

江山-绍兴拼合带平水段可能存在新元古代早期板片窗岩浆活动: 来自锆石 LA-ICP-MS 年代学和地球化学的证据

陈志洪^①, 郭坤一^①, 董永观^①, 陈荣^①, 李龙明^{①②}, 梁一鸿^③, 李春海^①, 俞锡明^④, 赵玲^①, 邢光福^{①*}

① 南京地质矿产研究所, 南京 210016;

② 香港大学地球科学系, 香港;

③ 吉林大学地球科学学院, 长春 130026;

④ 浙江平铜集团有限公司, 绍兴 312050

* 联系人, E-mail: njxguangfu@cgs.gov.cn

收稿日期: 2008-05-17; 接受日期: 2008-11-20

国土资源部公益性行业科研专项经费(批准号: 200811015)和中国地质调查局基础地质项目(批准号: 1212010610611)资助

摘要 系统地报道了江山-绍兴拼合带平水地区的高 Mg 闪长岩、富 Nb 玄武玢岩、斜长花岗岩的地球化学特征, 锆石年代学及部分样品的 Hf 同位素组成。高 Mg 闪长岩类似于埃达克型高镁安山岩, 以高 $Mg^{\#}$ (>60)、富 Na、富含轻稀土元素、亏损重稀土高场强元素及具有较高的 Nd 同位素组成 ($\epsilon_{Nd}(t)=7.0\sim 7.7$) 为特征。富 Nb 玄武玢岩相对富 $Na(Na_2O/K_2O>6)$, 同时具有较高的 $P_2O_5(\sim 1.00\%)$ 和 $TiO_2(\sim 3.08\%)$, 并富集 Nb ($9.53\sim 10.27 \mu g \cdot g^{-1}$) 等高场强元素, 其 Nd 同位素组成 ($\epsilon_{Nd}(t)=6.8\sim 8.0$) 基本与高 Mg 闪长岩一致, 表现出典型富 Nb 玄武岩的特点。斜长花岗岩属准铝质 ($A/CNK=0.84\sim 0.89$), 高度富 Na 贫 K ($Na_2O/K_2O>10$), 但重稀土与高场强元素 (Nb, Ta) 的亏损, 暗示其属于“SSZ”型大洋斜长花岗岩类。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年结果显示, 高 Mg 闪长岩、富 Nb 玄武玢岩、斜长花岗岩的形成年龄分别为 (932 ± 7), (916 ± 6) 和 (902 ± 5) Ma, 都为新元古代早期岩浆活动的产物。锆石 Hf 同位素研究显示, 斜长花岗岩具极高的 Hf 同位素组成, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值介于 11.0~16.2 之间, 能较好地对应其 Nd 同位素组成 ($\epsilon_{Nd}(t)=7.5\sim 8.4$), 远超过一般壳源花岗岩的 Nd-Hf 同位素体系, 而与典型蛇绿岩中的斜长花岗岩同位素组成一致, 分析表明, 其成因更有可能是在活动陆缘环境下, 来自俯冲洋壳部分熔融的产物。综上所述并结合区域地质资料, 认为很有可能是夹于扬子-华夏两大板块之间的洋壳形成的板片窗环境, 生成了新元古代早期江绍拼合带平水段的特殊岛弧岩浆活动, 板片窗下部的软流圈上涌则可能提供了重要的热力学条件。

关键词

锆石 LA-ICP-MS
U-Pb 定年
地球化学
板片窗
新元古代早期
绍兴平水
江绍拼合带

引用格式: Chen Z H, Guo K Y, Dong Y G, et al. Possible early Neoproterozoic magmatism associated with slab window in the Pingshui segment of the Jiangshan-Shaoxing suture zone: Evidence from zircon LA-ICP-MS U-Pb geochronology and geochemistry. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52(7): 925—939, doi: 10.1007/s11430-009-0071-6

江山-绍兴拼合带是扬子-华夏两大板块的碰撞拼贴带, 保留了两大板块碰撞、拼合与裂解等过程中形成的各类岩浆岩和地质构造现象, 是深入研究华南陆壳形成、生长、演化等地球动力学过程的关键地区之一。但是, 由于区域前寒武纪地质构造的复杂性, 以及显生宙以来历次构造事件的叠加改造, 使形成于不同构造环境的各种岩片无序地组成构造堆叠体。长期以来, 对沿拼合带分布的、主要出露在诸暨璜山-绍兴平水段前寒武纪岩浆岩的岩石类型和成因有不同看法。有学者认为是元古宙蛇纹岩的残留^[1]; 还有学者称作神功期断裂型混合岩和混合石英闪长岩^[2,3]; 也有学者认为拼合带内至少部分花岗质岩体的成因可能与幔源岩浆的分异结晶有关^[4-7]; 如, Ye等^[8]对本区桃红和西裘两个岩体的SHRIMP年代学和地球化学研究表明, 桃红岩体(913±15) Ma)与西裘岩体(905±14) Ma)形成时代基本一致, 都形成于活动陆缘环境, 为同期幔源岩浆分异形成的典型I型花岗

岩。因此, 沿江绍拼合带分布的各类前寒武纪岩浆岩的形成时代和构造背景就是迫切需要解决的问题之一。笔者最近对绍兴平水地区的岩浆岩进行了专题研究, 厘定出一套新元古代早期可能与板片窗密切相关的高 Mg 闪长岩-富 Nb 玄武玢岩-斜长花岗岩(西裘岩体)的岩石组合, 并探讨了其地质构造意义。

1 地质概况与样品特征

研究区位于江绍拼合带北东端的绍兴平水地区(图 1(a)), 出露地层主要为中晚元古界的平水群, 是一套形成于活动陆缘环境下的浅变质海相火山-沉积岩系, 主体岩性为细碧角斑岩系, 局部夹泥质岩、硅质岩、含砾砂岩等。主要侵入岩为新元古代早期中酸性的西裘岩体(原称赵婆岙或平水岩体), 前人将其归为神功期或晋宁期岩浆活动产物^[2,3], 地表出露面积约 7 km², 并组成平水铜矿的矿井顶板。主体岩性为斜长花岗岩(图 1(b)), 次为花岗斑岩、二长花岗岩、

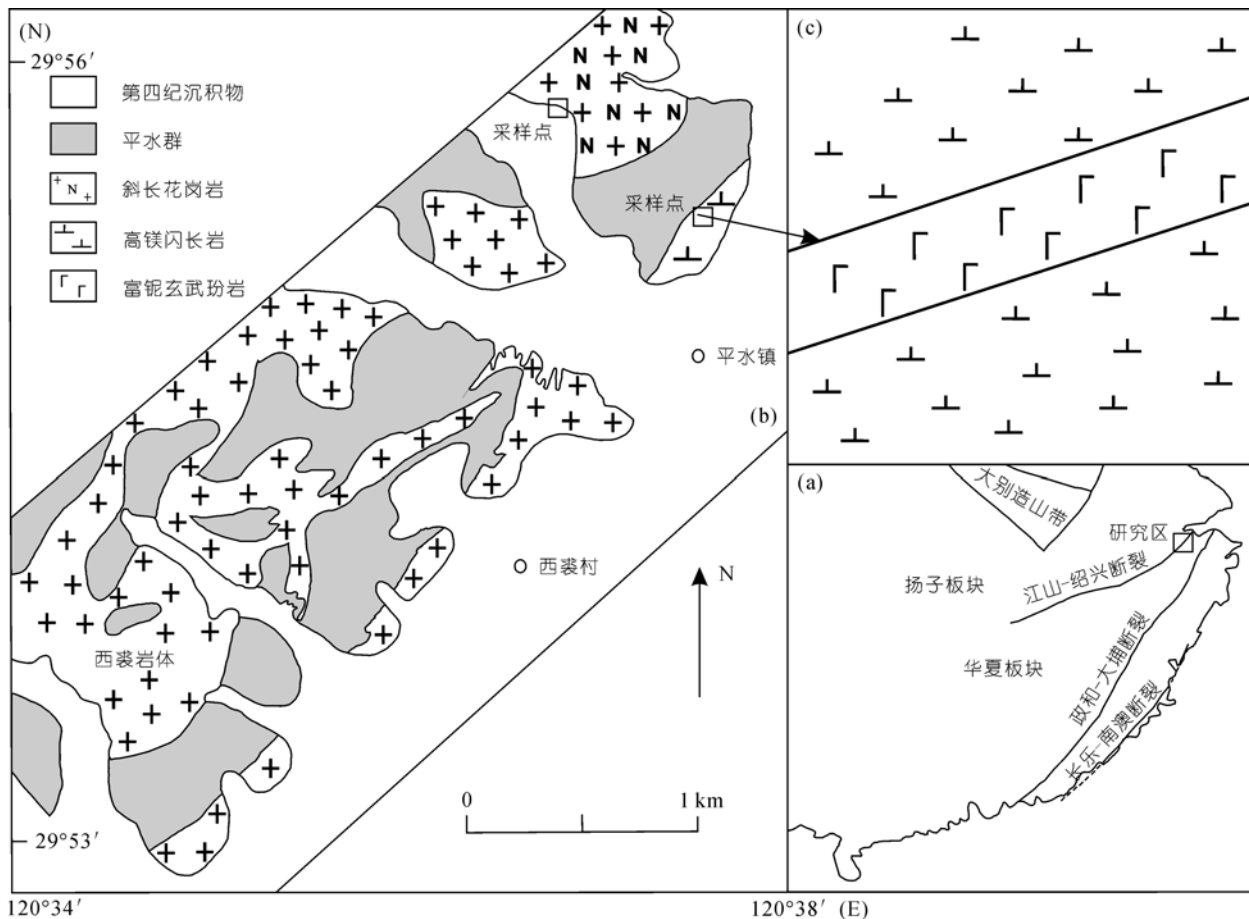


图 1 研究区大地构造位置(a)、平水地区地质简图(b)及采样位置平面示意图(c)

花岗闪长岩、石英闪长岩和闪长岩等; 我们在野外还发现一条宽约 10 m 的玄武玢岩脉侵入到闪长岩体中(图 1(c)). 本次研究主要对区域内的闪长岩-玄武玢岩-斜长花岗岩开展了系统的年代学和地球化学研究, 并探讨了其岩石成因和地质意义.

