

桐柏-大别山南缘的志留纪A型花岗岩类: SHRIMP 锆石年代学和地球化学证据*

马昌前** 余振兵 许 聘 王琳燕

(中国地质大学岩石圈演化与矿产资源重点实验室及地球科学学院, 武汉 430074)

摘要 采用锆石SHRIMP U-Pb定年方法, 获得桐柏-大别山南缘随州黄羊山岩体中钠闪石石英正长岩的岩浆锆石年龄为 439 ± 6 Ma. 根据锆石形貌特征和高的Th/U比值, 该年龄代表了岩体的结晶年龄. 黄羊山岩体岩石类型主要为过碱性石英正长岩、碱性花岗岩和正长岩, 它们具有高的碱性指数($A.I. = (Na + K)/Al$, 摩尔比)和Fe/Mg指数 $[FeO_T/(FeO_T + MgO)]$, 低CaO和MgO等特征, 岩石富含Nb, Zr, Ga, Y, Hf等高场强元素、轻稀土富集、具明显负Eu异常和高的Ga/Al比值, 与非造山环境中的A型花岗岩类的地球化学特征相一致. 黄羊山A型花岗岩类为南秦岭-南大别古生代碱性岩带的一部分, 是在古特提斯洋扩张背景下扬子克拉通北缘伸展作用的产物.

关键词 大别造山带 A型花岗岩 志留纪 伸展作用 古特提斯

以早中生代超高压变质岩剥露和侏罗纪-白垩纪巨量花岗岩类岩浆活动而闻名的大别造山带, 目前亟待认识的重要科学问题是古生代构造演化尤其是岩浆作用响应. 已发表的资料表明, 大别造山带的不同部分保存了性质各异的古生代地质记录. 其中, 在大别山北麓的北淮阳地区, 存在奥陶纪岩浆弧^[1,2], 向西可与北秦岭岩浆弧相接^[2], 在造山带核部, 则陆续发现了古生代构造-热事件和高压变质作用的年代学记录^[3~7]; 而从南秦岭向东至桐柏-大别山南缘, 古生代尤以伸展作用的印迹最为明显. 例如, 胡健民等^[8]

提出南秦岭岩石圈在古生代曾发生过强烈的近南北向的伸展减薄作用; 董云鹏等^[9]讨论了随州地区早古生代基性火山岩形成的构造环境, 认为该区大陆拉斑玄武岩火山活动与扬子克拉通伸展-初始裂谷作用相关. 本文根据随州地区黄羊山正长岩-碱性花岗岩杂岩体的研究, 获得了桐柏-大别山南缘志留纪与伸展有关的花岗岩类岩浆作用同位素年代学和地球化学新资料. 这一研究, 对于认识大别造山带古生代大地构造演化、确定古特提斯洋最初打开的时间、厘定扬子和华北克拉通之间的边界, 具有重要意义.

2003-10-30 收稿, 2004-07-26 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40334037)、高等学校博士点基金(批准号: 20010491018)和中国石油化工股份有限公司科技研究开发项目(P02009)资助

** E-mail: cqma@cug.edu.cn

1 地质背景

夹持于华北克拉通和扬子克拉通之间的大别造山带(图 1 内插图), 自北向南可以划分为 3 个以断层围限、岩石组合和变形变质特征有明显区别的构造单元^[6]: (1) 北淮阳构造带. 北、南两侧分别与信阳-舒城断裂和桐柏-磨子潭断裂为界, 主要由中、新元古代庐镇关正片麻岩和古生代佛子岭群变质碎屑岩组成, 其变质达绿片岩相. 在北部光山-信阳一带, 出露了奥陶纪石英闪长岩-花岗闪长岩体, 地球化学特征表明它们属于北秦岭古生代岩浆弧的一部分^[12]. 在中生代, 覆盖有侏罗纪沉积岩和火山岩, 并有晚侏罗世-早白垩世花岗岩类侵入. (2) 中央隆起带. 由于出露早中生代高压-超高压榴辉岩、出现晚中生代巨量花岗岩类岩浆活动和少量基性岩浆侵入而引起广泛关注. 榴辉岩和侵入岩的围岩主要为太古代-元古代变质杂岩^[10], 包括花岗质片麻岩、斜长角闪岩和混合岩. (3) 随(州)-应(山)构造带. 位于新城-广济断裂以南, 襄樊-广济断裂以北. 区内主要出露的中、新元古代武当岩群(原随县

群), 为一套变质的砂页岩-流纹英安岩建造, 其下部为变质砂页岩组, 中部为变质凝灰岩组, 上部为变质沉-凝灰岩组, 其中广泛分布有变质基性岩墙群^[11,12], 岩群的变质作用达到绿片岩相. 在残存的古生代沉积盖层中, 震旦系-寒武系主要为碎屑岩-碳酸盐岩建造, 早奥陶世开始出现火山活动, 而占主导的晚奥陶世-早志留世火山岩系(兰家畈群), 以玄武岩为主, 是大陆板内伸展的初始裂谷产物^[9]. 该地层区被看成是扬子克拉通北部边缘生物地层构造区, 而北部在新城-广济断裂以北, 为桐柏生物地层构造区(属华北南缘区)^[13].

黄羊山钠闪石英正长岩-碱性花岗岩杂岩体出露于随-应构造带内(图 1). 岩体位于三里岗镇西北约 10 km 处的黄羊山-袁家湾一带, 出露面积约 10 km², 平面上呈不规则扁豆状, NW320° 方向展布, 与区域构造线方向一致. 岩石发育节理, 但无明显韧性变形. 岩体主要沿寒武纪庄子沟组板理侵入, 但在西部和东南缘侵入于武当岩群中, 而南部被白垩纪寺沟组沉积覆盖. 岩体南缘有小的辉绿岩体侵入.

