

# 冈底斯南缘桑日地区渐新世花岗质岩石成因及其形成机制

董洪凯<sup>1</sup>, 段炳鑫<sup>1</sup>, 唐建科<sup>2</sup>, 提振海<sup>1</sup>, 王硕<sup>1</sup>, 刘思林<sup>1</sup>, 刘广<sup>1</sup>

(1. 河北省区域地质调查院, 河北廊坊 065000; 2. 西藏自治区地质矿产勘查开发局第五地质大队, 青海格尔木 816099)

**摘要:** 桑日地区渐新世花岗质岩石主要由石英二长闪长岩、二长花岗岩和正长花岗岩组成, 锆石 U-Pb 定年结果分别为  $31.2 \pm 0.5$  Ma、 $31.0 \pm 0.5$  Ma 和  $29.0 \pm 0.1$  Ma, 侵位时代为渐新世。该期岩石发育大量不同形态的暗色包体;  $K_2O$  含量 3.24%~5.73%, 属高钾钙碱性岩石, 具偏铝质向过铝质岩石演化特征 ( $A/CNK$  值分别为 0.90~1.02、0.98~1.07 和 1.10~1.29); 属轻稀土元素富集型, 具铕亏损呈由弱到强的演化特征 ( $Eu/Eu^*$  值分别为 0.66~0.75、0.40~0.55 和 0.04~0.09); 相对富集 Rb 和亏损 Ba、Sr 等大离子亲石元素, 富集 Th、U 和亏损 Nb、P、Ti (Ta) 等高场强元素并富集 (La, Ce) Nd、Sm 等轻稀土元素;  $SiO_2$  与主量、稀土、微量元素形成的拟合曲线耦合程度较高, 为同源岩浆不同阶段演化的产物。锆石饱和温度 ( $t_z$ ) 平均值为 700℃ 左右, 可能代表了熔体形成的初始温度。通过对包体、构造样式、岩石地球化学特征、Hf 同位素等分析, 认为该期岩石成因类型属 I 型花岗岩; 形成于印度-亚洲大陆陆内碰撞快速抬升的构造环境, 其形成机制为印度大陆板片在低角度俯冲过程中发生了拆沉或对流剥离, 板片下沉过程中释放少量流体以致地幔局部熔融发生底侵作用并诱发大量拉萨地体下地壳熔融形成混源岩浆, 并沿桑日地区北东向张性断裂就位, 最终导致青藏高原陆壳进一步增生。

**关键词:** 桑日地区; 渐新世; I 型花岗岩; 混源岩浆; 陆壳增生

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2024)06-1465-19

## Lithogenesis and formation mechanism of Oligocene granitic rocks of Sangri area in the southern Gangdese

DONG Hong-kai<sup>1</sup>, DUAN Bing-xin<sup>1</sup>, TANG Jian-ke<sup>2</sup>, TI Zhen-hai<sup>1</sup>, WANG Shuo<sup>1</sup>, LIU Si-lin<sup>1</sup>  
and LIU Guang<sup>1</sup>

(1. Institute of Regional Geological Survey of Hebei Province, Langfang 065000, China; 2. The 5th Geological Brigade of Tibet, Golmud 816099, China)

**Abstract:** The Oligocene granitic rocks in the Sangri area are mainly composed of quartz monzodiorite, monzogranite and syenogranite. The weighted average ages are  $31.2 \pm 0.5$  Ma,  $31.0 \pm 0.5$  Ma and  $29.0 \pm 0.1$  Ma, respectively, and the emplacement age is the Oligocene. The rocks are developed abundant melanocratic enclaves of different shapes. The  $K_2O$  content is 3.24%~5.73%, belonging to the high potassium calc-alkaline rock, with the characteristics of metaluminous to peraluminous rock evolution ( $A/CNK$ : 0.90~1.02, 0.98~1.07, 1.10~1.29). The rocks are LREE enriched type and the europium depletion shows an evolutionary characteristic from weak to strong ( $Eu/Eu^*$ : 0.66~0.75, 0.40~0.55, 0.04~0.09). They are relatively enriched in LILEs such as Rb, HFSEs such as Th, U, and LREEs such as (La, Ce) Nd, Sm, but depleted in LILEs such as Ba, Sr and HFSEs such as

收稿日期: 2024-01-25; 接受日期: 2024-09-29; 编辑: 尹淑苹

基金项目: 冈底斯-喜马拉雅铜矿资源基地调查项目 (DD20160015-07)

作者简介: 董洪凯 (1987-), 男, 高级工程师, 长期从事区域、矿产地质调查; E-mail: 2734850417@qq.com。

Nb, P, Ti (Ta). The fitting curves formed by  $\text{SiO}_2$  vs. other major elements, rare earth elements and trace elements are highly coupled and the  $R^2$  values are all greater than 0.90, which indicated they were products of the evolution of the same magma at different stages. The average zircon saturation temperature ( $t_{\text{Zr}}$ ) is about 700°C which may represent the initial temperature of melt formation. Based on the analysis of enclaves, structural styles, petrogeochemical characteristics and Hf isotopes, etc., the petrogenetic type of Oligocene granites in the Sangri area belongs to I-type granite. They were formed in the tectonic environment of rapid uplift due to the intracontinental collision of the Indian and Asian continents. The formation mechanism was the delamination or convective removal of the Indian continental slab during low-angle subduction. A small amount of fluid was released during the slab sinking process which caused the partial melted mantle-derived magma underplating and induced lower crust melting of the Lhasa terrane to form mix-derived magma. At the same time, the magma emplaced along the northeast-trending extensional fault in the Sangri area, eventually further leading to the continental crust accretion of the Tibetan Plateau. It enriches the evolutionary history of multi-phase accretion of the Qinghai-Tibet Plateau continental crust.

**Key words:** Sangri area; Oligocene; I-type granite; mix-derived magma; continental crust accretion

**Fund support:** Survey Project of Copper Resource Base in the Gangdese-Himalaya Region (DD20160015-07)

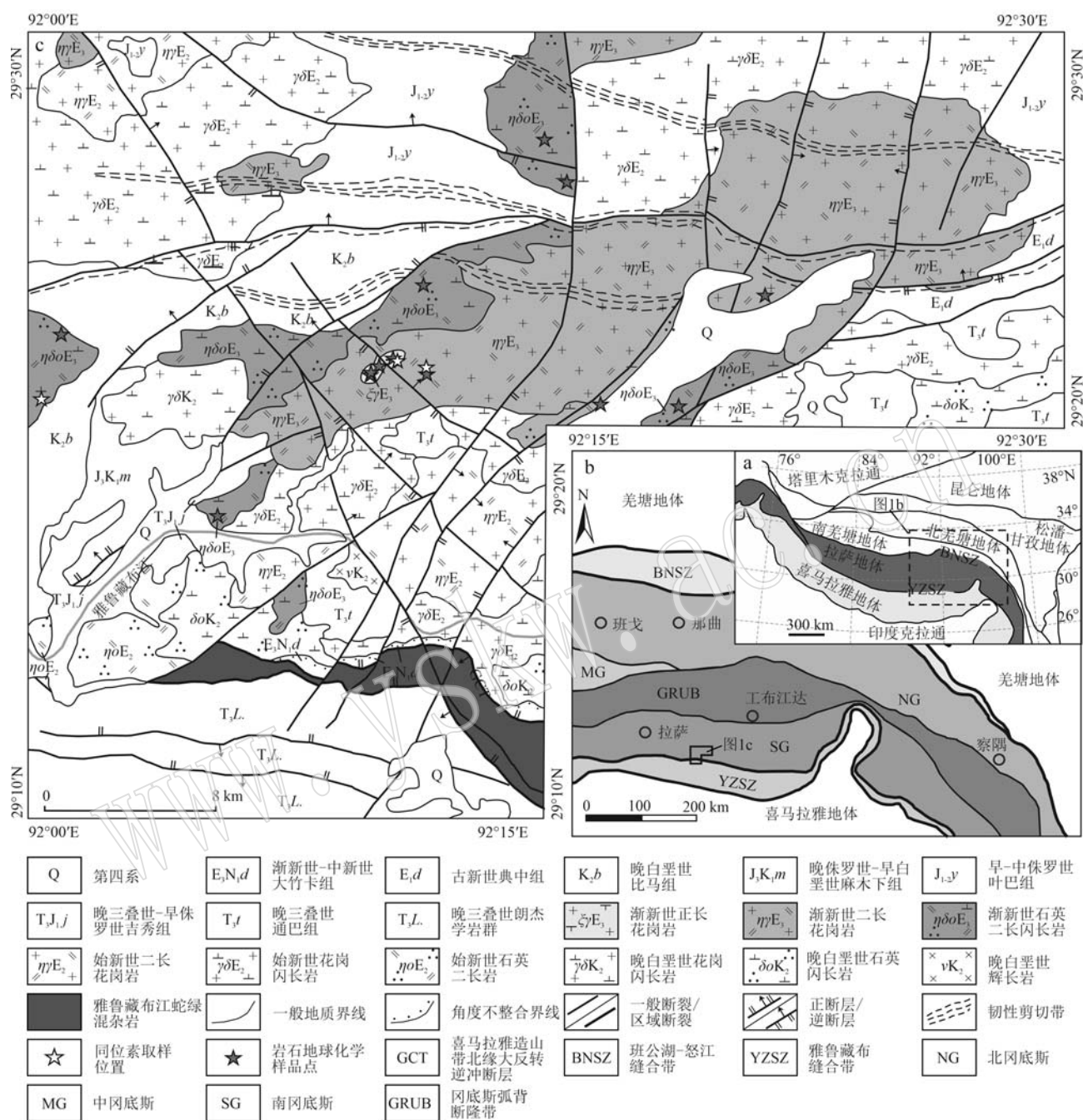
青藏高原的演化作为新生代以来最为壮观的地质事件,保存了地球上最完整的造山带,是研究大陆形成演化的天然实验室,其碰撞过程及其相关岩石记录一直是国际地学研究的热点(Xu *et al.*, 2013; 许志琴等, 2016)。新特提斯洋在青藏高原的演化过程中扮演了重要角色,由班公湖-怒江洋和雅鲁藏布江洋两个分支构成(Zhu *et al.*, 2013; 吴福元等, 2020),其中雅鲁藏布江洋可能于晚三叠世开始打开,约70~60 Ma左右印度大陆才开始与拉萨地块碰撞对接(Wu *et al.*, 2014; Hu *et al.*, 2015),随后,青藏高原开始全面隆升与扩展,并伴随喜马拉雅山的崛起(Ding *et al.*, 2017)。

印度大陆与拉萨地块汇聚过程中发生了广泛的岩浆活动,并形成了近东西向且平行于碰撞缝合带分布的巨型岩浆带-冈底斯岩浆带(杨经绥等, 2006; Zhang *et al.*, 2014; 许志琴等, 2016)。依据其活动时限及产出构造背景,划为碰撞前新特提斯洋板块俯冲(~70/65 Ma以前)、同碰撞(70/65~40 Ma)、后碰撞(~40 Ma至今)等3个阶段(莫宣学, 2011)。其中后碰撞阶段岩浆活动主要集中在26~10 Ma,表现为高Sr/Y埃达克质中酸性岩浆岩(Chung *et al.*, 2009; Gao *et al.*, 2010; Chen *et al.*, 2011; Ji *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2015; 徐倩等, 2019)和钾质、超钾质火山岩(Hou *et al.*, 2015; Guo *et al.*, 2015; Liu *et al.*, 2017)。始新世晚期-渐新世早期(40~26 Ma或38~30 Ma)被普遍认为是冈底斯岩浆带的“岩浆作用间歇期”(侯增谦等, 2006; 申宇等, 2020)。然而,近年在西藏卧龙、努日、冲木

达-程巴、曲果沙、尼木等地逐渐见有该“间歇期”岩浆作用的报道,且多为高Sr/Y埃达克质岩石(Harrison *et al.*, 2000; Chung *et al.*, 2009; 姜子琦等, 2011; Hou *et al.*, 2012; Guan *et al.*, 2012; Chen, 2015; 尚振等, 2016; Ma *et al.*, 2017; 申宇等, 2020),但对该时间段的非埃达克质岩石报道则较少。本文以桑日地区渐新世花岗质岩石为研究对象,运用岩石地球化学、锆石U-Pb年代学、Lu-Hf同位素示踪等研究手段,讨论了冈底斯南缘桑日地区渐新世花岗质岩石成因及其形成机制,以期进一步丰富青藏高原陆壳多期多阶段增生的演化历史。

## 1 地质背景与样品特征

青藏高原自南向北由喜马拉雅地体、拉萨地体、南羌塘地体、北羌塘地体和松潘-甘孜地体拼贴而成(图1a)(曾庆高等, 2020)。拉萨地体北以班公湖-怒江缝合带为界,南以雅鲁藏布江缝合带为界,是青藏高原最重要的一条巨型构造-岩浆岩带,即冈底斯带。由南向北可分为南冈底斯、冈底斯弧背断隆带、中冈底斯和北冈底斯(Zhu *et al.*, 2008)(图1b)。其中,南冈底斯即狭义的冈底斯带,位于噶尔-隆格-措麦断裂带以南、雅鲁藏布江缝合带以北,是冈底斯带中岩浆岩最集中的地区(莫宣学, 2011)。其活动时代主要为中新世,主要包括冈底斯岩基(Zhu *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2019)和早-中侏罗世叶巴组、晚侏罗-晚白垩世桑日群及古新世-始新世林子宗群火山岩等(Kang *et al.*, 2014; Lang *et al.*, 2020)。

