

柴—欧微地块花岗岩地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成: 基底性质和构造属性启示

陈能松^{1,2}, 王新宇¹, 张宏飞^{1,2}, 孙 敏³, 李晓彦¹, 陈 强¹

1. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074

3. 香港大学地球科学系, 香港特别行政区

摘要: 本次工作研究了柴达木地块和欧龙布鲁克地块中的古元古代莫河岩体、新元古代沙柳河岩体、早三叠世香日德岩体和察汉诺岩体以及晚三叠世可日岩体的主量元素、微量元素和 Nd-Sr-Pb 同位素组成。沙柳河岩体和可日岩体具 S 型过铝质花岗岩成因特征, 其他岩体具 I 型花岗岩类成因特征。 T_{DM} 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值的对比揭示, 沙柳河岩体的源岩区为欧龙布鲁克地块的 II 型基底变质表壳岩系, 其余岩体的岩浆都不可能源自暴露地表的基底变质表壳岩系。花岗岩类和基底变质表壳岩系的亏损地幔最大模式年龄集中在 1.5~2.3 Ga 和 0.9~1.3 Ga, 在欧龙布鲁克地块中亦有 ~2.5 Ga 及 2.8 Ga 显示, 一般 Pb 同位素比值 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i > 18, ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i > 15.5, ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i > 38, 具高放射成因铅特征。这表明, 柴达木地块和欧龙布鲁克地块基底与扬子陆块具有密切的亲缘性, 现今的扬子陆块范围可扩大到中国西部阿尔金断裂东、西两侧的微陆块群, 昆中断裂带和柴北缘高压—超高压变质岩带代表扬子陆块内部裂解小地块的再汇聚带。

关键词: Nd-Sr-Pb 同位素地球化学; 花岗岩类; 基底属性; 柴达木和欧龙布鲁克地块; 中国西部。

中图分类号: P595; P597

文章编号: 1000-2383(2007)01-0007-15

收稿日期: 2006-06-26

Geochemistry and Nd-Sr-Pb Isotopic Compositions of Granitoids from Qaidam and Oulongbuluke Micro-Blocks, NW China: Constraints on Basement Nature and Tectonic Affinity

CHEN Neng-song^{1,2}, WANG Xin-yu¹, ZHANG Hong-fei^{1,2}, SUN Min³, LI Xiao-yan¹, CHEN Qiang¹

1. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

3. Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Hong Kong

Abstract: The formation of major- and trace-elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistries in Early Paleoproterozoic Mohe pluton and Early Triassic Cahanno pluton of the Oulongbuluke micro-block and Neoproterozoic Shaliuhe pluton, Late-Permian to Early-Triassic Xiangride pluton and Late-Triassic Keri pluton of the Qaidam Block of northwestern China, were investigated. The Shaliuhe pluton and Keri muscovite pluton are characterized by S-type and paraaluminium granite, the others are by I-type granodiorite or granite. It is concluded from the comparison of T_{DM} and $\epsilon_{Nd}(t)$ that the magma source area of the Shaliuhe granite belongs to the II-type metabasement of the Oulongbuluke micro-block, and the magma of the rest of the plutons could not originate from the exposed supracrustal sequences. The T_{DM} are clustered at ~1.5–2.3 Ga and 0.9–1.3 Ga, with peak value of ~1.2 Ga, ~1.6 Ga and ~2.05 Ga for both granitoids and meta-supracrustal rocks, ~2.5 Ga and ~2.8 Ga are solely distributed in the Oulongbuluke micro-block. The two micro-blocks have ratios of ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i,

基金项目: 国家自然科学基金项目 (No. 40234052); 教育部科技重点项目 (No. 104039); 香港大学 RGC 项目; 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室基金项目 (No. MGMR2002-29)。

作者简介: 陈能松 (1956—), 男, 博士, 教授, 岩石学专业。E-mail: nengsongchen@cug.edu.cn

$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ and $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, generally higher than 18, 15.5 and 38, respectively. These data suggest that the basement of the Oulongbuluke micro-blocks and the Qaidam micro-blocks are geochemically akin to that of the Yangtze Block, and that the Yangtze Block Domain can be extended northwestwards to the micro blocks on both sides of the Altyn-Tagh fault, and that the UHP-HP tectonic belt along the northern margin of the Qaidam micro-block is only a convergent boundary among the earlier broken-up micro-blocks within the Yangtze Block.

Key words: Nd-Sr-Pb isotopic geochemistry; granitoids; basemental attribute; Qaidam and Oulongbuluke micro-blocks; NW China.

位于中国西部的华北陆块和扬子陆块之间,分布着若干个规模较小的大陆地块. 这些小地块由北而南分别是阿拉善地块、祁连地块、欧龙布鲁克地块和柴达木地块. 在欧龙布鲁克地块与柴达木地块之间,分布着柴北缘高压—超高压变质岩带(图 1). Chen and Wang(1996)称它们为古西域地台,认为它们的演化历史在古元古代以前与华北陆块相同,在新元古代以后与扬子陆块相同,而古西域地台南侧(以东昆仑的昆中断裂带为界)的松藩、巴颜克拉、昌都—思茅、可可西里等地块为扬子陆块的东延部分. 葛肖虹和刘俊来(2000)也认为这些地块原应属于同一个克拉通,但在后来的地质演化过程中被构造肢解. 陆松年等(2002a)称这些块体为微大陆块,他们根据地层建造和构造—岩浆—变质事件特征的对比,建议这些微陆块自新元古代以来具有相似的

地质演化历史,并认为它们与柴达木陆块具有明显的亲缘性. 众所周知,华北陆块和扬子陆块是中国两个重要的古大陆块. 有关这两个古陆块的性质和边界一直是地质学家长期探讨的重要问题之一. 在中国西部,柴北缘超高压变质带曾被视为华北陆块与扬子陆块之间数千公里长的近东西向早古生代缝合带的西段(杨经绥等,2000). 如果柴北缘超高压变质带为早古生代时期华北陆块和扬子陆块对接碰撞带,那么位于柴北缘超高压变质带北侧的欧龙布鲁克地块、祁连地块和阿拉善地块的基底应当是华北陆块分离出来的古陆块. 然而,张建新等(2003a)和万渝生等(2003)分别对柴达木地块、欧龙布鲁克地块和祁连地块的基底变质岩的 Nd 同位素组成开展了初步研究,他们认为这些地块基底是亲扬子陆块的. 因此,关于这些古陆块的构造属性仍有不同的认

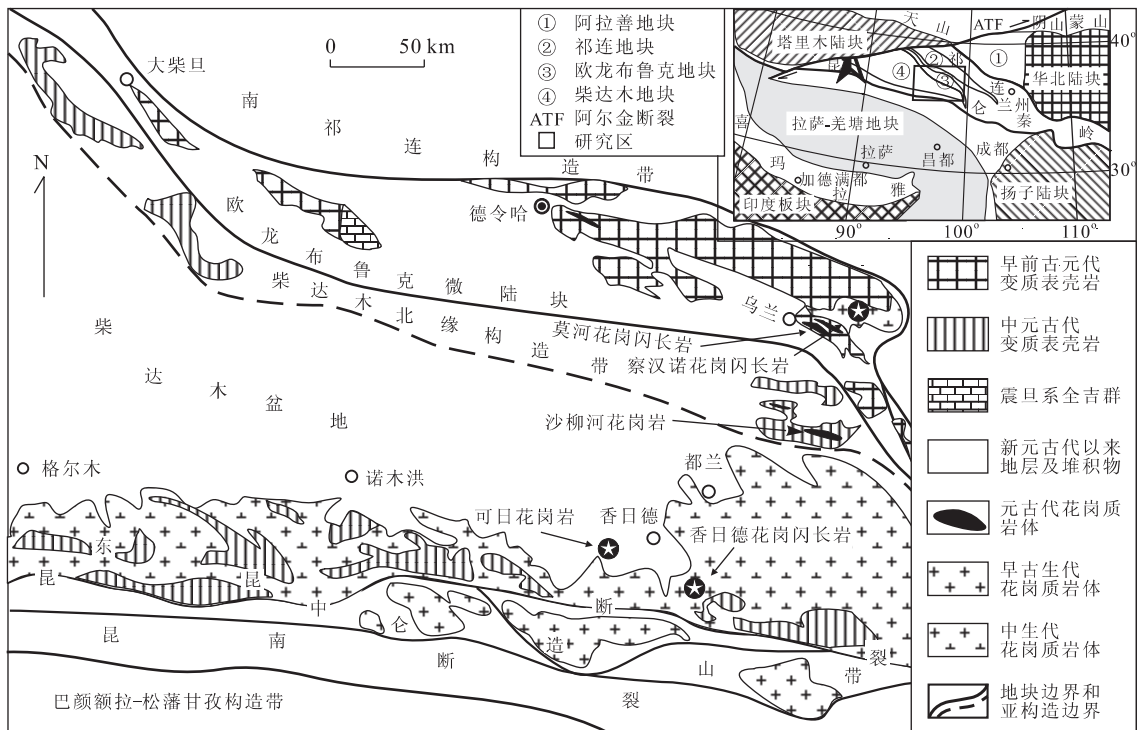


图 1 中国西北部微陆块群分布和柴达木及邻区地质简图(据陆松年等,2002a, 2002b 修改)

Fig. 1 Distribution of micro-continental blocks in NW China and geological sketch maps of Qaidam and adjacent areas

识. 大陆块体中的花岗岩类主要形成于中下地壳物质的部分熔融, 它们能提供块体地球化学分区和构造属性的重要信息 (DePaolo, 1988; Downes and Duthou, 1988; Liew and Hofmann, 1988; 黄萱和 Depaolo, 1989; Farmer, 1992; 朱炳泉, 1993; 沈渭洲等, 1993; 张理刚等, 1995; Tomascak *et al.*, 1996; 张宏飞等, 1997, 2005, 2006; Dickin, 1998; 凌洪飞等, 1998; Ma *et al.*, 2000; Wu *et al.*, 2000; Chen *et al.*, 2001; 张本仁等, 2002; Zhang *et al.*, 2002, 2005; 万渝生等, 2003). 本文通过欧龙布鲁克地块和柴达木地块中不同时期花岗岩类主量—微量元素地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素地球化学研究, 为研究区微陆块的构造属性进行新的制约, 并据此讨论柴北缘高压—超高压变质带的构造性质.

