引用格式：孙君一，罗照华，崔加伟，2025. 四川西部拉拉矿区镁铁质层状岩体的深部岩浆过程[J]. 地质力学学报，31（4）：740−754. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025028

Citation: SUN J Y，LUO Z H，CUI J W，2025. Deep magmatic processes of mafic layered intrusions in the Lala mining area, western Sichuan[J]. Journal of Geomechanics，31（4）：740−754. DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025028

四川西部拉拉矿区镁铁质层状岩体的深部岩浆过程

孙君一[1,2]，罗照华[3]，崔加伟[4]

SUN Junyi[1,2]，LUO Zhaohua[3]，CUI Jiawei[4]

1. 中国地质调查局地学文献中心，北京 100083；
2. 中国地质图书馆，北京 100083；
3. 中国地质大学（北京）地球科学与资源学院，北京 100083；
4. 中国地质科学院地质力学研究所，北京 100081

1. *Geoscience Documentation Center*, *China Geological Survey*, *Beijing* 100083, *China*;
2. *National Geological Library of China*, *Beijing* 100083, *China*;
3. *Department of Earth Science and Mineral Resources*, *China University of Geosciences* (Beijing), *Beijing* 100083, *China*;
4. *Institute of Geomechanics*, *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*

Deep magmatic processes of mafic layered intrusions in the Lala mining area, western Sichuan

Abstract: ［**Objective**］Previous studies have shown that many layered intrusions are formed by multiple pulsations of magma. However, little research has been done on whether the magma involved in the pulsation process comes from a single magma chamber or multiple magma chambers. Minerals, as products of magmatism, record the properties of magma chambers and deep magmatism. ［**Methods**］Through the electron probe microanalysis technique (EPMA) on the hornblende and mica, combined with genetic analysis, mineral classification, and thermodynamic calculation, five different lithofacies zones of mafic layered intrusions in the western Sichuan LaLa mining area were studied. ［**Results**］It shows that hornblende and mica of five different facies lithofacies zones formed in different stages of magmatism, with changes in the property of the magma chamber during crystallization. ［**Conclusion**］There were at least two magma chambers with different properties in the deep layers during the formation of mafic layered intrusions. The layered intrusions were formed through multiple (4–5) magmatic pulsations, activated by fluid overpressure, which mobilized two magma chambers of differing compositions and depths.

Keywords: mafic layered intrusion; hornblende; mica; magmatism; deep processes

摘　要：既往研究表明，许多层状岩体是由岩浆多次脉动作用形成的，但参与脉动过程的岩浆来源（单一或多个岩浆房）仍缺乏系统的研究。矿物作为岩浆作用过程中的产物，记录着岩浆房的性质和深部岩浆的作用过程。通过对川西拉拉矿区含矿镁铁质层状岩体5个不同岩相带中的角闪石、云母斑晶开展电子探针成分剖面分析，结合矿物成因分析、矿物分类以及热力学计算，认为其形成于岩浆作用的不同阶段，结晶过程中岩浆房性质发生了改变；镁铁质层状岩体形成过程中，深部最少有2种不同性质的岩浆房；层状岩体是由岩浆在流体超压作用下，激活2个不同性质及深度的岩浆房，经过多次（4～5次）的

基金项目：中国地质调查局地质调查项目（DD20230139，DD20221794）；国家重点基础研究发展计划973项目（2011CB808901）；国家自然科学基金项目（41702216）

This work is financially supported by the China Geological Survey Projects of the China Geological Survey (Grant Nos. DD20230139 and DD20221794), the National Key Basic Research Program of China (973 Program) (Grant No. 2011CB808901), and the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41702216).

第一作者：孙君一（1988—），女，助理研究员，研究方向为岩石学、矿物学、矿床学。Email：476015552@qq.com

收稿日期：2025−03−20；**修回日期**：2025−07−09；**录用日期**：2025−07−15；**网络出版日期**：2025−07−22；**责任编辑**：王婧

岩浆脉动作用所形成。

关键词：镁铁质层状岩体；角闪石；云母；岩浆作用；深部过程
中图分类号：P618.65　　**文献标识码**：A　　**文章编号**：1006−6616(2025)04−0740−15
DOI：10.12090/j.issn.1006-6616.2025028

0　引言

长期以来，层状侵入体得到了学术界的广泛关注，其记录了岩浆在岩浆房中的演化过程及演化时的物理化学条件变化（Naldrett, 1989; Marsh, 2002; Zieg and Marsh, 2012）。近年研究表明，许多层状岩体都是由开放体系中岩浆多次注入所形成（Latypov, 2011; Zieg and Marsh, 2012），如 Latypov（2011）通过对 Koitelainen 层状岩体成分剖面的分析研究后，发现冷凝边成分和全岩平均成分具有显著差异，Koitelainen 层状岩体并非岩浆单次注入后分离结晶所形成，而是岩浆多次脉动组装而成。Zieg and Marsh（2012）通过对 Beacon 层状岩体中各个分层中的辉石晶体进行定量化结构分析和化学成分剖面分析，推演了层状岩体成岩的物理过程，认为 Beacon 层状岩体是岩浆多次脉动组装而成，而非岩浆一次性注入后固结而成。虽然层状岩体的脉动成因得到越来越多学者的共识，但是脉动的岩浆究竟来自于单一岩浆房的多次脉动，还是不同岩浆房的单次涌动，亦或是不同岩浆房混合后的多次脉动？岩浆作用过程中有没有流体的作用？诸多问题仍然存在疑问。

近年来，随着岩浆岩研究的深入，岩浆的概念也得到了更新，越来越多的学者开始倾向于用“晶粥”概念（即“熔体、固体和流体的混合物”）来解释岩浆作用过程中的各种现象（Miller and Wark, 2008; 罗照华等, 2013, 2014）。一个岩浆系统或岩浆晶粥柱（magmatic mush column）往往包含多个不同深度水平上的岩浆房（Marsh, 1996）。所以岩浆岩中的矿物不一定都来源于同一岩浆房，可能结晶于多个不同岩浆房（罗照华等, 2013）。而矿物作为岩浆结晶的直接产物，记录着岩浆演化过程中的物理化学条件（温度、压力、氧逸度等），可以用来揭示岩浆深部的演化过程（Hammarstrom and Zen, 1986; Feeley and Sharp, 1996; Selby and Nesbitt, 2000; Ridolfi et al., 2008, 2010; 申俊峰等, 2021; 白洋等, 2023）。在川西、云南的层状岩体中都发现铁矿浆以及“晶粥状”的岩浆活动，具有侵入岩的构造特征，但是传统意义上的的岩浆侵入，还是多次未完全结晶的“晶粥”熔体侵入？随着野外新发现的不断积累以及岩浆岩概念的发展，传统认为的岩床、岩席等侵入岩的成分和矿物结构并非一定具有侵入岩的晶体特征和结构，而是具有浅成或喷出岩的特征，如玄武岩脉的发现，其具有层状以及脉状的特征，但地球化学成分以及岩浆岩的特征具有典型的玄武岩的特征（Le Maitre, 2002）。Le Maitre（2002）在 Igneous rocks 的分类中也明确提到玄武岩脉的概念。

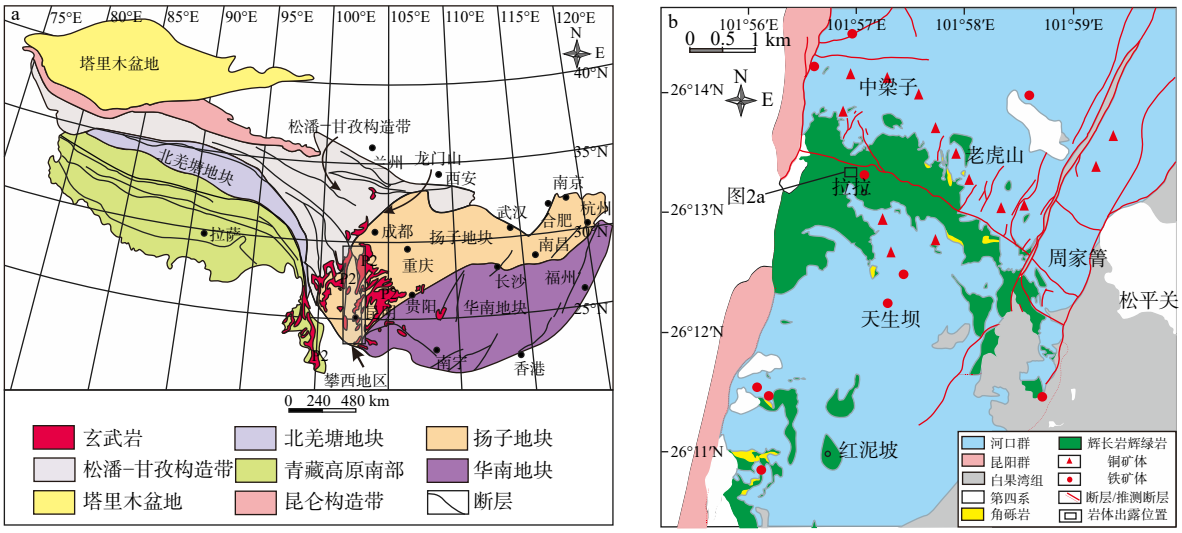
层状岩体形成过程中的岩浆脉状充填，不仅记录了参与脉动过程的岩浆来源（单一或多个岩浆房），还记录了层状矿床形成中多期次含矿元素、多层次矿浆中矿物的信息。目前，国内外对于类似的多层次、多期次脉状充填研究较少。因此，此项研究不仅是对岩浆过程的深度探索，对层状矿床的勘探也具有重要的指导意义。

文章对川西拉拉矿区发现的 1 处层状岩体各相带中的角闪石、云母矿物进行了电子探针成分剖面分析，试图通过各相带中相同矿物的成分变化，来反演层状岩体形成过程中深部岩浆的特征及作用过程中物理化学条件的变化，进而推演川西拉拉矿区镁铁质层状岩体形成的深部岩浆作用过程。

