

https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.260



内蒙古达来庙地区晚石炭世花岗岩成因及其对兴蒙造山带北部构造体制转变的指示

杨泽黎, 王树庆*, 胡晓佳, 辛后田, 李承东

中国地质调查局天津地质调查中心, 天津 300170

摘要: 达来庙岩体出露于内蒙古苏左旗北部中蒙边境一带,是二连—东乌旗晚古生代岛弧岩浆岩带的重要组成部分,对其开展研究可有效丰富对兴蒙造山带北缘构造演化的认识.野外观察、锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学及同位素地球化学研究表明,岩体由中部的中细粒黑云二长花岗岩和边部的中粒黑云二长花岗岩组成,岩石侵位年龄为 301.2 ± 2.1 Ma (MSWD=1.2, 2σ).岩体总体上具有富硅、贫铁、弱过铝质的特征,但中细粒花岗岩相对富钠,中粒花岗岩钾含量则明显升高.两类花岗岩均富 Rb、Th、U、Pb,亏损 Ba、Sr、P 以及 Nb、Ta 等高场强元素,不过中粒花岗岩重稀土更加富集, Eu 负异常也更显著.岩体具有亏损的 Sr-Nd-Hf 同位素组成, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7036 \sim 0.7075$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 0.08 \sim 2.77$, $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 4.70 \sim 11.50$.岩石学及地球化学分析显示,达来庙岩体为幔源物质底侵形成的新生地壳部分熔融的产物,岩石成因类型为 I 型,但具有向 A 型花岗岩过渡的特征,岩体产出于造山晚期挤压隆升向陆内拉张的过渡阶段,其侵位指示了晚石炭世兴蒙造山带北缘构造应力场从挤压向拉张转变的具体时限.

关键词: 花岗岩;晚古生代;兴蒙造山带;岩石成因;构造体制转换;地球化学.

中图分类号: P581

文章编号: 1000-2383(2019)01-0268-16

收稿日期: 2018-04-12

Petrogenesis of the Late-Carboniferous Granites of Dalaimiao, Inner Mongolia and Its Implications for the Tectonic Transformation of Northern Margin of Xing'an-Mongolian Orogenic Belt

Yang Zeli, Wang Shuqing*, Hu Xiaojia, Xin Houtian, Li Chengdong

Tianjin Center of China Geological Survey, Tianjin 300170, China

Abstract: The Dalaimiao pluton crops out in the northern of Suzuoqi, near the border areas between China and Mongolia, which is referred as an important component of the Erenhot-East Ujimqin Late Paleozoic arc magmatic belt and its petrogenesis can provide insights into the tectonic evolution of the northern margins of Xing'an-Mongolian orogenic belt. Based on field investigation, geochronology and geochemistry, it is found that the pluton lithologically consists of medium-fine grained biotite granites in the center and medium-grained granites on the margin. Zircon U-Pb dating yields a weighted mean age of 301.2 ± 2.1 Ma (MSWD=1.2, 2σ), indicating these granites were generated during a Late Carboniferous magmatic event. All of these granites are highly siliceous, Fe-poor, slightly peraluminous, and show enrichments in Rb, Th, U, Pb and depletions in Ba, Sr, P, Nb and Ta. The medium-fine grained biotite granites are Na-rich, and have high concentrations of heavy rare earth elements (REE), whereas the medium-grained granites show higher K_2O contents, more significant elemental differentiation and nega-

基金项目: 中国地质调查局项目 (No. DD20160041).

作者简介: 杨泽黎 (1989—), 男, 硕士, 助理工程师, 主要从事岩石学、地球化学研究及地质调查工作. ORCID: 0000-0001-5559-6102.

E-mail: 812295251@qq.com

* **通讯作者:** 王树庆, E-mail: 89617984@qq.com

引用格式: 杨泽黎, 王树庆, 胡晓佳, 等, 2019. 内蒙古达来庙地区晚石炭世花岗岩成因及其对兴蒙造山带北部构造体制转变的指示. 地球科学, 44 (1): 268-283.

tive europium anomalies. Dalaimiao pluton shows depleted isotopic compositions with $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7036 - 0.7075$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 0.08 - 2.77$, and positive $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of $4.70 - 11.50$. Integrated geochronology and geochemical data suggest the Dalaimiao pluton is genetically classified as I-type granites, with some geochemical features of A-type granites. The Dalaimiao granites derived from partial melting of juvenile crust which were generated by the underplating of mantle material, and were formed in a tectonic transitional stage from compression uplift to intracontinental extension. Emplacement of Dalaimiao pluton provides more detailed constraints on the specific timing of tectonic variation in the northern margins of Xing'an-Mongolian orogenic belt during the Late Carboniferous.

Key words: granites; Late Paleozoic; Xing-Meng orogenic belt; petrogenesis; transformation of tectonic setting; geochemistry.

中亚造山带位于西伯利亚板块与中朝板块之间,是全球最大的增生造山带,也是世界范围内显生宙地壳增生与改造最为显著的地区(Wu *et al.*, 2000; Hong *et al.*, 2004; Jahn *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2009).自新元古代亚洲洋裂解以来,中亚造山带经历了长期复杂的地质演化,在区域内形成了大面积分布的岩浆岩带(Khain *et al.*, 2003; Windley *et al.*, 2007; Kröner *et al.*, 2014),其地质演化历史一直是地学界研究的热点.兴蒙造山带隶属于中亚造山带东南段,早古生代以来经历了多期次大洋俯冲、碰撞拼合、后造山垮塌等构造事件,形成了一条由众多微陆块、岛弧、增生楔及蛇绿岩(洋壳残片)等构成的洋陆增生带(Xiao *et al.*, 2003; Jian *et al.*, 2008; Xu *et al.*, 2015; Ma *et al.*, 2017),是古亚洲洋构造域的重要记录,因此,正确认识兴蒙造山带的地质演化对于理解中亚造山带地区的构造历史有着重要的意义.

兴蒙造山带北缘二连—东乌旗地区大面积发育晚古生代火山岩浆活动,该岩浆岩带向西经过蒙古南部可延伸至新疆北部,向东沿中蒙边境进入中国东北(Jahn *et al.*, 2009; Tong *et al.*, 2015),是研究区晚古生代洋陆转换过程的岩浆作用响应.近年来该岩浆岩带的研究取得了一定成果,整体来看其早期为一套与俯冲有关的岛弧岩浆岩系,晚期则为碰撞后拉张产物,但目前对晚期岩浆具体的成因环境及机理仍存在较大争议,目前认识包括:造山后伸展或者弧后盆地环境(李可等, 2015; Tong *et al.*, 2015)、俯冲板片断离成因(Zhang *et al.*, 2011, 2015)、安第斯型活动大陆边缘环境等(Xiao *et al.*, 2003);另一方面,对于岩浆岩带从俯冲碰撞转向造山后拉张的时间节点也不明确(Tong *et al.*, 2015; 李可等, 2015; Fu *et al.*, 2016; Zhou *et al.*, 2017),这些分歧制约了对兴蒙造山带晚古生代构造演化历史的认识.达来庙岩体位于苏左旗北部中蒙边境地区,为二连—东乌旗晚古生代岩浆岩带的组成部分,但以往对该岩体的研究较少,目前仅有少量

矿产相关工作开展(刘翼飞等, 2012),本次研究即以该侵入体入手,在岩石学、锆石 U-Pb 年代学和地球化学分析基础上,结合区域上同期岩浆作用的对比,以探讨岩浆岩的成因演化,阐明岩体形成的大地构造背景,进而为限定这一地区晚古生代构造体制转变的时限提供相应约束.

1 地质背景及岩石学特征

前人将兴蒙造山带自北向南划分为乌里雅斯太活动陆缘、二连—贺根山蛇绿岩带、宝力道岛弧增生杂岩、索伦缝合带、温都尔庙俯冲增生杂岩以及白乃庙岛弧 6 个构造单元(Xiao *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2015),达来庙岩体位于苏左旗北部,在大地构造位置上处于二连—贺根山蛇绿岩北侧、乌里雅斯太活动陆缘区(图 1a).区内古生代岩浆作用强烈,侵入岩分布面积广大,时代主要集中在晚石炭世—早二叠世,岩性以高钾钙碱性和碱性花岗岩为主(何付兵等, 2013;程银行等, 2014;肖中军等, 2015; Zhang *et al.*, 2011, 2015;刘敏等, 2017; Zhou *et al.*, 2017),同时在吉尔嘎郎图、朝布楞等地也有少量与俯冲有关的早古生代岩浆作用存在(李红英等, 2016);地层方面则主要出露奥陶系和泥盆系的碎屑岩、上石炭统火山沉积物、中新世界的沉积地层以及新生代玄武岩等,其中又以晚石炭世陆相的宝力高庙组安山岩、英安岩、流纹岩及火山碎屑岩地层最为发育,并与晚古生代的岩浆岩密切伴生,构成陆缘岩浆弧.

具体到达来庙岩体而言,其在空间上呈北东东向展布,西北和东南分别侵入晚石炭世宝力高庙组火山碎屑岩和中奥陶世巴彦呼舒组灰岩—粉砂岩地层中(图 1b).根据岩相学特征,岩体可划分为中细粒黑云二长花岗岩和中粒黑云二长花岗岩两个岩石单元,前者位于岩体中部,粒度较细,矿物直径多在 1~3 mm,后者则分布在岩体外围,粒度相对较粗,矿物直径 2~5 mm.两者野外露头均普遍发育球状

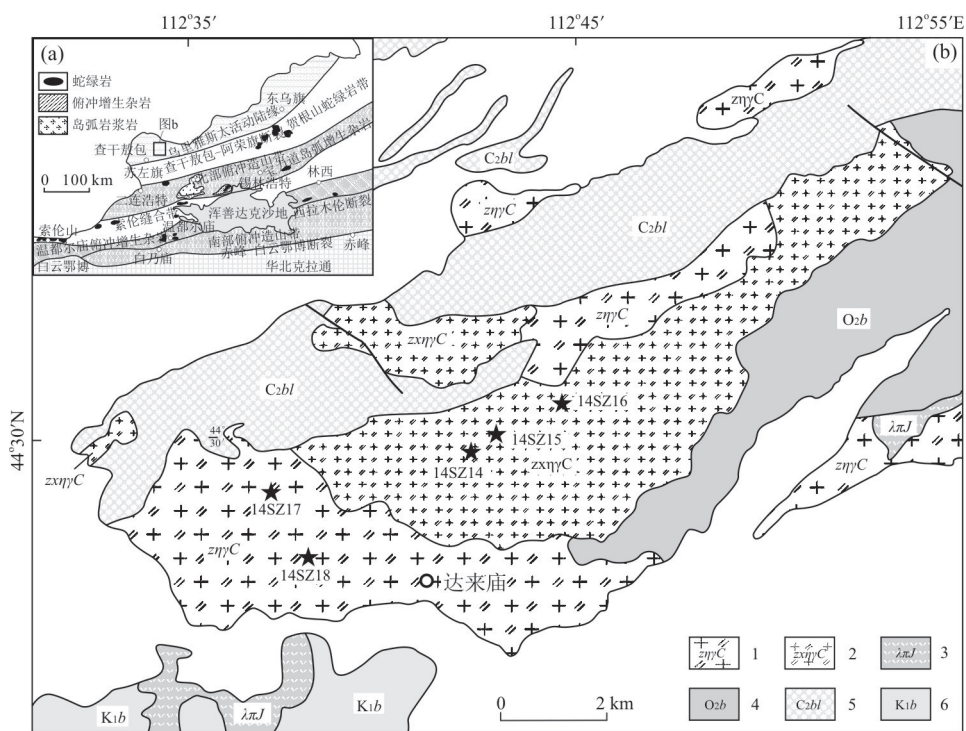


图 1 达来庙岩体构造位置(a)及地质简图(b)