1 地质背景和岩体特征

1.1 基底组成

柴达木地块和欧龙布鲁克地块呈近 NWW-SEE 向展布, 向西被 NE 向阿尔金断裂所断, 东缘以瓦洪山断裂为界与西秦岭相邻 (图 1). 欧龙布鲁克地块北与中—南祁连构造带并置, 柴达木地块南侧与西藏地块次级地体巴颜克拉地体相邻.

欧龙布鲁克地块是新近厘定的一个具有完整的基底和盖层的二元结构的微陆块, 基底由 >2.4 Ga 的德令哈杂岩、古元古界达肯大坂群和浅变质的中元古界万洞沟岩群组成, 具有坳拉槽堆积性质的震旦纪全吉群呈高角度不整合覆于其上 (陆松年等, 2002b). 基底变质岩单阶段亏损地幔 Nd 模式年龄为 $1.61\sim 2.79$ Ga (万渝生等, 2003).

柴达木地块中央被沙漠覆盖, 暴露地表的基底岩系主要出露于南北两缘. 柴南缘基底由习称的金水口岩群和小庙岩群组成. 金水口岩群为一套麻粒岩建造、黑云(角闪)片麻岩建造和富铝片麻岩—镁质碳酸盐岩建造, 据最近测得含榴夕线片麻岩残留锆石核的最小年龄 (张建新等, 2003b) 分析, 金水口岩群属于中元古界, 而不是古元古界 (陈能松等, 2002; 陆松年等, 2002c). 柴北缘基底由古—中元古界沙柳河岩群 (辛后田等, 2004) 和新元古代变质深成侵入体组成, 其中的沙柳河岩群主要由乌龙滩岩组和斜长角闪岩岩组组成. 乌龙滩岩组的上部和下部分别以片麻岩组合和云母片岩组合为主体. 斜长角闪岩岩组以斜长角闪岩为主, 规模较小, 呈构造透

镜体“孤岛”状分布在片岩—片麻岩岩组中. 乌龙滩岩组底变质岩单阶段亏损地幔 Nd 模式年龄为 $18.61\sim 2.38$ Ga (张建新等, 2003a). 乌龙滩岩组确切的形成时代仍有待研究, 但据沙柳河花岗岩的侵入年龄约束, 暂被置于中元古代 (郝国杰等, 2006^①).

欧龙布鲁克地块和柴达木地块分别发育早古生代火山—沉积岩系滩间山岩群和纳赤台岩群. 厚度不等的二叠系复理式陆源碎屑建造夹火山建造和晚三叠鄂拉山火山岩以及早侏罗世的拉分盆地 (王惠初等, 2003; 殷鸿福等, 2003).

1.2 岩体地质与岩相学

本研究分别选择柴达木地块中的沙柳河岩体、香日德岩体和可日岩体, 欧龙布鲁克地块中的莫河岩体和察汉诺岩体为研究对象 (图 1).

莫河岩体分布于乌兰县城东南的呼德生山, 岩体单颗粒锆石 TIMS 法 U-Pb 上、下交点年龄分别为 (2348 ± 43) Ma 和 (1009 ± 229) Ma (郝国杰等, 2006^①). 岩体发育厘米级宽度的花岗质深熔脉体和透入性面理构造. 它的岩石具片麻状和/或条带状构造, 中—细粒花岗变晶结构和变余半自形晶结构, 主要矿物为斜长石 ($\sim 45\%$)、钾长石 ($10\%\sim 15\%$)、石英 ($\sim 30\%$), 次要矿物有角闪石 ($\sim 10\%$) 和黑云母 ($5\%\sim 10\%$), 副矿物有褐帘石、磷灰石和锆石等 (共计 $<2\%$). 斜长石部分呈变余半自形晶, 部分为他形变晶, 常绢云母化, 变余晶体内部发育细粒新生绿帘石和黝帘石; 钾长石为他形微斜长石; 石英多呈拉长的条带状集合体, 颗粒边缘呈锯齿状, 局部发育拔丝构造或多边形粒状集合体; 角闪石深绿—淡黄绿多色性, 部分绿帘石化或黑云母化; 黑云母一般为角闪石退变质而成, 具绿棕色—淡黄色多色性.

沙柳河岩体侵入于都兰县城东北 ~ 50 km 的沙柳河岩群中. 岩体的 TIMS 和 SHRIMP U-Pb 锆石的上交点年龄范围 $907\sim 952$ Ma, 下交点年龄约 (452 ± 12) Ma, 一致年龄 (942.2 ± 1.6) Ma (陆松年等, 2002c; 张建新等, 2003a; 郝国杰等, 2006^①), 分别代表岩体的结晶年龄和变质变形年龄. 因此, 沙柳河岩体是柴北缘典型的新元古代变质深成侵入体之一. 岩石呈灰白色, 强烈变形而呈眼球状或条带状构造, 总体为变余斑状结构, 基质为花岗变晶结构或鳞片粒状变晶结构. 变余斑晶含量 $30\%\sim 40\%$, 以钾

①郝国杰等, 2006. 中华人民共和国区域地质调查报告 (1:25 万都兰县幅), 出版中.

长石为主, 偶见斜长石, 大小一般为 1~2 cm, 最大达 4 cm. 基质主要为石英、钾长石、斜长石以及云母类矿物, 副矿物有锆石、钛铁矿、金红石和磷灰石等, 基质长英质矿物和云母类矿物呈带状分布. 斜长石为 10%~20%, 绢云母化, 有的发育蠕英结构或净边结构, 有的被微斜长石交代而呈港湾状或呈孤岛状残余; 钾长石为微斜长石 (10%~20%); 石英 (20%~30%) 呈拉长的条带状集合体, 局部发育拔丝构造, 有的重结晶为多边形集合体; 黑云母 (~10%) 部分退变为绿泥石或白云母, 表明变质变形过程中流体的活动性; 白云母 (<5%) 呈细小片状, 不定向分布, 部分为黑云母退变质而成, 部分为变质变形重结晶产物.

香日德岩体出露于柴南缘香日德镇南, 是柴南缘巨型印支期花岗质岩基的一部分, 殷鸿福等 (2003) 在不同地段测得锆石 TIMS U-Pb 年龄分布在 251~232 Ma 之间, 平均为 242 Ma. 它的岩性主要为灰白色中粗粒二长花岗岩, 岩石具中细粒花岗结构, 片麻状构造或弱定向构造, 局部具块状构造, 矿物主要成分为斜长石 (30%~40%)、石英 (30%)、钾长石 (35%~40%), 次要矿物为角闪石和黑云母 (5%~8%), 副矿物主要为锆石、磷灰石和榍石等. 近昆中断裂一带, 岩体出露众多的基性包体, 表明局部发生了岩浆混合 (刘成东等, 2003). 刘成东等 (2004) 在此处获得锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄为 (242±2) Ma.

察汉诺岩体产于乌兰县城北东约 45 km 处, 岩体不同部位获得的锆石 TIMS U-Pb 谐和年龄变化于 (251±5) Ma 与 (232±5) Ma 之间 (郝国杰等, 2006^②), 平均为 242 Ma. 岩石具似斑状结构, 斑晶为肉红色半自形—自形的钾长石, 基质为中粗粒结构, 弱定向—块状构造. 岩石主要矿物为斜长石 (25%~35%)、钾长石 (30%~50%)、石英 (25%), 次要矿物有黑云母和角闪石 (5%~9%), 副矿物为磁铁矿、锆石、磷灰石和榍石等.

可日岩体出露于香日德镇西, 呈若干大小不一的岩枝状侵入体, 平面形态以椭圆、长条状为主, 常见棱角状围岩捕虏体. 它们的岩石为中—中粗粒不等粒结构, 块状构造, 局部似斑状结构或文象结构, 主要矿物有半自形条纹长石和微斜条纹长石 (~57%)、半自形板状斜长石 ($A_n = 28 \sim 31$, ~12%) 和它形石英 (~28%), 次要矿物有黑云母 (~2%) 或白云母 (~2%), 副矿物为锆石和磷灰石. 据云母种属可分为黑云母花岗岩和白云母花岗岩, 两者因沙漠覆盖而关

系不详. 岩体侵入于三叠纪鄂拉山组, 黑云母 K-Ar 年龄为 (209.4±2.5) Ma (青海省区综队, 1995^②).

2 样品处理和分析方法

在室内用显微镜仔细观察岩石薄片后, 每个岩体分别选取 2~7 件新鲜样品, 无污染研磨至 <200 目. 主量元素由湖北地质实验研究所测定, 分析误差一般 <5%, 详细分析方法见 Zhang *et al.* (2002). 微量元素 (包括稀土元素) 在香港大学地球科学系 ICP-MS 实验室进行, 分析误差 <10%, 分析方法详见 Qi *et al.* (2000).

Sr-Nd-Pb 同位素样品由中国科学院广州地球化学研究所用 MC-ICP-MS 测定. Nd 和 Sr 同位素质谱校正分别用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 和 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, 标准样品 GBW04411 和标准溶液 La Jolla 的测定值分别为 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512740 \pm 8$ 和 0.511842 ± 10 , 标准样品 NBS987 的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测定值为 0.71024 ± 3 . Pb 同位素分馏校正采用 $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3875$. 在样品测量期间, 标准样品 NBS981 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值给出 0.91460 ± 2 . 文中 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的计算参数采用 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$, 样品单阶段 Nd 同位素亏损地幔模式年龄 ($T_{1\text{DM}}$) 的计算采用 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.51315$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2137$. 因岩体和变质表壳岩系 (万渝生等, 2003; 张建新等, 2003a) 的 Sm/Nd 比值变化明显 (0.14~0.46), 为了减少因 Sm/Nd 比值变化对模式年龄计算值的影响, 下面表 2 给出的是二阶段亏损地幔模式年龄 ($T_{2\text{DM}}$).

3 结果

3.1 主量元素和微量元素

主量元素和微量元素分析结果见表 1. 由表 1 可见, 莫河岩体展现 $\text{SiO}_2 = 62.00\% \sim 67.56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.23\% \sim 15.32\%$, $\text{CaO} = 3.64\% \sim 5.25\%$, 中等的 $\text{K}_2\text{O}(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.56 \sim 1.17)$, 属于花岗闪长岩 (图 2a). $A/\text{CNK} = 0.79 \sim 0.92$, 显示准铝质 I 型花岗岩类的特征 (图 2b). 它们的 CaO、MgO 和 TiO_2 与 SiO_2 存在较为明显的负相关关系,

^②青海省区综队, 1995. 那更幅 1:5 万区域地质调查报告 (内部资料).