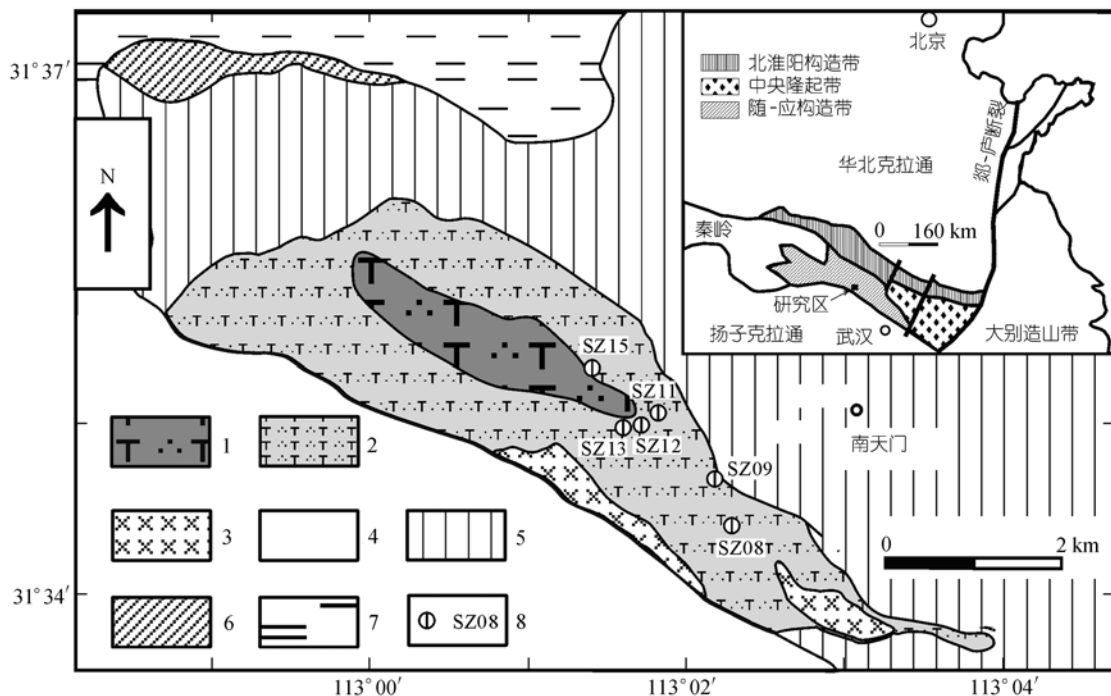


图 1 桐柏-大别山西南缘黄羊山 A 型花岗岩体地质略图

1. 中粗粒钠闪石(石英)正长岩; 2. 中细粒钠闪石英正长岩和碱性花岗岩; 3. 细粒变辉长辉绿岩; 4. 白垩系; 5. 寒武系; 6. 震旦系;
7. 武当岩群; 8. 采样位置和样品号

2 岩相学特征

岩体主要由钠质角闪石石英正长岩和碱性花岗岩组成. 以中细粒结构为主, 岩体中心粒度变粗. 主要矿物为条纹长石(70%~80%)、石英(5%~18%)和钠质角闪石(5%~15%), 此外还包含有少量锆石、磷灰石、磁铁矿、钛铁矿、独居石和榍石等. 原生的钠闪石多呈褐色-黑色, 多色性明显, 部分钠闪石边部呈深蓝色, 系晚期流体作用改造产物. 在条纹长石中可见放射状或束状深蓝色钠闪石, 单个颗粒多呈针状, 粒度细小(<0.01 mm). 条纹长石多为反条纹, 边部可见干净的钠长石微晶形成多晶体结合的净边, 或钠长石呈细脉状分布于条纹长石之间. 邱家骥等^[14]曾报道该岩体的全岩Rb-Sr等时线年龄为 215 Ma.

利用中国地质大学(武汉)JCXA-733 电子探针对方闪石进行了分析(0.2 μ A, 15 kV). 代表性的分析结果列于表 1. 利用Schumacher^[15]的方法进行结构式计算并估算三价铁的比例, 根据国际矿物协会批准的新方案^[16], 岩石中的角闪石为钠质角闪石和钠-钙质角闪石. 在Ca+Al^{IV}对Si+Na+K图解^[17]中, 角闪石的成分范围主要分布于钠透闪石和亚铁钠闪石区(图 2). 与分布于钠透闪石-亚铁钠闪石界线附近的样品相比, 位于钠透闪石区的两个样品(SZ08-1, SZ08-6) 有较高的Mg[#]值和CaO含量, 而FeO含量较低(表 1). 亚铁钠闪石的出现表明在岩浆结晶晚期——固相线下

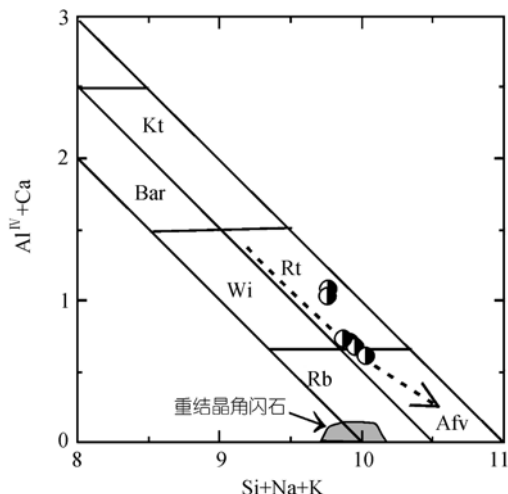


图 2 角闪石Al^{IV}+Ca对Si+Na+K图解^[17,18]

Kt, 红闪石; Bar, 冻蓝闪石; Wi, 蓝透闪石; Rt, 钠透闪石; Afv, 亚铁钠闪石; Rb, 钠闪石. 虚线和箭头表示岩浆固相线下角闪石的演变趋势^[19]

阶段, 处于较低的氧逸度条件^[19]. 角闪石的成分具有从钠透闪石(Rt)向亚铁钠闪石(Afv)变化的趋势, 这是一种在还原条件下发生的形如Al^{IV} Si \leftrightarrow (Na, K)的置换作用, 属于一种固相线下的转变趋势^[20].

3 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定

定年样品采自新鲜岩石(样品 SZ08), 重约 5 km. 采样位置: 113°02.359N, 31°34.348E, 黄羊山东南坡. 样品破碎分选后, 在双目镜下选出晶形完好的锆石. 样品靶制成后, 对锆石进行透射光、反射光和阴极发光照相, 以供年龄测定时选点用. 锆石呈浅棕色、半透明, 多短柱状, 长宽比为 1:1 至 3:1, 晶形较差, 可见裂隙和包裹体. 阴极发光图像中, 具自形生长环带.

锆石SHRIMP U-Pb年龄测定在北京离子探针中心完成. 锆石年龄测定原理和流程见Compston等^[21,22]和Williams^[23]. 一次离子流O₂强度为 9 nA. 一次离子流束斑直径为 25 μ m左右. 每个数据点测定由 5 次扫描构成. 测定质量峰为⁹⁰Zr¹⁶O⁺, ²⁰⁴Pb⁺, 背景值, ²⁰⁶Pb⁺, ²⁰⁷Pb⁺, ²⁰⁸Pb⁺, ²³⁸U⁺, ²³²Th¹⁶O⁺和²³⁸U¹⁶O⁺, 单接收器接收. 标准为SL13 和TEM. 数据处理采用SQUID1.03c和ISOPLLOT程序. 表 and 图中所给出的单个数据的误差为 1 σ . 加权平均年龄误差为 95%的置信度水平.