Fig.1 Diagrams showing tectonic location (a) and geological sketch (b) of the Dalaimiao pluton

图 a 据 Xiao *et al.* (2003); 图 b 据内蒙古自治区地质调查院, 2008, 1:25 万巴音乌拉幅、吉尔嘎郎图幅、阿巴嘎旗幅区域地质调查报告; 1. 中粒黑云二长花岗岩; 2. 中细粒黑云二长花岗岩; 3. 流纹斑岩; 4. 巴彦呼舒组; 5. 宝力高庙组; 6. 白音高老组

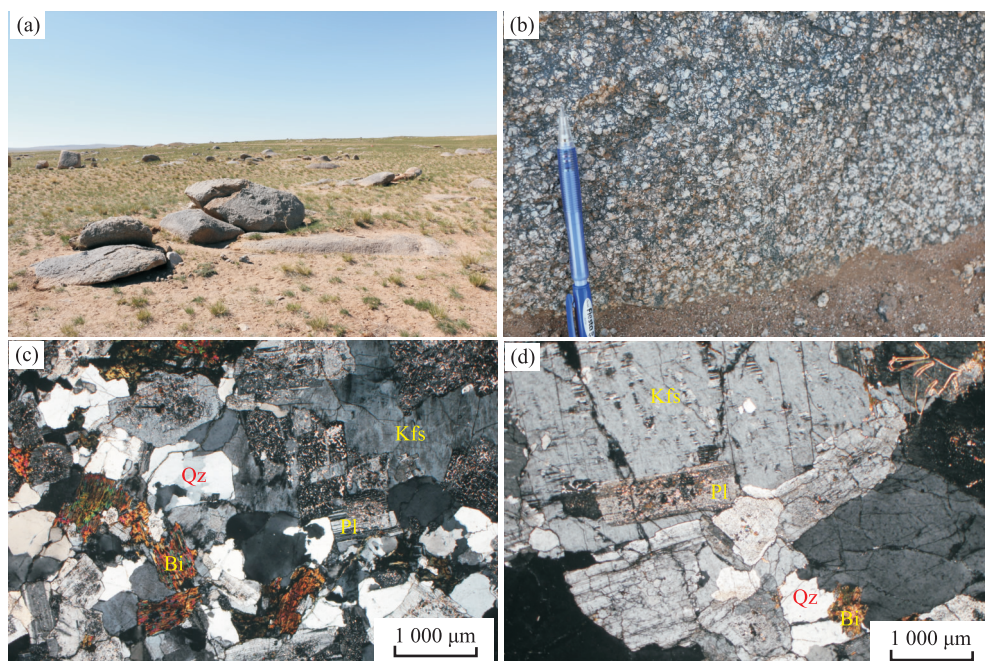


图 2 达来庙岩体野外特征及岩性岩相学显微照片

Fig.2 Field outcrop and microphotographs of the Dalaimiao pluton

a, c. 中细粒黑云二长花岗岩; b, d. 中粒黑云二长花岗岩

风化, 未经历变质变形 (图 2a, 2b). 矿物成分上, 两类岩体均主要由斜长石、钾长石、石英、黑云母等组

成, 其中斜长石牌号 32~41, 属中长石, 不过中细粒二长花岗岩碱性长石含量略低于中粒二长花岗岩,

并且以正长石和条纹长石为主,而后者碱性长石主要为条纹长石及微斜长石,同时牌号测定显示其斜长石也更偏基性(图 2c, 2d)。

2 样品及分析方法

2.1 锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素分析

将新鲜岩石样品破碎至 80 目,然后经水粗淘、强磁分选、电磁分选和酒精细淘之后,在显微镜下手工挑选出锆石,将待测锆石颗粒用环氧树脂制靶,然后磨至锆石颗粒的一半并抛光,并在北京铅年领航科技有限公司的日本电子 JSM_6510 型扫描电镜上进行阴极发光照相。锆石原位 U-Pb 年龄测试及原位 Hf 同位素测试均在天津地质调查中心同位素实验室利用激光剥蚀多接收器电感耦合等离子体质谱仪(LA-MC-ICPMS)完成,将 NEW WAVE 193-FXArF 准分子激光器与 Thermo Fisher 公司的 Neptune 多接收器电感耦合等离子体质谱仪联用,采用 He 气作为剥蚀物质载气。锆石 U-Pb 年龄测定使用的激光束斑直径为 35 μm ,剥蚀时间为 30 s,采用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐标准参考物质 NIST610,并利用澳大利亚锆石标样 GEMOC/GJ-1($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 $608.5 \pm 1.5 \text{ Ma}$; Jackson *et al.*, 2004)作为内外标进行同位素分馏校正。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算)均采用软件 ICPMS-DataCal 9.2 完成,详细的仪器操作条件和数据处理方法同 Liu *et al.*(2010)。U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄统计权重平均计算均采用 Isoplot/Ex_ver3 (Ludwig, 2003)完成。

锆石原位微区 Hf 同位素分析采用与 U-Pb 年龄测定相同的激光器与质谱仪,在锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年的基础上,参照锆石阴极发光(CL)图像,选择在原年龄测定点位置或附近进行。激光剥蚀束斑直径为 50 μm ,剥蚀时间为 30 s,采用 GJ-1 作为外标计算 Hf 同位素比值,具体仪器配置和实验流程参见耿建珍等(2011)。Hf 同位素数据处理采用 ICPMSDataCal 9.2 程序完成(Liu *et al.*, 2010)。

2.2 全岩元素及 Sr-Nd 同位素分析

全岩地球化学测试及 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素组成分析均在天津地质调查中心实验室完成。野外采集新鲜无蚀变的岩石样品机械破碎至 200 目后送实验室分析。主量元素在样品制成熔片后通过 X 射

线荧光光谱法(XRF)测试,X 射线工作电压为 50 kV,电流为 50 mA,相对于标准样品的测定值,相对误差在元素丰度大于 1.0%时为 $\pm 1\%$,元素丰度小于 1.0%时为 $\pm 10\%$,FeO 采用氢氟酸、硫酸溶样、重铬酸钾滴定容量法,分析精度优于 2%,微量元素使用 ICP-MS 测试,样品测定值和推荐值的相对误差小于 10%,且绝大多数值在 5%以内。

Sr、Nd 同位素比值测试均采用 Triton 热电离子质谱进行测定,取 200 目全岩样品粉末(具体称样量以估计可取得 1.0 μg 以上的纯 Nd 为标准),用 HF+HClO₄+HNO₃ 溶解,在密闭的 Teflon 溶样器中于高温条件下反应 7 d.利用 AG50W \times 12 强酸性阳离子交换树脂分离 Rb、Sr 得到总稀土,然后采用 HEHEHP 树脂(P507)技术分离纯化 Nd,全流程空白本底稳定在 Sm=3.0 \times 10⁻¹¹ g;Nd=5.4 \times 10⁻¹¹ g.Sr 的质谱标准样 NBS987 Sr 的结果为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710\,245 \pm 0.000\,030$,LRIG 质谱标准样的结果为 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\,202 \pm 0.000\,030$,国家一级标准 Sm-Nd 岩石样 GBS04419 的结果是:Sm=3.017 \times 10⁻⁶、Nd=10.066 \times 10⁻⁶、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\,739 \pm 0.000\,005$.国际标准岩石样 BCR-2 的结果是:Rb=(46.5 \pm 0.93) \times 10⁻⁶、Sr=(336.00 \pm 6.72) \times 10⁻⁶、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704\,958 \pm 0.000\,030$,Sr 分馏的内校正因子采用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375\,209$ 、Sm=(6.70 \pm 0.14) \times 10⁻⁶、Nd=(28.00 \pm 0.56) \times 10⁻⁶、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512\,633 \pm 0.000\,030$.Nd 分馏的内校正因子采用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.721\,9$ 。

3 结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

本次研究选取中细粒黑云母二长花岗岩样品进行了锆石测年,LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果列于表 1,代表性锆石颗粒的阴极发光(CL)图像及测定点和相应的 U-Pb 年龄谐和图见图 3。

达来庙岩体锆石多为淡黄色至浅褐色,透明一半透明,大部分为棱柱状自形晶,长径约 50~150 μm ,长宽比在(1.5:1)~(3:1)之间.CL 图像显示大部分锆石内部结构均匀,并具有较清晰的韵律环带(图 3a),Th/U 比值较高(0.32~0.86),表明其为典型的岩浆结晶锆石.16 个测试点中,剔除落在谐和线以外的 Pb 丢失的测点后,共获得 12 个有效测试数据,在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和图上,这些数据点均投影在谐和线上或附近(图 3b), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变

表 1 达来庙岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of the Dalaimiao pluton