表 1 花岗岩类岩体主量(%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)成分
Table 1 Major and trace element compositions of granitoids

岩体	莫河岩体				沙柳河岩体				香日德岩体			
样品编号	03WL-11	03WL-12	03WL-13	03WL-14	03SL γ δ -1	03SL γ δ -2	03SL γ δ -3	03SL γ δ -4	03XR γ -1	03XR γ -2	03XR γ -3	03XR γ -4
SiO ₂	62.00	66.13	63.41	67.56	75.04	74.75	71.43	71.85	66.81	68.42	74.19	69.48
TiO ₂	0.58	0.47	0.55	0.34	0.30	0.27	0.46	0.35	0.59	0.47	0.25	0.44
Al ₂ O ₃	14.68	14.59	14.23	15.32	12.89	12.58	13.77	14.20	16.08	15.88	13.15	14.97
Fe ₂ O ₃	2.33	1.78	2.38	0.89	0.45	0.35	0.80	0.57	1.00	0.99	0.73	0.93
FeO	4.18	3.28	3.58	1.92	1.92	2.05	2.68	2.38	2.52	1.85	1.35	1.98
MnO	0.08	0.06	0.09	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.03	0.04	0.06
MgO	2.48	1.92	2.29	1.00	0.48	0.43	0.68	0.63	1.43	0.91	0.42	1.10
CaO	5.25	4.47	4.73	3.64	1.01	0.97	1.28	0.98	4.41	3.65	1.53	3.26
Na ₂ O	3.55	3.69	3.00	3.68	1.87	1.70	1.79	1.78	3.47	3.64	3.35	3.36
K ₂ O	2.93	2.07	3.51	3.68	4.38	5.39	5.05	5.57	2.46	2.79	4.15	3.19
H ₂ O	0.95	0.85	1.43	0.96	0.94	1.08	1.61	1.28	0.55	0.77	0.40	0.66
CO ₂	0.52	0.29	0.33	0.62	0.42	0.08	0.06	0.06	0.26	0.20	0.20	0.20
总和	99.53	99.60	99.53	99.64	99.73	99.69	99.66	99.69	99.64	99.60	99.76	99.63
Ba	577.03	424.31	726.03	675.93	332.57	381.30	508.20	411.00	706.57	848.43	740.26	846.87
Rb	144.95	110.66	148.05	177.65	218.85	323.80	261.20	344.50	83.84	80.32	148.01	105.59
Th	15.24	10.67	17.12	18.45	16.67	18.90	23.47	20.84	8.03	11.25	19.44	11.24
Nb	9.82	9.89	8.47	7.59	7.83	8.42	11.66	9.78	9.16	8.30	13.14	9.80
U	2.25	0.99	2.09	2.18	4.02	3.20	4.19	4.95	1.55	1.46	2.27	1.58
Ta	0.93	0.60	0.75	0.78	0.93	0.71	1.11	0.99	0.74	0.59	0.81	0.90
Sr	614.25	619.45	592.13	518.60	62.44	55.56	90.42	72.27	518.12	516.63	164.88	447.95
Zr	143.50	121.91	139.81	76.92	126.48	127.90	149.00	152.70	134.54	149.37	195.29	128.84
Hf	4.07	3.12	4.14	2.42	3.92	4.07	4.5	4.88	3.52	3.88	5.43	3.48
Sc	13.44	16.24	12.22	9.44	7.97	11.36	13.13	12.24	10.35	8.05	8.68	8.50
V	102.31	94.97	82.70	54.94	19.63	16.63	26.35	24.34	51.27	33.97	14.17	39.76
Cr	36.68	25.59	20.45	12.61	13.74	21.65	18.26	17.27	20.79	6.38	6.49	9.61
Y	15.69	16.51	15.39	9.37	28.27	40.33	47.00	35.96	9.03	8.85	17.42	9.25
La	30.90	39.14	35.01	38.63	30.45	28.77	40.08	33.34	24.73	50.19	45.50	32.75
Ce	68.96	83.27	69.32	71.98	66.25	64.61	89.20	71.02	46.60	90.06	86.79	59.59
Pr	8.53	10.17	9.07	7.98	8.16	7.73	10.51	8.65	5.36	9.08	9.57	6.22
Nd	33.48	36.69	34.60	27.42	29.32	29.38	39.74	32.46	19.27	29.21	31.69	21.27
Sm	6.18	6.56	6.14	4.27	6.95	6.76	8.29	7.31	3.48	4.10	5.41	3.30
Eu	1.37	1.33	1.29	1.35	0.74	0.64	1.05	0.82	0.90	0.88	0.65	0.85
Gd	4.55	5.48	4.40	3.30	7.15	6.44	7.77	6.82	3.29	3.92	5.34	3.21
Tb	0.59	0.66	0.56	0.37	1.12	1.25	1.38	1.21	0.39	0.42	0.68	0.39
Dy	2.96	2.95	2.84	1.79	5.81	8.06	8.77	7.32	1.85	1.73	3.39	1.81
Ho	0.56	0.55	0.54	0.34	1.08	1.46	1.76	1.31	0.33	0.32	0.65	0.34
Er	1.65	1.61	1.62	0.99	2.98	40.00	5.10	3.58	0.95	0.90	1.88	0.98
Tm	0.23	0.23	0.23	0.15	0.41	0.53	0.71	0.46	0.13	0.12	0.26	0.14
Yb	1.59	1.55	1.58	0.97	2.61	3.17	4.44	2.81	0.88	0.83	1.72	0.99
Lu	0.24	0.23	0.24	0.14	0.37	0.45	0.64	0.42	0.13	0.12	0.25	0.14

但 K₂O、Na₂O、Al₂O₃ 与 SiO₂ 的相关性不明显(图 3)。沙柳河岩体显示 SiO₂ = 71.43% ~ 75.04%、Al₂O₃ = 12.58% ~ 14.20% 和 CaO = 0.97% ~ 1.28% 及高 K₂O (K₂O/Na₂O = 2.34 ~ 3.17) 的特征,属于花岗岩(图 2a)。A/CNK = 1.21 ~ 1.34。它们的 Al₂O₃、MgO 和 TiO₂ 与 SiO₂ 呈负相关关系, K₂O 与 SiO₂ 无明显正、负相关关系(图 2b,图 3)。因

此,该岩体岩石显示高钾过铝质花岗岩的地球化学特征。香日德岩体和察汉诺岩体 SiO₂ = 66.81% ~ 74.19%, Al₂O₃ = 13.15% ~ 16.08%, CaO = 1.53% ~ 4.41%, K₂O = 2.15% ~ 4.15%, K₂O/Na₂O = 0.67 ~ 1.24,除 03XR γ -3 为花岗岩以外,其余样品属于花岗闪长岩(图 2a)。A/CNK = 0.98 ~ 1.04,表明它们属于准铝质—弱过铝质花岗

续表 1

岩体 样品编号	香日德岩体				察汉诺岩体					可日岩体	
	03XRγ- 5	03XRγ- 6	03WL- 52	03WL- 53	03WL- 54	03WL- 55	03WL- 56	03WL- 57	03WL- 58	03Jγ- 1	03Jγ- 2
SiO ₂	68.04	67.85	67.69	68.46	67.40	68.84	68.03	68.19	73.24	73.77	75.92
TiO ₂	0.47	0.50	0.44	0.41	0.43	0.47	0.50	0.46	0.23	0.22	0.03
Al ₂ O ₃	15.87	15.48	15.61	15.58	15.69	15.15	15.43	15.48	13.89	13.76	14.94
Fe ₂ O ₃	0.91	1.01	0.86	0.79	0.95	0.99	0.94	0.80	1.03	0.68	0.19
FeO	2.05	2.25	2.58	2.48	2.62	2.78	2.82	2.62	1.08	1.42	0.48
MnO	0.06	0.06	0.08	0.07	0.09	0.11	0.07	0.07	0.06	0.03	0.06
MgO	1.11	1.29	1.34	1.30	1.49	1.21	1.25	1.06	0.42	0.30	0.09
CaO	3.65	3.70	4.10	4.40	4.23	3.52	3.37	3.38	1.62	1.50	0.18
Na ₂ O	3.66	3.45	3.02	3.19	3.12	3.46	3.21	3.40	3.35	3.35	3.44
K ₂ O	2.91	2.95	3.01	2.15	2.65	2.35	3.22	3.17	4.02	3.83	3.53
H ₂ O	0.59	0.92	0.80	0.66	0.76	0.62	0.64	0.81	0.64	0.54	0.75
CO ₂	0.29	0.16	0.16	0.23	0.26	0.20	0.20	0.23	0.16	0.33	0.23
总和	99.61	99.62	99.69	99.72	99.69	99.70	99.68	99.67	99.74	99.73	99.84
Ba	839.67	827.61	737.49	385.86	484.07	518.25	720.25	792.96	780.56	904.21	16.89
Rb	92.71	79.88	94.58	96.08	90.85	94.69	107.51	94.85	121.92	84.98	660.97
Th	12.01	10.97	7.35	13.88	14.24	14.32	13.73	16.22	20.89	13.58	9.81
Nb	9.42	8.42	9.11	10.20	8.45	10.47	10.81	9.91	10.30	6.36	27.57
U	1.55	1.26	0.68	1.04	1.11	0.79	1.37	1.14	1.03	1.63	1.69
Ta	0.87	0.78	0.86	1.19	0.86	0.63	0.68	0.59	0.77	0.43	5.48
Sr	546.02	481.37	260.75	256.92	269.34	189.53	231.12	230.44	145.38	109.31	6.60
Zr	129.01	134.88	106.52	97.72	107.15	174.98	167.85	170.18	126.88	134.45	17.51
Hf	3.42	3.52	3.11	2.96	3.20	4.34	4.40	4.45	3.60	3.72	1.86
Sc	8.95	8.81	10.28	9.22	10.44	12.85	10.07	11.46	9.72	8.34	12.20
V	39.63	44.33	43.89	43.23	51.66	42.29	44.57	40.37	13.71	10.55	1.41
Cr	8.82	11.74	10.52	23.02	13.75	8.01	10.31	6.74	35.19	7.04	46.17
Y	9.50	9.45	15.79	17.77	17.37	20.17	18.09	16.97	14.22	13.07	27.23
La	32.70	30.42	17.57	29.77	27.41	40.13	39.95	49.83	34.94	38.11	7.22
Ce	59.72	56.14	33.01	55.54	54.49	72.74	69.99	88.38	60.81	70.28	28.51
Pr	6.26	5.94	3.85	5.98	5.77	7.24	7.29	8.88	6.12	7.33	4.35
Nd	21.08	20.33	14.00	20.12	20.13	23.84	24.06	27.89	19.19	24.41	16.96
Sm	3.43	3.32	3.00	3.64	3.67	4.18	4.20	4.49	3.38	3.90	7.86
Eu	0.92	0.84	0.87	0.81	0.87	0.69	0.92	0.92	0.59	0.71	0.002
Gd	3.27	3.25	3.34	3.81	4.07	4.57	4.52	4.74	3.60	4.27	8.53
Tb	0.39	0.38	0.51	0.54	0.57	0.64	0.62	0.63	0.46	0.51	1.63
Dy	1.76	1.84	2.91	3.08	3.08	3.38	3.30	3.21	2.47	2.46	6.80
Ho	0.34	0.36	0.59	0.63	0.65	0.73	0.66	0.64	0.51	0.50	0.69
Er	0.99	1.01	1.80	1.97	1.96	2.17	2.02	1.95	1.57	1.47	1.04
Tm	0.14	0.15	0.27	0.31	0.30	0.31	0.29	0.29	0.23	0.21	0.10
Yb	0.95	0.96	1.87	2.20	2.10	2.15	2.03	1.92	1.72	1.51	0.58
Lu	0.14	0.13	0.29	0.36	0.33	0.34	0.31	0.29	0.26	0.24	0.07