图1 冈底斯构造简图(a据曾庆高等, 2020; b据Zhu *et al.*, 2008)及桑日地区地质简图(c)Fig. 1 Tectonic sketch of Gangdese (a after Zeng Qinggao *et al.*, 2020; b after Zhu *et al.*, 2008) and geological sketch of Sangri area (c)

研究区位于南冈底斯与雅鲁藏布江缝合带的结合部位,以喜马拉雅造山带北缘大反转逆冲断层(GCT)为界(董汉文等, 2016),南部由雅鲁藏布江蛇绿混杂岩、晚三叠世朗杰学岩群俯冲增生杂岩组成,北部出露晚三叠世通巴组碳酸盐岩-碎屑岩建造,晚三叠-早侏罗世吉秀组、早-中侏罗世叶巴组、

晚侏罗-晚白垩世桑日群麻木下组、比马组岛弧火山-沉积建造,古新世林子宗群典中组陆相火山岩建造,渐新世-中新世大竹卡组磨拉石建造及晚白垩世、始新世、渐新世等3期侵入岩(图1c)。

渐新世花岗质岩石主要分布于研究区中北部,属冈底斯岩基的组成部分,总体呈北东东向断续环



带状展布,侵入体边部常呈岩枝、岩脉侵入围岩(图2a)。由早到晚、由外向内依次为石英二长闪长岩(图2b)、二长花岗岩(图2c)、正长花岗岩(图2d)。岩石中多见椭圆状、条带状、不规则暗色包体,大小5~15 cm,个别可达米级,并且包体中可见寄主岩中的长石捕虏晶(图2b)。局部受近东西向韧性变形作用改造。石英二长闪长岩呈浅灰色,分为中细粒石英二长闪长岩、中细粒斑状石英二长闪长岩两种岩石类型,斑状岩石斑晶含量最高可达15%,粒径

10 mm±,块状构造。主要由斜长石(45%~50%)、钾长石(15%~20%)、石英(10%~15%)、黑云母、角闪石等暗色矿物(15%~20%)组成,岩石发育不同程度的高岭土化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化、次闪石化、褐铁矿化(图2e)。二长花岗岩呈灰白色,分为中细粒二长花岗岩、中粒斑状二长花岗岩两种岩石类型,斑状岩石斑晶最高可达15%,粒径最大可达15 mm。主要由斜长石(30%~35%)、钾长石(30%~35%)、石英(30%±)、白云母及少量黑云母(5%~



图2 渐新世花岗质岩石野外(a~d)及正交偏光显微特征(e~g)

Fig. 2 Field (a~d) and photomicrographs in cross-polarized light (e~g) characteristics of Oligocene granitic rocks

a—石英二长闪长岩侵入比马组; b—石英二长闪长岩结构特征及不同形态的暗色包体; c—中细粒二长花岗岩; d—中粗粒斑状正长花岗岩; e—中细粒石英二长闪长岩; f—中细粒二长花岗岩; g—中粗粒斑状正长花岗岩; Bt—黑云母; Hbl—角闪石; Kfs—钾长石; Pl—斜长石; Qtz—石英

a—quartz monzodiorite intruded into the Bima Formation; b—structural characteristics of quartz monzodiorite and melanocratic enclaves of different shapes; c—medium-fine grained monzogranite; d—medium-coarse grained porphyritic syenogranite; e—characteristics of medium-fine grained quartz monzodiorite under microscope; f—characteristics of medium-fine grained monzogranite under microscope; g—characteristics of medium-coarse grained porphyritic syenogranite under microscope; Bt—biotite; Hbl—hornblende; Kfs—K-feldspar; Pl—plagioclase; Qtz—quartz



10%)组成。岩石发育不同程度的高岭土化、绢云母化、绿泥石化、绿帘石化(图2f)。正长花岗岩呈浅肉红色,似斑状结构,斑晶大小15~25 mm,基质中粗粒花岗结构,块状构造。由钾长石、斜长石斑晶(10%~20%)、基质(80%~90%)两部分组成。基质由钾长石(40%~45%)、斜长石(10%~15%)、石英(20%+)、白云母(5%+)及少量黑云母组成,大小一般5~8 mm,少数2~5 mm。岩石发育不同程度的绢云母化、高岭土化、褐铁矿化(图2g)。

## 2 分析方法

全岩地球化学分析在河北省区域地质调查院实验室完成。主量元素( $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ )采用X射线荧光熔片法完成,分析精度为0.05%,FeO采用滴定分析完成;微量元素分析采用 $\text{HF}+\text{HClO}_3+\text{HNO}_3$ 溶解样品,王水复溶,再加入Rh内标溶液,用ThermoFisher X Series II型ICP-MS完成测定。稀土元素分析精度为 $0.1\times 10^{-6}$ ,微量元素为 $5\times 10^{-6}$ ,具体操作步骤及流程详见高剑峰等(2003)。

锆石分选在河北省区域地质调查院实验室完成。制靶、阴极发光显微图象由北京锆年领航科技有限公司完成。锆石U-Pb年龄测定与Hf同位素分析由中国地质调查局成都地质调查中心实验室完成。锆石U-Pb年龄定年采用LA-ICP-MS分析技术完成,测试仪器由GeoLasPro 193 nm准分子激光器和ELEMENT 2型高分辨电感耦合等离子体质谱仪构成。测试过程中,激光束斑直径为32  $\mu\text{m}$ 。采用标准锆石91500作为定年外标,标准锆石Plesovice作为监控样品。测试完成后,采用软件ICPMSDataCal对样品的测试数据进行后期处理(Liu *et al.*, 2010a),年龄计算和谐图的绘制采用Isoplot 3.0完成。在锆石U-Pb定年的基础上,选择谐和度较好的年龄点,在与U-Pb定年点位相同或相近的微区圈定Hf同位素点位。锆石Hf同位素分析利用Neptune型多接受等离子体质谱仪和Geolas Pro型激光剥蚀系统联用的方法完成的。对数据的处理利用软件ICPMSDataCal完成(Liu *et al.*, 2010b)。

## 3 分析结果

### 3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

分别对石英二长闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩各采集1件最具代表性的岩石样品进行了LA-ICP-MS锆石U-Pb定年,测试数据见表1。选取的锆石主要呈长柱状、短柱状,自形-半自形晶,透明度较好,多数表面较光滑,大部分具典型的岩浆韵律环带且无明显裂隙和包裹体(图3a),多数锆石Th/U值大于0.4,符合岩浆锆石特征(Belousova *et al.*, 2002)。石英二长闪长岩样品(TW1;坐标:  $\text{N}29^\circ20'40''$ ,  $\text{E}90^\circ0'24''$ )所选18个测试点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄介于29.4~33.0 Ma之间,加权平均年龄为 $31.2\pm 0.5$  Ma(图3b)。二长花岗岩样品(TW2;坐标:  $\text{N}29^\circ21'28''$ ,  $\text{E}92^\circ11'32''$ )所选23个测试点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄介于29.2~33.2 Ma之间,加权平均年龄为 $31.0\pm 0.5$  Ma(图3c)。正长花岗岩样品(TW6;坐标:  $\text{N}29^\circ21'36''$ ,  $\text{E}92^\circ10'42''$ )所选17个测试点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄介于27.2~30.9 Ma之间,加权平均年龄为 $29.0\pm 0.1$  Ma(图3d)。从3件样品的年龄结果可知,该期花岗质岩石的结晶年龄为渐新世。

### 3.2 锆石 Hf 同位素

对石英二长闪长岩(TW1)、二长花岗岩(TW2)两件样品的部分测年点位进行了Lu-Hf同位素测试分析, $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 值和两阶段模式年龄用相应的锆石U-Pb年龄计算,所选的样品测试点 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值均小于0.002,表明锆石在形成后具有极低的放射性成因Hf积累,可以代表锆石结晶时体系的Hf同位素组成(吴福元等, 2007),分析结果见表2,典型锆石测试点位见图3a。

石英二长闪长岩(TW1)样品12个测试点的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值的变化范围在0.282 848~0.282 905之间,平均值为0.282 879。锆石Hf同位素初始比值 $\varepsilon\text{Hf}(t)$ 变化范围在3.34~5.35之间。单阶段“亏损地幔”Hf模式年龄( $t_{\text{DM1}}$ )介于491~583 Ma之间。两阶段“地壳”Hf模式年龄( $t_{\text{DM2}}$ )介于766~894 Ma之间。二长花岗岩(TW2)样品11个测试点的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$

表 1 桑日地区渐新世花岗质岩石 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年分析结果  
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb data of Oligocene granitic rocks in Sangri area