点号	Pb (10^{-6})	U (10^{-6})	Th/ U	同位素比值						年龄 (Ma)			
				$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ
样品: 14NM14; 采样位置: E112°42'22", N44°30'10"													
14NM14-01	98	1 746	0.75	0.495 78	0.006 58	0.047 76	0.000 49	0.075 28	0.000 92	301	3	409	5
14NM14-02	24	450	0.48	0.486 71	0.014 44	0.047 84	0.000 49	0.073 79	0.001 98	301	3	403	12
14NM14-03	36	733	0.51	0.348 05	0.005 94	0.047 60	0.000 47	0.053 03	0.000 84	300	3	303	5
14NM14-04	83	1 592	0.85	0.532 02	0.009 37	0.044 38	0.000 44	0.086 94	0.001 48	280	3	433	8
14NM14-05	55	1 116	0.49	0.352 15	0.005 47	0.047 81	0.000 47	0.053 42	0.000 75	301	3	306	5
14NM14-06	42	887	0.38	0.345 21	0.005 95	0.047 74	0.000 47	0.052 44	0.000 85	301	3	301	5
14NM14-07	42	883	0.42	0.345 52	0.006 60	0.047 46	0.000 47	0.052 81	0.000 93	299	3	301	6
14NM14-08	34	721	0.32	0.344 15	0.006 50	0.047 59	0.000 47	0.052 45	0.000 93	300	3	300	6
14NM14-09	24	551	0.06	0.349 76	0.007 65	0.047 74	0.000 48	0.053 14	0.001 10	301	3	305	7
14NM14-10	44	883	0.50	0.353 02	0.006 02	0.047 99	0.000 48	0.053 35	0.000 84	302	3	307	5
14NM14-11	54	1 045	0.64	0.344 96	0.005 34	0.048 01	0.000 47	0.052 11	0.000 74	302	3	301	5
14NM14-12	50	918	0.86	0.650 98	0.013 71	0.044 00	0.000 45	0.107 29	0.002 22	278	3	509	11
14NM14-13	14	278	0.42	0.348 32	0.011 82	0.048 36	0.000 49	0.052 24	0.001 75	304	3	303	10
14NM14-14	17	346	0.39	0.347 17	0.009 73	0.048 27	0.000 49	0.052 17	0.001 38	304	3	303	8
14NM14-15	61	1 259	0.47	0.341 36	0.006 98	0.046 04	0.000 46	0.053 78	0.001 12	295	3	298	6
14NM14-16	28	574	0.32	0.350 94	0.007 91	0.048 87	0.000 49	0.052 09	0.001 12	308	3	305	7

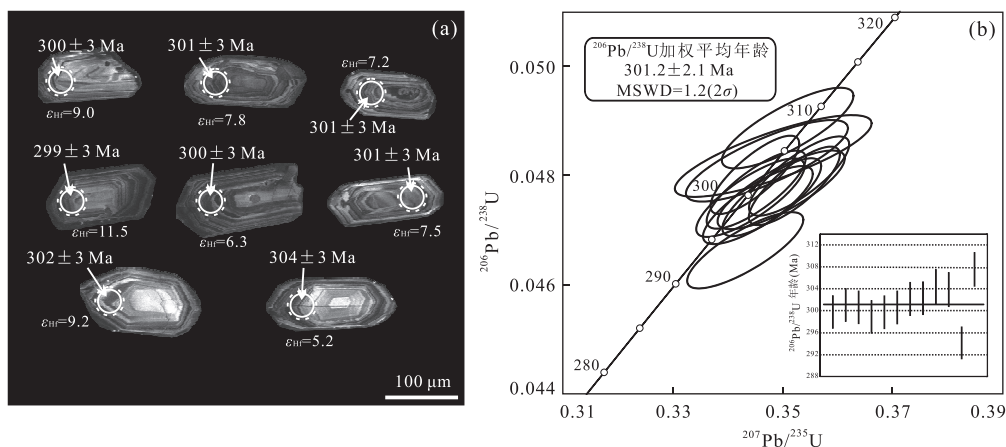


图 3 达来庙岩体被测锆石 CL 图像、LA-ICP-MS 分析点位及 U-Pb 谐和图

Fig. 3 CL images, localities of the points for LA-ICP-MS measurements and the U-Pb concordia diagrams of zircons from the Dalaimiao pluton

化于 294~308 Ma, 加权平均值为 301.2 ± 2.1 Ma (MSWD=1.2, 2σ), 为晚石炭世岩浆作用产物。

3.2 主要元素

表 2 列出了达来庙岩体中细粒及中粒黑云母二长花岗岩样品的主要元素分析结果及相关参数。从表中数据来看, 两类侵入岩总体具有以下地球化学特征: (1) 富硅, SiO_2 含量介于 71.00%~72.97% 且变化幅度不大; (2) 碱含量中等偏高, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 值变化于 7.61%~8.80%, 碱度率指数 (AR) 为 2.49~3.22; (3) 弱过铝质, 样品的 $A/\text{CNK} = 1.04 \sim 1.14$, $A/\text{NK} = 1.24 \sim 1.37$, 在图 4b 上样品点都落于亚碱弱过铝质区域, 与 S 型花岗岩强过铝质特征明

显不同 (Chappell and White, 2001); (4) 贫铁、镁、钙、磷 ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} = 1.73\% \sim 2.64\%$, $\text{MgO} = 0.54\% \sim 0.9\%$, $\text{CaO} = 0.81\% \sim 1.88\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.10\% \sim 0.20\%$), 磷含量低于典型 S 型花岗岩。不过, 尽管两类花岗岩均表现出相对富硅、富碱、弱过铝质的特征, 但二者在主要元素组成上仍存在差别, 主要体现在中粒黑云母二长花岗岩具有明显更高的钾含量, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, 在图 4a 中样品被划分为钾玄岩系列, 而中细粒黑云母二长花岗岩 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$, 属于钠质岩系, 在图 4a 中落于高钾钙碱性区域。

3.3 微量及稀土元素

表 2 列出了达来庙岩体样品微量及稀土元素分

表 2 达拉庙岩体主量(%)、微量和稀土元素(10^{-6})组成及相关地球化学参数

Table 2 Major (%), trace and rare earth (10^{-6}) element contents and related geochemical parameters of the Dalaimiao pluton

岩性	中细粒二长花岗岩					岩性	中细粒二长花岗岩				
样品号	14SZ14	14SZ15	14SZ16	14SZ17	14SZ18	样品号	14SZ14	14SZ15	14SZ16	14SZ17	14SZ18
SiO ₂	71.00	71.08	72.97	71.70	71.55	U	1.66	1.18	3.11	2.78	2.31
TiO ₂	0.37	0.36	0.29	0.35	0.33	Nb	6.58	6.34	9.61	19	16.8
Al ₂ O ₃	14.46	14.52	14.44	14.18	14.36	Ta	0.56	0.55	1.13	2.26	1.53
Fe ₂ O ₃ ^T	2.65	2.41	1.73	2.36	2.53	Pb	12.1	11.7	14	21	16.1
MnO	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	Zr	148	130	134	210	220
MgO	0.90	0.88	0.54	0.54	0.57	Hf	4.43	3.9	4.35	7.22	7.61
CaO	1.79	1.88	0.81	1.30	1.38	Y	16.8	16.8	19.5	68	43
Na ₂ O	3.99	4.14	4.36	3.30	3.72	Zr+Nb+Ce+Y	215.98	175.54	210.91	374.40	331.10
K ₂ O	3.62	3.48	3.66	5.50	4.67	10 ⁴ Ga/Al	1.88	1.89	1.84	2.42	2.49
P ₂ O ₅	0.17	0.12	0.20	0.15	0.10	La	18.3	8.78	18.2	29.2	10.8
LOI	1.01	1.08	0.95	0.59	0.74	Ce	44.6	22.4	47.8	77.4	51.3
ALK	7.61	7.62	8.02	8.8	8.39	Pr	5.88	3.36	5.76	11.4	5.65
K ₂ O/Na ₂ O	0.91	0.84	0.84	1.67	1.26	Nd	23	14.2	21.6	45.8	24.7
AR	2.76	2.74	3.22	2.49	2.79	Sm	4.6	3.44	4.23	10.9	6.81
A/CNK	1.05	1.04	1.14	1.03	1.05	Eu	0.97	0.75	0.63	0.87	0.66
A/NK	1.38	1.37	1.30	1.24	1.28	Gd	4.11	3.31	4.15	11	7.04
Sc	7.37	7.98	4.95	7.65	6.87	Tb	0.63	0.54	0.65	2.00	1.32
V	35	33.4	20.1	27.8	25.9	Dy	3.29	3.11	3.6	12.4	7.7
Cr	10.8	9.64	5.77	7.37	4.66	Ho	0.61	0.6	0.74	2.46	1.65
Co	4.77	4.34	2.38	2.57	2.78	Er	1.71	1.73	2.1	7.28	4.65
Ni	5.42	4.71	3.44	4.24	3.28	Tm	0.26	0.26	0.32	1.13	0.7
Cu	6.72	7.84	4.2	5.75	7.13	Yb	1.72	1.63	2.14	7.19	4.63
Ga	14.4	14.5	14.1	18.2	18.9	Lu	0.26	0.24	0.33	1.05	0.71
Zn	42.5	37.8	23	31.2	35.2	∑REE	109.94	64.35	112.25	220.08	128.32
Cs	0.98	1.48	2.87	3.26	5.43	LR/HR	7.73	4.63	7.00	3.94	3.52
Rb	91	110	145	188	200	(La/Yb) _N	7.17	3.63	5.73	2.74	1.57
Sr	255	237	129	159	130	(La/Sm) _N	2.50	1.61	2.71	1.69	1.00
Ba	674	493	423	443	260	(Gd/Yb) _N	1.93	1.64	1.56	1.23	1.23
Th	8.19	6.59	14.5	18.2	15	δEu	0.67	0.67	0.45	0.24	0.29

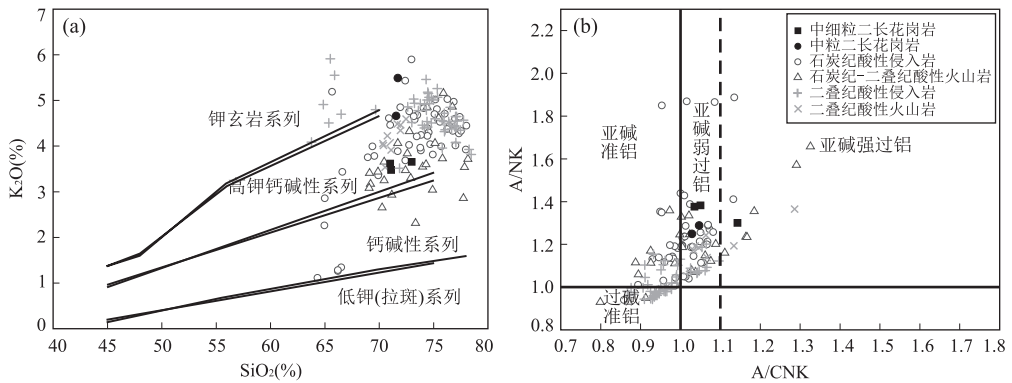


图 4 达拉庙岩体主量元素关系

Fig. 4 Major element variation diagrams for the Dalaimiao pluton

a. SiO₂-K₂O 关系, 底图据 Le Maitre *et al.* (1989); b. A/CNK-A/NK 关系, 底图据 Maniar and Piccoli (1989); 浅色符号为二连-东乌旗晚古生代岩浆岩带收集资料, 数据来源: 云飞等 (2011)、Zhang *et al.* (2011, 2015)、许立权等 (2012)、程银行等 (2012, 2014)、何付兵等 (2013)、李可等 (2014)、Tong *et al.* (2015)、刘锐等 (2016)、王树庆等 (2017)、以及作者未发表数据

