

松潘—甘孜造山带南部龙溪沟伟晶岩脉地球化学特征及地质意义

戴元¹, 刘亮^{2,3}, 吕丰强³, 陈红波², 补祥誉², 黄承权²

(1. 平武县自然资源局, 四川 平武 622550; 2. 百色市自然资源局, 广西 百色 533000;
3. 四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队, 四川 绵阳 621010)

[摘要] 龙溪沟伟晶岩位于松潘—甘孜造山带南部, 岩脉侵位于褶皱的三叠系地层中, 岩石类型为花岗岩。为探讨龙溪沟伟晶岩脉源区、构造背景、成因机制等, 对其地球化学特征进行了研究; 其 SiO_2 含量为 66.46%~74.08%, Al_2O_3 含量为 13.71%~19.07%, K_2O 含量 3.76%~7.16%, 富铝高钾, 过碱指数 $[\text{NK}/\text{A}]$ 0.68~0.83, 里特曼指数 (σ) 1.85~3.75, 铝饱和指数 (A/CNK) 值 1.09~1.36, 为过铝质富钾钙碱性 A 型花岗岩系列(钾玄岩系列)。 ΣREE 为 7.06×10^{-6} ~ 50.29×10^{-6} , 所有样品具有相似的平坦右倾海鸥型稀土元素配分模式(A 型), LREE/HREE 为 2.21~6.43, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 10.35 \sim 12.40$, 具负 Eu(0.24~1.37, 平均 0.68)、负 Ce 异常($\delta \text{Ce} = 0.73 \sim 0.95$), 显示同源岩浆演化特征。富集大离子亲石元素 K、Rb, 具明显的 Ta、Nb 负异常, Ba、Nb、Sr、P 和 Ti 亏损; $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值变化于 2.47~4.35; $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值 0.1~0.28, 均 < 0.3 , 表明伟晶岩岩脉源区物质应主要为贫长石、富粘土的泥质岩。在构造环境判别图解中, 样品多落入碰撞后(板内)环境, 属 A 型花岗岩中的 PA(或 A2)型花岗岩, 岩浆起源于后碰撞岩石圈拆沉、软流圈上涌所携带的热量诱发中下地壳发生部分熔融, 造成岩浆上侵就位, 从而形成以地壳岩浆为主体, 伴有地幔物质加入的龙溪沟伟晶岩岩脉(壳幔混合型)。

[关键词] 松潘—甘孜造山带; 伟晶岩脉; A 型花岗岩; 钾玄岩; 构造环境

[中图分类号] P588.13⁺1; P59 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1000-5943(2022)03-251-10

1 引言

松潘—甘孜造山带位于青藏高原的东部, 呈三角状褶皱区域(图 1b)夹持于华北、扬子和青藏高原三大岩石圈板块之间, 记录了印支期以来华北、扬子和羌塘 3 个块体之间的构造活动(万传辉等, 2011, 袁静等, 2011, 刘亮等, 2021)。岩浆活动是构造事件的重要记录(刘亮等, 2017, 2020), 花岗岩作为松潘—甘孜造山带构造发展过程中的一个重要组成部分, 其地球化学特征、岩浆源区和形成机制等问题, 可以为进一步揭示松潘甘孜褶

皱带复杂的构造演化历史提供依据。这些花岗岩的存在对于缺乏基底出露的松潘—甘孜造山带而言, 为研究其基底属性提供了物质基础(邹定邦等, 1984, Seng r A M C1987, Nie Shangyou et al 1994)。但是对于造山带内花岗岩的成因问题仍存在较大争议, 许志琴等认为这些花岗岩是松潘—甘孜碰撞型滑脱—逆冲型山链中由于滑脱剪切热导致的熔融所形成(许志琴, 侯立玮 1991); 胡健民等也获得了相似的认识, 并认为幔源岩浆成分的加入是花岗岩形成的热源之一(胡健民等, 2005), Xiao (2007)和袁静(2011)等认为花岗岩的形成可能来源于松潘—甘孜三叠纪地壳增厚

[收稿日期] 2022-02-03 **[修回日期]** 2022-07-07

[基金项目] 中国地质调查局基金项目四川九龙乌拉溪 1:5 万 4 幅区域地质矿产调查(12120113048600)。

[作者简介] 戴元, 男(1989—), 工程师, 主要从事区域地质调查与矿产勘查。E-mail: 450418303@qq.com。

[通讯作者] 刘亮, 男(1987—), 高级工程师, 主要从事区域地质矿产调查研究。E-mail: liuliang2006ziyang@163.com。

之后三叠纪岩石圈的拆沉 (Xiao L, Clemens J D2007, Xiao L, et al 2007, 袁静等, 2011)。

此外,松潘—甘孜造山带内的许多伟晶岩是稀有金属的重要来源,因而成为地质界研究热点地区。目前在造山带伟晶岩中已经发现有甲基卡稀有金属矿床、雪宝顶稀有金属矿床、打枪沟铍矿床(殷聃, 2017)、可尔因稀有金属矿床(岳相元等,

2019)等。尤其是其中的打枪沟铍矿床紧邻研究区龙溪沟,龙溪沟地区分布着较大数量的伟晶岩脉(图1),但暂未发现相应的稀有金属矿床,对其地球化学特征、岩浆源区和形成机制等问题鲜有报道。本文通过龙溪沟地区伟晶岩地球化学特征的研究,旨在探讨其源区、构造背景、成因机制等,为进一步理解松潘甘孜造山带提供地质学依据。

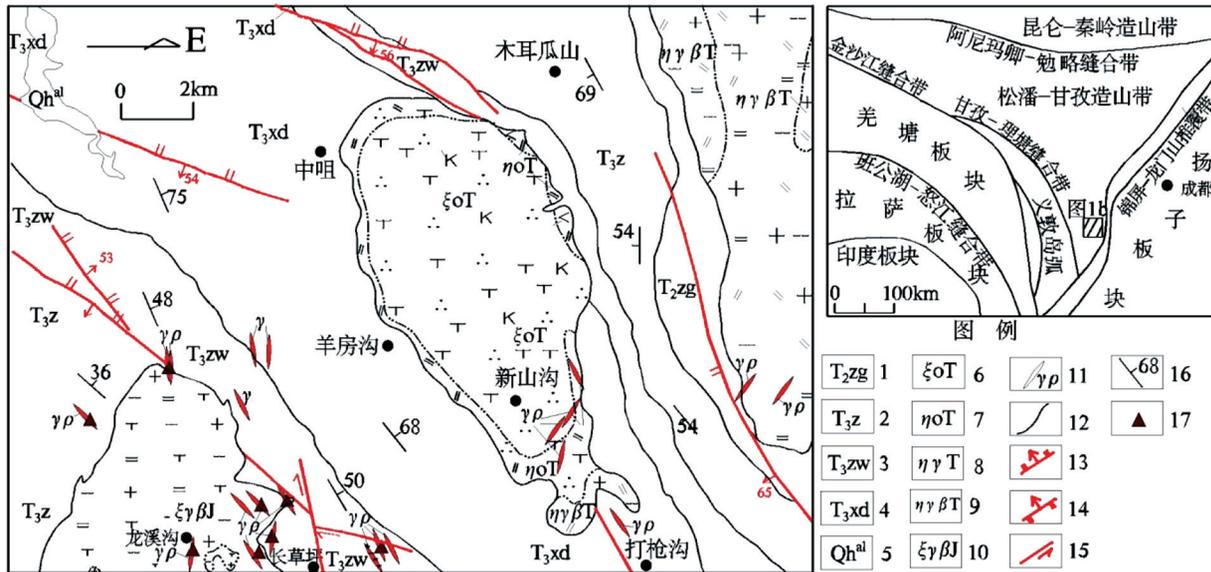


图1 研究区构造位置及地质略图(据1:5万九龙幅区域地质矿产调查)