1　区域地质背景及岩体地质特征

拉拉 Fe-Cu 矿床地处扬子地块西缘、康滇地轴中段，是南岭东西向构造带与川滇南北向构造带中段的复合部位（图 1a; 于文佳, 2017, 2019），由中—新元古代会理期、晋宁期以及新元古代不同时期、不同性质的构造体系交织、叠加形成。矿区内主要发育东西向和南北向构造体系，次为北东向构造体系。矿区出露地层主要为古元古界河口群、中元古界昆阳群以及中生界上三叠统白果湾组（图 1b）。矿区内岩浆岩分布广泛，包含会理期、晋宁期、海西期、印支期和燕山期多期岩浆活动产物，以会理期、晋宁期和海西期的岩浆岩最为发育。

矿区内镁铁质岩席分布面积较为广泛，约占拉拉地区面积的 20%，仅次于河口群分布面积。镁铁质岩席多沿断裂带分布，包括东西向和南北向断



a—区域大地构造位置(Wang et al., 2019); b—拉拉矿区地质简图(据于文佳等, 2017 修改)

图 1 四川西部拉拉矿区的大地构造位置及矿区地质简图

Fig. 1 Regional tectonic map and simplified geological map of the Lala mining area, western Sichuan

(a) Regional tectonic map (Wang et al., 2019); (b) Simplified geological map of the Lala mining area (modified from Yu et al., 2017)

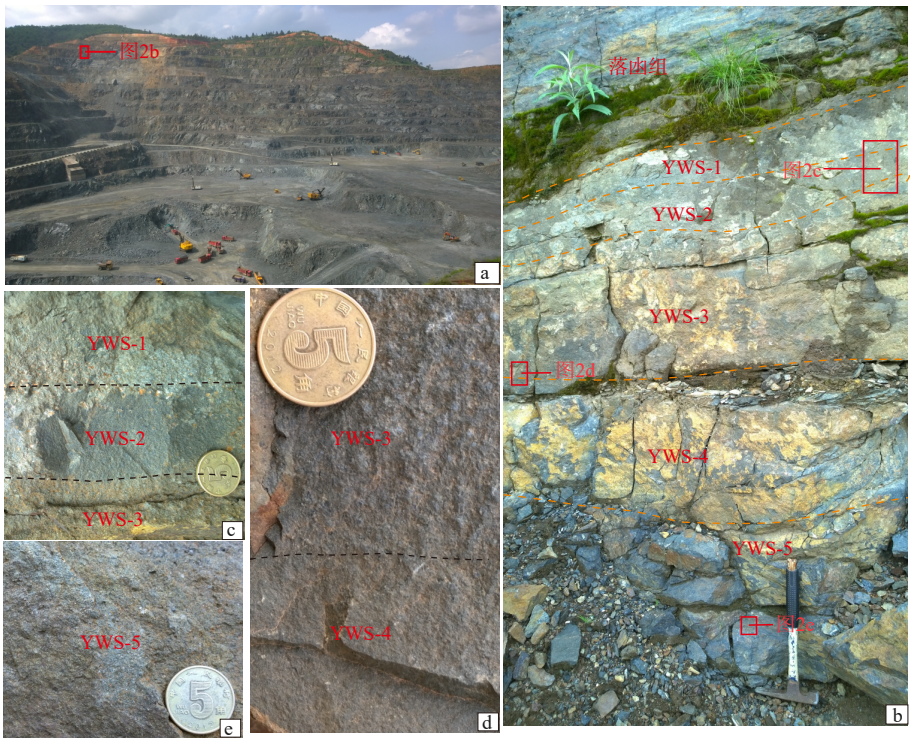
裂,还有许多沿南北向、东西向断裂交织、叠加,且这些镁铁质层状岩席的成矿也十分明显。在矿区中心区域以及矿区周边“一碗水”地区,出露有许多这样的镁铁质层状岩席(图 2a)。其中 1 处典型含矿镁铁质层状岩席(GPS 坐标为 N26°14.255′、E101°56.845′,海拔高程 2158 m,厚度约 1.9 m),近整合侵入于落凼组(图 2b)。通过详细的野外观察和岩石学分析(孙君一, 2019),发现该层状岩体具有明显的岩相分带,带与带之间具有清晰的接触边界,但没有明显的冷凝边和烘烤边。相邻岩相带的矿物组成和结构参数具有明显区别,整体可分成 9 个相带,以第 5 个相带为中心,岩相上下对称(图 2c—2e),故在此研究中,仅列出其中不同的 5 个相带(YWS-1 相带—YWS-5 相带)作为代表分析说明。各个相带主要岩石矿物组合见表 1。

2 岩石学特征

岩石学特征表明,5 个相带均为显微斑状、似斑状结构(图 3),块状构造。斑晶矿物主要为云母、角闪石、辉石(YWS-3 相带)、磁铁矿、斜长石(YWS-5 相带)等,各相带的云母和角闪石相对含量均在 20% 以上,基质为显微隐晶质或玻璃质,表明每一个岩相带都经历过岩浆快速固结的过程。YWS-1 相带和 YWS-2 相带基质中具有清楚的气孔构造(图 3g—3h)。

虽然各个相带角闪石多呈斑晶产出,但产状略有不同。YWS-1 相带和 YWS-2 相带中的角闪石斑晶平均粒径约为 200 μm,多为自形晶—半自形晶,部分角闪石可见港湾状溶蚀边(图 3a)或暗化边(图 3b),还有部分角闪石边部有自形的细粒金属矿物产出(图 3a)。YWS-3 相带中角闪石斑晶粒径为 200～400 μm,多为自形晶,可见清晰特征解理(图 3c);多数晶体边界清晰,少数晶体有碎裂现象,且沿裂隙充填有 Fe-Ti 氧化物。YWS-4 相带中角闪石颗粒较小,平均粒径约为 100 μm,多为半自形晶,边界非常模糊,周围可见细粒、弥散状的 Fe-Ti 氧化物(图 3d)。YWS-5 相带中无角闪石斑晶产出(图 3e)。

5 个相带的云母可分为 2 种类型,YWS-1 相带至 YWS-4 相带的云母主要为黑云母,含量低于角闪石;YWS-5 相带的云母为白云母,含量较高,且此相带基本不含角闪石。YWS-1 相带的黑云母多为自形长条状,大小约 300 μm,多数颗粒边部蚀变较强(图 3a);YWS-2 相带的黑云母多为自形片状,大小约 200 μm,含量略少,部分云母有暗化边现象(图 3b);YWS-3 相带的黑云母颗粒较大,大小多为 300～400 μm,多呈碎裂状,边界比较模糊,部分边部发育 Ti-Fe 氧化物(图 3c);YWS-4 相带的黑云母颗粒较小,大小多为 50 μm,多受到强烈蚀变,边部非常模糊(图 3d);YWS-5 相带的白云母大小约为 400 μm,多为不规则片状,无环带,干涉色明显(图 3e),且此相带的金属含量相较其他 4 个相带明显增高,产出状态为大片浸染状(图 3f)。



a—含矿镁铁质层状岩席在拉拉 Fe-Cu 矿床大露天采场的产出位置；b—岩体的地质产状和岩相分带特征；c—YWS-1 相带—YWS-3 相带的手标本特征及其接触关系；d—YWS-3 相带和 YWS-4 相带的手标本特征及其接触关系；e—YWS-5 相带的手标本特征

图 2　含矿镁铁质层状岩席的地质特征

Fig. 2　The geologic characteristics of the ore-bearing mafic layered sills in the Lala mining area, western Sichuan

(a) Occurrence of ore-bearing mafic layered sills in the large open-pit of the LaLa Fe-Cu deposit; (b) Geological attitude and facies zonation of the intrusion; (c) Hand specimens of Zone YWS-1, Zone YWS-2 and Zone YWS-3, showing their contact relationship; (d) Hand specimens of Zone YWS-3 and Zone YWS-4, showing their contact relationship; (e) Hand specimen of Zone YWS-5

表 1　9 个岩相带的岩石学特征一览表

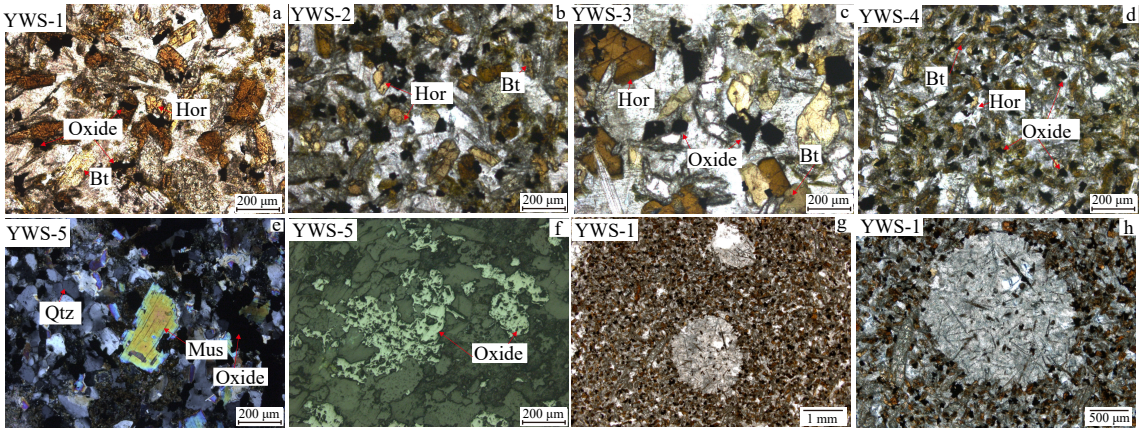
Table 1　Petrological characteristics for nine lithofacies zones

