

华北克拉通北缘中段古元古代强过铝质花岗岩地球化学特征及其构造意义

钟长汀^{1,2}, 邓晋福¹, 武永平³, 毛德宝², 席 忠⁴, 陈 博²

ZHONG Chang-ting^{1,2}, DENG Jin-fu¹, WU Yong-ping³,

MAO De-bao², XI Zhong⁴, CHEN Bo²

1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中国地质调查局天津地质矿产研究所, 天津 300170;

3. 内蒙古地质矿产勘察院, 内蒙古 呼和浩特 010010; 4. 内蒙古第一地质矿产勘查开发院, 内蒙古 察素齐 010100

1. School of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Tianjin 300170, China;

3. Inner Mongolia Institute of Geology and Mineral Exploration and Development, Hohhot 010010, Inner Mongolia, China;

4. First Institute of Geology and Mineral Exploration and Development of Inner Mongolia, Qasq 010100, Inner Mongolia, China

摘要: 华北克拉通北缘中段沿集宁—凉城—千里山一线分布着大量的强过铝质花岗岩。与一般强过铝质花岗岩相比, 其 SiO_2 含量、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值(小于100)、 Rb/Sr 比值和 Rb/Ba 比值低, 但 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值高(大于0.3)。稀土元素复杂, 正Eu异常、负Eu异常、Eu异常不明显均发育, 大致可以分成2种类型: 第一类具有中等程度轻稀土富集、重稀土平缓; 第二类轻稀土特征与第一类一致, 但其重稀土变化大。稀土元素特征不一致主要是由于其源岩不同。LILE(K、Rb、Ba)相对富集, HSFE(Nb、Ti、P)亏损, 这种地球化学特征暗示该区强过铝质花岗岩的源区成分为杂砂岩, 熔融温度较高, 来源较深, 其构造环境与澳大利亚拉克伦造山带一致, 属高温型碰撞带, 应为华北克拉通西部陆块和东北陆块古元古代碰撞峰期后岩石圈伸展的产物。

关键词: 强过铝质花岗岩; 地球化学特征; 古元古代; 华北克拉通北缘中段

中图分类号: P534.3; P588.12¹

文献标识码: A

文章编号: 1671-2552(2006)03-0389-09

Zhong C T, Deng J F, Wu Y P, Mao D B, Xi Z, Chen B. Geochemical characteristics and tectonic significations of Paleoproterozoic strongly peraluminous granitoids in the central segment of the northern margin of the North China craton. *Geological Bulletin of China*, 2006, 25(3): 389-397

Abstracts: Paleoproterozoic strongly peraluminous granitoids are distributed in large amount along the line of Jining-Liangcheng-Qianlishan in the central segment of the northern margin of the North China craton. Most of them are characterized by lower SiO_2 content (<74%), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio (<100), Rb/Sr ratio and Rb/Ba ratio but higher $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio (>0.3) than normal strongly peraluminous granitoids. The REE is very complex: samples have positive, negative or normal Eu anomalies. However, two types may be distinguished based on Eu/Eu^* : the first type has intermediate LREE enrichment and flat HREE patterns, and the second type has the same LREE features as the first type but shows highly varied HREE. The inconsistency of the REE features of the two types suggests that the REE inherited from different source rocks. The granitoids are relatively enriched in HFLE (such as K, Rb and Ba) and depleted in HSFE (such as Nb, Ti and P). These geochemical characteristics imply that the strongly peraluminous granitoids were sourced from graywacke with high melting temperature and deep source and that their tectonic environment was similar to that of the Lachlan orogenic belt, Australia,

收稿日期: 2005-05-16; 修订日期: 2005-12-19

基金项目: 国家自然科学基金项目(编号: 49802008)和资源补偿费项目《内蒙古呼和浩特市北山金矿普查》资助。

作者简介: 钟长汀(1966-), 男, 在读博士, 副研究员, 从事前寒武纪地质学研究。E-mail: tjzchangting@cgs.gov.cn

belonging to a high-temperature collision zone. They should be the product of the lithospheric extension after the Paleoproterozoic collision of the west block and northeast block of the North China craton.

Key words: strongly peraluminous granitoids (SPG); geochemistry; Paleoproterozoic; central segment of the northern margin of the North China craton

强过铝质(SP)花岗岩是指ASI指数大于1.10的过铝质花岗岩,以富含强过铝质矿物(堇青石、石榴子石、白云母和铝硅酸盐矿物)为标志^[1-3]。一些学者曾认为强过铝质花岗岩是陆-陆碰撞过程中同碰撞早期挤压环境下地壳加厚而发生部分熔融的产物^[4-6]。最近研究发现,大量原来认为是同碰撞的强过铝质花岗岩是后碰撞(post-collisional)期的产物^[1],形成于碰撞高峰期后的岩石圈伸展背景^[7-9]。这种观念上的突破使强过铝质花岗岩的构造背景、源区和成因方面的研究成为当代岩石学研究的热点之一。

在华北克拉通北缘中段集宁—凉城—千里山一线广泛发育强过铝质花岗岩,该带花岗岩的构造性质和在前寒武纪地壳演化中的作用还未引起足够重视,而主要集中于与该类岩石有成因联系的孔兹岩系和高压麻粒岩方面。由于对孔兹岩系和高压麻粒岩的时代和成因存在较大的争议而产生了2种截然不同的认识:一种观点认为华北克拉通形成于古元古代^[10-12],另一种观点认为华北克拉通形成于新太古代,古元古代只是存在裂解事件^[13-15]。因此对于古元古代吕梁运动的性质也存在较大的分歧^[10-15]。本文对分布于华北克拉通北缘中段的吕梁期强过铝质花岗岩的源岩特征及部分熔融条件进行分析和研究,并结合古元古代埃达克岩及其岩石的研究。这将有助于进一步理解华北克拉通北缘古元古代的大地构造背景,同时有助于深化对强过铝质花岗岩的源岩——孔兹岩系形成环境的认识。

1 地质背景

华北克拉通北缘中段的强过铝质花岗岩带是华北克拉通北缘古元古代花岗岩带的南部带,其北还发育有大量以埃达克岩—赞岐岩为主的岛弧花岗岩(另文报道)(图1)。

该类花岗岩主要岩石类型为含石榴子石二长花岗岩、石榴子石花岗岩,局部见含堇青石花岗岩。该类花岗岩大多为复式岩体,规模大小不等,一般几十平方千米至几百平方千米,其中以凉城蛮汗山复式岩基规模最大,达400 km²。大部分岩体和围岩具有明显的侵入关系,在局部地段显示过渡关系。围岩主要为古元古代孔兹岩系,包括矽线石榴片麻岩、黑云钾长片麻岩、大理岩等。目前对孔兹岩系岩石时代的争论较大:有新太古代^[16,17]、古元古代^[18-20],甚至中太古代^[21]。在强过铝质花岗岩发育地区还发育有大量的同时代苏长岩。对于该类花岗岩的时代,大多数研究者认为形成于古元古代末期^[22-24],少数专家推测为新太古代晚期^[25],但其颗粒锆石U-Pb法测试

