第 59 卷 第 5 期
2026 年（总 249 期）

西 北 地 质
NORTHWESTERN GEOLOGY

Vol. 59 No. 5
2026(Sum249)



引文格式：杜晓飞，王核，李斌，等. 阿尔金地区黄龙岭锂矿床伟晶岩分带特征与多期构造–岩浆叠加成矿机制[J]. 西北地质，2026，59(5)：222−243. DOI：10.12401/j.nwg.2026054

Citation：DU Xiaofei，WANG He，LI Bin，et al. Zoning Characteristics of Pegmatite and Multi-Stage Tectono-Magmatic Superimposed Mineralization Mechanism of Huanglongling Lithium Deposit in Altyn Region，Xinjiang[J]. Northwestern Geology，2026，59(5)：222−243. DOI：10.12401/j.nwg.2026054

阿尔金地区黄龙岭锂矿床伟晶岩分带特征与多期构造–岩浆叠加成矿机制

杜晓飞[1,2]，王核[2,3,*]，李斌[1,*]，张嵩[3]，刘建平[1]，刘金恒[3]，
王威[2,4]，马华东[2]，朱炳玉[2]，邱林[2]

（1. 有色金属成矿预测与地质环境监测教育部重点实验室，中南大学地球科学与信息物理学院，湖南 长沙 410083；2. 新疆维吾尔自治区人民政府国家三〇五项目办公室（新疆维吾尔自治区自然资源与生态环境研究中心），新疆 乌鲁木齐 830000；3. 中国科学院广州地球化学研究所，广东 广州 510640；4. 新疆中亚造山带大陆动力学与成矿预测重点实验室，新疆大学地质与矿业工程学院，新疆 乌鲁木齐 830047）

摘 要：黄龙岭锂矿床是新疆阿尔金地区近年来新发现的超大型伟晶岩型锂矿床，巨大的资源潜力使其迅速成为区域内稀有金属成矿研究的热点。黄龙岭伟晶岩脉具有明显的区域分带及内部结构带，区域分带以白云母花岗岩为中心，向外依次为微斜长石伟晶岩（Ⅰ带）、石英–白云母–钠长石伟晶岩（Ⅱ带）、石英–锂辉石伟晶岩（Ⅲ带）和锂辉石–锂云母–锂电气石伟晶岩（Ⅳ带）。此外，单个脉体的内部结构分带不尽相同，从无分带的全脉矿化（锂辉石）伟晶岩脉到6个内部结构带均发育。通过对区域分带的伟晶岩开展独居石、铌钽铁矿U-Pb测年，厘定出黄龙岭伟晶岩存在①主成矿期（442～436 Ma）、②成岩期（422～419 Ma）、③成岩期（413.3～411.0 Ma）、④次成矿期（401.8～396.9 Ma）等4期成岩成矿作用，推测黄龙岭多期多阶段成岩成矿作用与区域构造–岩浆演化耦合。黄龙岭伟晶岩的区域分带模式及稀有金属演化特征，表明黄龙岭伟晶岩是典型的LCT型伟晶岩，伟晶岩脉复杂的内部结构分带，表明其成矿过程受多期构造–岩浆活动叠加影响，由熔体分离结晶、流体出溶等多种成矿作用耦合叠加形成。

关键词：黄龙岭；区域分带；内部结构带；U-Pb年龄；伟晶岩

中图分类号：P612；P618.6　　**文献标志码**：A　　**文章编号**：1009-6248(2026)05-0222-22

Zoning Characteristics of Pegmatite and Multi-Stage Tectono-Magmatic Superimposed Mineralization Mechanism of Huanglongling Lithium Deposit in Altyn Region, Xinjiang

DU Xiaofei[1,2], WANG He[2,3,*], LI Bin[1,*], ZHANG Song[3], LIU Jianping[1], LIU Jinheng[3],

收稿日期：2026-05-08；**修回日期**：2026-08-03；**责任编辑**：吕鹏瑞

基金项目：新疆维吾尔自治区重点研发项目（2024B03003-2），中国科学院科技先导专项（XDA0430102），国家重点研发计划专项（2021YFC2901904-4），新疆维吾尔自治区“天池英才”引进计划，国家自然科学基金项目（42402051）联合资助。

作者简介：杜晓飞（1987–），男，博士研究生，高级工程师，从事矿产勘查及矿床地球化学研究。E–mail：503179378@qq.com。

*通讯作者：王核（1966–），男，博士，研究员，从事稀有金属成矿规律及潜力评价研究。E–mail：wanghe@gig.ac.cn。

李斌（1985–），男，博士，教授，从事稀有金属成矿理论与找矿预测。E–mail：cutelb@csu.edu.cn。

© Editorial Office of *Northwestern Geology*. OA under CC BY-NC-ND

WANG Wei[2,4], MA Huadong[2], ZHU Bingyu[2], QIU Lin[2]

(1. Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals and Geological Environment Monitoring(Ministry of Education), School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China; 2. The National 305 Project Office of Xinjiang / Xinjiang Natural Resources and Ecological Environment Research Center, Urumqi 830000, Xinjiang, China; 3. Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 4. Xinjiang Key Laboratory for Geodynamic Processes and Metallogenic Prognosis of the Central Asian Orogenic Belt, College of Geology and Mining Engineering, Xinjiang University, Urumqi 830047, Xinjiang, China)

Abstract: The Huanglongling lithium deposit is a newly discovered superlarge pegmatite-type lithium deposit in the Altyn area of Xinjiang in recent years, Owing to its tremendous resource potential, this area has rapidly emerged as a focal point for research on rare-metal metallogenesis within the region.The pegmatite dykes in the Huanglongling deposit exhibit distinct regional zonation and internal textural zoning. Centered on muscovite granite, the regional zoning consists successively of microcline pegmatite (Zone I), quartz-muscovite-albite pegmatite (Zone II), quartz-spodumene pegmatite (Zone III), and spodumene-lepidolite-lithium tourmaline pegmatite (Zone IV) outward.In addition, individual pegmatite dykes show variable internal textural zonation, ranging from fully mineralized spodumene-bearing pegmatite dykes without zoning to those developed with six internal textural zones. Based on U-Pb dating of monazite and columbite-tantalite from the zoned pegmatites, four episodes of magmatism and mineralization have been identified in the Huanglongling pegmatites: ① the main mineralization stage (442–436 Ma), ② a magmatic stage (422–419 Ma), ③ another magmatic stage (413.3–411.0 Ma), ④ the secondary mineralization stage (401.8–396.9 Ma). It is inferred that the multi-stage magmatism and mineralization of the Huanglongling deposit are coupled with regional tectonic-magmatic evolution.The regional zoning pattern and rare metal evolutionary characteristics indicate that the Huanglongling pegmatites belong to typical LCT-type pegmatites. The complex internal textural zonation of pegmatite dykes reveals that the mineralization process was overprinted by multi-phase tectono-magmatic activities, and formed via the combined effects of multiple metallogenic processes including magmatic fractional crystallization and fluid exsolution.

Keywords: Huanglongling; regional zoning; internal textural zoning; U-Pb dating; pegmatite

花岗伟晶岩普遍存在区域分带及内部结构带。通常区域分带是指在一个较大的伟晶岩矿田或区域范围内, 不同类型的伟晶岩脉(或同一伟晶岩矿田内不同部位的伟晶岩脉)在空间分布上呈现出的规律性变化(高永宝等, 2025), 典型代表性矿床有新疆白龙山矿田(王核等, 2021)、四川甲基卡新三号脉(Dai et al., 2019; 朱文斌等, 2024)、加拿大 Tanco 锂矿床(Černý, 2005)。内部结构带是指在单个伟晶岩脉内部, 从边缘到核心矿物成分、粒度、结构和构造呈现出的同心环状或带状的规律性分布。可可托海 3 号脉是伟晶岩内部结构分带的典型代表, 其具有世界上独一无二的同心环带状构造, 可划分出 9 个内部结构带(朱金初等, 2000; 邹天人等, 2006)。

如何解释花岗伟晶岩有别于普通花岗岩的复杂组构、分带特征, 学界存在两种主流观点。Jahns et al.(1969)提出伟晶岩独特的结构与分带特征, 源于硅酸盐熔体中富水气相因浮力发生分离, 这一过程使得单条伟晶岩形成上部富钾的伟晶岩带, 以及下部富钠的细晶岩带, 这种针对花岗岩伟晶岩的内部分带现象的解释获得学界广泛的认可(London, 2005; Černý et al., 2012)。London(2014)提出了伟晶岩的“组分分区提纯”(Constitutional Zone-Refining, CZR)模型, 很好地诠释了伟晶岩内部结构带的分带特征, 特别是矿物沿长轴或生长方向成分突变(如黑电气石突变为锂电气石, 白云母突变为锂云母)的现象。