岩相带	岩石类型	岩相学描述	接触关系	典型特征
YWS-1、YWS-9	煌斑岩	显微斑状结构，显微斑晶为角闪石(4%)、黑云母(3%)和Fe-Ti氧化物(5%)；基质成分为方解石(20%)、角闪石(16%)，黑云母(22%)、高岭石(5%)、沸石(5%)；斜长石(20%)，未分斑晶与基质；含少量硫化物	结构与YWS-2不同，二者呈侵入接触关系	发育球粒构造
YWS-2、YWS-8	煌斑岩	显微斑状结构，显微斑晶为角闪石(3%)、黑云母(3%)和Fe-Ti氧化物(8%)；基质成分为方解石(15%)、角闪石(12%)、黑云母(22%)、高岭石(5%)、沸石(5%)等；斜长石(25%)，未分斑晶与基质；含少量硫化物	与YWS-3和 YWS-1间可见明显的结构分层，与YWS-3对比更强烈	发育球粒状沸石、方解石
YWS-3、YWS-7	辉长岩	显微斑状结构，显微斑晶主要为辉石(15%)、角闪石(10%)、黑云母(6%)、斜长石(5%)和Fe-Ti氧化物(6%)；基质成分主要为方解石(10%)、白云石(9%)、角闪石(14%)、黑云母(15%)、高岭石(5%)、沸石(5%)；含少量硫化物	与YWS-4和YWS-2间可见明显的结构分层	发育大颗粒辉石斑晶
YWS-4、YWS-6	辉长岩	显微斑状结构，显微斑晶主要为角闪石(4%)、黑云母(5%)、辉石(4%)和Fe-Ti氧化物(6%)；基质主要为方解石(15%)、斜长石(20%)、角闪石(11%)、黑云母(30%)高岭石(5%)等；含少量硫化物	与YWS-5和YWS-3结构分层明显	发育小颗粒辉石、大颗粒方解石
YWS-5	含磁铁矿辉长岩	显微斑状结构，显微斑晶主要为钾长石(5%)、白云母(10%)、石英(15%)和Fe-Ti氧化物(20%)；基质主要为方解石(5%)、高岭石(5%)、云母(20%)、钠长石(15%)和磷灰石(5%)	与YWS-4和YWS-6结构分层均十分清晰	发育白云母、石英、大量Ti-Fe氧化物

3　矿物晶体化学特征

3.1　取样及分析方法

为了保证取样的完整性，选取岩体较窄处厚达 130 cm 的块体进行了连续的取样。根据接触边界将岩席从顶到底分为 5 个不同的岩相带（YWS1—YWS5）。其中 YWS-1 相带厚约 10 cm，YWS-2 相带厚约 10 cm，YWS-3 相带厚约 40 cm，YWS-4 相带厚



Hor—角闪石；Bt—黑云母；Mus—白云母；Oxide—Fe-Ti 氧化物；Qtz—石英

a—YWS-1 相带单偏光下见角闪石、黑云母及氧化物矿物等；b—YWS-2 相带单偏光下见角闪石、黑云母及氧化物矿物等；c—YWS-3 相带单偏光下见角闪石、黑云母及氧化物矿物等；d—YWS-4 相带单偏光下见角闪石、黑云母及氧化物矿物等；e—YWS-5 相带正交偏光下见石英、白云母及氧化物矿物等；f—YWS-5 相带反光镜下见氧化物矿物；g—YWS-1 相带单偏光下见气孔构造；h—YWS-1 相带正交偏光下见气孔构造

图 3 5 个岩相带显微镜下特征

Fig. 3 Representative micrographs of the five petrographic facies

(a) Zone YWS-1 under plane-polarized light, showing hornblende, biotite and Fe-Ti oxide minerals; (b) Zone YWS-2 under plane-polarized light, showing hornblende, biotite and Fe-Ti oxide minerals; (c) Zone YWS-3 under plane-polarized light, showing hornblende, biotite and Fe-Ti oxide minerals; (d) Zone YWS-4 under plane-polarized light, showing hornblende, biotite and Fe-Ti oxide minerals; (e) Zone YWS-5 under cross-polarized light, showing quartz, muscovite and Fe-Ti oxide minerals; (f) Zone YWS-5 under reflected light, showing Fe-Ti oxide minerals; (g) Zone YWS-1 under plane-polarized light, showing vesicular structure; (h) Zone YWS-1 under cross-polarized light, showing vesicular structure

Hor–hornblende; Bt–biotite; Mus–muscovite; Oxide–Fe-Ti oxide; Qtz–quartz

约 20～30 cm, YWS-5 相带厚约 20～40cm。

从每个相带中挑选比较有代表性的角闪石、云母进行岩相学观察和电子探针剖面分析(边—核—边)，具体位置见图 4—图 7。

岩相学观察采用莱卡 MD4500P+DFC310FX 显微镜在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。电子探针分析工作于核工业研究所电子探针实验室开展，分析仪器为 JXA-8100 电子探针分析仪。分析条件为：加速电压 20kV，电流 1×10^{-8}A，修正方式为 ZAF。分析精度为 0.01。主要氧化物含量的分析误差<2%。

3.2 分析结果

3.2.1 角闪石分类及主量元素变化

根据国际矿物学协会角闪石专业委员会提出的命名原则(leake et al.,1997)，结合各相带角闪石(边—核—边)电子探针剖面分析数据(原始数据见 OSID 码中表 1)，各相带角闪石的 Mg/(Mg+Fe^{2+}) 多在 0.5～0.7 范围内，仅 YWS-4 相带边部(0.41)和 YWS-2 相带边部(0.29)出现异常低值，其余各相带角闪石核部的 Mg/(Mg+Fe^{2+}) 在 0.67～0.70 范围内，角闪石边部 Mg/(Mg+Fe^{2+}) 在 0.5～0.7 范围内，为钙角

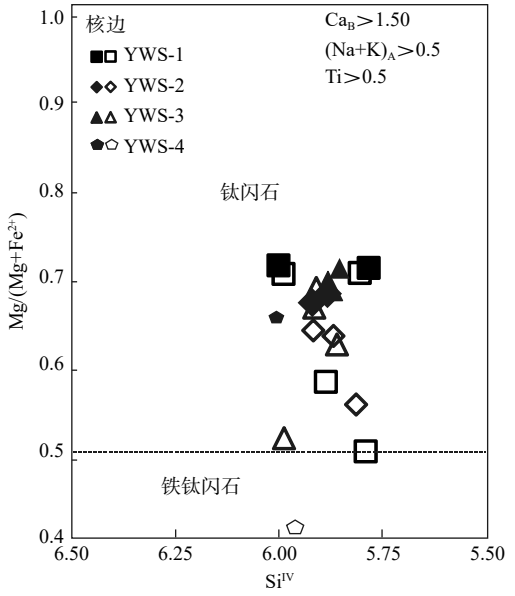


图 4 YWS-1 相带—YWS-4 相带角闪石成分分布(据 Leake et al.，1997 修改)

Fig. 4 Compositional distribution of hornblende in Zone YWS-1 to Zone YWS-4 (modified from Leake et al., 1997)

闪石（Ca_B =1.78～1.92 ≥1.5、$(Na+K)_A$=0.61～1.02 ≥ 0.5、Ti=0.54～0.66>0.5、Si=5.79～6.1）。核部角闪石数据和边部角闪石数据不同说明各个相带角闪石生长过程中岩浆成分发生了变化。

通过对各相带角闪石斑晶的成分剖面分析发现，总体上各个相带 MgO 含量从核部到边部呈下降趋势；各相带核部相对富 MgO（11.77%～13.59%），边部相对贫 MgO（4.84%～10.61%）。这说明各相带角闪石在生长过程中均发生着从高镁岩浆到低镁岩浆成分的变化，暗示着由深变浅的深度变化。虽然角闪石从核部到边部的总体变化趋势一致，但是各相带也存在着细微差异，如相比其他相带，YWS-1 相带中角闪石核部和边部的 MgO 含量均较高（核部12.89%～13.67%，边部8.79%～10.61%，平均13.29%），说明其角闪石成核深度较大。且从 YWS-1 相带到 YWS-5 相带，角闪石核部的 MgO 平均含量呈波动变化，总体呈下降趋势。说明各相带角闪石成核深度并不相同。YWS-1 相带成核深度较大，生长过程中深度变化大；而 YWS-3 相带核部到边部 MgO 含量差值最少，核部平均 12.94%，边部平均 10.24%，说明该相带角闪石成核结晶过程中环境相对较为稳定。

各相带 SiO_2 含量整体变化不大（36.69%～40.36%），仅 YWS-1 相带略微呈现波动变化。

3.2.2　云母分类及主量元素变化

根据云母的矿物化学特征（原始数据见 OSID 码中表 2），结合云母的 Mg–(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)–(Fe^{2+}+Mn) 分类图解（Foster, 1960），YWS-1 相带—YWS-4 相带的云母核部均在镁质黑云母区域，个别边部落入铁质黑云母区域；YWS-5 相带云母则无论边部还是核部，都均匀投点在白云母区域（图 5）。

各相带云母成分剖面分析图显示：YWS-1 相带—YWS-4 相带云母的成分从核部到边部呈波动变化，FeO 含量从核部到边部呈上升趋势，MgO 含量呈下降趋势，岩浆成分不均一，反映了云母结晶后期岩浆成分或者结晶环境发生了变化，结晶体系不封闭；而 YWS-5 相带云母的成分从核部到边部较均一，说明此相带云母结晶过程中，岩浆成分均一、未发生改变，此时体系为封闭体系（图 7）。

YWS-1 相带—YWS-4 相带的黑云母相对具有高镁、低铝、低铁的特征：MgO 含量为 4.17%～17.72%，核部较高（15.59%～17.72%），边部较低（4.17%～10.63%）；Al_2O_3 含量为 13.91%～15.42%，较平均；FeO_T 含量为 9.86%～27%，核部较低（9.86%～

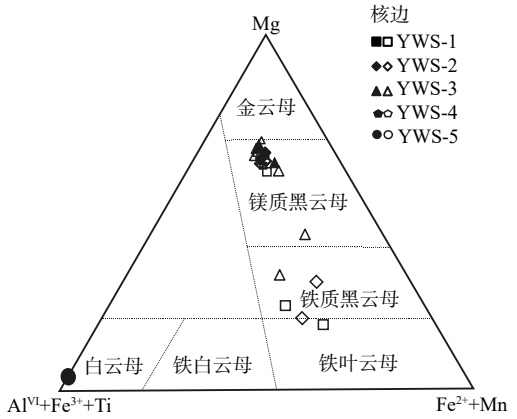


图 5　YWS-1 相带—YWS-5 相带云母成分分布（据 Foster，1960 修改）

Fig. 5　Compositional distribution of mica in Zone YWS-1 to Zone YWS-5 (modified from the mica Mg–(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)–(Fe^{2+}+Mn) classification diagram from Foster, 1960)