闪长岩为深灰绿色, 具细粒闪长结构, 块状构造, 主要组成矿物为斜长石(60%~70%)、角闪石(15%~20%)、黑云母(1%~2%)、石英(3%~5%), 副矿物以磁铁矿(2%~4%)、磷灰石等为主. 玄武玢岩为浅灰绿色, 具斑状结构, 斑晶矿物主要由自形长柱状斜长石(~10%)、辉石(2%~3%)组成, 基质具间隐结构, 由微晶斜长石、辉石及玻璃质组成. 斜长花岗岩为浅灰白色, 具中细粒-中粗粒花岗结构, 局部发育似片麻状构造, 主要组成矿物为斜长石(65%~75%)、角闪石(~5%)、黑云母(5%~10%)、石英(10%~15%), 副矿物以磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石为主.

2 分析方法

锆石用人工重砂方法选出, 然后在双目镜下挑纯, 选出晶形较好、具代表性的锆石粘贴在环氧树脂表面, 抛光后将待测锆石进行透射光、反射光、背散射及阴极发光扫描电镜照相(CL). 样品(07ps-1-1)与样品(06ps-4-2)的CL图像分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室用扫描电子显微镜(Quanta 400 FEG)完成. 需国家重点要说明的是, 样品(06ps-5-4)未进行CL图像采集, 仅在澳大利亚Macquire大学CEMOC国家研究中心用CAMECA-SX100型电子探针进行了背散射电子(BSE)图像分析. 锆石LA-ICP-MS测年分别在南京大学壳幔演化与成矿作用研究国家重点实验室与澳大利亚Macquire大学CEMOC国家研究中心完成. 采用的仪器、相关参数、测试流程及数据处理方法等见文献^[9]. 锆石Hf同位素分析在中科院地质与地球物理研究所的Neptune多接收电感耦合等离子质谱仪和193 nm激光取样系统(MC-LA-ICPMS)上完成, 仪器的运行条件及详细的分析流程见文献^[10].

3 结果

3.1 LA-ICP-MS 锆石年龄

3.1.1 闪长岩

对闪长岩(07ps-1-1)中的锆石进行了共计 18 个测点的LA-ICP-MS分析, U-Pb同位素组成列于表 1. 定

年锆石大部分为短柱状到长柱状, 长/宽比为 1.5:1~3:1, 颗粒大小约 100~150 μm . 锆石的U, Th含量分别介于 33~159 和 80~323 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, Th/U比值介于 1.05~3.37, 表现为典型岩浆锆石的特点^[11]. 测年结果显示, 闪长岩样品中的锆石具有 3 组谐和年龄且均位于U-Pb谐和线上或附近(图 2), 它们的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄分别为(1129 \pm 14) Ma(1 个测点), (1012 \pm 37) Ma (3 个测点), (932 \pm 7) Ma(14 个测点). 前两组谐和年龄可能代表捕虏锆石的形成时代; 第三组年龄的测年锆石数量较多, 晶形较好, 内部结构简单, 阴极发光(CL)图像表现出典型的岩浆生长韵律环带结构(图 2(a)), 其年龄为闪长岩体的成岩年龄.

3.1.2 玄武玢岩

对玄武玢岩(06ps-4-2)共计完成了 20 个锆石年龄的测定, 分析结果见表 1. 标定测年锆石大部分为长柱状, 长/宽比为 2:1~2.5:1, 颗粒大小约 50~100 μm , 阴极发光(CL)图像显示大多数锆石自形且具有清晰的结晶成分环带(图 2(b)). 所测锆石的U, Th含量分别变化于 37~249 和 61~586 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, Th/U比值变化于 1.38~2.65, 属于典型的岩浆锆石^[11]. 锆石样品仅有一组谐和年龄且基本位于U-Pb谐和线上, 20 个锆石分析点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为(916 \pm 6) Ma, 代表了玄武玢岩的形成年龄.

3.1.3 斜长花岗岩

对斜长花岗岩(06ps-5-4)测定了 14 颗锆石U-Pb同位素, 分析结果列于表 1. 用于测年的锆石大多数为短柱状自形晶(长/宽 \leq 2), 大小比较均一, 粒度变化于 100~200 μm , 锆石的BSE图像均显示较清晰的环带结构(图 2(c)), 为典型岩浆锆石的内部结构. 所测锆石的U, Th含量分别介于 53~346 和 31~256 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, Th/U比值介于 0.26~0.95, 属于典型的岩浆锆石^[11]. 14 个测点($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)在U-Pb谐和图上给出了 902 \pm 5 Ma 的年龄, 代表了平水斜长花岗岩体的结晶年龄(图 2), 同时也与Ye等^[8]测定的西裘、桃红岩体的成岩年龄在误差范围内一致.

3.2 岩石地球化学

3.2.1 闪长岩

闪长岩的 4 组样品的主量、微量与稀土元素的成

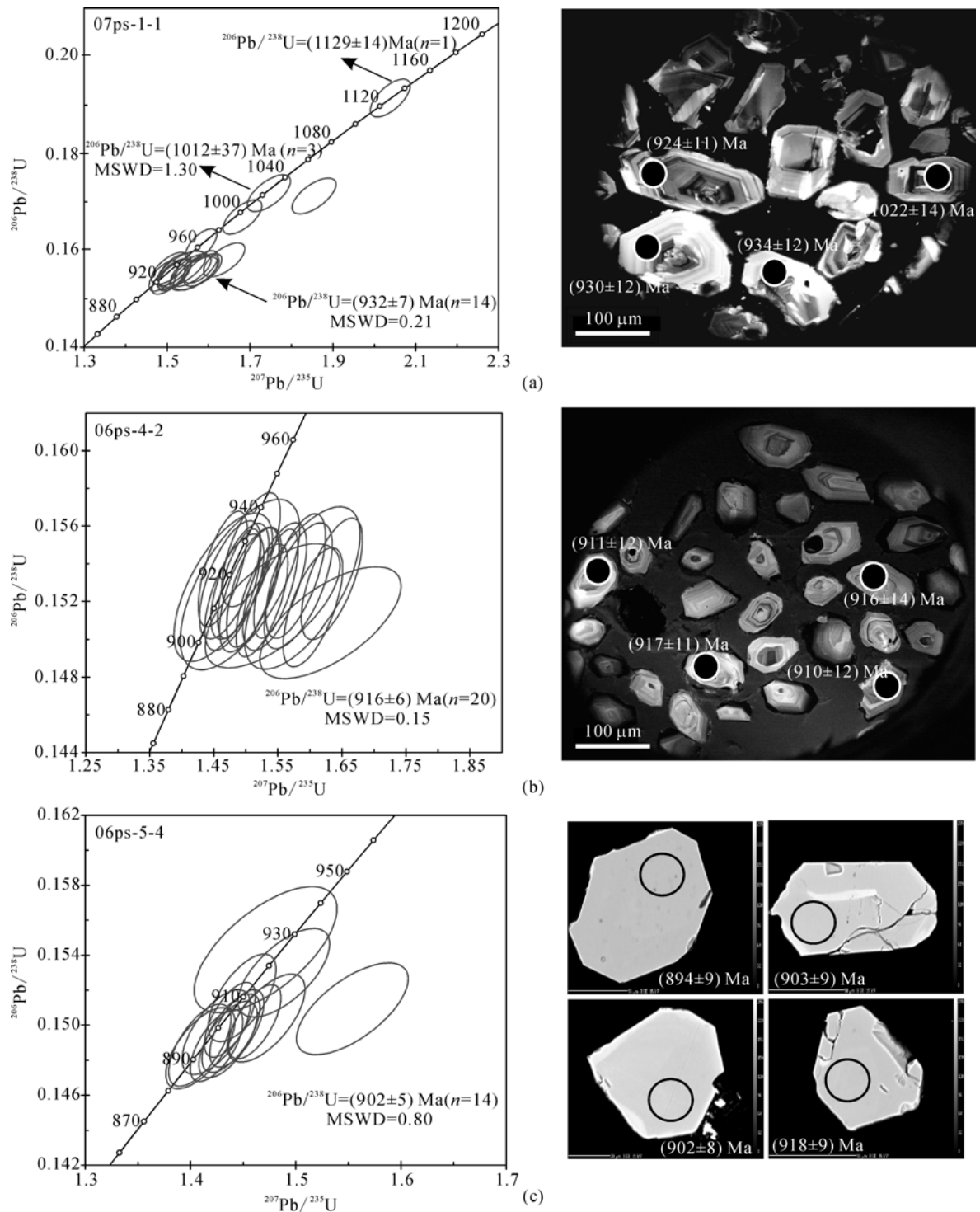


图 2 闪长岩(a)、玄武玢岩(b)、斜长花岗岩(c)的锆石 U-Pb 谱和图及阴极发光(CL)与背散射(BSE)图像

分见表 2。岩石的 SiO_2 含量介于 55.68%~58.01%， MgO 含量高达 5.84%~6.91% ($\text{Mg}^\# > 60$)， Na_2O 含量变化于 4.37%~4.76%，而 K_2O 含量则较低(0.42%~

0.60%)，表现为 $\text{Na}_2\text{O} \gg \text{K}_2\text{O}$ ，主元素组成显示其属高 Mg 闪长岩。在微量元素方面，闪长岩样品具有较高 $\text{Cr} (> 100 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$ ， $\text{Ni} (> 100 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$ ， $\text{Sr} (> 700 \mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1})$ ，