Fig. 1 Structural location and geological sketch of the study area

1—中三叠统扎杂山组;2—上三叠统杂谷脑组;3—上三叠统休倭组;4—上三叠统新都桥组;5—第四系全系统冲积物;6—三叠纪石英正长岩;7—三叠纪石英二长岩;8—三叠纪二长花岗岩;9—三叠纪黑云母二长花岗岩;10—侏罗纪黑云母正长花岗岩;11—花岗伟晶岩脉;12—地质界线;13—正断层;14—逆冲断层;15—走滑断层;16—产状;17—化学全分析样品

2 地质背景及岩体特征

2.1 地质背景

松潘—甘孜造山带位于青藏高原东部,西以金沙江缝合带与冈瓦纳大陆外缘的羌塘—昌都拼贴地块毗邻,北以阿尼玛卿缝合带与东昆仑—西秦岭造山带相隔,东南缘以龙门山—锦屏山为界与扬子克拉通相连(图1b)(Chen S F1995)。作为一个中生代以来长期演化的造山带,其变形过程主要发生在印支期(晚三叠世),并经历了新生代的强烈改造(许志琴和侯立玮,1991, Burchfiel B C et al1995, Yin A and Harrison T M2000)。三叠纪沉积盖层向南推覆于扬子板块之上,地壳明显增厚,三叠纪海相复理石沉积厚达5~15 km(许志琴和侯立玮,1991)。研究区内主要出露中—晚三叠统(图1a),其中马鞍梁组(T_{2m})为一套变质

砂岩、板岩和大理岩组合;杉木坪子组(T_{2s})由板岩和大理岩交替出现为特征,两叉河组(T_{2l})为灰岩、泥灰岩、板岩组合;垮基组(T_{3k})主要为变质砂岩;献几热组(T_{3x})为变质砂岩夹板岩;环河组(T_{3h})为一套浅变质的长石石英砂岩。

2.2 岩体特征

松潘甘孜造山带南部伟晶岩脉在龙溪沟一带成“群”密集发育(图1),伟晶岩脉多具贯入式特征,与围岩界线清楚,在岩体内部存在少数异离体状伟晶岩脉,与二云母二长花岗岩呈渐变过渡。岩石具伟晶结构,块状构造。矿物成分主要由碱性长石、斜长石、石英、白云母和不透明矿物等组成。碱性长石(40%):无色,粒径>10 mm的它形粒状,也可见0.5~5 mm的颗粒,部分颗粒表面略显污浊,可见格子状双晶的微斜长石和条纹长石。大颗粒中可见包裹石英、白云母等矿物小颗粒,在岩石中较均匀分布。斜长石(25%):无色,

粒径 0.2~3 mm 不等的它形状颗粒,也可见少量粒径>5 mm 的颗粒,部分颗粒由于后期绢云母化,颗粒表面略污浊,聚片双晶普遍,可见被包裹于碱性长石颗粒内,在岩石中不很均匀分布。石英(26%):无色,粒径 0.3~8 mm 不等的它形状颗粒,表面干净,颗粒间接触紧密,可见部分小颗粒被包裹于长石颗粒内,在岩石中不很均匀分布。白云母(6%):无色,闪突起可见,粒径 1~10 mm 的片状,部分颗粒可见解理发育,干涉色鲜艳,可达三级蓝绿,推测部分为黑云母褪色而成。可见少量不透明矿物沿解理析出,少量粒径较小 0.05~0.3 mm 被包裹于长石颗粒内,不均匀分布。石榴石(2%):无色带褐色,正极高突起,粒径 0.3~2 mm 的等轴粒状,显均质性,在岩石中不均匀分布。不透明矿物:黑色,不透明,粒径 \leq 0.01 mm 的隐晶质,光性弱或显均质性,多从云母中析出,在岩石中不均匀分布。

3 分析测试

进行元素地球化学测试之前,对野外采集的新鲜样品进行详细的岩相学观察,选择没有脉体贯入的样品进行主、微量及稀土元素分析。首先将岩石样品洗净、烘干,用小型颚式破碎机破碎至 50 mm 左右,然后用玛瑙研钵托盘在振动式碎样机中碎至 200 目以下。样品分析由中国地质科学院矿产综合利用研究所分析测试中心完成,主量

元素采用 XRF 法完成,分析精度一般优于 5%。微量元素样品在高压溶样弹中用 HF 和 HNO₃ 混合酸溶解两天后,用 ICP-MS 测试,样品经国际标准参考物质 BHVO-1(玄武岩)、BCR-2(玄武岩)和 AVG-1(安山岩)监控,分析的精度和准确度一般优于 10%,详细的分析流程见文献(刘晔等 2007)。

4 地球化学特征

4.1 主量元素

本次共采集新鲜岩石样品 8 件,为二长花岗岩类伟晶岩,样品硅酸盐化学分析结果见表 1,特征值见表 2。龙溪沟伟晶岩岩脉 SiO₂ 含量 66.46%~74.08%,平均含量 71.26%;Al₂O₃ 含量为 13.71%~19.07%,平均 15.42%,略低于中国酸性岩平均值 15.89%;K₂O 含量 3.76%~7.16%,平均 4.97%;TiO₂ 含量为 0.027%~0.043%,平均 0.036%,远低于中国酸性岩平均值 0.31%(黎彤、饶纪龙,1963);Fe₂O₃ 含量介于 0.60%~1.27%,平均 0.79%;MgO 含量介于 0.11%~0.24%,平均 0.17%;MnO 含量为 0.018%~0.093%,平均 0.044%;CaO 含量介于 0.44%~0.99%,平均 0.59%;K₂O+Na₂O 含量介于 7.56%~9.71%,平均含量 8.64%,高于中国酸性岩平均值 7.56%(黎彤和饶纪龙,1963)。

表 1 龙溪沟伟晶岩岩脉主量元素(%)、微量及稀土元素(10⁻⁶)分析结果

Table 1 Analytical results of major (%), trace and rare earth (10⁻⁶) elements in longxigou pegmatite vein

