

# 闽中晚侏罗世火山 - 侵入杂岩岩石成因研究

王昕婷, 李明杰, 范艳芹, 岑安妮, 黄海森

桂林理工大学地球科学学院, 广西 桂林

收稿日期: 2026年3月31日; 录用日期: 2026年5月19日; 发布日期: 2026年5月28日

## 摘要

闽中屏山火山 - 侵入杂岩由流纹岩与花岗斑岩组成, 是揭示华南板块东南缘晚中生代构造 - 岩浆演化的关键载体。本次研究对该杂岩开展系统的全岩主量、微量元素地球化学分析, 约束其岩石成因与岩浆演化过程。结果表明: 流纹岩具高硅( $\text{SiO}_2 = 75.39\% \sim 78.25\%$ )、富钾( $\text{K}_2\text{O} = 3.91\% \sim 5.70\%$ )、过铝质( $A/\text{CNK} = 1.11 \sim 1.42$ )特征, Ba、Sr、Eu、Ti等元素强烈亏损; 花岗斑岩 $\text{SiO}_2$ 含量相对偏低( $64.39\% \sim 74.61\%$ ), 为准铝质( $A/\text{CNK} = 0.97 \sim 1.46$ ), 微量元素亏损程度显著更弱。二者稀土元素配分模式与微量元素蛛网图高度相似, 指示源自同一岩浆系统。地球化学特征显示, 杂岩初始岩浆源于幔源底侵诱发的壳幔混合岩浆, 演化以分离结晶作用为主, 经历了显著的晶体 - 熔体分离过程。分离结晶模拟表明, 流纹岩为浅部岩浆储库抽提的高硅熔体, 花岗斑岩为熔体抽离后的残余堆晶岩。结合区域构造背景, 本文认为屏山杂岩体形成于古太平洋板块俯冲后撤诱发的弧后伸展环境, 是壳幔相互作用下同一母岩浆经晶体 - 熔体分离的产物, 为深化华南东南缘晚中生代岩浆系统演化研究提供了新的岩石学与地球化学约束。

## 关键词

福建中部, 晚侏罗世, 晶粥模型, 岩浆演化, 火山 - 侵入杂岩

# Study on the Genesis of Volcanic-Intrusive Complex Rocks in the Late Jurassic of Central Fujian

Xinting Wang, Mingjie Li, Yanqin Fan, Anni Cen, Haisen Huang

College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin Guangxi

Received: March 31, 2026; accepted: May 19, 2026; published: May 28, 2026

## Abstract

Pingshan Volcano in Central Fujian-the intrusive complex is composed of rhyolite and granophyre,

文章引用: 王昕婷, 李明杰, 范艳芹, 岑安妮, 黄海森. 闽中晚侏罗世火山-侵入杂岩岩石成因研究[J]. 地球科学前沿, 2026, 16(5): 744-758. DOI: 10.12677/ag.2026.165068

serving as a key carrier for revealing the Late Mesozoic tectonic-magmatic evolution at the southeastern margin of the South China Block. This study conducted systematic whole-rock major and trace element geochemical analyses on the complex to constrain its petrogenesis and magma evolution. The results show that the rhyolite is characterized by high silica ( $\text{SiO}_2 = 75.39\% \sim 78.25\%$ ), high potassium ( $\text{K}_2\text{O} = 3.91\% \sim 5.70\%$ ), and peraluminous composition ( $A/\text{CNK} = 1.11 \sim 1.42$ ), with significant depletion in elements such as Ba, Sr, Eu, and Ti; the granophyre has relatively lower  $\text{SiO}_2$  content ( $64.39\% \sim 74.61\%$ ), is near-aluminous ( $A/\text{CNK} = 0.97 \sim 1.46$ ), and shows significantly weaker trace element depletion. The rare earth element distribution patterns and trace element spider diagrams of the two rock types are highly similar, indicating derivation from the same magmatic system. Geochemical characteristics suggest that the initial magma of the complex originated from mantle-derived underplated induced crust-mantle hybrid magma, with evolution dominated by fractional crystallization and experiencing significant crystal-melt separation. Fractional crystallization modeling indicates that the rhyolite represents high-silica melt extracted from a shallow magma reservoir, while the granophyre is a residual cumulate rock after melt extraction. Considering the regional tectonic setting, this study proposes that the Pingshan complex was formed in a post-arc extensional environment triggered by the rollback of the paleo-Pacific Plate subduction, representing products of the same parental magma through crystal-melt separation under crust-mantle interaction. This provides new petrological and geochemical constraints for advancing the study of Late Mesozoic magmatic system evolution at the southeastern margin of South China.

## Keywords

Central Fujian, Late Jurassic, Crystal-Rich Porridge Model, Magmatic Evolution, Volcanic-Intrusive Complex

Copyright © 2026 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

火山-侵入杂岩是花岗岩类与火山岩类在时空、物质及成因上密切联系的岩浆产物，是探索地壳深部岩浆过程、壳幔相互作用及构造体制转换的重要窗口。华南板块东南缘发育大规模中生代火山-侵入杂岩带，记录了古太平洋板块俯冲-后撤-伸展的复杂演化历史[1][2]。近年来，随着“晶粥模型”的提出，研究者逐渐认识到火山岩与侵入岩并非简单的“源区部分熔融”关系，而可能表现为同一岩浆系统中晶体-熔体分离作用下的互补产物[3][4]，这一视角为重新理解杂岩的成因机制提供了新的思路。

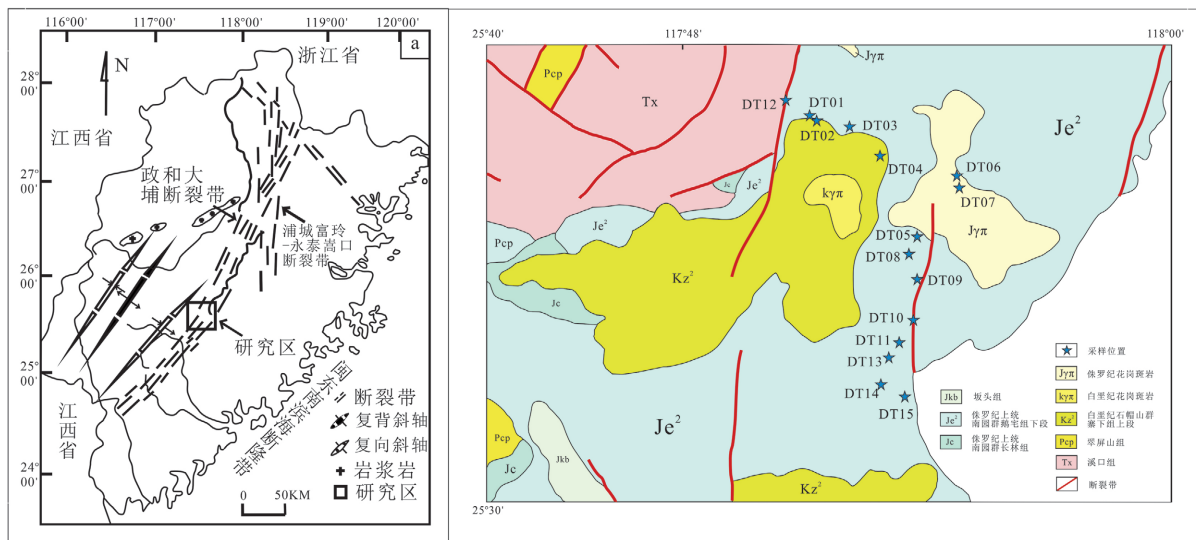
屏山火山-侵入杂岩位于福建省大田县南部，是华南板块东南缘燕山期构造-岩浆活动的重要组成部分。前人研究表明，该杂岩形成于燕山早期，约 160~150 Ma [5]，但其岩石成因、岩浆演化过程及两者之间的成因联系尚缺乏系统的地球化学研究约束，特别是关于是否存在晶体-熔体分离作用、岩浆储库演化过程如何等问题仍未得到充分阐明。为此，本文在详细野外地质调查基础上，对屏山火山-侵入杂岩开展了系统的全岩主量、微量元素地球化学分析，结合分离结晶模拟与区域构造背景，探讨其岩浆起源、演化机制及火山-侵入杂岩的成因联系，以为华南东南缘晚中生代岩浆系统的深部过程提供新的约束。

## 2. 地质概况及样品

华南板块坐落于欧亚大陆东南缘，处于古亚洲洋、古特提斯洋与环太平洋三大构造域的叠加交汇核

心区。中生代期间，华南板块与华北板块、印支板块经历了多幕次、大规模的陆-陆碰撞拼合造山作用，基本奠定了研究区的宏观构造格架；该拼合造山事件结束后，区域动力学体制发生根本性转换，开启了古太平洋板块向欧亚大陆板块长期、多阶段持续俯冲的动力学演化阶段[1][2]。晚侏罗世是中国东南部岩浆活动的高峰期，挤压环境逐渐向伸展环境过渡，岩浆沿断裂带及次级断裂侵位、喷发，形成大规模火山岩和侵入岩，在这条火山-侵入杂岩带内部，留存有多个典型的环状火山构造，例如小雄、雁荡山、戴云山及潮安等，每个环状火山构造区域均由若干规模各异的破火山或火山穹隆组成[6][7]。