伟晶岩脉群区域分带的成因则争议颇多。一组伟晶岩脉中所见的分异被认为源于其源区花岗质岩浆的分异, 通过连续或幕式熔体抽取, 围绕花岗岩体的持续结晶, 由近及远形成分异程度、稀有金属矿化不同的区域分带(Černý, 1991), 伟晶岩区域分带是连

续结晶分异的空间表达。然而，伟晶岩脉连通性与开放通道问题仍是未解难题。多数野外证据表明，成因相关的伟晶岩脉为单脉冲侵位，在结晶开始前（尤其是在片理化围岩中）逐渐收缩至越来越局部的规模，且其分异主要发生在封闭熔体体内（Jahns, 1955, 1982）。若伟晶岩的化学演化源于其花岗质源区的渐进分异，则岩脉系统必须在与花岗岩自身固化相当的时间内（可能为 10^3～10^4a）保持开放和连通。基于现有伟晶岩脉侵位后冷却演化的认知，该机制难以成立。上述野外与岩相观测指示，伟晶岩从分带岩浆源区继承了垂直化学分带（Poli et al., 1991; London, 1992; Mahood et al., 1996）。花岗岩母岩浆房在深部演化过程中，受重力分异、热扩散、晶体沉降与残余熔体聚集共同控制，自发形成稳定的垂向成分梯度：岩浆房下部以富集 Fe、Mg、Ca 及相容元素为特征，中部为常态花岗质熔体，上部及顶部则长期汇聚高度分异、富挥发分（F、B、P）与稀有不相容元素（Li、Rb、Cs、Nb、Ta 等）的晚期残余熔体（Simmons et al., 1987; Mahood et al., 1996; 王利波等, 2025），构造活动触发岩浆房破裂与熔体阶段性抽离时，不同层位、不同演化程度的熔体沿断裂、裂隙系统定向侵位：岩浆房下部低演化熔体就近浅部定位，形成靠近母岩的简单伟晶岩；而岩浆房顶部高度分异的富稀有元素残余熔体，具备更低黏度、更低固相线温度，沿构造通道远距离运移，在远离花岗岩基的外侧就位，形成高分异复杂型稀有金属伟晶岩（London, 1992; Bea et al., 1994; 解程皓等, 2025），呈现伟晶岩脉群区域分带特征。Simmons et al.（2008）认为距离深成岩体最远的伟晶岩浆可能不是通过长期的分离结晶作用从深成岩体中派生出来的，而是在深成岩体的热晕中产生的极低程度部分熔融体。

近年来，黄龙岭超大型锂矿的发现（王核等，2023），进一步证实阿尔金造山带为重要的新兴锂矿成矿带（杜晓飞等，2020; 王登红等，2022; 王核等，2022）。王核等（2023）对黄龙岭开展地质草测、剖面测制、伟晶岩含矿性评价等工作，初步查明矿体规模及矿区地质特征。Zhang et al.（2025a）开展区域花岗岩锆石 U-Pb 测年及伟晶岩铌钽铁矿、独居石、锡石 U-Pb 测年，查明含矿伟晶岩形成于 442～436 Ma，而不含矿伟晶岩形成于 422～419 Ma，结合区域地质背景，认为碰撞后伸展阶段（约 450～430 Ma）是形成大型至超大型锂矿床的最有利时期。Zhang et al.（2025b）针对伟晶岩开展铌钽铁矿 U-Pb 测年，厘定出锂主成矿期为 442.8～438.5 Ma，识别出一期约 401.4 Ma 的无矿伟晶岩，结合全岩地球化学特征，认为花岗质岩浆结晶分异是黄龙岭锂矿床的主要成矿机制。杜晓飞等（2025）针对“核绿边红”的“反西瓜”锂电气石开展地球化学及 B 同位素分析，认为绿色锂电气石致色元素主要为 Fe、Zn，粉色锂电气石则为 Mn，“反西瓜”锂电气石可能与高程度岩浆演化阶段的流体出溶有关。综上所述，前人对黄龙岭开展过矿区地质特征、年代学、特征矿物研究，但仍缺乏花岗伟晶岩区域分带及内部结构带研究。本次研究厘定伟晶岩区域分带及内部结构分带，选取不同分带的伟晶岩开展独居石、铌钽铁矿 U-Pb 测年，探讨黄龙岭伟晶岩脉的演化过程及多期多阶段的成岩成矿作用，为阿尔金稀有金属的找矿勘查提供理论依据。

1 地质背景

新疆阿尔金黄龙岭超大型锂矿区位于阿尔金山北缘，矿区出露地层为中元古界长城系巴什库尔干岩群（Ch*B*），主要为一套绿片岩，原岩组合的主要岩性为灰绿–灰紫色细砂岩，属于浅海–半深海相建造。巴什库尔干岩群（Ch*B*）由灰色二云母片岩、黑云母角闪片岩、大理岩、大理岩化灰岩等组成。赋矿围岩二云母片岩地层产状倾向为 125°～145°，倾角一般为 35°～55°。矿区北部大理岩、大理岩化灰岩产状较陡，介于 60°～70°，矿区地层主要呈单斜构造，矿区内各种岩石中片理和节理均比较发育，常出现紧闭小褶皱。矿区范围内未见岩体出露，矿区以北 5 km 出露库木达坂早古生代花岗岩（图 1），主体为细粒黑云母二长花岗岩和中粒白云母花岗岩，为潜在的伟晶岩母岩。

王核等（2023）初步圈定出一处长大于 4 500 m、宽大于 1 000 m 的含锂辉石的伟晶岩脉群，包括 21 条锂辉石伟晶岩矿体（图 2），并对其中 5 条控制程度较高的矿体（ρ1-1、ρ2-1、ρ2-5、ρ6-1、ρ7-1）进行初步估算。矿体长度为 370～4 230 m，厚度为 1.2～40.85 m，氧化锂平均品位为 1.26%～3.60%。

2 伟晶岩脉区域分带

笔者对黄龙岭矿区伟晶岩进行详细的野外地质观察及室内综合研究，梳理矿区伟晶岩脉区域分带可分为 4 条伟晶岩带（图 2、图 3），从北西到南东依次为：微斜长石伟晶岩（Ⅰ带）、石英–白云母–钠长石伟晶岩（Ⅱ带）、石英–锂辉石伟晶岩（Ⅲ带）、锂辉石–锂云母–