样品号	D5143	D5327	D5084	PM014-33	PM014-58	PM014-64	PM014-65	Pm004-84	平均值
SiO ₂	71.11	69.95	72.18	72.26	66.46	74.08	70.46	73.6	71.26
Al ₂ O ₃	15.93	14.48	13.71	15.18	19.07	14.53	16.14	14.33	15.42
Fe ₂ O ₃	1.27	0.93	0.69	0.62	0.93	0.6	0.64	0.64	0.79
CaO	0.43	0.47	0.99	0.6	0.6	0.53	0.4	0.72	0.59
MgO	0.18	0.14	0.2	0.16	0.16	0.11	0.16	0.24	0.17
K ₂ O	4.45	7.16	4.5	4.76	4.67	4.79	5.65	3.76	4.97
Na ₂ O	4.2	2.55	3.56	3.69	4.82	3.33	3.46	3.8	3.68
TiO ₂	0.027	0.036	0.043	0.034	0.043	0.032	0.036	0.038	0.04
P ₂ O ₅	0.085	0.12	0.083	0.094	0.034	0.076	0.051	0.096	0.08
MnO	0.077	0.037	0.024	0.018	0.093	0.034	0.021	0.051	0.04
灼失	1	0.46	0.31	0.42	0.6	0.39	0.58	0.6	0.55
La	9.63	2.63	7.97	1.37	9.22	4.39	1.74	5.33	5.29
Ce	17.4	3.82	13.7	2.12	16.6	7.47	2.73	8.77	9.08

续表

样品号	D5143	D5327	D5084	PM014-33	PM014-58	PM014-64	PM014-65	Pm004-84	平均值
SiO ₂	71.11	69.95	72.18	72.26	66.46	74.08	70.46	73.6	71.26
Pr	2.07	0.57	1.6	0.22	1.75	0.87	0.27	1	1.04
Nd	6.27	2.04	5.15	0.64	5.45	2.89	0.73	3.01	3.27
Sm	1.68	0.58	1.15	0.2	1.38	0.79	0.19	0.74	0.84
Eu	0.12	0.13	0.28	0.1	0.21	0.16	0.061	0.12	0.15
Gd	1.28	0.6	1.36	0.25	1.51	0.95	0.2	0.72	0.86
Tb	0.23	0.11	0.24	0.046	0.34	0.2	0.048	0.18	0.17
Dy	1.34	0.64	1.3	0.3	2.98	1.09	0.38	1.22	1.16
Ho	0.28	0.11	0.22	0.045	0.8	0.18	0.068	0.24	0.24
Er	1	0.26	0.66	0.12	3.19	0.47	0.24	0.88	0.85
Tm	0.17	0.04	0.11	0.023	0.75	0.091	0.044	0.22	0.18
Yb	1.29	0.31	0.66	0.15	5.3	0.44	0.32	1.8	1.28
Lu	0.19	0.049	0.099	0.026	0.81	0.068	0.042	0.26	0.19
Y	13.9	8.9	11	7.2	23.4	8.6	8.25	13.2	11.81
Rb	371	377	326	532	362	418	548	308	405.25
Ba	66.9	130	179	58.2	131	158	32	46.3	100.18
Th	4.52	1.55	5.46	1.05	6.16	2.8	0.84	3.78	3.27
U	12.1	4.24	5.45	4.2	1.58	2.04	1.36	2.76	4.22
Ta	7.56	4.26	9.71	12.7	6.33	3.66	9.54	3.81	7.20
Nb	23.7	20.3	16	27.5	20.9	18.9	39.2	23.7	23.78
Sr	43.4	43.3	71.9	57.9	134	90.2	43.6	45.2	66.19
Zr	36.7	25.7	35.1	19.1	37.4	25.5	14.2	23.2	27.11
Hf	2.39	0.72	1.15	0.5	1.01	0.98	0.24	0.38	0.92

研究区岩石富铝(13.71%~19.07%),铝饱和指数(A/CNK)为1.09~1.36,其中7件>1.10,属过铝质岩石(图2a);过碱指数[NK/A=n(Na₂O+K₂O)/n(Al₂O₃)]0.68~0.83,均<1,不同于碱性花岗岩(NK/A>1)(周家云等,2014);里特曼指数(σ)1.85~3.75,为钙碱性岩石,且Na₂O含量>K₂O,属富钾花岗岩类。SiO₂~K₂O图解(图2b)中显示岩石为高钾钙碱性—钾玄岩系列,与K₂O~Na₂O图解判别一致。分异指数(DI)90.09~94.47,均显示出极好的分异。岩石全铁(FeOT)含量0.54%~1.14%,平均0.71%,低于M型(4.2%)、S型(3.06%)和I型(3.12%),接近于A型(2.27%);FeOT/MgO值2.4%~6.35%,平均4.38%,区别于M型(2.37%)、S型(2.38%)和I型(2.27%)。综上所述,龙溪沟伟晶岩为过铝质富钾钙碱性A型花岗岩类。

4.2 稀土元素

龙溪沟伟晶岩脉稀土配分曲线形态较为协调,均为右倾型,轻稀土元素较为富集,ΣREE为7.06

×10⁻⁶~50.29×10⁻⁶,所有样品具有相似的稀土元素配分模式(图3a),轻稀土含量高于重稀土,LREE/HREE为2.21~6.43,Y/Yb值1.74~12.08,属轻稀土元素(LREE)相对富集、重稀土元素(HREE)平坦的右倾海鸥型配分模式,显示出典型A型花岗岩REE配分模式特征(周家云等,2014)。(La/Yb)_N=2.12~8.66,δEu值0.24~1.37,平均0.68,具弱负铕异常,表明源区没有经历斜长石的分离结晶(李毅等,2006)。此外弱的负Ce异常(δCe=0.73~0.95)预示为同源岩浆演化序列(图3a)。

4.3 微量元素

由表1及微量元素蛛网图(图3b)可知,龙溪沟伟晶岩配分曲线相似程度高,具右倾特征,大离子亲石元素K、Rb明显富集,除了个别元素(Sm)外,高场强元素相对亏损;K含量明显偏高,K/Nb值为1316~2507,平均1739,远>300,且几乎未分异。样品出现明显的Ba、Nb、Sr、P和Ti亏损,与A型花岗岩特征一致(周家云等,2014)。

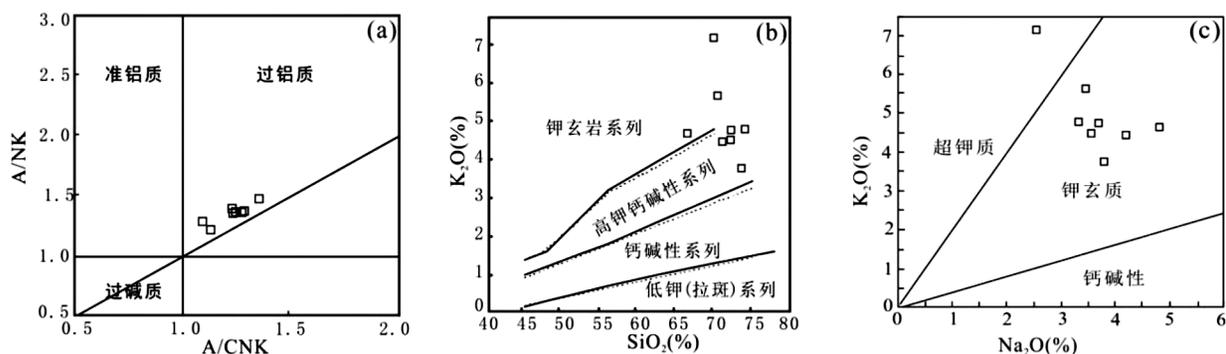


图2 龙溪沟伟晶岩脉类型判别图解

Fig. 2 Diagram for distinguishing types of pegmatite in Longxigou

(a) A/NK-A/CNK 图解 (Maniar P D and Piccolli P M1989); (b) SiO₂-K₂O 图解 (Rickwood P C1989);
 (c) A. R-SiO₂ 图解图解 (Wright, J1969); (d) Na₂O-K₂O 图解 (Miller C1999)