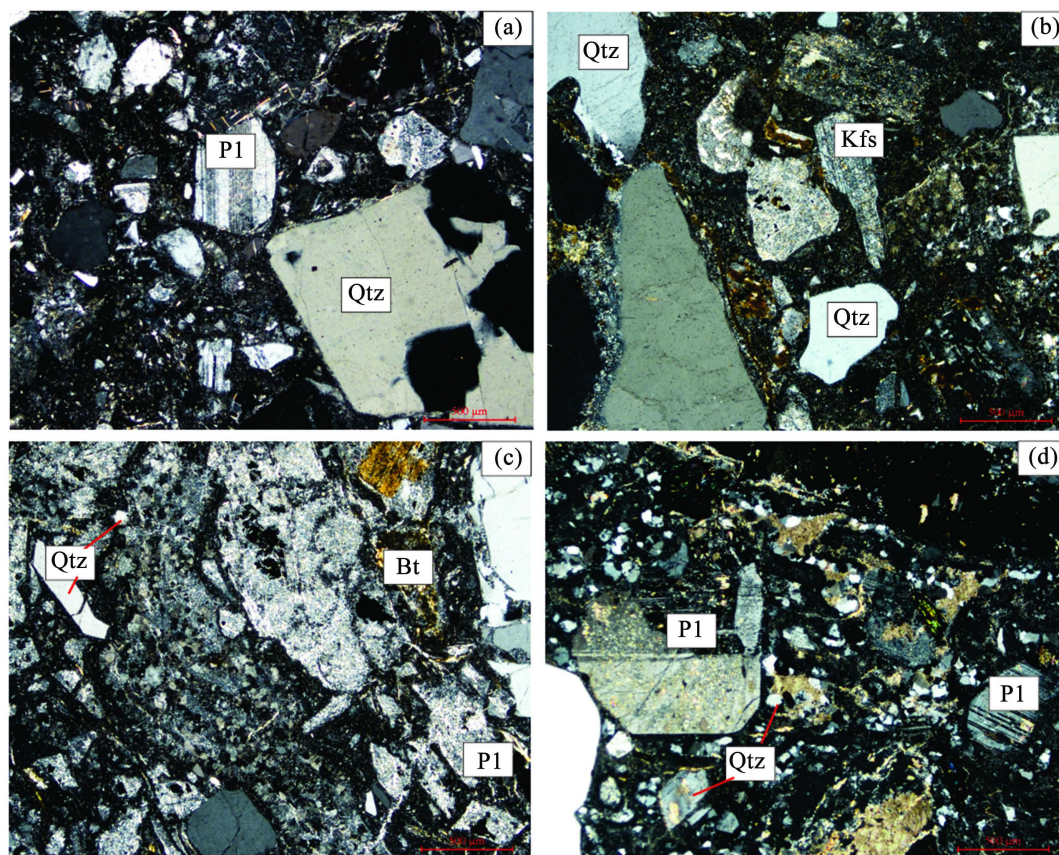
大田县坐落于福建省中部腹地、戴云山脉西麓地带。在区域大地构造格架中，研究区隶属于闽中华力西-印支拗陷带内的次级构造单元，即大田-龙岩拗陷东北部区段，且政和-大埔深大断裂带(亦称丽水-海丰断裂带)呈斜向展布并贯穿大田县全域(图 1)，该断裂带是华南陆块内具有区域控制性意义的核心地质构造分界带，对区域构造-岩浆活动具有显著控制作用，使得大田县成为华南板块东南缘构造-岩浆活动的关键核心区域[3]。本次研究屏山岩体位于三明市大田县南部屏山乡一带，呈近北北东向展布，出露面积约数十平方千米，岩体呈岩株状，岩石类型以中粗粒黑云母花岗岩为主，局部呈石英二长岩产出，具典型花岗结构，块状构造[5][6]。



**Figure 1.** Geological sketch map of the Datian area, sampling locations, and regional tectonic background  
**图 1.** 大田地区地质简图、采样位置和区域构造背景

本次研究采集了大田地区 15 件样品，其中火山岩样品 4 件，侵入岩样品 11 件，岩石样品的基本特征描述如下：1) 花岗斑岩标本新鲜面呈典型肉红色，岩石具斑状结构，宏观以块状构造为主，无明显定向组构。岩石斑晶总体积分数约 35% (图 2(a))，斑晶内部各矿物的相对体积占比依次为：石英 20%、斜长石 10%、钾长石 10%、黑云母 5%；基质体积分数约 65%，矿物组成以细粒石英、长石为主，颗粒间嵌布紧密，堆积特征明显。石英斑晶多呈灰白色中粗粒状，部分晶体受岩浆溶蚀作用影响，发育特征性港湾状溶蚀边(图 2(b))；长石类矿物双晶现象极为显著，其中斜长石斑晶自形程度较高，新鲜面呈灰白色，镜下可见清晰的聚片双晶纹；钾长石斑晶呈浅肉红色，晶内卡式双晶发育完整，晶体晶形规整；少量黑云母矿物发生绢云母化蚀变，蚀变程度较弱，未破坏晶体主体形态。2) 流纹岩样品新鲜断面呈灰白色、紫红色与肉红色，镜下岩相学观测结果表明，岩石发育典型斑状结构，流纹构造特征清晰(图 2(c))。岩石斑晶体积分数约 25%，矿物组合以石英、钾长石(含微斜长石、正长石)、斜长石为主，含少量黑云母；长石类斑晶多呈自形-半自形晶型，晶内双晶构造广泛发育，大部分晶体存在较强的后期蚀变改造；基质

体积分数约 75%，以长英质矿物(长石、石英)为主要组成，镜下可识别出霏细结构、玻晶交织结构与微粒状结构(图 2(d))。样品副矿物组合较为简单，主要类型为锆石、磁铁矿、钛铁矿。



Qtz-石英; Bt-黑云母; Pl-斜长石; Kfs-钾长石。

**Figure 2.** Microscopic features of volcanic-intrusive complexes from the early cretaceous in the Daejeon area  
**图 2.** 大田地区早白垩世火山-侵入杂岩镜下薄片特征

### 3. 分析方法

#### 1) 全岩量元素测试分析

本次锆石 U-Pb 定年测试分析于桂林理工大学广西隐伏金属矿产勘查重点实验室开展。本次研究在系统野外勘查与样品采集的基础上，依次对政和和大田地区的样品进行处理、锆石分选、锆石制靶和 CL 图像分析工作。测试仪器为搭载 193 nm ArF 准分子激光器 GeoLas HD 激光系统的 Agilent 7500 型 ICP-MS 上完成测试工作，实验数据采用 ICPMSDataCal 软件进行处理，所有样品年龄数据 U-Pb 谐和图，年龄分布图绘制采用 isoplot v.4.15 程序完成。

#### 2) 全岩主、微量元素测试分析

本次研究全岩主、微量元素的含量测定分析工作，依托桂林理工大学广西隐伏金属矿产勘查重点实验室完成。筛选无风化、无杂质的新鲜样品，最终选取结构均一的岩石样品。称取样品熔融制备成均一的玻璃熔片，采用 ZSX Primus II 型 X 射线荧光光谱仪完成测试，分析精度优于 2%。测试方法的详细操作流程、参数设置与注意事项参见文献[8]。微量实验所用样品采用 Agilent 7500 cx 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)完成微量元素含量测定，方法分析精度优于 2 μg/g，详细测试流程参见文献[9]。

## 4. 分析结果

### 锆石 U-Pb 年代学

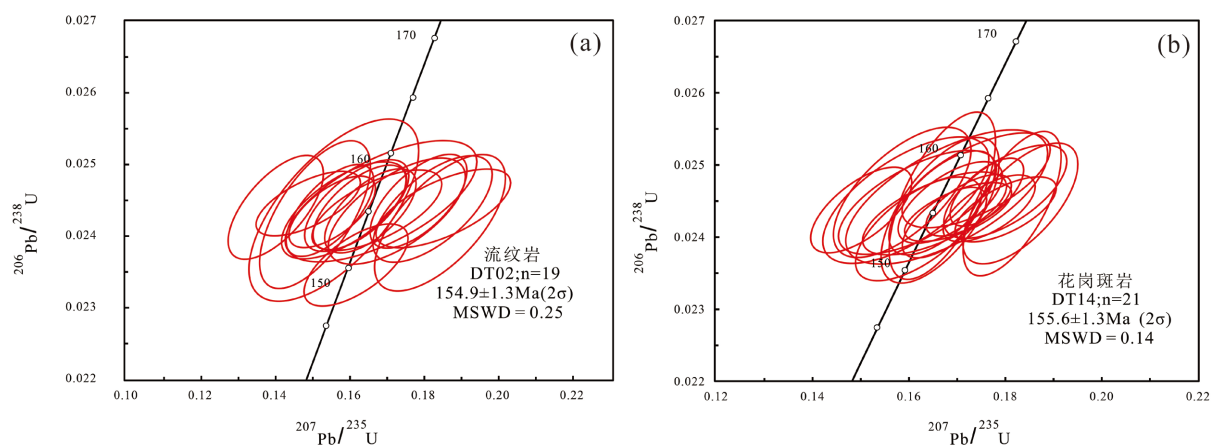
本次针对研究区的流纹岩和花岗斑岩各选择 1 件代表性样品进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年工作。样品详细的年龄数据结果列于表 1, 样品年龄谐和和曲线图解和加权平均计算结果见图 3。其中流纹岩(DT02)的 19 颗锆石具有谐和且一致的年龄, 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均结果为  $154.9 \pm 1.3 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ;  $\text{MSWD} = 0.25$ ; 图 3(a))。花岗斑岩(DT14)的 21 颗粒锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均结果为  $155.6 \pm 1.3 \text{ Ma}$  ( $2\sigma$ ;  $\text{MSWD} = 0.14$ ; 图 3(b))。综上所述, 大田地区晚侏罗世火山-侵入杂岩均形成于约 155 Ma, 其年龄可以代表大田屏山岩体形成时代。