岩类(图 2b)。它们的 Al₂O₃、MgO、CaO 和 TiO₂ 与 SiO₂ 呈负相关性, K₂O 与 SiO₂ 呈正相关性(图 3), 反映分离结晶演化趋势。可日岩体的黑云母花岗岩(03Jγ-1)和白云母花岗岩(03Jγ-2)具有高硅低铝、钙和钾特征, 它们的 K₂O/Na₂O 比值分别为 1.03 和 1.14, 同属花岗岩(图 2a)。A/CNK 比值分别为 1.11 和 1.52, 反映白云母花岗岩具有强过铝质的特征(图 2b)。

莫河花岗闪长岩、香日德花岗闪长岩和察汉诺花岗闪长岩相对高 Sr(145~619 μg/g)、低 Rb(80~178 μg/g)和 Y(9~20 μg/g), 具有较低的 Rb/Sr 比值(0.16~0.90)和较高的 Sr/Ba 比值(0.19~1.46)、Th/U 比值(6.76~20.25)和 Nb/Ta 比值(8.56~16.68)。它们的微量元素蛛网图与沙柳河花岗岩的相似(图 4)。岩石的稀土元素总量 = 125~194 μg/g, 球粒陨石标准化图谱上表现为轻稀

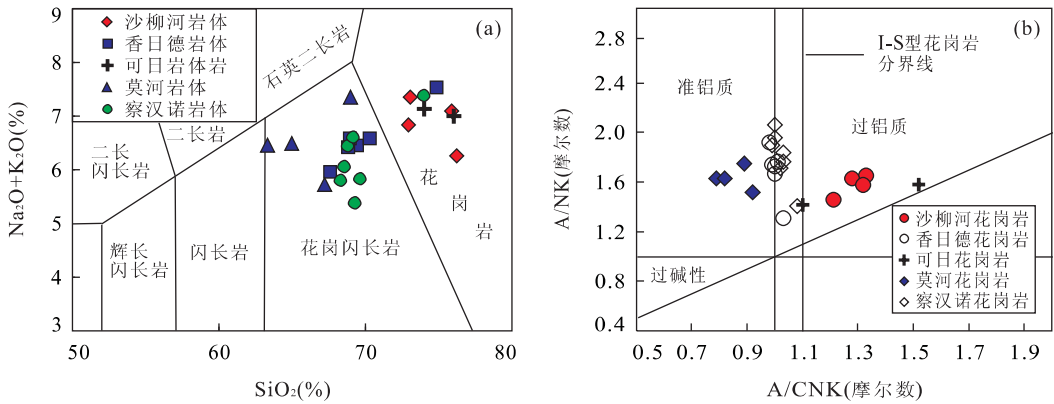


图 2 (a)花岗岩 TAS 分类图;(b)A/NK-A/CNK 图解(据 Shand, 1927; Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 2 (a) TAS diagram for classification of the granitoids; (b) Plot of A/NK vs A/CNK

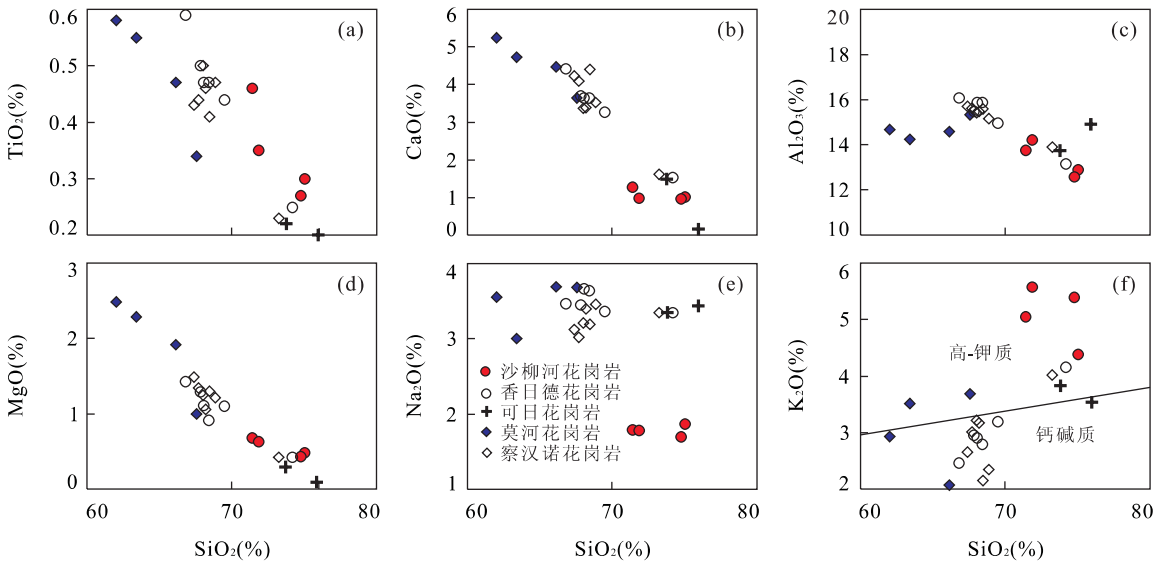


图 3 主量元素哈克图解

Fig. 3 Harker variation of major elements of the granitoids

土富集和重稀土亏损(图 4), 它们的 $(La/Yb)_N = 6.76 \sim 43.44$, $Eu = 0.48 \sim 0.82$, 个别无明显 Eu 异常 ($\delta Eu = 1.06$). 沙柳河花岗岩低 Sr ($56 \sim 90 \mu g/g$)、高 Rb ($219 \sim 345 \mu g/g$) 和 Y ($28 \sim 47 \mu g/g$), $Rb/Sr = 2.89 \sim 5.83$, $Sr/Ba = 0.15 \sim 0.19$, $Th/U = 4.14 \sim 5.91$, $Nb/Ta = 8.39 \sim 11.91$. 岩石稀土总量 = $163 \sim 219 \mu g/g$, 轻重稀土分馏明显(图 4), 其 $(La/Yb)_N = 19 \sim 43$, 并存在中等程度的负 Eu 异常, 它们的 $Eu = 0.29 \sim 0.39$. 可日白云母花岗岩高 Sr ($109 \mu g/g$)、低 Rb ($85 \mu g/g$) 和 Y ($13 \mu g/g$), 具有较低的 Rb/Sr 比值 (0.78) 和 Sr/Ba 比值 (0.12), $Th/U = 8.3$, $Nb/Ta = 14.8$. 其微量元素蛛网图与沙柳河岩体的明显不同, 但 REE 总量和 REE 分配型式与沙柳河花岗岩的却相似(图 4). 可日白云母花岗岩低 Sr ($7 \mu g/g$)、

高 Rb ($661 \mu g/g$) 和 Y ($27 \mu g/g$), $Rb/Sr = 100.15$, $Sr/Ba = 0.39$, $Th/U = 16.3$, 其微量元素蛛网图显示 Ba 强烈亏损, 高场强元素中的 Nb、Ta 相对富集, Zr 相对于 Hf 和 Sm 强烈负异常, 其岩石稀土元素型式呈极强的负钕异常 ($\delta Eu = 0.002$) (图 4), 总体分布型式与四组分的高度分异的花岗岩 (Jahn *et al.*, 2001) 相似.

3.2 Sr-Nd-Pb 同位素

Sr-Nd 和 Pb 同位素资料分别列于表 2 和表 3. 沙柳河花岗岩以 942 Ma 计算的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t = 0.66297 \sim 0.72100$, 极低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 值, 表明岩石 Rb-Sr 同位素系统受到后期变质作用的强烈影响. 岩石的 $\epsilon_{Nd}(t) = -1.38 \sim -2.84$, 总体具壳源特征. $T_{1DM} = 1.77 \sim 2.14$ Ga, $T_{2DM} = 1.70 \sim 1.82$ Ga,