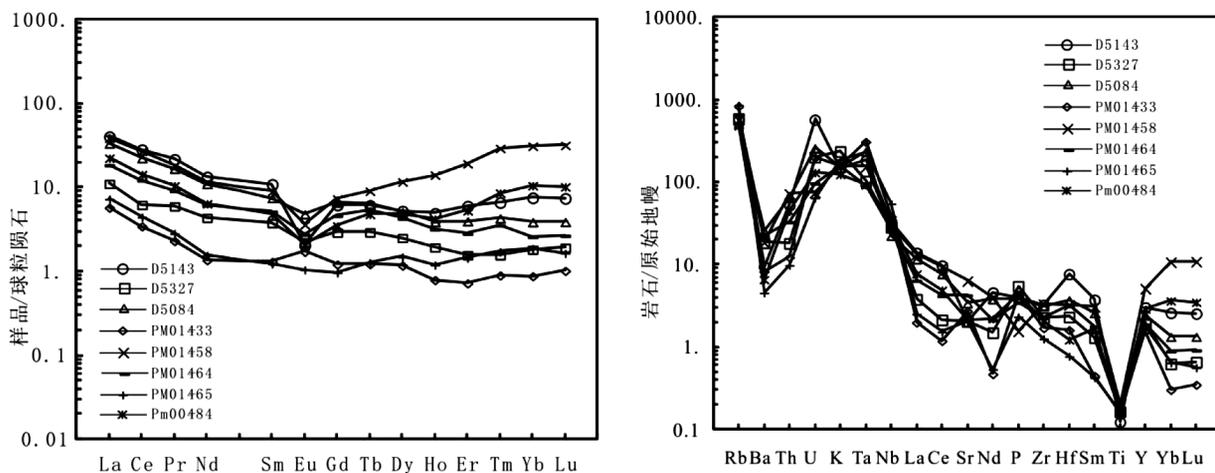


图3 稀土元素球粒陨石标准化分布形式图 (Taylor S R and McLennan S M1985) 和微量元素原始地幔标准化蛛网图 (Sun S S and Mc Donough W F1989)

Fig. 3 Standardized distribution situation of chondrite of rare earth element (Taylor S R and McLennan S M1985) and Standardized spider diagram of primitive mantle of rare earth element (Sun S S and Mc Donough W F1989)

表2 龙溪沟伟晶岩脉相关参数计算结果表

Table 2 Calculation results of relevant parameters of longxigou pegmatite vein

样品号	D5143	D5327	D5084	PM014-33	PM014-58	PM014-64	PM014-65	Pm004-84	平均值
分异指数 (DI)	92.3	94.47	92.36	92.96	90.09	93.41	93.09	92.2	92.61
A/CNK	1.274	1.131	1.094	1.233	1.355	1.25	1.288	1.232	1.23
SI	1.79	1.3	2.24	1.74	1.52	1.25	1.62	2.86	1.79
AR	3.24	4.71	3.43	3.31	2.86	3.34	3.45	3.02	3.42
σ	2.63	3.42	2.19	2.41	3.75	2.11	2.98	1.85	2.67
R1	2.223	2.145	2.577	2.437	1.651	2.667	2.193	2.732	2.328.13
A/MF	7.67	9.39	9.88	12.69	11.97	13.91	13.21	10.06	11.10
C/MF	0.38	0.55	1.3	0.91	0.69	0.92	0.6	0.92	0.78
10000Ca/Al	3.87	2.47	3.10	3.31	3.40	3.61	4.35	3.35	3.43
CaO/Na ₂ O	0.10	0.18	0.28	0.16	0.12	0.16	0.12	0.19	0.16
NK/A	0.74	0.83	0.78	0.74	0.68	0.73	0.73	0.72	0.74
ΣREE	42.95	11.89	34.50	5.61	50.29	20.06	7.06	24.49	24.61
LREE/HREE	6.43	4.61	6.42	4.84	2.21	4.75	4.26	3.44	4.62
La/Yb	7.47	8.48	12.08	9.13	1.74	9.98	5.44	2.96	7.16

续表

样品号	D5143	D5327	D5084	PM014-33	PM014-58	PM014-64	PM014-65	Pm004-84	平均值
(La/Sm)N	3.70	2.93	4.47	4.42	4.31	3.59	5.91	4.65	4.25
(La/Yb)N	5.35	6.09	8.66	6.55	1.25	7.16	3.90	2.12	5.14
δEu	0.24	0.67	0.68	1.37	0.44	0.56	0.95	0.50	0.68
δCe	0.91	0.73	0.89	0.86	0.95	0.88	0.88	0.87	0.87
Rb/Sr	8.55	8.71	4.53	9.19	2.70	4.63	12.57	6.81	7.21
Rb/Ba	5.55	2.90	1.82	9.14	2.76	2.65	17.13	6.65	6.07
Nb/Ta	0.28	0.72	1.14	0.79	1.14	2.78	0.80	1.02	1.08
K/Nb	1 558.04	2 506.87	1 575.55	1 666.58	1 635.07	1 677.08	1 978.18	1 316.46	1 739.23

5 讨论

5.1 岩石类型和成因

龙溪沟伟晶岩主量元素化学特征(Al_2O_3 、CaO、 Na_2O 、MgO 含量中等,富 SiO_2 、高 K_2O 等)与产于从挤压转变至拉张过程的高钾钙碱性花岗岩(KCG)(Barbarin B1999)相似。其较高的 Na_2O 、 $10^4 \times Ga/Al$ 含量、高 K_2O 含量,以及富含 Rb、Nb 和 Ga 等高场强

元素,明显不同于 I 型和 S 型花岗岩,与 A 型花岗岩相似(周家云等,2014)。 Ga/Al 比值是判定 A 型花岗岩的有效的方法(Collins W J et al 1982),以 $10^4 \times Ga/Al > 2.6$ 作为划分 A 型花岗岩的标准(Whalen J B1987)。龙溪沟伟晶岩脉 $10^4 \times Ga/Al$ 值在 2.47 ~ 4.35 之间,平均 3.43,明显高于 I 型(平均 2.1)和 S 型(平均 2.28),与 A 型(> 2.6)花岗岩一致(Whalen J B1987)。在 $Nb-10^4 \times Ga/Al$ 、 $NK/A-10^4 \times Ga/Al$ 、 $Ce-10^4 \times Ga/Al$ 、 $Zr-10^4 \times Ga/Al$ 、 $Y-10^4 \times Ga/Al$ 图解上(图 4),大部分均落入 A 型花岗岩区域。