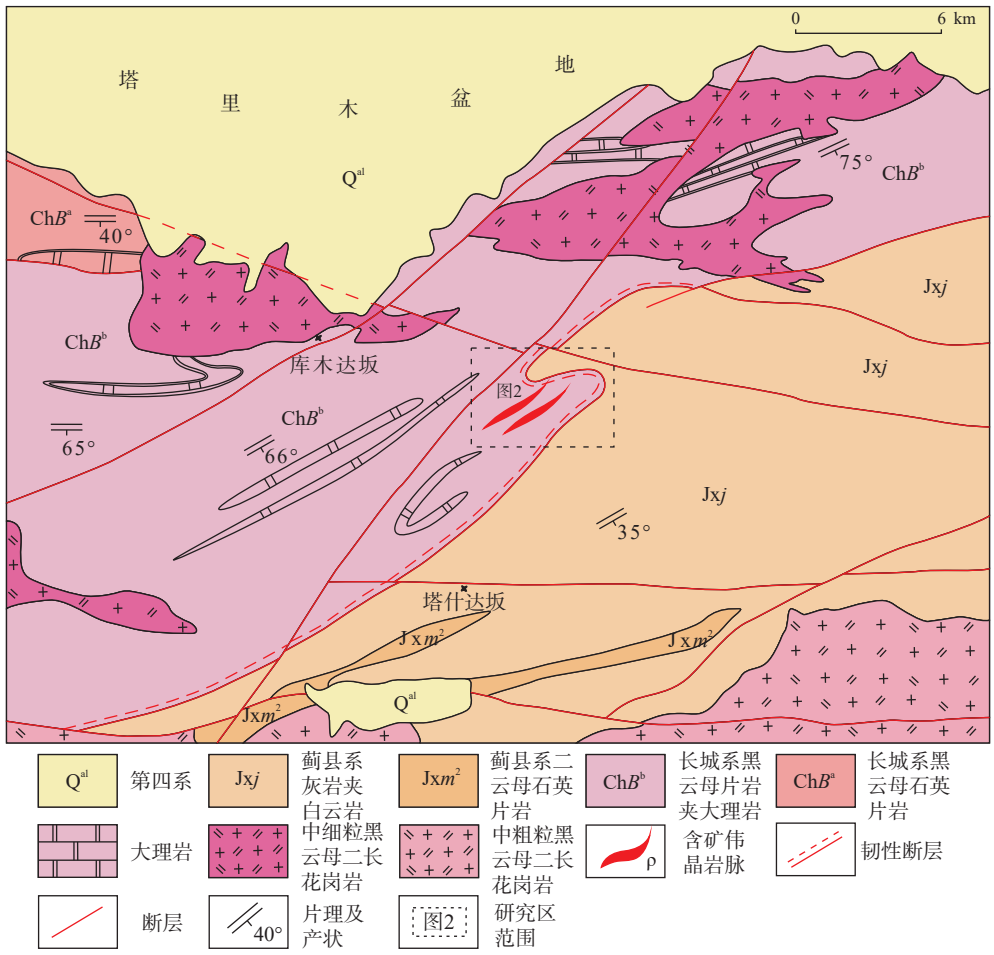


图1　区域地质简图

Fig. 1　Sketch map of regional geology

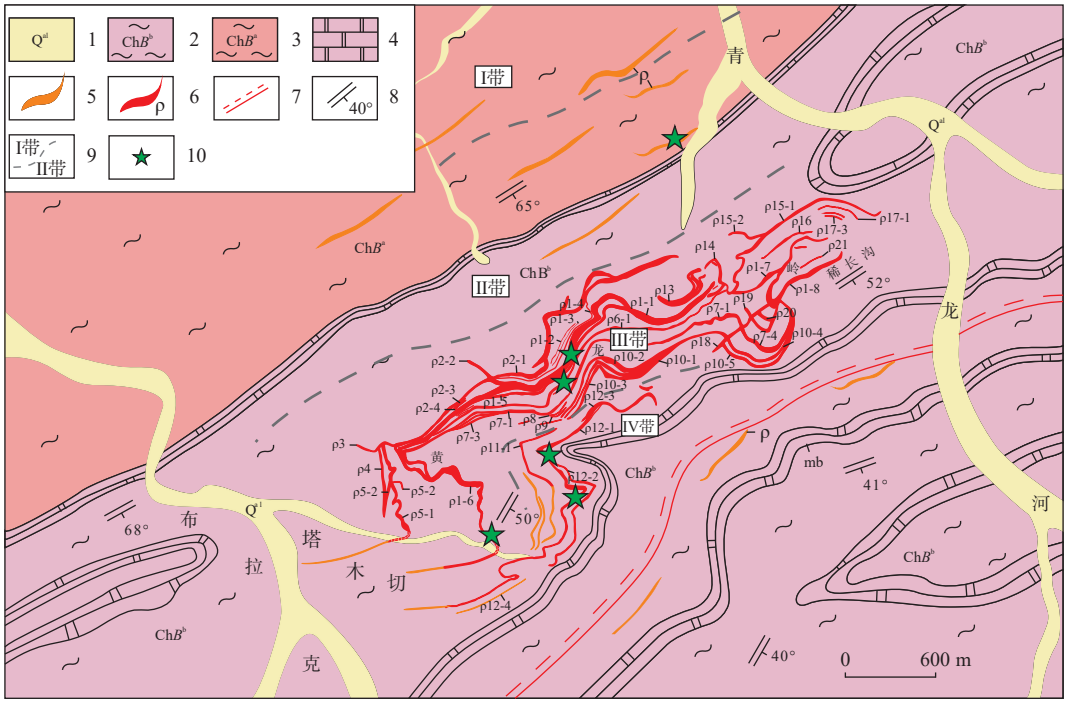
锂电气石伟晶岩(Ⅳ带)。其中，Ⅰ带和Ⅱ带为无矿伟晶岩带，Ⅲ带为 Li-Be-Nb-Ta 矿化，Ⅳ带为 Li-Rb-Cs 矿化。

微斜长石伟晶岩(Ⅰ带，无矿)：该带主要分布于库木达坂白云母花岗岩附近，伟晶结构，块状构造。主要由微斜长石、石英及钠长石组成，脉体长约数百米，宽为 2～5 m。

石英–白云母–钠长石伟晶岩(Ⅱ带，无矿)：该带从库木达坂白云母花岗岩旁到靠近含矿伟晶岩均有发育，伟晶结构，块状构造。主要由烟灰色石英、白云母及钠长石组成，白云母颗粒多为 1 cm 左右，靠近岩体附近的几条无矿伟晶岩脉中可见少量石榴子石、黑色电气石(图 4e)，部分无矿伟晶岩侵入到白云母花岗岩中。

石英–锂辉石伟晶岩(III 带，含矿)：该带底板为大理岩，向南东方向脉带群长约为 2 500 m，宽为 500～600 m，是矿区主要的锂铍铌钽资源来源之一。粗粒伟晶结构，块状构造。主要由石英、锂辉石、钠长石、白云母组成，副矿物为绿色电气石、铌钽铁矿、锡石、磷锂铝石、磷铁锂矿、磷灰石等，值得注意的是，该带中锂辉石发育白色–灰白色(图 4f)、灰黑色(图 4h)、粉色(图 4i)3 种颜色.其中，白色–灰白色锂辉石分布最为广泛，约占 90%；灰黑色锂辉石主要分布在 ρ1-5、ρ6-1 号脉体中，约占 9%；粉色锂辉石出露于 ρ1-1 号脉。该带中伟晶岩脉普遍存在分支复合现象。

锂辉石–锂云母–锂电气石伟晶岩(VI 带，含矿)：该带顶板为大理岩，向南东方向脉带群长约为 1 000 m，宽为 50～100 m，是矿区主要的锂铷铯资源来源。粗粒伟晶结构，块状构造。主要由石英、锂辉石、钠长石、白云母、锂白云母、锂电气石组成，副矿物为磷灰石、铯锂云母等，值得注意的是，该带中锂电气石发育：绿色、“反西瓜”(内绿外红)(杜晓飞等，2025)、粉红色(图 4l)3 种颜色。通过镜下观察及电子探针分析，在该带中发现有铯锂云母的存在。该带中伟晶岩脉也存在分支复合现象(图 3)。



1. 第四系；2. 长城系黑云母片岩夹大理岩；3. 长城系黑云母石英片岩；4. 大理岩；5. 无矿伟晶岩脉；6. 含矿伟晶岩脉；7. 韧性断层；8. 片理及产状；9. 伟晶岩区域分带；10. 采样位置

图2 黄龙岭锂矿矿区地质简图(据王核等，2023 修改)

Fig. 2 A sketched geological map of the Huanglongling lithium deposit

根据黄龙岭锂矿伟晶岩脉产出的地质特征，矿区伟晶岩脉区域分带的矿物共生组合、矿石组构特征，厘定黄龙岭锂矿区域分带中主要矿物分布特征(图 5)。

3 伟晶岩脉内部结构带

3.1 ρ1-1 号伟晶岩脉

矿脉产于云母石英片岩内，受围岩片理控制，呈沿片理顺层侵入的板状脉，脉长约为 2 500 m，平均厚度为 30 m，最大厚度达 50 m，沿倾向平均延深约为 300 m，最大延深为 400 m，产状为 140°～160°∠30°～50°。该脉是矿区内结构分带最多、规模最大的含锂伟晶岩脉(图 6)，为矿床主要矿体，从边部到中心，依次分为钠长石–石英–锂辉石结构带(ⅰ)、石英–钠长石结构带(ⅱ)、中粒锂辉石–石英–钠长石–铌钽铁矿结构带(ⅲ)、粗粒锂辉石–石英–铌钽铁矿结构带(ⅳ)、石英团块(核)(ⅴ)、锂辉石团块(核)(ⅵ)。岩脉与围岩的接触部位未见烘烤边。

(1)钠长石–石英–锂辉石结构带(ⅰ)：该结构带发育于伟晶岩脉边部靠近围岩的部位(图 6b)，中细粒花岗结构，块状构造。主要由钠长石、烟灰色石英、白云母组成，也见少量锂辉石，粒径为 1 cm×3 cm。该结构带宽度为 30～50 cm。