析结果, 图 5a 为原始地幔标准化的微量元素蛛网图, 图 5b 为球粒陨石标准化稀土配分曲线。数据显示, 在微量元素组成上, 两类花岗岩均富集 Rb、Th、

U 等元素, 贫 Ba、Sr、P, 同时 Nb、Ta 等高场强元素显著亏损, 表明花岗岩在成岩过程中经历了明显的黑云母、斜长石及磷灰石等矿物的分离结晶作用, 不

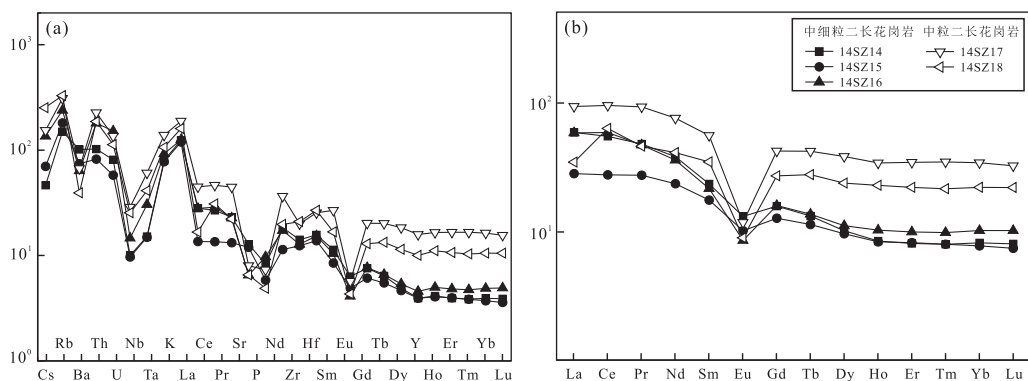


图 5 达来庙岩体微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)及稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(b)

Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams (a) and chondrite-normalized REE distribution patterns (b) for the Dalaimiao pluton

原始地幔标准化值据 McDonough and Sun(1995),球粒陨石标准化值据 Boynton(1984)

表 3 达来庙岩体 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of the Dalaimiao pluton

样品	年龄(Ma)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵ_{Nd}	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
14SZ14	301	1.032 6	0.708 030	0.703 60	0.126 5	0.512 641	0.512 391	2.77	0.84
14SZ15	301	1.343 2	0.710 180	0.704 43	0.153 2	0.512 612	0.512 310	1.17	0.97
14SZ17	301	3.425 9	0.722 180	0.707 51	0.150 5	0.512 681	0.512 384	2.62	0.85
14SZ18	301	4.459 0	0.725 448	0.706 35	0.174 4	0.512 598	0.512 254	0.08	1.05

表 4 达来庙岩体锆石 Hf 同位素分析结果

Table 4 Zircon Hf isotopic compositions of the Dalaimiao pluton

点号	年龄(Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	2σ	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$T_{2\text{DM}}(\text{Ga})$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
14SZ14.3	300	0.054 8	0.001 414	0.282 860	0.000 016	0.282 852	9.0	0.6	0.56	0.89	-0.96
14SZ14.5	301	0.122 7	0.003 037	0.282 833	0.000 021	0.282 816	7.8	0.7	0.63	1.00	-0.91
14SZ14.6	301	0.069 4	0.001 800	0.282 810	0.000 017	0.282 800	7.2	0.6	0.64	1.05	-0.95
14SZ14.7	299	0.063 9	0.001 606	0.282 932	0.000 017	0.282 923	11.5	0.6	0.46	0.66	-0.95
14SZ14.8	300	0.084 7	0.002 183	0.282 788	0.000 019	0.282 776	6.3	0.7	0.68	1.13	-0.93
14SZ14.9	301	0.067 2	0.001 733	0.282 818	0.000 022	0.282 808	7.5	0.8	0.63	1.03	-0.95
14SZ14.10	302	0.090 3	0.002 224	0.282 861	0.000 018	0.282 848	9.0	0.6	0.57	0.90	-0.93
14SZ14.11	302	0.051 0	0.001 422	0.282 863	0.000 029	0.282 855	9.2	1.0	0.56	0.87	-0.96
14SZ14.13	304	0.048 5	0.001 289	0.282 735	0.000 024	0.282 728	4.7	0.8	0.74	1.28	-0.96
14SZ14.14	304	0.057 7	0.001 497	0.282 749	0.000 024	0.282 740	5.2	0.8	0.72	1.24	-0.95
14SZ14.15	295	0.086 9	0.002 067	0.282 840	0.000 019	0.282 829	8.1	0.7	0.60	0.97	-0.94
14SZ14.16	308	0.065 1	0.001 520	0.282 785	0.000 024	0.282 776	6.5	0.8	0.67	1.12	-0.95

过中粒黑云二长花岗岩微量元素含量相对更高,元素分异程度也更强,暗示其可能比中细粒二长花岗岩经历了更强的岩浆演化。

稀土元素上,中细粒二长花岗岩具有轻稀土富集的配分模式, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 比值为 3.63~7.17;稀土总量较低, $\sum\text{REE}=64.35\sim 112.25$;铕负异常中等, $\delta\text{Eu}=0.45\sim 0.67$ 。相比之下,中粒黑云二长花岗岩轻重稀土分异不强, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=1.57\sim 2.74$,同时稀土含量更高,特别是重稀土含量远高于前者, $\sum\text{REE}=128.32\sim$

220.08,铕负异常强烈, $\delta\text{Eu}=0.24\sim 0.29$,整体上具有略呈右倾类似“海鸥型”的配分模式(图 5b),以上特征表明中粒花岗岩体除明显的斜长石分离结晶外,榍石或褐帘石等富轻稀土矿物在分离结晶矿物中所占比例也比中细粒花岗岩高(王中刚,1989)。

3.4 Sr-Nd-Hf 同位素

表 3 列出了达来庙岩体代表性样品的 Sr、Nd 同位素组成及根据年龄计算的有关参数。由表中数据可看出,岩体具有较为亏损的同位素组成,

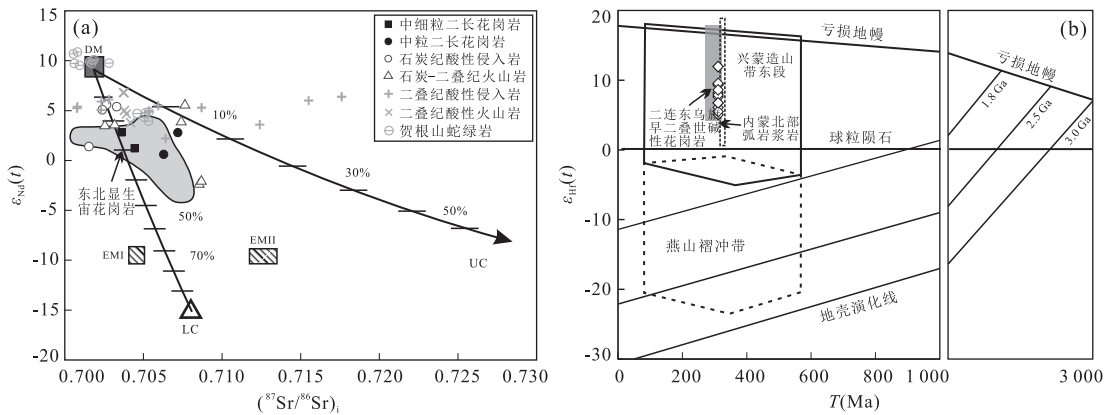


图 6 达来庙岩体 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 关系(a)和 T - $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 关系(b)

Fig.6 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram (a) and T - $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ plot (b) of the Dalaimiao pluton

二连—东乌旗岩浆岩带数据及图例同图 4,贺根山蛇绿岩数据引自 Miao *et al.*(2008);内蒙北部弧岩浆岩及二连—东乌旗早二叠世碱性花岗岩数据引自 Zhang *et al.*(2015);兴安造山带东段及燕山褶皱带数据引自 Yang *et al.*(2006)、Xiao *et al.*(2004)、Chen *et al.*(2009);DM.亏损地幔;LC.下地壳;UC.上地壳;EMI.I型富集地幔;EMII.II型富集地幔;数据来源 Wu *et al.*(2000)

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7036 \sim 0.7075$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i = 0.512254 \sim 0.512391$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +0.08 \sim +2.77$, 相应的二阶段 Nd 模式年龄 $T_{2\text{DM}} = 0.84 \sim 1.05$ Ga, 在图 6a 中样品大部分投影于东北显生宙花岗岩区域 (Wu *et al.*, 2000), 与二连—东乌旗岩浆岩带内同时代火成岩相比, 达来庙岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与之基本一致 (Zhang *et al.*, 2011, 2015; 李可等, 2014; Tong *et al.*, 2015; Fu *et al.*, 2016; 刘锐等, 2016), 也类似于 OIB 来源的贺根山蛇绿岩, 但略低于蛇绿岩中 MORB 来源部分 (Miao *et al.*, 2008), 这种同位素特征表明其主要来源于幔源物质的熔融。

此外, 本次研究在 U-Pb 定年的基础上对锆石样品进行了原位 Hf 同位素组成测定, 表 4 列出了测试结果及根据年龄计算的有关参数, 由表中数据可看出, 样品锆石的 $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ 变化于 $0.282728 \sim 0.282923$ 之间, 相应的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为 $+4.70 \sim +11.50$; 单阶段模式年龄变化范围为 $0.46 \sim 0.74$ Ga, 二阶段 Hf 模式年龄 $T_{2\text{DM}} = 0.66 \sim 1.28$ Ga. 整体来看除一个数据偏差较大外, 其余样品 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值变化范围较小, 一阶段和二阶段模式年龄分别集中在 $0.56 \sim 0.74$ Ga 和 $0.87 \sim 1.28$ Ga, 且同位素组成较为亏损, 在图 6b 上样品点均落在球粒陨石演化线之上, 指示有幔源或初生地壳组分参与成岩。

4 讨论

4.1 成因类型

花岗岩成因类型的判定是花岗岩研究最基础的

问题, 目前以花岗岩物质来源为基础的 I、S 型分类较为主流, 此外, 近年来又提出了 A 型花岗岩概念, 这类花岗岩因其具有明确的拉张构造背景指示意义也受到广泛重视 (Frost and Frost, 2010), 再加上少数从地幔岩浆直接分异形成的 M 型花岗岩, MISA 构成了目前最常用的花岗岩分类方案。