结果为1867~1979 Ma,仍属古元古代^①。笔者在凉城沙乎子、鞍子岭及和林格尔胜利村等地采集含石榴子石花岗岩样品,利用SHRIMP测定锆石U-Pb年龄为1906~1933 Ma (另文报道),属古元古代晚期。

2 岩相学和地球化学特征

2.1 强过铝质花岗岩岩相学

强过铝质花岗岩的A/CNK>1.1,刚玉标准分子($w(C-norm)$)>1%,主要类型为白云母花岗岩、二云母花岗岩、堇青石花岗岩等,属于典型的S型花岗岩。强过铝质花岗岩按QAP分类图解(图2)主要有3种岩石类型:富石英花岗岩、花岗闪长岩、二长花岗岩,结合主要矿物分别命名为石榴堇青石二长花岗岩、黑云母二长花岗岩、石榴紫苏正长花岗岩、含榴富石英紫苏花岗岩、石榴紫苏花岗闪长岩、石榴紫苏二长花岗岩等。强过铝质花岗岩在不同地区有所不同:在凉城—和林格尔地区主要为石榴子石花岗闪长岩和黑云母二长花岗岩;在大榆树地区,岩石类型比较复杂,各种类型均有出现,但以各种富石英花岗岩为主;在千里山主要为含堇青石石榴子石二长花岗岩,含石榴子石黑云母二长花岗岩^[22,23]。主要矿物含量一般为石榴子石5%~10%,斜长石10%~30%,钾长石20%~60%,石英含量变化较大(CIPW计算Q25%~55%),黑云母少量,部分地区能见到少量的堇青石,如千里山地区。岩石结构相差较大,主要以中粗粒似斑状结构为主,少量中细粒不等粒结构,大多数岩体片麻理构造发育。岩石中含有大量的“孔兹岩”包体。

2.2 强过铝质花岗岩地球化学

研究区强过铝质花岗岩的部分岩石化学分析数据列于表1。其总的特点是岩石化学成分变化较大:SiO₂在61.61%~77.32%之间变化,K₂O+Na₂O含量高,平均5.91%(范围2.99%~7.98%),一般K₂O>Na₂O,除少数样品(4P31Gs14、Tg402)外,富钾(K₂O/Na₂O>1)、强过铝质(A/CNK>1.1),属钙碱性系列。在SiO₂-K₂O+Na₂O图解(图3)中全部落入亚碱性系列中,在SiO₂-K₂O图解中大部分落入高钾钙碱性系列区,少量落入钾玄岩系列区,另有2点在中钾钙碱性系列区,1点在低钾钙碱性系列区(图4)。全部样品Al₂O₃/TiO₂比值小于100(表1、图5),CaO/Na₂O比值大于0.3(图5)。

华北克拉通北缘中段吕梁期强过铝质花岗岩类稀土成分较为复杂,有正Eu异常,也有负Eu异常,还有异常不明显等,说明其源岩的成分可能比较复杂。根据Eu/Eu*可以分出2

① 内蒙古第一区域地质调查大队.1:50000 大榆树幅区域地质调查报告.1999.

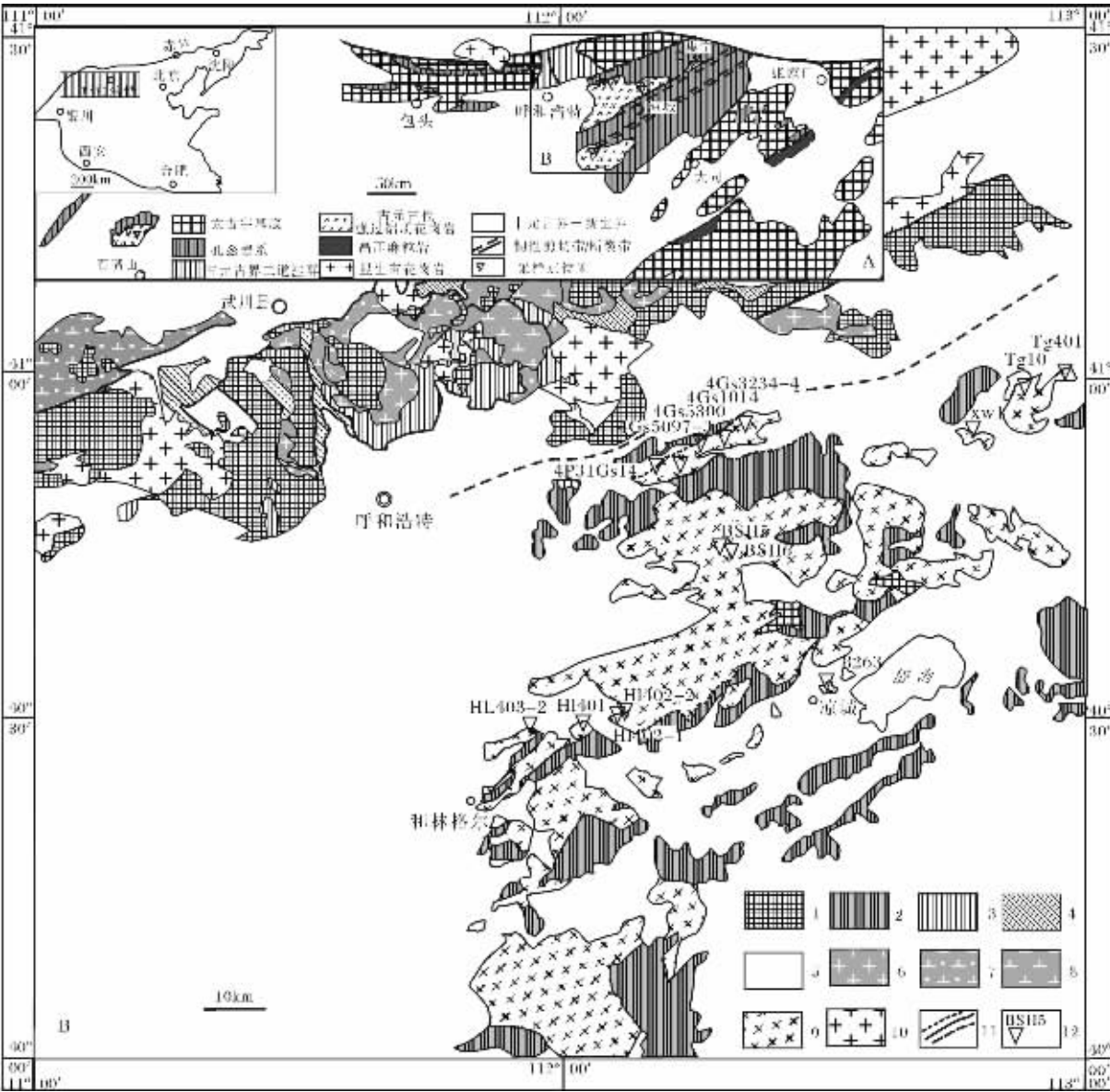


图1 华北克拉通北缘中段强过铝质花岗岩分布略图

Fig.1 Distribution of strongly peraluminous granitoids in the central segment of the northern margin of the North China craton