(2)石英–钠长石结构带(ⅱ)：该带主要由钠长石、烟灰色石英组成(图 6c)，该结构带宽度为 3～5 m。

(3)中粒锂辉石–石英–钠长石–铌钽铁矿结构带(ⅲ)：该结构带穿插入石英–钠长石结构带(ⅱ)中，边界明显(图 6e)，主要由锂辉石、钠长石、石英、白云母、磷铁锂矿组成，锂辉石长轴方向垂直于结构带边界，粒径可达 2 cm×10 cm。

(4)粗粒锂辉石–石英–铌钽铁矿结构带(ⅳ)：该结构带是 ρ1-1 号伟晶岩脉的主体，主要由锂辉石、石英、白云母、钠长石、磷铁锂矿组成，锂辉石颗粒粗大(图 6d)，粒径可达 10 cm×30 cm，是该矿床主要的锂资源来源。

(5)石英团块(核)(ⅴ)：由浅绿色石英组成(图 6f)，石英团块粒径为 40 cm×90 cm。

(6)锂辉石团块(核)(ⅵ)：该团块由 3 组不同方向的锂辉石构成(图 6g)，未见其他矿物，团块尺寸约 1 m×1 m。

3.2 全脉矿化伟晶岩脉

全脉矿化伟晶岩脉主要分布在石英–锂辉石带

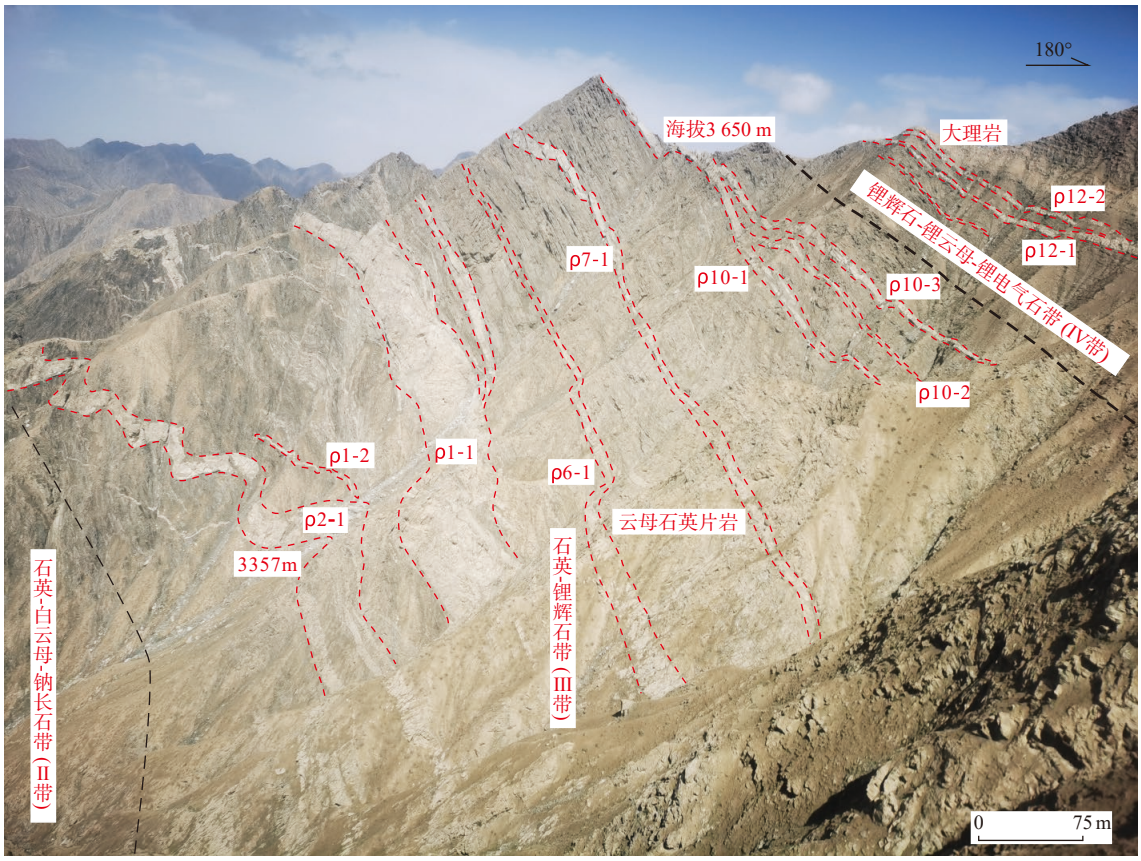


图3　黄龙岭锂矿床伟晶岩脉宏观分布特征

Fig. 3　The macroscopic distribution characteristics of the pegmatite veins in Huanglongling lithium deposit

(Ⅲ带)中, 为矿区内规模大的含锂伟晶岩脉, 为矿床主要矿体之一, 矿脉产于云母石英片岩内, 同样受围岩片理控制, 呈沿片理顺层侵入的板状脉, 脉长约为 2 500 m, 厚度为 2～6 m, 代表性矿脉有 ρ6-1 和 ρ7-1(图 7)。主要由锂辉石、钠长石、石英、白云母组成, 锂辉石颗粒粗大, 粒径为 3 cm×12 cm～20 cm×100 cm, 锂辉石矿物含量高达 50% 以上, 并垂直脉体边部生长, 伟晶岩脉 Li_2O 品位可达 4% 以上。部分全脉矿化脉体核部或下部也见石英核, 石英核宽度为 5 ～60 cm。

部分全脉矿化伟晶岩脉分布在石英–锂辉石–锂云母–锂电气石带(Ⅳ带)中, 矿脉产于云母石英片岩内, 同样受围岩片理控制, 呈沿片理顺层侵入的板状脉, 脉长约为 10 m, 厚度约为 20 cm。主要由粉色锂电气石(50%)、石英(30%)、钠长石(15%)、锂辉石(3%)等组成, 锂电气石整体呈自形长柱状(图 4k), 横截面呈球面三角形, 粒径为 3～10 mm, 长轴为 3 ～5 cm, 并垂直脉体边部生长。