就达来庙岩体而言, 由于自然界中 M 型花岗岩极少, 一般为蛇绿岩套中的斜长花岗岩 (马鸿文, 1992), 与达来庙岩体特征区别明显, 因此其并非为 M 型花岗岩。地球化学特征上, 岩体 A/CNK 值大部分小于 1.1, 属于弱过铝质岩类, 岩石矿物组合中也未见白云母、堇青石和石榴石等富铝矿物, 不同于 S 型花岗岩的强过铝质特征, 加之 P_2O_5 含量较低, 所以也不属于 S 型花岗岩。岩体矿物组成中存在较多黑云母, 表明岩体产出于富水环境, 与 A 型花岗岩贫水特征不符, 另外在 Whalen *et al.* (1987) 提出的以 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值为基础 A 型花岗岩判别图解中, 达来庙岩体 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 变化于 $1.84 \sim 2.49$, 低于 A 型花岗岩的下限 (图 7a, 7b), $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} = (175 \sim 374) \times 10^{-6}$, 也和 A 型花岗岩大于 350×10^{-6} 的特征不符, 在 A 型花岗岩微量元素判别图解中样品点多落入 I 型花岗岩区域 (图 7c, 7d), 再加上矿物中也没有标志性的碱性暗色矿物出现, 总体来看也排除了 A 型花岗岩的可能。而就岩体本身来说, 其具有偏低的 FeO^T/MgO 比值, 与 A 型明显不同。在 SiO_2 - FeO^T/MgO 关系图中样品均落在 I 型与 S 型花岗岩区, 并且属于弱过铝质岩类, 符合 I 型特征。综合以上分析, 达来庙岩体属于 I 型

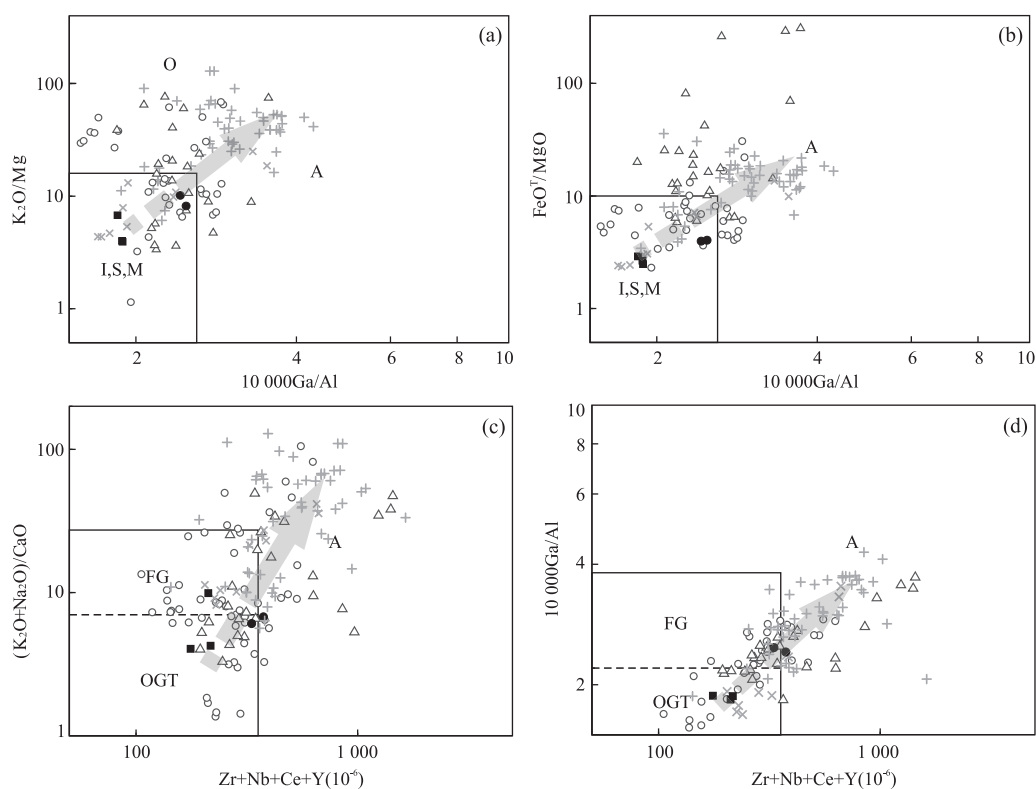


图 7 达来庙岩体岩石类型判别图

Fig.7 Granite type discrimination diagrams of the Dalaimiao pluton

据图 Whalen *et al.* (1987); OGT.未分异的 I、S、M 型花岗岩区; FG.分异的 I 型花岗岩区; A.A 型花岗岩区, 图例同图 4

花岗岩类。

4.2 岩体成因

达来庙岩体具有亏损的同位素组成, $\epsilon_{Nd}(t) = +0.08 \sim +2.77$, 与 OIB 来源的贺根山蛇绿岩近似, 略低于 MORB 来源部分 (Miao *et al.*, 2008, 图 6a), $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为 $+4.70 \sim +11.50$, 在图 6b 中靠近亏损地幔, 这些数据表明岩浆应主要来源于亏损的幔源物质熔融。对于此类同位素亏损的花岗岩成因, 目前主要有以下几种看法: (1) 来源于俯冲洋壳的部分熔融 (张旗等, 2004; 陈希节等, 2014); (2) 幔源岩浆高度分异并同化地壳物质 (Chen and Arakawa, 2005; Sisson *et al.*, 2005); (3) 壳幔岩浆混合 (Griffin *et al.*, 2002; Kemp *et al.*, 2007); (4) 新生地壳物质的熔融 (Wu *et al.*, 2000; Jahn *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2011) 等。

一般来说, 俯冲洋壳熔融物质常具有埃达克岩特征 (张旗等, 2004), 而达来庙岩体 Y 含量较高 ($16.8 \times 10^{-6} \sim 68.0 \times 10^{-6}$), Sr/Y 比值较低 (2.33 ~ 15.17), 轻重稀土分异程度也不强, $(La/Yb)_N = 1.59 \sim 7.24$, 明显有别于埃达克岩高 Sr 低 Y、轻重稀土强烈分异的特点, 在埃达克岩判别中样品均处于

经典岛弧岩石区域, 这些特征表明其并非洋壳熔融的产物。地幔熔融通常产生基性岩浆, 即使经过高度分异作用, 也主要产生中性成分的岩浆岩, 酸性岩仅占少量, 并且通常也与基性岩密切伴生 (Sisson *et al.*, 2005), 再加上二连—东乌旗晚古生代岩浆岩带绵延达 2 000 km (包括蒙古及东北部分), 岩体出露面积巨大, 周边却缺乏大面积基性岩出露, 因此, 如此规模的酸性岩也不太可能来源于基性岩浆分异。壳幔混源型花岗岩作为近年来的研究热点已有越来越多实例报道, 其中又以华南大面积的中生代花岗岩最为典型 (徐夕生, 2008), 幔源组分不仅为成岩提供热源, 更可以直接参与成岩。不过进一步的岩石地球化学计算显示达来庙岩体不可能来源于壳幔混合: 选择亏损地幔 (DM) 和下地壳 (LC) 作为二元混合的端元进行模拟计算 (数据来源见图 6), 结果显示形成类似同位素组成的岩体需要 70% ~ 75% 的地幔组分加入 (图 6a), 然而达来庙岩体 SiO_2 含量高达 70%, 这意味着即使壳源物质为纯硅质也不可能形成如此偏酸性的岩浆, 故也排除了壳幔混合成因。综合以上分析, 笔者认为岩体更可能来源于新生地壳的熔融。事实上, 兴蒙造山带古生代巨量花岗

岩一大特点就是往往具有亏损的同位素组成,相应的模式年龄则集中于新元古代,部分为早古生代。前人普遍认为这是由于花岗岩多来源于中亚造山带演化过程中形成的新生地壳(Hong *et al.*, 2004; Wu *et al.*, 2000; Jahn *et al.*, 2004),而 Zhang *et al.* (2011)在对研究区南部白音乌拉地区同时代岩浆岩的研究中也获得了同样看法。另外,近年来的实验岩石学结果也显示底侵的玄武质岩石在中部或下部地壳环境下的熔融可以产生大量长英质岩石(Sisson *et al.*, 2005),这些特征表明达来庙岩体与兴蒙造山带此类岩石一样,都是显生宙基性新生地壳熔融的产物。

然而尽管达来庙岩体来源于显生宙基性新生地壳熔融,但组成岩体的中细粒二长花岗岩和中粒二长花岗岩地球化学特征上却具有较为明显的差异。相比前者,中粒花岗岩明显亏损 Ba、Sr、P 等元素, Eu 负异常显著,同时还具有一定的四分组效应($TE1,3=1.08\sim 1.21$),而四分组效应主要是由于岩体中存在较强烈的流体-熔体相互作用所致,流体则通常来源于岩体的高程度结晶分异(Irber, 1999; 杨泽黎等, 2014),这些特征表明中粒二长花岗岩比中细粒二长花岗岩经历了更强的分异演化。具体来说,中粒花岗岩 P 显著亏损,说明有磷灰石的结晶分离;强烈的 Eu 负异常则指示了显著的斜长石分异;Rb、Sr、Ba 含量变化主要受造岩矿物控制,岩石 Sr、Ba 亏损而 Rb 富集,同时 Sr、Ba 含量呈负相关表明其主要为钾长石和斜长石分离结晶的结果,黑云母分异不显著。另外,中细粒花岗岩 Nb、Ta 相比中粒花岗岩更低,但后者却具有更高的演化程度,因此,这种亏损并非来源于结晶分异,更可能是由于中细粒花岗岩源区曾经遭受更强的俯冲交代作用所致