12.29%），边部较高（19.49%～27%）；K_2O 含量为 6.96%～9.94%；Na_2O 含量为 0.15%～0.85%。YWS-1 相带—YWS-4 相带的云母边部都比核部更加富铁、贫镁。

YWS-5 相带的白云母整体表现出高铝、高钾、低镁的特征（Al_2O_3 含量为 28.79%～29.84%、K_2O 含量为 11.43%～11.58%、MgO 含量为 0.91%～0.96%）。该相带云母与其他相带云母，在成分含量上有明显差异。结合岩相学特征，认为该相带云母与其他相带云母为不同岩浆房的产物或者在不同的环境下结晶形成。

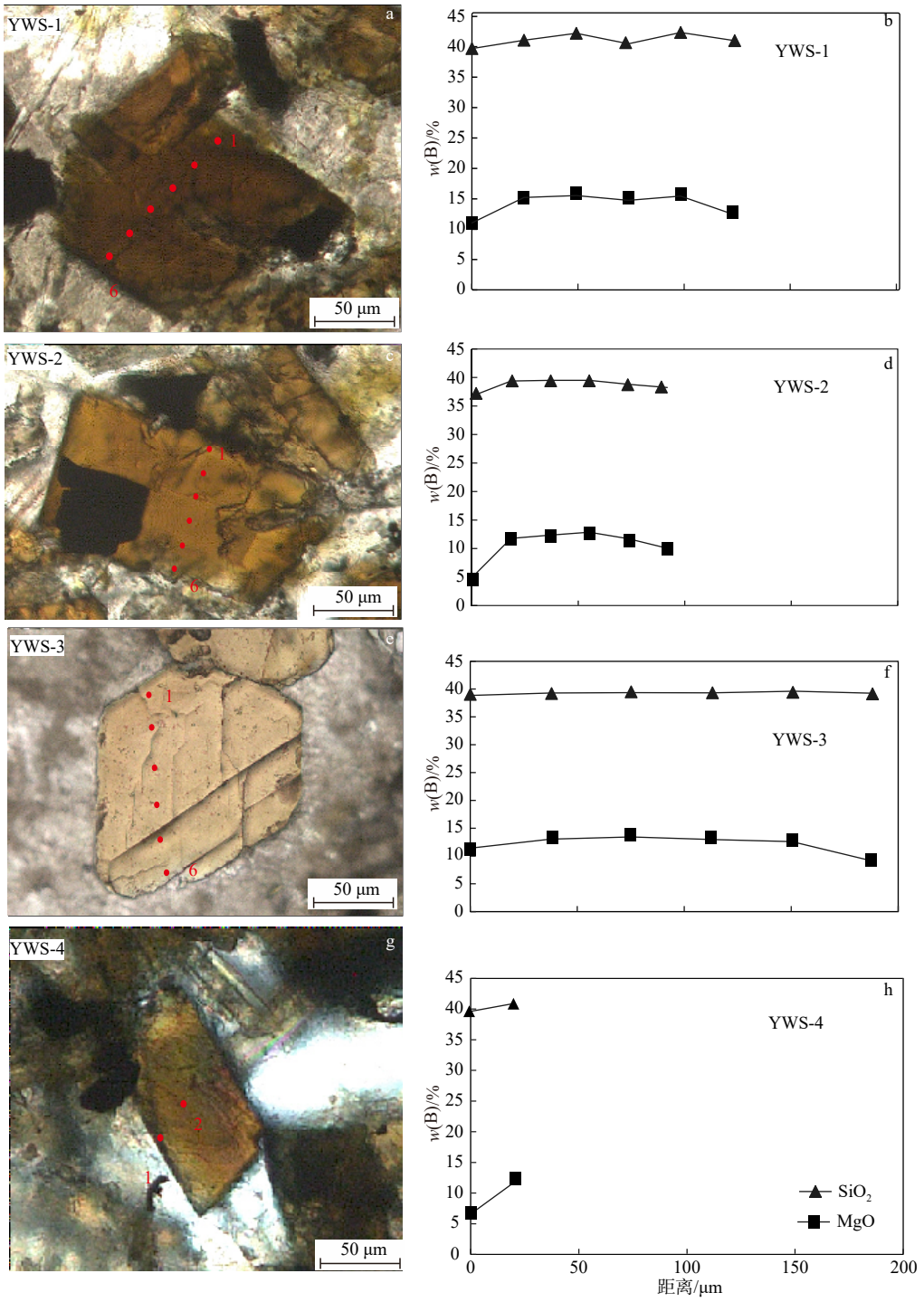
4　讨论

4.1　岩浆过程中的角闪石及云母成因分析

矿物的成分除受其寄主岩浆成分的影响外，很大程度上与岩浆的结晶条件（温度、压力、氧逸度、水逸度、碱度等强度参数）有关（季根源等，2021；唐宗源等，2023；王远超等，2025）。

4.1.1　角闪石成因

5 个相带的角闪石 Al_2O_3 含量为 11.77%～14.62%，TiO_2 含量为 4.74%～5.66%，Si/（Si+Ti+Al）=0.63～0.70，结合钙质角闪石的 Al_2O_3–TiO_2 分类图解（图 8a）可知，各个相带的边部和核部角闪石都符合幔源岩浆相关角闪石特征（Al_2O_3 含量大于 10%，Si/（Si+Ti+Al）≤ 0.765；Leake et al.,1997；包从法等，2024）；此外，各相带角闪石的 Al/Si=0.34～0.43、Mg/(Fe^{3+}+Fe^{2+}+Al^{VI})= 0.55～2.22，在 Al/Si-Mg/(Fe^{3+}+Fe^{2+}+Al^{VI}) 图解上，符合中基性岩浆角闪石的特征（Al/Si=0.10～0.67，Mg/(Fe^{3+}+

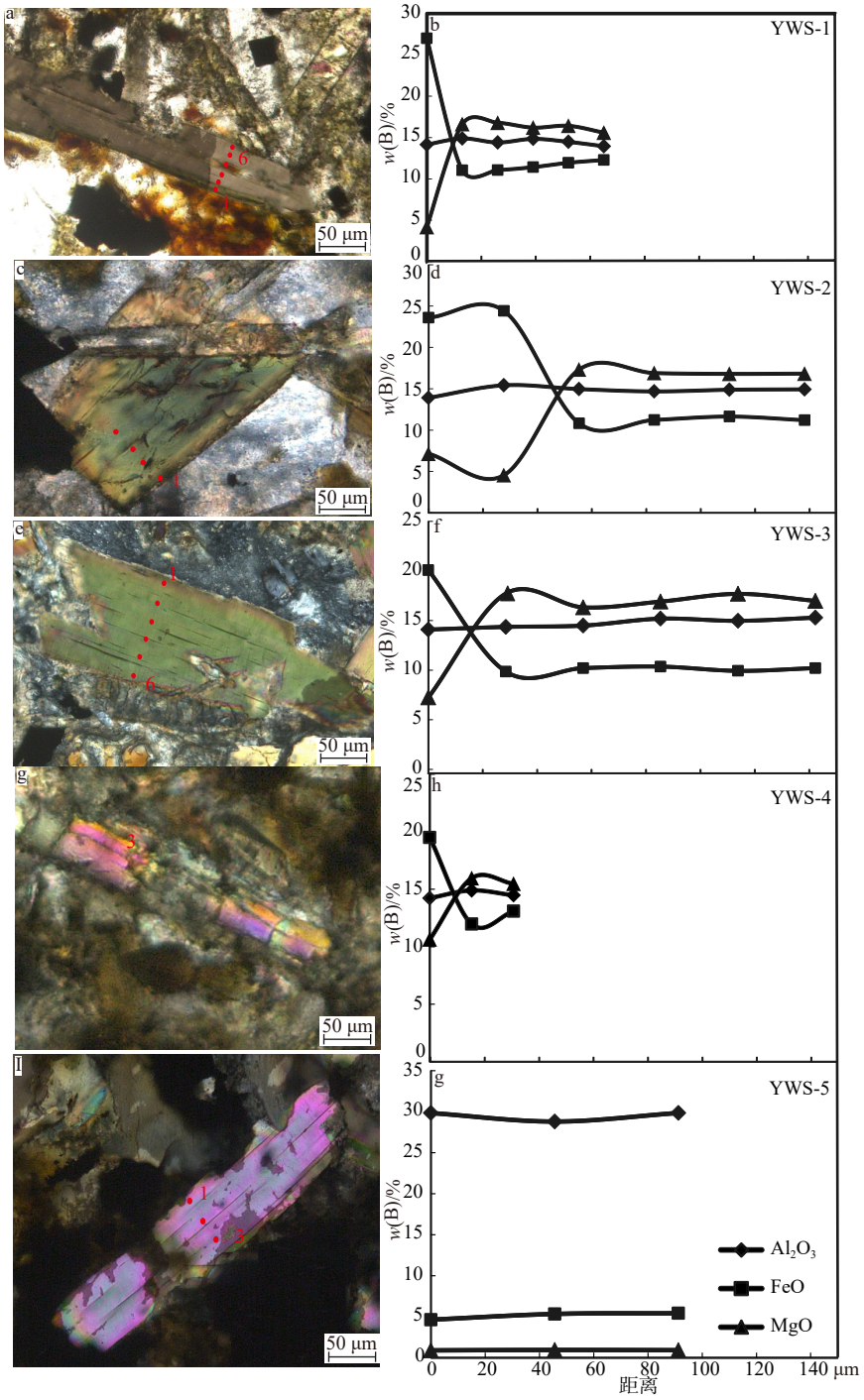


a—YWS-1 相带正交偏光下的角闪石；b—YWS-1 相带角闪石元素的分布；c—YWS-2 相带正交偏光下的角闪石；d—YWS-2 相带角闪石元素的分布；e—YWS-3 相带正交偏光下的角闪石；f—YWS-3 相带角闪石元素的分布；g—YWS-4 相带正交偏光下的角闪石；h—YWS-4 相带角闪石元素的分布

图 6 YWS-1 相带—YWS-4 相带角闪石元素分布图

Fig. 6 Element distribution diagrams of hornblende in Zone YWS-1 to Zone YWS-4 by EMPA