表 1 平水地区新元古代岩浆岩锆石 U-Pb 同位素分析数据^{a)}

	Th/ μg·g ⁻¹	U/ μg·g ⁻¹	Th/U	同位素比值			年龄/Ma		
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb(1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U(1σ)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U(1σ)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
06ps-4-2									
1	255	113	2.26	0.07068±0.00142	1.50808±0.03004	0.15474±0.002	948±21	934±12	927±11
2	339	167	2.03	0.07845±0.00364	1.63205±0.07271	0.15088±0.00195	1158±94	983±28	906±11
3	61	37	1.63	0.07507±0.00165	1.58178±0.035	0.15284±0.0022	1070±23	963±14	917±12
4	115	68	1.69	0.07335±0.001	1.54697±0.02281	0.15296±0.0019	1024±13	949±9	918±11
5	74	53	1.40	0.07275±0.00124	1.52516±0.02675	0.15207±0.00197	1007±17	941±11	913±11
6	121	57	2.12	0.07049±0.00145	1.48179±0.03049	0.1525±0.00203	943±22	923±12	915±11
7	180	109	1.65	0.07366±0.00349	1.5416±0.06959	0.15178±0.00217	1032±98	947±28	911±12
8	200	75	2.65	0.07064±0.00097	1.48956±0.0222	0.15295±0.00191	947±14	926±9	917±11
9	72	42	1.72	0.06987±0.00149	1.4752±0.03142	0.15316±0.00206	925±23	920±13	919±12
10	72	48	1.49	0.07063±0.0014	1.49048±0.02982	0.15308±0.00202	947±21	927±12	918±11
11	200	142	1.41	0.07737±0.00143	1.63442±0.03155	0.15321±0.00212	1131±19	984±12	919±12
12	152	84	1.81	0.07073±0.00303	1.49075±0.06157	0.1529±0.00298	950±53	927±25	917±17
13	113	68	1.66	0.06972±0.0025	1.46464±0.05075	0.15276±0.00259	920±44	916±21	916±14
14	78	57	1.38	0.07464±0.00138	1.5778±0.03074	0.15336±0.00217	1059±19	962±12	920±12
15	173	106	1.64	0.07176±0.00119	1.51094±0.027	0.15275±0.00208	979±17	935±11	916±12
16	227	104	2.18	0.07672±0.00141	1.60464±0.03063	0.1517±0.00208	1114±18	972±12	910±12
17	586	249	2.35	0.07161±0.00146	1.50695±0.03189	0.15264±0.00218	975±22	933±13	916±12
18	89	49	1.82	0.06908±0.00111	1.46399±0.02517	0.15372±0.00203	901±17	916±10	922±11
19	153	89	1.71	0.07335±0.0015	1.54505±0.03292	0.1528±0.00223	1024±21	949±13	917±12
20	86	52	1.64	0.07544±0.00291	1.5883±0.05952	0.15272±0.00284	1080±46	966±23	916±16
07ps-1-1									
1	126	62	2.03	0.07076±0.00117	1.50326±0.02637	0.15407±0.00205	950±17	932±11	924±11
2	80	76	1.05	0.07121±0.00098	1.5822±0.02497	0.16115±0.00218	963±14	963±10	963±12
3	136	93	1.46	0.07379±0.0013	1.5866±0.03012	0.15595±0.00222	1036±18	965±12	934±12
4	79	58	1.36	0.07108±0.00111	1.51795±0.02603	0.15488±0.00213	960±16	938±10	928±12
5	89	56	1.59	0.07093±0.00119	1.51732±0.02706	0.15514±0.00209	955±17	937±11	930±12
6	89	68	1.31	0.07324±0.00112	1.58124±0.02712	0.15657±0.0022	1021±16	963±11	938±12
7	115	101	1.14	0.07722±0.00105	2.03852±0.03182	0.19146±0.00258	1127±14	1128±11	1129±14
8	84	81	1.05	0.07518±0.00142	1.63797±0.03291	0.15803±0.00231	1073±19	985±13	946±13
9	323	159	2.03	0.06993±0.00095	1.4917±0.02328	0.15471±0.00208	926±14	927±9	927±12
10	94	61	1.55	0.06992±0.00128	1.50673±0.02913	0.15629±0.00218	926±19	933±12	936±12
11	87	60	1.45	0.07247±0.00145	1.55767±0.0323	0.1559±0.00221	999±21	954±13	934±12
12	85	34	2.52	0.0737±0.00135	1.7457±0.03438	0.1718±0.0025	1033±19	1026±13	1022±14
13	82	33	2.49	0.07856±0.00138	1.85444±0.03497	0.17122±0.00244	1161±18	1065±12	1019±13
14	203	83	2.44	0.07332±0.0016	1.5692±0.03502	0.15523±0.00228	1023±23	958±14	930±13
15	159	60	2.64	0.07311±0.00178	1.56643±0.03901	0.15543±0.00244	1017±26	957±15	931±14
16	190	59	3.22	0.0731±0.00125	1.68188±0.03092	0.16688±0.00233	1017±17	1002±12	995±13
17	147	44	3.37	0.07131±0.00176	1.53442±0.03874	0.1561±0.00247	966±27	944±16	935±14
18	165	55	2.98	0.07055±0.00111	1.51729±0.02645	0.156±0.00217	944±16	937±11	935±12
06ps-5-4									
3	37	143	0.26	0.06906±0.00108	1.42438±0.02141	0.14961±0.0016	897±15	926±9	899±9
4	127	346	0.37	0.06866±0.00098	1.40887±0.01952	0.14886±0.00155	901±13	899±8	895±9
5	48	67	0.71	0.07099±0.00122	1.47199±0.02432	0.15041±0.00166	889±17	893±10	903±9
6	104	107	0.97	0.06977±0.00094	1.43837±0.01816	0.14955±0.00148	957±12	919±8	898±8
9	109	121	0.90	0.06943±0.00089	1.42478±0.01648	0.14885±0.00136	922±11	905±7	895±8
10	50	59	0.84	0.06875±0.00113	1.40935±0.02164	0.14869±0.00153	912±16	899±9	894±9
11	147	189	0.78	0.06935±0.00104	1.44907±0.02124	0.15157±0.00165	891±14	893±9	910±9
12	31	53	0.58	0.07466±0.00181	1.55372±0.03502	0.15094±0.00173	909±27	909±14	906±10
15	63	75	0.84	0.0698±0.00096	1.43558±0.01824	0.14919±0.00144	1059±12	952±8	896±8
16	144	211	0.68	0.06991±0.00087	1.44402±0.01697	0.14982±0.00146	922±11	904±7	900±8
17	191	224	0.85	0.06937±0.00084	1.43737±0.016	0.15031±0.00141	926±10	907±7	903±8
18	80	98	0.82	0.06915±0.00217	1.4713±0.04478	0.15432±0.00238	910±38	905±18	925±13
19	256	269	0.95	0.07056±0.00086	1.46109±0.01637	0.1502±0.0014	903±10	919±7	902±8
20	54	79	0.69	0.07058±0.00146	1.48867±0.02875	0.153±0.00167	945±22	914±12	918±9

a) 样品(07ps-1-1)和样品(06ps-4-2)在南京大学壳幔演化与成矿作用研究国家重点实验室测试完成; 样品(06ps-5-4)在澳大利亚 Macquire 大学 CEMOC 国家研究中心测试完成

Ba ($>800 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) 的含量, 而重稀土(其中 $\text{Yb}=1.21\sim 1.27 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ 和 $\text{Y}<18 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) 的含量相对较低, 表现为很高的 La/Yb (~ 19) 和 Sr/Y (>50) 比值. 在原始地幔标准化蛛网图上(图 3(b)), 所有样品显示 Nb 的明显负异常和 Sr 的正异常, 并强烈亏损高场强元素 HFSE (P, Ti, Y, Yb 等), 类似岛弧系列的岩浆岩特征. 在 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - Yb_N 和 Sr/Y - Y 图解中(图 4), 4 组样品均落在埃达克岩石区, 明显区别于“正常的岛弧中酸性岩浆岩”, 而类似于埃达克质的高 Mg 安山岩或高 Mg 埃达克岩^[16].

3.2.2 玄武玢岩

玄武玢岩 4 组样品的主量、微量与稀土元素的成分见表 2, 它们与岛弧地区的富 Nb 玄武岩非常类似. 一般认为, 典型的富 Nb 玄武岩属于硅过饱和系列,

相对富 Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , 高场强元素 Nb 的含量通常大于 $7 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, 低的 LILE/HFSE 和 HREE/HFSE 比值, 它们的原始地幔标准化 La/Nb 比值一般为 $0.7\sim 2$ ^[17-19]. 研究区的玄武玢岩都表现为硅过饱和 ($\text{SiO}_2=48.96\%\sim 51.95\%$) 和富钠 ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>6$), 且具有异常高的 P_2O_5 ($\sim 1.00\%$) 与 TiO_2 ($\sim 3.08\%$) 含量, 区别于一般的岛弧火山岩(图 5(a)). 另外, 样品中 Nb ($9.53\sim 10.27 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) 的含量、 $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{pm}}$ 比值 ($1.35\sim 1.57$) 也完全符合 Sajona 等^[17,18] 定义的富 Nb 玄武岩的地球化学特征. 在原始地幔标准化图解上(图 3(b)), 它们尽管具有相对较高的 Nb 含量, 但是仍表现为 Nb 相对于 La 的负异常, 这可能与它们的稀土含量相对较高有关. 大部分样品显示 P 和 Ti 正异常, 这与新疆北部富蕴地区^[22] 以及巴拿马的 La Yeguada^[20] 等地的富 Nb 玄武岩类似.