3.3　ρ12-1 伟晶岩脉

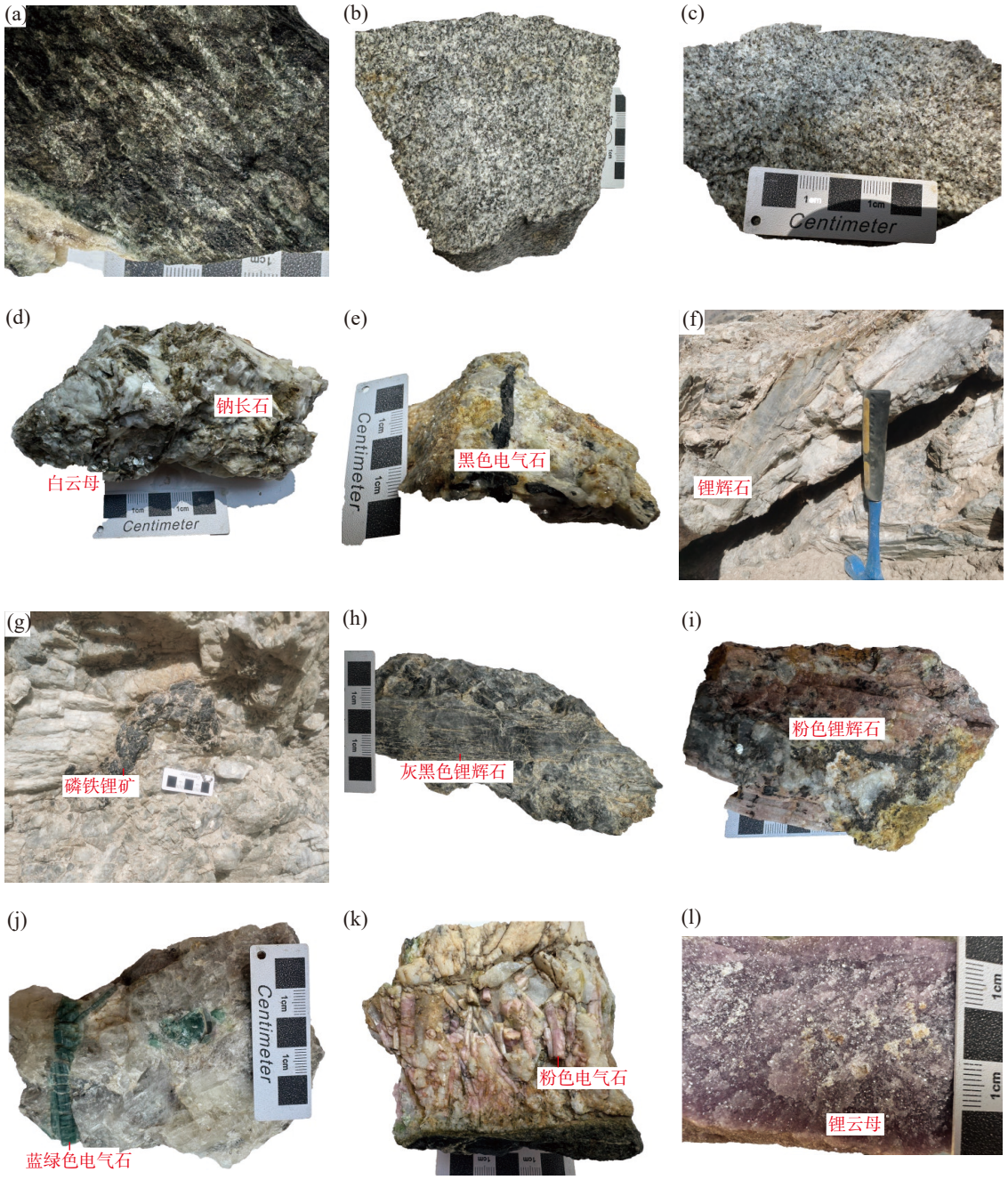
ρ12-1 伟晶岩脉主要分布在锂辉石–锂云母–锂电气石带(Ⅳ带)中, 矿脉产于含红柱石云母石英片岩内, 同样受围岩片理控制, 呈沿片理顺层侵入的板状脉, 脉长约为 2 000 m, 厚度为 8 ～10 m, 产状为 150°∠20°, 伟晶岩脉存在明显的分支复合现象。主要由锂辉石、钠长石、石英、锂电气石、白云母组成。因矿物结晶颗粒差异巨大, 脉体呈现明显的结构分带, 从上部到下部, 依次分为粗粒锂辉石–石英–钠长石结构带(ⅰ)、中细粒石英–钠长石–锂电气石–锂辉石结构带(ⅱ)。

粗粒锂辉石–石英–钠长石结构带(ⅰ), 该结构带发育于单个伟晶岩脉上部靠近围岩的部位(图 8a), 粗粒花岗结构, 块状构造。主要由锂辉石、石英、钠长石组成, 锂辉石粒径可达 15 cm×80 cm, 该结构带宽度约为 4 m, Li_2O 含量大于 2%。

中细粒石英–钠长石–锂电气石–锂辉石结构带(ⅱ), 该结构带发育于单个伟晶岩脉下部部位(图 8b)。主要由石英、钠长石、锂电气石、锂辉石组成, 锂辉石粒径可达 3 cm×10 cm, 该结构带宽度约为 6 m, Li_2O 含量约为 1%。

3.4　ρ12-2 伟晶岩脉

ρ12-2 伟晶岩脉主要分布在锂辉石–锂云母–锂电气石带(Ⅳ带)中, 为矿区内规模较小的含锂伟晶岩脉,



a. 云母石英片岩；b. 黑云母花岗岩；c. 白云母花岗岩；d. 钠长石白云母伟晶岩；e. 含黑色电气石伟晶岩；f. 灰白色锂辉石伟晶岩；g. 磷铁锂矿伟晶岩；h. 灰黑色锂辉石伟晶岩；i. 粉色锂辉石伟晶岩；j. 蓝绿色电气石伟晶岩；k. 粉色电气石伟晶岩；l. 锂云母伟晶岩

图4 黄龙岭锂矿床伟晶岩典型标本照片

Fig. 4 Photographs of typical pegmatite samples from the Huanglongling lithium deposit

为矿床次要矿体，矿脉产于云母石英片岩内，受围岩片理控制，呈沿片理顺层侵入的板状脉，脉长约为 200 m，厚度约为 3 m，产状为 160°∠30°。主要由锂云母、钠长石、石英组成。该脉内结构分带较为简单(图 9)，从边部到中心，依次分为钠长石–石英结构带(ⅰ)、锂云母结构带(ⅱ)。

钠长石–石英结构带(ⅰ)：该结构带发育于单个伟晶岩脉上部(图 9a)，粗粒花岗结构，块状构造。主要由石英、钠长石组成，该结构带宽度为 30～60 cm。

锂云母结构带(ⅱ)：伟晶岩核部发育锂云母(图 4l、图 9a)，宽度约为 2 m。

3.5 无矿伟晶岩脉

部分无矿伟晶岩脉侵入到白云母花岗岩中，无明显的产状，含石榴子石特征性矿物。无矿伟晶岩脉主

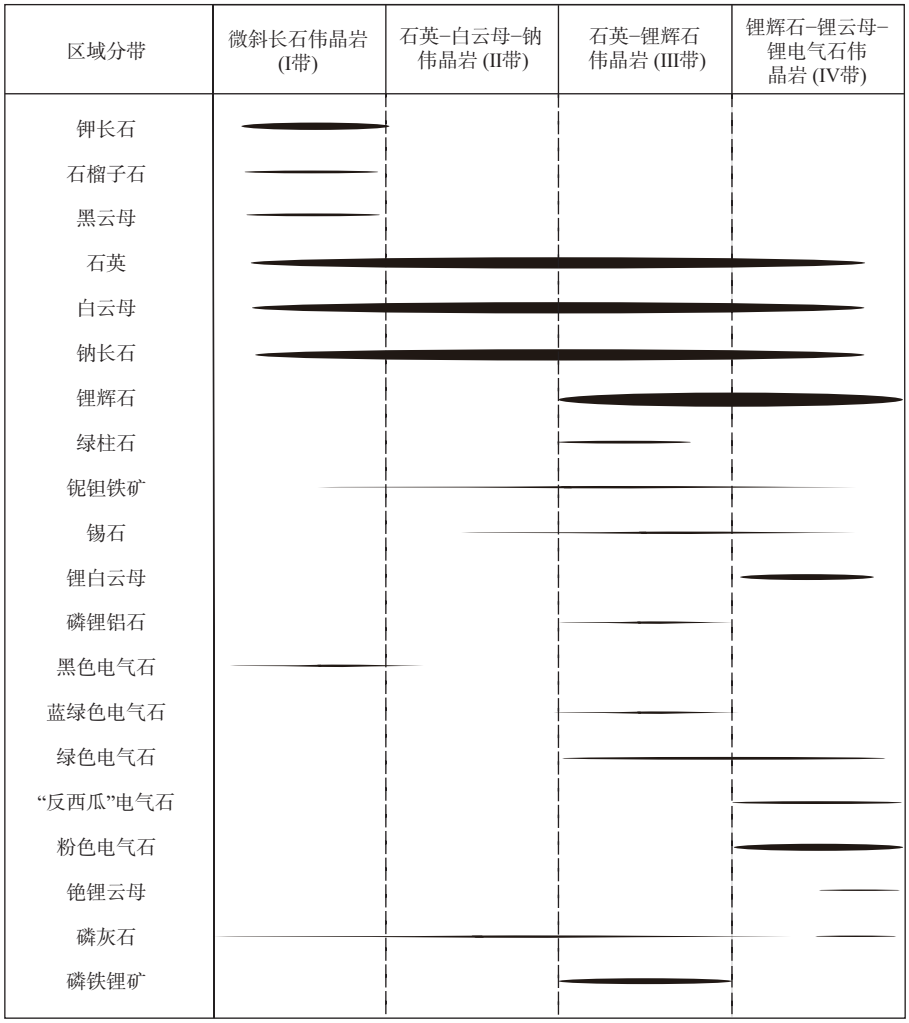


图5　黄龙岭锂矿床区域分带矿物分布图

Fig. 5　Mineral distribution in the regional zoning of Huanglongling lithium deposit

要产于云母石英片岩内, 受围岩片理控制, 沿片理顺层侵入的板状脉, 脉长为 10～500 m, 厚度为 5 cm～20 m 不等, 产状为 140°～160°∠30°～50°。无矿伟晶岩脉内部结构分带较简单, 从边部到中心, 依次分为钠长石–石英–白云母结构带(ⅰ)、石英核结构带(ⅱ)(图 10), 部分脉体未见内部结构带, 主要由钠长石、石英及白云母组成。岩脉与围岩的接触界限截然。