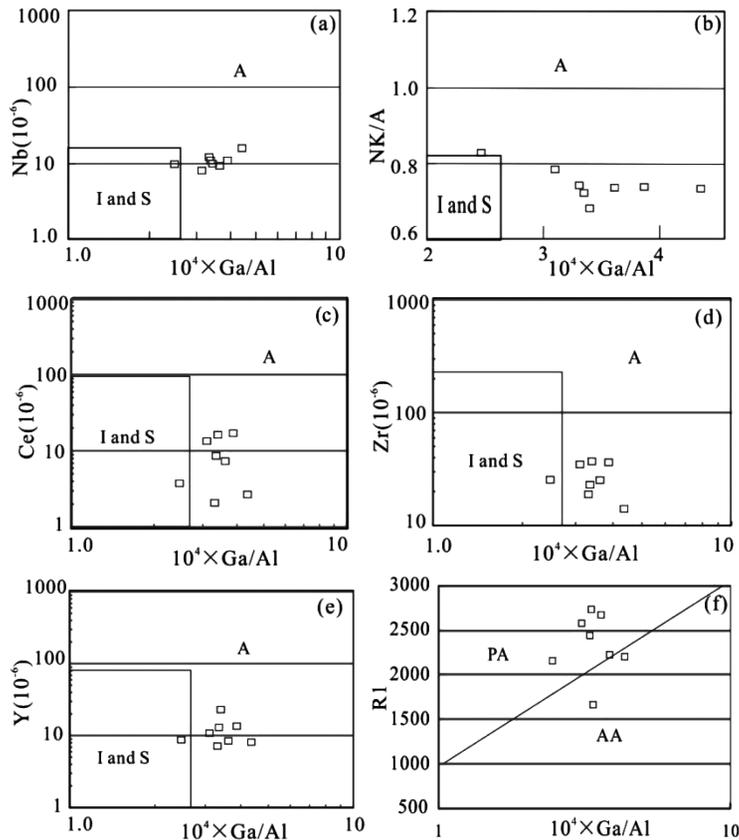


图 4 龙溪沟伟晶岩岩石成因判别图解(Whalen J B1987)

Fig. 4 Genetic discrimination diagram of longxigou pegmatite

(a) $Nb-10^4 \times Ga/Al$ 图解; (b) $NK/A-10^4 \times Ga/Al$ 图解; (c) $Ce-10^4 \times Ga/Al$ 图解; (d) $Zr-10^4 \times Ga/Al$ 图解; (e) $Y-10^4 \times Ga/Al$ 图解; (f) $R1-10^4 \times Ga/Al$ 图解; $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; AA-非造山 A 型花岗岩; PA-后造山 A 型花岗岩

微量元素和稀土元素分布图的联用,在判别花岗岩类型上基本不会失误,概括了A型花岗岩最重要的地球化学特征(张旗等,2012)。龙溪沟伟晶岩脉REE配分模式呈右倾海鸥型,具负Eu异常(图3a),微量元素原始地幔标准化蛛网图显示出Ba、Nb、Sr、P和Ti亏损(图3b),与A型花岗岩特征一致(周家云等,2014)。近年来的研究将A型花岗岩的概念外延,A型花岗岩不仅包括碱性A型花岗岩(简称AAG),也包括准铝质、过铝质以及强过铝的铝质A型花岗岩(简称ALAG)(刘昌实等,2003)。ALAG还具有以下特点:①以石英、条纹长石、斜长石(低钙钠长石为主)为主要造岩矿物,常常出现铁绿钠闪石、白云母、锰铝榴石等富Al矿物和铁黑云母等含Li和F矿物(杨高学等,2010,李小伟等,2010)。②相对富铝,绝大多数样品的Al₂O₃含量在12%以上,ALAG过碱指数一般<1.0(邱检生等,2000)。龙溪沟伟晶岩岩矿特征和地球化学特征可以看出,矿物组成中未见霓石等碱性铁镁矿物,相反,却发现斜长石(含钙钠长石)等含F矿物;Al₂O₃含量为13.71%~19.07%,均>12%;过碱指数(NK/A)在0.68~0.83之间,均<1.0,所有这些特征都明显不同于碱性A型花岗岩,而与过铝质A型花岗岩相似,属过铝质A型花岗岩。

5.2 岩浆源区与性质

在K₂O-SiO₂图解和K₂O-Na₂O图解中(图2b、c),龙溪沟伟晶岩样品均落入钾玄岩系列—超钾系列。钾玄岩的高K含量,应该是岩浆受到地壳物质的混染(Battistini G D et al 2001),或是来源于富集地幔(Turner S et al 1996)。但是本区钾

玄岩的高K含量(K₂O含量3.76%~7.16%,平均4.97%)更可能是来源于富集的源区,因为岩石的K原始地幔标准化值几乎没有分异(李毅等2006),且高于上地壳K₂O平均值3.4%,此外岩石的高K₂O/Na₂O比值也暗示岩石来源于含金云母的地幔橄榄岩低度部分熔融(Zou H et al 2003),金云母的高K/Na比值可以满足高钾玄岩系列熔体的形成(李献华等,2001)。

铝质花岗岩CaO/Na₂O比值是判断源区成分的一个重要的指标(Chappell B W and White A J R 1992)。实验研究显示,由杂砂岩或玄武岩熔融形成的花岗岩CaO/Na₂O值一般>0.3,由泥质岩熔融生成的强过铝花岗岩CaO/Na₂O值一般小于0.3(Skjerlie K P and Johnston A D 1996)。龙溪沟岩脉CaO/Na₂O=0.1~0.28,均<0.3,表明伟晶岩岩脉源区物质应主要为贫长石、富粘土的泥质岩(图5a)。已有研究表明,深部地壳源区严重缺水,源区物质的部分熔融主要通过含水矿物的脱水反应来进行,对于泥质岩,高Al₂O₃含量主要是由于泥质岩中白云母、黑云母和夕线石的脱水熔融造成(Castro A et al 1999),由此可判断龙溪沟伟晶岩是由富泥岩的源岩经白云母、黑云母和夕线石脱水熔融而成。在江浪穹窿核部,有一套元古代褶皱基底地层里伍群,它是一套以片岩、千枚岩和变质杂砂岩为主的变质核杂岩,具高硅,高铝,轻稀土元素相对富集(LREE/HREE为8.70~11.58,平均9.97),Eu弱负异常的特征(李同柱等,2010)。与龙溪沟伟晶岩岩脉十分相符,据此推断伟晶岩脉是江浪穹窿核部褶皱基地岩系里伍岩群部分熔融的产物,在此过程中,可能有地幔物质的加入。