(a) Zone YWS-1 under cross-polarized light, showing hornblende; (b) Elements distribution of hornblende in Zone YWS-1 by EMPA ; (c) Zone YWS-2 under cross-polarized light, showing hornblende; (d) Elements distribution of hornblende in Zone YWS-2 by EMPA; (e) Zone YWS-3 under plane-polarized light, showing hornblende; (f) Elements distribution of hornblende in Zone YWS-3 by EMPA; (g) Zone YWS-4 under plane-polarized light, showing hornblende; (h) Elements distribution of hornblende in Zone YWS-4 by EMPA

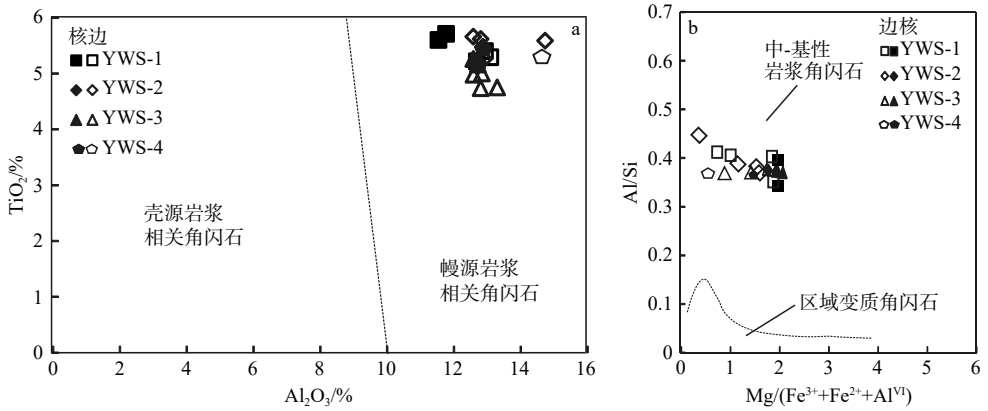


a—YWS-1 相带正交偏光下的云母；b—YWS-1 相带云母元素的分布；c—YWS-2 相带正交偏光下的云母；d—YWS-2 相带云母元素的分布；e—YWS-3 相带正交偏光下的云母；f—YWS-3 相带云母元素的分布；g—YWS-4 相带正交偏光下的云母；h—YWS-5 相带云母元素的分布；i—YWS-5 相带正交偏光下的云母；j—YWS-5 相带云母元素的分布

图 7　YWS-1 相带—YWS-5 相带云母元素分布图

Fig. 7　Element distribution of mica in Zone YWS-1 to Zone YWS-5 by EMPA

(a) Zone YWS-1 under cross-polarized light, showing mica; (b) Elements distribution of mica in Zone YWS-1 by EMPA; (c) Zone YWS-2 under cross-polarized light, showing mica; (d) Elements distribution of mica in Zone YWS-2 by EMPA; (e) Zone YWS-3 under plane-polarized light, showing mica; (f) Elements distribution of mica in Zone YWS-3 by EMPA; (g) Zone YWS-4 under plane-polarized light, showing mica; (h) Elements distribution of mica Zone YWS-4 by EMPA; (i) Zone YWS-5 under plane-polarized light, showing mica; (j) Elements distribution of mica in Zone YWS-5 by EMPA



a—角闪石 Al_2O_3–TiO_2 分类图解(Leake et al.,1997); b—角闪石 Al/Si–Mg/(Fe^{3+}+Fe^{2+} +Al^{VI}) 图解(Leake et al.,1997)

图 8 YWS-1 相带—YWS-4 相带角闪石成因判别图解

Fig. 8 Genetic discrimination diagrams for hornblende in Zone YWS-1 to Zone YWS-4

(a) Hornblende classification diagram of Al_2O_3 vs. TiO_2 (Leake et al.,1997); (b) Hornblende discrimination diagram of Al/Si vs. Mg/(Fe^{3+}+Fe^{2+} + Al^{VI}) (Leake et al.,1997)

Fe^{2+}+Al^{VI})=1.50～2.0; 图 8b), 与岩相学所观察的岩浆成因一致, 说明角闪石生长过程中岩浆的波动变化都发生在幔源岩浆中(李季霖等, 2021)。个别相带角闪石边部在区域外, 可能与后期低温热液作用有关。

4.1.2 云母成因

基于 Miller 等(1981)提出的原生云母岩相学的判别标准, 结合岩相学观察, 认为 YWS-5 相带云母为原生白云母, YWS-1 相带—YWS-4 相带云母为原生黑云母, 个别后期发生过溶蚀。在 MgO–FeO^T/(MgO+FeO^T) 图中, 各相带云母并没有落在同一个区域, 而是分散地落在不同的区域, 说明各相带云母有不同的成因。

YWS-1 相带—YWS-3 相带的云母核部多落在幔源岩浆相关区, 部分边部落在壳源岩浆相关区; YWS4 相带云母的边部和核部均落在壳幔混源区, 核部靠近幔源岩浆区; YWS-5 相带的云母则全部落在了壳源岩浆相关区, 且核部—边部的成分变化小(图 9)。这表明: 不同相带的云母形成于多期岩浆活动, 而非单一岩浆事件; 岩浆至少来源于 2 个不同的岩浆房, 或者为同一岩浆房经历了 2～3 个不同的演化阶段(夏永旗等, 2024; 王晓霞等, 2024)。

YWS-1 相带—YWS-3 相带云母最初形成于幔源岩浆中, 在其生长后期岩浆成分发生改变, 加入了壳源岩浆, 或受到壳源岩浆的溶蚀并发生再结晶, 所以形成的云母呈现出核部具有幔源特征、边部具有壳源特征的成分分布。YWS-4 相带的云母形成时, 岩浆环境发生了改变, 岩浆趋于壳幔混源

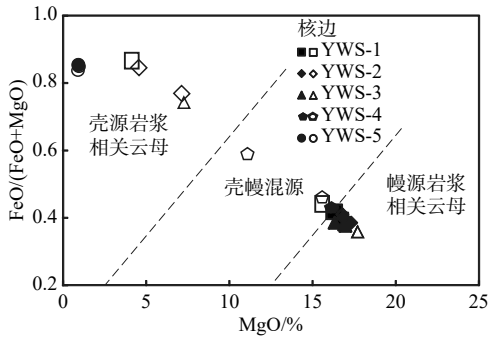


图 9 YWS-1 相带—YWS-5 相带云母成因判别图解(Foster, 1960)

Fig. 9 Genetic discrimination diagrams for mica in Zone YWS-1 to Zone YWS-5 (Foster, 1960)

性质, 且成分一直发生变化, 所以核部和边部虽然都在壳幔混源区, 但却有很大波动。而 YWS-5 相带的云母则显著区别于 YWS-1 相带—YWS-4 相带的云母, 形成于壳源岩浆房, 岩浆成分自始至终基本未发生变化, 也有可能是围岩变质沉积岩中的白云母矿物卷入岩床所致。

4.2 温度压力环境及侵位深度

4.2.1 角闪石形成的温压环境

在 Otten(1984)提出的角闪石 Ti 温度计公式中, 要求岩浆中有大量的 Ti 出现, 其计算公式为: T=1204×Ti/$_{23}$O+545(T<970 ℃); T=273×Ti/$_{23}$O+877(T>970 ℃)。YWS1 相带—YWS-4 相带中角闪石 TiO_2 含量在 4.74 到 5.71 之间, 多数大于 5, 为高 Ti 角闪石(大于 1.5), TiO_2 含量符合该温度计的使用条件。利用该公式计算得到 YWS1 相带—YWS-4 相带的角闪

石的结晶温度为 1024.21～1052.52 ℃, 其中 YWS-1 相带中的结晶温度为 1025～1052 ℃, 从核部到边部呈低—高—低波动变化; YWS-2 相带中的结晶温度为 1037～1057 ℃, 中心温度较低, 边部温度较高; YWS-3 相带中的结晶温度较低, 为 1024～1239 ℃, 核部温度较高, 边部温度较低; YWS-4 相带的结晶温度为 1041～1043 ℃, 也是核部温度较高, 边部温度较低, 变化范围较小。

Hammarstrom and Zen(1986)依据角闪石中 Al 含量与结晶压力呈正相关性的性质, 提出了角闪石 Al 压力计公式。后续学者通过野外观察和室内实验研究, 提出了多个修正版本(Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989)。根据角闪石的特点, 选择 $P(\pm 0.6\ \text{kbar}) = 4.76 \times {}^{T}\text{Al} - 3.01$(程金华等, 2017)进行计算, 显示各相带结晶压力总体在 6.63～9.85 kPa 范围内: YWS-1 相带结晶压力为 6.63～8.79 kPa, 核部较低、边部较高, 边部到核部呈现“低—高—低—高”震荡变化; YWS-2 相带、YWS-3 相带结晶压力分别为 7.60～9.56 kPa、7.60～8.25 kPa, 均表现为核部向边部线性升高的趋势, 个别边部幅度较大; YWS-4 相带结晶压力为 7.73～9.33 kPa, 同样遵循核部低压, 边部高压的规律。尽管压力变化幅度不大, 但各个相带均显示出核部低、边部高的趋势, 推测是由于幔源岩浆在释放到低压位置时达到平衡条件, 角闪石开始结晶, 后期又经历岩浆注入, 导致岩浆房压力升高, 但仍在角闪石结晶平衡范围内, 故边部压力变大。且除 YWS-3 相带外, 从 YWS-1 相带到 YWS-4 相带边部压力逐渐加大, 推测是岩浆不断注入导致压力不断上升所致。

胡宝群等(2011)认为岩石圈的地压梯度与静岩压力梯度相近, 即压力(P)和密度(ρ)、深度(h)之间大致遵循帕斯卡定律 $P=\rho gh$, 其中 ρ=2.7g/cm^3、g=9.8m/s^2。以此计算得出该岩体侵位深度范围在 25～35 km。然而, 实际计算结果显示晶体核部和边部的深度存在显著差异, 考虑到岩体宽度较窄, 不太可能有如此大的深度变化, 认为角闪石核部深度为真实侵位深度, 边部压力的升高为流体超压所致(程金华等, 2017)。

