科学通报 2011 年 第 56 卷 第 1 期: 44 ~ 57
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

扬子地块北缘古元古代环斑花岗岩的发现及其意义

张丽娟[①], 马昌前[①②*], 王连训[①], 佘振兵[①], 王世明[①]

① 中国地质大学地球科学学院, 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, 武汉 430074
* 联系人, E-mail: cqma@cug.edu.cn

2010-09-03 收稿, 2010-09-30 接受
科技部国际合作项目(2007DFA21230)、湖北省自然科学基金重点项目(2009CDA004)、国家地质学理科基地人才培养基金(J0830520)和国家大学生创新性实验计划(1320311009)资助

摘要 湖北省钟祥市华山观环斑花岗岩是在扬子地块上发现的第一例元古宙环斑花岗岩体. 野外观察和岩相学研究表明, 华山观岩体北部发育典型的环斑结构, 钾长石核呈卵球形, 且多数具斜长石环边, 碱性长石和石英分为两期甚至多期. 样品的主量元素富硅、碱(尤其富钾)和铁, 贫钙、镁. 微量元素富 Th, U, La, Ga, Ce 和 Sm, 贫 Sr, Nb 和 Y; 轻稀土富集, 重稀土亏损, 具铕负异常, 并显示 A 型花岗岩的地球化学特征. 采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 法获得的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均年龄为(1851±18) Ma, 代表了该环斑花岗岩体的结晶年龄; U-Pb 下交点年龄为(803±170) Ma, 代表岩体后期可能遭受了新元古代构造热事件改造的时代. 扬子地块北缘古元古代环斑花岗岩的发现, 表明在 1850 Ma 时扬子地块应处于大陆裂解或造山后伸展的构造环境中, 可能与古元古代 Columbia 超大陆的裂解有关.

关键词
扬子地块
环斑花岗岩
古元古代
A 型花岗岩
锆石 U-Pb 定年

环斑花岗岩是地壳中具环斑结构的一种特殊的岩石类型, 属典型的 A 型花岗岩[1]. 典型环斑花岗岩的产出指示大规模伸展的构造环境, 通常与大陆裂解事件相联系, 受到了国内外学者的高度重视[1~7]. 研究表明, 环斑花岗岩在全球各大陆元古宙克拉通内部或边缘均有出露, 尤其是在北半球形成了一条近东西向的巨型环斑花岗岩-斜长岩带. 该花岗岩带起自北美西南部, 经加拿大拉布拉多及格陵兰南部, 再经波罗的海地盾直至西伯利亚地台到华北地台[1~8], 其成因被认为与 Columbia 超大陆的裂解事件有关[9~14], 对于认识元古宙岩石圈演化具有重要意义.

华北地块和扬子地块是中国最大的两个前寒武纪克拉通块体, 华北地块广泛出露太古宙岩石, 并记录了与 Columbia 超大陆聚合和裂解有关的元古宙大规模构造热事件[10,15~24], 其中包括北京密云元古宙典型环斑花岗岩[5~7,10]. 扬子地块太古宙基底出露有限(如崆岭杂岩)[25~28], 但近年来的研究发现, 扬子地块也存在 1.8~2.1 Ga 构造热事件的年代学记录[29~38], 部分研究认为可能与 Columbia 超大陆聚合和裂解有关[34~38]. 但迄今为止, 在扬子地块内还没有古元古代环斑花岗岩的报道. 本文报道了在湖北省钟祥市华山观地区发现的环斑花岗岩体, 提供了岩相学、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学和全岩主量、微量元素地球化学资料, 并讨论了该岩体的发现对于认识扬子地块古元古代构造演化的意义.

1 区域地质背景及岩体地质

华山观花岗岩侵入体位于扬子地块北缘鄂中钟祥地区(图 1), 总面积约 37 km^2, 由 4 个大小不等的花岗岩体组成, 分别为华山观、王家棚、花冲及肖家湾岩体, 他们呈近南北向分布于冷水铺背斜及次级小背斜核部. 其中, 华山观岩体面积 22 km^2, 王家棚岩

英文版见: Zhang L J, Ma C Q, Wang L X, et al. Discovery of Paleoproterozoic rapakivi granite on the northern margin of the Yangtze block and its geological significance. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-010-4236-7

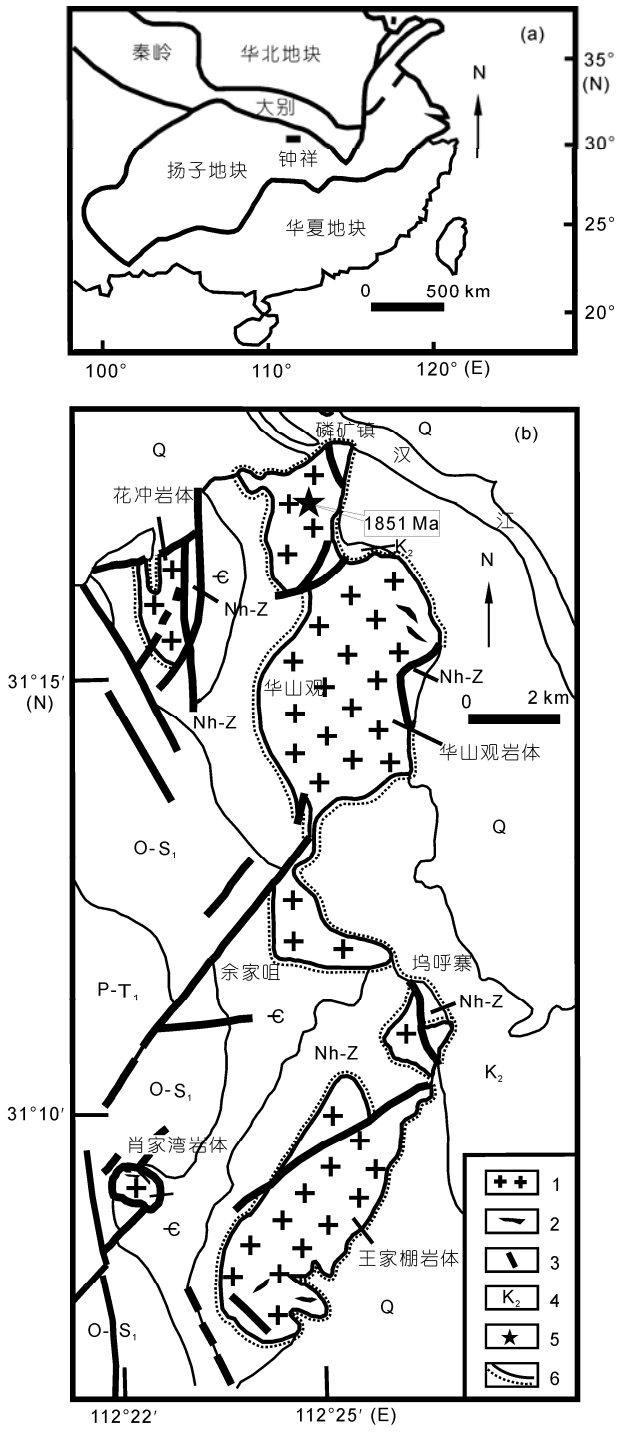


图 1　华山观地区岩体地质简图

1, 似斑状正长花岗岩和中粒黑云母二长花岗岩; 2, 基性岩墙(脉); 3, 断层; 4, 沉积地层(Nh-Z, 南华系-震旦系; ∈, 寒武系; $O-S_1$, 奥陶系-志留系下统; K_2, 白垩系上统; $P-T_1$, 二叠系-三叠系下统; Q, 第四系); 5, 定年锆石采样点; 6, 不整合覆盖界线. (a) 据文献[36]修改; (b) 据湖北省地质局区域地质测量队钟祥幅 1:20 万地质图修改绘制

体 12 km^2, 花冲岩体 2 km^2, 肖家湾岩体 1 km^2. 据区域地质志报道[39], 该岩体侵入于古元古代杨坡岩组(相当于崆岭群上岩组)中, 且被南华纪-震旦纪地层不整合覆盖, 岩体内部可见杨坡岩组成分的捕掳体. 华山观和王家棚岩体主要岩石类型为似斑状正长花岗岩和中粒黑云母二长花岗岩(局部含有斑晶), 二者呈渐变过渡关系, 岩体局部有暗色镁铁质包体; 花冲岩体只见中粒黑云母二长花岗岩; 肖家湾岩体全为似斑状正长花岗岩. 4 个岩体内还可见片岩、片麻岩及斜长角闪岩残留体. 受动力变质作用的改造, 岩体与围岩都有一定程度的变形(据湖北省钟祥幅 1:20 万及双河口幅 1:5 万区域地质调查报告).