(谭东波等, 2018)。

4.3 构造环境及地质意义

兴蒙造山带古生代地质构造作用非常活跃,经历了一系列大洋俯冲、地壳增生、多块体碰撞拼合、后造山伸展拉张等构造事件,形成了多条俯冲增生型构造-岩浆岩带(Xiao *et al.*, 2003)。二连-东乌旗晚古生代岩浆岩带平行于南侧的贺根山蛇绿岩分布,形成时代为石炭世至早二叠世,与贺根山蛇绿岩形成时代相似(Miao *et al.*, 2008; Jian *et al.*, 2012),因此,绝大多数研究都将两者视为同一构造体系的产物,并认为早石炭世花岗岩为二连-贺根山洋向北俯冲至乌里雅斯太陆块之下形成,随后晚石炭世-一早二叠世洋盆闭合,岩浆岩逐渐开始向造山后伸展背景转变(Zhang *et al.*, 2011, 2015; Tong *et al.*, 2015; Fu *et al.*, 2016),而这一过程中岩浆岩碱性也显著增强:从笔者收集到的数据来看,二连-东乌旗晚古生代岩浆岩在地球化学特征上从早到晚具有明显的向 A 型演化的趋势,在岩石类型判别图解中,石炭纪花岗岩大部分都位于 I 型花岗岩区域,而大量的早二叠世花岗岩多属于 A 型花岗岩(图 7),这种转变说明在早二叠世区域构造体制已转变为伸展环境。达来庙岩体形成于晚石炭世,样品在构造判别图中投影于后碰撞花岗岩范围(图 8a),同时部分数据还落在火山弧花岗岩区域(图 8b)。Pearce(1996)认为这种不一致性是后碰撞环境下花岗岩类的反映,前人对该地区大面积出露的晚石炭世岩浆岩的研究也显示其形成环境多属于后碰撞(Zhang *et al.*, 2011; 何付兵等, 2013; 李可等, 2015),再加上包括达来庙在内的晚石炭世岩体在成因类型上通常都是 I 型,也和造山带中后碰撞花岗岩以 I 型为主的特征一致(韩宝福, 2007)。综合以上

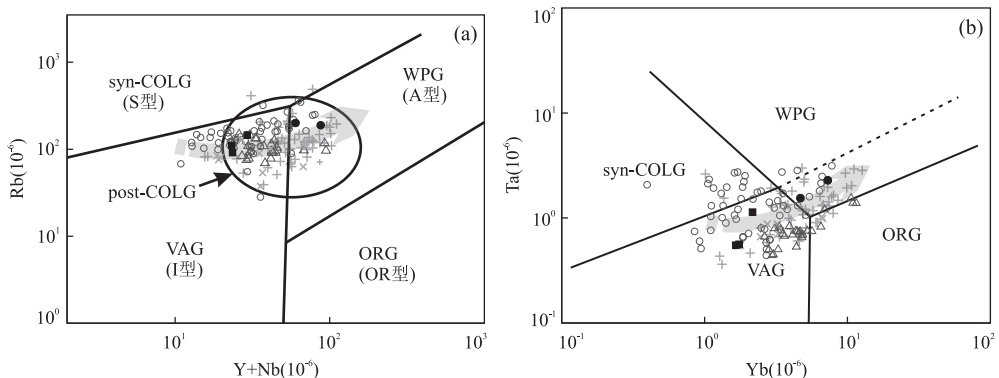


图 8 达来庙岩体构造判别图解

Fig.8 Tectonic discrimination diagrams of the Dalaimiao pluton

据 Pearce *et al.* (1984); 图例同图 4; syn-/post-COLG. 同/后碰撞花岗岩; WPG. 板内花岗岩; VAG. 火山弧花岗岩; ORG. 洋脊花岗岩

证据,达来庙岩体总体上应为造山作用晚期后碰撞岩浆活动产物。

然而值得注意的是,达来庙岩体虽然在成因类型上属于 I 型花岗岩,但中粒二长花岗岩具有比中细粒二长花岗岩更高的 $10\ 000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 和 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 值,并且钾和重稀土含量也更高,岩性特征已开始向 A 型花岗岩过渡,在岩石分类图解中表现出和岩浆岩带整体演化特征类似的趋势(图 7)。同时,在 $\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$ 和 $\text{Ta}-\text{Yb}$ 构造判别图解中,中细粒二长花岗岩位于 VAG 区域,中粒二长花岗岩则投影在 WPG 范围(图 8a, 8b),这种元素变化趋势常常暗示了构造环境开始从造山期进入非造山期(Barbarin, 1999),结合与区域内不同时期岩体数据的对比,也体现出与岩石类型变化相匹配的构造环境转变。以上分析表明,达来庙岩体具有 I 型向 A 型花岗岩的过渡特征,可能反映了区域构造体制的变化。

通常认为花岗岩的形成与构造环境存在密切的联系,不同构造环境下由于形成条件的差异岩石往往具有不同的地球化学特征,利用这种地球化学差异反过来也可以推断花岗岩的形成环境,从而对大地构造体制进行制约(Pearce *et al.*, 1984)。然而通过花岗岩进行构造判别的前提在于岩体的不同化学特征不能来源于同源岩浆的演化或差异性部分熔融。因此,在讨论达来庙岩体 I-A 型过渡特征及其可能具有的构造意义之前,还需明确这种趋势并非来源于同源岩浆演化或部分熔融程度的差异。如前所述,在微量元素图解中,中粒二长花岗岩更加亏损 Ba、Sr、P、Eu 等元素,元素分异程度明显强于中细粒花岗岩(图 5a),暗示其经历了更强的结晶分异。因此,如果假设两者为同源岩浆演化的产物,那趋势只可能是由中细粒二长花岗岩向中粒演化而不是相反。但问题在于中粒花岗岩稀土含量远高于中细粒部分(图 5b),通常在挥发分含量不高的情况下,虽然岩浆演化中富稀土矿物的分离结晶会改变稀土配分型式或增大元素分异程度,但也会导致稀土整体含量的下降(Linnen and Cuney, 2005; 杨泽黎等, 2014),这与实际情况矛盾,因而两类花岗岩并非同源岩浆分异产物。另一方面,中细粒和中粒花岗岩 SiO_2 含量分别为 71.00%~72.97% 和 71.55%~71.70%,区别不大,与其余元素之间基本没有协变关系,因此两者也不太可能来源于同一源区不同程度的部分熔融,或者部分熔融程度差别很小。而中粒花岗岩属钾质系列、中细粒花岗岩属钠质系列,且前

者全碱含量更高,碱元素特征差异较大,如此小的部分熔融差异很难导致两者钾钠含量具有这么明显的差别。以上分析表明,达来庙岩体两类花岗岩并非同源岩浆分异或不同程度部分熔融的产物,两种岩浆来源于独立演化的岩浆房。因此,以花岗岩特征与构造环境判别的原理来说,在排除了岩浆分异及部分熔融的前提下,显然能够在达来庙岩体建立构造环境与地球化学特征的对应关系,亦即岩体 I-A 过渡型特征某种程度上反映了构造环境的变化。总之,达来庙岩体具有相近源区,但不是同源岩浆演化或部分熔融产物,其 I 型向 A 型花岗岩的过渡特征是构造环境差异的体现;结合 A 型花岗岩的性质,这种过渡特征可能表明岩体形成环境已开始由伸展向拉张转换。而在年龄上,尽管本次研究未对中粒花岗岩进行测试,但本项目下属区调子项目已在中粒花岗岩中获得 305 Ma 年龄(内蒙古矿业开发集团有限责任公司, 2016, 内蒙古 1:5 万哈留图、沙尔嘎勒、新生活生产队、达来敖包、好来尚德、达来公社幅区域地质矿产调查),考虑到测试误差,可以认为两类岩石形成年代近似,不仅排除了不同时代岩浆作用产物的可能,也与本文获得的年龄一起限定了构造变化的时间。实际上从二连—贺根山洋整体演化历史来看,贺根山洋壳蛇绿岩形成时代为 334~359 Ma,不整合覆盖其上的格根敖包火山岩及乌斯尼黑火山角砾岩时代则分别为 323 ± 3 Ma 和 300 ± 1 Ma,代表了贺根山洋的闭合时间的下限(Jian *et al.*, 2012; 黄波等, 2016),二连蛇绿岩则在 360 Ma~345 Ma 之间形成,至 333 Ma 洋盆仍然存在,最终至晚石炭世闭合(Zhang *et al.*, 2015; Yang *et al.*, 2017),与贺根山地区基本一致。而前文也已提及,区域内相应的早石炭世岩浆岩与板块俯冲的岩浆弧有关,晚石炭世则进入造山后阶段,最终至早二叠世大量 A 型花岗岩形成环境转为板内拉张(Zhang *et al.*, 2011, 2015; Tong *et al.*, 2015; 肖中军等 2015)。因此,结合构造背景及岩体侵位时代考虑,达来庙岩体 I-A 型过渡特征暗示其可能出于二连—贺根山洋盆闭合后、由挤压隆升向陆内拉张转变的阶段,而 I-A 复合型岩体的出现往往也是这种转变的特征之一(Li *et al.*, 2007),达来庙岩体的形成标志了区域构造体制发生了改变。

更进一步地,通过对达来庙岩体的研究笔者也对兴蒙造山带北缘的时空格架提供了较为精确的限定。尽管目前对贺根山洋盆及二连—东乌旗岩浆岩带的演化已有了大致了解,但现有的报道中石炭纪

岩浆活动多在 310 Ma 之前,而典型的 A 型花岗岩活动时间则在 292~273 Ma (Zhang *et al.*, 2011; Tong *et al.*, 2015), 所以对于晚石炭世洋盆关闭后构造应力场从挤压向拉张转变的具体时限并不十分清楚。达来庙岩体具有 I-A 型过渡特征,形成于造山晚期挤压向拉张环境转变阶段。同时,其形成年龄为 301.2 ± 2.1 Ma, 并且本项目下属子项目在岩体外围中粒二长花岗岩内也获得了相近结果(内蒙古矿业开发集团有限责任公司, 2016, 内蒙古 1:5 万哈留图、沙尔嘎勒、新生活生产队、达来敖包、好来尚德、达来公社幅区域地质矿产调查),从年代上来说正介于晚石炭世与早二叠世岩浆活动之间,较好地标示了晚石炭世至早二叠世构造环境的变化时代。而近期王树庆等(2017)在京各斯台 A 型花岗岩体中测得 301.3 ± 1.5 Ma 的年龄,为区域内较早的碱性岩浆活动;在地层方面,与晚古生代侵入岩相配套也发育有大面积宝力高庙组陆相火山岩—碎屑岩地层,地层形成时代在晚石炭世至早二叠世之间,暗示此时期洋盆已完全闭合。同时李可等(2014)在该套地层中识别出年龄~307 Ma 的 I-A 过渡型火山岩组分,Wei *et al.*(2017)则报道了其中稍晚一些的年龄为 305.3 ± 5.5 Ma 的 A 型火山岩,这些成果与达来庙岩体共同构成了应力环境从挤压向伸展转变的早期响应。不过值得注意的是,最近 Zhou *et al.*(2017)在乌兰陶勒盖地区发现了 317 ± 1 Ma 的 A 型侵入岩,并认为其表明在晚石炭世早期该地区即开始由岛弧向造山后伸展环境转变。对这一问题,根据中国地调局项目成果来看(天津地质调查中心, 2016, 兴蒙造山带中段古生代花岗岩的组成、性质、时代和成矿作用研究报告),二连—贺根山洋俯冲带存在逐渐向东南迁移的趋势,因此各地区转入伸展环境的时间也存在差异,317 Ma 的 A 型岩体可能代表了区域内俯冲向伸展变化的时间上限,而更多在 300 Ma 左右的伸展岩浆作用报道则限定了构造体制全面转变的时间。综上所述,笔者认为二连东乌旗岩浆岩带总体从挤压向伸展环境的转变发生在 300 Ma 左右,达来庙岩体的形成则体现了这一转变的发生。

5 结论

(1) 锆石 U-Pb 定年结果表明,达来庙岩体的岩石形成时代为 301.2 ± 2.1 Ma, 为晚石炭世岩浆作用产物。

(2) 岩体具有富硅、贫铁、弱过铝质的特征,但

岩体中部花岗岩更为富钠,而边部花岗岩粒度增大,同时钾及重稀土含量明显升高。地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素数据显示,达来庙岩体来源于中亚造山带地壳增生背景下形成的新生基性下地壳部分熔融。

(3) 达来庙岩体岩石成因类型为 I 型,但具有向 A 型花岗岩过渡的特征,产出于造山晚期从挤压向伸展环境转换阶段,岩体的形成指示了晚古生代兴蒙造山带北缘区域构造体制转变的时限。

致谢:感谢匿名审稿专家的建议性意见!