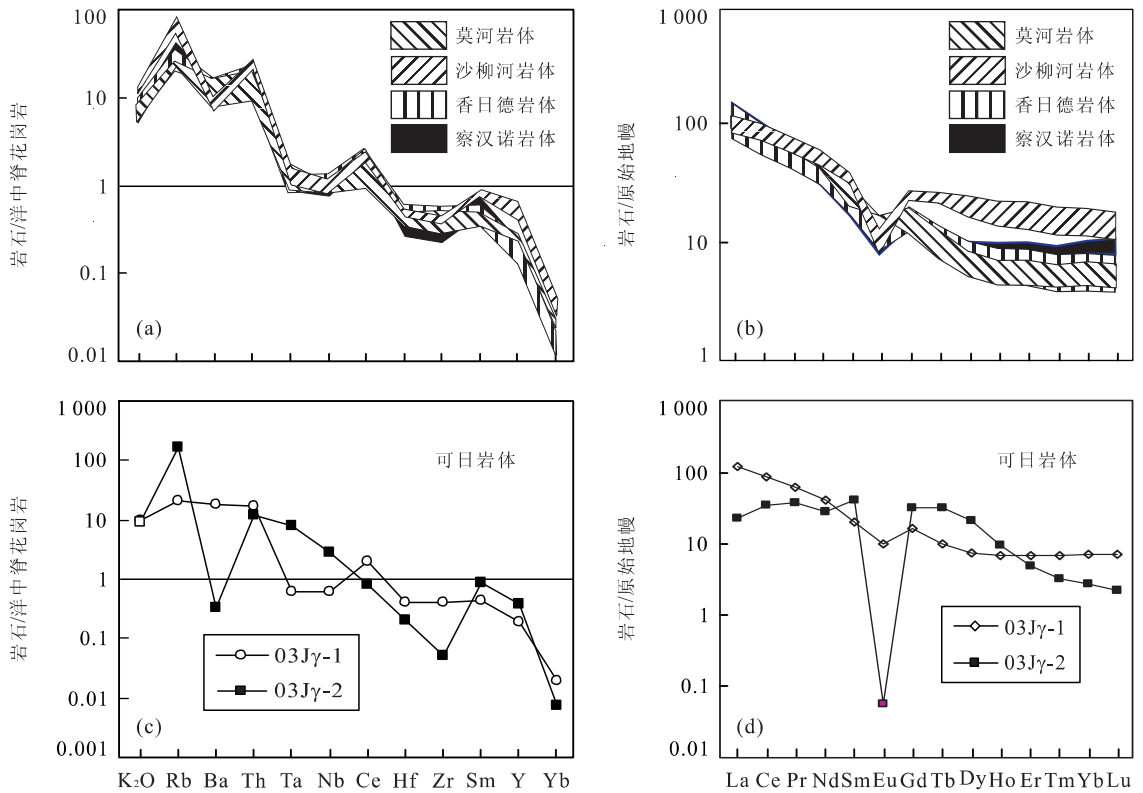


图 4 球粒陨石标准化稀土元素和洋中脊花岗岩标准化微量元素图谱(标准化数据据 Pearce *et al.*, 1984)

Fig. 4 Chondrite normalized REE patterns and ORG normalized trace elemental patterns of the granitoids

表明沙柳河花岗岩源岩来自于中—古元古代残留地壳年龄的源区。以岩石结晶年龄(942 Ma)计算的同位素比值 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 17.397 \sim 18.488$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.522 \sim 15.606$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 36.143 \sim 37.538$, 两件钾长石的铅同位素比值为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.429 \sim 18.529$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.604 \sim 15.639$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.081 \sim 38.380$, 明显高于相应样的全岩铅同位素初始比值, 反映后期构造变形和变质以及流体活动的增强使全岩 Pb 发生不同程度的丢失而导致同位素比值降低。

莫河花岗闪长岩以 2 348 Ma 计算的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.69272 \sim 0.70885$, 岩石 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 1.91 \sim 3.88$, $T_{\text{IDM}} = 2.42 \sim 2.57$ Ga, $T_{2\text{DM}} = 2.43 \sim 2.59$ Ga, 两者极为相近且与结晶年龄(2 348 Ma) 近于一致。岩石铅同位素初始比值 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 17.417 \sim 20.183$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.707 \sim 16.082$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 35.650 \sim 38.116$, 变化范围相当大。如此大范围的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 和铅同位素比值的 变化也表明了后期地质事件的强烈影响。

香日德花岗闪长岩以 242 Ma 计算的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70885 \sim 0.71002$, 变化范围不大, 表明后

期地质事件对 Sr 同位素系统影响不大。岩石的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.15 \sim -1.59$, $T_{\text{IDM}} = 0.96 \sim 1.48$ Ga, $T_{2\text{DM}} = 1.14 \sim 1.59$ Ga。岩石 Pb 同位素初始比值 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 18.373 \sim 18.643$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.595 \sim 15.693$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 38.312 \sim 38.548$ 。

察汉诺花岗闪长岩以 242 Ma 计算的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71053 \sim 0.71292$, 岩石的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.80 \sim -3.38$, $T_{\text{IDM}} = 1.21 \sim 1.64$ Ga, $T_{2\text{DM}} = 1.29 \sim 1.65$ Ga。岩石铅同位素初始比值 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 18.333 \sim 18.563$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.561 \sim 16.644$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 38.193 \sim 38.445$ 。钾长石铅同位素比值 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 18.345$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.597$, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 38.309$, 与同一样品的全岩铅同位素初始比值相接近。

可日黑云母花岗岩和白云母花岗岩以 209 Ma 计算的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 分别为 0.70877 和 0.57066, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值分别为 -1.92 和 0.05, T_{IDM} 分别为 0.98 Ga 和 -0.91 Ga, $T_{2\text{DM}}$ 分别为 1.14 Ga 和 0.98 Ga。黑云母花岗岩和白云母花岗岩岩石铅同位素初始比值 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 分别为 18.517 和 18.967, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 分别为 15.697 和 15.722, $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ 分别为 37.829

表 2 Sr-Nd 同位素成分
Table 2 Sr-Nd isotopic compositions

样品号	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _t	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _t	ε _{Nd} (t)	T _{2DM} (Ga)	
沙柳河岩体	03SLγδ-1	10.160 2	0.856 851±17	0.721 00	0.143 4	0.512 163±10	0.511 277	-2.84	1.82
	03SLγδ-2	16.895 2	0.888 874±18	0.662 97	0.139 1	0.512 174±10	0.511 314	-2.11	1.76
	03SLγδ-3	8.374 46	0.814 703±18	0.702 73	0.126 1	0.512 131±11	0.511 352	-1.38	1.70
	03SLγδ-4	13.819 1	0.859 556±19	0.674 78	0.136 0	0.512 132±11	0.511 291	-2.57	1.80
香日德岩体	03XRγ-1	0.469 12	0.711 361±14	0.709 76	0.109 1	0.512 133±11	0.511 960	-7.15	1.59
	03XRγ-2	0.450 71	0.711 559±16	0.710 02	0.084 9	0.512 170±12	0.512 036	-5.67	1.47
	03XRγ-3	2.602 23	0.717 747±16	0.708 85	0.103 2	0.512 141±12	0.511 978	-6.80	1.57
	03XRγ-4	0.683 36	0.711 224±17	0.708 89	0.093 7	0.512 393±12	0.512 245	-1.59	1.14
	03XRγ-5	0.492 21	0.710 709±14	0.709 03	0.098 2	0.512 354±12	0.512 198	-2.50	1.22
可日岩体	03Jγ-1	2.253 76	0.715 421±16	0.708 77	0.096 6	0.512 403±12	0.512 270	-1.96	1.14
	03Jγ-2	290.314	1.427 451±66	0.570 66	0.280 0	0.512 755±12	0.512 372	0.22	0.98
莫河岩体	03WL-11	0.684 09	0.728 582±15	0.705 55	0.111 6	0.511 469±10	0.509 742	2.90	2.51
	03WL-12	0.517 86	0.726 283±16	0.708 85	0.108 0	0.511 363±11	0.509 692	1.91	2.59
	03WL-13	0.724 85	0.730 402±15	0.706 00	0.107 2	0.511 451±11	0.509 792	3.88	2.43
	03WL-14	0.993 09	0.726 148±16	0.692 72	0.094 1	0.511 183±12	0.509 727	2.61	2.54
察汉诺岩体	03WL-52	1.051 60	0.715 564±14	0.711 97	0.129 6	0.512 245±11	0.512 039	-5.60	1.47
	03WL-54	0.977 81	0.713 869±16	0.710 53	0.110 3	0.512 328±12	0.512 153	-3.38	1.29
	03WL-55	1.448 44	0.717 814±14	0.712 86	0.106 1	0.512 095±11	0.511 927	-7.80	1.65
	03WL-56	1.348 50	0.716 929±14	0.712 32	0.105 6	0.512 180±12	0.512 013	-6.12	1.51
	03WL-57	1.193 30	0.717 007±16	0.712 93	0.097 36	0.512 161±10	0.512 007	-6.24	1.52

T_{2DM}的计算公式如下: $T_{2DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM} - [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_c](e^{\lambda t} - 1)}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_c - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}} \right\}$; 式中下

标 m、c 和 DM 分别代表现今样品测定值、大陆壳平均值和亏损地幔值; 式中(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.213 7, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{DM}=0.513 15(Miller and O'Nions, 1985), (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_c=0.118(Jahn and Condie, 1995); t 代表样品结晶年龄; λ=6.54×10⁻¹² a⁻¹.

和 37.918. 黑云母花岗岩钾长石铅同位素比值 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_t、(²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_t 和 (²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb)_t 分别为 18.448、15.637 和 38.564, 与同一样品的全岩铅同位素比值相接近.

4 讨论

4.1 岩浆源区

大离子亲石元素的显著富集和 Nb、Ta 负异常的存在一般反映大陆地壳物质的特征. 在本研究中, 不同时期的花岗岩类都显著富集大离子亲石元素和发育 Nb、Ta 的负异常(图 4), 表明其源区以大陆地壳为主. 岩浆岩中 Sr-Nd 同位素组成是示踪岩浆源区组成的有效方法, 但由于本文样品的 Sr 同位素组成在一定程度上受到后期地质作用的影响, 因此, 本文以花岗岩类的 Nd 同位素组成讨论它们的岩浆源区. 据万渝生等(2003)提供的数据重新计算表明, 欧龙布鲁克地块暴露的基底变质表壳岩可以划分为 2 个类型: 第 I 类变质表壳岩的 T_{2DM} = 2.57~2.83 Ga, ε_{Nd}(t) = -1.18~2.08, 应属有幔源物质混入的变质陆源沉积岩; 第 II 类变质表壳岩的

T_{2DM} = 1.61~2.17 Ga, ε_{Nd}(t) 为高的正值(7.23~15.12). 柴达木地块沙柳河岩群的乌龙滩岩组变质表壳岩的 T_{2DM} = 1.87~2.14 Ga, ε_{Nd}(t) = -3.94~-7.95, 落在欧龙布鲁克地块 II 类变质表壳岩系的演化范围(图 5). 这表明, 欧龙布鲁克地块的 II 类基底变质岩可能是柴达木地块沙柳河岩群乌龙滩岩组陆源碎屑岩的蚀源区.