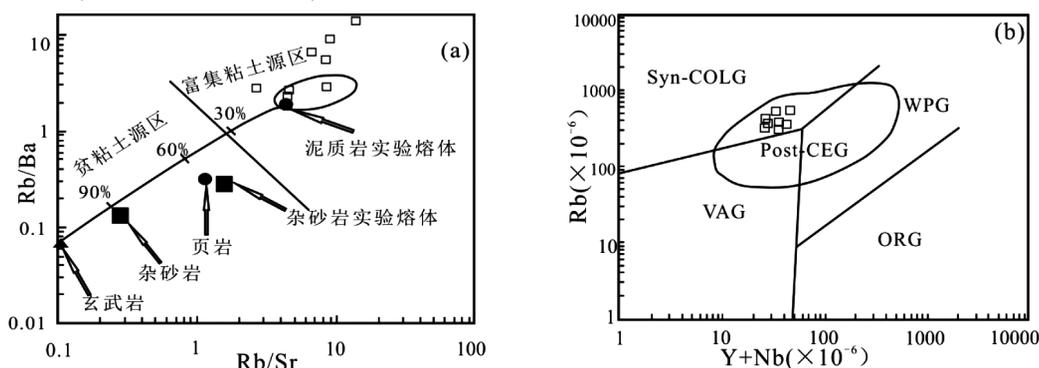


图5 龙溪沟伟晶岩岩脉成因图解

Fig. 5 Genetic diagram of pegmatite vein in Longxigou

(a) Rb/Ba-Rb/Sr 图解(Castro A et al 1999); Rb-Y+Yb 图解(Pearce JA et al 1984)

WPG—板内花岗岩; ORG—洋中脊花岗岩; VAG—火山弧花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩; Post-COLG—后碰撞花岗岩

5.3 构造环境

现有报道的 A 型花岗岩几乎全部形成于伸展体制或挤压、剪切体制下派生的局部拉张环境(吴锁平等,2007)。最新研究表明,A 型花岗岩又分为非造山(A1 型或 AA 型)和后造山(A2 型或 PA 型)两类(Eby G N1992)。AA(或 A1)型花岗岩的岩浆物质来源于类似大洋岛屿玄武岩,并侵入于大陆裂谷或者在板内岩浆作用期间侵入,为大陆岩石圈稳定之后的拉张环境;PA(或 A2)型花岗岩岩浆起源于经历了陆—陆碰撞或者岛弧岩浆作用的陆壳或者板下地壳,标志造山作用结束后不久即开始拉张,是造山作用结束的标志,其规模和深度均较小(叶会寿等,2008)。在 Rb-Y+Yb 图

解中样品多落入后碰撞区域(图 5b);在 Pearce 等^[52]的花岗岩构造环境判别图解中(图 6a、b),样品多落入板内构造环境;在 Rb/10-Hf-3Ta 图解(图 6c)中,1 件样品落入板内大地构造背景上的花岗岩区,另外 7 件落入碰撞背景花岗岩区;进一步在 R1-Ga/Al 构造判别图上(图 4f),2 件样品均落入 AA 区,6 件样品均落入 PA 区,表明新山沟岩体形成于后碰撞或后造山的板内伸展环境。此外,龙溪沟伟晶岩脉明显侵位于褶皱的三叠系中,指示这些岩脉的侵位发生在三叠纪褶皱形成以后,为主动侵位。此外岩脉内部未发生明显构造变形或变质,亦表明在岩脉形成以后没有受到区域内大规模构造作用事件的影响,暗示属碰撞后的花岗岩类。

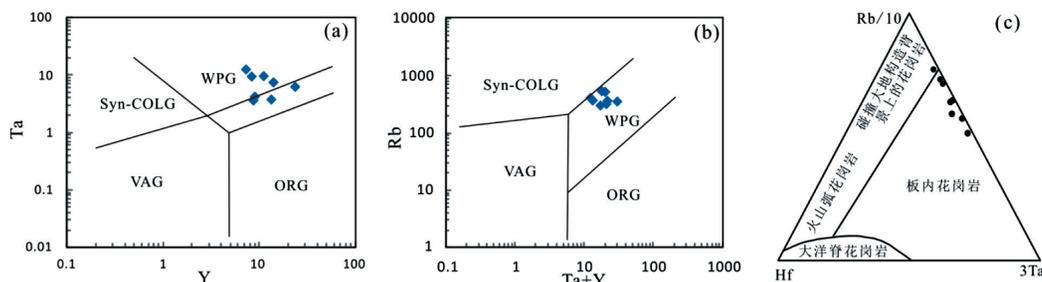


图 6 伟晶岩构造环境判别图解

Fig. 6 Diagram of tectonic environment discrimination of pegmatite

(a) Ta-Y 图解(Pearce JA et al 1984); (b) Rb-Ta+Y 图解(Pearce JA et al 1984); (c) Rb/10-Hf-3Ta 图(Harris N B W1986)

综上所述,研究区晚三叠纪龙溪沟伟晶岩具有中等的 SiO₂ 含量(66.46%~74.08%)、较高的全碱含量(7.56%~9.71%)和高 K₂O 含量(3.76%~9.71%),A/CNK(1.09%~1.36),属过铝质 A 型钾玄花岗岩系列。轻重稀土中等分异(LREE/LREE=2.21~6.43,(La/Yb)N=2.12~8.66),重稀土分布平缓(Y/Yb=1.74~12.08),Sr 和 Eu 弱的负异常,表明源区残留有角闪石、斜长石或发生了以角闪石、斜长石为主的分离结晶作用。考虑到花岗岩粘滞度高,通常呈晶粥状态,不太容易发生分离结晶(吴福元和孙德有,1999),因此,以上地球化学特征主要是角闪石、斜长石作为源区残留相导致;此外,Nb、Ta 和 Ti 的较强的负异常(图 5b),表明源区存在金红石(Xiong X L2006),也暗示了岩浆起源的压力中等的下地壳或地幔(大于 16, kb 或 50, km)。龙溪沟伟晶岩产生于高温岩浆,成岩温度很高;前人研究表明,区域上此类花岗岩形成于加厚中下地壳的部分熔融^[1,3]。因此,后碰撞岩石圈拆沉、软流圈上涌所携带的热量诱发中下地壳发生部分熔融,造成岩

浆上侵就位,从而形成以地壳岩浆为主体,伴有地幔物质加入的龙溪沟伟晶岩岩脉(壳幔混合型)。

6 结论

(1)龙溪沟伟晶岩岩脉 SiO₂ 含量为 66.46%~74.08%,Al₂O₃ 含量为 13.71%~19.07%,K₂O 含量 3.76%~7.16%,平均 4.97%;富铝高 K₂O,过碱指数[NK/A] 0.68~0.83,里特曼指数(σ) 在 1.85~3.75 之间,铝饱和指数(A/CNK)值为 1.09~1.36,分异指数(DI)为 90.09~94.47,为过铝质富钾钙碱性 A 型花岗岩系列(钾玄岩系列),其高 K 含量可能来源于富集的源区(地幔)。