4.2.2　云母形成的温度

黑云母的 Ti 温度计(Henry et al., 2005; 郭耀宇等, 2015)公式为:

$$T = \left[\ln(\text{Ti}) - a - c(\text{XMg})^3\right] / b^{0.333} \qquad (1)$$

式中: T为温度, 单位为 ℃; Ti 为以 22 个氧原子为基础计算出的黑云母中 Ti 的阳离子数; XMg=Mg/(Mg+Fe); a=−2.3594; b=4.6482×10^{-9}; c=−1.7283; 且 XMg=0.275～1.000、Ti=0.040～0.600、T=400～800 ℃为准确的校正范围, 计算获得岩体中黑云母的结晶温度介于 647～856℃。

4.3　氧逸度变化

4.3.1　角闪石结晶的氧逸度

相比温度和压力, 体系的 $f(O_2)$ 氧逸度对镁铁质硅酸盐矿物化学组成的影响更为重要。研究发现不论全岩的 Fe/Mg 比值如何, 镁铁质硅酸盐矿物的 Fe/(Fe+Mg) 比值(${}^{C}Fe^{3+}+{}^{C}Fe^{2+}+{}^{B}Fe^{2+}$)/(${}^{C}Mg+{}^{C}Fe^{3+}+{}^{C}Fe^{2+}+{}^{B}Fe^{2+}$), 会随着体系氧逸度的增加显著降低(Anderson, 1995)。计算得出 YWS-1 相带—YWS-4 相带角闪石的 Fe/(Fe+Mg) 比值分别为: YWS-1 相带核部平均为 0.32, 边部平均为 0.43; YWS-2 相带核部平均为 0.33, 边部平均为 0.47; YWS-3相带核部平均为 0.32, 边部平均为 0.38; YWS-4 相带核部平均为 0.35, 边部平均为 0.59。4 个相带 Fe/(Fe+Mg)比值整体表现出从核部到边部升高的趋势, 即氧逸度为降低趋势。

根据 Ridolfi et al.(2008, 2010)角闪石分子式计算其结晶时氧逸度, 并对公式进行校正后得到:

$$\Delta\text{NNO} = 1.644\text{Mg}^* - 4.01 \qquad (2)$$

式中: $\text{Mg}^* = \text{Mg} + \text{Si}/47 - \text{Al}_C/9 - 1.3\text{Ti}_C + \text{Fe}^{3+}/3.7 + \text{Fe}^{2+}/5.2 - \text{Ca}_B/20 - \text{Na}_A/2.8 + \text{K}_A/9.5$

根据公式(2)计算得出各相带角闪石结晶时氧逸度变化范围在 NNO−2.59 到 NNO−0.22 之间(原始数据见 OSID 码中表 1)。各个相带的角闪石, 都显示出核部氧逸度较高, 边部氧逸度较低的规律。

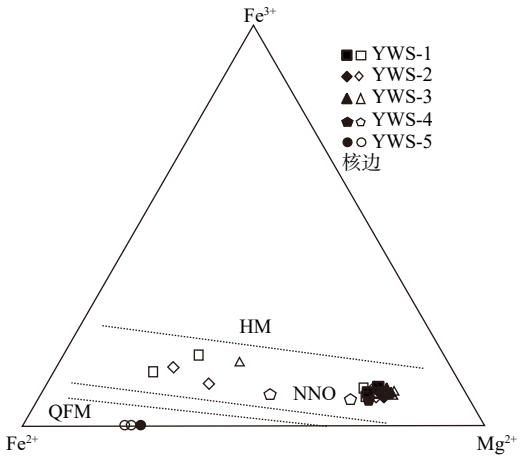
以上 2 种计算方式均表明, 各相带角闪石结晶时, 岩浆体系的氧逸度发生了从高向低的转变, 且这种变化在各个相带波动发生。

4.3.2　云母结晶的氧逸度

在云母 Fe^{3+}−Fe^{2+}−Mg^{2+}三元图解中(图 10), YWS1 相带—YWS4 相带的云母多数投点在 NNO(镍−氧化镍)缓冲带和 HM(赤铁矿−磁铁矿)缓冲带之间, YWS-5 相带云母多数投点 QFM(石英−橄榄石−磁铁矿)缓冲带附近(David and Hans, 1965), 说明从 YWS-1 相带到 YWS-5 相带, 岩浆演化过程中体系的氧逸度明显降低。

4.4　脉动岩浆深部过程

一个岩浆系统或岩浆晶粥柱(magmatic mush



NNO—镍−氧化镍; HM—赤铁矿−磁铁矿; QFM—石英−橄榄石−磁铁矿

图 10 云母 Fe^{3+}–Fe^{2+}–Mg^{2+}三元图解（David and Hans, 1965）

Fig. 10 Mica Fe^{3+}–Fe^{2+}–Mg^{2+} ternary diagram(David and Hans, 1965)

NNO−Nickel−Nickel Oxide; HM−Hematite−Magnetite; QFM−Quartz−Fayalite−Magnetite

column)往往包含多个位于不同深度水平上的岩浆房(Marsh, 1996)。所以岩浆岩中的矿物不一定都来源于同一岩浆房,可能结晶于多个不同岩浆房(罗照华等, 2013)。但是,大型岩浆体的长生命周期使其容易达到热力学平衡,大多数与熔体不平衡的晶体记录都可能在岩浆演化过程中消失。文中所研究的拉拉岩体由于其厚度较小、冷却速率较快,有利于保留各种不平衡记录,因而可用来追索深部岩浆房的特征。

矿物晶体化学分析显示,拉拉岩体各相带角闪石虽均具有幔源特征,形成于幔源中基性岩浆房中(1024.21～1052.52 ℃、6.63～9.85 kPa),但其核部到边部的温度、压力和氧逸度均表现出了略微不同的变化,结合相带间截然的接触关系和特征矿物差异,表明这些角闪石虽然来源相同,但并非形成于一次稳定的岩浆作用。结合云母探针数据(YWS-1 相带—YWS-3 相带为幔源、YWS-4 相带为壳幔混源、YWS-5 相带为壳源岩),表明岩体形成于幔源岩浆房,在上升过程中与其他岩浆房相互作用,导致云母成分发生变化。角闪石核部形成于高氧逸度、相对低温低压环境,此时岩浆尚未混合;而边部则记录了后期岩浆再注入导致的压力升高、氧逸度下降事件,部分边部特征反映系统处于开启状态(罗照华等, 2013)。因此推测,在岩浆流动再注入过程中角闪石可能为流体晶,边部逸氧度低、温度压力较高的变化可能是下一批次岩浆在流体超压作用下涌入所致。结合 4 个不同的相带特征,推测是幔源的岩浆在流体超压的作用下经过 4 次岩浆脉动上涌作用所形成(图 11)。

与角闪石不同,5 个相带的云母结晶于不同的岩浆房,其具有壳源、幔源、壳幔混源 3 种成因。其中 YWS-1 相带—YWS-3 相带云母成核发生于幔源岩浆中;YWS-5 相带云母成核于壳源岩浆或者在地壳环境中结晶形成;YWS-4 相带云母介于二者之间。与角闪石相比,各相带云母边部的成分很好地记录了岩浆成分的改变:YWS-1 相带—YWS-4 相带边部都形成于壳幔混合的岩浆房中,YWS-5 相带则整体形成于壳源岩浆中。结合云母的形成温度(647～856 ℃),认为云母应该成核于角闪石之后,是岩浆就位后温度降低时瞬时形成。由于云母成核时间晚,岩浆相互作用时间长,体系热力学平衡程度高于角闪石成核时,所以部分记录了岩浆后期的转变,但是由于岩体尺寸小,这种变化仅在边部得以记录。

以上矿物学特征证明层状岩体是经过多次的岩浆脉动作用所形成。第 1 次深部岩浆从地幔浅部侵位至地壳,角闪石核部已在上升过程中形成。随后第 2 次深部岩浆涌入但未与第 1 次的岩浆充分混合,岩体边部矿物在第 2 次岩浆的侵位后开始逐渐降温结晶,形成了 YWS-1 相带中角闪石的边部,并随着温度的下降,开始形成云母。由于岩席尺寸较小,所以这一过程被很好地捕捉到,而此时岩浆内部仍未固结,且越向内固结状态越差。之后第 3 次深部岩浆涌入,带入的角闪石同样在其生长温度下结晶了边部,记录了这一过程,随后开始形成云母。随着这 3 次的波动侵位,深部岩浆房动力减弱,但是浅部岩浆房逐渐形成。第 4 次深部岩浆房侵位时,带入了角闪石,并激活了浅部岩浆房,形成了壳幔混源的岩浆,导致云母成分发生变化。最后,激活的壳源岩浆开始大批涌入,性质完全不同的岩浆被包裹在中心,形成了 YWS-5 相带。此时岩浆为粥状,各个相带基本区域已固定,并没有完全的固结,壳源岩浆仍凭借自身的能量,渗透到 YWS-1 相带—YWS4 相带中,与原有的岩浆共同作用形成了各个云母的边部,之后迅速固结形成了斑状结构。由于所取样品尺寸较小,能量释放快,这一过程被很好地记录了下来。