沙柳河花岗岩于~942 Ma 侵入于沙柳河岩群中, 为典型的 S 型花岗岩, 其 T_{2DM} (1.70~1.82 Ga) 与沙柳河岩群变质表壳岩的 T_{2DM} (1.87~2.14 Ga) 相当, 但其 ε_{Nd}(t) 值(-1.38~-2.84) 高于沙柳河岩群变质表壳岩同时期的 ε_{Nd}(t) 值范围(-3.94~-7.95), 表明沙柳河岩群乌龙滩岩组表壳岩不可能成为沙柳河花岗岩岩浆的源区. 但是, 沙柳河花岗岩岩浆的 ε_{Nd}(t) 值却位于欧龙布鲁克地块 II 类基底变质岩的 ε_{Nd}(t) 值范围内, 这表明, 欧龙布鲁克地块 II 类基底变质岩可作为沙柳河花岗岩的岩浆源区. 香日德花岗闪长岩于~242 Ma 侵入结晶, 不仅其 T_{2DM} 值(1.14~1.59 Ga) 比柴北缘沙柳河岩群 T_{2DM} 值要小得多, 而且其 ε_{Nd}(t) 值(-1.59~-7.15) 偏离同时期沙柳河岩群的 ε_{Nd}(t) 值范围(-15.64~

表 3 花岗岩全岩和钾长石铅同位素成分

Table 3 Pb isotopic compositions from the whole rock of granitoids and potassium feldspar

样品编号	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$
沙柳河岩体	03SL $\gamma\delta$ -1	19.151	15.669	38.522	18.262	15.606
	03SL $\gamma\delta$ -2	18.578	15.621	38.579	17.543	15.548
	03SL $\gamma\delta$ -3	19.455	15.661	39.235	18.488	15.593
	03SL $\gamma\delta$ -4	19.469	15.668	38.876	17.397	15.522
	03SL $\gamma\delta$ -1Kf	18.549	15.639	38.081	18.549	15.639
	03SL $\gamma\delta$ -4Kf	18.429	15.604	38.038	18.429	15.604
香日德岩体	03XR γ -1	18.848	15.609	38.772	18.583	15.595
	03XR γ -2	18.613	15.618	38.952	18.373	15.606
	03XR γ -3	18.856	15.649	39.227	18.597	15.636
	03XR γ -4	18.834	15.703	38.991	18.643	15.693
	03XR γ -5	18.743	15.606	38.794	18.552	15.596
可日岩体	03J γ -1	18.665	15.699	39.101	18.517	15.697
	03J γ -2	19.167	15.723	39.115	18.967	15.722
	03J γ -1Kf	18.448	15.637	38.564	18.448	15.637
莫河岩体	03WL-11	24.177	16.682	45.941	20.183	16.082
	03WL-12	19.449	15.837	40.663	18.587	15.707
	03WL-13	22.633	16.453	44.246	19.007	15.909
	03WL-14	22.793	16.397	46.043	17.417	15.590
察汉诺岩体	03WL-52	18.553	15.608	38.607	18.472	15.604
	03WL-54	18.696	15.617	38.752	18.563	15.610
	03WL-55	18.469	15.574	39.038	18.352	15.568
	03WL-56	18.512	15.570	38.825	18.333	15.561
	03WL-57	18.584	15.652	39.162	18.429	15.644
	03WL-57kf	18.345	15.597	38.309	18.345	15.597

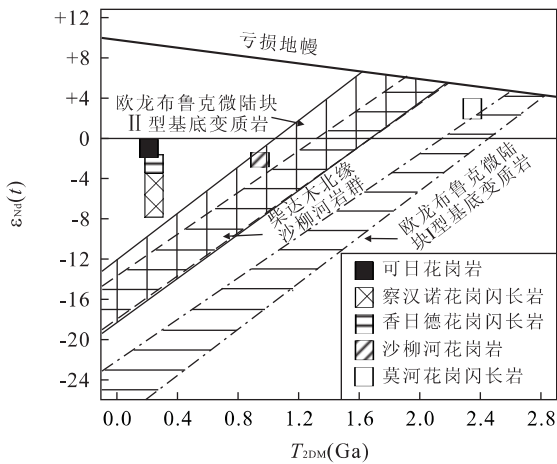
图 5 花岗岩和基底表壳岩 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - T_{2\text{DM}}$ 图解

Fig. 5 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - T_{2\text{DM}}$ diagram for the granitoids and base-
mental supracrusts

基底表壳岩资料源于张建新等(2003)和万渝生等(2003)

—8.93)(图 5)。因此,香日德花岗岩闪长岩的岩浆源区不可能是与沙柳河岩群相当的金水口岩群。约于 209 Ma 侵入的可日黑云母花岗岩和白云母花岗岩的 $T_{2\text{DM}}$ (0.98~1.14 Ma)也大大低于沙柳河岩群的 $T_{2\text{DM}}$ 值,但其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-1.96~0.22)显著高于同

时期沙柳河岩群的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值范围(-16.00~
-9.17)(图 5)。因此,类似于沙柳河岩群的金水口
岩群表壳岩也不可能成为其岩浆源区。

莫河花岗岩闪长岩的 $T_{2\text{DM}}$ 值(2.43~2.59 Ga)与第 II 类基底变质表壳岩的 $T_{2\text{DM}}$ 值相差甚远,不可能由第 II 类基底变质表壳岩部分熔融而成。另一方面,虽然其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(1.91~3.88)与第 I 类基底变质表壳岩同时期的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值有少量重叠(图 5),模式年龄范围也一致,但该表壳岩为典型的陆源碎屑沉积岩,与莫河花岗岩闪长岩富含角闪石的 I 型花岗岩类特征(图 3b)相矛盾,所以,莫河花岗岩闪长岩的岩浆源区不可能来自该类表壳岩。因此,莫河花岗岩闪长岩的源区可能有二:(1)一个具有 2.50~2.60 Ga 地壳残留年龄的以火成岩为主要组成的地壳岩石区;(2)2.50~2.60 Ga 期间从上地幔部分熔融而成的岩浆。由于莫河花岗岩闪长岩的结晶年龄与其 Nd 模式年龄相一致,因此不能排除该花岗岩闪长岩是新生幔源岩浆分异结晶的产物。如果这一分析成立,则意味着欧龙布鲁克地块在距今约 2.5 Ga 发生过地壳增生事件。察汉诺花岗岩闪长岩于 ~242 Ma 侵入结晶,其 $T_{2\text{DM}}$ (1.29~1.65 Ga)明显低于达肯大坂岩群第 II 类型表壳岩的 Nd 模式年龄(总

体 1.61~2.17 Ga),其 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(-3.38~-7.80)也大大高于后者同时期的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(-15.42~-9.28)(图 5),表明察汉诺花岗闪长岩的岩浆也不可能派生于达肯大坂岩群第 II 类表壳岩的部分熔融。

如前所述,形成于印支期的柴南缘香日德花岗闪长岩和欧龙布鲁克地块察汉诺花岗闪长岩都具有 I 型花岗岩类的特征,其 T_{2DM} 值和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值也基本一致,这表明它们具有相同的岩浆源区,但它们的 T_{2DM} 值和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值均明显不同于暴露地表的变质表壳岩系,因此,它们的岩浆不可能来自暴露地表的前寒武纪变质岩系的部分熔融。香日德花岗闪长岩和察汉诺花岗闪长岩在形成时间上和 Nd-Sr-Pb 同位素同位素化学特征与西秦岭花岗岩类相似(张宏飞等,2005)。

4.2 基底属性和构造意义

花岗岩类的亏损地幔 Nd 模式年龄分布和放射成因铅同位素组成可以用作鉴别其所在基底与华北陆块基底和扬子陆块基底亲缘性的重要依据之一。统计表明,华北陆块基底岩石 Nd 模式年龄的高频率基本分布于 3.6~1.8 Ga,且主要集中于 3.6~3.3 Ga,2.8~2.6 Ga 和 2.2~2.0 Ga 区段,即主体形成于太古宙,并以 2.8~2.6 Ga 和 ~1.8 Ga 为强烈增生期(Zhu *et al.*, 1996; 张本仁等,2002)。扬子陆块基底岩石 Nd 模式年龄的高频率集中分布于 2.4~1.3 Ga,在 2.5~3.4 Ga 范围内也有少量样品分布(主要是崆岭岩群的样品),这表明扬子陆块地壳的蚀源区主体为古元古—中元古代(张本仁等,2002)。本区不同时期花岗岩和基底变质岩 Nd 模式

年龄的频率统计结果表明,柴达木地块和欧龙布鲁克地块基底的 Nd 模式年龄频率分布在 0.9~2.6 Ga,且主要集中在 0.9~1.3 Ga、1.5~2.3 Ga 和 2.4~2.6 Ga,频率峰值约为 ~1.2 Ga、~1.95 Ga 和 ~2.5 Ga(图 6)。~1.2 Ga、~1.95 Ga 频率峰值的存在显示与扬子陆块区的秦岭造山带基底的密切亲缘性。~2.5 Ga 和 ~2.8 Ga 的模式年龄全部来自欧龙布鲁克地块基底,反映该微陆块的基底存在太古代的物质组成和它与柴达木地块之间的差异性。

在铅同位素组成上,扬子陆块的壳和幔分别以富集放射成因铅而区别于华北陆块的壳和幔(朱炳泉,1993;张理刚等,1993,1995)。张本仁等(2002)对秦岭造山带不同构造单元的基底岩石和花岗岩类长石及相关岩石的进一步研究表明存在两个特点:(1)南秦岭东、西两段基底岩石分别与扬子陆块北缘东、西段基底岩石的放射铅同位素组成上西高东低的差异性相对应,尽管局部存在放射成因铅略贫化的现象,但上部和下部地壳岩石的铅同位素组成与扬子陆块具相似性,因此基本上仍属扬子构造铅同位素省。(2)北秦岭在新元古代之前就属于扬子陆块,它在扬子板块洋壳洋岛上发育起来并独立发展,其岩石系统至少自新元古代以来就开始以具有高放射成因铅为特征。

由图 7 可见,三叠纪香日德花岗闪长岩和察汉诺花岗闪长岩、早侏罗世可日花岗岩长石以及相关岩石形成时的放射成因铅组成基本接近,与北秦岭新元古代和早古生代花岗岩类长石和南秦岭西段中生代花岗岩长石相同。沙柳河花岗岩体的全岩铅同位素由于受到早古生代变质变形的强烈影响,分布相当分散,但其钾长石铅同位素比值却基本一致,且落在了南秦岭西段中生代花岗岩类长石和北秦岭新元古代和早古生代花岗岩类长石的铅组成范围内(图 7),因此也具有高放射成因铅的特征。这表明,柴达木地块基底应属于扬子构造铅同位素省的组成部分。值得注意的是,由于该岩体形成于 ~943 Ma,因此,与北秦岭西段基底一样(张本仁等,2002),其所在的柴达木基底也至少于中—新元古代之交就已经具有高放射成因铅的特征。