References

- Barbarin, B., 1999. A Review of the Relationships between Granitoid Types, Their Origins and Their Geodynamic Environments. *Lithos*, 46 (3): 605 – 626. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(98)00085-1)
- Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P., ed., *Rare Earth Elements Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 63–144.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 2001. Two Contrasting Granite Types: 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48 (4): 489 – 499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chen, B., Arakawa, Y., 2005. Elemental and Nd-Sr Isotopic Geochemistry of Granitoids from the West Junggar Foldbelt (NW China), with Implications for Phanerozoic Continental Growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69 (5): 1307 – 1320. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.019>
- Chen, B., Jahn, B. M., Tian, W., 2009. Evolution of the Solonker Suture Zone: Constraints from Zircon U-Pb Ages, Hf Isotopic Ratios and Whole-Rock Nd-Sr Isotope Compositions of Subduction- and Collision-Related Magmas and Forearc Sediments. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34 (3): 245 – 257. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.05.007>
- Chen, X. J., Xu, Z. Q., Meng, Y. K., et al., 2014. Petrogenesis of Miocene Adakitic Diorite-Porphyrite in Middle Gangdese Batholith, Southern Tibet: Constraints from Geochemistry, Geochronology and Sr-Nd-Hf Isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 30 (8): 2253 – 2268 (in Chinese with English abstract).
- Cheng, Y. H., Li, Y. F., Li, M., et al., 2014. Geochronology and Petrogenesis of the Alkaline Pluton in Dong Ujimqi, Inner Mongolia and Its Tectonic Implications. *Acta Geologica Sinica*, 88 (11): 2086 – 2096 (in Chinese with English abstract).

- Cheng, Y. H., Teng, X. J., Xin, H. T., et al., 2012. SHRIMP Zircon U-Pb Dating of Granites in Mahonondor Area, East Ujimqin Banner, Inner Mongolia. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31 (3): 323 – 334 (in Chinese with English abstract).
- Frost, C.D., Frost, B.R., 2010. On Ferroan (A-Type) Granitoids: Their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of Petrology*, 52(1): 39 – 53. <https://doi.org/10.1093/petrology/eqq070>
- Fu, D., Huang, B., Peng, S.B., et al., 2016. Geochronology and Geochemistry of Late Carboniferous Volcanic Rocks from Northern Inner Mongolia, North China: Petrogenesis and Tectonic Implications. *Gondwana Research*, 36: 545 – 560. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.007>
- Geng, J.Z., Li, H.K., Zhang, J., et al., 2011. Zircon Hf Isotope Analysis by Means of LA-MC-ICP-MS. *Geological Bulletin of China*, 30(10): 1508 – 1513 (in Chinese with English abstract).
- Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E., et al., 2002. Zircon Chemistry and Magma Mixing, SE China: In-Situ Analysis of Hf Isotopes, Tonglu and Pingtan Igneous Complexes. *Lithos*, 61(3–4): 237 – 269. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(02\)00082-8](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(02)00082-8)
- Han, B.F., 2007. Diverse Post-Collisional Granitoids and Their Tectonic Setting Discrimination. *Earth Science Frontiers*, 14 (3): 64 – 72 (in Chinese with English abstract).
- He, F.B., Xu, J.X., Gu, X.D., et al., 2013. Ages, Origin and Geological Implications of the Amuguleng Composite Granite in East Ujimqin Banner, Inner Mongolia. *Geological Review*, 59(6): 1150 – 1164 (in Chinese with English abstract).
- Hong, D.W., Zhang, J.S., Wang, T., et al., 2004. Continental Crustal Growth and the Supercontinental Cycle: Evidence from the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23 (5): 799 – 813. [https://doi.org/10.1016/s1367-9120\(03\)00134-2](https://doi.org/10.1016/s1367-9120(03)00134-2)
- Huang, B., Fu, D., Li, S.C., et al., 2016. The Age and Tectonic Implications of the Hegenshan Ophiolite in Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 32(1): 158 – 176 (in Chinese with English abstract).
- Irber, W., 1999. The Lanthanide Tetrad Effect and Its Correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of Evolving Peraluminous Granite Suites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3–4): 489 – 508. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(99\)00027-7](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(99)00027-7)
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., et al., 2004. The Application of Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry to in Situ U-Pb Zircon Geochronology. *Chemical Geology*, 211 (1 – 2): 47 – 69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Jahn, B.M., Capdevila, R., Liu, D.Y., et al., 2004. Sources of Phanerozoic Granitoids in the Transect Bayanhongor-Ulaan Baatar, Mongolia: Geochemical and Nd Isotopic Evidence, and Implications for Phanerozoic Crustal Growth. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 629 – 653. [https://doi.org/10.1016/s1367-9120\(03\)00125-1](https://doi.org/10.1016/s1367-9120(03)00125-1)
- Jahn, B.M., Litvinovsky, B.A., Zandvilevich, A.N., et al., 2009. Peralkaline Granitoid Magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: Evolution, Petrogenesis and Tectonic Significance. *Lithos*, 113 (3 – 4): 521 – 539. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.015>
- Jian, P., Kröner, A., Windley, B.F., et al., 2012. Carboniferous and Cretaceous Mafic-Ultramafic Massifs in Inner Mongolia (China): A SHRIMP Zircon and Geochemical Study of the Previously Presumed Integral “Hegenshan Ophiolite”. *Lithos*, 142 – 143: 48 – 66. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.03.007>
- Jian, P., Liu, D.Y., Kröner, A., et al., 2008. Time Scale of an Early to Mid-Paleozoic Orogenic Cycle of the Long-Lived Central Asian Orogenic Belt, Inner Mongolia of China: Implications for Continental Growth. *Lithos*, 101 (3 – 4): 233 – 259. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.005>
- Kemp, A. I. S., Hawkesworth, C. J., Foster, G. L., et al., 2007. Magmatic and Crustal Differentiation History of Granitic Rocks from Hf-O Isotopes in Zircon. *Science*, 315(5814): 980 – 983. <https://doi.org/10.1126/science.1136154>
- Khain, E. V., Bibikova, E. V., Salnikova, E.B., et al., 2003. The Palaeo-Asian Ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: New Geochronologic Data and Palaeotectonic Reconstructions. *Precambrian Research*, 122(1–4): 329 – 358. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(02\)00218-8](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(02)00218-8)
- Kröner, A., Kovach, V., Belousova, E., et al., 2014. Reassessment of Continental Growth during the Accretionary History of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 25(1): 103 – 125. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.023>
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., et al., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford.
- Li, H.Y., Zhou, Z.G., Li, P.J., et al., 2016. Geochemical Features and Significance of Late Ordovician Gabbros in East Ujimqin Banner, Inner Mongolia. *Geological Review*, 62 (2): 300 – 316 (in Chinese with English abstract).
- Li, K., Zhang, Z.C., Feng, Z.S., et al., 2014. Zircon SHRIMP U-Pb Dating and Its Geological Significance of the Late-

- Carboniferous to Early-Permian Volcanic Rocks in Bayanwula Area, the Central of Inner Mongolia. *Acta Petrologica Sinica*, 30 (7): 2041 — 2054 (in Chinese with English abstract).
- Li, K., Zhang, Z. C., Feng, Z. S., et al., 2015. Two-Phase Magmatic Events during Late Paleozoic in the North of the Central Inner Mongolia-Da Hinggan Orogenic Belt and Its Tectonic Significance. *Acta Geologica Sinica*, 89(2): 272—288 (in Chinese with English abstract).
- Li, X. H., Li, Z. X., Li, W. X., et al., 2007. U-Pb Zircon, Geochemical and Sr-Nd-Hf Isotopic Constraints on Age and Origin of Jurassic I- and A-Type Granites from Central Guangdong, SE China: A Major Igneous Event in Response to Foundering of a Subducted Flat-Slab? *Lithos*, 96(1—2): 186—204. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.018>
- Linnen, R. L., Cuney, M. 2005. Granite-Related Rare-Element Deposits and Experimental Constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf Mineralization. In: Linnen, R. L., Samson, I. M., eds., Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits. Geological Association of Canada, GAC Short Course Notes, Vancouver.
- Liu, M., Zhao, H., T., Zhang, D., et al., 2017. Chronology, Geochemistry and Tectonic Implications of Late Palaeozoic Intrusions from South of Xiwuqi, Inner Mongolia. *Earth Science*, 42(4): 527—548 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2017.042>
- Liu, R., Yang, Z., Xu, Q. D., et al., 2016. Zircon U-Pb Ages, Elemental and Sr-Nd-Pb Isotopic Geochemistry of the Hercynian Granitoids from the Southern Segment of the Da-Hinggan Mts: Petrogenesis and Tectonic Implications. *Acta Petrologica Sinica*, 32(5): 1505—1528 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. F., Nie, F. J., Jiang, S. H., et al., 2012. Geochronology of Zhunsujihua Molybdenum Deposit in Sonid Left Banner, Inner Mongolia, and Its Geological Significance. *Mineral Deposits*, 31(1): 119—128 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. S., Hu, Z. C., Zong, K. Q., et al., 2010. Reappraisal and Refinement of Zircon U-Pb Isotope and Trace Element Analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535—1546. <https://doi.org/10.1007/s11434-010-3052-4>
- Ludwig, K. R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.00; A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley.
- Ma, H. W., 1992. Discrimination of Genetic Types of Granitoid Rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 8(4): 341—350 (in Chinese with English abstract).
- Ma, S. W., Liu, C. F., Xu, Z. Q., et al., 2017. Geochronology, Geochemistry and Tectonic Significance of the Early Carboniferous Gabbro and Diorite Plutons in West Ujimqin, Inner Mongolia. *Journal of Earth Science*, 28(2): 249—264. <https://doi.org/10.1007/s12583-016-0912-2>
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635—643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:tdog>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:tdog>2.3.co;2)
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3—4): 223—253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Miao, L. C., Fan, W. M., Liu, D. Y., et al., 2008. Geochronology and Geochemistry of the Hegenshan Ophiolitic Complex: Implications for Late-Stage Tectonic Evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5—6): 348—370. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2007.11.005>
- Pearce, J. A. 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, 19: 120—125.
- 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*, 25(4): 956—983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Sisson, T. W., Ratajeski, K., Hankins, W. B., et al., 2005. Volcanic Granitic Magmas from Common Basaltic Sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(6): 635—661. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0632-9>
- Tan, D. B., Li, D. Y., Xiao, Y. L., 2018. Geochemical Characteristics of Niobium and Tantalum: A Review of Twin Element. *Earth Science*, 43(1): 317—332 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.019>
- Tong, Y., Jahn, B. M., Wang, T., et al., 2015. Permian Alkaline Granites in the Erenhot-Hegenshan Belt, Northern Inner Mongolia, China: Model of Generation, Time of Emplacement and Regional Tectonic Significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97: 320—336. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.10.011>
- Wang, S. Q., Hu, X. J., Zhao, H. L., et al., 2017. Geochronology and Geochemistry of Late Carboniferous Jinggesitai Alkaline Granites, Inner Mongolia: Petrogenesis and Implications for Tectonic Evolution. *Acta Geologica Sinica*, 91(7): 1467—1482 (in Chinese with English abstract).
- Wang, T., Jahn, B. M., Kovach, V. P., et al., 2009. Nd-Sr Isotopic Mapping of the Chinese Altai and Implications for Continental Growth in the Central Asian Orogenic Belt.