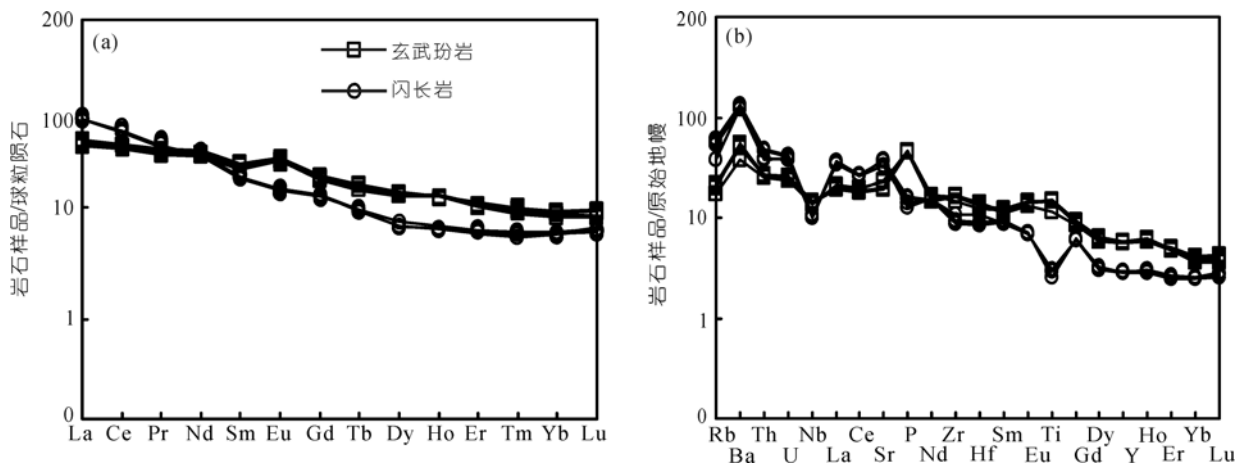


图 3 闪长岩及玄武玢岩的球粒陨石标准化稀土元素配分图解(a)和原始地幔标准化微量元素图解(b)

球粒陨石与原始地幔值取自文献[13]

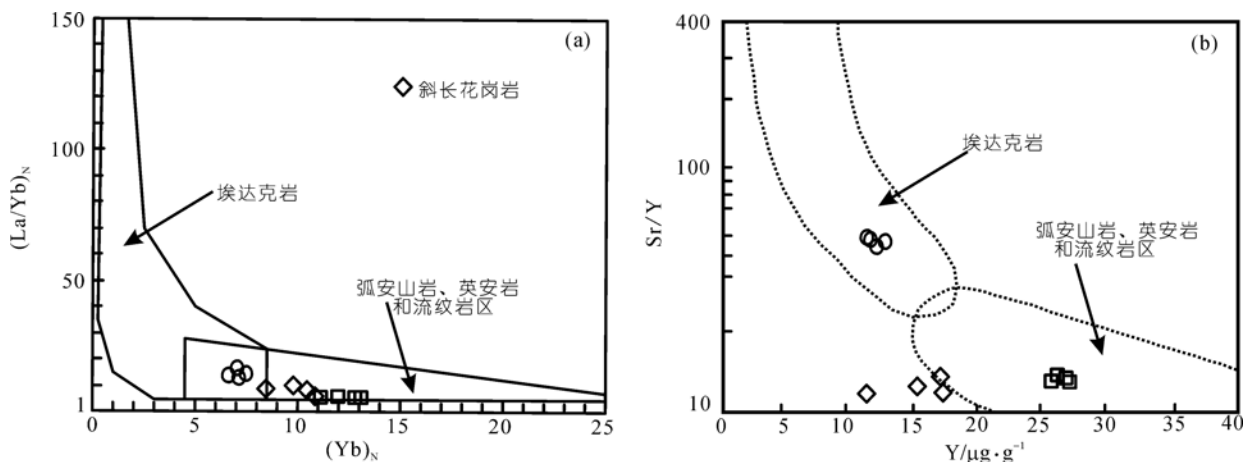


图 4 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ - Yb_N 图解^[14](a)和 Sr/Y - Y 图解^[15](b)

图例同图 3

表 2 平水地区玄武玢岩、闪长岩、斜长花岗岩的化学成分(%)及微量元素丰度($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)^{a)}

	玄武玢岩				闪长岩				斜长花岗岩			
	06ps-4-1	06ps-4-2	06ps-4-3	06ps-4-4	07ps-1-1	07ps-1-2	07ps-1-5	07ps-1-7	ps90	ps55	06ps-5-4	06ps27
SiO ₂	48.96	51.95	49.87	49.91	55.96	55.68	57.16	58.01	65.54	64.31	65.97	63.42
TiO ₂	3.23	2.52	3.18	3.20	0.65	0.63	0.63	0.56	0.38	0.4	0.37	0.51
Al ₂ O ₃	14.13	14.37	14.26	14.12	15.01	14.78	14.23	14.75	15.36	15.54	15.02	15.61
TFe ₂ O ₃	12.15	12.14	12.29	12.25	7.66	7.79	8.29	7.87	4.06	4.33	3.73	4.87
MnO	0.19	0.20	0.20	0.21	0.12	0.12	0.10	0.10	0.06	0.07	0.06	0.07
MgO	4.00	4.34	4.06	4.03	6.88	6.91	6.51	5.84	2.26	2.43	2.57	2.53
CaO	7.29	6.96	6.97	7.10	7.29	7.20	6.95	5.62	3.54	3.89	3.66	4.01
Na ₂ O	5.04	4.05	4.52	4.85	4.37	4.44	4.64	4.76	6.34	6.12	6.54	6.39
K ₂ O	0.65	0.72	0.73	0.72	0.45	0.42	0.51	0.60	0.43	0.42	0.49	0.34
P ₂ O ₅	0.98	0.99	1.01	1.00	0.34	0.35	0.31	0.28	0.11	0.1	0.09	0.14
LOI	2.47	2.41	2.91	2.33	1.53	1.66	1.06	1.66	1.62	1.22	1.55	1.67
总量	99.09	100.65	100.00	99.72	100.26	99.98	100.39	100.05	99.70	99.83	100.01	99.56
Mg [#]	43.4	45.4	43.5	43.4	67.7	67.4	64.7	63.4	56.5	56.7	61.6	54.8
Na ₂ O/K ₂ O	7.75	5.63	6.19	6.74	9.71	10.6	9.10	7.93	14.7	14.6	13.3	18.8
A/CNK									0.89	0.88	0.84	0.86
V	222.28	253.90	202.34	236.59	144.30	146.32	151.23	138.79	111.4	136.7	191.4	147.1
Cr	40.48	22.57	36.73	33.69	376.47	379.59	401.56	351.63	17.29	18.78	10.96	14.64
Co	45.62	37.60	51.36	39.48	65.36	64.24	62.12	65.22	10.35	12.37	17.69	4.56
Ni	34.43	22.07	25.93	23.17	164.21	164.44	135.67	142.45	12.22	18.16	19.46	11.62
Ga	19.43	20.16	19.96	21.16	20.06	20.04	19.86	20.85	13.33	13.49	14.32	16.81
Rb	11.11	13.46	12.57	14.13	13.80	18.78	6.41	10.23	7.99	6.42	3.38	4.43
Sr	502.30	399.80	477.27	419.79	786.50	790.12	708.14	773.54	227.51	142.52	283.01	240.3
Y	25.84	25.24	26.17	26.50	12.71	12.74	12.92	13.28	14.7	11.97	17.11	17.76
Zr	165.01	177.71	181.91	186.59	118.32	120.47	98.24	103.15	177.7	125.3	110	208.8
Nb	9.53	10.07	9.76	10.27	7.09	7.09	7.68	7.45	3.23	3.16	2.86	5.39
Cs	0.68	0.59	0.49	0.62	1.47	1.89	2.21	2.32	0.49	0.25	0.55	0.21
Ba	264.73	348.90	382.28	366.35	856.39	859.88	889.28	933.74	397.2	273.3	166.3	135.1
Hf	3.84	4.19	4.04	4.39	3.28	3.27	2.64	2.78	4.99	3.63	3.01	5.55
Ta	0.68	0.73	0.75	0.76	0.51	0.50	0.57	0.52	0.22	0.19	0.16	0.28
Pb	8.09	4.30	7.09	4.41	14.98	14.77	13.68	14.36	4.21	2.81	4.19	3.53
Th	2.15	2.18	2.24	2.28	3.21	3.29	3.89	4.08	4.19	5.34	2.35	4.87
U	0.49	0.53	0.54	0.54	0.82	0.80	0.85	0.89	1.11	0.99	1.05	1.38
La	13.96	13.06	14.78	13.71	23.88	23.91	23.51	24.98	22.24	17.13	14.6	19.87
Ce	34.29	31.23	34.89	32.78	46.15	46.18	45.55	47.82	49.53	40.89	39.18	50.81
Pr	4.66	4.27	4.85	4.47	5.11	5.14	5.02	5.27	5.95	5.08	5.30	7.93
Nd	22.37	19.92	22.76	20.91	20.41	20.38	20.20	21.21	22.57	20.29	22.5	33.66
Sm	5.30	4.88	5.53	5.12	3.87	3.91	3.95	4.14	3.87	3.59	4.65	5.96
Eu	2.38	2.23	2.43	2.33	1.14	1.16	1.16	1.21	0.76	0.74	1.20	1.29
Gd	5.59	5.01	5.65	5.26	3.55	3.56	3.59	3.76	3.00	2.81	3.88	4.42
Tb	0.77	0.73	0.83	0.76	0.46	0.47	0.45	0.47	0.42	0.39	0.59	0.58
Dy	4.60	4.27	4.71	4.48	2.42	2.41	2.21	2.27	2.56	2.27	3.47	3.31
Ho	0.97	0.96	0.95	1.01	0.48	0.49	0.46	0.48	0.52	0.44	0.66	0.63
Er	2.43	2.25	2.44	2.36	1.26	1.25	1.18	1.23	1.56	1.29	1.88	1.79
Tm	0.33	0.29	0.33	0.31	0.19	0.19	0.18	0.18	0.23	0.20	0.28	0.26
Yb	1.99	1.80	2.03	1.89	1.25	1.24	1.21	1.27	1.67	1.44	1.91	1.79
Lu	0.30	0.27	0.31	0.28	0.20	0.21	0.19	0.21	0.27	0.22	0.31	0.28
ΣREE	99.94	91.17	102.49	95.67	110.37	110.5	108.86	114.5	115.15	96.78	100.41	132.58
(La/Nb) _{pm}	1.52	1.35	1.57	1.39								
Nb/U	19.4	19.0	18.1	19.0								
Ce/Pb	4.24	7.26	4.92	7.43								
La/Yb	7.02	7.26	7.28	7.25	19.1	19.3	19.4	19.7	13.3	11.9	7.62	11.1
Sr/Y	19.4	15.8	18.2	15.8	61.9	62.0	54.8	58.2	15.5	11.9	16.5	13.5

a) 样品 06ps-4-2, 07ps-1-1 和 06ps-5-4 在中国科学院广州地球化学研究所分析完成, 其余样品在香港大学地球科学系完成; 详细的分析方法、流程参见文献[12]; TFe₂O₃ 为全铁; Mg[#]=100×Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺(全铁)), (La/Nb)_{pm} 为原始地幔标准化值