A—区域地质简图;B—内蒙古中部主要样品采集位置图;1—太古宇基底;2—孔兹岩系;3—古元古界二道洼群;
4—中元古界渣尔泰群;5—新元古界—新生界;6—古元古代二长花岗岩(Closepet花岗岩);
7—古元古代石英闪长岩(赞岐岩);8—古元古代闪长岩(赞岐岩);9—古元古代强过铝质花岗岩;
10—显生宙花岗岩;11—韧性剪切带/实测断裂/推测断裂;12—采样位置及编号

种类型:第一类,负Eu异常明显(图6-A),该类岩石主要分布于凉城砂乎子一和林格尔一线,岩体规模也较大;另一类为正Eu异常明显或异常不明显(图6-B),该类岩石分布于该区北部大榆树一带。第一类岩石样品为重稀土元素较平坦、轻稀土元素中等富集的配分模式(表2、图6-A),具有典型S型花岗岩的稀土元素特征,同时和区内孔兹岩的稀土特征十分相

似。第二类,轻稀土和第一类一致,重稀土相对复杂,且变化较大。稀土成分比较复杂的原因主要跟岩石中含大量的石榴子石、锆石、金红石等有关,尤其是重稀土分馏变化大与岩石中相容重稀土的石榴子石、锆石等矿物的不均匀分布相关。而正Eu异常则与岩石中长石的相对富集有关。石榴子石对Eu异常的产生也有一定的贡献,但与长石的贡献相反,石榴子

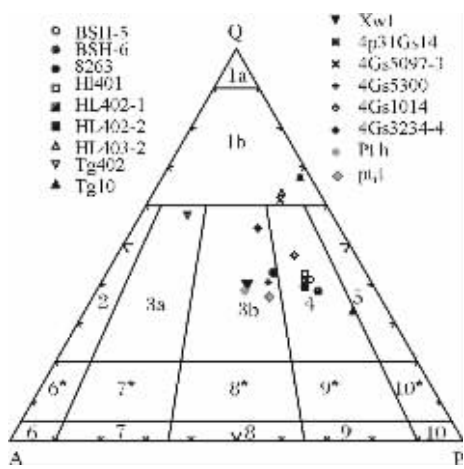


图2 强过铝质花岗岩Q-A-P分类图解
(据Maitre L R, 1989)

Fig.2 Q-A-P diagram of strongly peraluminous granitoids

1a—石英岩;1b—富石英花岗岩类;2—碱长花岗岩;
3a—正长花岗岩;3b—二长花岗岩;4—花岗闪长岩;
5—英云闪长岩;6*—石英碱长正长岩;7*—石英正长
岩;8*—石英二长岩;9*—石英二长闪长岩;10*—石英
闪长(辉)岩;6—碱长正长岩;7—正长岩;8—二长岩;
9—二长辉(闪)长岩;10—闪长岩、辉长岩、斜长岩

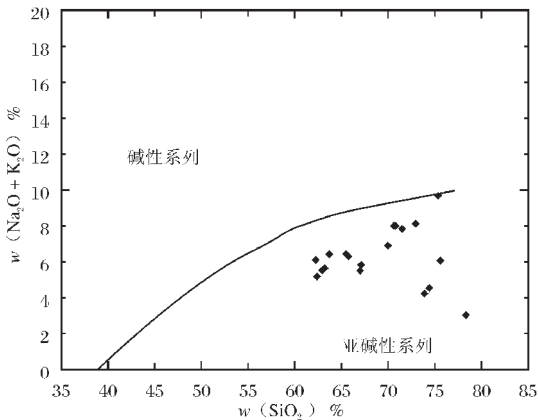


图3 强过铝质花岗岩SiO₂-(Na₂O+K₂O)图解
(据Rickwood, 1989)

Fig.3 SiO₂ vs. (Na₂O+K₂O) diagram of strongly peraluminous granitoids

石含量增加可以导致岩石的负Eu异常增加,这也是稀土总量较高的岩石出现负Eu异常的原因。2种不同稀土特征的根本原因是不同源岩所致。

本区强过铝质花岗岩微量元素在N-MORB标准化图解上显示大离子亲石元素(K、Rb、Ba)相对富集,高场强元素(Nb、P、Ti)相对亏损(图6-C),Nb、Ti的峰谷反映受到俯冲作用有关物质的影响。本区强过铝质花岗岩具有低w(Rb)/w

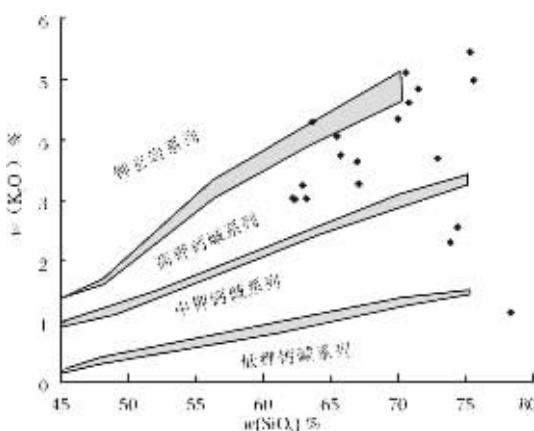


图4 强过铝质花岗岩SiO₂-K₂O图解
(据Rickwood, 1989)

Fig.4 SiO₂ vs. K₂O diagram of strongly peraluminous granitoids

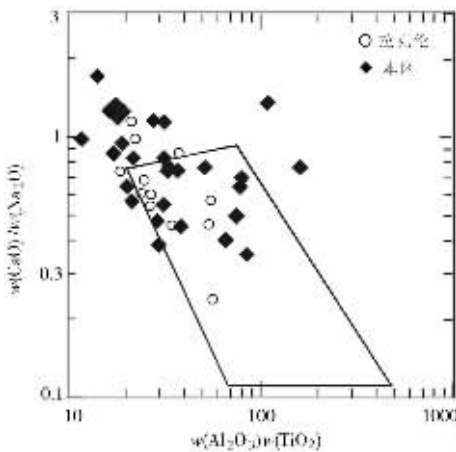


图5 强过铝质花岗岩 Al₂O₃/TiO₂-CaO/Na₂O图解
(据Sylvester, 1998)