4　U-Pb 定年

4.1　分析方法

本次研究的库木达坂白云母花岗岩(样品号 028, 采样位置为 N 38°52′38.4″, E 89°9′32.4″)中锆石及独居石, 独居石样品采自无矿伟晶岩(样品 027, 采样位置为 N 38°52′48.7″, E 89°9′56.6″; 样品 401-2, 采样位置为 N 38°52′49.56″, E 89°10′16.86″), 铌钽铁矿样品采自无矿伟晶岩(II 带, 样号 D684, 采样位置为 N 38°52′50.4″, E 89°11′50.2″; II 带, 样号 24HLL-4; 采样位置为 N 38°51′10.4″, E 89°13′4.8″)、ρ1-1 号脉锂辉石伟晶岩(III 带, 样号 D608-2, 采样位置为 N 38°50′57.2″, E 89°12′41.9″)、ρ6-1 号脉锂辉石伟晶岩(III 带, 样号 23-KMDBD-ks1-3, 采样位置为 N 38°50′46.7″, E 89°12′30.5″)。样品的碎样、单矿物挑选、制靶及阴极发光图像由廊坊宇恒公司实验室完成。

锆石和独居石 U-Pb 同位素定年在武汉上谱分析科技有限责任公司利用 LA-ICP-MS 同时分析完成。有关详细的仪器参数和分析流程见 Zong et al.(2017)。GeolasPro 激光剥蚀系统由 COMPexPro 102 ArF 193 nm 准分子激光器和 MicroLas 光学系统组成, ICP-MS 型号为 Agilent 7900。激光剥蚀过程中, 采用氦气作载气, 氩气为补偿气以调节灵敏度。二者在进入 ICP 之前通过一个 T 型接头混合, 激光剥蚀系统配置有信号平

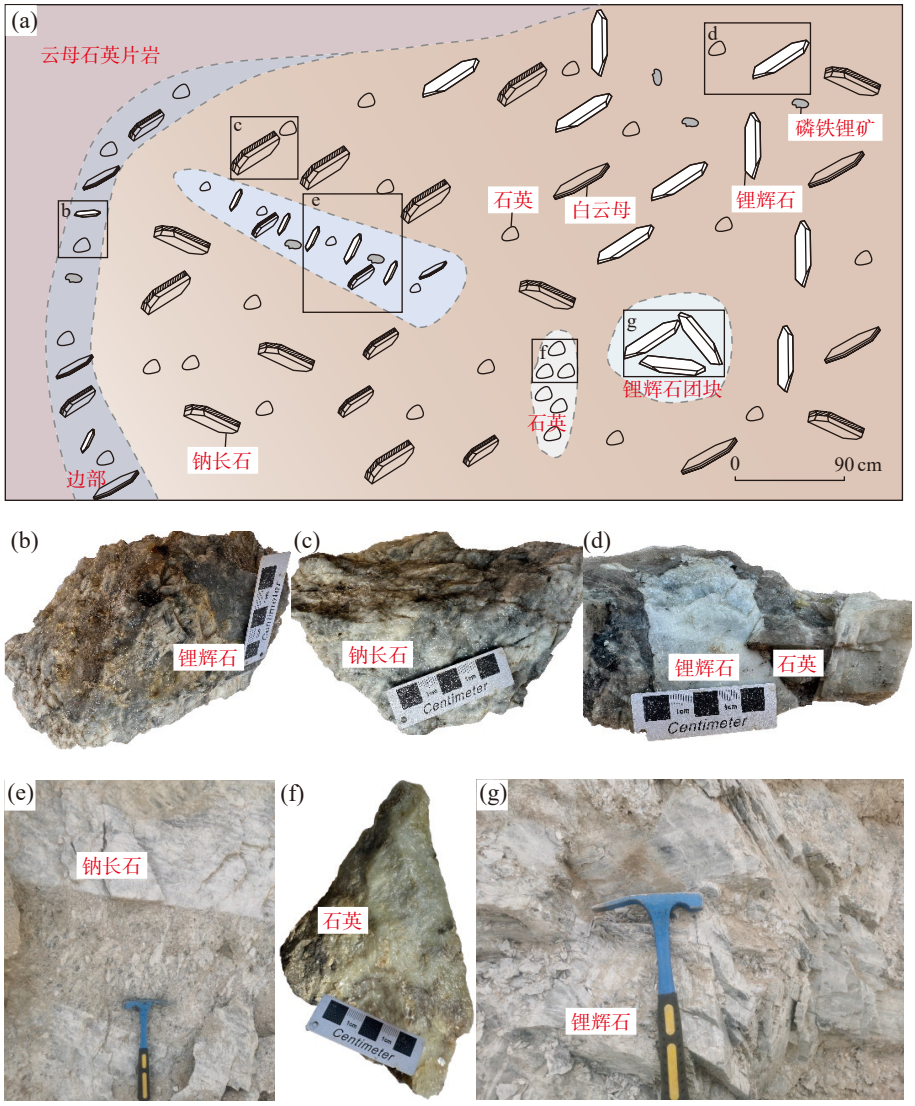


图6 黄龙岭锂矿床 ρ1-1 号伟晶岩脉内部结构带及典型照片

Fig. 6 Internal structural zones and typical photos of the No.ρ1-1 pegmatite vein in Huanglongling lithium deposit

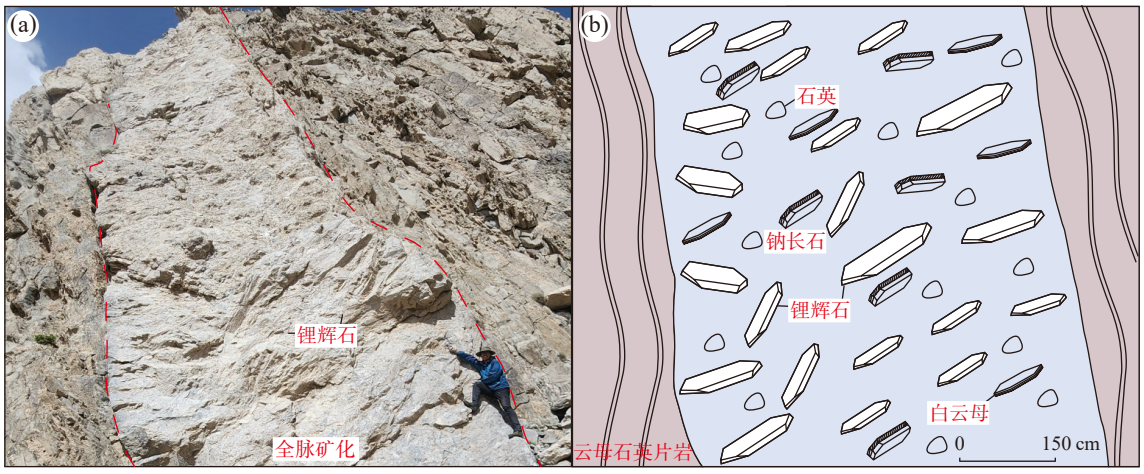


图7 黄龙岭锂矿床 ρ7-1 号全脉矿化伟晶岩脉宏观及示意照片

Fig. 7 Macro and schematic photos of the ρ7-1 fully mineralized pegmatite vein in Huanglongling lithium deposit