本文报道的环斑花岗岩主要出露于华山观岩体北部的似斑状正长花岗岩中, 用于锆石定年的样品采于 31°17.261′N, 112°24.607′E(图 1(b)). 岩石具似斑状结构, 基质为中粗粒结构, 斑晶为具斜长石环边的微斜条纹长石, 基质成分由微斜条纹长石、石英、斜长石、黑云母等组成. 主要矿物成分: 微斜条纹长石 65%, 斜长石 10%, 石英 23%, 黑云母 2%, 其中斜长石多发生绢云母化. 由于华山观环斑花岗岩出露规模有限(<1 km^2), 本次研究只采集了 2 个样品(ZX21-1 和 09ZX03)进行分析; 为便于对比, 本次研究还在华山观环斑花岗岩体附近采集了一个含斑黑云母二长花岗岩样品(09ZX01-1), 该岩石类型具中粒等粒结构, 含少量斑晶, 主要矿物含量: 微斜条纹长石 49%, 斜长石 27%, 石英 22%, 黑云母 2%.

2　环斑结构及其岩相学

环斑结构(Rapakivi texture)这一术语是 1891 年由芬兰地质学家 Sederholm[40]引入国际地质学界的, 具该结构的花岗岩有经风化后呈岩块剥落而呈砾石状的习性, 在芬兰语中“Rapakivi”又有“剥落岩块”的含义, “环斑花岗岩”因此而得名. 华山观环斑花岗岩呈灰白色至肉红色, 似斑状结构. 斑晶为钾长石, 多呈卵球状, 外面包有更长石-中长石薄壳, 且岩石中的碱性长石和石英一般为两个世代的产物, 属典型环斑结构, 符合环斑花岗岩的定义[1~3,6,7]. 华山观环斑花岗岩环斑直径介于 1~5 cm 之间, 个别达 8 cm 以上, 其中以 2~3 cm 最为常见(图 2), 其体积百分含量占岩石的 45%左右. 钾长石(Kfs)斑晶除少部分由单一晶体组成外, 多数是由 3~5 个光性方位不同、粒度多在 5~10 mm、呈扇形的钾长石晶体构成, 它们互为嵌晶

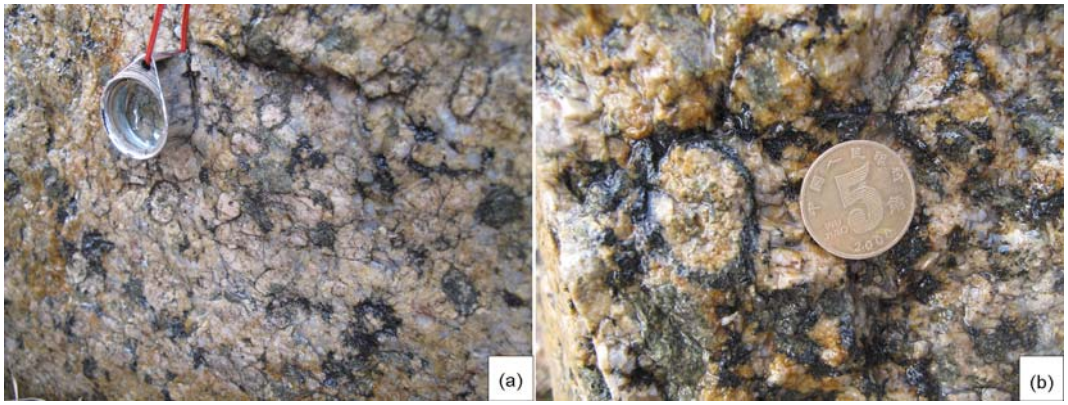


图 2 华山观环斑花岗岩野外照片

(a)和(b)均可见到暗色的斜长石包裹钾长石卵斑

状自核部向外生长为卵球形(图 3(a)). 钾长石卵球内常包裹有斜长石(pl)、石英(Qtz)以及黑云母(Bi)、磁铁矿(Mt)等的小晶体, 这些包裹体矿物疏密不均地嵌布在主晶内(图 3(b)), 并呈环状展布. 而在呈扇形的钾长石连晶结合面之间, 可出现黑云母、磁铁矿、石英等组成的脉状充填物(图 3(a)). 钾长石斑晶条纹构造及格子双晶发育, 为微斜条纹长石, 且大部分钾长石与石英共生, 部分具显微文象结构(图 3(c)). 基质主要由碱性长石、斜长石、石英、黑云母组成. 岩石中的碱性长石和石英, 都可以明显地分为两期甚至多期, 早期结晶的颗粒较大, 晚期结晶粒径较小. 从图 3(d)中可以明显看出石英大小相差悬殊, 而且石英大晶体多呈圆形. 副矿物主要为萤石、磷灰石、磁铁矿和锆石. 这些特征均与芬兰以及北京密云等地元古宙典型环斑花岗岩特征相似[1~10,41,42].

由于动力作用的改造, 岩石多有不同程度的变形和蚀变, 黑云母具绿泥石化, 斜长石多发生绢云母化. 在变形带中, 石英的波状消光、黑云母的扭折变形及长石的脆性碎裂和晶内变形都比较明显(图 3(d)~(f)).

3 分析方法

用于全岩主量元素和微量元素分析的样品, 无污染粉碎至 200 目以下. 样品主量元素分析在湖北省地质实验研究所用 Regaku3080E1 型光谱仪进行 X 射线荧光光谱分析(XRF), 样品分析精度为 1%[43]. 微量元素在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室采用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS, Agilent7500a)分析. 其中, 稀土元素测试分析精度优于 5%, 其他微量元素分析精度在 5%~15%之间, 详细的分析方法见文献[44]. 样品 ZX21-1 中的锆石采用标准重矿物分离技术(包括磁选和重液分选等)分选, 然后在双目显微镜下尽量选择透明、无裂隙且具有代表性的锆石颗粒制成环氧树脂样品靶, 磨去约 1/3 后抛光, 样品抛光后进行 CL 显微结构观察, 在此基础上选择合适的锆石颗粒和区域进行 U-Pb 年龄测定. 锆石的 CL 照像在北京离子探针中心采用日立 S3000-N 型扫描电子显微镜外接 GATAN 公司的 Chroma 阴极发光探头完成. 锆石原位微区 U-Pb 同位素和 REE 组成分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 完成, 激光剥蚀系统为配备有 193 nm 激光器的 GeoLas 2005. 分析采用的激光剥蚀孔径为 32 μm, 激光脉冲为 10 Hz, 能量为 110 mJ. ICP-MS 为美国安捷伦公司生产的 Agilent7500a, 实验中采用氦气作为剥蚀物质的载气, 同位素组成用锆石 91500 作为外标进行校正, 元素含量用 NIST610 作外标、^{29}Si 作内标进行标定, 锆石分析的原始数据采用 ICPMSD-ATACAL(ver5.8)软件处理[45]. 普通铅校正采用 Andersen[46]的方法, 锆石加权平均年龄的计算及谐和图的绘制采用 ISOPLOT_3.23[47]程序.

4 分析结果

4.1 主量和微量元素

华山观环斑花岗岩(样品 ZX21-1 和 09ZX03)及含斑黑云母二长花岗岩(样品 09ZX01-1)的主量元素和微量元素组成列于表 1.