测点号	$w_B/10^{-6}$			Th/U	同位素比值						年龄/Ma			
	Pb	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 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$
TW1-1	23.9	676	965	0.70	0.048 5	0.007 6	0.029 8	0.004	0.005	0.000 1	29.8	4.0	30.6	0.8
TW1-2	15.8	464	964	0.48	0.050 9	0.009 0	0.031 3	0.005	0.005	0.000 2	31.3	4.9	31.1	1.2
TW1-3	14.8	350	650	0.54	0.053 3	0.011 1	0.030 9	0.004	0.005	0.000 2	30.9	3.5	30.3	1.2
TW1-4	20.2	612	1 079	0.57	0.048 7	0.007 4	0.028 9	0.003	0.005	0.000 1	28.9	3.3	30.4	0.9
TW1-5	34.8	1 006	1 635	0.62	0.050 5	0.007 5	0.029 5	0.004	0.005	0.000 1	29.5	3.7	30.6	0.9
TW1-6	17.1	432	907	0.48	0.046 6	0.007 0	0.030 2	0.004	0.005	0.000 2	30.2	3.6	30.8	1.0
TW1-7	17.1	469	971	0.48	0.047 0	0.007 4	0.031 7	0.005	0.005	0.000 2	31.7	4.9	33.0	1.1
TW1-8	21.8	671	1 128	0.60	0.054 5	0.010 7	0.031 2	0.006	0.005	0.000 2	31.2	6.0	31.3	1.2
TW1-9	17.5	544	1 003	0.54	0.053 5	0.007 2	0.035 0	0.004	0.005	0.000 2	34.9	3.4	31.9	1.1
TW1-10	12.7	342	646	0.53	0.061 3	0.012 6	0.031 0	0.004	0.005	0.000 2	31.0	3.7	31.7	1.4
TW1-11	17.5	458	758	0.60	0.054 7	0.010 1	0.034 6	0.005	0.005	0.000 2	34.5	5.1	32.9	1.2
TW1-12	17.0	495	818	0.60	0.057 3	0.009 2	0.034 4	0.004	0.005	0.000 2	34.4	3.6	31.4	1.2
TW1-13	21.5	620	1 038	0.60	0.047 3	0.006 6	0.033 5	0.004	0.005	0.000 2	33.5	4.2	31.9	1.0
TW1-14	15.0	437	860	0.51	0.056 6	0.011 7	0.033 0	0.006	0.005	0.000 2	33.0	5.5	31.8	1.1
TW1-15	20.0	541	942	0.57	0.048 8	0.007 8	0.032 1	0.005	0.005	0.000 2	32.1	4.6	31.0	1.1
TW1-16	54.5	1 993	1 604	1.24	0.047 7	0.005 6	0.031 8	0.003	0.005	0.000 2	31.8	3.4	31.9	1.0
TW1-17	18.4	540	874	0.62	0.051 5	0.010 7	0.029 0	0.005	0.005	0.000 2	29.0	4.9	30.8	1.0
TW1-18	21.2	660	977	0.68	0.052 8	0.007 3	0.031 5	0.003	0.005	0.000 2	31.5	2.5	29.4	1.0
TW2-1	16.1	444	1 070	0.41	0.048 3	0.008 9	0.029 9	0.006	0.005	0.000 2	29.9	5.4	29.8	1.0
TW2-2	27.5	927	1 688	0.55	0.049 5	0.006 3	0.032 4	0.004	0.005	0.000 1	32.4	3.7	30.6	0.9
TW2-3	20.5	685	1 382	0.50	0.046 8	0.005 4	0.030 2	0.003	0.005	0.000 2	30.2	2.8	30.6	1.0
TW2-4	28.5	935	1 552	0.60	0.048 5	0.005 7	0.030 9	0.003	0.005	0.000 1	30.9	3.1	30.1	0.9
TW2-5	20.7	682	1 416	0.48	0.051 0	0.007 8	0.030 3	0.003	0.005	0.000 1	30.3	3.3	29.2	0.8
TW2-6	29.2	849	1 463	0.58	0.046 1	0.005 2	0.030 5	0.003	0.005	0.000 1	30.5	2.7	31.4	0.9
TW2-7	22.6	624	1 598	0.39	0.051 8	0.007 2	0.030 7	0.004	0.005	0.000 1	30.7	3.7	29.9	0.9
TW2-8	106.0	4 213	2 452	1.72	0.052 2	0.005 3	0.033 1	0.003	0.005	0.000 1	33.1	2.9	29.9	0.7
TW2-9	78.0	2 955	2 169	1.36	0.047 0	0.004 2	0.029 4	0.002	0.005	0.000 1	29.4	2.3	30.8	0.9
TW2-10	30.3	984	1 786	0.55	0.054 3	0.006 4	0.034 5	0.003	0.005	0.000 2	34.5	3.3	31.9	1.1
TW2-11	24.5	720	1 418	0.51	0.051 7	0.006 9	0.033 3	0.004	0.005	0.000 2	33.3	3.7	32.7	1.2
TW2-12	27.0	639	2 491	0.26	0.046 6	0.004 5	0.031 0	0.003	0.005	0.000 1	31.0	2.6	32.3	0.8
TW2-13	22.4	683	1 490	0.46	0.050 5	0.006 0	0.033 8	0.003	0.005	0.000 1	33.8	3.3	31.3	0.9
TW2-14	22.7	612	1 423	0.43	0.046 4	0.005 6	0.030 8	0.003	0.005	0.000 2	30.8	3.0	31.4	1.1
TW2-15	9.4	285	763	0.37	0.047 1	0.008 5	0.033 5	0.005	0.005	0.000 2	33.4	4.7	31.0	1.1
TW2-16	24.2	651	1 216	0.54	0.052 6	0.007 8	0.033 8	0.005	0.005	0.000 2	33.7	4.5	32.5	1.1
TW2-17	24.9	765	1 352	0.57	0.050 8	0.007 1	0.033 7	0.004	0.005	0.000 2	33.6	3.9	32.4	1.1
TW2-18	25.8	854	1 859	0.46	0.050 7	0.005 5	0.032 9	0.003	0.005	0.000 1	32.9	3.1	30.8	1.0
TW2-19	35.8	1 178	2 391	0.49	0.046 6	0.005 1	0.031 2	0.003	0.005	0.000 1	31.2	2.8	30.7	0.8
TW2-20	61.1	2 346	1 885	1.24	0.046 6	0.005 5	0.031 1	0.003	0.005	0.000 2	31.1	2.9	32.4	1.0
TW2-21	17.2	534	1 146	0.47	0.051 2	0.006 9	0.033 0	0.004	0.005	0.000 2	33.0	3.5	33.2	1.1
TW2-22	22.1	700	1 430	0.49	0.050 2	0.007 7	0.029 3	0.004	0.005	0.000 2	29.4	3.7	29.6	1.0
TW2-23	32.2	1 036	1 885	0.55	0.049 1	0.004 7	0.033 6	0.003	0.005	0.000 2	33.5	2.9	32.4	1.0
TW6-1	7.3	53	1 501	0.04	0.046 9	0.003 4	0.030 2	0.003	0.005	0.000 2	30.3	2.6	29.7	1.2
TW6-2	11.1	731	1 929	0.38	0.049 7	0.002 5	0.030 9	0.002	0.005	0.000 1	30.9	1.5	29.5	0.7
TW6-3	11.9	701	2 059	0.34	0.048 6	0.002 0	0.030 7	0.001	0.005	0.000 1	30.7	1.3	29.7	0.6
TW6-4	33.6	1 965	5 662	0.35	0.046 6	0.001 5	0.029 4	0.001	0.005	0.000 1	29.4	1.1	29.4	0.5
TW6-5	16.1	1 388	2 664	0.52	0.056 4	0.002 8	0.033 6	0.002	0.004	0.000 1	33.5	1.6	28.0	0.6
TW6-6	12.4	779	2 189	0.36	0.048 0	0.002 4	0.028 8	0.002	0.004	0.000 1	28.8	1.6	28.1	0.7
TW6-7	8.4	403	1 431	0.28	0.060 3	0.005 2	0.036 8	0.003	0.004	0.000 1	36.7	3.4	28.2	0.6
TW6-8	8.3	608	1 459	0.42	0.057 1	0.002 8	0.033 1	0.002	0.004	0.000 1	33.1	1.8	27.3	0.6
TW6-9	9.2	499	1 659	0.30	0.056 2	0.003 1	0.032 3	0.002	0.004	0.000 1	32.2	1.7	27.2	0.5
TW6-10	21.7	1 525	3 907	0.39	0.050 8	0.002 0	0.029 8	0.001	0.004	0.000 1	29.8	1.2	27.6	0.5
TW6-11	14.3	836	2 285	0.37	0.052 8	0.002 7	0.034 0	0.002	0.005	0.000 1	34.0	1.9	29.9	0.6
TW6-12	12.4	712	2 170	0.33	0.054 2	0.002 1	0.034 5	0.002	0.005	0.000 1	34.5	1.6	29.5	0.7
TW6-13	20.6	1 645	3 335	0.49	0.051 1	0.001 8	0.033 7	0.002	0.005	0.000 1	33.6	1.4	30.9	0.9
TW6-14	6.9	66	1 237	0.05	0.060 1	0.005 3	0.037 2	0.003	0.005	0.000 1	37.1	3.1	29.2	0.7
TW6-15	5.8	210	996	0.21	0.058 8	0.004 0	0.036 5	0.002	0.005	0.000 1	36.4	2.3	30.0	0.8
TW6-16	10.9	946	1 932	0.49	0.050 1	0.002 8	0.028 9	0.002	0.004	0.000 1	28.9	1.6	27.1	0.6
TW6-17	17.9	547	3 466	0.16	0.054 3	0.003 0	0.031 4	0.002	0.004	0.000 1	31.4	1.6	27.2	0.7



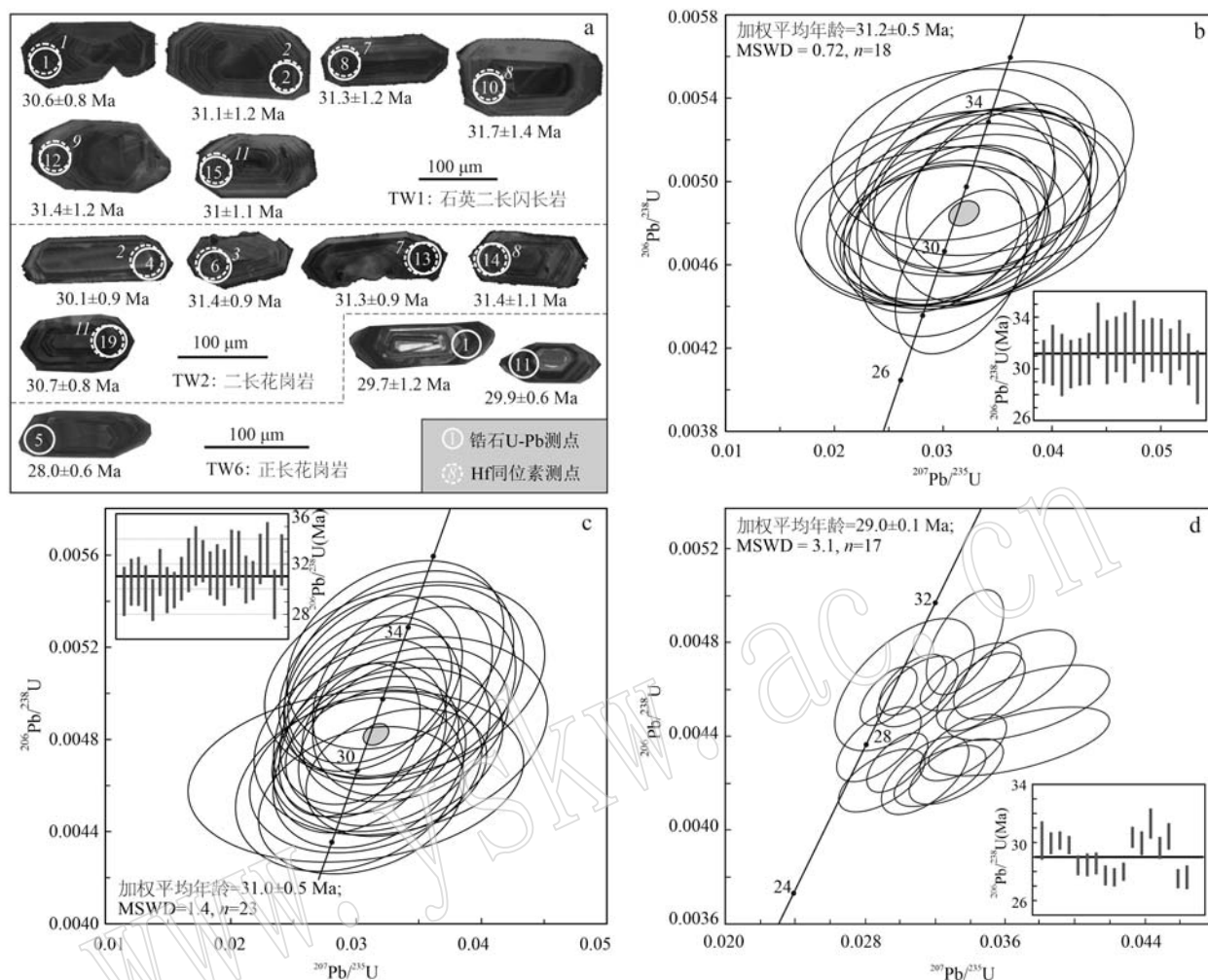


图3 桑日地区渐新世花岗质岩石典型锆石阴极发光图像(a)和LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄图(b~d)

Fig. 3 Representative zircon CL images (a) and LA-ICP-MS zircon U-Pb age diagrams (b~d) of Oligocene granitic rocks in Sangri area

的变化范围在0.282 902~0.282 952之间,平均值为0.282 927。锆石Hf同位素初始比值 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 变化范围在5.25~7.02之间。单阶段“亏损地幔”Hf模式年龄( $t_{\text{DM1}}$ )介于425~499 Ma之间。两阶段“地壳”Hf模式年龄( $t_{\text{DM2}}$ )介于659~772 Ma之间。

### 3.3 全岩地球化学特征

#### 3.3.1 主量元素特征

桑日地区渐新世花岗质岩石主量元素测试分析结果及特征值见表3。样品 $\text{SiO}_2$ 含量59.99%~78.06%,属于中酸性岩范畴,全碱( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ )含量6.47%~9.47%,在TAS图解(图4a)中,样品点落入亚碱性区。 $\text{K}_2\text{O}$ 含量3.24%~5.73%,在 $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ 图解中,样品点主要落于高钾钙碱性系列区(图4b)。石英二长闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩等样品A/NK值分别为1.66~1.82、1.16~1.40、1.15

~1.33, A/CNK值分别为0.90~1.02、0.98~1.07、1.10~1.29,由石英二长闪长岩到二长花岗岩再到正长花岗岩,具偏铝质到弱过铝质再到强过铝质岩石演化特征(图4c)。在Harker图解(图5)中,随着样品 $\text{SiO}_2$ 含量的增加,与 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}^T$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 具有很好的负相关性, $R^2$ 均大于0.90,耦合程度较高,与碱度率AR、固结指数DI具很好的正相关性,耦合程度较高,同源岩浆演化的特征明显。

#### 3.3.2 稀土、微量元素特征

桑日地区渐新世花岗质岩石稀土元素、微量元素测试分析结果及特征值见表3。

石英二长闪长岩的稀土元素总量 $\Sigma\text{REE}$ 集中在 $131.4 \times 10^{-6}$ ~ $174.2 \times 10^{-6}$ 之间, LREE/HREE值集中在2.78~4.01之间,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 集中在6.86~12.51之间,  $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 集中在3.27~3.93之间,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$

表 2 桑日地区渐新世花岗质岩石锆石 Hf 同位素数据

Table 2 Zircon Hf isotopic date of of Oligocene granitic rocks in Sangri area

测点号	年龄/Ma	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	2σ	εHf(t)	t <sub>DM1</sub> /Ma	t <sub>DM2</sub> /Ma	f <sub>Lu/Hf</sub>
TW1-1	30.6	0.026 136	0.001 021	0.282 883	0.000 306	4.59	523	814	-0.97
TW1-2	31.1	0.022 298	0.000 895	0.282 900	0.000 147	5.20	498	776	-0.97
TW1-3	30.3	0.015 104	0.000 574	0.282 857	0.000 631	3.67	554	873	-0.98
TW1-4	30.4	0.023 630	0.000 912	0.282 905	0.000 075	5.35	491	766	-0.97
TW1-5	30.6	0.018 589	0.000 704	0.282 858	0.000 126	3.71	554	871	-0.98
TW1-6	30.8	0.047 773	0.001 650	0.282 848	0.002 099	3.34	583	894	-0.95
TW1-7	31.3	0.022 557	0.000 897	0.282 864	0.000 084	3.91	550	858	-0.97
TW1-8	31.7	0.020 745	0.000 761	0.282 886	0.000 279	4.70	517	808	-0.98
TW1-9	31.4	0.019 756	0.000 790	0.282 903	0.000 202	5.32	492	768	-0.98
TW1-10	31.8	0.025 115	0.001 016	0.282 896	0.000 182	5.05	506	786	-0.97
TW1-11	31.0	0.028 173	0.001 034	0.282 869	0.000 575	4.08	544	847	-0.97
TW1-12	30.8	0.022 155	0.000 834	0.282 876	0.000 414	4.35	531	830	-0.97
平均值		0.024 336	0.000 924	0.282 879	0.000 427	4.44	529	824	-0.97
TW2-1	30.6	0.022 125	0.000 949	0.282 935	0.000 575	6.40	450	698	-0.97
TW2-2	30.1	0.031 536	0.001 251	0.282 902	0.000 581	5.25	499	772	-0.96
TW2-3	31.4	0.049 013	0.001 810	0.282 945	0.001 201	6.76	445	676	-0.95
TW2-4	29.9	0.023 817	0.001 005	0.282 923	0.000 365	5.97	467	725	-0.97
TW2-5	29.9	0.037 063	0.001 391	0.282 912	0.001 088	5.59	487	750	-0.96
TW2-6	30.8	0.039 600	0.001 401	0.282 920	0.001 142	5.89	476	732	-0.96
TW2-7	31.3	0.027 207	0.001 076	0.282 927	0.000 412	6.14	462	716	-0.97
TW2-8	31.4	0.015 373	0.000 662	0.282 912	0.000 282	5.63	478	749	-0.98
TW2-9	31.0	0.023 873	0.000 916	0.282 952	0.001 216	7.02	425	659	-0.97
TW2-10	30.8	0.034 064	0.001 380	0.282 948	0.000 425	6.86	436	669	-0.96
TW2-11	30.7	0.030 382	0.001 267	0.282 926	0.000 326	6.11	465	717	-0.96
平均值		0.030 368	0.001 192	0.282 927	0.000 692	6.15	463	715	-0.96