3.2.3 斜长花岗岩

斜长花岗岩 4 组样品的主量、微量与稀土元素的成分见表 2. 岩石的 SiO_2 含量变化于 63.42%~65.97%, Na_2O 含量高达 6.12%~6.54%, K_2O 的含量变化于 0.34%~0.49%, 表现为强烈的富 Na 低 K 特征. 所有样品铝不饱和, A/CNK 值主要变化于 0.84~0.89. 在 $\text{FeOT}/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 图解中(图 6(a)), 斜长花岗岩投在钙碱性系列区. 在标准矿物 An-Ab-Or 分类图解中(图 6(b)), 所有样品均位于奥长花岗岩区. 在 Harker 图解上(图略), 样品中的 SiO_2 与 TiO_2 , TFe_2O_3 , MgO , P_2O_5 等呈显著负相关关系, 可能反映在岩浆演化过程中,

长石、铁镁质矿物、磷灰石等的分异结晶起了重要作用. 平水斜长花岗岩稀土元素丰度较低, $\Sigma\text{REE}=96\sim 133 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, 轻稀土略富集, $(\text{La}/\text{Yb})_N=5.5\sim 9.6$, 轻微的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.68\sim 0.86$). 在稀土元素球粒陨石标准化配分图解上(图 7(a)), 样品呈现轻稀土富集而重稀土亏损不明显的右倾斜配分曲线特点, 与“SSZ”型大洋斜长花岗岩相似^[25], 区别于蛇绿岩套中斜长花岗岩所表现出的“平坦型”稀土配分曲线特点^[26]. 而样品中的大离子亲石元素(LILE)Rb($<10 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$), Cs($<1 \mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)等含量较低, 基本与洋脊花岗岩一致^[27]. 在原始地幔标准化蛛网图上(图 7(b)), 平水斜长花岗

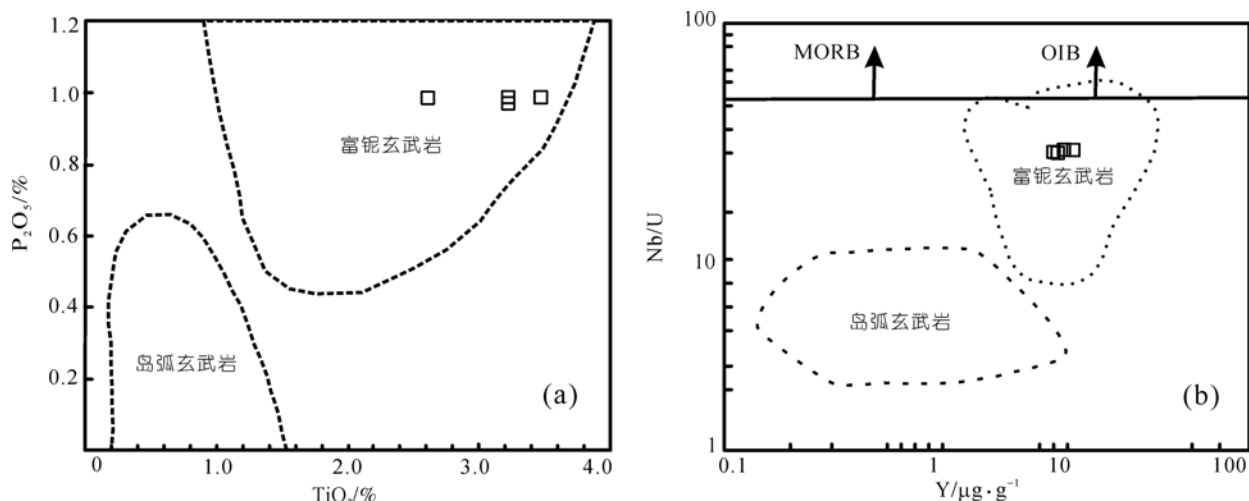


图 5 玄武岩的 $\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ (a)和 $\text{Nb}/\text{U}-\text{Nb}$ (b)图解

图(a)引自文献[20]; 图(b)根据文献[21]修改; 图例同图 3

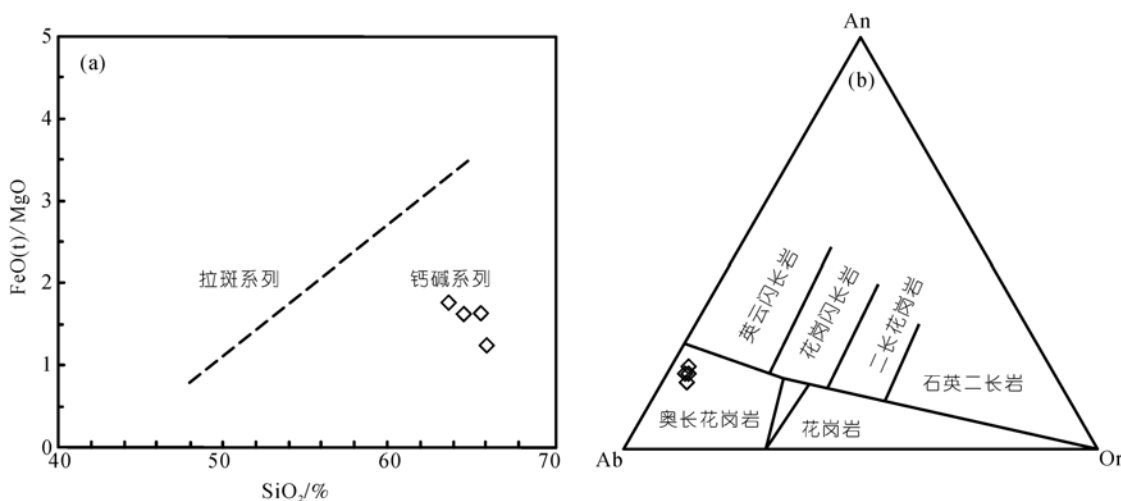


图 6 平水斜长花岗岩的 $\text{FeO}(t)/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ 图解^[23](a)及 An-Ab-Or 分类图解^[24](b)

图例同图 4

岩体表现出 Th, Sr 的富集及高场强元素(Nb, Ta, P, Ti) 亏损, 显示为岛弧岩浆岩的特点. 总体上来说, 上述样品兼有大洋斜长花岗岩和岛弧岩浆岩的地球化学特征, 笔者认为特殊的构造背景与成岩环境可能是形成平水地区斜长花岗岩的重要原因.

3.3 Nd-Hf 同位素特征

Nd-Hf 同位素分析结果分别列于表 3 和 4. 测得高 Mg 闪长岩、富 Nb 玄武玢岩和斜长花岗岩具有相似的 Nd 同位素特征, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值分别介于 7.0~7.7, 6.8~8.0 和 7.5~8.4. 其中, 高 Mg 闪长岩和斜长花岗岩 Nd 同位素组成均能较好对应各自锆石 Hf 同位素的组成($\epsilon_{Hf}(t)=8.6\sim 13.2$, $\epsilon_{Hf}(t)=11.0\sim 16.2$)(表 4).

4 讨论

4.1 年代学意义

高 Mg 闪长岩具三组 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和年龄, 分别为 (1129 ± 14) , (1012 ± 37) 和 (932 ± 7) Ma. 前两组锆石同位素年龄与全球格林危尔期(Grenvillian)的碰撞拼合事件时间相当, 其中第二组锆石 U-Pb 定年结果可能与平水群的主体年龄^[8,29]一致, 同时也与赣东北蛇绿岩中埃达克质钠长花岗岩的结晶年龄(~ 0.97 Ga)^[30]以及扬子板块南缘昆阳群中的岛弧型中性火山岩系(~ 1.0 Ga)^[31]基本同期, 说明扬子板块东南缘可能存在 ~ 1.0 Ga 的洋壳俯冲作用. 第三组年龄为 (932 ± 7) Ma, 代表高 Mg 闪长岩的成岩年龄, 和本区的富

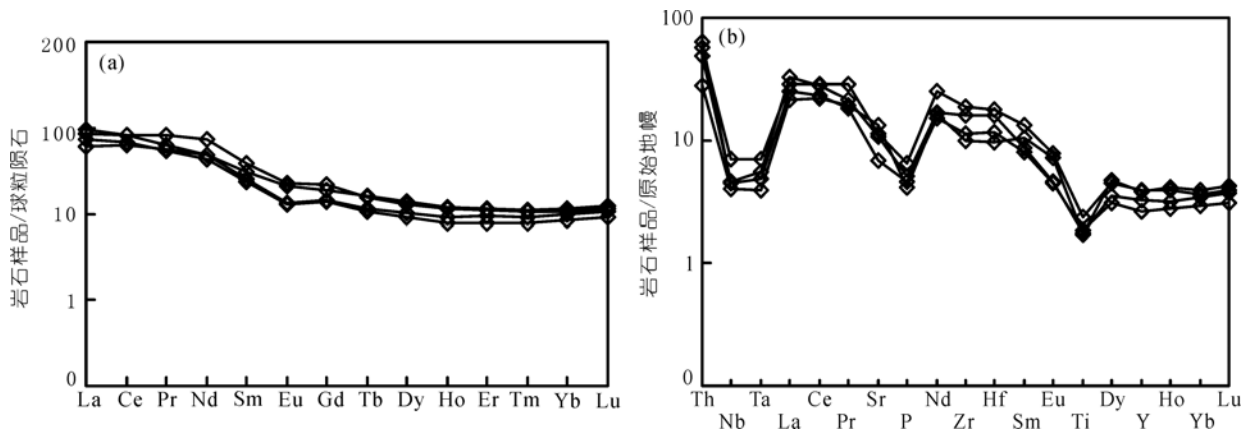


图 7 斜长花岗岩的稀土元素球粒陨石标准化配分图解(a)和原始地幔标准化的微量元素图解(b)