**Table 1.** LA-ICP-MS Zircon U-Pb dating results of volcanic-intrusive complex in the Datian area  
**表 1.** 大田地区火山-侵入杂岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果

测试点	含量(ppm)		Th/U	同位素比值								年龄(Ma)			
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$
流纹岩, DT02															
DT02-01	181	128	1.41	0.08926	0.0046	0.31847	0.0046	0.02577	0.00041	1410	99	281	4	164	3
DT02-02	174	120	1.45	0.05020	0.00302	0.16162	0.00923	0.02359	0.00038	211	141	152	8	150	2
DT02-03	103	106	0.97	0.05047	0.00393	0.16721	0.01152	0.02435	0.00037	217	177	157	10	155	2
DT02-04	95	80	1.18	0.04469	0.00368	0.15523	0.01212	0.02577	0.00056	-	-	147	11	164	4
DT02-05	159	124	1.28	0.04454	0.00436	0.15566	0.01507	0.02435	0.00084	-	-	147	13	155	5
DT02-06	169	144	1.18	0.04627	0.00231	0.15458	0.00779	0.02435	0.00042	13	115	146	7	155	3
DT02-07	123	108	1.14	0.04894	0.00248	0.16257	0.00826	0.02439	0.00039	146	120	153	7	155	2
DT02-08	231	251	0.92	0.04421	0.00190	0.15602	0.00649	0.02579	0.00031	-	-	147	6	164	2
DT02-09	123	115	1.07	0.04880	0.00287	0.16181	0.00926	0.02442	0.00042	139	194	152	8	156	3
DT02-10	322	289	1.11	0.05312	0.00253	0.17844	0.00860	0.02448	0.00043	345	103	167	7	156	3
DT02-11	137	136	1.01	0.04597	0.00239	0.15520	0.00768	0.02433	0.00033	-	-	146	7	155	2
DT02-12	154	117	1.32	0.04193	0.00245	0.14004	0.00846	0.02439	0.00048	-	-	133	8	155	3
DT02-13	207	130	1.59	0.04872	0.00234	0.16549	0.00812	0.02434	0.00039	200	113	156	7	155	2
DT02-14	69	126	0.55	0.05479	0.00318	0.18221	0.01058	0.02437	0.00049	467	97	170	9	155	3
DT02-15	101	103	0.99	0.06186	0.00428	0.20531	0.01336	0.02439	0.00050	733	144	190	11	155	3
DT02-16	338	337	1.00	0.04535	0.00275	0.15058	0.00983	0.02429	0.00068	-	-	142	9	155	4
DT02-17	144	112	1.29	0.05551	0.00376	0.18510	0.01195	0.02438	0.00036	432	152	172	10	155	2
DT02-18	97	94	1.03	0.05050	0.00355	0.18420	0.01162	0.02418	0.00063	217	158	172	10	154	4
DT02-19	466	241	1.94	0.05003	0.00530	0.16835	0.01701	0.02448	0.00056	198	235	158	15	156	4
DT02-20	97	99	0.98	0.04413	0.00273	0.14876	0.00927	0.02445	0.00030	error		141	8	156	2
DT02-21	222	142	1.56	0.08257	0.00484	0.27892	0.01799	0.02445	0.00064	1259	115	250	14	156	4
DT02-22	90	78	1.15	0.04918	0.00419	0.17258	0.01216	0.02434	0.00049	167	180	162	11	155	3
DT02-23	80	76	1.06	0.05784	0.00484	0.21132	0.01911	0.02437	0.00066	524	185	195	16	155	4
DT02-24	117	111	1.06	0.04760	0.00345	0.15838	0.01110	0.02435	0.00045	80	163	149	10	155	3