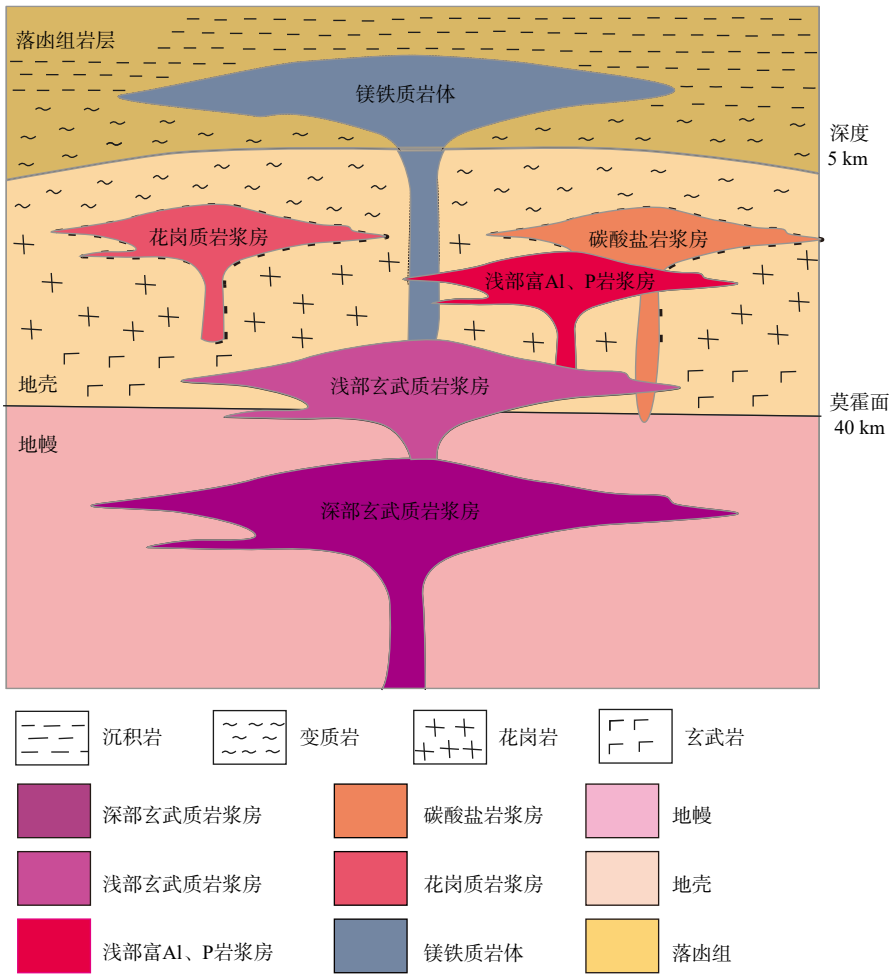


图 11　深部岩浆房模型

Fig. 11　Deep magma chamber model

4.5　可能的流体（超压流体）贡献

角闪石全铝压力计所得数据显示，各相带角闪石边部的数据明显高于核部。考虑到各个相带厚度不超过 20 cm 且角闪石缺乏足够的运移空间，这种压力的增大不可能来自于深度的变化，而应当是来自流体超压作用。根据罗照华等（2009, 2014），如果岩浆上升速度足够快，有可能成为流体过饱和的熔体−流体流，类似于快速运动的泥石流。这种认识中岩浆是一种含有大量挥发分的熔体−流体流，且挥发分在熔体中的含量随压力减小而降低，所以角闪石斑晶应该在深部幔源某一位置达到结晶条件后形成斑晶，之后像泥石流中的固体物质一样被流体带到地壳浅部。角闪石核部记录了角闪石结晶成核时的压力条件，而边部的压力升高则记录流体超压运移过程。超压事件过后，流体的减压排气作用释放了部分压力，导致岩浆的固相线温度迅速提高，促使残余岩浆迅速结晶形成基质（刘璐璐等，2019）。YWS-1 相带、YWS-2 相带基质中的一些气孔结构很好地佐证了这一过程。因此可以确认，由角闪石核部电子探针数据计算出的深度为角闪石斑晶结晶的真实深度，而角闪石边部电子探针数据计算的深度为流体高压导致的“假”深度。

此外，YWS-5 相带岩相学特征完全不同于 YWS-1 相带—YWS4 相带，明显更富含 Fe-Ti 氧化物。YWS-5 相带云母的矿物晶体化学分析，也表明其从核部—边部都形成于壳源岩浆，完全不同于 YWS-1 相带—YWS-4 相带的云母成核于幔源。这种富矿的壳源成分“岩浆”不可能是先侵位岩浆液态不混溶或分离结晶作用的结果。此外，造岩矿物和 Fe-Ti 氧化物接触位置具有明显溶蚀结构（图 3），文章倾向于认为形成 YWS-5 相带的岩浆是 Fe-Ti 成分的溶体−流体流，即深部成矿流体一次次叠加卸载的结果。

整个层状岩体的形成应该是岩浆系统在深部含矿流体输入作用下引起的骨牌效应，从而使得每

一个岩浆房中的含矿流体都得到释放；如此反复，直到最后汇聚成强大的溶体−流体流。由于前几次岩浆脉动下形成的岩席堵塞了流体的逃逸通道，导致含矿流体卸载，形成了 YWS-5 相带的大规模成矿（图 12）。

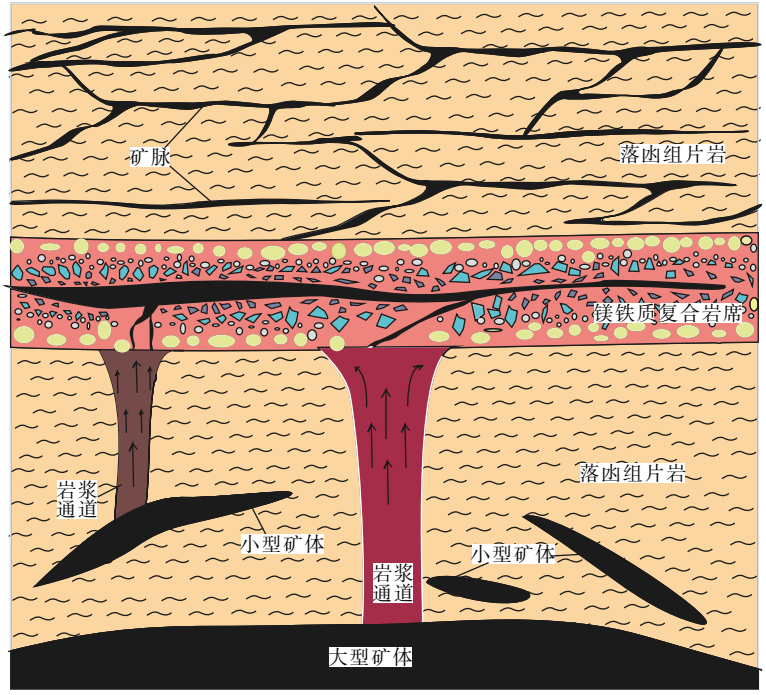


图 12 拉拉矿区的成矿模型

Fig. 12 Metallogenic model of the Lala mining area

5 结论

（1）川西拉拉矿区镁铁质层状岩体各相带角闪石均为钛闪石，形成于中—基性幔源岩浆；各相带云母则可分为 2 大类，分别为镁质黑云母（YWS-1 相带—YWS-4 相带），成核于幔源岩浆；白云母（YWS-5 相带），成核于壳源岩浆。这说明层状岩体形成过程中，深部最少有 2 种不同性质的岩浆房。

（2）川西拉拉矿区镁铁质层状岩体角闪石的结晶温度为 1024.21～1052.52 ℃、压力为 6.63～9.85 kPa，且温度、压力都是核部较低、边部较高；云母的结晶温度为 647～856 ℃。据此推测岩体侵位深度范围其 25～35 km。角闪石在岩浆上涌过程中先结晶，后期云母结晶。

（3）川西拉拉矿区镁铁质层状岩体角闪石结晶时氧逸度变化范围为 NNO−2.59 至 NNO−0.22，云母氧逸度除 YWS-5 相带位于 QFM 外，其余在 NNO 缓冲剂和 HM 缓冲剂之间，说明岩浆体系演化过程中氧逸度总是从高向低转变。

（4）川西拉拉矿区镁铁质层状岩体中的角闪石和云母形成于岩浆作用的不同阶段，并不都结晶于同一性质岩浆房。岩体为至少 2 个不同性质的岩浆房经过 4～5 次的脉动形成，且岩浆中含有大量流体，每次岩浆就位伴随有流体释放。

References

ANDERSON J L, SMITH D R. 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer[J]. American mineralogist, 80(5-6): 549-559.

BAI Y, SU B X, XIAO Y, et al., 2023. Distribution of Co-Ni in mafic-ultramafic layered intrusion and implications for formation of magmatic deposits: a case study of the Stillwater Complex[J]. Acta Petrologica Sinica, 39(4): 1172-1184. (in Chinese with English abstract)

BAO C F, SHE Y W, LU Y Y, et al., 2024. The magma evolution process of the Taihe Layered Intrusion in the Emeishan area, SW China: evidence from geochemical characteristics of amphiboles[J]. Acta Mineralogica Sinica, 44(2): 178-187. (in Chinese with English abstract)

CHENG J H, LUO Z H, HEI H X, et al., 2017. The genesis and prospecting significance of amphibole-rich veins in fine-grained olivine gabbro on top of Qinggangping ore block, Baima[J]. Earth Science Frontiers, 24(3): 276-287. (in Chinese with English abstract)

DAVID R W, HANS P E, 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and

application[J]. American Mineralogist, 50(9): 1228-1272.

FEELEY T C, SHARP Z D, 1996. Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers[J]. Geology, 24(11): 1021-1024.

FOSTER M D, 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas[R]. Washington: United States Government Printing Office.

GUO Y Y, HE W Y, LI Z C, et al., 2015. Petrogenesis of Ge'erkuohe porphyry granitoid, western Qinling: constraints from mineral chemical characteristics of biotites[J]. Acta Petrologica Sinica, 31(11): 3380-3390. (in Chinese with English abstract)

HAMMARSTROM J M, ZEN E A, 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer[J]. American Mineralogist, 71(11-12): 1297-1313.

HENRY D J, GUIDOTTI C V, THOMSON J A, 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms[J]. American Mineralogist, 90(2-3): 316-328.

HOLLISTER L S, GRISSOM G C, PETERS E K, et al., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons[J]. American Mineralogist, 72(3-4): 231-239.

HU B Q, LYU G X, WANG F Z, et al. , 2011. The ground pressure gradient in the lithosphere and its influence on geological processes[C]//The 13th Academic Annual Conference of the Mineralogy, Petrology and Geochemistry Society of China. Guangzhou: Chinese Society for Mineralogy, Petrology and Geochemistry: 34 (in Chinese)

JI G Y, JIANG S H, ZHANG L S, et al., 2021. Petrogenic and metallogenic significance of Alubaogeshan granite in Maodeng deposit of southern Da Hinggan Mountains: evidence from mineralogy of zircon, amphibole and biotite[J]. Mineral Deposits, 40(3): 449-474. (in Chinese with English abstract)

JOHNSON M C, RUTHERFORD M J, 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks[J]. Geology, 17(9): 837-841.