在欧龙布鲁克地块,莫河岩体的结晶年龄(2348 Ma)与 Nd 模式年龄相一致,表明该岩体是由源于地幔的岩浆结晶演化而成的,有可能记录了深部地幔的铅同位素组成特征。莫河花岗闪长岩虽然受到古—中元古代之交(~1.9 Ga)和中—新元古

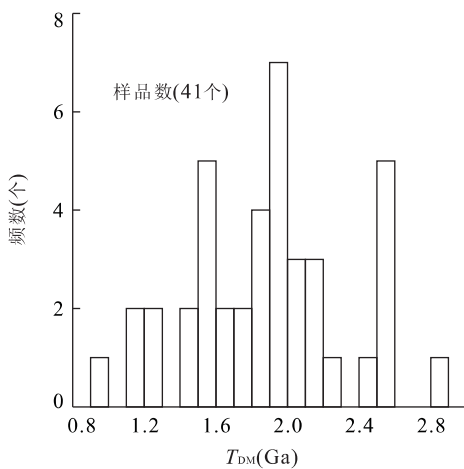


图 6 花岗岩类和基底表壳岩二阶段 Nd 模式年龄统计直方图
Fig. 6 Histogram for T_{2DM} of the granitoids and basement supracrusts

数据来源:本文、张建新等(2003)和万喻生等(2003)

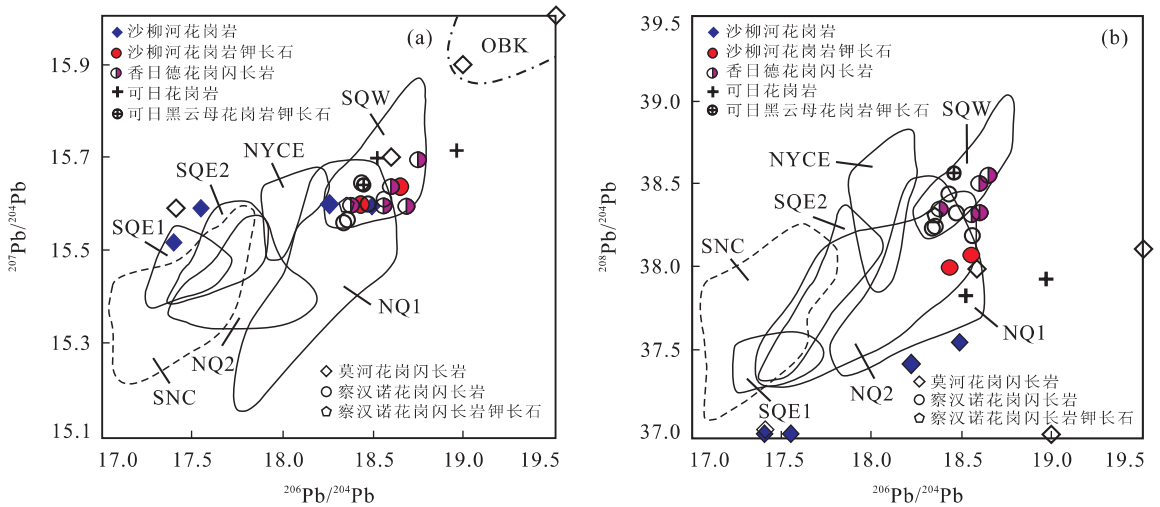


图 7 花岗岩类长石和有关岩石的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解

Fig. 7 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagrams for the granitoids and the potassium feldspars

图中分区据张本仁等(2002):SNC. 华北陆块南缘花岗岩和斑岩长石;NYCE. 扬子陆块北缘东段中生代花岗岩长石;NQ1. 北秦岭新元古代和早古生代花岗岩类长石;NQ2. 北秦岭印支期和燕山期花岗岩类长石;SQE1. 南秦岭东段新元古代和早古生代花岗岩类长石;SQE2. 南秦岭东段印支期花岗岩类长石;SQW. 南秦岭西段中生代花岗岩类长石

代之交($\sim 1.0\text{ Ga}$)构造热事件的改造,其全岩铅同位素比值的分布较分散,然而却都显示了高放射成因铅特征. 尽管后期的构造热事件有可能造成全岩放射性成因铅的丢失,但其中两个样品的 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 比值分别为 19.007 和 20.183, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 比值分别为 15.909 和 16.082(表 3),仍明显高于柴达木地块中一新元古代沙柳河花岗岩、扬子陆块内部和秦岭造山带各个构造单元基底岩石或花岗岩类长石及相关岩石的相应铅同位素比值(图 7). 这表明,在太古代—古元古代之交或古元古代之初,欧龙布鲁克地块的地下壳底部存在一个高放射成因铅的上地幔源区. 欧龙布鲁克地块上地幔的高放射成因铅的特征表明该地块基底应属于扬子构造铅同位素省组成部分.

柴达木地块和欧龙布鲁克地块都发育约 950 Ma 的同碰撞花岗岩(陆松年等, 2003; 张建新等, 2003b)和早古生代火山—沉积岩系滩间山岩群(王惠初等, 2003; 殷鸿福等, 2003). 两个地块基底都与扬子陆块在地球化学上具有密切的亲缘性,属于扬子陆块的地球化学省,都曾经是扬子陆块的一部分,但在新元古代以前曾经历了长期的离散. 两个地块在中—新元古代之交的构造事件中重新联结,之后于早古生代早期再度裂解,又于约 500 Ma 发生深俯冲和碰撞对接(杨经绥等, 2000)再汇聚. 因此,现今分隔柴达木地块与欧龙布鲁克地块的柴北缘高压—超高压构造带可能只是扬子陆块内部裂解的次

级地块再汇聚的构造带,不属分隔扬子陆块与华北陆块的分界.

5 结论

(1)柴达木地块的新元古代沙柳河花岗岩体和侏罗纪可日白云母花岗岩体为过铝质 S 型花岗岩类,晚二叠—早三叠世香日德岩体和欧龙布鲁克地块同时期的察汉诺岩体以及早古元古代莫河花岗闪长岩体为 I 型花岗岩类. 沙柳河花岗岩的岩浆源岩为欧龙布鲁克的 II 型变质表壳岩系而不是沙柳河岩群;莫河花岗闪长岩可能是欧龙布鲁克地块 2.5 Ga 地壳增生的产物;香日德花岗闪长岩和察汉诺花岗闪长岩的岩浆源区与西秦岭印支期花岗岩类的岩浆源区相似,反映在印支期柴—欧块体与西秦岭块体具有统一的地壳基底组成.

(2)柴达木地块基底和欧龙布鲁克地块基底与秦岭造山带的北秦岭、南秦岭西缘基底同属一个地球化学分区,总体上与扬子陆块具亲缘性,同属扬子陆块地球化学省的组成部分. 如果欧龙布鲁克地块与塔里木地块也具有亲缘性(陆松年等, 2002a),那么,扬子构造域的范围将扩展到现今阿尔金断裂带以西的广大地域. 因此,昆中断裂和柴北缘高压—超高压构造带只不过是扬子陆块内部裂解地块群再汇聚的构造接合带,而不是华北陆块和扬子陆块的

构造分界。

(3)柴达木地块基底至少自早新元古代以来就具有高放射成因铅特征,而欧龙布鲁克地块基底之下的上地幔在更早的早古元古代(也可能在新太古代末)就具有更高的放射成因铅特征。扬子陆块内部、扬子陆块北缘东西两段和秦岭造山带不同构造单元及柴达木地块和欧龙布鲁克地块早期铅同位素组成存在明显差异,表明扬子陆块演化早期具有多块体成因的特征。

References

- Chen, B. W., Wang, Y. B., 1996. Some characteristics of orogenic belts in Qinghai-Tibet Plateau. *Journal of South-eastern Asian Earth Sciences*, 13: 237—242.
- Chen, J. F., Yan, J., Xie, Z., et al., 2001. Nd and Sr isotopic compositions of igneous rocks from the Lower Yangtze region in eastern China: Constraints on sources. *Phys. Chem. Earth (A)*, 26(9—10): 719—731.
- Chen, N. S., Li, H. M., He, L., et al., 2002. Polygonal rule for assessing the discordant U-Pb data of single-grain zircon by TIMS: Taking high-grade metamorphic rocks from Dabie and East Kunlun Mountains as examples. *Geological Science and Technology Information*, 21(3): 24—29 (in Chinese with English abstract).
- DePaolo, D. J., 1988. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. Springer-Verlag, Berlin, 189.
- Dickin, A. P., 1998. Nd isotope mapping of a cryptic continental suture, Grenville Province of Ontario. *Precambrian Research*, 91: 433—444.
- Downes, H., Duthou, J. L., 1988. Isotopic and trace element arguments for the lower crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chemical Geology*, 68: 291—308.
- Farmer, G. L., 1992. Magmas as tracers of lower crustal composition: An isotopic approach. In: Foutain, D. M., Arculus, R., Kay, R. W., eds., Continental lower crustal development in geotectonics. Elsevier, Amsterdam, 363—390.
- Ge, X. H., Liu, J. L., 2000. Broken “Western China Craton”. *Acta Petrologica Sinica*, 16(1): 59—66 (in Chinese with English abstract).
- Huang, X., DePaolo, D. J., 1989. Study of sources of Paleozoic granitoids and the basement of South China by means of Nd-Sr isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 5(1): 28—36 (in Chinese with English abstract).
- Jahn, B. M., Condie, K. C., 1995. Evolution of the Kaapvaal craton as viewed from geochemical and Sr-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2239—2258.
- Jahn, B. M., Wu, F. Y., Capdevila, R., et al., 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing’an (Khangai) Mountains in NE China. *Lithos*, 59: 171—198.
- Liew, T. C., Hofmann, A. W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic assimilations, plate environment of the Hercynian fold belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrology*, 98: 129—138.
- Ling, H. F., Xu, S. J., Shen, W. Z., et al., 1998. Nd, Sr, Pb and O isotopic compositions of Late Proterozoic Gezong- and Donggu-granites in the west margin of Yangtze plate and comparison with other coeval granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 14(3): 269—277 (in Chinese with English abstract).
- Liu, C. D., Mo, X. X., Luo, Z. H., et al., 2003. Pb-Sr-Nd-O isotope characteristics of granitoids in East Kunlun orogenic belt. *Acta Geoscientica Sinica*, 24(6): 584—588 (in Chinese with English abstract).
- Liu, C. D., Mo, X. X., Luo, Z. H., et al., 2004. Crust-mantle magma mixing in East Kunlun: Evidence from zircon SHRIMP chronology. *Chinese Science Bulletin*, 49(6): 596—602 (in Chinese).
- Lu, S. N., Li, H. K., Chen, Z. H., et al., 2003. Meso-Neoproterozoic geological evolution in the Qinling orogeny and its response to the supercontinental events of China. Geological Publishing House, Beijing, 1—194 (in Chinese).
- Lu, S. N., Wang, H. C., Li, H. K., et al., 2002b. Redefinition of the “Dakendaban Group” on the north margin of the Qaidam basin. *Geological Bulletin of China*, 21(1): 19—23 (in Chinese with English abstract).
- Lu, S. N., Yu, H. F., Jin, W., et al., 2002a. Microcontinents on the eastern margin of Tarim paleocontinent. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24(4): 317—326 (in Chinese with English abstract).
- Lu, S. N., Yu, H. F., Zhao, F. Q., et al., 2002c. Preliminary study of Precambrian geology in the North Tibet-Qinghai Plateau. Geological Publishing House, Beijing, 1—125 (in Chinese).
- Ma, C. Q., Ehlers, E., Xu, C. H., et al., 2000. The roots of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic terrane: Constraints from geochemistry and Nd-Sr isotope sys-