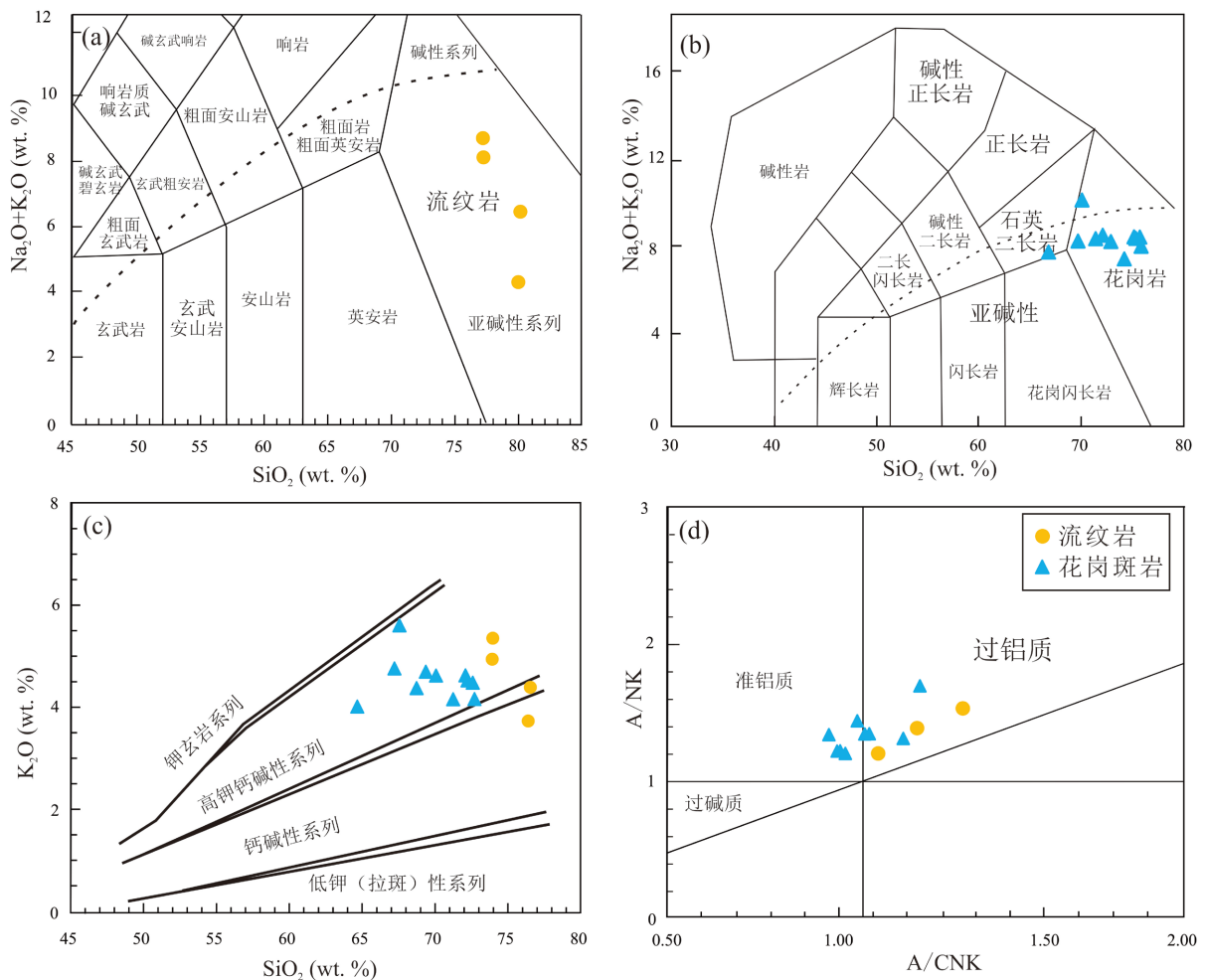
续表

花岗斑岩, DT14															
DT14-01	111	124	0.90	0.04981	0.00304	0.16530	0.00985	0.02433	0.00038	187	143	155	9	155	2
DT14-02	200	200	1.00	0.05072	0.00210	0.17018	0.00733	0.02435	0.00027	228	96	160	6	155	2
DT14-03	210	243	0.87	0.04819	0.00282	0.16196	0.00862	0.02411	0.00047	109	133	152	8	154	3
DT14-04	285	304	0.94	0.04951	0.00216	0.15518	0.00689	0.02286	0.00031	172	134	146	6	146	2
DT14-05	175	244	0.72	0.04467	0.00195	0.15009	0.00692	0.02438	0.00039	error		142	6	155	2
DT14-06	138	153	0.91	0.04816	0.00226	0.15043	0.00708	0.02279	0.00028	106	107	142	6	145	2
DT14-07	208	286	0.73	0.05284	0.00193	0.17663	0.00630	0.02440	0.00030	320	116	165	5	155	2
DT14-08	347	339	1.02	0.05035	0.00172	0.16736	0.00577	0.02420	0.00032	209	78	157	5	154	2
DT14-09	712	540	1.32	0.05359	0.00203	0.18005	0.00692	0.02439	0.00030	354	85	168	6	155	2
DT14-10	272	366	0.74	0.04644	0.00232	0.16176	0.01083	0.02448	0.00048	20	180	152	9	156	3
DT14-11	301	368	0.82	0.05116	0.00158	0.17236	0.00585	0.02444	0.00028	256	70	161	5	156	2
DT14-12	329	311	1.06	0.05462	0.00230	0.18309	0.00788	0.02447	0.00055	398	94	171	7	156	3
DT14-13	547	684	0.80	0.04951	0.00174	0.16690	0.00728	0.02457	0.00077	172	83	157	6	156	5
DT14-14	130	179	0.73	0.05333	0.00241	0.17998	0.00842	0.02463	0.00043	343	102	168	7	157	3
DT14-15	555	923	0.60	0.05194	0.00145	0.17614	0.00504	0.02462	0.00031	283	65	165	4	157	2
DT14-16	151	217	0.70	0.04701	0.00273	0.15859	0.00942	0.02462	0.00060	56	128	149	8	157	4
DT14-17	127	151	0.84	0.04747	0.00347	0.15933	0.01138	0.02451	0.00058	72	167	150	10	156	4
DT14-18	365	310	1.18	0.04996	0.00238	0.16642	0.00809	0.02437	0.00067	195	111	156	7	155	4
DT14-19	298	362	0.82	0.05450	0.00244	0.18138	0.00671	0.02446	0.00066	391	106	169	6	156	4
DT14-20	136	156	0.87	0.05000	0.00412	0.16782	0.01383	0.02456	0.00061	195	181	158	12	156	4
DT14-21	183	158	1.16	0.05086	0.00282	0.17392	0.01015	0.02479	0.00043	235	132	163	9	158	3
DT14-22	88	180	0.49	0.05359	0.00376	0.20441	0.01555	0.02754	0.00041	354	159	189	13	175	3
DT14-23	137	159	0.86	0.05006	0.00226	0.16683	0.00728	0.02447	0.00048	198	99	157	6	156	3
DT14-24	195	245	0.79	0.05017	0.00207	0.16856	0.00714	0.02448	0.00037	211	94	158	6	156	2



**Figure 3.** Zircon U-Pb dating results of volcanic-intrusive complexes in the Late Jurassic of the Datian area  
**图 3.** 大田地区晚侏罗世火山 - 侵入杂岩锆石 U-Pb 定年结果

屏山岩体火山-侵入杂岩样品的主、微量元素分析结果见表 2。流纹岩样品 SiO<sub>2</sub> 的含量整体较高, 介于 75.39~78.25 wt% 之间, 平均值 76.89%, 但更富碱(K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O 含量为 4.16~8.37 wt%, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值为 1.4~3.29, 相对富钾(K<sub>2</sub>O = 3.91~5.70 wt%), 总体上显示出富钾贫钠的性质。在 TAS 图解中样品全落入流纹岩区域(图 4(a)), 并表现出相对较低的 TiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、MnO、MgO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>、CaO 含量。铝饱和指数 A/CNK 比值[molar Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)]集中在 1.11~1.42 之间, A/NK 值为 1.19~2.78, 各点集中于高钾钙碱性、过铝质岩石区域(图 4(c)和图 4(d))。流纹岩样品 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 质量分数介于 11.24%~12.87% 之间, CaO 为 0.41%~0.63%, MgO 为 0.19%~0.45%, 全铁 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup> 质量分数稳定在 0.59%~1.83% 的窄幅区间, 同时样品中 Ti、P 含量整体偏低(TiO<sub>2</sub> = 0.13%~0.29%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.02%~0.05%), 表现出典型酸性长英质火山岩的主量元素组成特征。球粒陨石标准化稀土元素配分图(图 5(b))显示, 花岗斑岩具显著 Eu 负异常特征, Eu/Eu\* 值为 0.30~0.57, 平均值 0.40; 稀土元素总量较高且变化范围较大(ΣREE = 157 × 10<sup>-6</sup>~244 × 10<sup>-6</sup>, 平均值 214 ppm), 整体呈轻稀土富集(ΣLREE = 141 × 10<sup>-6</sup>~219 × 10<sup>-6</sup>、重稀土亏损(ΣHREE = 12.03 × 10<sup>-6</sup>~24.28 × 10<sup>-6</sup>)的特征, LREE/HREE 比值介于 8.80~13.49 之间, (La/Yb)<sub>N</sub> 值 9.27~16.48, 平均值为 11.52, 轻重稀土分馏特征明显。原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5(a))显示, 流纹岩富集 Rb、Th、Pb 等大离子亲石元素, 而高场强元素 Nb、Ti, 以及相容元素 Ba、Sr 则表现出强烈的亏损特征。



**Figure 4.** Geochemical classification diagrams of rock types and series for samples of the Pingshan volcanic-plutonic complex **图 4.** 屏山火山-侵入杂岩的岩石类型和岩石系列

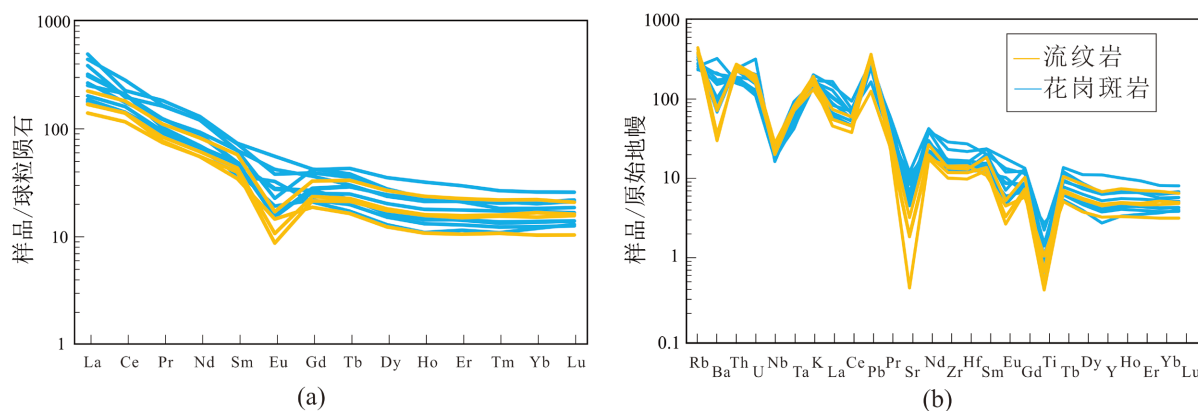
**Table 2.** Analysis results of major elements (wt%) and trace elements (ppm) of Pingshan volcanic-plutonic complex  
**表 2.** 屏山火山 - 侵入杂岩的主量元素(wt%)和微量元素(ppm)分析结果