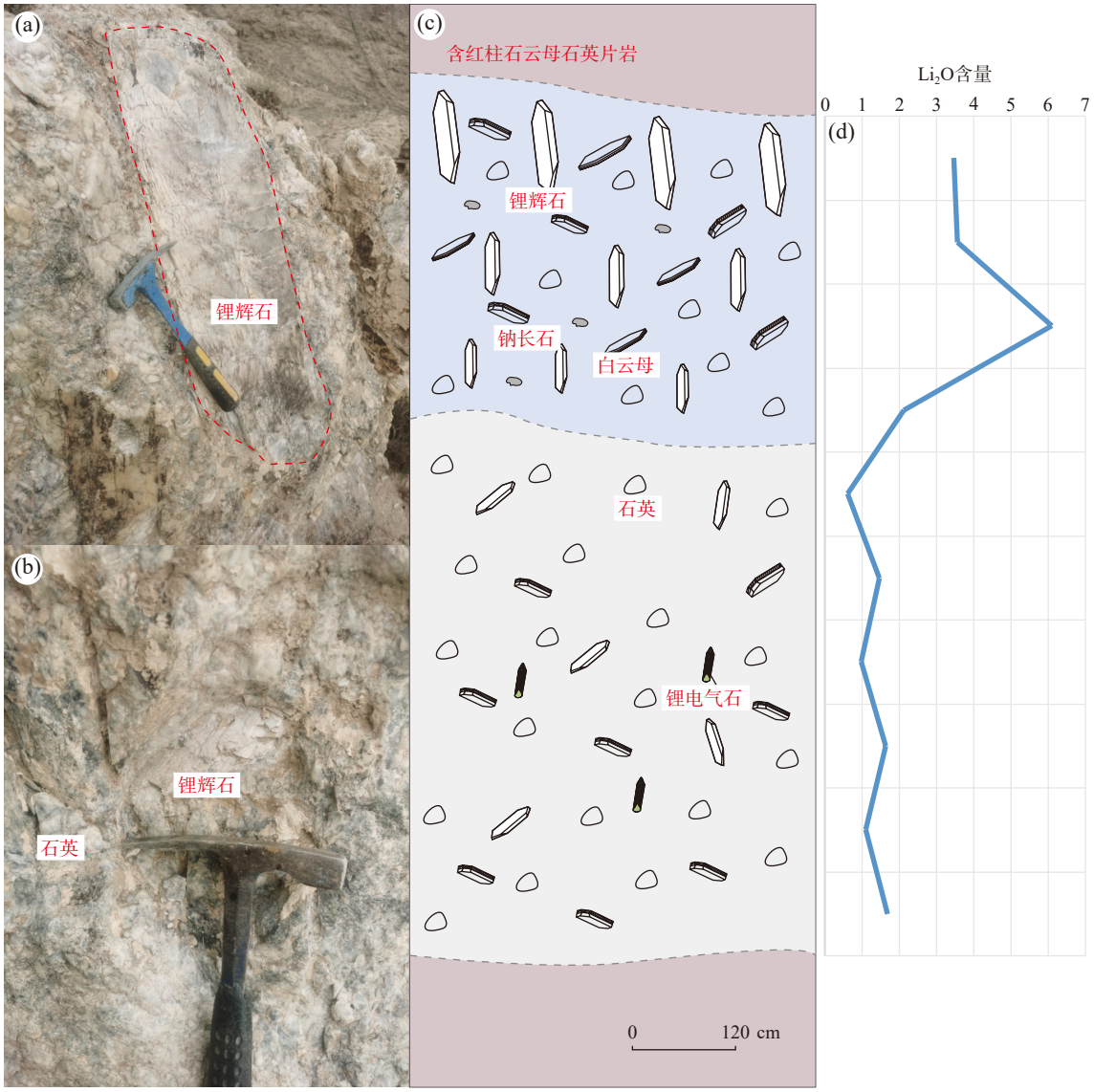


图8　黄龙岭锂矿床 ρ12-1 号伟晶岩脉内部结构带及示意照片

Fig. 8　Internal zoning and schematic photographs of the ρ12-1 pegmatite vein in Huanglongling lithium deposit

滑装置(Hu et al., 2015)。本次锆石分析的激光束斑和频率分别为 32 μm 和 5 Hz, 独居石分析的激光束斑和频率分别为 16 μm 和 2 Hz。锆石 U-Pb 同位素定年和微量元素含量处理中, 使用锆石标准 Tanz 和玻璃标准物质 NIST610 作为外标, 独居石定年处理中则采用独居石标准物质 44069 和玻璃标准物质 NIST610 作外标, 分别进行同位素和微量元素分馏校正(Hu et al., 2021), 标样测试结果与已发表的数据在误差范围内一致, 样品测试结果可靠。每个时间分辨分析数据包括 20~30 s 空白信号和 50 s 样品信号。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 ICPMSDataCal (Liu et al., 2008; Liu et al., 2010)完成。对锆石、独居石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄加权平均计算采用 Isoplot/Ex_ver3 (Ludwig, 2003) 完成。

铌钽铁矿 U-Pb 同位素定年和微量元素含量利用 LA-ICP-MS 同时分析完成, 样品 24HLL-4、D684 在武汉上谱分析科技有限责任公司完成, 样品 23-KMDBD-ks1-3 在中国地质调查局天津地质调查中心实验室完成, 样品 D608-2 在南京大学完成。详细的仪器参数和分析流程见(Qing et al. 2024)。本次分析的激光束斑和频率分别为 44 μm 和 2 Hz。U-Pb 同位素定年和微量元素含量处理中采用铌钽铁矿标准 OXF 和玻璃标准物质 NIST610 作外标分别进行同位素和微量元素分馏校正, 标样测试结果与已发表的数据在误差范围内

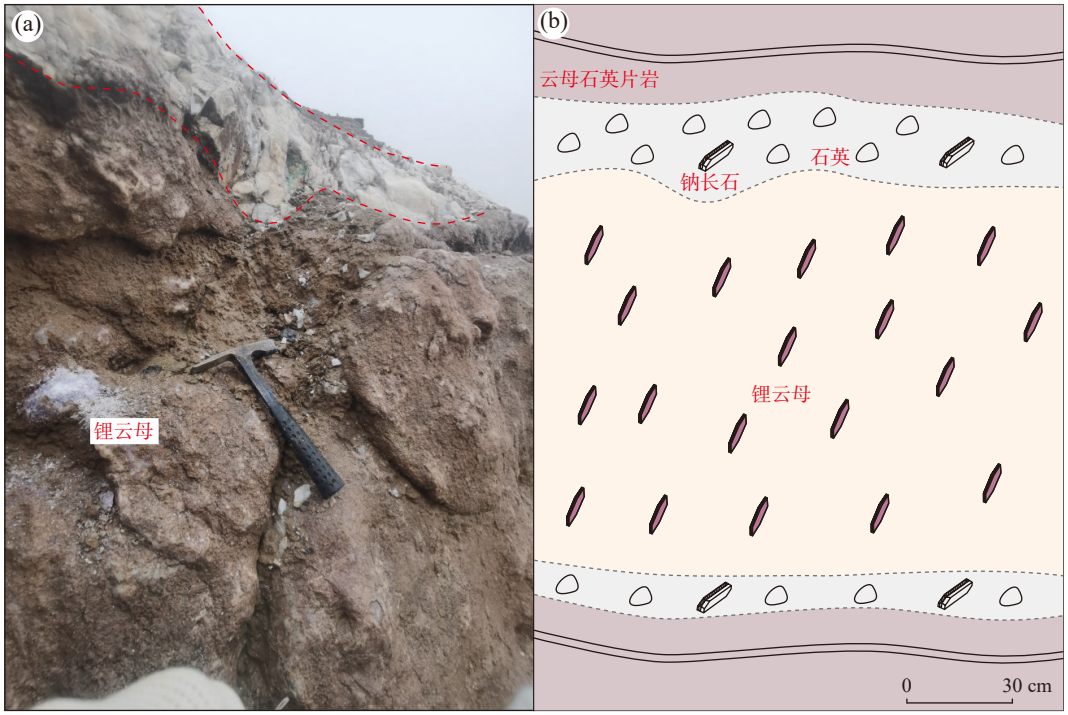


图9 黄龙岭锂矿床 ρ12-2 号伟晶岩脉内部结构带及示意照片

Fig. 9 Internal zoning and schematic photographs of the ρ12-2 pegmatite vein in Huanglongling lithium deposit