- tematics. *Precambrian Research*, 102:279—301.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101:635—643.
- Miller, R. G., O'Nions, R. K., 1985. Source of Precambrian chemical and clastic sediments. *Nature*, 314:325—330.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 54:956—983.
- Qi, L., Hu, J., Gregoire, D. C., 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51:507—513.
- Qinghai Bureau of Geology and Mineral Resources, 1997. Petrological strata in Qinghai Province. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Shand, S. J., 1927. Eruptive rocks. D. Van Nostrand Company, New York, 360.
- Shen, W. Z., Zhu, J. C., Liu, C. S., et al., 1993. Sm-Nd isotopic study of basement metamorphic rocks in South China and its constraint on material sources of granitoids. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2):115—124 (in Chinese with English abstract).
- Tomascak, P. B., Krogstad, E. J., Walker, R. J., 1996. Nature of the crust in Maine, USA: Evidence from the Sebago batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125:45—59.
- Wan, Y. S., Xu, Z. Q., Yang, J. S., et al., 2003. The Precambrian high-grade basement of the Qilian terrane and neighboring areas: Its ages and compositions. *Acta Geoscientifica Sinica*, 24(4):319—324 (in Chinese with English abstract).
- Wang, H. C., Lu, S. N., Yuan, G. B., et al., 2002. Tectonic setting and age of the “Tanjianshan Group” on the northern margin of the Qaidam basin. *Geological Bulletin of China*, 22(7):487—493.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., et al., 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, 328:89—113.
- Xin, H. T., Zhou, S. J., Wang, H. C., et al., 2004. On reuse of Shaliuhe Group in the northern margin of Qaidam basin. *Northwestern Geology*, 37(1):26—33 (in Chinese with English abstract).
- Yang, J. S., Xu, Z. Q., Song, S. G., et al., 2000. Discovery of eclogite in Dulan, Qinghai Province and its significance for studying the HP-UHP metamorphic belt along the central orogenic belt of China. *Acta Geol. Sin.*, 74(2):156—168 (in Chinese with English abstract).
- Yin, H. F., Zhang, K. X., Chen, N. S., et al., 2003. Regional geological report of Donggi Conag Hu map (scale: 1:250 000) of the People's Republic of China. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1—457 (in Chinese).
- Zhang, B. R., Gao, S., Zhang, H. F., et al., 2002. Geochemistry of Qinling orogenic belt. Science Press, Beijing, 1—187 (in Chinese).
- Zhang, H. F., Gao, S., Zhong, Z. Q., et al., 2002. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: Constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China. *Chemical Geology*, 186:281—299.
- Zhang, H. F., Jin, L. L., Zhang, L., et al., 2005. Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic compositions of granitoids from western Qinling belt: Constrains on basement nature and tectonic affinity. *Science in China (Series D)*, 35(10):914—926 (in Chinese).
- Zhang, H. F., Jin, L. L., Zhang, L., et al., 2006. Pb and Nd isotopic compositions of basement and granitoid in the Qilianshan: Constraints on tectonic affinity. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 31(1):59—65 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. F., Ouyang, J. P., Ling, W. L., et al., 1997. Pb, Sr, Nd isotope composition of Ningshan granitoids, South Qinling and their deep geological information. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 16(1):22—34 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. X., Meng, F. C., Wan, Y. S., et al., 2003b. Early Paleozoic tectono-thermal event of the Jinshuikou Group on the southern margin of Qaidam: Zircon U-Pb SHRIMP age evidence. *Geological Bulletin of China*, 22(6):397—404 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. X., Wan, Y. S., Meng, F. C., et al., 2003a. Geochemistry, Sm-Nd and U-Pb isotope study of gneisses (schists) enclosing eclogues in the North Qaidam Mountains—Deeply subducted Precambrian metamorphic basement? *Acta Petrologica Sinica*, 19(3):443—451 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, L. G., Liu, J. X., Wang, K. F., et al., 1995. Block-geology of eastern Asia lithosphere—Isotope geochemistry and dynamics of upper mantle, basement and granite. Science Press, Beijing, 252 (in Chinese).
- Zhang, L. G., Wang, K. F., Chen, Z. S., et al., 1993. Feldspar lead isotope composition of Mesozoic granitoids

and lead isotopic provinces of eastern China. *Chinese Science Bulletin*, 38(3): 254—257 (in Chinese).

Zhu, B. Q., 1993. Tri-dimension special topological diagrams of ore lead isotopes and their application to the division of geochemical provinces and mineralizations. *Geochimica*, 3: 209—216 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈能松, 李惠民, 何蕾, 等, 2002. 热离子质谱测定的颗粒级锆石 U-Pb 不一致年龄数据处理的多边形准则及其应用. *地质科技情报*, 21(3): 24—29.

葛肖虹, 刘俊来, 2000. 被肢解的“西域克拉通”. *岩石学报*, 16(1): 59—66.

黄萱, DePaolo, D. J., 1989. 华南古生代花岗岩 Nd-Sr 同位素研究及华南基底. *岩石学报*, 5(1): 28—36.

凌洪飞, 徐士进, 沈渭洲, 等, 1998. 格宗、东谷岩体 Nd、Sr、Pb、O 同位素特征及其与扬子板块边缘其它晋宁期花岗岩对比. *岩石学报*, 14(3): 269—277.

刘成东, 莫宣学, 罗照华, 等, 2003. 东昆仑造山带花岗岩类 Pb-Sr-Nd-O 同位素特征. *地球学报*, 24(6): 584—588.

刘成东, 莫宣学, 罗照华, 等, 2004. 东昆仑壳—幔岩浆混合作用: 来自锆石 SHRIMP 年代学证据. *科学通报*, 49(6): 596—602.

陆松年, 李怀坤, 陈志宏, 等, 2003. 秦岭中—新元古代地质演化及对 Rodina 超级大陆事件的响应. 北京: 地质出版社, 1—194.

陆松年, 于海峰, 金巍, 等, 2002a. 塔里木古大陆东缘的微大陆体群. *岩石矿物学杂志*, 21(4): 317—326.

陆松年, 王惠初, 李怀坤, 等, 2002b. 柴达木盆地北缘“达肯大坂群”的再厘定. *地质通报*, 21(1): 19—23.

陆松年, 于海峰, 赵凤清, 等, 2002c. 青藏高原北部前寒武纪地质初探. 北京: 地质出版社, 1—125.

青海地质矿产局, 1997. 青海省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 21—25.

沈渭洲, 朱金初, 刘昌实, 等, 1993. 华南基底变质岩的 Sm-Nd 同位素及其对花岗岩类物质来源的制约. *岩石学报*, 9(2): 115—124.

万渝生, 许志琴, 杨经绥, 等, 2003. 祁连造山带及其邻区前寒

武纪深变质基底的年代及组成. *地球学报*, 24(4): 319—324.

王惠初, 陆松年, 袁桂邦, 等, 2003. 柴达木盆地北缘滩间山群的构造属性及形成时代. *现代地质*, 22(7): 487—493.

辛后田, 周世军, 王惠初, 等, 2004. 柴达木盆地北缘“沙柳河岩群”的重新启用. *西北地质*, 37(1): 26—33.

杨经绥, 许志琴, 宋述光, 等, 2000. 青海都兰榴辉岩的发现及对中国中央造山带内高压—超高压变质带研究的意义. *地质学报*, 74(2): 156—168.

殷鸿福, 张克信, 陈能松, 等, 2003. 中华人民共和国区域地质调查报告(1: 25 万冬给措纳湖幅). 武汉: 中国地质大学出版社, 1—457.

张本仁, 高山, 张宏飞, 等, 2002. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社, 1—187.

张宏飞, 靳兰兰, 张利, 等, 2005. 西秦岭花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成限制基底性质及其构造属性. *中国科学 D 辑*, 35(10): 914—926.

张宏飞, 靳兰兰, 张利, 等, 2006. 基底岩系和花岗岩类 Pb-Nd 同位素组成限制祁连山带的构造属性. *地球科学——中国地质大学学报*, 31(1): 59—65.

张宏飞, 欧阳建平, 凌文黎, 等, 1997. 南秦岭宁陕地区花岗岩类 Pb, Sr, Nd 同位素组成及其深部地质信息. *岩石矿物学杂志*, 16(1): 22—34.

张建新, 万渝生, 孟繁聪, 等, 2003a. 柴北缘夹榴辉岩的片麻岩(片岩)地球化学、Sm-Nd 和 U-Pb 同位素研究——深俯冲的前寒武纪变质基底? *岩石学报*, 19(3): 443—451.

张建新, 孟繁聪, 万渝生, 等, 2003b. 柴达木盆地南缘金水口群的早古生代构造热事件: 锆石 U-Pb SHRIMP 年龄证据. *地质通报*, 22(6): 397—404.

张理刚, 王可法, 陈振胜, 等, 1993. 中国东部中生代花岗岩长石铅同位素组成与同位素省划分. *科学通报*, 38(3): 254—257.

张理刚, 刘敬秀, 王可法, 等, 1995. 东亚岩石圈块体地质——上地幔基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学. 北京: 科学出版社, 252.

朱炳泉, 1993. 矿物 Pb 同位素三维空间拓扑图解用于地球化学省与矿种区划. *地球化学*, 3: 209—216.