表 3 桑日地区渐新世花岗质岩石主量(w<sub>B</sub>/%)、微量和稀土元素(w<sub>B</sub>/10<sup>-6</sup>)分析结果

Table 3 Analyzed data of major (w<sub>B</sub>/%), trace and rare earth element (w<sub>B</sub>/10<sup>-6</sup>) concentrations of Oligocene granitic rocks in Sangri area

岩性 样号	石英二长闪长岩						二长花岗岩			正长花岗岩			
	SR1	SR2	SR3	SR4	SR5	SR6	SR7	SR8	SR9	SR10	SR11	SR12	SR13
SiO <sub>2</sub>	62.37	62.11	62.77	59.99	63.66	65.47	69.94	71.71	75.52	77.55	77.65	77.76	78.06
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.63	0.60	0.65	0.60	0.59	0.35	0.27	0.19	0.02	0.02	0.03	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.92	16.02	16.12	16.71	15.61	15.63	14.65	14.27	13.77	12.75	12.79	12.52	12.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.74	1.88	1.73	2.92	2.20	1.63	1.45	1.10	0.36	0.23	0.20	0.71	0.43
FeO	3.71	3.76	3.17	3.37	3.18	2.82	1.42	0.91	0.17	0.28	0.39	0.07	0.15
MnO	0.085	0.099	0.085	0.120	0.095	0.076	0.059	0.073	0.008	0.066	0.038	0.045	0.060
MgO	2.56	2.51	2.35	2.93	2.38	2.00	1.18	0.57	0.11	0.11	0.09	0.12	0.09
CaO	3.98	4.87	4.25	4.82	4.59	3.21	2.49	0.95	0.52	0.25	0.18	0.27	0.27
Na <sub>2</sub> O	3.20	3.23	3.40	3.39	3.23	3.12	3.43	3.74	4.39	4.02	2.93	3.66	3.85
K <sub>2</sub> O	3.91	3.29	3.67	3.31	3.24	3.98	4.49	5.73	4.33	4.14	4.44	4.16	4.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.15	0.19	0.18	0.15	0.16	0.11	0.10	0.06	0.03	0.03	0.04	0.03
烧失	1.53	1.31	1.50	1.45	0.93	1.17	0.33	0.47	0.48	0.53	1.22	0.61	0.55
总量	99.85	99.85	99.85	99.84	99.87	99.85	99.89	99.89	99.91	99.98	99.97	99.98	99.98
FeO <sup>T</sup>	5.28	5.45	4.73	6.00	5.16	4.29	2.72	1.90	0.49	0.49	0.57	0.71	0.54
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	7.11	6.52	7.07	6.70	6.47	7.10	7.92	9.47	8.72	8.16	7.37	7.82	7.92
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.22	1.02	1.08	0.98	1.00	1.28	1.31	1.53	0.99	1.03	1.52	1.14	1.06



续表 3

Continued Table 3

岩性	石英二长闪长岩						二长花岗岩			正长花岗岩			
样号	SR1	SR <sup>2</sup>	SR3	SR4	SR5	SR6	SR7	SR8	SR9	SR10	SR11	SR12	SR13
Mg <sup>#</sup>	55.16	54.34	56.92	60.78	57.16	55.83	59.70	52.75	53.56	41.19	29.15	75.34	51.68
A/NK	1.68	1.81	1.69	1.82	1.77	1.66	1.40	1.16	1.16	1.15	1.33	1.19	1.15
A/CNK	0.95	0.90	0.93	0.93	0.91	1.02	0.98	1.01	1.07	1.10	1.29	1.14	1.10
AR	2.11	1.91	2.06	1.90	1.94	2.21	2.72	4.29	4.13	4.37	3.63	4.15	4.33
DI	66.48	63.42	67.26	61.31	65.86	72.18	81.37	91.12	95.59	96.53	95.12	95.85	96.46
La	33.77	21.11	32.26	26.51	22.82	28.27	44.20	53.31	32.26	5.76	5.19	5.13	4.57
Ce	60.41	47.84	59.19	52.02	41.63	56.88	69.68	86.18	63.54	11.49	10.22	10.48	8.70
Pr	7.82	5.34	7.57	6.99	5.53	7.02	8.16	10.51	5.36	1.62	1.57	1.46	1.19
Nd	29.85	21.26	28.61	26.40	21.19	25.91	28.25	35.02	16.29	5.69	5.61	5.13	4.05
Sm	5.55	4.17	5.34	5.18	4.42	5.16	4.70	5.50	2.82	1.58	1.66	1.63	1.20
Eu	1.14	0.91	1.16	1.18	0.99	1.10	0.84	0.80	0.39	0.02	0.05	0.03	0.03
Gd	4.80	3.67	4.55	4.13	3.75	4.36	4.56	5.10	3.07	1.39	1.53	1.59	1.32
Tb	0.76	0.66	0.69	0.68	0.65	0.67	0.63	0.63	0.41	0.30	0.35	0.37	0.34
Dy	3.86	3.79	3.54	4.13	3.68	3.59	3.22	2.89	2.13	1.96	2.39	2.52	2.47
Ho	0.70	0.72	0.64	0.81	0.70	0.69	0.61	0.52	0.38	0.37	0.47	0.49	0.45
Er	1.95	2.02	1.85	2.38	2.02	1.98	1.78	1.54	1.08	1.04	1.32	1.34	1.25
Tm	0.30	0.33	0.29	0.46	0.34	0.32	0.29	0.25	0.17	0.20	0.25	0.23	0.22
Yb	1.95	2.09	1.85	2.77	2.38	2.32	1.98	1.59	1.08	1.07	1.42	1.44	1.32
Lu	0.31	0.35	0.30	0.42	0.34	0.33	0.34	0.27	0.18	0.14	0.19	0.19	0.17
Y	20.99	21.91	19.78	22.39	20.94	20.11	18.23	16.14	10.01	10.95	15.29	13.79	13.38
Rb	154	96	113	114	110	185	185	255	98	111	118	104	104
Ba	485.00	492.00	500.00	499.00	459.00	508.00	434.00	504.00	411.00	25.19	45.78	34.27	35.32
Th	27.93	18.74	46.88	13.91	15.48	29.47	36.93	52.51	67.41	3.23	4.20	3.11	2.30
U	9.94	3.52	5.00	2.30	2.81	4.28	5.85	8.80	4.36	0.44	0.96	0.77	0.44
K	32 568	27 411	30 596	27 543	27 036	33 126	37 418	47 734	36 080	34 506	37 014	34 658	33 927
Ta	0.74	0.49	0.69	0.84	0.88	0.76	1.18	1.85	1.54	0.89	0.66	0.91	0.90
Nb	10.42	6.35	9.40	7.41	6.08	8.07	11.52	23.51	27.71	8.06	6.55	9.18	8.13
Sr	461.00	362.00	500.00	457.00	342.00	334.00	315.00	215.00	145.00	15.47	26.01	16.45	16.74
P	896	643	846	807	649	713	487	428	267	143	120	155	123
Zr	81.9	153.9	67.3	63.5	85.0	90.8	80.2	142.1	148.3	30.3	31.1	29.9	34.2
Hf	2.50	5.01	2.14	2.04	2.95	3.32	3.10	4.61	6.04	1.72	1.71	1.76	1.91
Ti	3 894	3 782	3 613	3 902	3 622	3 531	2 105	1 620	1 131	109	91	174	203
La/Nb	3.24	3.32	3.43	3.58	3.75	3.50	3.84	2.27	1.16	0.71	0.79	0.56	0.56
Zr/Hf	32.78	30.71	31.43	31.11	28.80	27.35	25.87	30.82	24.55	17.62	18.19	17.01	17.92
Rb/Sr	0.33	0.27	0.23	0.25	0.32	0.55	0.59	1.19	0.68	7.21	4.54	6.35	6.24
Sr/Y	21.96	16.52	25.28	20.41	16.33	16.61	17.28	13.32	14.49	1.41	1.70	1.19	1.25
Eu/Eu <sup>*</sup>	0.66	0.70	0.70	0.75	0.72	0.69	0.55	0.45	0.40	0.04	0.09	0.06	0.07
LREE	138.5	100.6	134.1	118.3	96.6	124.3	155.8	191.3	120.7	26.2	24.3	23.9	19.7
HREE	35.6	35.5	33.5	38.2	34.8	34.4	31.6	28.9	18.5	17.4	23.2	22.0	20.9
ΣREE	174.2	136.2	167.6	156.5	131.4	158.7	187.5	220.3	139.2	43.6	47.5	45.8	40.7
LREE/HREE	3.89	2.83	4.01	3.10	2.78	3.62	4.93	6.61	6.52	1.50	1.05	1.09	0.94
(La/Yb) <sub>N</sub>	12.42	7.25	12.51	6.86	6.88	8.74	16.01	24.05	21.43	3.86	2.62	2.56	2.48
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.93	3.27	3.90	3.30	3.33	3.54	6.07	6.26	7.39	2.35	2.02	2.03	2.46
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.04	1.45	2.03	1.23	1.30	1.55	1.91	2.65	2.35	1.07	0.89	0.91	0.83
t <sub>Zr</sub> /°C	707	749	690	681	706	727	719	771	785	668	681	670	677

注：Mg<sup>#</sup> = 100 \* (MgO/40.3044) / [MgO/40.3044 + (FeO + 0.899 8 × Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) / 71.9464]；t<sub>Zr</sub> 为计算的锆石饱和温度，计算公式见 Watson and Harrison, 1983。

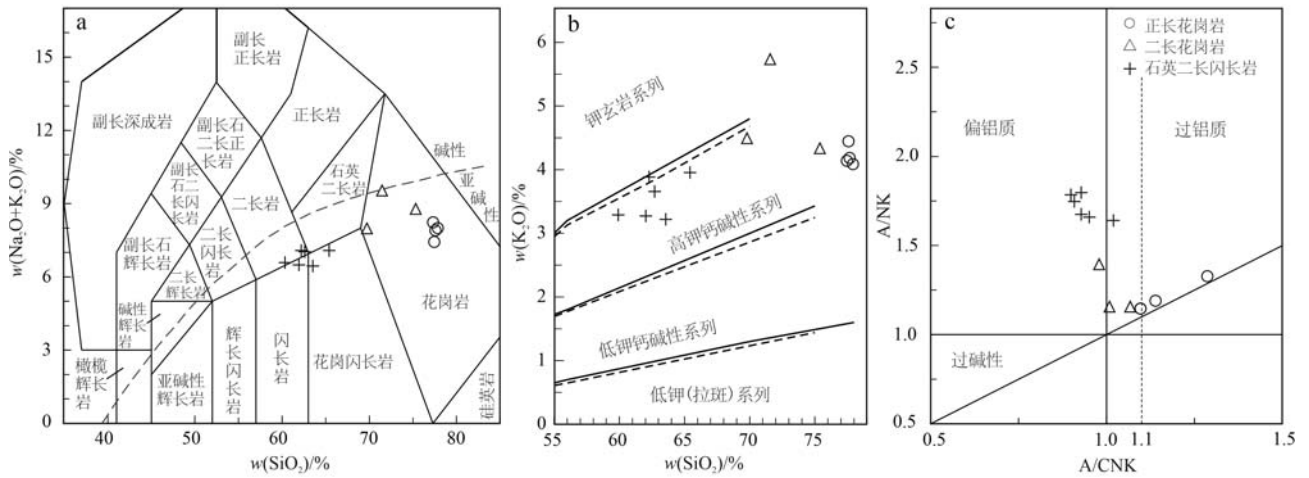
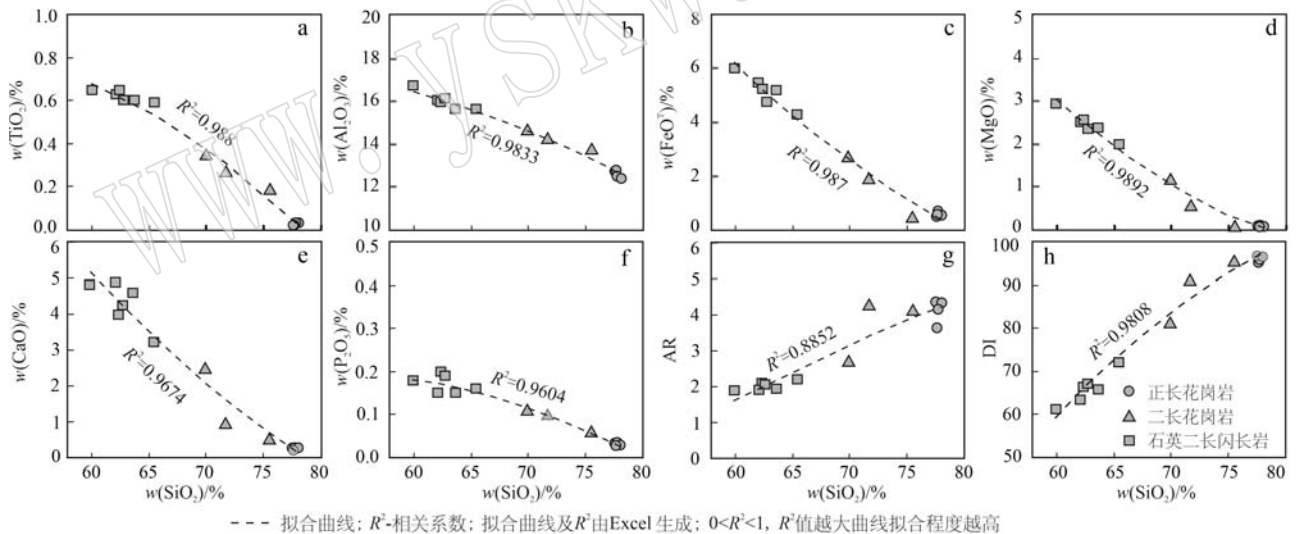