Fig.5 Al₂O₃/TiO₂ vs. CaO/Na₂O diagram of strongly peraluminous granitoids

(Sr)和w(Rb)/w(Ba)比值,w(Rb)/w(Sr)小于1.0,w(Rb)/w(Ba)小于0.3(表1、图7)。

总体上,常量元素、微量元素和稀土元素含量变化大,但与区内孔兹岩系中榴云片麻岩又有一定的继承性,是强过铝质花岗岩的主要特点。这一特点与孔兹岩系的岩石类型复杂、化学成分变化大有关,但更重要的是,它反映了重熔的岩浆没有发生充分的流动以使岩浆成分均一化。就此意义而言,区内石榴花岗质片麻岩的地球化学特征代表了原地-半原地深熔片麻岩的特征,因此不同地点岩体的微量元素明显有差别。

3 形成环境和构造意义讨论

花岗岩产出的构造环境或出露的构造位置在讨论其成

表1 强过铝质花岗岩常量元素含量及其特征值

Table 1 Contents of major elements and their characteristic values of Paleoproterozoic strongly peraluminous granitoids

序号 样号	1 Bsh-6	2 Bsh-5	3 8263	4 HL401	5 HL402-1	6 HL402-2	7 HL403-2	8 Tg402	9 tg10	10 xw1	11 4P31Gs14	12 4GS5097-3	13 4GS5300	14 4GS1014	15 4GS3234-4	16 Pt _h	17 Pt _t
岩性	石榴紫 苏花岗 闪长岩	石榴紫 苏花岗 闪长岩	石榴紫 苏二长 花岗岩	石榴紫 苏花岗 闪长岩	石榴紫 苏花岗 闪长岩	石榴紫 苏花岗 闪长岩	含榴富 英紫苏 花岗岩	石榴紫 苏花岗 闪长岩	石榴紫 苏正长 花岗岩	石榴紫 苏二长 花岗岩	含榴富石 英紫苏花 岗岩	含榴富石 英紫苏花 岗岩	石榴紫 苏二长 花岗岩	石榴紫 苏花岗 闪长岩	石榴紫 苏二长 花岗岩	黑云母 二长花 岗岩	石榴紫 青二长 花岗岩
SiO ₂	61.61	62.50	68.96	66.72	65.7	65.27	74.52	61.62	73.65	70.65	77.32	72.63	62.85	62.57	65.98	69.72	70.64
Al ₂ O ₃	16.48	15.92	14.79	16.27	15.75	16.3	13.45	18.1	14.14	13.68	10.61	13.3	16.03	17.1	15.87	14.05	14.7
MgO	2.49	2.40	1.66	1.54	2.99	1.74	1.42	2.89	0.36	1	1.82	1.69	2.99	2.77	2.28	0.99	1.12
CaO	3.64	3.26	1.92	2.84	2.95	2.96	1.26	3.94	0.67	1.14	2.14	1.57	2.05	1.95	1.04	1.36	1.53
Fe ₂ O ₃	4.80	4.69	0.03	1.43	0.69	0.85	0.29	1.01	1.09	1.62	2.2	3.22	4.59	4.38	5.26	0.94	0.53
FeO	3.08	3.35	3.66	4.1	4.7	4.76	3.84	4.12	0.9	2.12	1.19	1.17	2.27	3.88	1.73	2.62	2.21
TiO ₂	1.16	0.97	0.44	0.51	0.82	0.88	0.66	1.02	0.18	0.46	0.38	0.42	1.36	0.99	0.74	0.48	0.38
P ₂ O ₅	0.280	0.068	0.21	0.14	0.15	0.15	0.074	0.19	0.5	0.36	0.02	0.063	0.062	0.18	0.085	0.48	0.38
K ₂ O	2.98	3.00	4.28	3.25	4.07	3.72	2.56	3.01	4.86	4.78	1.14	2.27	4.24	3.23	3.58	5.04	4.6
Na ₂ O	2.13	2.58	2.52	2.55	2.38	2.53	1.99	3.03	1.04	2.96	1.85	1.89	2.09	2.26	1.84	2.86	3.38
MnO	0.092	0.100	0.05	0.056	0.076	0.072	0.054	0.057	0.02	0.03	0.04	0.043	0.12	0.08	0.063	0.2	0.27
LOI	0.32	0.22	1.09	0.64	0.35	0.25	0.16	0.64			0.68	0.93	0.67	1.19	0.58	1.34	0.85
总计	99.06	99.06	99.61	100.05	100.63	99.48	100.28	99.63	98.8	99.04	99.39	99.20	99.32	100.58	99.04	99.65	100.26
CaO/Na ₂ O	1.71	1.26	0.76	1.11	1.24	1.17	0.63	1.3	0.64	0.39	1.16	0.83	0.98	0.86	0.57	0.48	0.45
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14.21	16.41	33.61	31.9	19.21	18.52	20.38	17.75	78.56	29.74	27.92	31.67	11.79	17.27	21.45	29.27	38.68
MgO/TFe	0.32	0.3	0.45	0.29	0.56	0.31	0.35	0.57	0.18	0.27	0.54	0.38	0.44	0.34	0.33	0.28	0.41
K ₂ O/Na ₂ O	1.4	1.16	1.7	1.27	1.71	1.47	1.29	0.99	4.67	1.61	0.62	1.2	2.03	1.43	1.95	1.76	1.36
TA/%	5.11	5.58	6.8	5.8	6.45	6.25	4.55	6.04	5.9	7.74	2.99	4.16	6.33	5.49	5.42	7.9	7.98
A/CNK	1.23	1.19	1.21	1.26	1.15	1.2	1.61	1.17	1.73	1.13	1.3	1.58	1.36	1.59	1.8	1.11	1.1
MALI	1.47	2.32	4.88	2.96	3.5	3.29	3.29	2.1	5.23	6.6	0.85	2.59	4.28	3.54	4.38	6.54	6.45
采样位置	凉 城			和 林 格 尔				土 贵 乌 拉		徐 吴 家	大 榆 树					贺 兰 山	

注:原始数据1~8为本文,主元素样品由天津地质矿产研究所徐铁民测定,微量元素由国家地质实验中心韩慧明测定;主要仪器为PE-AA300原子吸收分光光度计、220A紫外可见分光光度计、等离子质谱(Excell)、X光谱仪等;9~10据翟明国等^[26,27],11~15据陶继雄等^[28],16~17据李伍平等^[22-23];岩石命名按QAP(Le Maitre,1989);TA为全碱量(等于K₂O+Na₂O),MALI(modifited al-kali-limo index)为修正的钙碱指数(等于K₂O+Na₂O-CaO);氧化物含量为%