样品号	DT 01	DT 02	DT 03	DT 09	DT 04	DT 05	DT 06	DT 07	DT 08	DT 10	DT 11	DT 12	DT 13	DT 14	DT 15
样品岩性	流纹岩							花岗斑岩							
SiO <sub>2</sub>	75.39	78.25	77.62	76.30	68.73	70.54	64.39	71.39	69.73	73.99	73.96	74.61	73.96	71.93	67.10
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.13	0.29	0.20	0.38	0.41	0.71	0.39	0.43	0.24	0.23	0.22	0.27	0.29	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.87	11.24	12.35	12.67	14.88	14.07	16.19	13.53	13.91	12.74	12.66	12.62	13.06	13.03	15.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	0.60	1.10	1.83	0.59	2.61	2.38	4.34	2.45	2.50	1.56	1.56	1.46	1.54	2.27	3.53
MnO	0.02	0.03	0.02	0.01	0.08	0.06	0.12	0.09	0.08	0.06	0.06	0.05	0.04	0.06	0.05
MgO	0.19	0.24	0.45	0.25	0.45	0.77	1.25	0.73	0.76	0.41	0.40	0.39	0.38	0.38	0.89
CaO	0.63	0.48	0.36	0.41	1.18	1.32	1.92	1.35	2.13	1.25	1.19	0.99	0.53	1.80	0.50
Na <sub>2</sub> O	1.92	1.41	0.12	2.95	3.61	3.10	3.07	2.91	3.30	3.13	3.16	3.27	3.20	2.65	2.73
K <sub>2</sub> O	5.70	4.66	3.91	5.32	6.00	4.99	4.19	4.92	4.64	4.95	4.83	4.80	4.40	4.37	4.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.03	0.02	0.05	0.09	0.10	0.08	0.10	0.11	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08	0.11
LOI	1.51	1.56	2.47	0.90	1.06	1.95	2.79	2.02	1.82	1.45	1.57	1.25	1.63	2.84	3.49
Total	99.04	99.14	99.45	99.64	99.06	99.70	99.07	99.88	99.40	99.83	99.69	99.72	99.07	99.69	99.69
ALK	7.81	6.22	4.16	8.37	9.81	8.28	7.54	8.00	8.13	8.21	8.14	8.19	7.79	7.25	8.02
A/CNK	1.23	1.36	2.42	1.11	1.02	1.09	1.24	1.08	0.97	0.99	1.00	1.02	1.19	1.05	1.46
A/NK	1.38	1.52	2.78	1.19	1.19	1.34	1.69	1.34	1.33	1.21	1.21	1.19	1.30	1.43	1.59
K/N	2.97	3.29	32.12	1.80	1.66	1.61	1.36	1.69	1.41	1.58	1.53	1.47	1.38	1.65	1.82
N + K-C	7.17	5.73	3.79	7.96	8.61	6.93	5.55	6.63	5.95	6.93	6.93	7.18	7.25	5.39	7.50
Li	20.94	9.70	13.13	8.21	28.51	19.60	24.28	12.44	22.16	17.10	9.35	8.45	19.11	5.56	70.74
Be	1.54	2.11	1.31	1.56	1.78	1.69	1.45	1.96	1.52	2.56	2.09	2.21	1.82	1.76	1.83
B	0.15	0.34	0.32	0.04	0.16	0.05	0.07	0.13	0.07	0.02	0.27	0.19	0.18	0.18	0.06
Sc	2.59	2.76	2.77	3.47	7.83	4.19	7.51	4.70	4.66	3.38	3.37	3.23	3.59	3.44	6.01
Ti	741.85	591.78	1553.71	1002.36	2053.82	2168.92	3929.11	2145.06	2263.55	1302.94	1033.77	969.75	1474	1607.90	3232.91
V	10.23	6.11	19.95	9.78	5.46	23.72	45.62	23.50	24.71	11.47	10.83	10.50	14.90	40.05	37.35
Cr	683.9	9.72	5.23	9.15	5.63	8.39	15.72	15.31	28.22	10.85	7.04	14.03	12.61	24.86	13.35
Mn	129.3	136.3	89.66	64.95	602.2	413.5	907.7	706.6	601.5	433.3	418.2	353.1	245.4	397.8	399.8
Co	26.36	18.97	24.69	44.82	15.27	23.27	19.13	40.28	30.62	33.27	28.53	30.76	34.43	38.70	18.38
Ni	350.7	6.99	8.53	14.37	4.63	7.33	5.82	14.52	16.72	10.91	8.53	11.38	11.64	18.43	5.80
Cu	18.73	1.65	3.15	2.09	2.23	2.96	3.24	9.78	3.54	1.85	1.55	1.59	1.66	2.49	3.23
Zn	10.74	20.76	41.97	23.45	58.18	77.45	84.95	55.06	49.01	34.95	29.64	31.54	32.18	38.91	75.49
Ga	25.16	16.33	17.92	27.25	52.78	41.29	55.82	46.06	44.01	27.50	25.40	26.49	29.03	31.33	79.25
Ge	0.44	0.43	0.65	0.41	0.79	0.67	1.08	0.73	0.71	0.58	0.54	0.53	0.54	0.66	0.98
Rb	264.3	237.7	278.3	244.4	179.0	173.8	148.4	196.7	153.1	226.1	228.1	237.2	213.0	198.4	163.8
Sr	45.70	43.37	10.20	75.18	104.5	192.2	248.3	150.4	214.7	123.3	126.9	126.8	116.2	157.7	269.9

续表

Y	23.58	22.58	16.36	33.67	31.26	21.11	13.84	31.71	20.64	54.17	32.83	32.76	25.99	18.91	32.91
Zr	142.2	121.5	170.8	162.5	338.6	184.4	189.8	195.0	205.3	160.1	173.4	153.6	158.6	145.9	274.6
Nb	20.79	17.12	15.14	16.14	16.14	13.34	15.56	14.05	13.68	17.75	18.74	18.94	16.67	12.39	14.37
Mo	35.09	0.39	0.34	1.73	1.21	0.32	2.14	0.50	1.77	1.73	1.64	1.69	1.23	1.17	0.36
Cd	0.23	0.10	0.21	0.25	0.68	0.25	0.30	0.35	0.32	0.64	0.25	0.19	0.23	0.21	0.37
Cs	8.74	12.06	11.27	5.03	2.83	4.24	3.08	5.92	3.32	3.86	3.56	3.68	3.82	7.46	6.35
Ba	514.6	219.4	263.4	541.4	1443	1078	1492	1229	1150	559.1	493.8	539.0	657.0	738.0	2256
La	39.28	32.69	39.58	52.37	103.2	75.06	59.01	90.20	72.29	62.37	43.70	41.52	47.31	42.28	115.5
Ce	84.74	70.18	84.13	109.4	170.7	124.7	127.5	118.8	125.7	105.8	86.18	84.13	96.98	86.02	136.8
Pr	7.86	6.97	7.19	10.38	15.57	11.63	9.66	15.24	11.48	11.49	8.62	8.24	8.93	8.14	17.16
Nd	28.24	25.44	25.39	37.87	55.42	40.91	32.10	55.85	39.92	42.78	31.42	30.48	32.04	29.12	59.95
Sm	6.51	5.99	5.20	8.68	9.51	7.38	5.53	10.93	7.28	9.49	7.37	7.20	6.82	6.04	11.09
Eu	0.61	0.50	0.83	0.97	2.40	1.60	1.86	2.17	1.56	1.30	0.88	0.86	0.97	1.10	3.18
Gd	4.74	4.33	3.79	6.61	7.37	5.43	4.24	7.91	5.42	8.45	5.69	5.59	5.09	4.40	8.56
Tb	0.83	0.78	0.60	1.23	1.11	0.81	0.63	1.31	0.82	1.58	1.08	1.06	0.91	0.73	1.41
Dy	4.52	4.35	3.07	6.70	5.91	4.19	3.22	6.79	4.08	8.82	6.04	6.13	5.07	3.78	6.94
Ho	0.89	0.88	0.60	1.32	1.18	0.82	0.61	1.29	0.79	1.79	1.21	1.24	1.00	0.73	1.28
Er	2.55	2.45	1.72	3.67	3.47	2.31	1.87	3.65	2.34	4.83	3.50	3.54	2.88	2.09	3.42
Tm	0.40	0.39	0.27	0.55	0.51	0.33	0.27	0.53	0.34	0.67	0.52	0.54	0.43	0.31	0.46
Yb	2.78	2.53	1.72	3.69	3.50	2.27	2.00	3.37	2.31	4.34	3.48	3.60	2.86	2.07	3.05
Lu	0.40	0.39	0.26	0.52	0.55	0.35	0.32	0.53	0.35	0.65	0.52	0.53	0.42	0.31	0.46
Hf	3.90	3.27	4.77	4.34	8.85	4.84	5.21	5.19	5.48	4.22	4.38	4.29	4.60	4.04	7.14
Ta	3.43	3.28	3.02	3.45	2.44	1.94	1.90	2.46	2.15	3.19	3.89	3.60	3.19	2.57	1.82
W	66.34	84.14	226.8	163.2	109.7	154.5	86.84	260.8	242.5	227.1	117.8	150.2	163.5	277.0	92.30
Tl	0.93	0.81	1.26	0.98	0.58	0.91	0.98	1.18	0.53	0.81	0.80	0.84	0.77	0.56	0.63
Pb	25.88	23.57	9.06	25.38	20.93	18.54	11.81	21.43	20.84	23.71	24.05	21.29	18.94	17.69	17.76
Bi	0.02	0.10	0.50	0.11	0.11	0.09	0.09	0.07	0.08	0.11	0.14	0.12	0.10	0.00	0.06
Th	23.34	22.31	19.21	21.63	16.16	15.11	13.60	16.06	15.09	20.74	21.82	22.59	19.66	20.53	14.38
U	4.20	3.42	4.01	3.78	3.70	2.37	2.80	2.74	2.62	4.33	4.14	4.22	3.30	6.68	2.69
total REE	184.3	157.8	174.3	244.0	380.5	277.8	248.8	318.6	274.7	264.4	200.2	194.6	211.6	187.1	369.3
LREE	167.2	141.7	162.3	219.7	356.9	261.3	235.6	293.2	258.2	233.2	178.1	172.4	193.0	172.7	343.8
HREE	17.12	16.10	12.03	24.28	23.60	16.52	13.16	25.38	16.46	31.13	22.05	22.22	18.65	14.43	25.58
LREE/HREE	9.77	8.80	13.49	9.05	15.13	15.82	17.90	11.56	15.69	7.49	8.08	7.76	10.35	11.97	13.44
(La/Yb) <sub>N</sub>	10.12	9.27	16.48	10.20	21.18	23.73	21.22	19.19	22.42	10.30	9.02	8.28	11.87	14.64	27.16
Eu/Eu*	0.34	0.30	0.57	0.39	0.88	0.77	1.17	0.71	0.76	0.44	0.42	0.42	0.50	0.65	1.00

注:  $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  (分子比),  $A/CNK = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$  (分子比);  $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N * Gd_N)^{0.5}$ ; normalization values after Sun and McDonough (1989) [10]。



**Figure 5.** Pingshan volcanic - intrusive complex (a) Normalized rare earth element distribution map of chondrite meteorite; (b) Normalized trace element spider web diagram of the original mantle