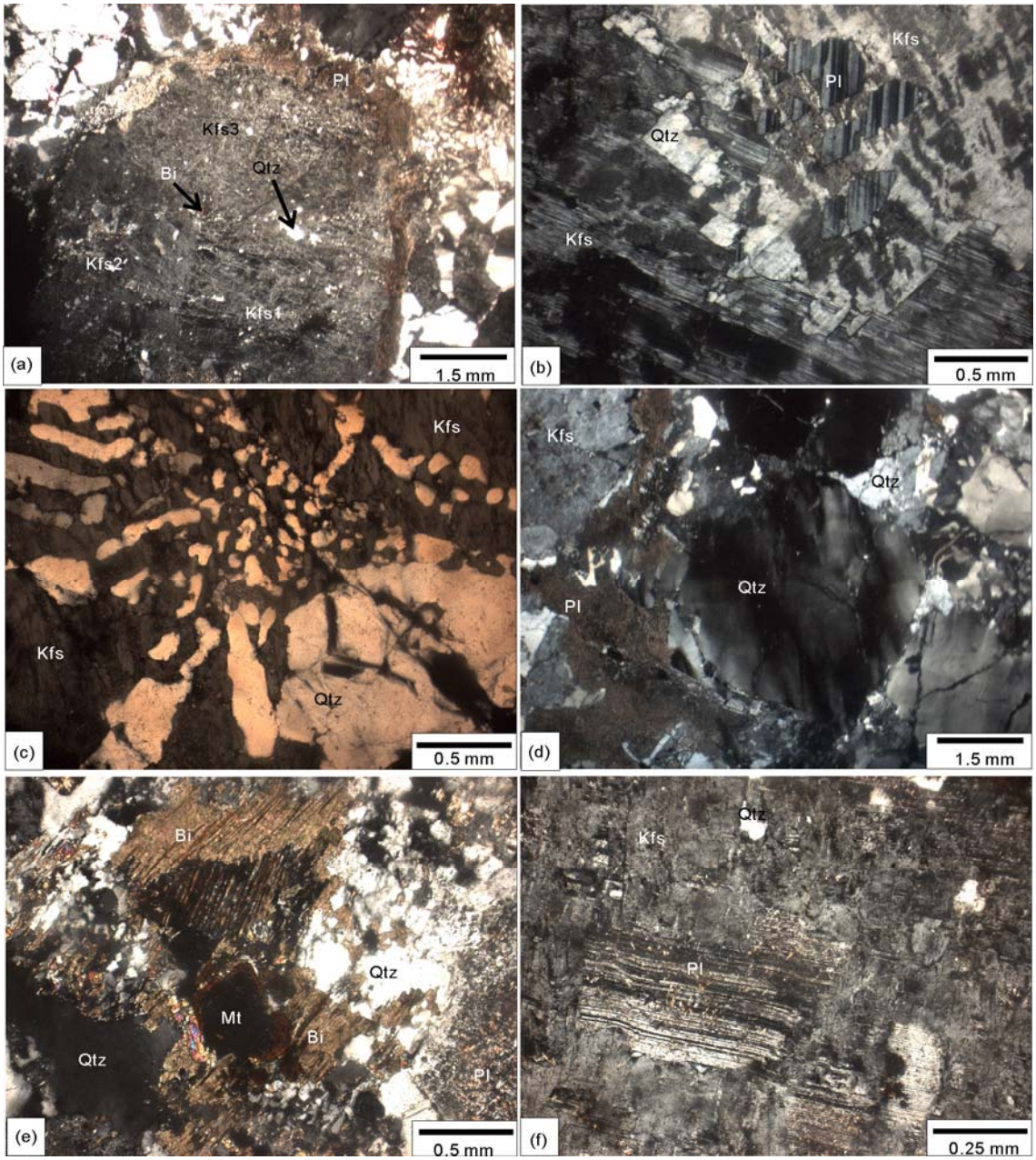


图 3　华山观环斑花岗岩显微照片(正交)

(a) 斑晶由 Kfs1-3 三个光性方位不同、呈扇形的钾长石晶体互为嵌晶状自核部向外生长为卵球形，外面包有斜长石(Pl)外壳(绢云母化)，构成特征的环斑结构；(b) 钾长石(Kfs)卵球内包裹有斜长石(Pl)及石英(Qtz)；(c) 斑晶中的显微文象结构；(d) 基质中的圆形石英及其波状消光；(e) 基质中黑云母(Bi)的扭折变形；(f) 基质中斜长石(Pl)双晶的扭折变形

从表 1 可以看出，华山观环斑花岗岩具有富硅(SiO_2=69.92%~74.42%)(%，质量分数，下同)、富碱(Na_2O+K_2O=8.84%~9.23%)、富钾(K_2O/Na_2O=1.92%~2.52%)、富铁 FeO*/(FeO*+MgO)=0.876%~0.88%)(FeO*为全铁)、贫钙(CaO=0.22%~1.15%)、贫镁(MgO=0.21%~0.42%)的特征. 铝饱和指数(A/CNK)接近 1.1，属过铝质岩石，而北京密云环斑花岗岩为准铝质到过铝质，华山观含斑黑云母二长花岗岩 A/CNK 等于 1，但都落于芬兰典型环斑花岗岩成分区内(图 4(a)). FeO*/(FeO*+MgO)-SiO_2 图解(图 4(b))表明，与北京

表 1 华山观环斑花岗岩及含斑黑云母二长花岗岩主量(%)和微量(μg g^{-1})元素组成及相关参数

样品号	ZX21-1	09ZX03	09ZX01-1	样品号	ZX21-1	09ZX03	09ZX01-1
SiO_2	69.92	74.42	75.48	Er	6.32	2.68	7.66
TiO_2	0.45	0.38	0.17	Tm	0.87	0.43	1.14
Al_2O_3	14.50	13.02	12.35	Yb	5.69	3.05	7.99
Fe_2O_3	2.06	1.31	1.12	Lu	0.83	0.48	1.16
FeO	1.25	0.30	0.70	∑REE	676.38	268.29	762.36
MnO	0.03	0.01	0.01	δEu	0.35	0.63	0.07
MgO	0.42	0.21	0.13	Li	6.89	4.94	5.23
CaO	1.15	0.22	0.89	Be	5.31	2.88	3.24
Na_2O	3.03	2.62	2.95	Sc	6.99	4.42	2.49
K_2O	5.81	6.61	5.43	V	15.7	11.9	1.90
P_2O_5	0.07	0.03	< 0.01	Cr	3.18	3.05	2.08
H_2O^+	0.97	0.61	0.48	Co	3.07	0.57	0.94
CO_2	0.13	0.02	0.16	Ni	2.48	1.53	1.70
LOI		0.62	0.87	Cu	6.27	6.41	3.46
总量	99.79	100.38	100.74	Zn	67.4	14.8	24.0
A/CNK	1.085	1.097	1.000	Ga	23.0	19.1	22.2
K_2O/Na_2O	1.92	2.52	1.84	Rb	294	249	458
FeO*/MgO	7.39	7.04	13.14	Sr	132	140	27.6
K_2O+Na_2O	8.84	9.23	8.38	Y	69.5	22.0	80.8
La	183	63.0	190	Zr	467	397	254
Ce	256	123	351	Nb	33.0	25.9	49.6
Pr	40.5	13.2	38.8	Cs	2.61	0.90	1.82
Nd	129	44.5	115	Ba	915	1228	86.2
Sm	20.0	6.66	18.0	Hf	14.0	11.30	9.69
Eu	2.11	1.19	0.39	Ta	2.03	1.80	3.89
Gd	15.4	4.57	13.9	Pb	28.5	82.4	31.3
Tb	2.24	0.68	2.19	Th	61.8	40.0	93.8
Dy	12.2	4.04	12.7	U	3.18	3.43	5.53
Ho	2.22	0.81	2.43	10000 Ga/Al	3.00	2.77	3.40

密云典型环斑花岗岩相似, 华山观环斑花岗岩具较高的 Fe/Mg 比值, 并都落于芬兰典型环斑花岗岩成分区内. 而华山观含斑黑云母二长花岗岩的 Fe/Mg 比值相对较低, 位于芬兰环斑花岗岩成分区域之外.

华山观环斑花岗岩 Ce 含量 123~256 μg g^{-1}, Ga 含量 19.1~23.0 μg g^{-1}, 10000 Ga/Al 介于 2.8~3.0 之间, $(La/Sm)_N$ 大于 5.76, 属轻稀土富集型, 铕为负异常(δEu=0.35~0.63), 中等亏损. 含斑黑云母二长花岗岩 δEu=0.07, 强烈亏损. 华山观环斑花岗岩微量元素具高 Th(40.0~61.8 μg g^{-1})、Rb(249~294 μg g^{-1})、Ba (915~1228 μg g^{-1})等的特点, 而含斑黑云母二长花岗岩的 Ba 含量很低, 仅为 86.2 μg g^{-1}. 同时, 从微量元素蛛网图(图 5(a))也可以看出华山观环斑花岗岩与芬兰以及北京密云典型环斑花岗岩特征相近, 具 Ba, Th, U, La, Ce, Nd 和 Sm 相对富集, Nb, Sr, Zr 和 Y 相对亏损的特征; 但华山观含斑黑云母二长花岗岩 Ba 含量明显偏低, 显示了其与华山观环斑花岗岩化学组成上的差异. 从球粒陨石标准化稀土模式图(图 5(b))可以看出华山观环斑花岗岩与芬兰以及北京密云典型环斑花岗岩的稀土配分模式较一致, 铕负异常, 轻重稀土分异明显, 轻稀土富集, 重稀土相对亏损, 属右倾型.

4.2 锆石 U-Pb 年龄和稀土元素组成特征

环斑花岗岩样品 ZX21-1 中的锆石颜色较单一, 主要为淡黄色, 多为半自形柱状, 少数等轴粒状, 大部分锆石呈破裂残缺状, 长度为 80~200 μm, 长宽比约为 1.5∶1~2∶1. 锆石 CL 图像(图 6)显示绝大部分锆

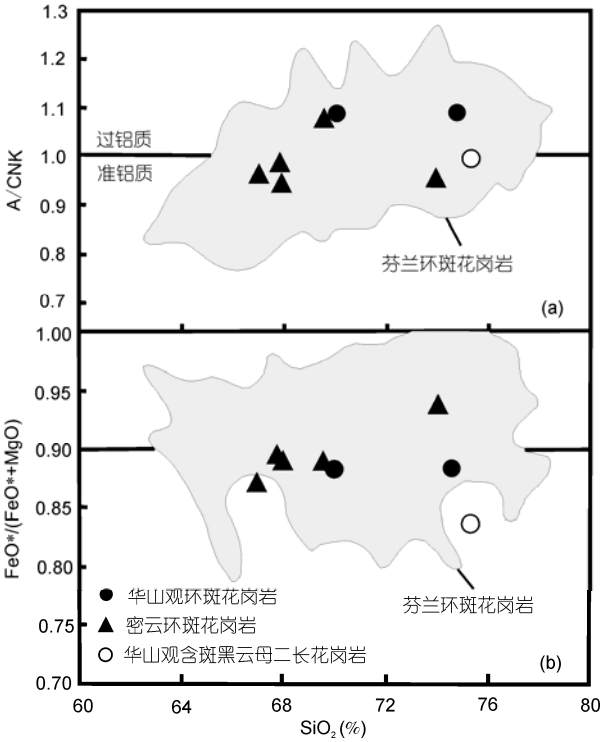


图 4　华山观环斑花岗岩主量元素判别图

(a) A/CNK-SiO_2 图解，投点在过铝质区域；(b) FeO*/(FeO*+MgO)-SiO_2 图解，显示具较高的 Fe/Mg 比值. 图(a),(b)芬兰环斑花岗岩区域自文献[5]，北京密云典型环斑花岗岩数据自文献[7]，底图修改自文献[48]

石具有岩浆振荡环带，但由于部分锆石 Th, U 含量较高, CL 图像相对较暗. 锆石的 Th/U 比值为 0.78~1.64, 亦符合岩浆型锆石的特征[51].