图 4 桑日地区渐新世花岗质岩石岩石化学判别图解

Fig. 4 Petrochemistry discrimination diagrams of Oligocene granitic rocks in Sangri area

a—TAS 图解 (据 Middlemost, 1994); b— $K_2O-SiO_2$  图解 (实线据 Peccerillo and Taylor, 1976; 虚线据 Middlemost, 1985); c— $A/NK-A/CNK$  图解 (据 Maniar and Piccoli, 1989)

a—TAS diagram (after Middlemost, 1994); b— $K_2O-SiO_2$  diagram (full line after Peccerillo and Taylor, 1976; dotted line after Middlemost, 1985); c— $A/NK-A/CNK$  diagram (after Maniar and Piccoli, 1989)



--- 拟合曲线;  $R^2$ -相关系数; 拟合曲线及  $R^2$  由 Excel 生成;  $0 < R^2 < 1$ ,  $R^2$  值越大曲线拟合程度越高

图 5 桑日地区渐新世花岗质岩石主要元素 Harker 图解

Fig. 5 Major elements Harker diagrams of Oligocene granitic rocks in Sangri area

集中在 1.23~2.04 之间,反映岩石为轻稀土元素富集型,轻稀土元素分异较重稀土元素分异显著。稀土元素配分曲线向右缓倾,  $Eu/Eu^*$  为 0.66~0.75, 钕亏损微弱,显示弱负异常特征(图 6a)。二长花岗岩的稀土元素总量  $\Sigma REE$  集中在  $139.2 \times 10^{-6}$  ~  $220.3 \times 10^{-6}$  之间,  $LREE/HREE$  值集中在 4.93~6.61 之间,  $(La/Yb)_N$  集中在 16.01~24.05 之间,  $(La/Sm)_N$  主要集中在 6.07~7.39 之间,  $(Gd/Yb)_N$

主要集中在 1.91~2.65,反映岩石为轻稀土元素富集型,轻稀土元素分异较重稀土元素分异显著。稀土元素配分曲线向右缓倾,  $Eu/Eu^*$  主要集中在 0.40~0.55, 钕亏损明显,显示较强负异常特征(图 6a)。正长花岗岩的稀土元素总量  $\Sigma REE$  为  $40.7 \times 10^{-6}$  ~  $47.5 \times 10^{-6}$ ,  $LREE/HREE$  值为 0.94~1.50,  $(La/Yb)_N$  为 2.48~3.86,  $(La/Sm)_N$  为 2.02~2.46,  $(Gd/Yb)_N$  为 0.83~1.07, 反映岩石为轻稀土元素弱富集型,轻



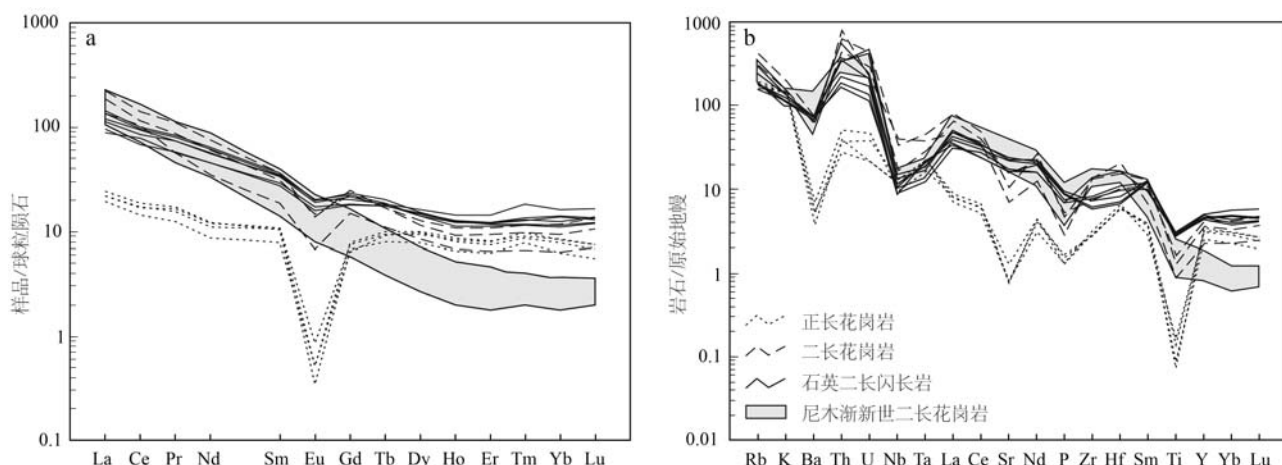


图6 桑日地区渐新世花岗质岩石稀土元素球粒陨石标准化配分图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b) [标准化值据 Sun and McDonough (1989); 尼木渐新世二长花岗岩资料据林蕾等 (2018)]

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive-mantle normalized spider (b) diagrams of Oligocene granitic rocks in Sangri area (the values for normalization from Sun and McDonough, 1989; data of the Oligocene monzogranites in Nyemo are from Lin Lei *et al.*, 2018)

稀土元素分异较重稀土元素分异略显著。稀土元素配分曲线呈平缓的“海鸥型”。 $Eu/Eu^*$  主要集中在 0.04~0.09, 钕亏损显著, 显示强烈的负异常特征 (图 6a)。

原始地幔标准化的蛛网图 (图 6b) 显示石英二长闪长岩、二长花岗岩相对富集 Rb 和亏损 Ba、Sr 等大离子亲石元素, 富集 Th、U 和亏损 Nb、Ta、P、Ti 等高场强元素及富集 La、Ce、Nd、Sm 等轻稀土元素。

正长花岗岩相对富集 Rb 和亏损 Ba、Sr 等大离子亲石元素, 富集 Th、U、Ta、Hf 和亏损 Nb、P、Ti 等高场强元素及富集轻稀土元素 Nd、Sm。

在稀土、微量元素 Harker 图解 (图 7) 中, 样品  $SiO_2$  含量与 Eu、HREE 总量、大离子亲石元素 (Rb+Ba+Sr)、高场强元素 (Th+U+Ta+Nb+P+Zr+Hf+Ti) 等呈良好的负相关性,  $R^2$  均大于 0.90, 耦合程度较高, 同源岩浆演化特征明显。

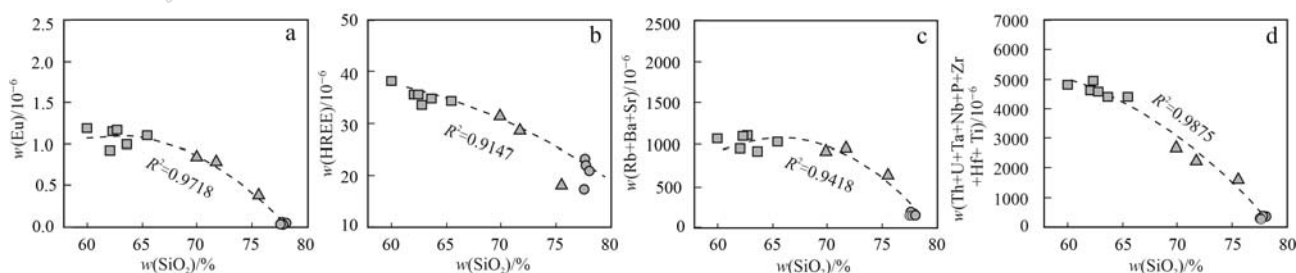


图7 桑日地区渐新世花岗质岩石稀土、微量元素 Harker 图解 (图例同图 5)

Fig. 7 Rare earth and trace elements Harker diagrams of Oligocene granitic rocks in Sangri area (symbols are same as Fig. 5)

## 4 讨论

### 4.1 岩石成因类型

采用最常用的 ISMA 花岗岩分类方案, 对桑日地区渐新世花岗质岩石的成因类型进行了分析。铝饱和指数 ( $A/CNK$ ) 通常作为划分 I 型和 S 型花岗岩的一个标志 (White and Chappell, 1983), 该期岩石多

数样品的铝饱和指数  $A/CNK$  主要集中在 0.90~1.10 之间, 具准铝质-弱过铝质 I 型花岗岩特征, 仅两件样品大于 1.10, 具过铝质 S 型花岗岩特征。在 Harker 图解 (图 5、图 7) 中,  $SiO_2$  与主量、稀土、微量元素具有明显的相关性, 代表渐新世花岗质岩石为同源岩浆演化的产物, 其成因类型应该一致。在  $(Zr+Nb+Ce+Y)-FeO^T/MgO$  图解 (图 8a) 中, 多数样品投在未分异的 I、S、M 型花岗岩区; 5 件样品投在高

分异花岗岩区,对应岩石主要为强过铝质正长花岗岩,吴福元等(2017)认为强过铝花岗岩作为独立的一类岩石,不宜简单地将其归于S型,很可能有部分是高度分异成因的,且其中有部分可能是I型花岗岩。此外,花岗岩中 $P_2O_5$ 含量是比铝饱和指数更可靠的判别初始岩浆来自于火成岩还是沉积岩的指标,I型花岗岩中 $SiO_2$ 与 $P_2O_5$ 具明显负相关性,而S

型花岗岩中 $P_2O_5$ 随 $SiO_2$ 的增加呈增高或基本不变的趋势(Li *et al.*, 2007)。桑日地区渐新世花岗质岩石样品的 $P_2O_5$ 含量较低,集中在0.03%~0.20%之间,与 $SiO_2$ 具有很好的负相关性,并与I型花岗岩演化趋势基本一致(图8b)。以上特征表明,区内渐新世花岗质岩石应属I型花岗岩,岩浆演化后期的正长花岗岩则具高分异I型花岗岩特征。

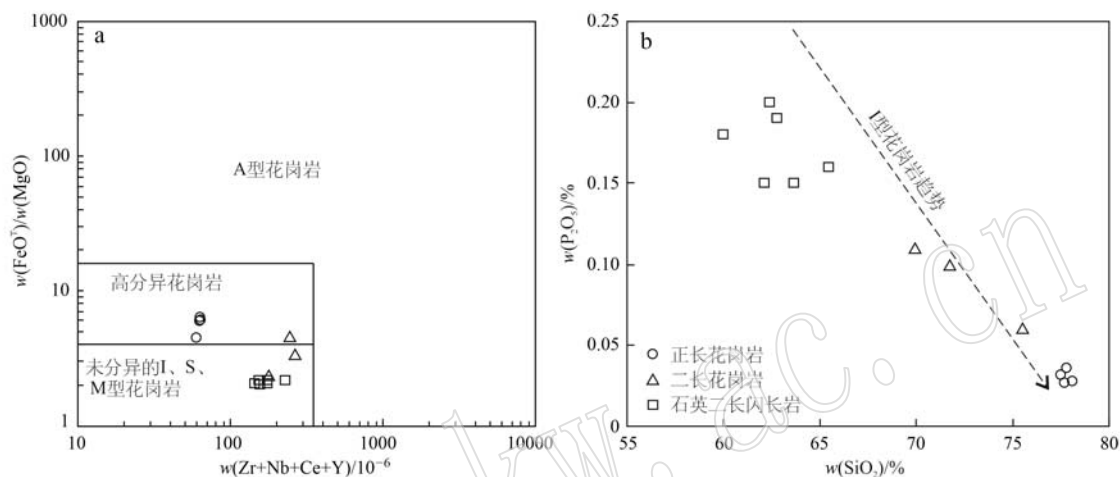


图8 桑日地区渐新世花岗质岩石成因图解(图例同图4)

Fig. 8 Petrogenetic diagrams of Oligocene granitic rocks in Sangri area (symbols are same as Fig. 4)

a—(Zr+Nb+Ce+Y)- $FeO^T$ /MgO 图解(据 Whalen *et al.*, 1987); b— $SiO_2$ / $P_2O_5$  图解(据 Chappell and White, 1992)

a—(Zr+Nb+Ce+Y)- $FeO^T$ /MgO diagram (after Whalen *et al.*, 1987); b— $SiO_2$ / $P_2O_5$  diagram (after Chappell and White, 1992)