黄羊山岩体共测定 9 个锆石颗粒的 9 个数据点, 测试结果列于表 2 中. U和Th含量及Th/U比值分别为 396~1930 μ g/g, 325~2213 μ g/g 和 0.65~1.58. 高的Th/U比值具岩浆型锆石特征^[24-27]. 图 3 为黄羊山碱性花岗岩体锆石U-Pb年龄谐和图. 除 5.1 和 8.1 外, 其余 7 个数据点²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄较为集中分布, 变化范围为 433.7~446.4 Ma, 平均值为 439 \pm 6 Ma, 代表了岩体的结晶年龄, 即该岩体为早志留世产物. 测试过程中未发现较老的锆石颗粒或核部的残留锆石.

4 地球化学特征

主量元素分析在湖北省地质实验研究所完成, H₂O采用重量法、CO₂采用非水滴定法分析, 其余氧化物由X荧光光谱 α 系数法测定. 分析精度(相对误差)除H₂O外均为 1%. 微量元素(含稀土元素)分析是在中国科学院地质和地球物理研究所ICP-MS实验室

表 1 角闪石探针分析

样品	SZ08-1	SZ08-5	SZ08-6	SZ08-7	SZ09-1	SZ09-2	SZ09-3
SiO ₂	49.78	49.72	49.18	48.88	51.21	49.75	51.71
TiO ₂	1.51	1.51	2.12	1.69	0.06	0.79	0.16
Al ₂ O ₃	0.85	0.58	1.23	0.71	0.82	0.82	0.35
FeO	29.72	30.09	25.31	29.53	34.04	32.59	33.01
MnO	1.39	1.50	1.15	1.36	0.78	0.95	0.92
MgO	1.87	1.69	4.23	1.67	0.40	1.10	0.37
CaO	4.04	3.98	5.04	3.75	1.16	2.27	1.03
Na ₂ O	6.27	5.39	5.91	5.36	6.60	5.74	6.77
K ₂ O	1.15	1.22	1.25	1.35	0	0.92	0
总和	96.58	95.68	95.42	94.30	95.07	94.93	94.34
以 23 个氧为基准的离子数 ^{a)}							
Si	7.70	7.95	7.71	8.00	7.93	7.95	7.96
Al ^{IV}	0.23	0.05	0.23	0.00	0.07	0.05	0.04
Fe ³⁺	0.08	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	0.00	0.05	0.00	0.14	0.07	0.09	0.09
Ti	0.25	0.18	0.25	0.21	0.21	0.21	0.21
Fe ³⁺	0.82	0.63	0.77	0.06	0.58	0.47	0.44
Mg	0.99	0.40	0.99	0.41	0.40	0.41	0.41
Fe ²⁺	2.42	3.39	2.48	3.99	3.43	3.55	3.58
Mn	0.15	0.20	0.15	0.19	0.19	0.19	0.19
Ca	0.37	0.14	0.36	0.00	0.13	0.10	0.09
Sum C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ca	0.47	0.54	0.49	0.65	0.52	0.56	0.56
Na	1.53	1.46	1.51	1.35	1.48	1.44	1.44
Sum B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na	0.26	0.21	0.28	0.36	0.21	0.25	0.26
K	0.25	0.25	0.25	0.28	0.28	0.28	0.28
Sum A	0.51`	0.46	0.53	0.64	0.49	0.53	0.54
总和	15.51	15.46	15.53	15.64	15.49	15.53	15.54
Mg [#]	0.29	0.11	0.27	0.09	0.11	0.10	0.10
名称 ^{b)}	亚铁钠闪石	铁蓝透闪石	亚铁钠闪石	铁钠透闪石	铁蓝透闪石	铁钠透闪石	铁钠透闪石

a) 采用文献[5]的方法取最大Fe⁺³和最小Fe⁺³的平均值, 并以 23 个氧为基准计算阳离子数; b) 角闪石定名按文献[16]新的方案. Mg[#] = Mg/(Mg+Fe⁺²)

表 2 黄羊山石英正长岩锆石SHRIMP U-Pb定年结果^{a)}

点号	$^{206}\text{Pb}_c/\%$	$\text{U}/\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$\text{Th}/\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	误差/%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	误差/%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	误差/%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$\pm 1\sigma$
SZ08-1.1	0.17	670	595	0.92	40.6	0.0553	2.0	0.537	2.8	0.0704	1.9	438.7	8.1
SZ08-2.1	0.95	1259	1264	1.04	76.2	0.0569	2.3	0.549	3.0	0.0701	1.9	436.7	8.1
SZ08-3.1	0.58	507	328	0.67	30.5	0.0553	1.9	0.531	2.7	0.0696	1.9	433.7	8.1
SZ08-4.1	0.18	872	756	0.90	53.3	0.05854	0.93	0.574	2.1	0.0711	1.9	442.7	8.1
SZ08-5.1	—	493	325	0.68	28.8	0.05541	1.7	0.519	2.6	0.0679	1.9	423.4	8.0
SZ08-6.1	0.09	655	537	0.85	39.9	0.05648	1.3	0.551	2.3	0.0707	1.9	440.5	8.1
SZ08-7.1	0.54	1030	1624	1.63	61.8	0.05561	1.1	0.534	2.2	0.0697	1.9	434.4	8.0
SZ08-8.1	1.21	396	331	0.86	22.6	0.0590	2.3	0.537	3.0	0.0660	1.9	411.9	7.7
SZ08-9.1	—	1930	2213	1.18	119	0.05592	0.65	0.553	2.0	0.0717	1.9	446.4	8.1

a) 表内误差为 1σ. Pb_c和Pb^{*}分别代表普通铅和放射成因铅; 应用实测的²⁰⁴Pb进行普通铅校正

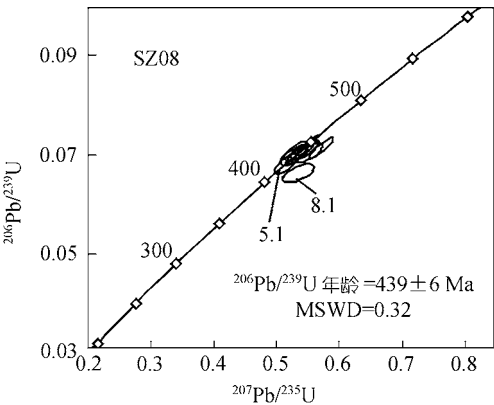


图3 黄羊山碱性花岗岩体(样品SZ08)SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄谐和图

²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄平均值计算时未用样品SZ08-5.1 和SZ08-8.1