用 LA-ICP-MS 对样品 ZX21-1 中的 21 颗锆石进行了 21 个分析点的 U-Pb 年龄测定，获得的锆石 U-Th-Pb 同位素比值及年龄结果见表 2，锆石稀土元素(REE)分析结果见表 3. 21 个分析点中, 10 号分析点发生了信号波动，反向不谐和，数据未采用. 剩余 20 个点的不谐和年龄构成一条不一致线(图 7)，并给出上下交点年龄分别为(1901±45)和(803±170) Ma (MSWD=2.9). 由于 9, 12, 18 和 19 号分析点不谐和度及 Th, U 含量较高，且 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 的谐和年龄明显偏低，说明可能发生了 ^{207}Pb 和 ^{206}Pb 的不等比例的丢失; 8 号分析点较谐和，但年龄明显偏低，在 CL 图像上可以看出，分析点位于锆石的边部，可能因受后期改造所致. 因此，除去 8, 9, 10, 12, 18, 19 这 6 个分析点，对剩余 15 个谐和度较高的数据 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 加权平均，获得的年龄为(1851±18) Ma(95%置信限, MSWD=1.2; 图 7). 该年龄与不一致线上交点年龄在误差范围内相同，应代表了华山观岩体的侵位年龄.

从锆石 CL 图像(图 6)可见，华山观环斑花岗岩锆石振荡环带比较模糊，这是否是流体交代所致? 从锆石的球粒陨石标准化 REE 分配模式图(图 8)中可以看出，华山观环斑花岗岩锆石 LREE 含量低, Ce 正异常明显，显然是岩浆成因的. 而热液流体成因锆石则一般表现出 LREE 含量高, Ce 弱正异常[52,53]的特征. 可见，华山观环斑花岗岩锆石样品的 REE 特点与流体成因锆石特征不同. 部分锆石环带模糊的现象可能与变质重结晶的影响有关，但从锆石 U-Pb 年龄谐和曲线(图 7)可见，测点多位于谐和线上及其附近，说明大多数锆石 U-Pb 体系仍保持封闭. 因此，可提供可靠的 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄. 从锆石 U-Pb 年龄资料也

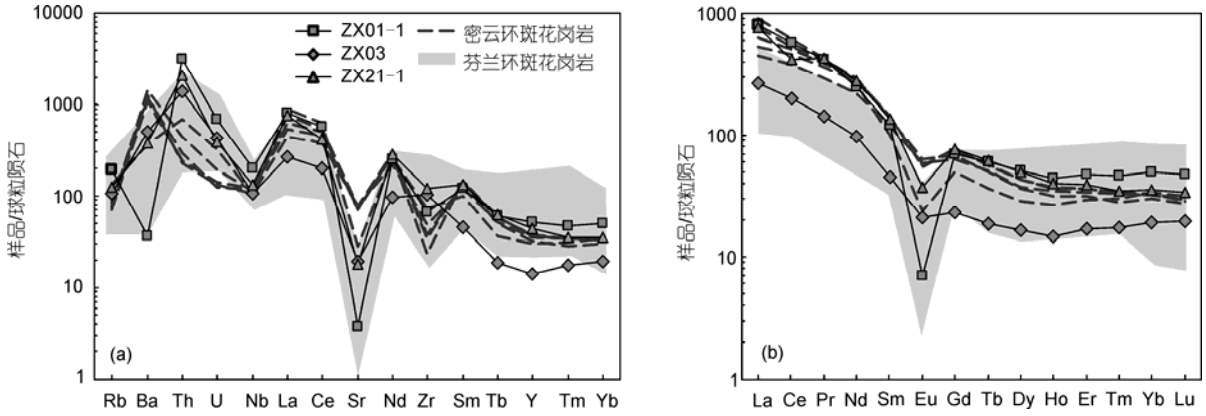


图 5　华山观环斑花岗岩球粒陨石标准化微量元素蛛网图及球粒陨石标准化 REE 分配模式图

(a), (b)中芬兰环斑花岗岩区域自文献[49]，北京密云环斑花岗岩数据自文献[6]，球粒陨石标准化值自文献[50]

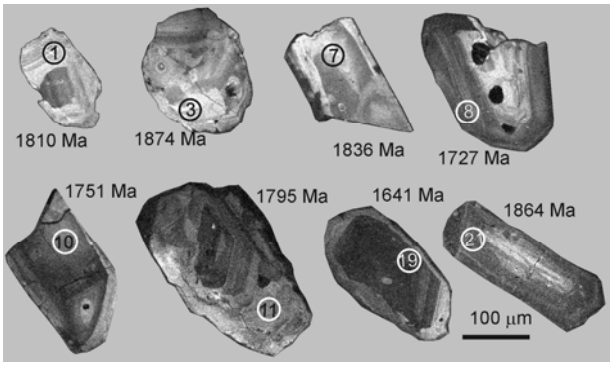


图 6 华山观环斑花岗岩代表性锆石 CL 图像

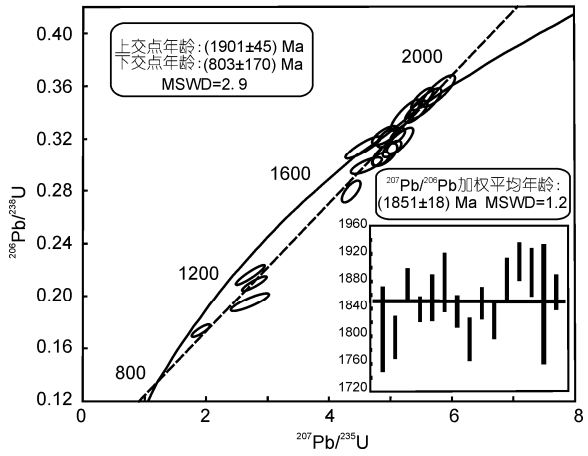


图 7 华山观环斑花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和曲线图

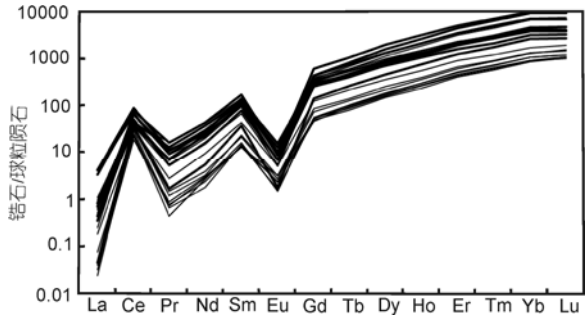


图 8 华山观环斑花岗岩锆石球粒陨石标准化 REE 分配模式图

球粒陨石标准化值自文献[50]

可以看到, 部分锆石发生了 Pb 丢失, 这可能主要与后期热事件(特别是新元古代强烈的岩浆作用)所导致的变质重结晶有关, 这一过程也可能导致这些锆石中岩浆环带的模糊. 因此, ~800 Ma 的下交点年龄可能代表了岩体遭受了后期构造热事件改造的时代, 这也与区域上甚至整个华南地区广泛发育的新元古代构造热事件时代一致[54~63].

5 讨论

5.1 环斑结构与岩石类型分析

环斑结构的成因是 100 多年来地质学领域长期争论的问题, Haapala 等人[2]和 Rämö 等人[3]曾对其进行过总结. 归纳起来可以分为两类, 即岩浆成因模式和岩浆期后的出溶-成分调整模式. 从现有资料来看, 岩浆混合与晶体饱和花岗质岩浆的亚等温减压成因模式(即岩浆成因模式)得到了较广泛的支持. 岩浆混合模式强调长英质岩浆与镁铁质岩浆混合过程中导致的结构的不平衡[64]; 而亚等温减压模式强调岩浆上升后的减压和缓慢冷却作用而导致的钾长石和石英的部分溶解和斜长石在溶蚀的钾长石外围的结晶[65], 而且这一成因模式得到了 Eklund 等人[66]的证实. 经岩相学观察, 华山观环斑花岗岩也应为岩浆结晶成因的. 例如, 从矿物之间的包裹关系可见, 钾长石斑晶内部几乎包裹了主岩中所有的造岩矿物, 细小的包裹体矿物在巨晶中多呈环状展布, 并与巨晶晶面平行. 说明在钾长石斑晶生长过程中, 那些生长较慢的矿物是在旋转、定向的同时, 拼贴到钾长石斑晶之上的. 这种条件, 只有在对流岩浆中才能满足[67]. 这说明华山观的环斑长石为岩浆结晶产物.