依据岩石化学特征,前人认为西藏卧龙、努日、冲木达-程巴、曲果沙、尼木等地渐新世花岗岩为高Sr/Y 埃达克质岩石(Harrison *et al.*, 2000; Chung *et al.*, 2009; 姜子琦等, 2011; Hou *et al.*, 2012; Guan *et al.*, 2012; Chen *et al.*, 2015; 尚振等, 2016; Ma *et al.*, 2017; 林蕾等, 2018; 申宇等, 2020)。研究区内渐新世花岗质岩石与尼木渐新世二长花岗岩(林蕾等, 2018)的地球化学特征差异明显,且Eu 呈负异常特征(图6),多数样品Sr/Y 集中在1.19~17.30,仅3件样品Sr/Y 大于20,与典型的埃达克质岩石差异明显(Defant and Drummond, 1990)。

#### 4.2 岩浆源区

通过野外调查,桑日地区渐新世花岗质岩石中暗色包体较为发育,呈椭圆状、条带状或不规则状,与寄主岩石间界线“模糊”,呈渐变过渡关系,包体内可见寄主岩中的长石捕虏晶,并可见长石斑晶横跨包体与寄主岩石分布(图2b),指示二者曾塑性共存。以上特征指示,渐新世花岗质岩石可能为幔源

基性岩浆与其诱发地壳部分熔融混合而成,暗色包体可能代表了壳幔岩浆不均匀混合的产物(林蕾等, 2018)。在 $FeO^T$ -MgO 图解中,渐新世花岗质岩石显示耦合效果较好的岩浆混合演化趋势(图9a),同样说明该期侵入岩由岩浆混合所致。

锆石饱和温度( $t_{Zr}/^{\circ}C$ )可以大致反映花岗质岩石液相线的温度,对估算岩浆初始温度提供了可能(Watson and Harrison, 1983)。渐新世石英二长闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩锆石饱和温度分别主要集中在681~749 $^{\circ}C$ 、719~785 $^{\circ}C$ 和668~681 $^{\circ}C$ 之间,平均值在700 $^{\circ}C$ 左右,可能代表了熔体形成的初始温度。 $Mg^{\#}$ 常作为判断幔源原生岩浆的重要指标,由地幔经部分熔融形成的原生玄武岩 $Mg^{\#} > 65$ (Hess, 1992),并且实验研究表明,不同类型的玄武岩部分熔融产生的熔体 $Mg^{\#}$ 相对较低,通常不会高于40(Rapp and Watson, 1995),即玄武质下地壳部分熔融产生的熔体 $Mg^{\#}$ 不会高于40。桑日地区渐新世花岗质岩石样品 $Mg^{\#}$ 主要集中在41.19~60.78之间,平均值54.46,具壳幔混源特征。



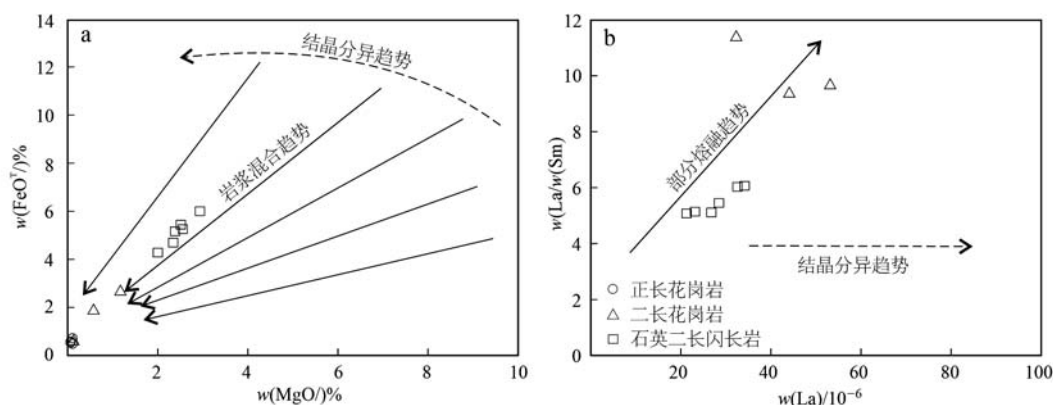


图9 桑日地区渐新世花岗质岩石  $\text{FeO}^{\text{T}}$ - $\text{MgO}$  图解(据 Zorpi *et al.*, 1991)和  $\text{La}/\text{Sm}$ - $\text{La}$  图解(据 Allègre and Minster, 1978)

Fig. 9  $\text{FeO}^{\text{T}}$ - $\text{MgO}$  diagram (after Zorpi *et al.*, 1991) and  $\text{La}/\text{Sm}$ - $\text{La}$  diagram (after Allègre and Minster, 1978) of Oligocene granitic rocks in Sangri area

由于花岗岩浆在结晶分异过程中将导致  $\text{Cr}$ 、 $\text{Ni}$ 、 $\text{Co}$ 、 $\text{Sr}$ 、 $\text{Ba}$  和  $\text{Zr}$  等微量元素的显著降低,以及  $\text{Li}$ 、 $\text{Rb}$  和  $\text{Cs}$  等含量的显著增高 (Gelman *et al.*, 2014; Lee and Morton, 2015),为了避免造成误导,在微量元素比值分析过程中,与石英二长闪长岩、二长花岗岩相关同源岩浆演化而来的高分异正长花岗岩样品将不参与分析讨论。桑日地区渐新世花岗质岩石(石英二长闪长岩、二长花岗岩)的  $\text{Zr}/\text{Hf}$  值在 24.55 ~ 32.78 之间,平均值为 29.27,均小于地壳  $\text{Zr}/\text{Hf}$  平均值 (~35.5) (Rudnick and Gao, 2014),高于幔源岩石  $\text{Zr}/\text{Hf}$  平均值 (~10) (Weyer *et al.*, 2003)。 $\text{Rb}/\text{Sr}$  值是表征源岩的一个重要参数,幔源岩浆  $\text{Rb}/\text{Sr}$  值小于 0.05,壳幔混源介于 0.05 ~ 0.5 之间,大于 0.5 则以壳源为主(汤鸿伟等, 2019),除 1 件样品外,  $\text{Rb}/\text{Sr}$  值为 0.23 ~ 0.68,平均值为 0.40,具壳幔混源岩石特征。 $\text{La}/\text{Sm}$ - $\text{La}$  图解中,多数样品在部分熔融趋势线附近(图 9b),表明渐新世花岗质岩石在形成过程中经历了部分熔融作用。

锆石  $\text{Hf}$  同位素在地质演化与岩浆岩物源示踪方面具有很好的优越性(吴福元等, 2007)。在锆石  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  值与模式年龄直方图(图 10a)中,石英二长闪长岩与二长花岗岩具相似或相近的二阶段模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  值,  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  值(石英二长闪长岩; 3.34 ~ 5.35)、二长花岗岩(二长花岗岩; 5.25 ~ 7.02)的差异可能与岩浆演化过程中混入不同类型的地壳物质有关。在锆石  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  值与  $\text{U}-\text{Pb}$  年龄关系图(图 10b)中,样品点均落在亏损地幔线以下,且  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  内碰撞始于 40 Ma 左右,并将其划分为晚碰撞期(40

均为正值,考虑到花岗岩大多是地壳衍生的,其锆石的正  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  值和负  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  值表明分别来自新生地壳和古老地壳的部分熔融(Kinny and Maas, 2003)。冲木达、程巴、曲林等渐新世高  $\text{Sr}/\text{Y}$  值岩浆岩主要源于拉萨地体下地壳的部分熔融(姜子琦等, 2011; 尚振等, 2016; 申宇等, 2020)。与桑日地区渐新世花岗质岩相比,具有相似的  $\varepsilon\text{Hf}(t)$  值域范围,代表桑日地区渐新世花岗质岩同样源于拉萨下地壳的部分熔融,而  $\text{Sr}/\text{Y}$  值的差异可能与继承源区关系密切。所以,桑日地区渐新世花岗质岩与拉萨地体同时代高  $\text{Sr}/\text{Y}$  值岩石可能具有相同的源区,为不同阶段演化的产物。

南冈底斯带同碰撞(70/65 ~ 40 Ma)花岗岩中有着丰富的岩浆底侵作用与岩浆混合作用证据,这两种作用,通过岩浆作用实现壳-幔间物质和能量的交换,是重要的大陆地壳生长方式(莫宣学, 2011)。桑日地区渐新世花岗质岩石与其包体、岩石地球化学特征、 $\text{Hf}$  同位素分析等指示该期侵入岩为幔源基性岩浆和其底侵诱发地壳部分熔融的熔体混合而成,源岩主要源于拉萨地体下地壳。该期岩浆事件的存在,进一步证实冈底斯岩基是一个多期多阶段形成的复式巨型花岗岩岩基。

### 4.3 构造背景

前人研究认为(Chung *et al.*, 2005; Mo *et al.*, 2008, 2009)新特提斯洋洋壳消失,印度-亚洲大陆完全接触进入陆内运动阶段的时间开始于约 40 Ma 左右。侯增谦等(2006)同样认为印度-亚洲大陆陆 ~ 26 Ma)和后碰撞期(25 ~ 0 Ma)两个阶段。晚碰撞

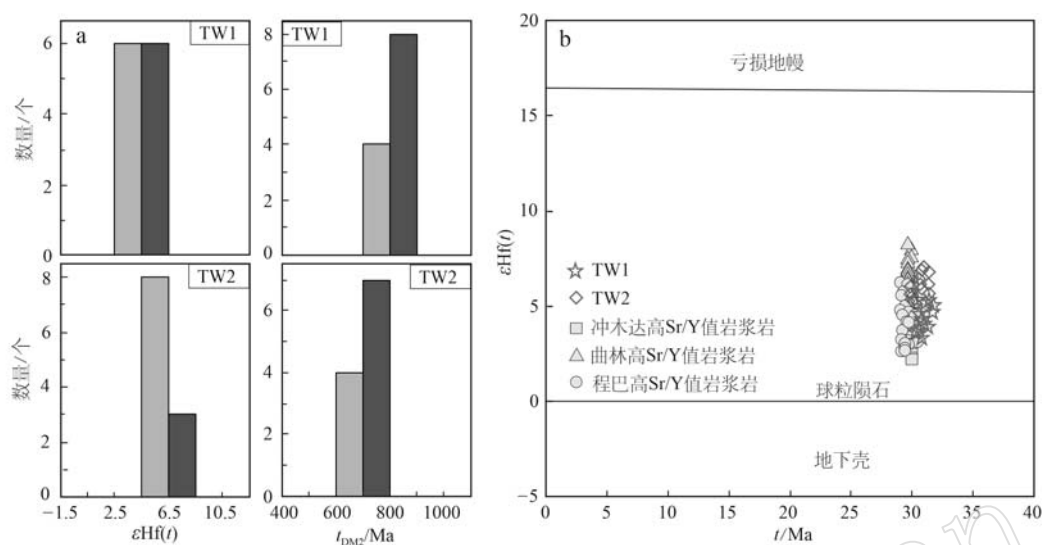


图 10 桑日地区渐新世花岗质岩石锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值与  $t_{\text{DM2}}$  直方图(a)和锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$  图解(b)

Fig. 10 Zircon  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  and  $t_{\text{DM2}}$  histograms(a),  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$  diagram(b) of Oligocene granitic rocks in Sangri area

数据来源: 冲木达高 Sr/Y 值岩浆岩(姜子琦等, 2011); 程巴高 Sr/Y 值岩浆岩(尚振等, 2016); 曲林高 Sr/Y 值岩浆岩(申宇等, 2020)

data source: high Sr/Y igneous rocks from Chongmuda are from Jiang Ziqi *et al.* (2011), high Sr/Y igneous rocks from Chengba are from Shang Zhen *et al.* (2016) and high Sr/Y igneous rocks from Qulin are from Shen Yu *et al.* (2020)

造山作用发生于印度与亚洲大陆的持续汇聚和 SN 向挤压背景之下, 以陆内俯冲、大规模逆冲推覆、走滑断裂系统的发育为特征。赵珍等(2017)通过对泽当地区磷灰石裂变径迹年龄的研究表明, 受晚碰撞造山作用影响, 与研究区西邻的泽当 II 区在 30~27 Ma 之间经历了快速抬升冷却, 该时期与冈底斯南缘逆冲断层(GT)的启动时间(30.5 Ma)(Harrison *et al.*, 2000)基本一致, 同时与桑日地区渐新世花岗质岩石侵位时间基本重合。在此期间, 研究区沉积了一套渐新世-中新世大竹卡组( $E_3N_1d$ )磨拉石建造, 并且在构造主要体现为冈底斯南缘逆冲断层、近东西压性左行韧性剪切带及 SN 向挤压背景下形成的北东向、北西向共轭断裂系。在 SN 向挤压应力和左行剪切应力综合作用下, 北东向断裂多具有张性断裂特征, 并且控制了桑日地区渐新世花岗质岩石的展布形态(图 1c), 可能说明北东向张性断裂为桑日地区渐新世深部岩浆作用提供了重要通道。

在岩石地球化学上, 渐新世花岗质岩石均亏损高场强元素 Nb(图 6b), 指示俯冲带岩浆源区的地球化学特征(Green, 1980); 除正长花岗岩外, 其他岩石相对富集 Rb 和亏损 Ba、Sr 等大离子亲石元素, 富集 Th、U 等高场强元素及 La、Ce、Sm 等轻稀土元素; 相对亏损高场强元素 Nb、Ta、P、Ti 等。La/Nb 值为 1.16~3.84, 平均值为 3.12, 弧岩岩浆 La/Nb 值为