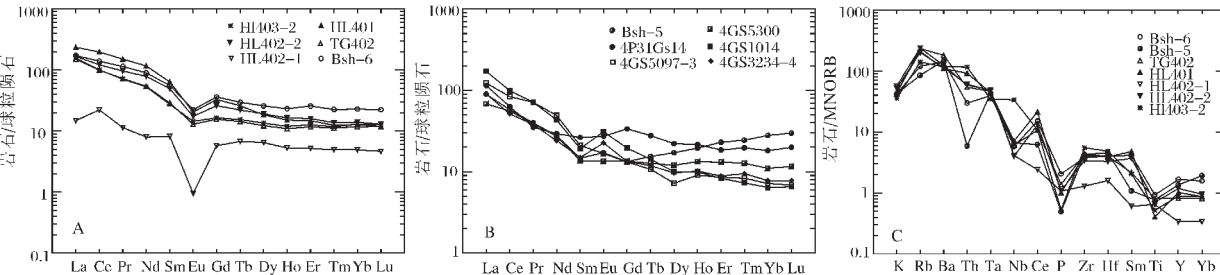


图6 强过铝质花岗岩稀土元素和微量元素图谱

Fig.6 REE (A and B) and trace element (C) patterns for the strongly peraluminous granitoids

因方面具有重要意义。Maniar等^[28]按大地构造环境分出造山和非造山花岗岩两大类。造山花岗岩又分为岛弧、大陆弧、大陆碰撞和造山期后花岗岩4种类型。非造山花岗岩可能与裂谷有关,也可能与大陆造陆上升有关,还包括大洋斜长花岗岩。早期学者认为与碰撞有关的强过铝质花岗岩是在同碰撞早期的地壳收缩与堆叠阶段形成的^[14-6]。关于与大陆碰撞有关

表2 强过铝质花岗岩稀土元素含量及其特征值

Table 2 REE content and its characteristic values of strongly peraluminous granitoids

序号	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	Eu/Eu*
1	Bsh-6	53.30	113.00	13.90	54.10	10.90	1.65	9.41	1.40	8.36	1.67	5.41	0.73	4.79	0.72	46.50	325.84	0.487
2	Bsh-5	27.90	46.80	4.86	16.60	2.86	1.26	3.45	0.73	5.51	1.40	4.82	0.79	5.84	0.96	37.80	161.58	1.225
3	HL401	72.7	159	18.3	69.8	12.4	1.49	8.45	1.23	5.89	1.08	3.08	0.4	2.64	0.38	28.4	385.44	0.421
4	HL402-1	4.59	18	1.39	4.81	1.6	0.07	1.49	0.32	2.09	0.38	1.09	0.16	1.03	0.15	9.45	46.62	0.136
5	HL402-2	51.5	97.6	11.7	47	9.6	1.27	6.71	1.04	6.11	1.17	3.32	0.44	2.89	0.41	32.9	273.66	0.460
6	HL403-2	48.6	81.1	8.66	31.7	5.36	1.06	4.26	0.73	4.35	0.86	2.67	0.38	2.71	0.41	24.8	217.65	0.657
7	TG402	46.2	79.2	8.78	32.1	5.6	0.94	4	0.67	3.89	0.78	2.42	0.36	2.42	0.38	22.7	210.44	0.579
8	4P31Gs14	35.55	50.979	4.318	17.57	5.15	2.004	8.741	1.316	7.121	1.555	3.891	0.636	3.779	0.641	36.621	179.872	0.906
9	4GS5097-3	38.01	67.67	8.714	29.538	4.084	1.23	3.408	0.580	2.317	0.65	1.795	0.27	1.495	0.221	15.903	175.813	0.981
10	4GS5300	21.19	45.04	4.77	16.386	2.678	0.991	3.493	0.6	3.867	0.955	2.761	0.41	2.307	0.375	23.389	129.212	0.991
11	4GS1014	53.344	79.806	8.748	25.92	3.754	2.28	5.041	0.675	3.222	0.715	1.739	0.236	1.34	0.21	14.21	201.24	1.603
12	4GS3234-4	28.09	41.463	4.668	14.454	2.912	1.66	3.46	0.563	3.105	0.73	1.854	0.307	1.619	0.25	15.504	120.639	1.597

注:1~7为本文,由国家地质实验中心韩慧明测定,测定仪器为离子质谱;8~12据陶继雄等^[25];稀土元素含量为10⁻⁶

表3 强过铝质花岗岩微量元素含量及其特征值

Table 3 Contents of trace elements and their characteristic values of strongly peraluminous granitoids

序号	样号	Sc	V	Sr	Ba	Th	U	Zr	Nb	Hf	Ta	Co	Ni	Cr	Cs	Rb	Sc	Rb/Ba	Rb/Sr
1	Bsh-6	20.30	88.60	222	889	3.56	0.26	280	13.40	8.26	0.76	23.1	18.0	94.9	2.27	66.9	20.30	0.075	0.30
2	Bsh-5	21.30	104	270	919	0.71	0.36	315	15.20	9.28	1.39	17.5	11.7	92.4	2.96	47.6	21.30	0.052	0.18
3	TG402	13.6	113	384	1122	6.37	0.75	316	13.9	8.11	0.63	14	14.6	85.2	0.88	129	13.6	0.115	0.34
4	HL401	15.9	85.5	177	682	10.9	0.60	301	16.4	7.96	0.81	13.8	17.5	61.4	1.55	116	15.9	0.170	0.66
5	HL402-1	16.6	75.1	234	779	7.03	0.46	96	9.63	3.28	0.29	13.5	17.9	55	0.49	133	16.6	0.171	0.57
6	HL402-2	17.7	79.6	249	707	7.17	0.41	250	9.24	6.64	0.60	11.8	14.3	55.5	0.67	111	17.7	0.157	0.45
7	HL403-2	13.5	80.6	204	738	13.9	2.40	406	78.2	9.91	0.62	10.6	11.4	79.6	0.20	78.2	13.5	0.106	0.38

注:1~7为本文,由国家地质实验中心韩慧明测定,测定仪器为离子质谱;微量元素含量为10⁻⁶

的名词术语还没有一个统一的方案。Liegeois等^[29]把陆-陆碰撞看作主洋盆消失后较短的一次事件,因此,碰撞后的继续汇聚直至造山后(post-orogenic)的伸展之前,统称为碰撞后环境(post-collision setting);Harris等^[6]则把碰撞作用作为广义的含义,即把洋盆消失后的陆-陆碰撞及其后的继续汇聚均作为同碰撞(syn-collision)处理,从某种意义上,其含义相当于与碰撞有关的(collision-related)过程,均看作同碰撞。Liegeois等^[29]的post-collision与Harris^[6]等的post-collision是完全不同的概念。邓晋福等^[30,31]则采用一个更为广泛含义的分类,大陆碰撞造山(continental collision orogeny)包括上述2个类型,即陆间的大陆碰撞造山和陆内的大陆碰撞造山。因此,Harris等所说的与同碰撞有关的强过铝质花岗岩,按Liegeois等的观点是后碰撞的,按邓晋福等则相当于陆内的大陆碰撞造山。过铝质花岗岩未必是压性构造体制的反映,它们不仅可以形成于碰撞造山过程中的挤压性构造环境,如澳大利亚拉克兰褶皱带、喜马拉雅带的花岗岩,亦可以形成于与岩石圈伸展作用相关的张性构造环境,如法国中央地块的海西期二云母淡色花岗岩,其形成与基性岩浆底侵于下地壳有关;又如德国Erzgebirge地区的海西期碰撞晚期的过铝质花岗岩