Haapala 等人[1]把环斑花岗岩定义为具有环斑结构的 A 型花岗岩, 而那些虽具环斑结构但岩石类型属于 S 型和 I 型的花岗岩则不属于环斑花岗岩范围[2,3]. 事实上, 环斑花岗岩在时代上从晚太古代到三叠纪都有, 在岩性上包括中酸性到酸性的岩石. 但从现有资料来看, 具有这种特殊结构的岩石, 且最普遍、最典型的仍是元古宙 AMCG(斜长岩, 纹长二长岩, 紫苏花岗岩和环斑花岗岩)组合中的花岗质岩石. AMCG 组合形成于伸展的构造环境, 在岩石成因模式上强调它们与大陆地壳克拉通化后的地幔上涌、上地幔减压熔融和底侵作用有关[3,7].

岩相学和地球化学研究表明, 华山观环斑花岗岩不仅具有典型的环斑结构, 而且其化学成分完全可与 A 型花岗岩相对比, 符合环斑花岗岩的定义[1]. 华山观环斑花岗岩主、微量元素判别图(图 9)表明, 华山观环斑花岗岩属于亚碱性系列的 A 型花岗岩, 并落于芬兰典型环斑花岗岩成分区内, 且与北京密云

表 2　华山观环斑花岗岩样品 ZX21-1 中锆石 LA-ICPMS 法 U-Pb 年龄分析结果

测定点	$Pb_{总量}$ ($\mu g\ g^{-1}$)	^{232}Th ($\mu g\ g^{-1}$)	^{238}U ($\mu g\ g^{-1}$)	比值和误差									
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{232}Th/^{238}U$
ZX21-1-1	48	117	109	0.1153	0.0021	5.2586	0.0948	0.3260	0.0037	0.0993	0.0016	0.9955
ZX21-1-2	32	78	76	0.1099	0.0021	4.9315	0.1081	0.3200	0.0045	0.0896	0.0015	0.9767
ZX21-1-3	45	96	113	0.1146	0.0016	5.0553	0.0860	0.3133	0.0031	0.0866	0.0011	0.7807
ZX21-1-4	101	348	209	0.1125	0.0013	5.1109	0.0734	0.3231	0.0033	0.0935	0.0011	1.5740
ZX21-1-5	24	60	58	0.1135	0.0023	4.8500	0.1065	0.3041	0.0037	0.0896	0.0014	0.9699
ZX21-1-6	14	37	33	0.1149	0.0034	4.9347	0.1378	0.3080	0.0048	0.0931	0.0034	1.0579
ZX21-1-7	57	137	120	0.1122	0.0020	5.5081	0.1222	0.3489	0.0063	0.1080	0.0017	1.0959
ZX21-1-8	190	511	426	0.1139	0.0020	5.0954	0.0981	0.3182	0.0054	0.0992	0.0014	1.1541
ZX21-1-9	407	1549	1362	0.1052	0.0021	3.2469	0.0685	0.2207	0.0050	0.0721	0.0012	1.1123
ZX21-1-10	209	478	426	0.1071	0.0024	5.4578	0.1425	0.3626	0.0085	0.1094	0.0023	1.0775
ZX21-1-11	41	94	97	0.1097	0.0027	5.2298	0.1452	0.3370	0.0073	0.0926	0.0021	0.9321
ZX21-1-12	303	1022	1096	0.1073	0.0021	3.2228	0.0715	0.2136	0.0041	0.0698	0.0013	0.9391
ZX21-1-13	46	123	105	0.1130	0.0024	5.4106	0.1197	0.3402	0.0061	0.0946	0.0018	1.1347
ZX21-1-14	407	1363	994	0.1114	0.0021	4.3713	0.1029	0.2793	0.0052	0.0947	0.0018	1.3444
ZX21-1-15	165	337	386	0.1153	0.0025	5.6289	0.1395	0.3485	0.0065	0.1022	0.0023	0.8279
ZX21-1-16	185	362	431	0.1169	0.0025	5.8087	0.1598	0.3559	0.0081	0.1032	0.0023	0.8074
ZX21-1-17	64	215	144	0.1158	0.0026	5.1443	0.1520	0.3174	0.0072	0.0953	0.0019	1.4489
ZX21-1-18	397	1707	1687	0.0995	0.0019	2.4924	0.0571	0.1783	0.0030	0.0623	0.0012	0.9875
ZX21-1-19	255	1436	851	0.1150	0.0023	3.1790	0.0715	0.1991	0.0039	0.0620	0.0013	1.6388
ZX21-1-20	675	2086	1537	0.1251	0.0022	5.3561	0.1111	0.3061	0.0043	0.0959	0.0017	1.3173
ZX21-1-21	211	626	500	0.1140	0.0023	4.8861	0.1079	0.3088	0.0052	0.0930	0.0017	0.8319

测定点	不谐和年龄(Ma)								谐和年龄(Ma)							
	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ
ZX21-1-1	1885	26	1862	15	1819	18	1914	30	1810	62	1807	26	1805	20	1804	20
ZX21-1-2	1798	31	1808	18	1790	22	1734	28	1798	31	1808	18	1790	22	1734	28
ZX21-1-3	1874	25	1829	14	1757	15	1678	20	1874	25	1829	14	1757	15	1678	20
ZX21-1-4	1839	19	1838	12	1805	16	1807	21	1839	19	1838	12	1805	16	1807	21
ZX21-1-5	1856	34	1794	18	1712	18	1735	27	1856	34	1794	18	1712	18	1735	27
ZX21-1-6	1878	43	1808	24	1731	23	1800	63	1878	43	1808	24	1731	23	1800	63
ZX21-1-7	1836	24	1902	19	1930	30	2073	30	1836	24	1902	19	1930	30	2073	30
ZX21-1-8	1862	17	1835	16	1781	26	1911	26	1727	90	1744	36	1759	30	1762	29
ZX21-1-9	1719	19	1468	16	1285	26	1407	23	1456	127	1336	44	1262	30	1248	28
ZX21-1-10	1751	22	1894	22	1995	40	2099	41	1751	22	1894	22	1995	40	2099	41
ZX21-1-11	1795	32	1857	24	1872	35	1791	39	1795	32	1857	24	1872	35	1791	39
ZX21-1-12	1754	22	1463	17	1248	22	1364	25	1555	102	1352	36	1228	24	1207	22
ZX21-1-13	1848	24	1887	19	1887	29	1826	34	1848	24	1887	19	1887	29	1826	34
ZX21-1-14	1822	27	1707	19	1588	26	1828	33	1822	27	1707	19	1588	26	1828	33
ZX21-1-15	1884	30	1921	21	1927	31	1967	42	1884	30	1921	21	1927	31	1967	42
ZX21-1-16	1909	28	1948	24	1963	39	1985	43	1909	28	1948	24	1963	39	1985	43
ZX21-1-17	1893	35	1843	25	1777	35	1840	35	1893	35	1843	25	1777	35	1840	35
ZX21-1-18	1616	30	1270	17	1058	16	1221	23	1202	117	1087	37	1030	18	1021	17
ZX21-1-19	1881	20	1452	17	1170	21	1216	24	1641	145	1332	53	1149	26	1119	22
ZX21-1-20	2031	27	1878	18	1721	21	1851	31	1846	88	1762	37	1692	25	1678	24
ZX21-1-21	1864	26	1800	19	1735	26	1797	32	1864	26	1800	19	1735	26	1797	32

表 3 华山观环斑花岗岩样品 ZX21-1 中锆石稀土元素(REE)分析结果(μg g^{-1})