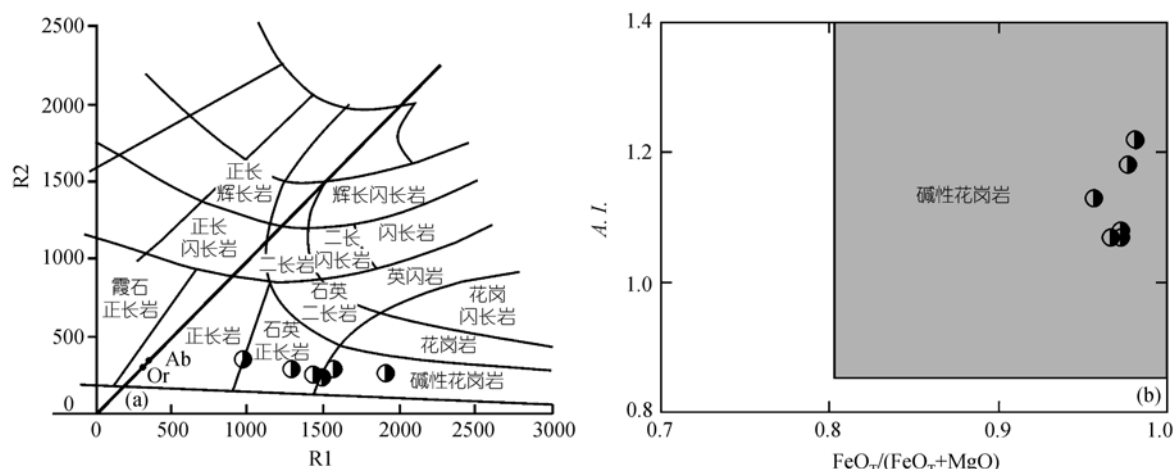
完成的, 所采用的分析方法是: 称取 40 mg 样品加入 1 mL HF, 0.3 mL (1 : 1) HNO₃ 在 150℃ 电热板上蒸至近干, 加入 1 mL HF, 0.3 mL (1 : 1) HNO₃ 拧紧盖后放入不锈钢套内于 200℃ 烘箱内保温 3 天. 开盖, 蒸至近干, 加入 2 mL (1 : 1) HNO₃ 浸出, 放入不锈钢套内于 150℃ 烘箱内保温过夜. 蒸至近干, 再次加入 2 mL (1 : 1) HNO₃ 浸出, 保温 2~3 小时, 确保样品全溶. 加入 1 mL 500PPb In 内标, 用 1% HNO₃ 稀释至 50 mL, 待测. 测试样品所用的仪器是 Finnigan MAT 生产的 ELEMENT. 样品测试精度在 5% 以内, 结果列于表 3 中.

地球化学资料表明, 黄羊山岩体的岩石类型主要为石英正长岩、碱性花岗岩和正长岩(图 4(a)), 其高的碱性指数($A.I. = (Na + K)/Al$, 摩尔比)和 Fe/Mg

表 3 黄羊山岩体代表性岩石的成分资料(氧化物用单位为%, 微量元素单位为 μg/g)

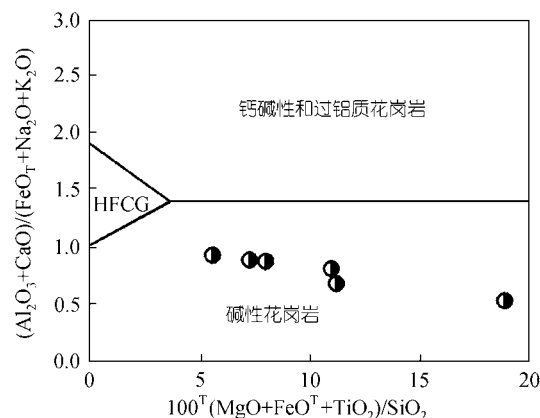
样号	SZ08	SZ09	SZ11	SZ12	SZ13	SZ15
SiO ₂	66.21	70.34	66.56	68.65	68.91	72.82
TiO ₂	0.62	0.39	1.65	0.41	0.51	0.22
Al ₂ O ₃	13.33	12.85	9.95	13.62	11.60	12.33
Fe ₂ O ₃	2.70	2.30	3.88	2.53	4.75	1.85
FeO	3.95	2.57	7.20	2.70	2.77	2.10
MnO	0.25	0.14	0.33	0.13	0.14	0.10
MgO	0.29	0.13	0.21	0.14	0.17	0.13
CaO	0.79	0.37	0.39	0.19	0.24	0.19
Na ₂ O	5.76	4.98	4.87	5.31	5.04	4.80
K ₂ O	5.17	5.22	3.78	5.38	4.98	4.85
P ₂ O ₅	0.08	0.02	0.09	0.03	0.03	0.02
H ₂ O ⁺	0.67	0.53	0.89	0.72	0.72	0.43
CO ₂	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
总和	99.84	99.86	99.82	99.83	99.88	99.86
A.I. ^{a)}	1.13	1.08	1.22	1.07	1.18	1.07
Rb	116.71	104.47	43.37	116.82	118.00	62.56
Sr	28.91	25.76	12.28	4.64	5.25	8.53
Ba	388.39	171.27	484.89	93.17	116.19	214.99
Ta	4.92	3.38	2.32	4.71	4.90	2.67
Nb	76.31	54.11	41.19	71.51	73.73	35.07
Hf	10.6	9.13	4.54	10.62	11.17	6.20
Zr	406.96	343.22	167.21	404.97	416.55	235.98
Y	36.24	28.4	17.46	33.37	33.76	22.48
Th	8.31	6.16	2.91	8.00	8.63	5.04
Ga	36.85	36.42	36.54	40.32	39.05	34.89
La	49.5	29.57	50.56	60.14	64.97	34.01
Ce	102.97	68.38	104.03	128.72	131.83	66.91
Pr	13.39	8.47	12.9	15.44	16.69	8.84
Nd	55.02	37.04	50.45	62.5	67.24	32.64
Sm	8.95	6.31	7.47	9.36	10.37	6.18
Eu	1.52	1.21	1.35	1.17	1.47	0.87
Gd	8.2	6.3	5.69	8.11	8.88	5.42
Tb	1.66	1.19	0.99	1.38	1.49	1.02
Dy	7.59	6.11	3.94	6.61	7.23	4.63
Ho	1.54	1.17	0.78	1.29	1.31	0.95
Er	4.24	3.34	2.24	3.79	4.17	2.55
Tm	0.8	0.63	0.44	0.69	0.72	0.47
Yb	5.16	4.19	3.16	4.80	5.06	3.12
Lu	0.83	0.64	0.59	0.81	0.74	0.52
ΣREE	261.37	174.55	244.59	304.81	322.17	168.13
Eu/Eu*	0.53	0.58	0.61	0.40	0.46	0.45
(La/Yb) _n	6.47	4.76	10.79	8.45	8.66	7.35

a) A.I.(碱性指数) = (Na+K)/Al (摩尔比); 稀土元素的球粒陨石标准化值据文献[28]