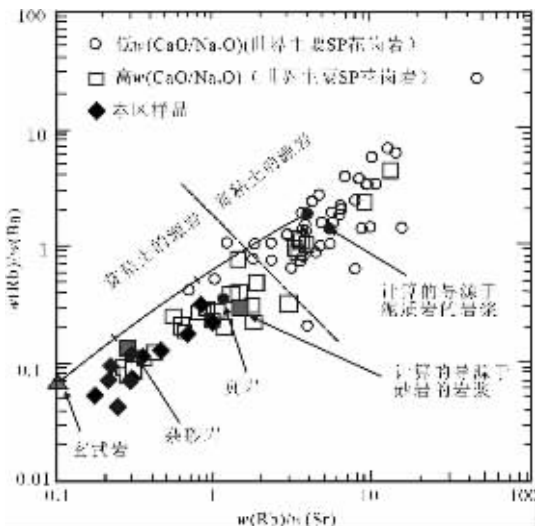


图7 强过铝质花岗岩Rb/Sr-Rb/Ba图解

Fig.7 Rb/Sr vs. Rb/Ba diagram of strongly peraluminous granitoids

世界主要SP花岗岩:包括Apline, Caledonian, Hercynian, Himalayan, Lachlan等地强过铝花岗岩,数据来源据Sylvester^[11]

(325~318 Ma),其形成与造山带垮塌导致的大规模岩石圈伸展作用有关。因此详细研究其形成环境,对整个地区地壳演化的研究有重要意义。

3.1 形成环境讨论

不同造山带后碰撞强过铝质花岗岩是由不同的源岩部分熔融而形成的,源岩的性质往往反映了它们形成的构造环境。因此只要知道源岩的性质,便能判断它们的形成构造环境。一般认为,如果形成强过铝质花岗岩的源岩是泥质的,即富粘土、贫长石(<5%)的,则形成于成熟的大陆地台环境;如果形成强过铝质花岗岩的源岩贫粘土、富长石(>5%),则形成于未成熟的板块边缘(岛弧和大陆弧)的海槽或海沟俯冲带环境^[1,2]。因此判别强过铝质花岗岩源岩的性质是判别强过铝质花岗岩形成构造环境的关键。

3.1.1 源岩性质判别

对于SiO₂含量在67%~77%之间的强过铝质花岗岩,其源岩成分判别有3个重要标志^[1-3]。

第一,以 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})=0.3$ 为界,小于0.3者为泥质岩石的局部熔浆组成,大于0.3者为杂砂岩的局部熔浆组成。 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 的大小主要依赖于斜长石/粘土比值,在泥质岩源岩中该比值低(因为贫斜长石),而在杂砂岩源岩中该比值高(因为贫粘土),这样,强过铝质花岗岩的 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值可作为判断原岩的重要标志。本区 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 全部大于0.3,据此,其源岩应该是富长石的杂砂岩^[1-3]。

第二,具高 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值(>0.3)的强过铝质花岗岩具有低的 $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$ 和 $w(\text{Rb})/w(\text{Ba})$ 比值,B_e(Bethanga)属之,源岩为杂砂岩;具低 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值(<0.3)的强过铝质花岗岩具有高的 $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$ 和 $w(\text{Rb})/w(\text{Ba})$ 比值,V_y(Vysoky-Kamen)和Sh(Shisha Pangma)端元属之,源岩为泥质岩。这是因为Sr、Ba是斜长石的相容元素,Rb则为不相容元素,由杂砂岩导源的强过铝质花岗岩两者比值偏低,而由泥质岩起源的强过铝质花岗岩两者比值偏高,这样, $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$ 和 $w(\text{Rb})/w(\text{Ba})$ 比值为强过铝质花岗岩的源岩性质提供了第2个重要标志^[1-3]。

第三,低 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ 比值(<0.3)的熔浆具有高SiO₂、低(FeO*+MgO+TiO₂)的特征,端元V_y(Vysoky-Kamen)和Sh(Shisha Pangma)属此,源岩为泥质岩,但是,当有玄武岩岩浆混合时可使SiO₂降低,(FeO*+MgO+TiO₂)升高;高 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ (>0.3)的熔浆具有低SiO₂、高(FeO*+MgO+TiO₂)的特征,端元B_e(Bethanga)和Mo(Moschumand)属此,源岩为杂砂岩。这样,SiO₂-(FeO*+MgO+TiO₂)的关系为强过铝质花岗岩的源岩性质提供了第3个重要标志^[1-3]。

本区强过铝质花岗岩高 $w(\text{CaO})/w(\text{Na}_2\text{O})$ (>0.3)的熔浆具有低SiO₂、高(FeO*+MgO+TiO₂)的特征,据此判定本区强过铝质花岗岩源岩可能为杂砂岩。鉴于该区还存在大量时代相当的苏长岩,因此根据泥质岩有玄武岩岩浆混合也可引起SiO₂降低、(FeO*+MgO+TiO₂)升高,推测该区也存在强过铝

质花岗岩源岩为泥质岩的可能(图8)。尽管如此,把本区样品投入图8中,发现图中显示本区强过铝质花岗岩和合成黑云母片麻岩组成熔融曲线最为一致,这与本区强过铝质花岗岩的源岩孔兹岩被广泛认为是泥质变质岩^[17]这一事实不符,但与该区前寒武纪基底以灰色片麻岩为主的事实相符,而灰色片麻岩正是孔兹岩的源岩。因此,唯一的解释是本区孔兹岩源岩成熟度很低,保留了其源岩的特征。这从本区花岗岩CaO/Na₂O、 $w(\text{Rb})/w(\text{Sr})$ 和 $w(\text{Rb})/w(\text{Ba})$ 比值得出该区强过铝质花岗岩的源岩是成熟度低的杂砂岩的结论一致。

根据以上判别标准综合考虑,本区花岗岩源岩为杂砂岩或正片麻岩的可能性较大,但还缺乏有力证据排除由泥质岩和玄武岩岩浆混合的可能,这需要在以后的研究中加以注意。

3.1.2 形成温度判别

强过铝质花岗岩按形成条件可分为2类:高温型和高压型^[1]。利用这2种不同类型强过铝质花岗岩可以反映其形成的动力学环境。

强过铝质花岗岩的 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$ 比值可以反映岩浆形成温度,高者为低温(<875℃),低者为高温(≥875℃)。这是因为温度升高使含钛矿物(如黑云母、钛铁矿)更易分解,更多的TiO₂进入熔浆,这样, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$ 比值为岩浆形成的温度提供了判别标志^[1]。