测定点	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ZX21-1-1	0.1	18.27	0.13	1.68	2.99	0.14	13.72	4.39	51.15	18.56	90.85	20.3	196.08	36.2
ZX21-1-2	0.04	14.66	0.06	0.77	2.07	0.12	8.79	3.2	38.87	13.9	68.99	14.99	138.47	25.34
ZX21-1-3	0.01	14.15	0.04	1.18	2.23	0.08	10.57	3.52	43.08	15.25	78.32	17.1	162.6	28.29
ZX21-1-4	0.22	24.37	1.46	18.42	19.76	0.82	73.87	20.43	229.26	76.54	345.76	65.74	579.56	97.57
ZX21-1-5	0.02	12.8	0.06	1.24	1.83	0.13	10.25	2.99	37.34	13.72	66.18	14.33	138.95	23.34
ZX21-1-6	0.01	10.82	0.08	1.33	1.83	0.17	9.16	2.8	35.08	12.13	61.11	13.35	131.29	24.15
ZX21-1-7	0.14	18.4	0.25	4.07	6.19	0.27	23.38	7.35	83.35	28.52	137.02	28.34	259.46	44.21
ZX21-1-8	0.12	21.79	0.45	7.28	9.48	0.29	48.49	15.42	184.28	65.75	314.68	68.63	652.98	109.16
ZX21-1-9	0.14	42.04	0.79	9.09	15.18	0.37	68.85	23.35	297.38	110.41	542.13	119.3	1111.18	174.92
ZX21-1-10	0.25	24.58	0.58	8.66	13.4	0.26	58.99	18.49	219.62	75.1	344.31	71.43	656.49	104.78
ZX21-1-11	0.01	16.97	0.07	1.02	1.94	0.09	9.87	3.4	41.02	15.17	75.99	16.57	160.91	27.81
ZX21-1-12	0.06	29.84	0.6	11.04	15.08	0.47	59.07	20.87	259.79	95.49	469.03	103.9	997.69	152.85
ZX21-1-13	0	20.11	0.11	1.41	3.33	0.17	16.01	4.88	59.49	20.26	99.43	21.24	201.15	33.12
ZX21-1-14	0.1	37.93	0.82	11.65	19.54	0.47	82.4	25.95	307.78	109.35	513.86	112.61	1035.74	156.4
ZX21-1-15	0.01	20.98	0.15	2.34	5.23	0.1	26.5	8.93	105.83	38.68	185.71	41.08	393.83	61.47
ZX21-1-16	0.16	25.71	1.14	16.13	18.05	0.83	64.56	18.76	205.02	67.68	311.02	63.38	570.73	87.56
ZX21-1-17	0.08	22.41	0.64	10.11	14.79	0.7	56.61	15.14	166.7	54.23	240.5	49.48	475.23	75.32
ZX21-1-18	0.92	37.32	0.94	12.79	16.41	0.56	79.93	27.89	366.61	133.99	664.96	150.28	1401.19	215.1
ZX21-1-19	0.92	52.16	1.02	10.78	13.72	0.36	50.34	15.92	190.99	66.21	324.01	70.1	681.78	110.6
ZX21-1-20	0.75	45.52	1.42	18.85	24.08	0.53	113.56	36.25	450.87	159.76	758.62	161.83	1507.12	224.2
ZX21-1-21	0.18	29.41	0.47	6.81	11.02	0.37	47.59	13.91	172.47	60.22	292.87	63.08	610.78	92.31

环斑花岗岩的成分相近. 华山观环斑花岗岩主量元素富硅、碱(尤其富钾)和铁, 具高 FeO*/MgO 比值, 贫钙和镁. 微量元素富 Th, U, La, Ga, Ce 和 Sm, 贫 Sr, Nb 和 Y; 轻稀土富集, 重稀土亏损及铕负异常, 亦符合环斑花岗岩的特点. 尽管本区还未发现相当于 AMCG 的岩石组合, 但华山观环斑花岗岩体附近就存在同期基性岩浆活动的证据. 如彭敏等人[37]在距华山观岩体不远的扬子崆岭高级变质地体中发现了同时代(~1.85 Ga)的基性岩脉, 表明存在双峰式岩石组合.

但正如 Rämö[3]所言, “环斑花岗岩具有共性, 但每一个环斑花岗岩体又有其独特性”. 与芬兰、北京密云等地典型环斑花岗岩不同的是, 本区的环斑花岗岩出露规模较小, 且并未像芬兰以及北京密云等地常见到角闪石, 而主要出现黑云母等暗色矿物, 反映了岩浆房结晶时的水压比一般的环斑花岗岩要高, 这可能就是本区环斑花岗岩分布局限的原因所在. 此外, 本区的岩石 Rb/Sr 以及 Rb/Ba 比值较高, 指示岩石的形成过程中经历了较高程度的岩浆结晶分异.

5.2 扬子地块古元古代环斑花岗岩的构造意义

古元古代期间发生了一系列全球性的超级事件, 如全球性的碰撞造山事件和 Columbia 超级大陆的形成[13,69,70]、大陆地壳的快速生长[71,72]、超级地幔柱活动[73]等. 在扬子地块, 古元古代构造岩浆事件的研究程度相对较低, 但近年来随着研究工作的深入, 越来越多的古元古代地质事件的记录被发现, 并对这些地质事件的演化序列及其全球构造背景和意义开展了讨论.

古元古代 Columbia 超大陆的存在已经得到较为广泛的认可, 华北地块有着与 Columbia 超大陆聚合和裂解有关的的元古代大规模构造热事件的记录[10,15~24]. 最新研究表明,扬子地块也广泛存在 2.1~1.8 Ga 构造热事件的年代学记录.

(1) 2.1~2.0 Ga 的岩浆事件. 该时期的岩浆岩体目前在扬子地块尚未发现. 但碎屑锆石年代学研究显示, 在扬子地块新元古代沉积岩中广泛出现了 2.1~2.0 Ga 的锆石, 它们显示振荡环带, 且具有很高的 Th/U 比值(~1.0), 显然是岩浆成因的[74,75]. 此外, 在

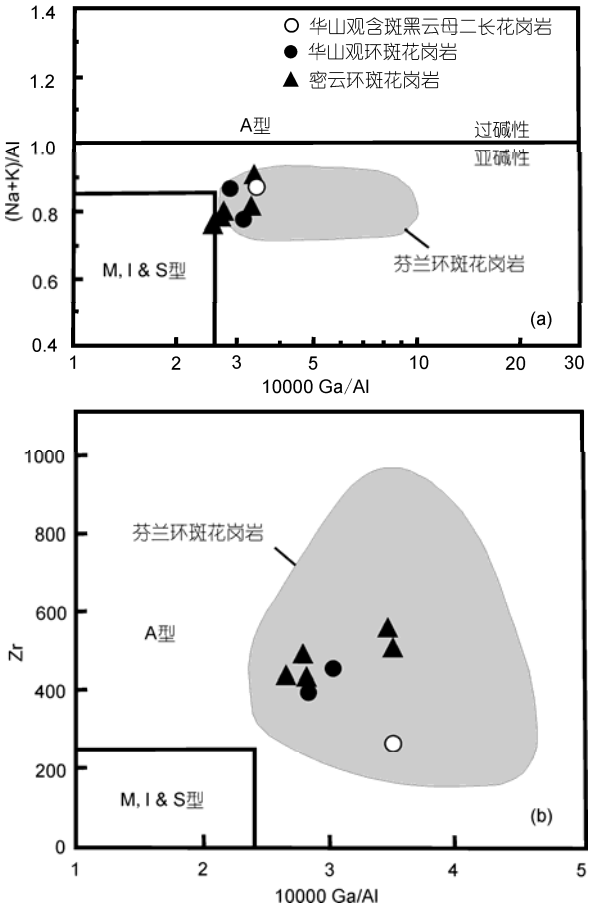


图 9　华山观环斑花岗岩主、微量元素判别图

(a) (Na+K)/Al-10000 Ga/Al 图解, 华山观环斑花岗岩投点于亚碱性 A 型花岗岩区域; (b) Zr-10000 Ga/Al 图解, 落于 A 型花岗岩区域; (a), (b)中芬兰环斑花岗岩成分分别自文献[68]和[49], 北京密云典型环斑花岗岩数据自文献[7], 底图自文献[48]

扬子地块各地的钾镁煌斑岩中获得了~2000 Ma 的锆石捕虏晶年龄(LA-ICPMS 法, 多数锆石 Th/U>1)[30]; 在安徽铜陵地区中生代岩体中也测得了 2091~2025 Ma 的古锆石年龄(SHRIMP 法, Th/U 为 0.15~0.46, 具振荡环带)[76], 都表明扬子地块可能存在 2.1~2.0 Ga 的岩浆事件.

(2) 2.0~1.9 Ga 的变质事件. 如大别山的黄土岭麻粒岩(1992 Ma, 锆石蒸发法[77]; (1998±35) Ma, 石榴石逐步溶解法[78]; (2052±100) Ma, LA-ICPMS[79]; (2002±17) Ma, SIMS[80])以及崆岭变质地体中的崆岭群副片麻岩和角闪岩((1939±44)和(1958±15) Ma, Sm-Nd 等时线)[81]、奥长花岗岩和变泥质岩((1990±16)和(1930±50) Ma, SHRIMP[27]; (1992±16)和(1928±18) Ma, SHRIMP[82])、变泥质岩和角闪岩((1950±50), (1980±20)和(1940±40) Ma, LA-ICPMS)[34]、混合岩(1980~2013 Ma, SHRIMP)[83]. 这些年代学记录似乎集中分布于扬子地块北部, 它很可能代表了扬子地块北缘 2.0~1.9 Ga 的一次碰撞造山事件[34], 并且可能与 Columbia 超大陆的聚合有关[29,34,35].