图 4 R1-R2 图(a)和A.I.-Fe/Mg指数(=FeO_T/(FeO_T+MgO))图(b)

(a)和(b)分别据文献[29]和[20]

指数 $[\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T+\text{MgO})]$ (图 4(b))、低CaO和MgO含量和低的 $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO})/(\text{FeO}_T+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 比值等都显示了碱性花岗岩的特点(图 5), 相当于Litvinovsky等^[31]的过碱性正长岩-花岗岩套. 根据Frost等^[32]新的花岗岩分类方案, 黄羊山岩体的中酸性岩石在Fe/Mg指数和修改的碱钙指数 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ 对 SiO_2 的图解中(图 6(a)和(b)), 显示了铁质和碱性系列岩石的典型特征, 且其成分点完全分布于由 486 个A-型花岗岩样品所勾绘的成分区内. $A.I. > 1$ 的特点, 表明其为过碱性岩石(图 6(c)). 在K-Rb图(图 6(d))中, 黄羊山岩体的岩石成分处于主趋势区左上方(K/Rb比值高), 表明这些岩石具有不同于由强烈分异形成的碱性岩的特征(K/Rb比值低)^[33]. 岩体有相当低的Rb含量, 与大陆壳的Rb/Nb比值(2.2~4.7)^[34]相比, 岩体中岩石的Rb/Nb比值(1~1.9)比较低(甚至低于下地壳的比值), 暗示地幔物质有重要影响, 因为较多的地壳物质会导致Rb的显著增大^[35], 同时还可能出现负Nb异常. 不过, 由于侵入岩难以排除堆积效应的影响, 要进一步结合同位素研究才能有效判别壳幔物质的相对贡献. 岩石以具高的不相容高场强元素(Nb, Zr, Ga, Y, Hf)含量、高的轻稀土元素含量以及 $\text{Rb}/\text{Sr} > 1$ 为特征. 它们高的Zr, Ce, Y, Yb含量和Ga/Al比值呈现了A型花岗岩的典型特点, 而与造山花岗岩及其分异产物不同(图 7).

图 5 $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO})/(\text{FeO}_T+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 对 $100 \times (\text{MgO}+\text{FeO}_T+\text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$ 分类图^[30]
HFCG, 高度分异的钙碱性花岗岩

在MORB标准化的蛛网图中(图 8(a)), 多数样品Sr,Ba,P₂O₅和TiO₂有明显负异常, 这可能与斜长石(对应于Sr)、钾长石(Ba)、磷灰石(P₂O₅)、钛铁矿或榍石或角闪石(TiO₂)的分异有关. 不过, 样品SZ11 的负Ti异常不太明显, 而样品SZ08 和SZ11 没有明显的负Ba异常. Ba相对于Th和Rb亏损, 是许多成熟度高的陆壳岩石的特点^[38]. 与许多典型的过碱性岩石相似, 这些碱性花岗岩也有独特的球粒陨石标准化的稀土图谱(图 8(b)): 岩石富集LREE(为球粒陨石的 80~200 倍)而亏损HREE(为球粒陨石的 2.0 倍左右),

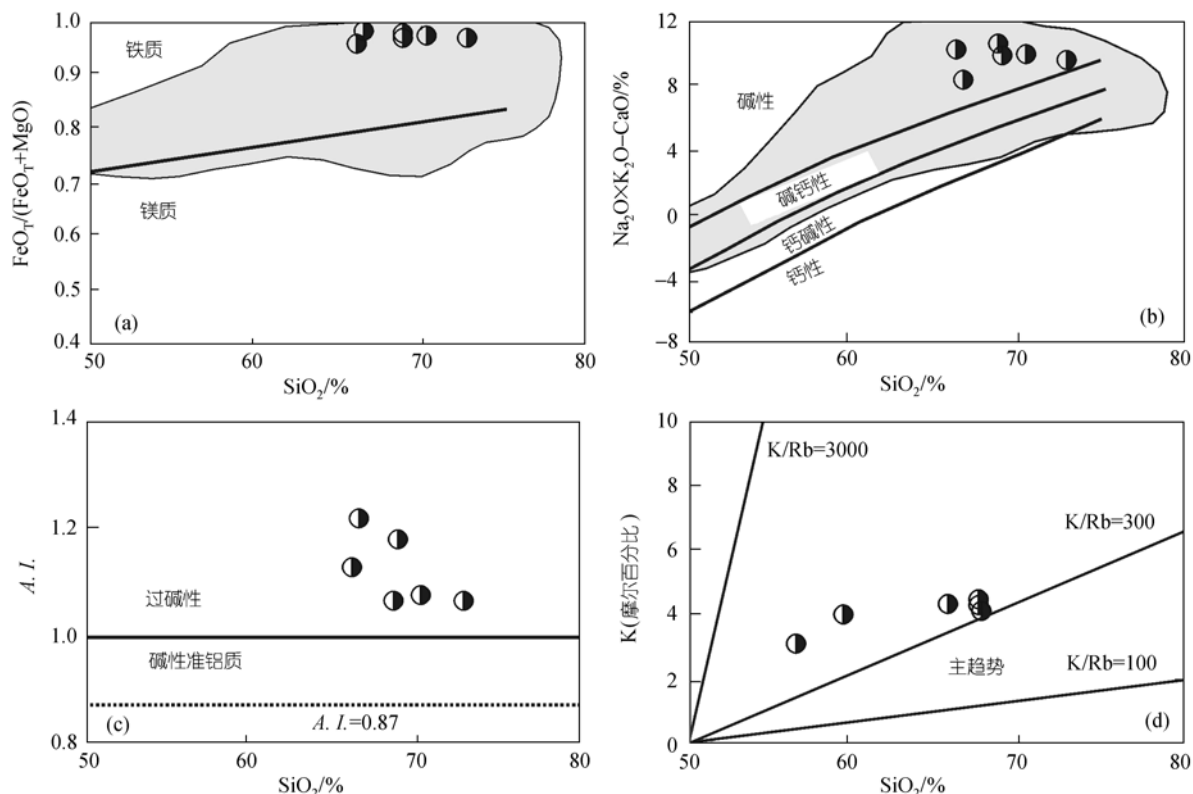


图 6 (a) $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T+\text{MgO})$ - SiO_2 图解, (b) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ - SiO_2 图解, (c) $A.I.$ - SiO_2 图解, (d) K - Rb 图解
(a)和(b)引自文献[32], 阴影区为 486 个 A 型花岗岩样品的成分区[32], (c)和(d)据文献[33]