1~8, 平均值为 3(Condie, 1999), 以上特征与弧岩岩浆岩相似。正长花岗岩与石英二长闪长岩、二长花岗岩蛛网图(图 6b)的差异, 可能由于随着岩浆演化的进行, 混入了更多的壳源物质或板片流体参与程度降低所致。在 Sr/Y-Y 图解(图 11a)中, 样品主要落在经典岛弧区及其界线附近; 在 Nb-Y 图解(图 11b)中, 样品点局落入火山弧花岗岩+同碰撞花岗岩区; 在  $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$  图解(图 11c)中, 样品均落入与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类区及其界线附近; 在 Rb/10-Hf-3Ta 图解(图 11d)中, 多数样品落入碰撞大陆构造背景上的花岗岩区。以上特征指示, 桑日地区渐新世花岗质岩石既具碰撞背景花岗岩特征, 又具弧岩岩浆的岩石地球化学特征。

侯增谦等(2006)认为, 40 Ma 左右陡深俯冲的印度大陆板片因特提斯洋板片脱离而发生折返, 开始低角度俯冲(40~26 Ma), 导致高原内部的陆内俯冲、走滑剪切与地壳缩短, 使高原地壳双倍于正常地壳厚度, 造成冈底斯岩浆作用间断(40~26 Ma)。随着近年在冈底斯岩基中逐步对渐新世埃达克质岩石或 I 型花岗岩的发现, 继续沿用 40~26 Ma 印度大陆板片低角度俯冲模式已经较难对渐新世岩浆作用进行解释。Ji 等(2009)以冈底斯岩基现有锆石年代学的研究认为, 40~33 Ma 为印度大陆板片低角度俯冲阶段, 之后, 岩石圈的拆沉(delamination)或对流剥

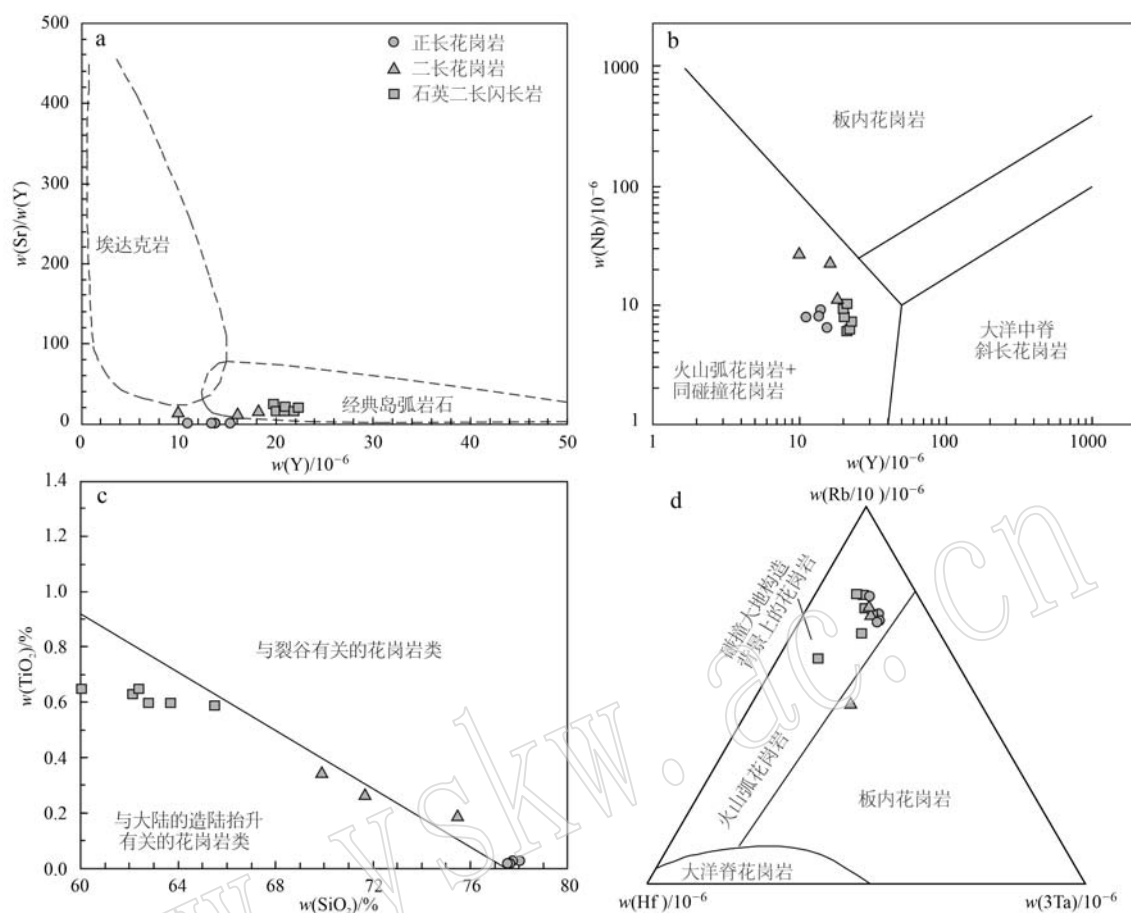


图 11 桑日地区渐新世花岗质岩石构造判别图

Fig. 11 Tectonic discrimination diagrams of Oligocene granitic rocks in Sangri area

a—Sr/Y-Y 图解(据 Defant and Drummond, 1990); b—Nb-Y 图解(据 Pearce *et al.*, 1984); c—TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> 图解(据 Maniar and Piccoli, 1989);d—Rb/10-Hf-3Ta 图解(据 Harris *et al.*, 1986)a—Sr/Y-Y diagram (after Defant and Drummond, 1990); b—Nb-Y diagram (after Pearce *et al.*, 1984); c—TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> diagram (after Maniar and Piccoli, 1989); d—Rb/10-Hf-3Ta diagram (after Harris *et al.*, 1986)

离(convective removal)诱发了 33~12 Ma 的岩浆活动。相比之下,用增厚岩石圈的拆沉或对流剥离模型来解释桑日地区渐新世花岗质岩石的诱发机制则更为合理。通过以上分析可以说明,桑日地区渐新世花岗质岩石形成于印度-亚洲大陆陆内碰撞的背景,由于印度大陆板片的拆沉或对流剥离,板片下沉释放了少量流体,以致拉萨地块岩石圈地幔局部熔融发生底侵作用并诱发地壳熔融形成混源岩浆,沿桑日地区北东向张性断裂就位,最终导致青藏高原陆壳进一步增生(图 12)。由于俯冲大陆地壳释放的流体量远低于大洋地壳俯冲带,以致大陆俯冲带之上的岩浆作用强度明显低于大洋俯冲带的弧型岩浆作用(郑永飞等, 2013)。所以,印度大陆板片拆侵位时代为渐新世,同时具有同源岩浆演化的岩石

沉过程中释放的流体量较少及受陆内碰撞造山使地壳缩短增厚的影响,导致冈底斯南缘渐新世岩浆活动强度较弱、相对规模较小。此外,区内渐新世花岗质岩石与尼木等地的埃达克质岩石均源于增厚岩石圈的拆沉或对流剥离诱发软流圈上涌底侵并诱发地壳熔融形成的混源岩浆,其岩石地球化学的差异可能与岩浆源区的性质有关。

## 5 结论

(1) 桑日地区渐新世花岗质岩石主要由石英二长闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩组成,加权平均年龄依次为  $31.2 \pm 0.5$  Ma、 $31.0 \pm 0.5$  Ma、 $29.0 \pm 0.1$  Ma, 地球化学特征和 Hf 同位素特征。



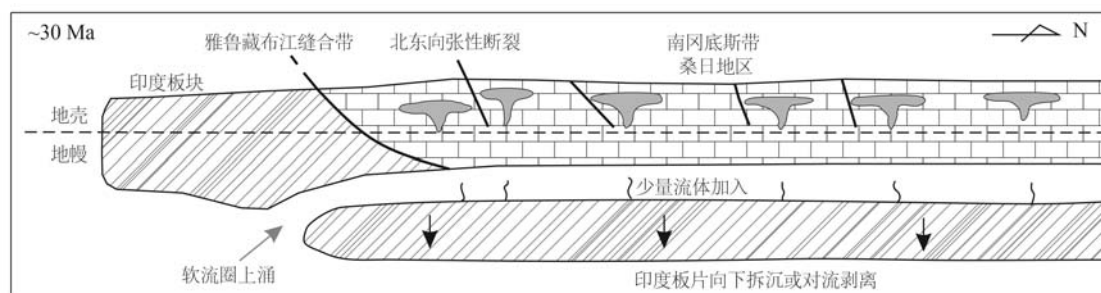


图 12 桑日地区渐新世花岗质岩石侵位模式图

Fig. 12 Emplacement model of Oligocene granitic rocks in Sangri area

(2) 桑日地区渐新世花岗质岩石具有较为明显的 I 型花岗岩演化趋势, 岩浆演化后期的正长花岗岩则具高分异 I 型花岗岩特征。

(3) 桑日地区渐新世花岗质岩石形成于印度-亚洲大陆陆内碰撞快速抬升的背景, 其形成机制为印度大陆板片的拆沉或对流剥离, 板片下沉过程中释放少量流体, 以致地幔局部熔融发生底侵作用并诱发拉萨地体下地壳熔融形成混源岩浆, 沿桑日地区北东向张性断裂就位, 最终导致青藏高原陆壳进一步增生, 丰富了青藏高原陆壳多期多阶段增生的演化历史。

**致谢** 感谢两位匿名审稿人和编辑在审稿过程中提供的宝贵意见。感谢西藏地质五队张林、何林武在项目中做出的奉献。感谢河北省区域地质调查院实验室徐翠老师及中国地质调查局成都地质调查中心胡志中老师在样品测试分析过程中提供的帮助, 潘志龙教授级高级工程师在论文编写过程中提出了宝贵意见, 在此一并表示感谢。

## References

- Allègre C J and Minster J F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1): 1~25.
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, *et al.* 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602~622.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. *Transactions of the Royal Society Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1~2): 1~26.
- Chen J L, Xu J F, Zhao W X, *et al.* 2011. Geochemical variations in Miocene adakitic rocks from the western and eastern Lhasa terrane: Implications for lower crustal flow beneath the Southern Tibetan Plateau[J]. *Lithos*, 125(3~4): 928~939.
- Chen L, Qin K Z, Li G M, *et al.* 2015. Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of the Nuri intrusive rocks in the Gangdese area, southern Tibet: Constraints on timing, Petrogenesis, and tectonic transformation[J]. *Lithos*, 212~215: 379~396.
- Chung S L, Chu M F, Ji J Q, *et al.* 2009. The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet: Geochemical and zircon Hf isotopic constraints from postcollisional adakites[J]. *Tectonophysics*, 477(1~2): 36~48.
- Chung S L, Chu M F, Zhang Y Q, *et al.* 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism[J]. *Earth-Science Reviews*, 68: 173~196.
- Condie K C. 1999. Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust[J]. *Lithos*, 46(1): 95~101.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 347: 662~665.
- Ding Lin, Spicer R A, Yang Jian, *et al.* 2017. Quantifying the rise of the Himalaya orogen and implications for the South Asian monsoon[J]. *Geology*, 45 (3): 215~218.
- Dong Hanwen, Xu Zhiqin, Zhou Xin, *et al.* 2016. Active timing and tectonic evolution of the eastern segment of the Great Counter thrust in the northern margin of the Himalayan Orogen Belt[J]. *Acta Geologica Sinica*, 90(11): 3 011~3 022 (in Chinese with English abstract).
- Gao Jianfeng, Lu Jianjun, Lai Mingyuan, *et al.* 2003. Analysis of trace elements in rock samples using HR-ICPMS[J]. *Journal of Nanjing University (Natural Science)*, 39(6): 844~850 (in Chinese with English abstract).
- Gao Y F, Yang Z S, Santosh M, *et al.* 2010. Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet[J]. *Lithos*, 119(3~4): 651~663.
- Gelman S E, Deering C D, Bachmann O, *et al.* 2014. Identifying the