(3) ~1.85 Ga 的伸展裂解事件. 环斑花岗岩形成于非造山或造山后的构造环境, 被认为是伸展构造的标志之一[1]. 本次报道的华山观岩体为典型的环斑花岗岩体, 测年结果显示该岩体形成于古元古代晚期~1850 Ma. 而扬子地块与 Columbia 超大陆聚合作用有关的造山事件发生在 2.0~1.9 Ga, 恰早于华山观环斑花岗岩岩体形成的时间. 此外, 在崆岭高级变质地体中发现的区域伸展作用标志的基性岩脉形成时代也约为 1.85 Ga[37]. 最近报道的圈椅墒 A 型花岗岩形成时代亦为~1.85 Ga, 且锆石 Hf 同位素研究表明其源岩可能来自扬子大陆深部太古宙地壳, 并可能与 Columbia 超大陆聚合后-裂解前大陆岩石圈的伸展作用所引起的深部太古宙地壳拉张垮塌产生的熔融作用有关[36]. 尽管本文报道的华山观环斑花岗岩, 其源岩是否也来自于大陆深部太古宙地壳还有待于进一步的同位素研究的证实, 但毋庸置疑, 无论是华山观环斑花岗岩, 圈椅墒 A 型花岗岩还是崆岭高级变质地体中的基性岩脉, 都形成于伸展的构造环境, 指示在约 1.85 Ga 扬子地块发生了由碰撞挤压向伸展作用的构造转换作用, 并可能与 Columbia 超大陆的裂解有关.

综上所述, 扬子地块广泛存在着 2.1~1.8 Ga 的构造年代学记录, 有可能是地块汇聚拼合到裂解的演化历史的反映, 即可能属于古元古代 Columbia 超大陆汇聚和裂解过程的一部分. 华山观 1.85 Ga 环斑花岗岩的发现, 为扬子地块在古元古代的形成和克拉通化, 且在随后发生的向伸展作用的构造转换过程提供了重要的证据. 最近, 在华夏地块也报道了 1.89~1.83 Ga 造山事件[84]和 1.80~1.76 Ga 裂解事件[85~87], 这些事件均略晚于扬子地块, 表明二者可能位于超大陆体系的不同部位, 因而具有不同的演化历史.

6　结论

通过以上研究以及与芬兰、北京密云典型环斑花岗岩的对比, 可以得出以下结论.

(1) 所研究的华山观环斑花岗岩具有典型的环斑结构, 斑晶为钾长石, 多呈卵球状, 外面包有更长

石-中长石薄壳, 且岩石中的碱性长石和石英一般为两个世代的产物, 钾长石斑晶内部包裹的矿物多呈环状展布; 岩石属于亚碱性、过铝质、高 Fe/Mg 比值且具典型环斑结构的 A 型花岗岩.

(2) 锆石 U-Pb 定年表明, 岩体侵位时代为(1851±18) Ma. 其 U-Pb 下交点年龄为(803±170) Ma, 可能代表岩体遭受了后期新元古代构造热事件改造的时代.

(3) 已有研究表明, 扬子地块内部可能广泛存在着与陆块拼合有关的古元古代晚期(~2000 Ma)的岩浆和变质事件. 而之后的 1.85 Ga 华山观环斑花岗岩的发育, 则意味着在1850 Ma之时扬子地块已处于大陆裂解或造山后伸展的构造环境中, 并可能与古元古代 Columbia 超大陆的裂解有关.

致谢 此文系湖北省高校省级教学研究项目(2009108 项)研究成果的一部分. 野外工作得到王艳、范淑花、刘劲松等的帮助; 微量元素测试分析得到李万友、刘园园、丁丽雪等的帮助; 论文撰写和修改中得到凌文黎老师和张超、熊富浩、徐文景的帮助与指导, 在此一并致谢.

参考文献

1 Haapala I, Rämö O T. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of the southeastern Fennoscandia. Trans Roy Soc Edinburgh Earth Sci, 1992, 83: 165–171
2 Haapala I, Rämö O T. Rapakivi granites and related rocks: An introduction. Precambrian Res, 1999, 95: 1–7
3 Rämö O T, Haapala I. One hundred years of rapakivi granite. Miner Petrol, 1995, 52: 129–185
4 Väino P, Flodén T. Rapakivi-granite-anorthosite magmatism——A way of thinning and stabilization of the Svecofennian crust, Baltic Sea Basin. Tectonophysics, 1999, 305: 75–92
5 Rämö O T, Haapala I, Vaasjoki M, et al. 1700 Ma Shachang complex, northeast China: Proterozoic rapakivi granite not associated with Paleoprozoic orogenic crust. Geology, 1995, 23: 815–818
6 解广轰. 大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的岩石学和地球化学——兼论全球岩体型斜长岩和环斑花岗岩类的时空分布及其意义. 北京: 科学出版社, 2005. 1–195
7 郁建华, 傅会芹, 张凤兰, 等. 华北地台北部非造山环斑花岗岩及有关岩石. 北京: 中国科学技术出版社, 1996. 1–182
8 Vigneresse J L. The specific case of the Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent. Precambrian Res, 2005, 137: 1–34
9 Dall'Agnol R, Teixeira N P, Rämö O T, et al. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. Lithos, 2005, 80: 101–129
10 杨进辉, 吴福元, 柳小明, 等. 北京密云环斑花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素及其地质意义. 岩石学报, 2005, 21: 1633–1644
11 赵国春, 孙敏, Wilde S A. 早-中元古代 Columbia 超级大陆研究进展. 科学通报, 2002, 47: 1361–1364
12 Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent. Earth Sci Rev, 2002, 59: 125–162
13 Rogers J J W, Santosh M. Cofiguration of Columbia: A Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Res, 2002, 5: 5–22
14 Wang Y J, Fan W M, Zhang Y H. Geochemical, $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological and Sr-Nd isotopic constraints on the origin of Paleoproterozoic mafic dikes from the southern Taihang Mountains and implications for the ca.1800 Ma event of the North China Craton. Precambrian Res, 2004, 135: 55–77
15 Wang Y J, Zhao G C, Fan W M, et al. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic mafic dikes from western Shandong Province: Implications for back-arc basin magmatism in the Eastern Block, North China Craton. Precambrian Res, 2007, 154: 107–124
16 Zhai M G, Liu W J. Palaeoproterozoic tectonic history of the North China craton: A review. Precambrian Res, 2003, 122: 183–199
17 Guo J H, Sun M, Chen F K, et al. Sm-Nd and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of high-pressure granulites in the Sanggan area, North China Craton: Timing of Paleoproterozoic continental collision. J Asian Earth Sci, 2005, 24: 629–642
18 Wan Y S, Song B, Liu D Y, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Palaeoproterozoic metasedimentary rocks in the North China Craton: Evidence for a major Late Palaeoproterozoic tectonothermal event. Precambrian Res, 2006, 149: 249–271
19 Peng P, Zhai M G, Ernst R E, et al. A 1.78 Ga large igneous province in the North China craton: The Xiong'er Volcanic Province and the North China dyke swarm. Lithos, 2008, 101: 260–280

20 Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited. Precambrian Res, 2005, 136: 177–202

21 Hou G T, Santosh M, Qian X L, et al. Tectonic constraints on 1.3–1.2 Ga final breakup of Columbia supercontinent from a giant radiating dyke swarm. Gondwana Res, 2008, 14: 516–566

22 Hou G T, Santosh M, Qian X L, et al. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms. Gondwana Res, 2008, 14: 395–409

23 Kusky T, Li J H, Santosh M. The Paleoproterozoic North Hebei Orogen: North China craton's collisional suture with the Columbia supercontinent. Gondwana Res, 2007, 12: 4–28

24 Zhang S H, Liu S W, Zhao Y, et al. The 1.75–1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China Craton: Magmatism related to a Paleoproterozoic orogen. Precambrian Res, 2007, 155: 287–312

25 凌文黎, 高山, 郑海飞, 等. 扬子克拉通黄陵地区崆岭杂岩 Sm-Nd 同位素地质年代学研究. 科学通报, 1998, 43: 86–89

26 Gao S, Ling W L, Qiu Y M, et al. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63: 2071–2088

27 Qiu Y M, Gao S, McNaughton N J, et al. First evidence of >3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of South China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. Geology, 2000, 28: 11–14

28 Zhang S B, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. Origin of TTG-like rocks from anatexis of ancient lower crust: Geochemical evidence from Neoproterozoic granitoids in South China. Lithos, 2009, 113: 347–368

29 Wu Y B, Zheng Y F, Gao S, et al. Zircon U-Pb age and trace element evidence for Paleoproterozoic granulite facies metamorphism and Archean crustal rocks in the Dabie Orogen. Lithos, 2008, 101: 308–322

30 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Widespread Archean basement beneath the Yangtze craton. Geology, 2006, 34: 417–420