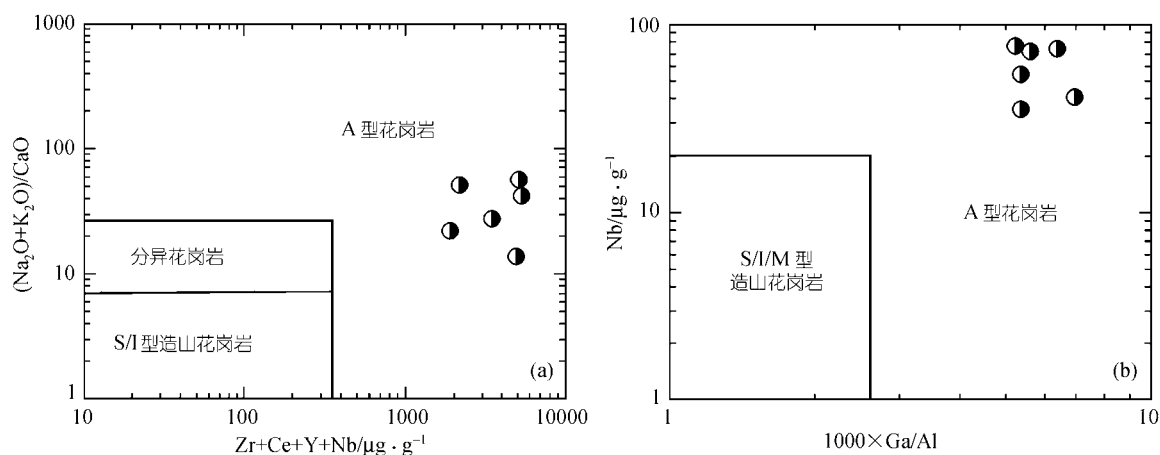


图 7 花岗岩类型判别图[36]

$(\text{La}/\text{Yb})_n = 5\sim 11$, 且具有明显负 Eu 异常($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.40\sim 0.61$), 同样表明可能有长石的分异. 尤其是由于岩石中 Er 比 Yb 和 Lu 更亏损(最低的 Er 仅为球粒陨石

的 10 倍左右, 可能与角闪石分异有关), 使其 HREE 部分出现正的斜率(图 8(b)). 总之, 黄羊山杂岩体的成分特征, 表明它们属于典型的 A 型花岗岩类.

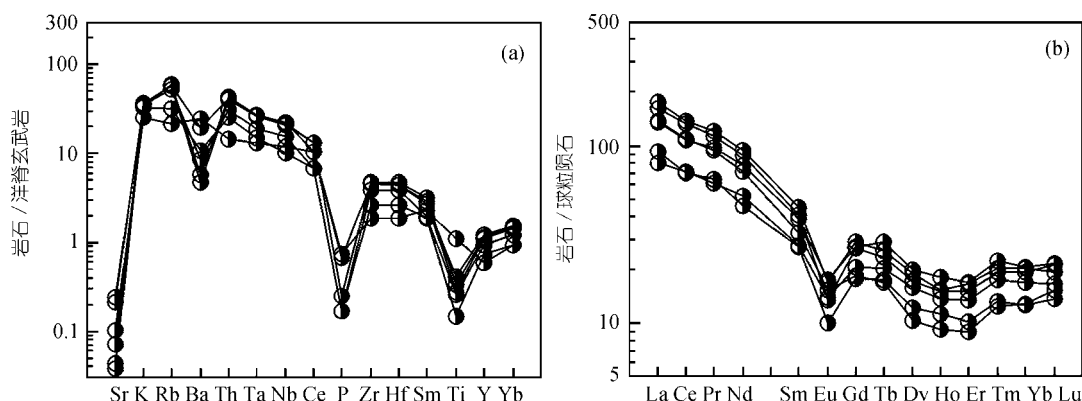


图 8 洋脊玄武岩(MORB)标准化的微量元素型式(a)及球粒陨石标准化的稀土元素图谱(b)

MORB值引自文献[35], 球粒陨石值引自文献[37]

5 讨论和结论

“A型花岗岩”是一个含义不够明确的术语, 文献中有多种提法. “A型”一词最早是由Loiselle等[39]提出的, 指的是有关的岩石具有“碱性”和相对“无水”的特征、产于“非造山”环境. Collins等[40]对这一原始概念作了修改, 而是仅从地球化学上加以定义[41], 目前, 这种观点已被大多数人所接受. 大量的研究表明, 地球化学确定的A型花岗岩, 可以形成于造山后和非造山两种构造环境[35,42-46]. Whalen等指出[38], A型花岗岩产于全球构造的不同部位, 但这类岩石的形成无一例外与拉张构造背景有关. Rogers等[47]认为, 与非造山岩套相比, 造山后岩套更富CaO和MgO而全碱含量较低. 非造山岩套的岩石类型以过碱性为主, 而造山后岩套则以准铝质占主导[48]. Eby[44,49]根据其产出的构造环境, 把A型花岗岩划分为A1和A2两类. A1为侵位于像大陆裂谷和与地幔柱或热点有关的板内非造山环境中; A2来自陆壳或底侵的镁铁质地壳, 是在长期高热流状态和花岗岩浆活动结束之后的造山后环境中侵位的. 他们提出了利用Nb, Y, Ce, Ga, Rb等元素来区分两类A型花岗岩. Hong等[50]也讨论了造山后A型花岗岩(PA)和非造山A型花岗岩(AA)在地质学、岩石学和地球化学上的差别. 用Eby[44]的Rb/Nb-Y/Nb和Nb-Y-Ga判别图, 黄羊山A型花岗岩类成分分布于A1区内(图9), 由于岩石含钠质角闪石, 说明为非造山环境, 代表了裂谷作用的开始.

近年来, 相继提出了南秦岭在中、晚古生代开始发生伸展作用的新证据. 例如, 从陕西紫阳、岚皋向东到湖北竹溪、随州枣阳和桐柏地区, 发育了一条古生代碱性超基性-基性岩带, 其中角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $424 \pm 5 \text{ Ma}$ [8], 被认为是秦岭造山带古生代与深部地幔柱有关的伸展事件的产物[51]. 此外, 还在古生代发育了武当、佛坪等伸展滑脱构造; 在武当地块西侧的镇安-旬阳塌陷盆地内, 可见到下泥盆统明显不整合或超覆于志留系之上[8], 表明区内从泥盆纪开始逐渐扩展, 发生了伸展-裂陷作用, 并形成以勉-略蛇绿构造混杂带为代表的有限洋盆[52]. 这一伸展事件, 导致南秦岭-南大别与扬子板块的分离. 同样, 在这一带上, 也有包括黄羊山岩体在内的一系列碱性正长岩和碱性花岗岩体产出. 本文的研究表明, 这些碱性的中酸性岩带也主要是古生代的产物.