球粒陨石与原始地幔值取自文献[13]; 图例同图 4

表 3 平水地区玄武玢岩、闪长岩、斜长花岗岩的 Sm-Nd 同位素组成^{a)}

样品	Sm/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	Nd/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2\sigma)$	$T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$
06ps-4-1	5.30	22.37	0.1493	0.512702 ± 0.000014	1064 Ma	6.8
06ps-4-3	5.53	22.76	0.1531	0.512749 ± 0.000009	1013 Ma	7.3
06ps-4-4	5.12	20.91	0.1543	0.512791 ± 0.000012	925 Ma	8.0
07ps-1-2	3.91	20.38	0.1209	0.512531 ± 0.000008	1019 Ma	7.0
07ps-1-5	3.95	20.20	0.1232	0.512572 ± 0.000006	977 Ma	7.7
07ps-1-7	4.14	21.21	0.1230	0.512561 ± 0.000015	993 Ma	7.3
ps90	3.87	22.57	0.1098	0.512532 ± 0.000008	909 Ma	8.0
ps55	3.59	20.29	0.1274	0.512609 ± 0.000007	958 Ma	7.5
06ps-5-4	4.65	22.5	0.1331	0.512692 ± 0.000011	869 Ma	8.4
06ps27	5.96	33.66	0.1184	0.512573 ± 0.000010	926 Ma	7.8

a) Nd 同位素在中国科学院广州地球化学研究所采用 MC-ICP-MS 分析, 详细的分析方法、流程见文献[21]; 初始比值计算采用各自样品的锆石 U-Pb 年龄, 所有计算公式见文献[12]

表 4 平水地区的斜长花岗岩和高 Mg 闪长岩的锆石 Hf 同位素组成^{a)}

	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$
06ps-5-4, $T=902$ Ma						
1	0.022949	0.000884	0.282582	0.000015	12.7	945
2	0.024621	0.000632	0.282645	0.000015	15.1	851
3	0.023984	0.001014	0.282597	0.000016	13.2	927
4	0.017508	0.000739	0.282566	0.000018	12.2	964
5	0.018013	0.000301	0.282634	0.000019	14.9	859
6	0.021489	0.000895	0.282533	0.000016	11.0	1014
7	0.017015	0.000737	0.282592	0.000023	13.2	928
8	0.017486	0.000806	0.282599	0.000018	13.3	926
9	0.026426	0.001081	0.282573	0.000025	12.3	963
10	0.019045	0.000799	0.282591	0.000022	13.1	930
11	0.018504	0.000718	0.282565	0.000019	12.2	965
12	0.015713	0.000693	0.282589	0.000023	13.1	931
13	0.021536	0.000956	0.282601	0.000015	13.4	920
14	0.018739	0.000806	0.282588	0.000017	13.0	935
15	0.020908	0.000845	0.282679	0.000021	16.2	808
16	0.015462	0.000439	0.282595	0.000024	13.5	916
17	0.019006	0.000817	0.282567	0.000034	12.2	965
18	0.016148	0.000612	0.282649	0.000018	15.2	845
19	0.015854	0.000692	0.282614	0.000015	14.0	896
20	0.016754	0.000699	0.282607	0.000029	13.7	906
07ps-1-1, $T=932$ Ma						
1	0.025422	0.001694	0.282533	0.000019	11.1	1036
2	0.024373	0.001044	0.282517	0.000017	10.9	1069
3	0.023975	0.001241	0.282579	0.000029	13.0	963
4	0.022127	0.001213	0.282515	0.000018	10.8	1058
5	0.028905	0.001704	0.282593	0.000035	13.2	968
6	0.024198	0.001632	0.282536	0.000028	11.3	1007
7	0.017364	0.000899	0.282562	0.000015	12.6	965
8	0.016167	0.000843	0.282511	0.000049	10.9	991
9	0.020819	0.000962	0.282529	0.000036	11.4	1061
10	0.024101	0.001035	0.282569	0.000028	12.8	974
11	0.018543	0.000926	0.282535	0.000057	11.7	1013
12	0.015927	0.000697	0.282573	0.000017	13.1	939
13	0.023534	0.001746	0.282579	0.000038	12.7	977
14	0.022938	0.001484	0.282564	0.000027	12.3	985
15	0.282371	0.001917	0.282467	0.000041	8.6	1138

a) 锆石 Hf 同位素初始比值计算采用各自样品加权平均年龄, 所有计算公式见文献[28]

Nb 玄武玢岩(916 ± 6 Ma)、斜长花岗岩(902 ± 5 Ma) 一样, 都为新元古代早期岩浆活动的产物。同时, 这期岩浆活动(930~900 Ma)也与扬子板块西缘盐边群的岛弧岩浆岩的时代一致^[32], 但明显早于华南新元古代板内岩浆活动开始的时间(~ 850 Ma)^[12,33]。

4.2 岩石成因

4.2.1 高 Mg 闪长岩

近年来的研究表明, 高 Mg 闪长岩主要有三种成

因模式: (1) 直接来自地幔的部分熔融^[14,34~38]; (2) 拆沉下地壳形成的熔体与上覆地幔岩反应的产物^[39]; (3) 俯冲板片的熔体与地幔楔相互作用^[40,41]。如前所述, 平水地区的高 Mg 闪长岩具较高 Nd-Hf 同位素组成($\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=7.0\sim 7.7$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=8.6\sim 13.2$), 表明其原始岩浆不会起源于受到陆壳物质改造的富集型地幔或来自拆沉下地壳与地幔岩共同作用的产物^[42]。研究显示, 岛弧地区含水地幔部分熔融可以生成高 Mg 闪长岩/安山岩^[37], 如, 分布在晚太古代地体中和日本西南新生

代Setouchi弧火山带的赞岐岩类^[37,38]。但是,我们经过仔细对比发现,平水地区的高Mg闪长岩与典型的赞岐岩存在较大差异。一般认为,太古代赞岐岩的形成至少经历两个阶段,首先是来自消减带的板片熔体交代先期亏损的地幔楔,随后(40~50 Ma以后)富集的地幔源区部分熔融^[37]。考虑到平水地区高Mg闪长岩Nd-Hf同位素特征,且到目前为止,尚未发现有类似Nd-Hf同位素组成的太古代赞岐岩,这种模式可能并不适合解释区域内高Mg闪长岩的成因机制。另外,与日本西南新生代Setouchi弧火山带的赞岐岩相比,所研究的闪长岩具高的Sr含量(708~790 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)、Sr/Y(54.8~62.0)比值和低的Yb含量(1.21~1.27 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$),明显区别于前者的微量元素特征,也暗示两者的成因可能不一致^[43]。因此,我们认为区域内高Mg闪长岩很有可能类似埃达克质的高Mg安山岩或高Mg埃达克岩,都是来自俯冲板片的熔体与地幔楔相互作用的产物^[14],与区域内的富Nb玄武玢岩共生产出,可能也印证这种推测。

4.2.2 富Nb玄武玢岩

平水地区新元古代早期富Nb玄武玢岩的发现,进一步证实来自俯冲洋壳(MORB)的熔体与地幔楔发生了强烈的交代作用。研究表明,俯冲大洋板片产生的埃达克质熔体交代地幔楔的过程,可以形成角闪石-钛铁矿类矿物,而熔体的高场强元素Nb, Ti等也优先进入这些矿物晶格^[18,44,45],随后地幔楔部分熔融即生成比正常岛弧岩浆更富Nb和Ti的玄武质岩浆^[46]。一些学者相继在岛弧地区找到了受到埃达克质岩浆交代过的地幔岩捕虏体,并用来解释富Nb玄武岩的源区^[47,48],还有学者甚至发现了埃达克质玻璃体存在于地幔岩的橄榄石晶体中^[49]。平水富Nb玄武玢岩具相对较低的Nb/U(~19.1)和Ce/Pb(~5.62),与OIB和MORB的相应值^[13]显著不同(图 5(b)),排除了它们直接来自OIB型或者MORB型地幔的可能性。另外,考虑其Nd同位素组成类似MORB的特征,也表明本区富Nb玄武玢岩极有可能是俯冲板片熔体与地幔楔共同作用形成,而不是富集地幔熔融的产物。与已报道不同时期的典型富Nb玄武岩相比,平水地区富Nb玄武玢岩的主量元素(P, Ti)的成分、过渡元素(Cr=23~41 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, Ni=22~38 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)的含量以及重稀土含量(如

Yb=~1.94 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)更加类似于太古代富Nb玄武岩^[16,17],可能暗示它们有类似的成因机制,即俯冲板片产生的熔体可能在相对较高的地热梯度下交代地幔楔橄榄岩,并在斜长石稳定区部分熔融形成富Nb玄武玢岩^[50]。

4.2.3 斜长花岗岩

研究表明,斜长花岗岩或者低铝的奥长花岗岩主要有3种形成机制:(1)基性组分(变玄武岩)部分熔融^[51~53];(2)基性岩浆的分离结晶^[54,55];(3)先存奥长花岗岩/英云闪长岩的部分熔融^[56,57]。首先,虽然研究区内存在西裘-桃红等花岗闪长岩-英云闪长岩体,但是其形成年龄与斜长花岗岩基本一致;区域内至今未发现类似侵入太古代崆岭群(扬子板块)中较为古老的英云闪长岩-奥长花岗岩体等,因此第三种成因可能性不成立。其次,我们注意到区域内的西裘岩体的斜长花岗岩部分与花岗闪长岩部分^[8]在地球化学组成上存在一定差异。如,在同等SiO₂的情况下,尽管两者的MgO含量大致相当,但是前者的Na₂O含量远高于后者,而K₂O, Rb, Sr和Ba的含量明显偏小,这可能用同期幔源岩浆演化过程较难解释。因此,我们倾向于认为两者的源区和成岩机制可能并不相同。实验岩石学研究表明,在压力低于1.0 MPa时,玄武质岩石脱水部分熔融过程中,石榴石是不稳定的,形成的岩浆成分是英云闪长质而不是奥长花岗岩^[58,59],即可以排除平水群细碧角斑岩部分熔融形成该区斜长花岗岩的可能性。另外,它的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值远高于平水群细碧角斑岩($\epsilon_{\text{Nd}}(t)=4.2\sim 6.4$)^[8],同样不支持后者为该斜长花岗岩的岩浆源区。研究显示,在较高的压力条件(1~3.2 MPa)及源区残留石榴子石麻粒岩或榴辉岩组分的情况下,变玄武质岩石脱水部分熔融可以形成类似太古代TTG岩系的奥长花岗岩^[51]。不过,在MgO-SiO₂图解中(图 8),所有样品均投影于“俯冲作用有关的埃达克岩”区,明显偏离“变玄武岩实验熔体”区,表明区域内先期可能存在的变玄武质岩石(底侵?)不能成为平水斜长花岗岩的源区。综上所述,来自俯冲板片的部分熔融可能是形成区域内斜长花岗岩的较理想途径。考虑到平水斜长花岗岩具较低的Sr含量(<300 $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$)及Sr/Y(~14)和La/Yb(~11)比值,且在(La/Yb)_N-Yb_N图解上(图 4(a))平水斜长花岗岩所