- Lithos*, 110(1–4): 359–372. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.02.001>
- Wang, Z. G., 1989. *Geochemical of Rare Earth Elements*. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Wei, R. H., Gao, Y. F., Xu, S. C., et al., 2017. The Volcanic Succession of Baoligaomiao, Central Inner Mongolia: Evidence for Carboniferous Continental Arc in the Central Asian Orogenic Belt. *Gondwana Research*, 51: 234–254. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.08.005>
- Whalen, J. B., Currie, K. L., Chappell, B. W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419. <https://doi.org/10.1007/bf00402202>
- Windley, B. F., Alexeiev, D., Xiao, W., et al., 2007. Tectonic Models for Accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society*, 164(1): 31–47. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-022>
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S., et al., 2000. Phanerozoic Crustal Growth: U-Pb and Sr-Nd Isotopic Evidence from the Granites in Northeastern China. *Tectonophysics*, 328(1–2): 89–113. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(00\)00179-7](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(00)00179-7)
- Xiao, W. J., Windley, B. F., Hao, J., et al., 2003. Accretion Leading to Collision and the Permian Solonker Suture, Inner Mongolia, China: Termination of the Central Asian Orogenic Belt. *Tectonics*, 22(6): 1069–1090. <https://doi.org/10.1029/2002tc001484>
- Xiao, W. J., Zhang, L. C., Qin, K. Z., et al., 2004. Paleozoic Accretionary and Collisional Tectonics of the Eastern Tianshan (China): Implications for the Continental Growth of Central Asia. *American Journal of Science*, 304(4): 370–395. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.4.370>
- Xiao, Z. J., Wang, Z. Q., Zhao, C. Y., et al., 2015. The Discovery of Monzogranite and Its Geologic Implication in Adenxile, Sonid Zuoqi, Inner Mongolia. *Geological Review*, 61(4): 777–786 (in Chinese with English abstract).
- Xu, B., Zhao, P., Wang, Y. Y., et al., 2015. The Pre-Devonian Tectonic Framework of Xing'an-Mongolia Orogenic Belt (XMOB) in North China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97: 183–196. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.07.020>
- Xu, L. Q., Ju, W. X., Liu, C., et al., 2012. Sr-Yb Classification and Genesis of Late Carboniferous Granites in Arenshaobu Area of Erenhot, Inner Mongolia. *Geological Bulletin of China*, 31(9): 1410–1419 (in Chinese with English abstract).
- Xu, X. S., 2008. Several Problems Worthy to be Noticed in the Research of Granites and Volcanic Rocks in SE China. *Geological Journal of China Universities*, 14(3): 283–294 (in Chinese with English abstract).
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Shao, J. A., et al., 2006. Constraints on the Timing of Uplift of the Yanshan Fold and Thrust Belt, North China. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3–4): 336–352. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.04.029>
- Yang, J. F., Zhang, Z. C., Chen, Y., et al., 2017. Ages and Origin of Felsic Rocks from the Eastern Erenhot Ophiolitic Complex, Southeastern Central Asian Orogenic Belt, Inner Mongolia China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 144: 126–140. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.12.049>
- Yang, Z. L., Qiu, J. S., Xing, G. F., et al., 2014. Petrogenesis and Magmatic Evolution of the Yashan Granite Pluton in Yichun, Jiangxi Province, and Their Constraints on Mineralization. *Acta Geologica Sinica*, 88(5): 850–868 (in Chinese with English abstract).
- Yun, F., Nie, F. J., Jiang, S. H., et al., 2011. Zircon SHRIMP U-Pb Age of Monzogachin Monzodiorite of Inner Mongolia and Its Geological Significance. *Mineral Deposits*, 30(3): 504–510 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Q., Xu, J. F., Wang, Y., et al., 2004. Diversity of Adakite. *Geological Bulletin of China*, 23(Z2): 959–965 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, X. H., Wilde, S. A., Zhang, H. F., et al., 2011. Early Permian High-K Calc-Alkaline Volcanic Rocks from NW Inner Mongolia, North China: Geochemistry, Origin and Tectonic Implications. *Journal of the Geological Society, London*, 168(2): 525–543. <https://doi.org/10.1144/0016-76492010-094>
- Zhang, X. H., Yuan, L. L., Xue, F. H., et al., 2015. Early Permian A-Type Granites from Central Inner Mongolia, North China: Magmatic Tracer of Post-Collisional Tectonics and Oceanic Crustal Recycling. *Gondwana Research*, 28(1): 311–327. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.02.011>
- Zhang, Z. C., Li, K., Li, J. F., et al., 2015. Geochronology and Geochemistry of the Eastern Erenhot Ophiolitic Complex: Implications for the Tectonic Evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97: 279–293. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.06.008>
- Zhou, W. X., Zhao, X. C., Fu, D., et al., 2017. Geochronology and Geochemistry of the Carboniferous Ulan Tolgoi Granite Complex from Northern Inner Mongolia, China: Petrogenesis and Tectonic Implications for the Uliastai Continental Margin. *Geological Journal*, 192(1–2): 1–20. <https://doi.org/10.1002/gj.3104>

附中文参考文献

- 陈希节,许志琴,孟元库,等,2014.冈底斯带中段中新世埃达克质岩浆作用的年代学、地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约.岩石学报,30(8): 2253-2268.
- 程银行,李艳锋,李敏,等,2014.内蒙古东乌旗碱性侵入岩的时代、成因及地质意义.地质学报,88(11): 2086-2096.
- 程银行,滕学建,辛后田,等,2012.内蒙古东乌旗狼麦温都尔花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义.岩石矿物学杂志,31(3): 323-334.
- 耿建珍,李怀坤,张健,等,2011.锆石 Hf 同位素组成的 LA-MC-ICP-MS 测定.地质通报,30(10): 1508-1513.
- 韩宝福,2007.后碰撞花岗岩类的多样性及其构造环境判别的复杂性.地学前缘,14(3): 64-72.
- 何付兵,徐吉祥,谷晓丹,等,2013.内蒙古东乌珠穆沁旗阿木古楞复式花岗岩体时代、成因及地质意义.地质论评,59(6): 1150-1164.
- 黄波,付冬,李树才,等,2016.内蒙古贺根山蛇绿岩形成时代及构造启示.岩石学报,32(1): 158-176.
- 李红英,周志广,李鹏举,等,2016.内蒙古东乌珠穆沁旗晚奥陶世辉长岩地球化学特征及其地质意义.地质论评,62(2): 300-316.
- 李可,张志诚,冯志硕,等,2014.内蒙古中部巴彦乌拉地区晚石炭世一早二叠世火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义.岩石学报,30(7): 2041-2054.
- 李可,张志诚,冯志硕,等,2015.兴蒙造山带中段北部晚古生代两期岩浆活动及其构造意义.地质学报,89(2): 272-288.
- 刘敏,赵洪涛,张达,等,2017.内蒙古西乌旗南部晚古生代侵入岩年代学、地球化学特征及地质意义.地球科学,42(4): 527-548.
- 刘锐,杨振,徐启东,等,2016.大兴安岭南段海西期花岗岩类锆石 U-Pb 年龄、元素和 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学:岩石成因及构造意义.岩石学报,32(5): 1505-1528.
- 刘翼飞,聂凤军,江思宏,等,2012.内蒙古苏尼特左旗准苏吉花钼矿床成岩成矿年代学及其地质意义.矿床地质,31(1): 119-128.
- 马鸿文,1992.花岗岩成因类型的判别分析.岩石学报,8(4): 341-350.
- 谭东波,李东永,肖益林,2018.“孪生元素”铋-钼的地球化学特性和研究进展.地球科学,43(1): 317-332.
- 王树庆,胡晓佳,赵华雷,等,2017.内蒙古京格斯台晚石炭世碱性花岗岩年代学及地球化学特征—岩石成因及对构造演化的约束.地质学报,91(7): 1467-1482.
- 王中刚,1989.稀土元素地球化学.北京:科学出版社.
- 肖中军,王振强,赵春勇,等,2015.内蒙古苏尼特左旗北部阿登锡勒大队一带早石炭世高分异 I 型花岗岩的发现及地质意义.地质论评,61(4): 777-786.
- 许立权,鞠文信,刘翠,等,2012.内蒙古二连浩特北部阿仁绍布地区晚石炭世花岗岩 Sr-Yb 分类及其成因.地质通报,31(9): 1410-1419.
- 徐夕生,2008.华南花岗岩—火山岩成因研究的几个问题.高校地质学报,14(3): 283-294.
- 杨泽黎,邱检生,邢光福,等,2014.江西宜春雅山花岗岩体的成因与演化及其对成矿的制约.地质学报,88(5): 850-868.
- 云飞,聂凤军,江思宏,等,2011.内蒙古莫若格钦地区二长闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义.矿床地质,30(3): 504-510.
- 张旗,许继峰,王焰,等,2004.埃达克岩的多样性.地质通报,23(Z2): 959-965.