LATPOV R, HANSKI E, LAVRENCHUK A, et al., 2011. A ‘three-increase model’ for the origin of the marginal reversal of the Koitelainen layered intrusion, Finland[J]. Journal of Petrology, 52(4): 733-764.

LE MAITRE R W, 2002. Igneous rocks: a classification and glossary of terms[J]. Mining Engineering(8)

LEAKE B E, WOOLLEY A R, ARPS C E S, et al., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names[J]. The Canadian Mineralogist, 35(1): 219-246.

LI J L, CHEN Z L, ZHOU T F, et al., 2021. Mineralogical characteristics of amphibole in calc-alkalic intrusive rocks from the Juelotage tectonic belt of the Eastern Tianshan and its implication for regional prospecting[J]. Geotectonica et Metallogenia, 45(3): 534-552. (in Chinese with English abstract)

LIU L L, SU S G, YANG R N, et al., 2019. Characteristics and research significance of matrix minerals in Tanling polyphenocryst plagioporphyry, Wu'an, Hebei Province[J]. Earth Science Frontiers, 26(1): 286-299. (in Chinese with English abstract)

LUO Z H, LU X X, CHEN B H, et al. , 2009. Introduction to magmatic fluid mineralization[M]. Beijing: Geological Publishing House. (in Chinese)

LUO Z H, YANG Z F, DAI GENG, et al., 2013. Crystal populations of igneous rocks and their implications in genetic mineralogy[J]. Geology in China, 40(1): 176-181. (in Chinese with English abstract)

LUO Z H, LIU C, SU S G, 2014. Understanding the physical processes in magmatic systems[J]. Acta Petrologica Sinica, 30(11): 3113-3119. (in Chinese with English abstract)

MARSH B D, 1996. Solidification fronts and magmatic evolution[J]. Mineralogical Magazine, 60(398): 5-40.

MARSH B D, 2002. On bimodal differentiation by solidification front instability in basaltic magmas, part 1: basic mechanics[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66(12): 2211-2229.

MILLER C F , STODDARD E F , BRADFISH L J , et al. , 1981. Composition of Plutonic Musgovite: Genetic Implications[J]. Canadian Mineral, 19(1): 25-34.

MILLER C F, WARK D A, 2008. Supervolcanoes and their explosive supereruptions[J]. Elements, 4(1): 11-15.

Naldrett A J, 1989. Magmatic sulfide deposits[M]. New York: Oxford University Press.

OTTEN M T, 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86(2): 189-199.

RIDOLFI F, PUERINI M, RENZULLI A, et al., 2008. The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1): 94-106.

RIDOLFI F, RENZULLI A, PUERINI M, 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160(1): 45-66.

SELBY D, NESBITT B E, 2000. Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry[J]. Chemical Geology, 171(1-2): 77-93.

SHEN J F, LI S R, HUANG S F, et al., 2021. The decennary new advances on the genetic mineralogy and prospecting mineralogy (2010-2020)[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 40(3): 610-623. (in Chinese with English abstract)

SUN J Y, YU W J, CUI J W, et al., 2019a. The petrogenesis and tectonic setting of the ore-bearing mafic layered intrusions in Lala area, Western Sichuan[J]. Journal of Geomechanics, 25(1): 139-150. (in Chinese with English abstract)

SUN J Y, YU W J, TANG Z X, et al., 2019b. Discovery of the ore-bearing mafic layered sill in the Lala Fe-Cu ore district, western Sichuan Province, China and its implications for petrogenesis and metallogenesis[J]. Earth Science Frontiers, 26(1): 313-325. (in Chinese)

TANG Z Y, LI J, DENG C Z, et al., 2023. Crystallization conditions of magma from Longmen potassic pluton of the Trans-North China Orogen, North China Craton: constraints from mineral chemistry and zircon trace element[J]. Acta Petrologica Sinica, 39(5): 1370-1386. (in Chinese with

English abstract)

WANG X X, WANG T, CHEN X D, et al., 2024. Regional variation of biotite composition of granitoid and its significance to deep crust component and mineralization: a case study on biotite from Early Mesozoic granitoid in the Qinling orogen[J]. Acta Petrologica Sinica, 40(3): 811-826. (in Chinese with English abstract)

WANG Y, PEATE I U, LUO Z H, et al., 2019. Rifting in SW China: structural and sedimentary investigation of the initial crustal response to emplacement of the Permian Emeishan LIP[J]. Geological Magazine, 156(4): 745-758.

WANG Y C, LIU X, ZHAO Y Y, et al., 2025. Compositional characteristics of hornblende and biotite from Longgouhe intrusive rocks in upper Heilongjiang Basin and their significance[J]. Chinese Journal of Geology, 60(3): 877-889. (in Chinese with English abstract)

XIA Y Q, TUO M J, LI N, et al., 2024. Geochemical characteristics and geological significance of biotite in granite of Dahongliutan area in the West Kunlun Orogen[J]. Chinese Journal of Geology, 59(2): 404-419. (in Chinese with English abstract)

YU W J, LUO Z H, LIU Y S, et al., 2017. Petrogenesis of the Lala iron-copper deposit: evidence by cryptoexplosive breccia CSD data and their zircon U-Pb data[J]. Acta Petrologica Sinica, 33(3): 925-941. (in Chinese with English abstract)

YU W J, LUO Z H, LIU Y S, et al., 2019. Genesis of the Lala iron-copper deposit: evidence from petrography of spilite-keratophyre formation and related geochemical data[J]. Earth Science Frontiers, 26(1): 300-312. (in Chinese with English abstract)

ZIEG M J, MARSH B D, 2012. Multiple reinjections and crystal-mush compaction in the Beacon Sill, McMurdo Dry Valleys, Antarctica[J]. Journal of Petrology, 53(12): 2567-2591.

附中文参考文献

白洋, 苏本勋, 肖燕, 等, 2023. Co-Ni在镁铁-超镁铁层状岩体中的分布特征及对岩浆成矿的指示: 以Stillwater岩体为例[J]. 岩石学报, 39(4): 1172-1184.

包从法, 佘宇伟, 路永严, 等, 2024. 峨眉山太和岩体角闪石地球化学特征与岩浆演化[J]. 矿物学报, 44(2): 178-187.

程金华, 罗照华, 黑慧欣, 等, 2017. 白马铁矿青杠坪矿段顶部细粒橄榄辉长岩中富角闪石细脉成因及其找矿意义[J]. 地学前缘, 24(3): 276-287.

郭耀宇, 和文言, 李在春, 等, 2015. 西秦岭格尔括合花岗闪长斑岩岩石成因: 黑云母矿物学特征约束[J]. 岩石学报, 31(11): 3380-3390.

胡宝群, 吕古贤, 王方正, 等, 2011. 岩石圈中的地压梯度及其对地质作用过程的影响[C]//中国矿物岩石地球化学学会第13届学术年会论文集. 广州: 中国矿物岩石地球化学学会: 34.

季根源, 江思宏, 张龙升, 等, 2021. 大兴安岭南段毛登矿区阿鲁包格山岩体成岩成矿意义: 锆石、角闪石和黑云母矿物学证据[J]. 矿床地质, 40(3): 449-474.

李季霖, 陈正乐, 周涛发, 等, 2021. 东天山觉罗塔格构造带钙碱性侵入岩角闪石矿物学特征及其对区域找矿的启示[J]. 大地构造与成矿学, 45(3): 534-552.

刘璐璐, 苏尚国, 杨睿娜, 等, 2019. 河北武安坦岭多斑斜长斑岩中基质矿物特征及其研究意义[J]. 地学前缘, 26(1): 286-299.

罗照华, 卢欣祥, 陈必河, 等, 2009. 透岩浆流体成矿作用导论[M]. 北京: 地质出版社.

罗照华, 杨宗锋, 代耕, 等, 2013. 火成岩的晶体群与成因矿物学展望[J]. 中国地质, 40(1): 176-181.

罗照华, 刘翠, 苏尚国, 2014. 理解岩浆系统的物理过程[J]. 岩石学报, 30(11): 3113-3119.

申俊峰, 李胜荣, 黄绍锋, 等, 2021. 成因矿物学与找矿矿物学研究进展(2010—2020)[J]. 矿物岩石地球化学通报, 40(3): 610-623.

孙君一, 于文佳, 崔加伟, 等, 2019a. 川西拉拉含矿镁铁质层状岩体的成因及构造背景[J]. 地质力学学报, 25(1): 139-150.

孙君一, 于文佳, 唐泽勋, 等, 2019b. 川西拉拉Fe-Cu矿区含矿镁铁质层状岩席的首次发现及其成岩成矿意义[J]. 地学前缘, 26(1): 313-325.

唐宗源, 李杰, 邓昌州, 等, 2023. 华北克拉通中部造山带龙门钾质岩浆结晶条件: 矿物化学和锆石微量元素的约束[J]. 岩石学报, 39(5): 1370-1386.

王晓霞, 王涛, 陈小丹, 等, 2024. 花岗质岩石中黑云母成分区域性变化对深部物质示踪及成矿的约束: 以秦岭地区为例[J]. 岩石学报, 40(3): 811-826.

王远超, 刘璇, 赵元艺, 等, 2025. 上黑龙江盆地龙沟河岩体角闪石和黑云母矿物成分特征及其成岩成矿意义[J]. 地质科学, 60(3): 877-889.

夏永旗, 庹明洁, 李诺, 等, 2024. 西昆仑大红柳滩花岗岩中黑云母地球化学特征及地质意义[J]. 地质科学, 59(2): 404-419.

于文佳, 罗照华, 刘永顺, 等, 2017. 拉拉铁铜矿床成因: 来自隐爆角砾岩结构定量化和锆石U-Pb年代学的证据[J]. 岩石学报, 33(3): 925-941.

于文佳, 罗照华, 刘永顺, 等, 2019. 拉拉铁铜矿床成因: 来自细碧-角斑岩岩相学和地球化学的证据[J]. 地学前缘, 26(1): 300-312.

开放科学（资源服务）标识码（OSID）:

可扫码查看相关测试数据、下载文章电子版以及更多文章相关资讯