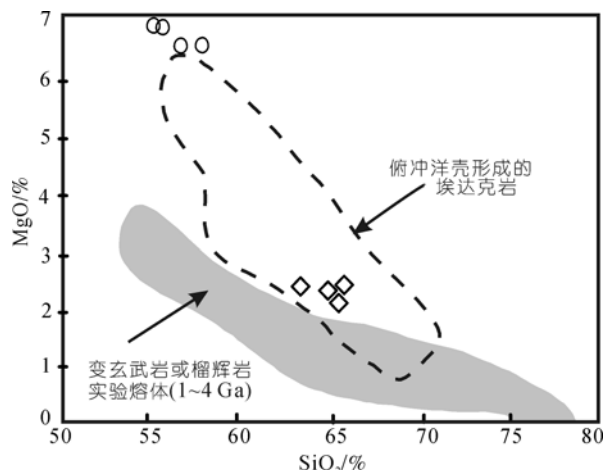


图 8 MgO-SiO₂ 图解

埃达克岩与变玄武岩及榴辉岩实验熔体(1~4 GPa)成分区域引自文献[60]

有样品均投影于正常的岛弧安山岩和英安岩区, 即平水斜长花岗岩不会来自俯冲于较深处的洋壳脱水熔融形成的埃达克岩。Prouteau等^[61,62]认为俯冲洋壳可以在流体的参与下部分熔融, 并进一步通过实验岩石学发现, 在自由水体条件下, 来自洋脊的玄武岩(MORB)在高压或低压环境下部分熔融均可以形成高度富Na的花岗质实验熔体。因此, 我们推测平水斜长花岗岩很有可能是俯冲洋壳位于浅处(斜长石稳定区?), 在少量流体参与的情况下部分熔融的产物。

平水斜长花岗岩具极高的锆石 Hf 同位素($\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 11.0 \sim 16.2$)和全岩 Nd 同位素组成($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 7.5 \sim 8.4$), 类似于洋岛玄武岩(OIB)或洋脊玄武岩(MORB)的特征, 表明它的岩浆源区可能继承了俯冲洋壳(MORB)的特点, 同时还有可能在成岩过程中与亏损的地幔楔相互作用, 使其具有较高 MgO 含量和远超过活动陆缘环境下一般花岗质岩石的Nd-Hf同位素比值。一定变化范围的锆石 Hf 同位素, 可能反映成岩过程中受到少量俯冲作用流体影响或者后期有少量不成熟的地壳物质加入。

4.3 地球动力学机制

关于岛弧地区岩浆岩的形成机制, 早期认为俯冲洋壳是重要的弧岩浆来源^[63]。后来, 各种模式均强调岩浆的直接源区为地幔楔的高温区, 并认为来自俯冲板块的流体对降低地幔楔的固相线起到了重要

作用^[64-66]。20 世纪 90 年代初期, Defant和Drummond^[14]提出, 埃达克质岩浆可能直接来自年轻的、热的洋壳部分熔融。近年来, 又有研究者认为, 俯冲洋壳部分熔融生成的岩浆还可能与上覆地幔楔反应, 生成新的岩浆, 如高Mg安山质岩浆^[48,67]及富Nb的玄武质岩浆^[49]。然而, 许多学者也发现俯冲洋壳的撕裂或洋脊俯冲形成的板片窗环境同样会产生上述岩浆效应, 且会减弱岛弧地区地幔楔水化作用, 并使正常的岛弧火山作用减弱或停止^[68-70]。一般认为, 与板片窗有关的岩浆作用可由不同的过程引起, 包括地幔对流、地幔楔的加热作用、板片上下地幔储库的混合作用、板片后缘的部分熔融和上覆板片的拉张作用等^[71]。实例研究和理论模拟都证实, 在板片窗的环境下, 由于软流圈的加热作用, 不仅可以使俯冲板片, 特别是板缘及其上覆的岛弧下地壳发生部分熔融^[72], 同时由于减压作用还可以促使软流圈自身部分熔融, 形成的岩石类型主要为埃达克岩系列(埃达克岩、高Mg安山岩/闪长岩)、富铌玄武岩、“OIB”系列的碱性岩以及一些与板片或地壳有关的中酸性岩浆岩等^[69,70,73,74]。因此, 区域内大致同期的高Mg闪长岩-富Nb玄武岩-斜长花岗岩的存在表明, 很有可能是夹于扬子-华夏两大板块之间的洋壳由于俯冲速率或角度的差异造成板片发生撕裂, 或快速消滅的洋脊进入俯冲带形成的板片窗环境, 生成了平水地区特殊岩浆活动, 板片窗下部的软流圈上涌则为其提供了重要的热力学条件。一方面, 可以促使俯冲于较深处板片部分熔融, 随后熔体(埃达克质)在上升过程中与地幔楔共同作用形成平水地区的高Mg闪长岩与富Nb玄武岩; 另一方面, 位于较浅处的板片(+流体)同样在板片窗带来的高热条件下发生部分熔融形成区域内的斜长花岗岩。

4.4 构造意义

长期以来, 有关华南前寒武纪地质构造格局的演化, 特别是华夏与扬子两大陆块的拼合时间和方式的讨论受到广泛关注^[8]。大量的证据显示, 华夏与扬子两大陆块开始拼贴的时间可能是在~1.0 Ga^[29,75-77], Li等^[78]最近重新测定田里片岩的变质年龄约为 1.04~1.01 Ga, 进一步支持了上述观点。一般认为, 广泛存在于浙北-皖南-赣东北一带约 1000~900

Ma的岛弧岩浆岩与扬子板块和华夏板块之间的洋壳消减汇聚有关,且岛弧的岩浆活动迅速将来自地幔的亏损物质转化为岛弧地壳^[79]。平水地区新元古代早期高Mg闪长岩-富Nb玄武玢岩-岛弧型大洋斜长花岗岩组合的发现,为扬子与华夏两大板块之间存在930~900 Ma残余洋壳(脊)的俯冲消减作用提供了可靠证据。

5 结论

(1) 在江绍拼合带绍兴平水段厘定出新元古代的高 Mg 闪长岩-富 Nb 玄武玢岩-岛弧型大洋斜长花岗岩的岩石组合,测得其锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

分别为(932±7), (916±6)和(902±5) Ma。

(2) 地球化学特征显示,高 Mg 闪长岩类似于埃达克型高镁安山岩,它可能与富 Nb 玄武玢岩一样,都为洋壳部分熔融过程中产生的熔体(埃达克质)与亏损的地幔楔共同作用形成的岛弧岩浆岩。斜长花岗岩则可能是位于较浅处(斜长石稳定区?)的俯冲板片,在少量流体参与下部分熔融的产物,并在后期成岩过程中与上覆地幔楔发生了一定反应。

(3) 平水地区高 Mg 闪长岩-富 Nb 玄武玢岩-岛弧型大洋斜长花岗岩的发现,表明板片窗环境可能是生成江山-绍兴拼合带平水地区特殊岛弧岩浆活动的重要原因。

致谢 感谢两位匿名审稿人提出了非常重要且建设性的修改意见。研究过程中得到了林寿发教授、徐夕生教授、张传林博士、王孝磊博士、贺振宇博士的帮助;浙江平铜集团的祝关水书记、郭葵副总及南京地质矿产研究所的沈加林博士和姜杨硕士在野外给予了指导和帮助;中国科学院广州地球化学研究所的刘颖老师、李武显博士、黄小龙博士和姜子琦同学为第一作者分析测试给予了热情的帮助,在此一并表示感谢。

参考文献

- 1 郭令智. 华南大地构造格架和地壳演化. 国际交流学术论文集(一). 北京: 地质出版社, 1980. 109—116
- 2 浙江省地质矿产局. 浙江省区域地质志. 武汉: 中国地质大学出版社, 1983. 1—334
- 3 水涛, 徐步台. 中国浙闽变质基底. 北京: 科学出版社, 1988. 1—118
- 4 王德滋, 周新民, 孙幼祥. 华南前寒武纪幔源花岗岩类的基本特征. 桂林冶金地质学院学报, 1982, 4: 1—8
- 5 王德滋. 华南花岗岩研究的回顾与展望. 高校地质学报, 2004, 10(3): 305—314
- 6 祁岷, 周新民, 王德滋. 浙江西裘细碧-角斑岩的成因和相关幔源花岗岩类的特征. 岩石矿物学杂志, 1986, 5(4): 299—308
- 7 周新民. 对华南花岗岩的若干思考. 高校地质学报, 2003, 9(4): 556—565
- 8 Ye M F, Li X H, Li W X, et al. SHRIMP zircon U-Pb geochronological and whole-rock geochemical evidence for an early Neoproterozoic Sibaoan magmatic arc along the southeastern margin of the Yangtze Block. *Gond Res*, 2007, 12: 144—156[[doi](#)]
- 9 Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to *in situ* U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, 2004, 211: 47—69[[doi](#)]
- 10 徐平, 吴福元, 谢烈文, 等. U-Pb 同位素定年标准锆石的 Hf 同位素. *科学通报*, 2004, 49(14): 1403—1410
- 11 吴元宝, 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(16): 1589—1604
- 12 Li X H, Li W X, Li Z X, et al. 850—790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: a major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. *Lithos*, 2008, 102: 342—357
- 13 Sun S S, McDonough W R. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Sanders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Spec Publ*, 1989, 42: 313—345[[doi](#)]
- 14 Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 1990, 347: 662—665[[doi](#)]
- 15 Stern C R, Kilian R. Role of the subduction slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. *Contrib Mineral Petrol*, 1996, 123: 263—281[[doi](#)]
- 16 Yagodinski G M, Kay R W, Volynets O N, et al. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geol Soc Am Bull*, 1995, 107: 505—519[[doi](#)]
- 17 Sajona F G, Maury R G, Bellon H, et al. Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines. *Geology*, 1993, 21: 1007—1010[[doi](#)]

