the oceanic crust in the Erlangping areas of western Henan Province during Paleozoic of 460~470 Ma.

Key words: geochemistry; zircon U-Pb dating and Hf isotope; adakite; Xizhuanghe, western Henan Province