大量的研究表明, 许多造山带在板块碰撞之后, 都会经历从碰撞加厚、地表隆升到伸展塌陷的过程[53]. 造山作用的结束是以剥离断层和变质核杂岩的出现、以及煌斑岩和A型花岗岩的产出为标志的. 随着地幔热和物质贡献的增大, 出现与裂谷有关的A型花岗岩浆活动, 就标志着非造山作用的开始. 对黄羊山岩体曾报道过215 Ma的Rb-Sr等时线年龄, 在桐柏山地区的松扒霓辉石碱性正长岩-花岗岩脉, 也报道过214 Ma的K-Ar全岩年龄[14]. 基于此, 邓晋福等[54]提出, 与华北和扬子克拉通碰撞相关的造山运动在晚三叠世就已结束. 本文的高精度年代学研究获得的黄羊山岩体的形成时代不是晚三叠世而是早志留

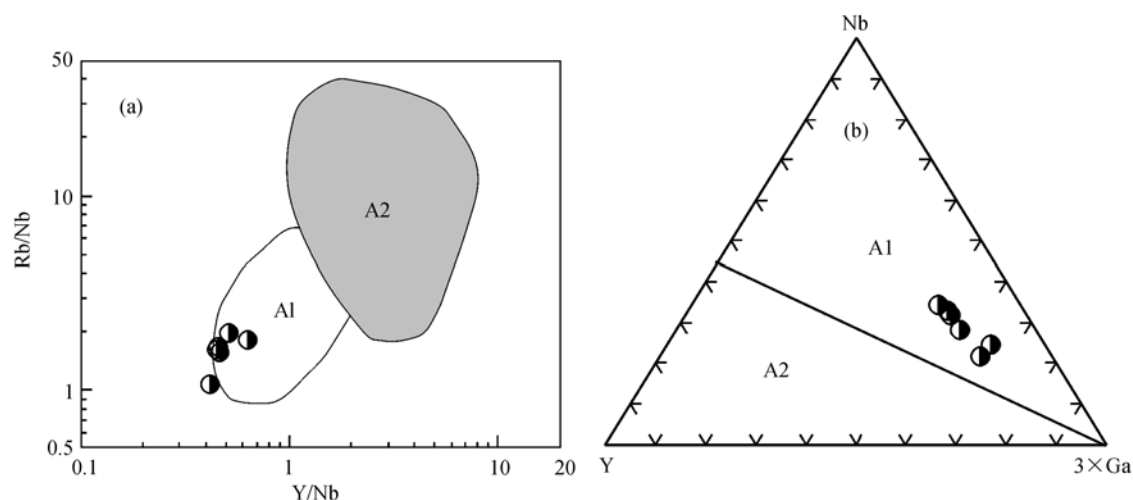


图 9 A 型花岗岩亚类划分

(a) Rb/Nb-Y/Nb 图解, (b) Nb-Y-Ga 图解^[44], A1 和 A2 分别代表非造山和造山后环境

世, 因而还未能确认大别山及邻区存在早、中生代与伸展作用有关的岩浆活动的记录。

在大别山北坡的北淮阳地区, 已经确认了古生代岩浆弧的存在, 例如以马畈闪长岩体为代表的与弧有关的侵入岩^[2], 其同位素年龄约为 460 Ma, 而在大别山南坡以黄羊山岩体为代表的古生代岩浆活动的记录, 却反映了非造山过程。这就进一步表明, 大别造山带具有复杂的演化历史, 在早古生代大别山南、北坡还分属于不同的构造背景, 其中南秦岭-南大别是扬子板块的被动大陆边缘。早古生代中晚期, 在古秦岭洋向北俯冲过程中, 扬子克拉通北缘开始发生裂解, 随着垂向隆升作用的加强, 本区变为古陆, 并出现 A 型花岗岩类岩浆活动。从泥盆纪开始的进一步伸展, 形成了以勉-略蛇绿构造混杂岩带为代表的有限洋盆^[52]。据研究, 勉-略蛇绿构造混杂岩带向东沿襄樊-广济断裂延伸到了本岩体南部的三里岗-三阳一带^[9]。志留纪 A 型花岗岩类在本区的确认进一步表明, 随-应构造带曾经是扬子克拉通的一部分。A 型花岗岩类岩浆活动的出现, 标志着在古特提斯扩张和深部地球动力学作用背景下, 扬子克拉通在北缘的裂解。与此同时, 在大别山北坡, 俯冲型岩浆活动的出现标志了大别微陆块向华北克拉通的汇聚。总之, 本区的加里东构造事件表现为在华北克拉通南缘的俯冲和扬子克拉通北缘开裂的复合。

致谢 北京离子探针中心万渝生、宋彪和刘敦一研究员对锆石 U-Pb 定年给予了帮助和指导, 作者对此深表感谢。

参 考 文 献

- 1 Li S G, Huang F, Nie Y H, et al. Geochemical and geochronological constraints on the suture location between the North and South China blocks in the Dabie orogen, central China. *Phys Chem Earth (A)*, 2001, 26: 655~672
- 2 马昌前, 明厚利, 杨坤光. 大别山北麓的奥陶纪岩浆弧: 侵入岩年代学和地球化学证据. *岩石学报*, 2004, 20(3): 393~402
- 3 Kröner A, Zhang G, Sun Y. Granulites in the Tongbai area, Qinling belt, China: Geochemistry, petrology, single zircon geochronology, and implications for the tectonic evolution of eastern Asia. *Tectonics*, 1993, 12: 245~255
- 4 牛宝贵, 富云莲, 刘志刚, 等. 桐柏-大别山主要构造热事件及 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 地质定年研究. *地球学报*, 1994, 1-2: 20~34
- 5 Zhai X, Day H W, Hacker B R, et al. Paleozoic metamorphism in the Qinling orogen, Tongbai Mountains, central China. *Geology*, 1998, 26: 371~374 [DOI]
- 6 杨巍然, 杨坤光, 刘忠明, 等. 桐柏-大别造山带加里东期构造-热事件及其意义. *地学前缘*, 1999, 6(4): 247~253
- 7 简平, 刘敦一, 杨巍然, 等. 大别山西部熊店加里东期榴辉岩锆石离子探针测年. *科学通报*, 2000, 45(19): 2090~2093 [摘要] [PDF]
- 8 胡健民, 孟庆任, 白武明, 等. 南秦岭构造带中-晚古生代伸展构造作用. *地质通报*, 2002, 21(8~9): 471~477
- 9 董小鹏, 周鼎武, 张国伟, 等. 秦岭造山带南缘早古生代基性火山岩地球化学特征及其大地构造意义. *地球化学*, 1998, 27(5): 432~441
- 10 Ma C Q, Ehlers C, Xu C H, et al. The roots of the Dabieshan