- crystal graveyards remaining after large silicic eruptions [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 403: 299~306.
- Green T H. 1980. Island arc and continent building magmatism—A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry[J]. *Tectonophysics*, 63: 367~385.
- Guan Q, Zhu D C, Zhao Z D, *et al.* 2012. Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese Batholith[J]. *Gondwana Research*, 21(1): 88~99.
- Guo Z F, Wilson M, Zhang M L, *et al.* 2015. Post-collisional ultrapotassic mafic magmatism in South Tibet: Products of partial melting of pyroxenite in the mantle wedge induced by roll-back and delamination of the subducted Indian continental lithosphere slab[J]. *Journal of Petrology*, 56(7): 1 365~1 406.
- Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[J]. *Geological Society*, 19(1): 67~81.
- Harrison T M, Yin A, Grove M, *et al.* 2000. The Zedong window: A record of superposed Tertiary convergence in southeastern Tibet[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B8): 19 221~19 230.
- Hess P C. 1992. Phase Equilibria Constraints on the Origin of Ocean Floor Basalts[C]//Morgan J P, Blackman D K and Sinton J M. *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 71: 67~102.
- Hou Z Q, Duan L F, Lu Y J, *et al.* 2015. Lithospheric Architecture of the Lhasa terrane and its control on ore deposits in the Himalayan-Tibetan Orogen[J]. *Economic Geology*, 110(6): 1 541~1 575.
- Hou Zengqian, Mo Xuanxue, Gao Yongfeng, *et al.* 2006. Early processes and tectonic model for the Indian-Asian continental collision: Evidence from the Cenozoic Gangdese igneous rocks in Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(9): 1 233~1 248 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Zheng Y C, Zeng L S, *et al.* 2012. Eocene-Oligocene granitoids in southern Tibet: Constraints on crustal anatexis and tectonic evolution of the Himalayan orogen[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 349~350: 38~52.
- Hu X M, Garzanti E, Moore T, *et al.* 2015. Direct stratigraphic dating of India-Asia collision onset at the Selandian (Middle Paleocene, 59±1 Ma)[J]. *Geology*, 43(10): 859~862.
- Ji W Q, Wu F Y, Chung S L, *et al.* 2009. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet[J]. *Chemical Geology*, 262(3~4): 229~245.
- Ji W Q, Wu F Y, Liu C Z, *et al.* 2012. Early Eocene crustal thickening in southern Tibet: New age and geochemical constraints from the Gangdese batholith[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 82~95.
- Jiang Ziqi, Wang Qiang, Wyman D A, *et al.* 2011. Origin of ~30 Ma Chongmuda adakitic intrusive rocks in the southern Gangdese region, southern Tibet: Partial melting of the northward subducted Indian continent crust? [J]. *Geochimica*, 40(2): 126~146 (in Chinese with English abstract).
- Kang Z Q, Xu J F, Wilde S A, *et al.* 2014. Geochronology and geochemistry of the Sangri Group volcanic rocks, Southern Lhasa Terrane: Implications for the early subduction history of the Neo-Tethys and Gangdese magmatic arc[J]. *Lithos*, 200/201: 157~168.
- Kinny P D and Maas R. 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon[C]//Hancher J M and Hoskin P W O. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry of Zircon*, 53(1): 327~341.
- Lang X H, Deng Y L, Wang X H, *et al.* 2020. Geochronology and geochemistry of volcanic rocks of the Bima Formation, Southern Lhasa Subterranean, Tibet: Implications for Early Neo-Tethyan subduction[J]. *Gondwana Research*, 80: 335~349.
- Lee C T A and Morton D M. 2015. High silica granites: Terminal porosity and crystal settling in shallow magma chambers[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 409: 23~31.
- Li X H, Li W X and Li Z X. 2007. On the genetic classification and tectonic implications of the Early Yanshanian granitoids in the Nanling Range, South China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 52(14): 1 873~1 895.
- Lin Lei, Qiu Jiansheng, Wang Ruiqiang, *et al.* 2018. Magma mixing in Oligocene granites from Nyemo, Tibet: Implications for petrogenesis and continental crust accretion[J]. *Acta Geologica Sinica*, 92(12): 2 388~2 409 (in Chinese with English abstract).
- Liu D, Zhao Z D, DePaolo D J, *et al.* 2017. Potassic volcanic rocks and adakitic intrusions in southern Tibet: Insights into mantle-crust interaction and mass transfer from Indian plate[J]. *Lithos*, 268~271: 48~64.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, *et al.* 2010a. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55: 1 535~1 546.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, *et al.* 2010b. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51(1~2): 537~571.
- Ma L, Wang Q, Li Z X, *et al.* 2017. Subduction of Indian continent beneath southern Tibet in the latest Eocene (~35 Ma): Insights from the Quguosha gabbros in southern Lhasa block[J]. *Gondwana Research*

- search, 41: 77~92.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 101(5): 635~643.
- Middlemost E A K. 1985. Magmas and Magmatic Rocks[M]. Longman, London, 1~266.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth Science Research, 37: 215~224.
- Mo Xuanxue. 2011. Magmatism and evolution of the Tibetan Plateau[J]. Geological Journal of China Universities, 17(3): 351~367 (in Chinese with English abstract).
- Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, *et al.* 2009. Mantle input to the crust in southern Gangdese, Tibet, during the Cenozoic: Zircon Hf isotopic evidence[J]. Journal of Earth Science, 20(2): 241~249.
- Mo X X, Niu Y L, Dong G C, *et al.* 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet[J]. Chemical Geology, 250: 49~67.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 25(4): 956~983.
- Peccerillo R and Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63~81.
- Rapp R P and Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8~32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. Journal of Petrology, 36(4): 891~931.
- Rudnick R L and Gao S. 2014. Composition of the continental crust [C]//Holland H D and Turekian K K. Treatise on Geochemistry (2nd Edition). Amsterdam: Elsevier, 4: 1~51.
- Shang Zhen, Zeng Lingsen, Gao Li'e *et al.* 2016. Formation mechanism of the Chengba high Sr/Y granodiorite and enclaves in southern Gangdise region, southern Tibet [J]. Geological Bulletin of China, 35(1): 71~90 (in Chinese with English abstract).
- Shen Yu, Zeng Lingsen, Gao Jiahao, *et al.* 2020. Oligocene-Miocene high Sr/Y magmatism and implications for deep processes of Qulin pluton in Gangdese batholith, southern Tibet [J]. Acta Petrologica Sinica, 36(9): 2 646~2 666 (in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. London: Geological Society, Special Publications, 42: 313~345.
- Tang Hongwei, Hou Mingcai, Yang Wei, *et al.* 2019. Zircon LA-ICP-MS U-Pb age and geochemical characteristics of the Oligocene granitic rocks in central segment of Gangdese belt and its significance[J]. Geological Review, 65(6): 1 331~1 349 (in Chinese with English abstract).
- Wang R, Richards J P, Zhou L M, *et al.* 2015. The role of Indian and Tibetan lithosphere in spatial distribution of Cenozoic magmatism and porphyry Cu-Mo deposits in the Gangdese belt, southern Tibet [J]. Earth-Science Reviews, 150: 68~94.
- Wang X H, Lang X H, Tang J X, *et al.* 2019. Early-Middle Jurassic (182~170 Ma) Ruocuo adakitic porphyries, Southern margin of the Lhasa Terrane, Tibet: Implications for geodynamic setting and porphyry Cu-Au mineralization [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 173: 336~351.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types [J]. Earth and Planetary Science Letters, 64(2): 295~304.
- Weyer S, Münker C and Mezger K. 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: Implications for the differentiation history of the crust-mantle system [J]. Earth and Planetary Science Letters, 205(3~4): 309~324.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4): 407~419.
- White A J R and Chappell B W. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lanchlan fold belt, southeastern Australia [J]. Geological Society America Memoirs, 159(12): 21~34.
- Wu F Y, Ji W Q, Wang J G, *et al.* 2014. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints on the onset time of India-Asia collision [J]. American Journal of Science, 314: 548~579.
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Zheng Yongfei, *et al.* 2007. Lu-Hf isotopic systematic and their application in petrology [J]. Acta Petrologica Sinica, 23(2): 185~220 (in Chinese with English abstract).
- Wu Fuyuan, Liu Xiaochi, Ji Weiqiang, *et al.* 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research [J]. Science China Earth Sciences, 60: 1 201~1 219 (in Chinese with English abstract).
- Wu Fuyuan, Wan Bo, Zhao Liang, *et al.* 2020. Tethyan geodynamics [J]. Acta Petrologica Sinica, 36(6): 1 627~1 674 (in Chinese with English abstract).
- Xu Qian, Zeng Lingsen, Gao Jiahao, *et al.* 2019. Geochemical characteristics and genesis of the Miocene high Sr/Y intermediate-felsic magmatic rocks in eastern Gangdese batholith, southern Tibet [J]. Acta Petrologica Sinica, 35(6): 1 627~1 646 (in Chinese with English abstract).
- Xu Zhiqin, Wang Qin, Li Zhonghai, *et al.* 2016. Indo-Asian collision: Tectonic transition from compression to strike slip [J]. Acta Geologica Sinica, 90(1): 1~23 (in Chinese with English abstract).



- Xu Z Q, Wang Q, Pêcher A, *et al.* 2013. Orogen-parallel ductile extension and extrusion of the Greater Himalaya in the Late Oligocene and Miocene[J]. *Tectonics*, 32(2): 191~215.
- Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Geng Quanru, *et al.* 2006. A possible new HP/UHP(?) metamorphic belt in China; Discovery of eclogite in the Lhasa Terrane, Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(12): 1 787~1 792 (in Chinese with English abstract).
- Zhang K J, Xia B, Zhang Y X, *et al.* 2014. Central Tibetan Meso-Tethyan oceanic plateau[J]. *Lithos*, 210~211: 278~288.
- Zhao Zhen, Lu Lu, Wu Zhenhan, *et al.* 2017. Cenozoic uplift process in Gangdise, Tibet: Evidence from thermal history modeling of apatite fission track[J]. *Geological Bulletin of China*, 36(9): 1 553~1 561 (in Chinese with English abstract).
- Zeng Qinggao, Wang Baodi, Xiluo Langjie, *et al.* 2020. Suture zones in Tibetan and Tethys evolution[J]. *Earth Science*, 45(8): 2 735~2 763 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Yongfei, Zhao Zifu and Chen Yixiang. 2013. Continental subduction channel processes: Plate interface interaction during continental collision[J]. *Science Bulletin*, 58(23): 2 233~2 239 (in Chinese with English abstract).
- Zhu D C, Pan G T, Chung S L, *et al.* 2008. SHRIMP zircon age and geochemical constraints on the origin of Early Jurassic volcanic rocks from the Yeba Formation, southern Gangdise in south Tibet[J]. *International Geology Review*, 50: 442~471.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2011. The Lhasa terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1~2): 241~255.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, *et al.* 2013. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Gondwana Research*, 23: 1 429~1 454.
- Zorpi M J, Coulon C and Orsini J B. 1991. Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids—A case study in northern Sardinia, Italy[J]. *Chemical Geology*, 92(91): 45~86.
- 侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 等. 2006. 印度大陆与亚洲大陆早期碰撞过程与动力学模——来自西藏冈底斯新生代火成岩证据[J]. *地质学报*, 80(9): 1 233~1 248.
- 姜子琦, 王 强, Wyman D A, 等. 2011. 西藏冈底斯南缘冲木达约 30 Ma 埃达克质侵入岩的成因: 向北俯冲的印度陆壳的熔融?[J]. *地球化学*, 40(2): 126~146.
- 林 蕾, 邱检生, 王睿强, 等. 2018. 西藏尼木渐新世花岗岩中的岩浆混合作用: 对岩石成因及陆壳增生的启示[J]. *地质学报*, 92(12): 2 388~2 409.
- 莫宣学. 2011. 岩浆作用与青藏高原演化[J]. *高校地质学报*, 17(3): 351~367.
- 尚 振, 曾令森, 高利娥, 等. 2016. 藏南冈底斯南缘程巴岩体高 Sr/Y 花岗闪长岩和包体形成机制及 Sr-Nd-Hf 同位素制约[J]. *地质通报*, 35(1): 71~90.
- 申 宇, 曾令森, 高家昊, 等. 2020. 西藏南部冈底斯岩基曲林岩体渐新世-中新世高 Sr/Y 比岩浆作用及其对深部过程的启示[J]. *岩石学报*, 36(9): 2 646~2 666.
- 汤鸿伟, 侯明才, 杨 伟, 等. 2019. 冈底斯带中段渐新世花岗质岩石锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄, 岩石地球化学特征及其意义[J]. *地质论评*, 65(6): 1 331~1 349.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. *岩石学报*, 23(2): 185~220.
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 等. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 47: 745~765.
- 吴福元, 万 博, 赵 亮, 等. 2020. 特提斯地球动力学[J]. *岩石学报*, 36(6): 1 627~1 674.
- 徐 倩, 曾令森, 高家昊, 等. 2019. 藏南冈底斯岩基东段中新世中酸性高 Sr/Y 比岩浆岩的地球化学特征及成因探讨[J]. *岩石学报*, 35(6): 1 627~1 646.
- 许志琴, 王 勤, 李忠海, 等. 2016. 印度-亚洲碰撞: 从挤压到走滑的构造转换[J]. *地质学报*, 90(1): 1~23.
- 杨经绥, 许志琴, 耿全如, 等. 2006. 中国境内可能存在一条新的高压/超高压(?)变质带——青藏高原拉萨地体中发现榴辉岩带[J]. *地质学报*, 80(12): 1 787~1 792.
- 赵 珍, 陆 露, 吴珍汉, 等. 2017. 西藏冈底斯新生代以来的抬升过程——磷灰石裂变径迹热史模拟的证据[J]. *地质通报*, 36(9): 1 553~1 561.
- 曾庆高, 王保弟, 西洛郎杰, 等. 2020. 西藏的缝合带与特提斯演化[J]. *地球科学*, 45(8): 2 735~2 763.
- 郑永飞, 赵子福, 陈伊翔. 2013. 大陆俯冲隧道过程: 大陆碰撞过程中的板块界面相互作用[J]. *科学通报*, 58(23): 2 233~2 239.

## 附中文参考文献

- 董汉文, 许志琴, 周 信, 等. 2016. 喜马拉雅造山带北缘大反转逆冲断层(GCT)东段的活动时限及构造演化[J]. *地质学报*, 90(11): 3 011~3 022.
- 高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 等. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析[J]. *南京大学学报(自然科学)*, 39(6): 844~850.