本区 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{TiO}_2)$ 比值均小于100,反映其部分熔融温度为高温(≥875℃),本区强过铝质花岗岩属高温类型,与澳大利亚的拉克伦造山带一致,属于“热”造山带(图9)。需要提出的是:在图8中除标出了与玄武岩混合(basalt mixing)的组成演化线和合成的黑云母片麻岩、泥质岩石、天然火山

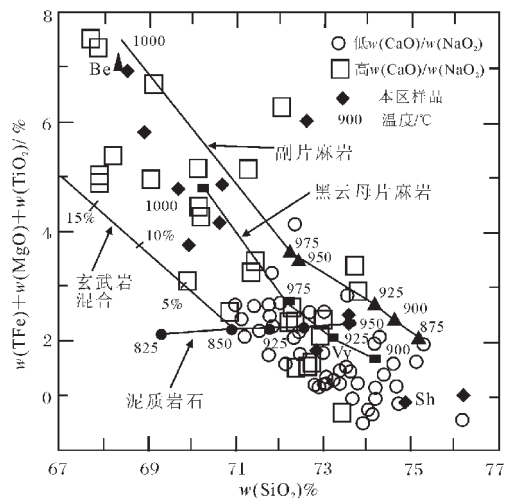


图8 强过铝质花岗岩TFe+MgO+TiO₂-SiO₂图解

Fig.8 TFe+MgO+TiO₂ vs.SiO₂ diagram of strongly peraluminous granitoids

其他样品为世界主要SP花岗岩,包括Apline, Caledonian, Hercynian, Himalayan, Lachlan等地强过铝花岗岩,数据来源Sylvester^[1]

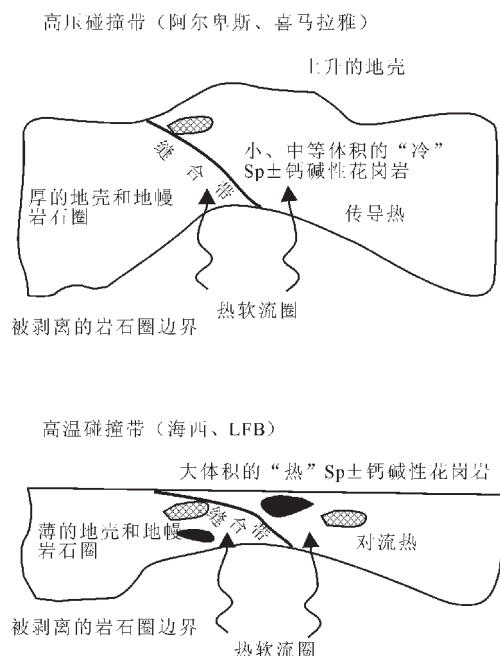


图9 碰撞后强过铝质花岗岩形成示意图(Sylvester, 1998)

Fig.9 Schematic diagram showing the formation of post-collisional strongly peraluminous granitoids

副片麻岩实验岩浆的组成曲线外,同时标出了熔融温度。本区样品主要在实验合成黑云母片麻岩曲线1000℃熔融温度附近,这也与根据 Al_2O_3/TiO_2 得出该区源区温度较高($\geq 875^\circ C$)的结论一致。

3.2 构造意义讨论

一般认为强过铝质花岗岩形成于2种构造环境:高压型(阿尔卑斯、喜马拉雅)和高温型(海西、拉克伦)^[1-3](图9)。研究认为,高压型的强过铝质花岗岩,是在高压碰撞过程中由于地壳变厚($>50\text{ km}$),其中K、U、Th等放射性元素蜕变产生热的聚集,在后碰撞折返作用过程中减压部分熔融形成的。所以该类型的花岗岩形成的温度比较低($<875^\circ C$),形成的岩体一般为小到中等规模。高温型的强过铝质花岗岩形成过程中在同碰撞期地壳增厚不明显($<50\text{ km}$),但在后碰撞阶段(仍为同构造,大量的片麻状构造显示仍然是挤压环境),由于发生岩石圈的拆沉作用及随后的软流圈上涌或玄武岩浆的底侵,部分地壳发生深熔作用,形成了大规模的、热的($>875^\circ C$)强过铝质花岗岩,伴随有高温(低压)变质作用。

本区强过铝质花岗岩岩体规模大,同时伴随大量的苏长岩侵入,形成温度高,暗示该区的深部热机制类似于澳大利亚的拉克伦造山带,属于“热”造山带。强过铝质花岗岩是底侵玄武质岩浆和(或)地壳下部的杂砂岩在相对高温条件($\geq 875^\circ C$)下发生部分熔融的产物,花岗质岩浆作用的深部能量主要来源于底侵的高温玄武质岩浆^[1]。

初步研究发现,东南部强过铝质花岗岩主要矿物为石榴

子石和钾长石(如土贵乌拉、凉城),西部地区则大量发育有堇青石和石榴子石,反映其东南部压力较高、温度较低,而西北部温度较高、压力较低。这与该区东南边缘大量出现高压麻粒岩的特征一致。

在该区北部发现大量2300~1900 Ma的岛弧花岗岩(详情另文论述),南部沿孔兹岩系和太古宙结晶基底接触带发育有大量高压麻粒岩,尽管其时代存在争论^[32-34],但越来越多的证据显示其变质时代为1800~1900 Ma,而其重熔源岩的麻粒岩相变质时代也在1800~1900 Ma之间^[22-24],笔者在凉城—和林格尔一带石榴子石花岗岩3个锆石U-Pb样品中测出其年龄为1906~1933 Ma,在每个样品中根据锆石形态和CL(阴极发光)图像,可以明显区分2种类型锆石,即岩浆型和变质型(但从数学上无法区分2组年龄,其差别在误差范围内),说明变质作用和岩浆作用的形成时代基本一致,进而说明本区花岗岩形成于峰期变质后的后碰撞时期(post-collisional)^[1]。因此,根据这些记录可以初步恢复元古代华北陆块北缘的地壳演化历史:早期(约2400 Ma)东部古陆向西部古陆发生俯冲作用,地幔楔熔融形成西北部以含辉石闪长岩、石英闪长岩为代表的岛弧花岗岩。随着俯冲作用的继续(2000~1900 Ma),地壳加厚到最大(约50 km),在俯冲代附近形成高压麻粒岩,同时卷入的表壳岩发生麻粒岩相—高角闪岩相变质,基性岩浆底侵地壳底部,带来大量的热使地壳发生熔融形成强过铝质花岗岩(约1900 Ma)。