31 沈其韩, 耿元生, 宋彪, 等. 华北和扬子陆块及秦岭-大别造山带地表和深部太古宙基底的新信息. 地质学报, 2005, 79: 616–627

32 郑永飞. 新元古代岩浆活动与全球变化. 科学通报, 2003, 48: 1705–1720

33 凌文黎, 高山, 张本仁, 等. 扬子陆核古元古代晚期构造热事件与扬子克拉通演化. 科学通报, 2000, 45: 2343–2348

34 Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age and Hf-O isotope evidence for Paleoproterozoic metamorphic event in South China. Precambrian Res, 2006, 151: 265–288

35 Wu Y B, Gao S, Gong H J, et al. Zircon U-Pb age, trace element and Hf isotope composition of Kongling terrane in the Yangtze Craton: Refining the timing of Palaeoproterozoic high-grade metamorphism. J Metamorphic Geol, 2009, 27: 461–477

36 熊庆, 郑建平, 余淳梅, 等. 宜昌圈椅埫 A 型花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素与扬子大陆古元古代克拉通化作用. 科学通报, 2008, 53: 2782–2792

37 彭敏, 吴元保, 汪晶, 等. 扬子崆岭高级变质地体古元古代基性岩脉的发现及其意义. 科学通报, 2009, 54: 641–647

38 Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup. Earth Sci Rev, 2004, 67: 91–123

39 湖北省地质矿产局. 湖北省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990. 1–662

40 Sederholm J J. Ueber die finnlandischen Rapakiwigesteine. Tschermaks Mineral Petrogr Mitt, 1891, 12: 1–31

41 胡能高, 王晓霞, 孙延贵, 等. 柴北缘元古宙鹰峰环斑花岗岩及其共生岩石的地球化学特征、成因及地质意义. 地质评论, 2007, 53: 460–472

42 肖庆辉, 卢欣祥, 王菲, 等. 柴达木北缘鹰峰环斑花岗岩的时代及其地质意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 1193–1200

43 Gao S, Zhang B R, Gu X M, et al. Silurian-Devonian provenance changes of South Qinling basins: Implications for accretion of the Yangtze (South China) to the North China cratons. Tectonophysics, 1995, 250: 183–197

44 Zhang H F, Gao S, Zhong Z Q, et al. 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. Chem Geol, 2002, 186: 281–299

45 Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and Oceanic Crust Recycling-induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths. J Petrol, 2010, 51: 537–571

46 Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 2002, 192: 59–79

47 Ludwig K R. Users manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Exccel. Berkeley Geochron Cent Spec Publ, 2003, 4: 1–70

48 Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib Miner Petrol, 1987, 95: 407–419

49 Haapala I, Rämö O T, Frindt S. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism. Lithos, 2005, 80: 1–32

50 McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth. Chem Geol, 1995, 120: 223–253
51 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 2004, 49: 1859–1604
52 Hoskin P W O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. Geochim Cosmochim Acta, 2005, 69: 637–648
53 Pelleter E, Cheilletz A, Gasquet D, et al. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit-Morocco). Chem Geol, 2007, 245: 135–161
54 凌文黎, 王歆华, 程建萍. 扬子北缘晋宁期望江山基性岩体的地球化学特征及其构造背景. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20: 218–221
55 曾雯, 钟增球, 周汉文, 等. 黄陵地区基性岩墙群的地球化学特征及其地质意义. 地球科学, 2004, 29: 31–38
56 凌文黎, 高山, 程建萍, 等. 扬子陆核与陆缘新元古代岩浆事件对比及其构造意义——来自黄陵和汉南侵入杂岩 ELA-ICPMS 锆石 U-Pb 同位素年代学的约束. 岩石学报, 2006, 22: 387–396
57 Ling W L, Gao S, Zhang B R, et al. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze craton, South China: Implications for amalgamation and break-up of the Rodinia Supercontinent. Precambrian Res, 2003, 122: 111–140
58 Li X H, Li W X, Qiu L L, et al. Petrogenesis and tectonic significance of the 850 Ma Gangbian alkaline complex in South China: Evidence from in situ zircon U-Pb dating, Hf-O isotopes and whole-rock geochemistry. Lithos, 2010, 114: 1–15
59 Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, et al. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocks from Northern Guangxi, South China: Implications for tectonic evolution. Precambrian Res, 2006, 145: 111–130
60 Zhou J C, Wang X L, Qiu J S. Geochronology of Neoproterozoic mafic rocks and sandstones from northeastern Guizhou, South China: Coeval arc magmatism and sedimentation. Precambrian Res, 2009, 170: 27–42
61 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrian Res, 2003, 122: 85–109
62 Wang L J, Griffin W L, Yu J H, et al. Precambrian crustal evolution of the Yangtze Block tracked by detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks. Precambrian Res, 2010, 177: 131–144
63 凌文黎, 段瑞春, 柳小明, 等. 南秦岭武当山群碎屑锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. 科学通报, 2010, 55: 1153–1161
64 Wark D A, Stimac J A. Origin of mantled (rapakivi) feldspars: Experimental evidence of a dissolution and diffusion-controlled mechanism. Contrib Miner Petrol, 1992, 111: 345–361
65 Nekvasil H. Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. Am Miner, 1991, 76: 1279–1290
66 Eklund O, Shebanov A D. The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. Precambrian Res, 1999, 95: 129–146
67 马昌前, 王人镜. 北京周口店岩体中钾长石巨晶的特征及成因. 矿物学报, 1990, 10: 323–332
68 Christiansen E H, Haapala I, Hart G L. Are Cenozoic topaz rhyolites the erupted equivalents of Proterozoic rapakivi granites? Examples from the western United States and Finland. Lithos, 2007, 97: 219–246
69 Zhao G C. Palaeoproterozoic assembly of the North China Craton. Geol Mag, 2001, 138: 87–91
70 Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Some key issues in reconstructions of Proterozoic supercontinents. J Asian Earth Sci, 2006, 28: 3–19
71 Condie K C. Episodic continental growth models: Afterthoughts and extensions. Tectonophysics, 2000, 322: 153–162
72 Condie K C. Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? Earth Planet Sci Let, 1998, 163: 97–108
73 Condie K C, Des Marais D J, Abbott D. Precambrian superplumes and supercontinents: A record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates? Precambrian Res, 2001, 106: 239–260
74 Liu X M, Gao S, Diwu C R, et al. Precambrian crustal growth of Yangtze Craton as revealed by detrital zircon studies. Am J Sci, 2008, 308: 421–468
75 佘振兵. 中上扬子上元古界-中生界碎屑锆石年代学研究. 博士学位论文. 武汉: 中国地质大学研究生院, 2007. 1–131
76 王彦斌, 刘敦一, 曾普胜, 等. 铜陵地区小铜官山石英闪长岩锆石 SHRIMP 的 U-Pb 年龄及其成因指示. 岩石矿物学杂志, 2004, 23: 298–304
77 Jian P, Zhang Z C, Zhu J P, et al. The Dabie basement older than 2800 Ma: Evidence from the zircon age of granulite from Huangtuling. Acta Geosci Sin, 1997, 18: 65–67
78 周汉文, 刘颖, 李献华, 等. 大别山黄土岭中性麻粒岩石榴子石阶段酸淋滤 Pb-Pb 等时线年龄. 科学通报, 1998, 43: 2434–2437
79 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 大别山黄土岭麻粒岩中锆石 LAM-ICP-MS 微区微量元素分析和 Pb-Pb 定年. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 20–28
80 夏群科, 郑永飞, 葛宁洁, 等. 大别山北部黄土岭片麻岩的锆石 U-Pb 年龄和氧同位素组成: 古老的原岩和多阶段历史. 岩石学报, 2003, 19: 506–512
81 凌文黎. 扬子克拉通北缘元古宙基底同位素地质年代学和地壳增生历史: Ⅰ后河群和西乡群. 地球科学, 1996, 21: 491–494

82 高山, Qiu Y M, 凌文黎. 崆岭高级变质地体单颗粒锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究——扬子克拉通>3.2 Ga 陆壳物质的发现. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 27–35
83 Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon isotope evidence for≥3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China. Precambrian Res, 2006, 146: 16–34
84 Yu J H, Wang L J, O'Reilly S Y, et al. A Paleoproterozoic orogeny recorded in a long-lived cratonic remnant(Wuyishan terrane), eastern Cathaysia Block, China. Precambrian Res, 2009, 174: 347–363
85 Li X H. Timing of the Cathaysia block formation: Constraints from SHRIMP U-Pb zircon geochronology. Episodes, 1997, 20: 188–192
86 Wan Y S, Liu D Y, Xu M H, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and geochemistry of metavolcanic and metasedimentary rocks in Northwestern Fujian, Cathaysia Block, China: Tectonic implications and the need to redefine lithostratigraphic units. Gondwana Res, 2007, 12: 166–183
87 Li Z X, Li X H, Wartho J A, et al. Magmatic and metamorphic events during the early Paleozoic Wuyi-Yunkai Orogeny, southeastern South China: New age constraints and pressure-temperature conditions. GSA Bull, 2010, 122: 772–793