- 18 Sajona F G, Maury R G, Bellon H, et al. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *J Petrol*, 1996, 37: 693–726[[doi](#)]
- 19 Sajona F G, Bellon H, Maury R G, et al. Magmatic response to abrupt changes in geodynamic setting: Pliocene-Quaternary calcalkaline lavas and Nb enriched basalts of Leyte and Mindanao (Philippine). *Tectonophysics*, 1994, 237: 47–72[[doi](#)]
- 20 Defant M J, Jackson T E, Drummond M S, et al. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *J Geol Soc (London)*, 1992, 149: 569–579[[doi](#)]
- 21 Wang Q, Wayman D A, Zhao Z H, et al. Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt. *Chem Geol*, 2007, 236: 42–64 [[doi](#)]
- 22 张海祥, 牛贺才, Sato H, 等. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铌玄武岩组合: 古亚洲洋板块南向俯冲的证据. *高校地质学报*, 2004, 10(1): 106–113
- 23 Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *A J Sci*, 1974, 274: 321–355
- 24 Baker F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. In: Baker F, ed. *Trondhjemites, Eacites and Related Rocks*. Amsterdam: Elsevier, 1979. 1–12
- 25 Luchitskaya M V, Morozov O L, Palandzhyan S A. Plagiogranite magmatism in the Mesozoic island-arc structure of the Pekulney Ridge, Chukotka Peninsula, NE Russia. *Lithos*, 2005, (1-2): 251–269[[doi](#)]
- 26 李武显, 李献华. 蛇绿岩中的花岗岩岩石成因类型与构造意义. *地球科学进展*, 2003, 18(3): 392–397
- 27 Borsi L, Scharer U, Gaggero L, et al. Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 140: 227–241 [[doi](#)]
- 28 汪相, Griffin W L, 王志成, 等. 湖南丫江桥花岗岩中锆石的 Hf 同位素地球化学. *科学通报*, 2003, 48(4): 379–382
- 29 章邦桐, 凌洪飞, 沈渭洲, 等. 浙江绍兴西裘双溪坞群细碧-角斑岩的 Sm-Nd 等时线年龄. *南京大学学报(地球科学)*, 1990, 2: 9–14
- 30 Li W X, Li X H. Adakitic granites within the NE Jiangxi ophiolites, South China: geochemical and Nd isotopic evidence. *Precambrian Res*, 2003, 122: 29–44[[doi](#)]
- 31 Greentree M R, Li Z X, Li X H, et al. Late Mesoproterozoic to earliest Neoproterozoic Basin record of the Sibao orogenesis in western South China and relationship to the assembly of Rodinia. *Precambrian Res*, 2006, 151: 79–100[[doi](#)]
- 32 Li X H, Li Z X, Sinclair J A, et al. Revisiting the “Yanbian Terrane”: implications for Neoproterozoic tectonic evolution of the western Yangtze Block, South China. *Precambrian Res*, 2006, 151: 14–30[[doi](#)]
- 33 李献华, 李正祥, 周汉文, 等. 川西南关刀山岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd 同位素地球化学——岩石成因与构造意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32(增刊): 60–68
- 34 Kushiro I. Melting of hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: approach from synthetic systems. *Earth Planet Sci Lett*, 1974, 22: 294–299[[doi](#)]
- 35 Tatsumi Y. Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth Planet Sci Lett*, 1981, 54(2): 357–365[[doi](#)]
- 36 Hirose K. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. *Geology*, 1997, 25(1): 42–44[[doi](#)]
- 37 张旗, 王焰, 钱青, 等. 晚太古代 Sanukite(赞岐岩)与地球早期演化. *岩石学报*, 2004, 20: 1355–1362
- 38 张旗, 钱青, 翟明国, 等. Sanukite(赞岐岩)的地球化学特征、成因及其地球动力学意义. *岩石矿物杂志*, 2005, 25(2): 118–125
- 39 Smithies R H, Champion D C. High-Mg diorite from the Archaean Pilbara Craton: anorogenic magmas derived from a subduction-modified mantle. *Geol Surv West Aust, Ann Rev 1998–1999*, 1999. 45–59
- 40 Stern R, Hanson G N. Archaean high-Mg granodiorites: a derivative of light rare earth element enriched monzodiorite of mantle origin. *J Petrol*, 1991, 32: 201–238
- 41 Beakhouse C P, Heaman L M, Creases R A. Geochemical and U-Pb zircon geochronological constraints on the development of a Late Archean greenstone belt at Birch Lake, Superior Province, Canada. *Precambrian Res*, 1999, 97: 77–97[[doi](#)]
- 42 杨承海, 许文良, 杨德彬, 等. 鲁西上峪辉长-闪长岩的成因: 年代学与地球化学证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38(1): 44–55
- 43 Tatsumi Y. Origin of high magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: II. Melting phase relations at high pressures. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 60: 305–317[[doi](#)]
- 44 Hollings P, Kerrich R. An Archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association: the 2.7 Ga confederation assemblage of the Birch-Uchi greenstone belt, Superior Province. *Contrib Mineral Petrol*, 2000, 139: 208–226
- 45 Keppler H. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 1996, 380: 237–240[[doi](#)]
- 46 Iwamori H. Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholith and paired metamorphic belts. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 181: 131–144[[doi](#)]
- 47 Kepezhinskas P K, Defant M J, Drummond M S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction infected from Kamchatka xenoliths. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 1217–1229[[doi](#)]

- 48 Defant M J, 许继峰, Kepezhinskas P, 等. 埃达克岩: 关于其成因的一些不同观点. 岩石学报, 2003, 18: 129—142
- 49 Schiano P, Clochiatti R, Shimuzu N, et al. Hydrous silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. *Nature*, 1995, 377: 595—600
- 50 Kepezhinskas P, Defant M J, Drummond M S. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *J Petrol*, 1995, 36: 1505—1527
- 51 Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8—32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J Petrol*, 1995, 32, 891—931
- 52 Rapp R P, Shimizu N, Norman M D. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 2003, 425: 605—609[[doi](#)]
- 53 张传林, 于海峰, 叶海敏, 等. 塔里木西部奥依塔克斜长花岗岩: 年龄、地球化学特征、成岩作用及其构造意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36(10): 881—893
- 54 Arth J G, Barker F, Peterman Z E, et al. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of Southwest Finland and its implications for the origin of tonalite and trondhjemite magmas. *J Petrol*, 1978, 19: 289—316
- 55 Hunter D R. The geochemical nature of the Archaean ancient gneiss complex and granodiorite suite, Swaziland: a preliminary study. *Precambrian Res*, 1978, 7: 105—127[[doi](#)]
- 56 Jahn B M, Vidal P, Kröner A. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finish Lapland: a case for long crystal residence time. *Contrib Mineral Petrol*, 1984, 86: 398—408[[doi](#)]
- 57 Popov V S, Bogatov V I, Zhuravlev D Z. Sources of granite magmas and Middle and Southern Urals earth crust formation: Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data. *Petrologia* (in Russian with English abstract), 2002, 10: 389—410
- 58 Rushmer T. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 1991, 107: 41—59[[doi](#)]
- 59 Beard J S, Lofgren G E. Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kb. *J Petrol*, 1991, 32: 465—501
- 60 王强, 赵振华, 许继峰, 等. 天山北部石炭纪埃达克岩-高镁安山岩-富 Nb 岛弧玄武质岩: 对中亚造山带显生宙地壳增生与铜金成矿的意义. 岩石学报, 2006, 22(1): 12—30
- 61 Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, et al. Fluid-present melting of ocean crust in subduction zones. *Geology*, 1999, 27(12): 1111—1114[[doi](#)]
- 62 Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, et al. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 2001, 410: 197—200[[doi](#)]
- 63 Green T H, Ringwood A E. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib Mineral Petrol*, 1968, 18: 105—162[[doi](#)]
- 64 Wyllie P J, Sekine T. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contrib Mineral Petrol*, 1982, 79: 468—476
- 65 Tatsumi Y, Eggins S. *Subduction Zone Magmatism*. Cambridge: Blackwell Science, 1995. 1—211
- 66 唐俊华, 顾连兴, 郑远川, 等. 东天山卡拉塔格钠质火山岩岩石学、地球化学及成因. 岩石学报, 2006, 22(5): 1150—1166
- 67 Tsuchiya N, Suzuki S, Kimura J I, et al. Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami Mountains, Japan. *Lithos*, 2005, 79: 79—96
- 68 Hole M J, Rogers G, Saunders A D, et al. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology*, 1991, 19: 657—660[[doi](#)]
- 69 Thorkelson D J. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 1996, 255: 47—63[[doi](#)]
- 70 Thorkelson D J, Breitsprecher K. Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. *Lithos*, 2005, 79: 24—41
- 71 李三忠, 郭晓玉, 侯方辉, 等. 活动大陆边缘的板片窗构造. 海洋地质动态, 2004, 20(11): 6—8
- 72 吴福元, 葛文春, 孙德有. 埃达克岩概念、识别标志及其地质意义. 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等, 主编. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 2002. 180—181
- 73 Vema S P, Nelson S A. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican volcanic belt. *J Geophys Res*, 1989, 94: 531—544
- 74 Viruete J E, Contreras F, Stein C, et al. Magmatic relationships and ages between adakites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hipaniola: record of a major change in the Caribbean island arc magma sources. *Lithos*, 2007[[doi](#)]
- 75 周新民, 邹海波, 杨杰东, 等. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. 科学通报, 1989, 34(16): 1243—1245
- 76 徐备, 乔广生. 赣东北晚元古代蛇绿岩的 Sm-Nd 同位素定年及原始构造环境. 南京大学学报(地球科学), 1995, (3): 108—114
- 77 Chen J F, Foland K A, Xing F M, et al. Magmatism along the southeastern margin of the Yangze Block: Precambrian collision of the Yangtze and Cathaysia Blocks of China. *Geology*, 1991, 19: 815—818[[doi](#)]
- 78 Li Z X, Wartho J A, Occhipinti S, et al. Early history of the eastern Sibao Orogen (South China) during the assembly of Rodinia: new mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and SHRIMP U-Pb detrital zircon provenance constraints. *Precambrian Res*, 2007[[doi](#)]
- 79 Wu R X, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Reworking of juvenile crust: element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. *Precambrian Res*, 2006, 146: 179—212