(2)其 Σ REE 为 $7.06 \times 10^{-6} \sim 50.29 \times 10^{-6}$,所有样品具有相似的平坦右倾海鸥型稀土元素配分模式(A 型),轻稀土含量高于重稀土,LREE/HREE 为 2.21~6.43,Y/Yb 值 1.74~12.08;(La/Yb)N=10.35~12.40,具负 Eu(0.24~1.37,平均 0.68)、负 Ce 异常(δ Ce=0.73~0.95),显示同源岩浆演化特征。蜘蛛网图具右倾

特征,富集大离子亲石元素 K、Rb,出现明显的 Ba、Nb、Sr、P 和 Ti 亏损,与 A 型花岗岩特征一致

(3) 龙溪沟伟晶岩岩脉具明显的 Ta、Nb 负异常, Ba、Nb、Sr、P 和 Ti 亏损; $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 值变化于 2.47 ~ 4.35; $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值 0.1 ~ 0.28, 均 < 0.3, 表明伟晶岩岩脉源区物质应主要为贫长石、富粘土的泥质岩。在 Ta-Y、Rb-Ta+Y、Rb/10-Hf-3Ta、Rb-Y+Yb 等构造环境判别图解中, 样品多落入碰撞后(板内)环境, 属 A 型花岗岩中的 PA(或 A2)型花岗岩, 岩浆起源于后碰撞岩石圈拆沉、软流圈上涌所携带的热量诱发中下地壳发生部分熔融, 造成岩浆上侵就位, 从而形成以地壳岩浆为主体, 伴有地幔物质加入的龙溪沟伟晶岩岩脉(壳幔混合型)。

[参考文献]

- 胡健民, 孟庆任, 石玉若, 等. 2005. 松潘—甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义[J]. 岩石学报, 21(3): 867-880.
- 李小伟, 莫宣学, 赵志丹, 等. 2010. 关于 A 型花岗岩判别过程中若干问题的讨论[J]. 地质通报, 29(Z1): 278-285.
- 李同柱, 冯孝良, 张惠华, 等. 2010. 四川里伍铜矿含矿岩系地球化学特征及成因分析[J]. 地质与勘探, 46(05): 921-930.
- 李献华, 周汉文. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和 Sr-Nd 同位素地球[J]. 地球化学, 30(1): 57-65.
- 李毅, 吴泰然, 罗红玲, 等. 2006. 内蒙古四子王旗早白垩世钾玄岩的地球化学特征及其形成构造环境[J]. 岩石学报, (11): 177-186.
- 黎彤, 饶纪龙. 1963. 中国岩浆岩的平均化学成分[J]. 地质学报, 43(3): 271-280.
- 刘亮, 戴元, 吕丰强, 等. 2021. 松潘—甘孜造山带晚三叠世新山沟 A 型花岗岩年代学和地球化学研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 40(03): 677-689.
- 刘亮, 何学锋, 李江涛, 等. 2017. 新疆东部哈尔里克山沁城天生圈岩体岩石成因及其构造意义[J]. 地质科技情报, 36(2): 86-96.
- 刘亮, 李江涛, 马运超, 等. 2020. 新疆东天山奥姆尔塔格岩体地球化学特征及锆石定年[J]. 矿物岩石, 40(04): 20-29.
- 刘亮, 李江涛, 江辉, 等. 2020. 东天山博格达晚石炭世双峰式火山岩地球化学特征及意义[J]. 岩石矿物学杂志, 39(05): 525-538.
- 刘亮, 李江涛, 杨鹏涛, 等. 2020. 新疆博格达造山带石炭纪的构造属性: 来自辉长岩年代学与地球化学的证据[J]. 中国地质, 47(03): 725-741.
- 刘昌实, 陈小明, 陈培荣. 2003. A 型岩套的分类、判别标志和成因[J]. 高校地质学报, 9(4): 573-591.
- 刘晔, 柳小明, 胡兆初, 等. 2007. 高山. ICP-MS 测定地质样品中 37 个元素的准确度和长期稳定性分析[J]. 岩石学报, 23(5): 1203-1210.
- 邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, 等. 2000. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因[J]. 地球化学, 29(4): 313-321.
- 杨高学, 李永军, 司国辉, 等. 2010. 新疆贝勒库都克铝质 A 型花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学及其成因[J]. 地质学报, (12): 47-57.
- 殷聃. 2017. 四川省九龙县打枪沟锂铍矿床地质特征及找矿潜力研究[D]. 成都, 成都理工大学, 1-67.
- 岳相元, 张贻, 周雄, 等. 2019. 川西可尔因矿集区稀有金属矿床成矿规律与找矿方向[J]. 矿床地质, 038(004): 867-876.
- 叶会寿, 毛景文, 徐林刚, 等. 2008. 豫西太山庙铝质 A 型花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地球化学特征[J]. 地质论评, 54(5): 699-711.
- 袁静, 肖龙, 万传辉, 等. 2011. 松潘—甘孜南部放马坪—三岩龙花岗岩的成因及其构造意义. 地质学报, 85(2): 195-206.
- 万传辉, 袁静, 李芬香, 等. 2011. 松潘—甘孜造山带南段晚三叠世兰尼巴和羊房沟花岗岩岩石学、地球化学特征及成因[J]. 岩石矿物学杂志, 30(2): 185-198.
- 吴锁平, 王梅英, 戚开静. 2007. A 型花岗岩研究现状及其述评[J]. 岩石矿物学杂志, (01): 61-70.
- 吴福元, 孙德有. 1999. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄[J]. 长春科技大学学报, (4): 313-318.
- 许志琴, 侯立玮. 1991. 松潘—甘孜造山带构造研究新进展[J]. 中国地质, 12: 14-16.
- 邹定邦, 饶荣标, 陈永明, 等. 1984. 南巴颜喀拉山三叠系浊积岩[J]. 青藏高原地质文集, 15: 27-39.
- 周家云, 谭洪旗, 龚大兴等. 2014. 乌拉溪铝质 A 型花岗岩: 松潘—甘孜造山带早燕山期热隆伸展的岩石记录[J]. 地质论评, 60(2): 348-362.
- 张旗, 冉焱, 李承东. 2012. A 型花岗岩的实质是什么? [J]. 岩石矿物学杂志, 31(4): 621-626.
- Battistini, G D, Montanini A, Vernia L et al. . 2001. Petrology of melilitite-bearing rocks from the Montefiascone Volcanic Complex (Roman Magmatic Province): New insights into the ultrapotassic volcanism of Central Italy[J]. lithos, 59(1): 1-24.
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [J]. Lithos, 46(3): 605-626.
- Burchfiel B C, Zhiliang C, Yupinc L, et al. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and Adjacent Regions, Central China[J]. International Geology Review, 37(8): 661-735.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80(2): 189-200.
- Castro A, Douce A, LG Corretgé, et al. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 135(2-3): 255-276.
- Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 83(1-2): 1-26.