- high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic terrane: Constraints from Nd-Sr isotope systematics. *Precamb Res*, 2000, 102: 279~301 [DOI]
- 11 张泽明, 韩书杰, 桑隆康, 等. 桐柏-大别造山带随县群变质变形作用研究. *地球科学-中国地质大学学报*, 1996, 21(3): 280~284
- 12 李雄伟, 汪国虎. 随南地区武当岩群地层层序. *湖北地矿*, 2000, 14(1): 3~11
- 13 赵银胜. 浅谈鄂北豫南界区的几个地质问题. *河南地质*, 2001, 19(4): 264~272
- 14 邱家骧, 等. 秦巴碱性岩. 北京: 地质出版社, 1993
- 15 Schumacher J C. The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *Can Mineral*, 1997, 35: 238~246
- 16 Leake B E, Wooley A R, Arps C E S, et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, Commission on new minerals and mineral names. *Can Mineral*, 1997, 35: 219~237
- 17 Giret A, Bonin B, Leger J M. Amphibole compositional trends in over saturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Can Mineral*, 1980, 18: 481~485
- 18 Pla Cid J, Nardia L V S, Conceicao H, et al. Anorogenic alkaline granites from northeastern Brazil: major, trace, and rare earth elements in magmatic and metamorphic biotite and Na-mafic minerals. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2001, 19: 375~397 [DOI]
- 19 Strong D F, Taylor R P. Magmatic-subsolidus and oxidation trends in composition of amphiboles from silica-saturated peralkaline igneous rocks. *Tschermaks Min Petrol Mitt*, 1984, 32: 211~222
- 20 Ngounouno I, Deruelle B, Demaiffe D. Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau (northernmost Cameroon, Central Africa). *J Volcano Geother Res*, 2000, 102(1-2): 21~44 [DOI]
- 21 Compston W, Williams I S, Meyer C. U-Pb geochronology of zircon from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, 1984, 89(supplement): B525~534
- 22 Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal Geological Society London*, 1992, 149: 171~184
- 23 Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M A, Shanks W C, eds. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. Reviews in Economic Geology, 1998, 7: 1~35
- 24 Williams I S, Claesson S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides: II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 97: 205~217 [DOI]
- 25 Schjøtte L, Compston W, Bridgwater D. U-Th-Pb ages of single zircons in Archean supracrustals from Nain Province, Labrador, Canada. *Can J Earth Sci*, 1988, 26: 2636~2644
- 26 Kinny P D, Wijbrans J R, Froude D O, et al. Age constraints on the geological evolution of the Narryer Gneiss Complex, Western Australia. *Aust J Earth Sci*, 1990, 37: 51~69
- 27 Maas R, Kinny P D, Williams I S, et al. The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900~4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56: 1281~1300 [DOI]
- 28 Nardi L V S. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, 1991, 18(1): 44~57
- 29 De La Roche H, Letterier J, Grandclaude P, et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-Its relationship with current nomenclature. *Chem Geol*, 1980, 29: 183~210 [DOI]
- 30 Sylvester P J. Post-collisional alkaline granites. *J Geol*, 1989, 97: 261~280
- 31 Litvinovsky B A, Jahn Bor-ming, Zanzilevich A N, et al. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chem Geol*, 2002, 189: 105~133 [DOI]
- 32 Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *J Petrol*, 2001, 42(11): 2033~2048 [DOI]
- 33 Hadj-Kaddour Z, Liegeois J-P, Demaiffe D, et al. The alkaline-peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late apatitic differentiation. *Lithos*, 1998, 45: 223~243 [DOI]
- 34 Rollinson H. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York: Longman, 1993
- 35 Pearce J A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C J, Norry M J, eds. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva Publ, 1983. 230~249
- 36 Wan Yusheng. Ba anomaly and its geochemical significance. *Continental Dynamics*, 1999, 4(1): 84~87
- 37 Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985, 312
- 38 Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol*, 1987, 95: 407~419 [DOI]
- 39 Loiselle M C, Wones D R. Characteristics and Origin of anorogenic granites. *Geol Soc Am Abstr Prog*, 1979, 11: 468
- 40 Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib Mineral Petrol*, 1982, 80: 189~200
- 41 王德滋, 赵广涛, 邱检生. 中国东部晚中生代 A 型花岗岩的构造制约. *高校地质学报*, 1995, 1(2): 13~21
- 42 Whalen J B, Jenner G A, Longstaffe F J, et al. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite: petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Ap-

- palachians. *J Petrol*, 1996, 37: 1463~1489
- 43 Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol J*, 1990, 25: 261~270
- 44 Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology*, 1992, 20: 641~644[DOI]
- 45 Nedelec A, Stephens W E, Fallick A E. The Panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a postcollisional extensional setting. *J Petrol*, 1995, 36: 1367~1391
- 46 Pitcher W S. *The Nature and Origin of Granite*. 2nd ed. London: Chapman & Hall, 1997. 386
- 47 Rogers J J W, Greenberg J K. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology*, 1990, 98(3): 291~309
- 48 Nardi L V S, Bonin B. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil — a case study. *Chemical Geology*, 1991, 92: 197~212[DOI]
- 49 Eby G N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 1990, 26: 115~134[DOI]
- 50 Hong Dawei, Wang Shiguang, Han Baofu, et al. Post-orogenic alkaline granites from China and comparisons with anorogenic alkaline granites elsewhere. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 13(1): 13~27
- 51 张成立, 高山, 张国伟, 等. 南秦岭古生代碱性岩墙群的地球化学及其地质意义. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(10): 819~829[摘要] [PDF]
- 52 梅志超, 孟庆任, 崔智林, 等. 秦岭造山带泥盆纪的沉积体系与古地理格局演化. *古地理学报*, 1999, 1(1): 32~40
- 53 马昌前, 杨坤光, 明厚利, 等. 大别山中生代地壳从挤压转向伸展的时间: 花岗岩的证据. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(9): 817~827[摘要] [PDF]
- 54 邓晋福, 吴宗絮. 下扬子克拉通岩石圈减薄事件与长江中下游 Cu-Fe 成矿带. *安徽地质*, 2001, 11(2): 86~91