4 结 论

华北克拉通北缘中段吕梁期强过铝质花岗岩类 SiO_2 含量较低,其 Al_2O_3/TiO_2 比值一般小于100, CaO/Na_2O 比值大于0.3,与澳大利亚拉克伦造山带极为相似,属于“热”造山带,强过铝质花岗岩是底侵玄武质岩浆和(或)地壳下部的杂砂岩在相对高温条件($\geq 875^\circ C$)下发生部分熔融的产物,是碰撞高峰期后的岩石圈伸展的产物,其花岗质岩浆作用的深部热能可能和底侵的高温玄武质岩浆有关^[1]。

参考文献:

- [1] Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. *Lithos*, 1998, 45: 29-44.
- [2] 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社, 2002. 30-52.
- [3] 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 岩石成因、构造环境与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 2004. 1-44.
- [4] Pitcher W S. Granite type and tectonic environment[A]. In: Hsu K ed. *Mountain building processes*[C]. London: Academic Press, 1983. 19-40.
- [5] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *J. Petrol.*, 1984, 25: 956-983.
- [6] Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. Geochemical charac-

- teristics of collision-zone magmatism[A]. In: Coward M P, Rise A C eds. Collision tectonics[C]. Geol. Soc. Spec. Publ., 1986, 19: 67-81.
- [7] Williamson B J, Shaw A, Downes H, et al. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France[J]. Chem. Geol., 1996, 127: 25-42.
- [8] Froster H J, Tischemdor G, Trumbull R B. Later-collisional granite in the Variscan Erzgebirge, Germany[J]. J. Petrol., 1999, 40(11): 1613-1645.
- [9] Kalsbeek F, Jepsen H F, Nuttman A P. From source migmatites to pluton: tracking the origin of ca. 435 Ma S-type granites in the East Greenland Caledonian orogen[J]. Lithos., 2001, 57: 1-21.
- [10] 吴昌华, 钟长汀. 华北陆台中段吕梁期的SW-NE向碰撞——冀蒙高级区孔兹岩系进入下地壳的构造机制[J]. 前寒武纪研究进展, 1998, 21(3): 28-50.
- [11] 赵国春, 孙敏. 华北克拉通基底构造单元特征及早元古代拼合[J]. 中国科学(D辑), 2002, 32(7): 538-549.
- [12] Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. Polymetamorphism of Archean mafic granulites from the Trans-North China Orogen: textural and thermobarometric evidence and tectonic implications[A]. In: Miller J, Buick I S, eds. Continental reworking and reactivation[C]. Geol. Soc. Spec. Publ., The Geological Society, London, 2001, 184: 323-342.
- [13] 李江海, 钱祥麟, 侯贵廷, 等. “吕梁运动”新认识[J]. 地球科学, 2000, 25(1): 15-20.
- [14] 翟明国, 卞爱国. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末—中元古代裂解[J]. 中国科学(D辑), 2000, 30(增刊): 129-136.
- [15] Zhai M G, Liu W J. Palaeoproterozoic tectonic history of North China craton: a review [J]. Precambrian Research, 2003, 122: 183-199.
- [16] 卢良兆, 靳是琴, 徐学纯, 等. 内蒙古南部前寒武纪孔兹岩系成因及其含矿性[M]. 长春: 吉林科学出版社, 1992. 1-153.
- [17] 李江海, 钱祥麟, 翟明国, 等. 华北中北部高级变质岩区的构造区划及其晚太古代构造演化[J]. 岩石学报, 1996, 12(2): 179-192.
- [18] 吴昌华, 钟长汀, 陈强安. 晋蒙高级地体孔兹岩系的时代[J]. 岩石学报, 1997, 13(3): 289-302.
- [19] 万渝生, 耿元生, 刘福来, 等. 华北克拉通及邻区孔兹岩系的时代及对太古宙基底组成的制约[J]. 前寒武纪研究进展, 2000, 24(3): 221-237.
- [20] 万渝生, 耿元生, 沈其韩, 等. 孔兹岩系——山西吕梁地区界河口群的年代学和地球化学[J]. 岩石学报, 2000, 16(1): 49-58.
- [21] 杨振升, 徐仲元, 刘正宏. 孔兹岩事件和太古宙地壳演化[J]. 前寒武纪研究进展, 2000, 24(3): 206-212.
- [22] 李伍平. 内蒙古呼鲁斯太地区早元古代花岗岩的地质特征及成因[J]. 西安地质学院学报, 1995, 17(2): 19-25.
- [23] 李伍平. 贺兰山群早元古代花岗岩的地质特征和岩石谱系单位划分[J]. 西安地质学院学报, 1994, 19(3): 46-53.
- [24] 郭敬辉, 石昕, 卞爱国, 等. 桑干地区早元古代花岗岩长石Pb同位素组成和锆石U-Pb年龄: 变质与地壳熔融作用及构造-热事件演化[J]. 岩石学报, 1999, 15(2): 199-207.
- [25] 陶继雄, 胡凤翔. 内蒙古卓资山地区深熔作用形成的石榴石混合花岗岩[J]. 前寒武纪研究进展, 2002, 25(1): 59-64.
- [26] Zhai M G, Guo J H, Li Y G, et al. Two linear granulite belts in the central-western North China Craton and their implication for Late Neoproterozoic-Palaeoproterozoic continental evolution[J]. Precambrian Research, 2003, 127: 267-283.
- [27] 翟明国, 李永刚, 郭敬辉, 等. 晋冀内蒙交界地区麻粒岩地体中两条花岗岩带及其对早前寒武纪地壳生长的意义[J]. 岩石学报, 1996, 12(2): 299-314.
- [28] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. GSA Bull., 1989, 101: 635-643.
- [29] Liegeois J-P, Navez J, Hertogen J, et al. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralaline granitoids: The use of sliding normalization [J]. Lithos, 1998, 45: 1-28.
- [30] 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造[M]. 北京: 地质出版社, 1996. 1-110.
- [31] 邓晋福, 莫宣学, 罗照华, 等. 火成岩构造组合与壳幔成矿系统[J]. 地学前缘, 1999, 6(2): 259-269.
- [32] 郭敬辉, 翟明国, 李江海, 等. 华北克拉通早前寒武纪桑干构造带的岩石组合特征和构造性质[J]. 岩石学报, 1996, 12(2): 193-207.
- [33] 王仁民, 陈珍珍, 陈飞. 恒山灰色片麻岩和高压麻粒岩包体及其地质意义[J]. 岩石学报, 1991, 7(4): 36-45.
- [34] 毛德宝, 钟长汀, 陈志宏, 等. 承德北部高压麻粒岩的同位素年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 1999, (15)4: 524-531.
- [35] 钟长汀, 吴昌华, 梅华林, 等. 晋蒙高级地体石榴石基性麻粒岩地质特征及构造意义[J]. 前寒武纪研究进展, 1998, 21(1): 35-44.
- [36] 钟长汀. 晋冀蒙高级区两期高压麻粒岩的地质特征及成因[J]. 前寒武纪研究进展, 1999, 22(2): 53-58.