- Chen S F, Wilson C J L, Worley B A. 1995. Tectonic transition from the Songpan-Garzê Fold Belt to the Sichuan Basin, south-western China[J]. 7(3):235-253.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids; petrogenetic and tectonic implications[J]. The Journal of Geology, 20(7):641-644.
- Harris NBW. 1986. Geochemical Characteristics of Collision Zone Magmatism[J]. Collision Tectonics, 19(5):67-81.
- Maniar P D, Piccolli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoid [J]. Geological Society of America Bulletin, 101(5):635-643.
- Miller C, Schuster R, Klötzli U, et al. 1999. Post-Collisional Potassic and Ultrapotassic Magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O Isotopic Constraints for Mantle Source Characteristics and Petrogenesis[J]. Journal of Petrology, 40(9):1399-1424.
- Nie Shangyou, Yin An, Rowley D B, et al. 1994. Exhumation of the Dabie Shan ultra-high pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi [J]. Geology, 22:999-1002.
- Pearce JA, Harris NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 25(4):956-983.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. Lithos, 22(4):247-263.
- Seng r A M C. 1987. Tectonic subdivision and evolution of Asia [J]. Bulletin Technology University Istanbul, Tectonics, 40:355-435.
- Skjerlie K P, Johnston A D. 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases; implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. [J]. Journal of Petrology, 37(3):661-691.
- Sun S S and Mc Donough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes[A]. In: Saunders A D and Norry M J(eds.) Magmatism in the Ocean Basins [C]. Geological Society London Special Publications, 42(1):313-345.
- Turner S, Arnaud N, Liu J, et al. 1996. Post-collision, shoshonitic…… Journal of Petrology, 37(1):45-71.
- Taylor, S R and McLennan S M. 1985. The Continental Crust; Its Composition and Evolution [M]. Blackwell Scientific Publication, Carlton, 1-312.
- Wright, J. 1969. A Simple Alkalinity Ratio and Its Application to Questions of Non-Orogenic Granite Genesis[J]. Geological Magazine, 106(4):370-384.
- Xiong X L. 2006. Trace element evidence for growth of early continental crust by melting of rutile-bearing hydrous eclogite [J]. Geology, 34(11):945-948.
- Xiao L, Clemens J D. 2007. Origin of potassic (C-type) adakite magmas; Experimental and field constraints [J]. Lithos, 95(3-4):399-414.
- Xiao L, Zhang H F, Clemens J D, et al. 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau; Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution [J]. Lithos, 96(3-4):436-452.
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28:211-280.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4):407-419.
- Zou H, Reid M R, Liu Y, et al. 2003. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U-Th disequilibrium data [J]. Chemical Geology, 200(1):189-201.

Geochemical Characteristics and Geological Significance of Longxigou Pegmatite Dikt in the Southern Songpan-Ganzi Orogenic Belt

DAI Yuan¹, LIU Liang^{2,3}, LV Feng-qiang³, CHEN Hong-bo²,
BU Xiang-yu², HUANG Cheng-quan²

(1. Pingwu Natural Resources Bureau, Pingwu 622550, Sichuan, China; 2. Baise City Natural Resources Bureau, Baise, 533000, Guangxi, China; 3. Northwest Sichuan Geological Team, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Mianyang 621010, Sichuan, China)

[Abstract] Longxigou pegmatite is located in the south of Songpan Ganzi orogenic belt, the dyke intrudes into the fold Triassic strata and the rock type is granite. The geochemical characteristics of longxigou pegmatite vein are studied in order to discuss its source area, tectonic background and genetic mechanism. The content of SiO₂ is 66.46%~74.08%, Al₂O₃ content is 13.71%~19.07%, K₂O content is 3.76%~7.16%. It is rich in alumi-

num, high in potassium and alkali index $[NK / A] 0.68\% \sim 0.83$, Richman index (σ) $1.85\% \sim 3.75$, and aluminum saturation index (A/CNK) $1.09\% \sim 1.36$ are peraluminous K-rich calc alkaline A-type granite series (k-basanite Series). Σ REE is $7.06 - 50.29 \times 10^{-6}$, and all samples have a similar flat right dipping seagull REE distribution pattern (type A), LREE/HREE is $2.21\% \sim 6.43$, $(La/Yb)_N = 10.35\% \sim 12.40$, with negative Eu ($0.24\% \sim 1.37$, average 0.68), negative Ce anomaly ($\delta CE = 0.73\% \sim 0.95$), showing the evolution characteristics of the same source magma. K and Rb are rich in large ion lithophile elements, with obvious TA and Nb negative anomalies, and Ba, Nb, Sr, P and Ti are deficient; $10^4 \times Ga/Al$ values vary from 2.47 to 4.35; CaO/Na_2O values range from 0.1 to 0.28, all of which are less than 0.3, indicating that the materials in pegmatite vein source area are mainly feldspar poor and clay rich argillaceous rocks. In the diagram of tectonic environment discrimination, most of the samples fall into post collisional (intraplate) environment, belonging to PA (or A₂) type granite in A-type granite. The magma originates from the heat brought by post collisional lithosphere delamination and asthenosphere upwelling, which induces partial melting of the middle and lower crust, resulting in magma upwelling and emplacement, thus forming longxigouwei, which is dominated by crustal magma with the addition of mantle material Crystalline vein (crust mantle mixed type).

[Key Words] Songpan-Ganzi Orogenic Belt; Pegmatite Vein; A-type Granite; Potassic Basalt; Tectonic environment

(上接第 250 页)

Analysis of Material Source of ‘Limestone Interlayer’ in Jiumenchong Formation, Cambrian System in Dahebian Area of Tianzhu County, Guizhou

——Zhaijiao Barite Ore in Tianzhu is Taken as an Example

YANG Guang-zhong, LUO Bang-liang, YANG Gui-long, LIN Ze-yuan, WANG Wen-jie

(101 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration & Development, Kaili 556000, Guizhou, China)

[Abstract] According to ‘China Regional Geology-Guizhou’ (2017), Jiumenchong formation of Cambrian system is defined as organic limestone carbonaceous clay rock, the Cambrian system in Dahebian area of Tianzhu has been put under Sandu zone of southeast Guizhou layer, from Niutitang formation to Bianmachong formation, even Balang formation to Wuxun formation were called Zhalagou formation because the lithology is carbonaceous clay rock and carbonaceous siltstone. The lithology of Jiumenchong formation in Zhaijiao barite exploration were 0 to 8 layer in carbonaceous clay rock limestone formation, the thickness varies from dozens of centimeters to 14.23m, the occurrence height was uncertainly, slump slip deformation structure can be found in limestone formation. Because oolitic limestone was found in platform margin facies which is the phase change stratum in slump breccia formation, it was thought the limestone interlayer of Jiumenchong formation should be outside slump and slip immigration. It’s suggested to combine Niutitang formation, Jiumenchong formation and Bianmachong formation on the Laobao formation to be Zhalagou formation. Balang formation and Wuxun formation are easy to recognize and should be kept for their obvious features.

[Key Words] Jiumenchong formation; Limestone formation; Slump slip deformation; Zhalagou formation; Dahebian Tianzhu