**图 5.** 屏山火山 - 侵入杂岩 (a) 球粒陨石标准化稀土元素配分图; (b) 原始地幔标准化微量元素蛛网图

屏山岩体样品中花岗斑岩的  $\text{SiO}_2$  含量为 64.39~74.61 wt%，平均值为 70.94%，全碱含量 ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ) 为 7.25~9.81 wt%，富钾 ( $\text{K}_2\text{O}$  含量为 4.19~6.00 wt%)。在 TAS 图解中样品投点均落入花岗岩区域内(图 4(b))。结合岩石系列判别图解分析，其属于高钾钙碱性、准铝质岩石系列(图 4(c)和图 4(d))，花岗斑岩的铝饱和指数 A/CNK 为 0.97~1.46，A/NK 集中于 1.19~1.69。岩石主量元素组成整体表现出富铁贫镁的特征(全铁  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$  含量集中在 1.46~4.34 wt%、 $\text{MgO}$  含量仅为 0.38~1.25 wt%)， $\text{Al}_2\text{O}_3$  质量分数在 12.62~16.19 wt% 之间， $\text{CaO}$  含量为 0.50~2.13 wt%，具有低的钛、磷含量( $\text{TiO}_2 = 0.22\sim 0.71$  wt%， $\text{P}_2\text{O}_5$  在 0.05~0.11 wt%)，符合典型酸性侵入岩的主量元素组成特征。在稀土元素地球化学特征方面，稀土元素总量  $\Sigma\text{REE}$  为 187~380 ppm，岩石具显著的 Eu 负异常，Eu/Eu\* 值为 0.42~1.17，平均值达 0.70；整体呈轻稀土元素强烈富集、重稀土元素明显亏损的右倾型配分特征，其中轻稀土总量  $\Sigma\text{LREE}$  为  $172 \times 10^{-6}\sim 356 \times 10^{-6}$ ，重稀土总量  $\Sigma\text{HREE}$  仅为  $13.16 \times 10^{-6}\sim 31.13 \times 10^{-6}$ ，LREE/HREE 比值介于 7.49~17.90 之间，球粒陨石标准化  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  值为 8.28~27.16。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中，表现出富集 Rb、Th、U、Pb 等大离子亲石元素及 Zr、Hf、LREE 等高场强元素，亏损 Nb、Sr、Ti 等不相容元素的特征(图 5(b))。花岗斑岩的稀土元素球粒陨石标准化配分曲线显示出了与流纹岩基本一致的右倾趋势(图 5(a))，呈现右倾轻稀土富集曲线和明显 Eu 负异常，但 Sr、Ti 亏损程度相对更弱。

## 5. 讨论

### 5.1. 岩浆起源与源区性质

晚侏罗世 - 早白垩世期间，华南板块进入构造体制转换期，挤压环境逐渐向伸展环境过渡，成为深部岩浆上涌的主要通道，古太平洋板块俯冲角度增大、板片后撤，岩石圈拆沉的启动与持续作用，诱发了富集型岩石圈地幔的部分熔融，进而产生了富镁、富钾的基性岩浆[11]。幔源岩浆底侵提供热量，诱发中下地壳古元古代变质碎屑岩、变质火山岩部分熔融，形成酸性岩浆并与幔源岩浆混合，构成壳幔混合源区。结合区域岩浆岩年代学数据，屏山岩体形成于约 160~150 Ma，屏山流纹岩与花岗斑岩在地球化学方面具有极其相似的特征，呈现密切共生关系，表明两者为同源、同期岩浆作用的产物。研究岩体地处闽浙沿海晚中生代构造 - 岩浆活动带，学界普遍认为，该区晚中生代的岩浆活动形成于古太平洋板块俯冲后撤诱发的弧后伸展环境，该构造背景为幔源岩浆的底侵作用、壳幔物质的混合及火山岩的形成演化，均提供了极为有利的地质条件[2] [12]。如图 6 所示，高温基性岩浆侵位中下地壳，伸展断裂的减压作用触发了幔源玄武质岩浆显著的底侵作用，过程中所释放的热量进一步诱发中下地壳古元古代变质基底发

生部分熔融，并最终形成高硅酸性花岗质岩浆。富硅熔体发生向上运移并就位位于中 - 上地壳，在持续结晶作用下逐渐建立起富含晶体的岩浆储库[13](图 6)。随后，基性岩浆上侵并灌入该储库，使得内部的晶粥体系重新活化。

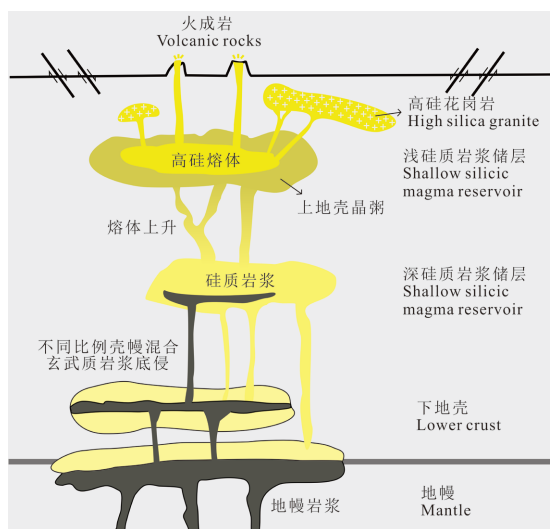


Figure 6. Pingshan volcanic activity and related rock evolution model diagram [16] [17]

图 6. 屏山火山活动及相关岩石演化模型图[16] [17]

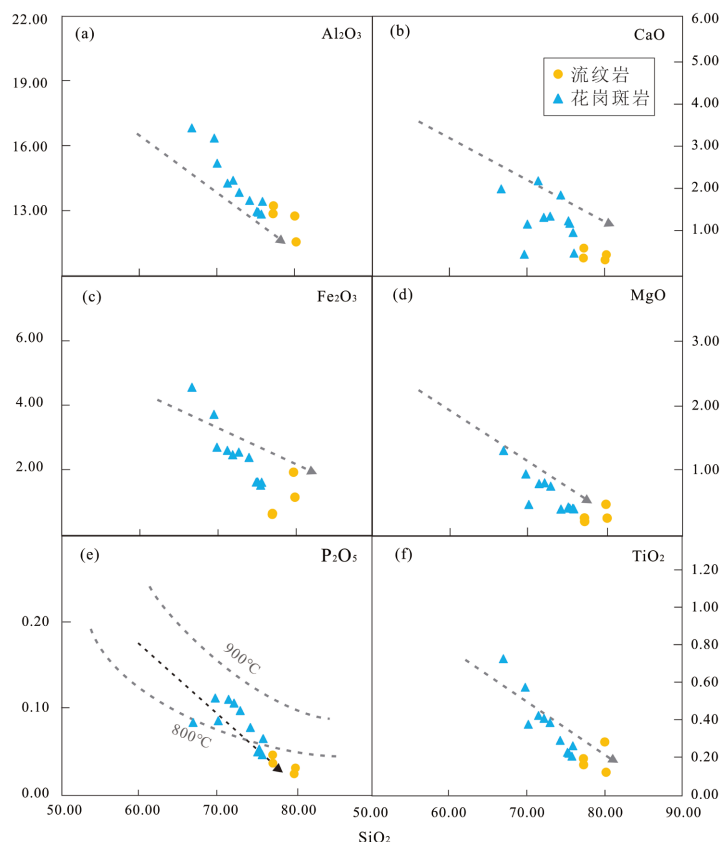
岩浆的起源与后续演化是多阶段、多过程耦合的复杂地质过程，其初始岩浆的形成本质上源于地幔源区或地壳源区岩石的部分熔融作用，而岩浆的成分演化与分异则主要受控于岩浆系统内部的分离结晶作用，且在演化全过程中普遍伴随不同程度的同化混染作用，整体呈现出极为复杂的岩浆演化特征。屏山岩体火山 - 侵入杂岩的地球化学特征表现为高硅、高铝、富钾、低镁的地球化学属性，其 A/CNK 值显示为准铝质 - 过铝质岩石特征，在微量元素组成特征方面，该杂岩体表现出明显富集大离子亲石元素(如 Rb、Th、U 等)的特点，同时也富集轻稀土元素，与之相对，其高场强元素(如 Ti 等)则呈现亏损，上述地球化学特征综合指示其原岩物质可能来源于壳源物质。成岩可能有幔源组分加入，指示岩浆源于地壳重熔[14]，形成于板块俯冲引发的地壳增厚环境，是华南板块东南缘燕山期构造 - 岩浆活动的重要组成部分。在深部岩浆房系统中，同源岩浆的分异过程通常受控于熔体 - 晶体的分离机制，其分离过程常常发生在岩浆储库的顶部，大田屏山岩体的流纹岩和花岗斑岩虽然源自相似的岩浆储库，却表现出微量元素上的差异，花岗斑岩与流纹岩相比具有相对低的 SiO<sub>2</sub> 含量，相对弱的 Eu 负异常和 Ba、Sr、Ti 负异常，暗示岩浆演化过程中存在熔体抽离和堆晶作用。值得注意的是，花岗斑岩样品的 Mg# 值相对较高(>40)，该数值明显高于纯地壳物质经部分熔融作用形成的熔体 Mg# 值(通常 <40)，这一地球化学特征暗示该岩浆演化过程中存在幔源组分的参与，进一步佐证了壳幔混合岩浆的形成机制[15]。也进一步证实，屏山火山 - 侵入杂岩并非典型的地壳部分熔融产物，其母岩浆源于底侵幔源岩浆与壳源熔体的混合。

## 5.2. 晶体 - 熔体分离与岩浆演化

传统观点认为，火山 - 侵入杂岩形成于地壳伸展背景下的高温岩浆作用。不过，近年针对复式岩体的研究反映出，分异花岗岩和堆晶花岗岩间存在成因上的关联，这在一定程度上揭示了熔体 - 晶体分离作用在硅质岩浆演化过程中的关键地位[18]-[20]。花岗岩岩浆可能源于长英质晶粥体的熔体抽离过程，晶粥模型为解释火山 - 侵入杂岩的成因提供了新的视角[21]。晶粥模型中花岗岩与流纹岩不仅在形成年代、空间分布及源区特征上表现出一致性，而且由于岩浆房内晶体与熔体的分离作用，两者构成了成分上的

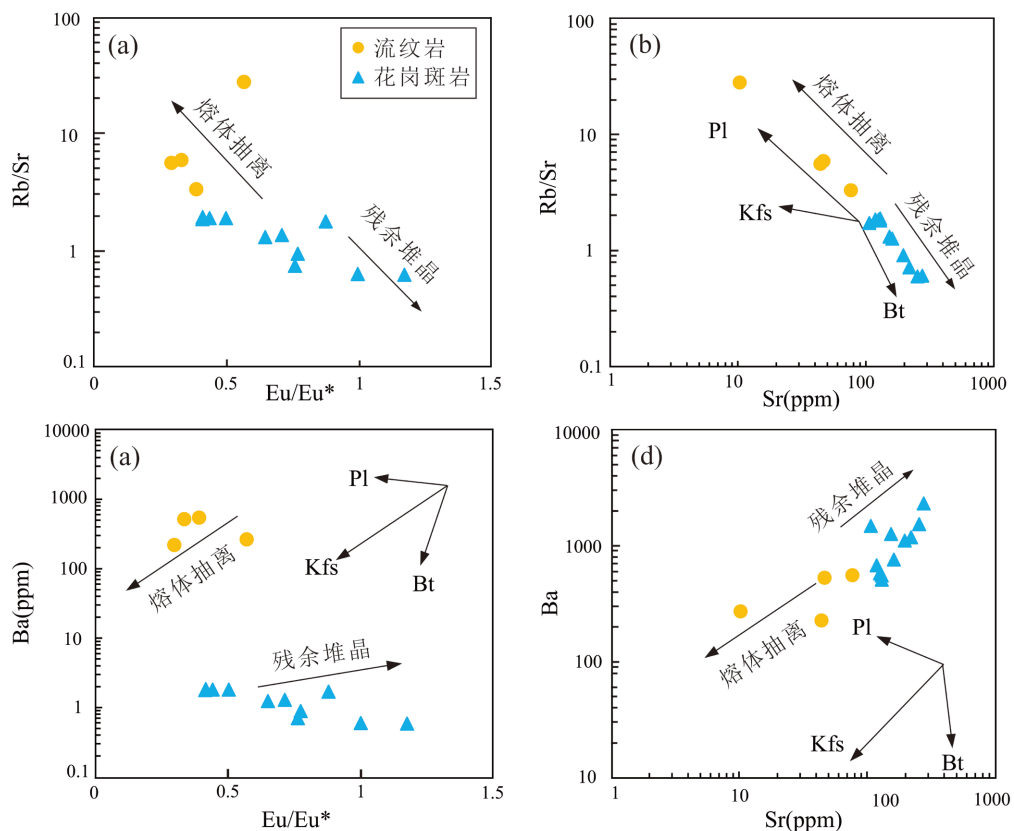
互补关系, 即侵入岩是火山岩的结晶残余相[3] [22] [23], 高硅花岗岩与流纹岩( $\text{SiO}_2$  含量 70%~75%)代表了火山岩的结晶残余相[3] [22] [23], 岩相学上岩石具细粒至隐晶质结构, 斑晶几乎不见。地球化学特征上, 岩石表现为 K、Rb 等不相容元素高度富集, MgO、Ba、Sr 含量显著偏低, 同时伴随强烈的 Eu 负异常[20] [24] [25]。高硅流纹岩的分离结晶作用主要通过两种晶体-熔体分离途径实现: 一是重力沉降或压实作用驱动的晶体-熔体分异, 二是岩浆房内部的原位晶-熔体分离过程。上述两类分离结晶过程, 多发生于地壳浅部的岩浆储库系统内, 该类浅部岩浆储库通常以高结晶度的“晶粥”状态赋存, 内部的晶体相与熔体相可通过重力沉降、压实固结等作用实现高效的物理分离[13] [18] [26]。现有岩浆动力学研究已证实, 大陆地壳内部的酸性长英质岩浆, 主体以高结晶度的“晶粥”状态长期储存于地壳尺度的岩浆储集系统中, 演化程度更高的偏酸性高硅熔体则赋存于矿物间隙之中; 随着岩浆向上运移, 环境压力逐渐降低, 在高渗透性条件下, 当挥发分从岩浆储库的粒间熔体中分离时, 其出溶过程与储库内部的压实过程相互配合, 共同促使熔体发生向上迁移[27] [28]。流纹岩在分离结晶模拟图中呈现熔体抽离趋势, 代表了晶粥系统中高硅熔体被抽取、汇聚后喷发形成的火山岩; 而花岗斑岩则可能为岩浆房底部经熔体抽离后残留的堆晶体, 与残余熔体共同冷却结晶所形成的堆晶花岗岩, 显示残余堆晶特征[13] [25]。

屏山火山-侵入杂岩体在 Harker 图解上呈现明显的  $\text{SiO}_2$  成分间断(图 7)。其中, 流纹岩样品表现出较高的  $\text{SiO}_2$  含量, 同时伴随  $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{TiO}_2$ 、MgO 等主量元素含量偏低的特征, 且在微量元素地球化学特征上呈现 Eu、Ba、Sr、P、Ti 的强烈亏损, 指示该流纹岩具有较高的岩浆演化程度。与流纹岩相比, 花岗斑岩样品的  $\text{SiO}_2$  含量相对较低, 而  $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{TiO}_2$ 、MgO 等主量元素含量显著偏高, 且 Ti、Sr 元素的亏损程度较弱, 反映其岩浆分异程度相对较低。



**Figure 7.** Harker diagrams of the Pingshan volcanic-plutonic complex  
**图 7.** 屏山火山-侵入杂岩哈克图解

屏山地区所发育的侵入岩, 可被初步解释为岩浆房底部堆晶作用的产物——即堆晶花岗岩, 其成岩过程对应于岩浆经历熔体抽离之后, 残余熔体与先期结晶的矿物斑晶之间发生冷却结晶作用的产物[29]。大田火山 - 侵入杂岩在矿物相互关系上反映出堆晶相先结晶并构成框架、粒间相后充填的结晶顺序, 研究样品中 Ba 含量的显著偏高(图 8), 可归因于岩浆演化早期碱性长石的堆晶作用[30]。斜长石与辉石等堆晶相矿物之间呈面接触或线接触关系, 彼此紧密镶嵌, 反映晶体在晶粥储库中经历了压实和重排。在杂岩中, 斜长石堆晶相显著升高了花岗斑岩的 Sr 含量和 Sr/Ba 比值。此外, 该侵入岩表现出较高的 Sr 含量及 Eu/Eu\* 比值, 也共同指示了斜长石在岩浆演化初期曾发生堆晶作用[31]。同时, 较高的(La/Yb)<sub>N</sub> 比值以及 CaO、MgO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>、TiO<sub>2</sub> 含量的富集特征, 指示该侵入岩的岩浆演化过程中, 堆晶作用可划分为两个阶段。这一特征指示, 不仅发生了诸如磷灰石、褐帘石、独居石等富含轻稀土元素副矿物的堆晶作用, 还伴随有暗色矿物的堆晶过程[18] [32] [33]。



**Figure 8.** Pingshan volcano-simulation results of intrusive migmatite separation crystallization  
**图 8.** 屏山火山 - 侵入杂岩分离结晶模拟结果

屏山流纹岩与花岗斑岩具有相似的物质组成特征, 且在微量元素的亏损与富集模式上呈现高度一致性, 上述地质地球化学特征表明, 该地区火山岩与侵入岩应源自同一岩浆储库, 且具高度一致的岩浆演化轨迹, 拥有统一岩浆源区与初始成因背景。二者地球化学的组成差异, 并非源区物质变化所致, 而是同源岩浆侵位 - 浅部驻留过程中差异化晶体 - 熔体分离结晶作用的结果。基于上述地球化学特征分析, 本次研究的屏山杂岩, 与区域内研究程度较高的戴云山、括苍山杂岩形成时代相近, 主量与微量元素特征显示, 三者均具有高硅富钾、亏损 Ba、Sr、Eu、Ti 等相容元素、富集 Th、U、Pb 等不相容元素的特征, 稀土配分模式与微量元素蛛网图高度吻合[34], 指示区域内同期岩浆均起源于幔源底侵诱发的壳幔混

合岩浆,且均经历了显著的分离结晶作用。屏山杂岩(148~145 Ma,晚侏罗世)是单期次岩浆脉冲下,浅部岩浆储库高效熔体抽提与残余堆晶的典型产物;戴云山(97~94 Ma,晚白垩世)杂岩受弱伸展背景制约,以渐进式分离结晶为主,熔体抽提过程不彻底;括苍山(135~98 Ma,早白垩世)杂岩则受多期次岩浆补给与强烈伸展作用控制,发育多旋回的晶粥演化与熔体抽提过程。上述差异本质上是古太平洋板块俯冲后撤过程中,弧后伸展强度、岩浆补给速率与地壳属性共同制约的结果。本研究证实,晶粥体系与晶体-熔体分离机制在华南东南缘晚中生代岩浆演化中具有普遍性,而伸展动力学背景的差异是造成不同杂岩演化路径分异的核心控制因素。综合研究证据,本文认为二者属同一岩浆演化系统,形成于同源、同期岩浆结晶分异的不同演化阶段,其中流纹岩代表从“晶粥”体中抽离的高硅熔体经冷却结晶形成,而与之伴生的花岗斑岩则为岩浆演化过程中残留的堆晶体。

## 6. 结论

1) 屏山火山-侵入杂岩由流纹岩和花岗斑岩组成,整体高硅、富钾,地球化学特征高度相似,说明源自统一的岩浆系统,幔源基性岩浆底侵,引发变质基底物质的部分熔融,进而形成壳幔混合岩浆。

2) 全岩地球化学特征及分离结晶模拟显示,流纹岩为浅部岩浆储库中抽离的高硅熔体,花岗斑岩为熔体抽离后残余的堆晶岩,两者构成同源岩浆不同演化阶段晶体-熔体分离作用的互补产物。

## 参考文献

- [1] 王德滋,周金城,邱检生,范洪海. 中国东南部晚中生代花岗质火山-侵入杂岩特征与成因[J]. 高校地质学报, 2000(4): 487-498.
- [2] Zhou, X., Sun, T., Shen, W., Shu, L. and Niu, Y. (2006) Petrogenesis of Mesozoic Granitoids and Volcanic Rocks in South China: A Response to Tectonic Evolution. *Episodes*, **29**, 26-33. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2006/v29i1/004>
- [3] Bachmann, O. and Bergantz, G.W. (2004) On the Origin of Crystal-Poor Rhyolites: Extracted from Batholithic Crystal Mushes. *Journal of Petrology*, **45**, 1565-1582. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh019>
- [4] 吴福元,刘小驰,纪伟强,等. 高分异花岗岩的识别与研究[J]. 中国科学:地球科学, 2017, 47(7): 745-765.
- [5] 范旭光,刘德民,李德威. 闽西南大田地区中生代岩浆岩特征及构造环境演化[J]. 华南地质与矿产, 2011, 27(3): 201-207.
- [6] 毛建仁,陈荣,李寄岷,等. 闽西南地区晚中生代花岗质岩石的同位素年代学、地球化学及其构造演化[J]. 岩石学报, 2006, 22(6): 1723-1734.
- [7] 谢家宝,陶奎元. 中国东南大陆中生代火山岩地质及火山——侵入杂岩[J]. 火山地质与矿产, 1997(2): 166.
- [8] 李献华,刘颖. 硅酸盐岩石化学组成的 ICP-AES 和 ICP-MS 准确测定: 酸溶与碱熔分解样品方法的对比[J]. 地球化学, 2002(3): 289-294.
- [9] 刘颖,刘海臣,李献华. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素[J]. 地球化学, 1996, 25(6): 552-558.
- [10] Sun, S. and McDonough, W.F. (1989) Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **42**, 313-345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- [11] Zhou, X.M. and Li, W.X. (2000) Origin of Late Mesozoic Igneous Rocks in Southeastern China: Implications for Lithosphere Subduction and Underplating of Mafic Magmas. *Tectonophysics*, **326**, 269-287. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00120-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00120-7)
- [12] Chen, C., Lee, C. and Shinjo, R. (2008) Was There Jurassic Paleo-Pacific Subduction in South China? Constraints from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Dating, Elemental and Sr-Nd-Pb Isotopic Geochemistry of the Mesozoic Basalts. *Lithos*, **106**, 83-92. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.009>
- [13] 颜丽丽,贺振宇,陆天宇. 硅质岩浆系统的晶粥活化作用及其岩石学记录[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2023, 42(5): 1028-1041+1963.
- [14] 徐夕生,周新民,王德滋. 壳幔作用与花岗岩成因以中国东南沿海为例[J]. 高校地质学报, 1999(3): 241-250.
- [15] Jiang, Y., Ling, H., Jiang, S., Fan, H., Shen, W. and Ni, P. (2005) Petrogenesis of a Late Jurassic Peraluminous Volcanic Complex and Its High-Mg, Potassic, Quenched Enclaves at Xiangshan, Southeast China. *Journal of Petrology*, **46**, 1121-

1154. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi012>
- [16] Bachmann, O. and Bergantz, G.W. (2008) Rhyolites and Their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology*, **49**, 2277-2285. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn068>
- [17] Medlin, C.C., Jowitt, S.M., Cas, R.A.F., Smithies, R.H., Kirkland, C.L., Maas, R.A., *et al.* (2015) Petrogenesis of the A-Type, Mesoproterozoic Intra-Caldera Rheomorphic Kathleen Ignimbrite and Comagmatic Rowland Suite Intrusions, West Musgrave Province, Central Australia: Products of Extreme Fractional Crystallization in a Failed Rift Setting. *Journal of Petrology*, **56**, 493-525. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv007>
- [18] Bachmann, O. and Huber, C. (2016) Silicic Magma Reservoirs in the Earth's Crust. *American Mineralogist*, **101**, 2377-2404. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5675>
- [19] Yan, L., He, Z., Jahn, B. and Zhao, Z. (2016) Formation of the Yandangshan Volcanic-Plutonic Complex (SE China) by Melt Extraction and Crystal Accumulation. *Lithos*, **266**, 287-308. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.029>
- [20] 赵思狄, 夏炎, 徐夕生, 等. 长英质富晶体火山岩成因——岩浆补给与晶粥再活化[J]. 岩石矿物学杂志, 2023, 42(6): 878-893.
- [21] 马昌前, 刘彬, 薛振华, 等. 从长英质侵入体揭示火山喷发过程与岩浆通道系统[J]. 岩石学报, 2024, 40(7): 1997-2018.
- [22] Hildreth, W. (2004) Volcanological Perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several Contiguous but Discrete Systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **136**, 169-198. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.019>
- [23] Wu, F., Liu, X., Ji, W., Wang, J. and Yang, L. (2017) Highly Fractionated Granites: Recognition and Research. *Science China Earth Sciences*, **60**, 1201-1219. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-5139-1>
- [24] Halliday, A.N., Davidson, J.P., Hildreth, W. and Holden, P. (1991) Modelling the Petrogenesis of High Rb/Sr Silicic Magmas. *Chemical Geology*, **92**, 107-114. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90051-r](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90051-r)
- [25] 杨志国, 陈璟元, 杨进辉, 等. 赣-杭带早白垩世 A 型花岗岩成因: 浅部地壳岩浆储库活化的产物[J]. 岩石学报, 2023, 39(1): 37-54.
- [26] 马昌前, 李艳青. 花岗岩体的累积生长与高结晶度岩浆的分异[J]. 岩石学报, 2017, 33(5): 1479-1488.
- [27] Cooper, G.F., Blundy, J.D., Macpherson, C.G., Humphreys, M.C.S. and Davidson, J.P. (2019) Evidence from Plutonic Xenoliths for Magma Differentiation, Mixing and Storage in a Volatile-Rich Crystal Mush beneath St. Eustatius, Lesser Antilles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **174**, Article No. 39. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1576-4>
- [28] Hartung, E., Caricchi, L., Floess, D., Wallis, S., Harayama, S., Kouzmanov, K., *et al.* (2017) Evidence for Residual Melt Extraction in the Takidani Pluton, Central Japan. *Journal of Petrology*, **58**, 763-788. <https://doi.org/10.1093/petrology/egx033>
- [29] Lipman, P.W. and Bachmann, O. (2015) Ignimbrites to Batholiths: Integrating Perspectives from Geological, Geophysical, and Geochronological Data. *Geosphere*, **11**, 705-743. <https://doi.org/10.1130/ges01091.1>
- [30] Macdonald, R., Rogers, N.W., Bagiński, B. and Dzierzanowski, P. (2010) Distribution of Gallium between Phenocrysts and Melt in Peralkaline Salic Volcanic Rocks, Kenya Rift Valley. *Mineralogical Magazine*, **74**, 351-363. <https://doi.org/10.1180/minmag.2010.074.2.351>
- [31] Klimm, K., Holtz, F. and King, P.L. (2008) Fractionation Vs. Magma Mixing in the Wangrah Suite A-Type Granites, Lachlan Fold Belt, Australia: Experimental Constraints. *Lithos*, **102**, 415-434. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.018>
- [32] 陈璟元, 杨进辉, 张吉衡, 周夏冰, 杨志国. 挥发份对高硅岩浆演化趋势的制约: 以东南沿海白垩纪晚期花岗岩类岩石为例[J]. 岩石学报, 2022, 38(5): 1460-1480.
- [33] 王力圆, 彭向东, 黄亮亮, 林木森, 张文慧. 福州闽侯地区长安山闪长岩和流纹岩的成因及地质意义[J]. 岩石学报, 2020, 36(6): 1833-1849.
- [34] 王学颖, 徐夕生, 赵凯. 浙东括苍山-雁荡山破火山白垩纪多旋回火山-侵入杂岩成因研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2023, 42(5): 1062-1077+964.