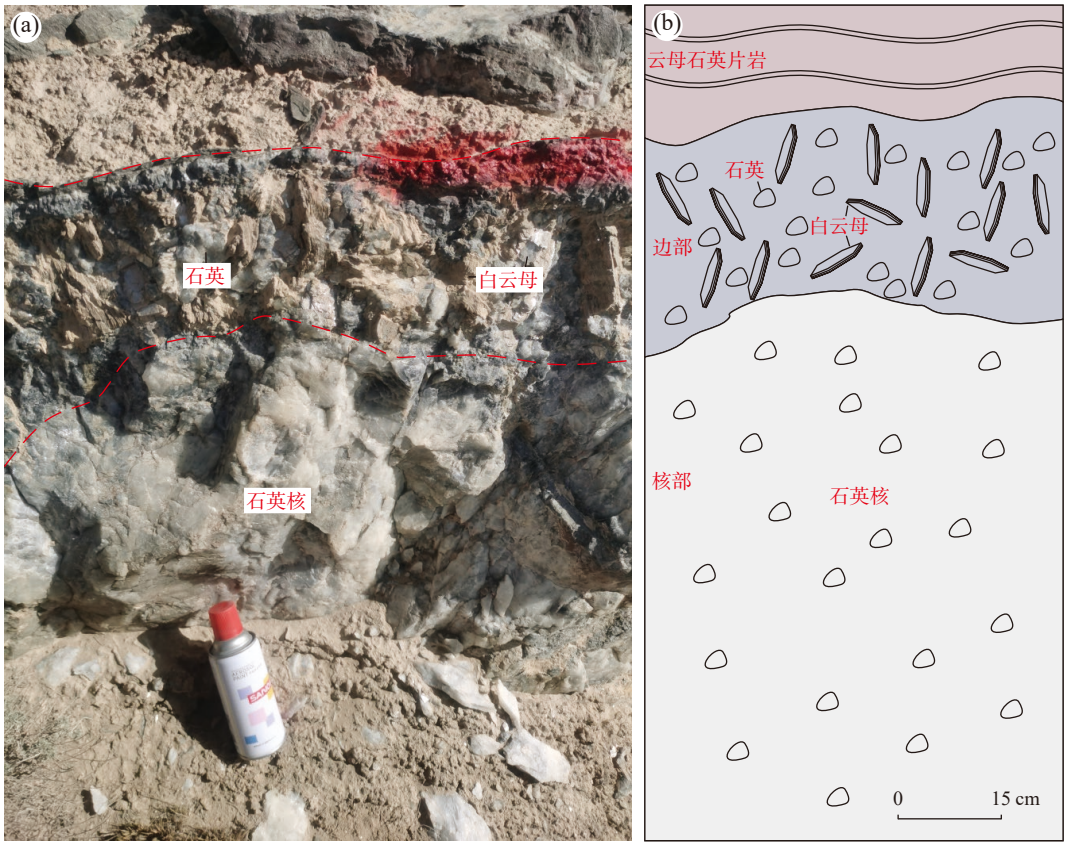


图10 黄龙岭锂矿床无矿伟晶岩脉内部结构带及典型照片

Fig. 10 Internal structural zones and typical photos of the barren pegmatite vein in Huanglongling lithium deposit

一致, 样品测试结果可靠。仪器参数及数据处理同上。

4.2 测试结果

4.2.1 锆石 U-Pb 年龄

锆石阴极发光图像(图 11)显示, 库木达坂白云母花岗岩(028)中锆石以自形长柱状晶体为主, 颗粒长为 100～200 μm, 宽为 50～150 μm, 锆石边界清晰、平直, 生长环带清晰, 和大多数花岗岩岩体中锆石特征一致, 稀土配分模式表现出强 Ce 正异常、显著 Eu 负异常、HREE 富集、LREE 亏损, 与典型的花岗岩岩浆锆石稀土配分模式一致(Belousova et al., 2002; Hoskin et al., 2003), 说明被测锆石为岩浆结晶锆石。库木达坂白云母花岗岩(028)锆石测点共 25 个, 其中 4 个测点普通铅含量偏高, 7 颗锆石属继承锆石(予以剔除), 剩余 14 颗锆石均具有较高的 Th/U 值(0.20～0.75), 获得$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(443.2±1.7)Ma(MSWD=1.09, n=14), 代表了花岗岩侵位年龄(图 12a)。

4.2.2 独居石 U-Pb 年龄

黄龙岭白云母花岗岩(样号 028)、无矿伟晶岩中独居石矿物呈浅黄色至无色透明, 发育自形–半自形短柱状或板状晶形, 粒径为 50～200 μm; 其内部结构均一, 未见环带。白云母花岗岩中独居石 U-Pb 测点共 22 个, $^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(430.7±1.6)Ma(MSWD=1.02, n=22)(图 12b)。样品 027 无矿伟晶岩独居石共 21 个测点, $^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(413.3±1.3)Ma(MSWD=0.64, n=21); 样品 401-2 无矿伟晶岩独居石共 22 个测点, 1 个点因打穿导致谐和度低, 4 个点年龄约为 400 Ma, 17 个测点获得$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(411.8±1.5)Ma(MSWD=0.095, n=17)。

4.2.3 铌钽铁矿 U-Pb 年龄

ρ6-1 号脉含铌钽铁矿–石英–锂辉石伟晶岩样品(23-KMDBD-ks1-3)中铌钽铁矿为黑色、不透明、自形–半自形晶体, 粒径为 200～400 μm; 其内部结构简单均匀, 环带不发育(图 11), 区别于热液改造形成的复杂/补丁状环带(Linnen et al., 2005)。测点共 20 个, 具有极低 Th/U 值(0.001 1～0.003 8), 加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄为(438.8±3.5)Ma(MSWD=0.23, n=20)(图 12c)。

黄龙岭矿区外围石英–白云母–钠长石伟晶岩样品(D684)中铌钽铁矿为灰黑色、不透明、自形晶体, 粒径为 100～300 μm; 其内部结构简单均匀, 个别颗粒发育环带、溶蚀边(图 11), 核部为铌铁矿, 边部为钽铁矿, 为岩浆阶段的产物, 具有低的 Th/U 值(0.015～0.038)。样品测点共 21 个, 发育两组年龄(图 12d), 一组加权平均$^{206}Pb/^{238}U$年龄为(435.3±2.9)Ma(MSWD=0.75, n=7)(图 12e), 另一组下交点$^{206}Pb/^{238}U$年龄为(411.0±3.8)Ma(MSWD=1.7, n=14)(图 12f)。

黄龙岭矿区石英–白云母–钠长石伟晶岩样品(24HLL-4)中铌钽铁矿为灰色、不透明、自形晶体, 粒径为 100～300 μm; 部分颗粒内部结构均匀, 少数颗粒发育环带、溶蚀边(图 11), 核部为铌铁矿, 边部为钽铁矿, 为岩浆阶段的产物。测点共 24 个, 其中 6 个因协和度低而舍弃, 18 点具有低的 Th/U 值(0.000 4～0.002 3), 该样品下交点$^{206}Pb/^{238}U$年龄为(401.8±3.0)Ma(MSWD=0.30,n=18)(图 13e)。

ρ1-1 号脉含铌钽铁矿–石英–锂辉石伟晶岩样品(D608-2)中铌钽铁矿为灰黑色、不透明、自形晶体, 粒径为 2～20 mm; 其内部结构简单均匀, 发育核边环带(图 11), 核部为铌铁矿, 边部为钽铁矿, 为岩浆阶段的产物。铌钽铁矿原位 U-Pb 测试测点共 40 个, 具有低的 Th/U 值(0.002 6～0.007), 下交点$^{206}Pb/^{238}U$年龄为(396.9±8.9)Ma(MSWD=3.2, n=40)(图 13f)。

5 讨论

5.1 伟晶岩多期多阶段成矿

独居石和铌钽铁矿等副矿物的 U-Pb 定年是确定花岗伟晶岩结晶年龄的常用方法。BSE 特征显示, 本次研究的独居石和铌钽铁矿是新生矿物, 而非继承矿物。独居石 U-Pb 体系的封温度为 600～750 ℃(Parrish, 1990), 是精确限定过铝质花岗伟晶岩结晶年龄的理想矿物。铌钽铁矿具有高封闭温度、高 U 含量及低普通铅特征, 是开展 U-Pb 定年的理想矿物, 其同位素年代学能为花岗伟晶岩成因机制研究提供关键约束(Romer et al., 1992; Romer et al.,1994; Smith et al., 2004; 涂家润等, 2025)。

库木达坂白云母花岗岩(028)锆石及独居石 U-Pb 年龄分别为(443.2±1.7)Ma 和(430.7±1.6)Ma(图 12a、图 12b), 两种矿物年龄的差异因锆石及独居石的封闭温度造成(蒋少涌等, 2024), 锆石的封闭温度(800～900 ℃)高于独居石, 从而导致独居石的 U-Pb 年龄晚于锆石 10 余 Ma。因此, 锆石结晶年龄代表库木达坂白云母花岗岩岩浆结晶阶段的年龄, 与 Zhang et al.(2025a)报道的库木达坂黑云母二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄(444.6±1.7) Ma 一致(表 1)。

黄龙岭锂铍矿床 ρ6-1 号石英–锂辉石伟晶岩样品

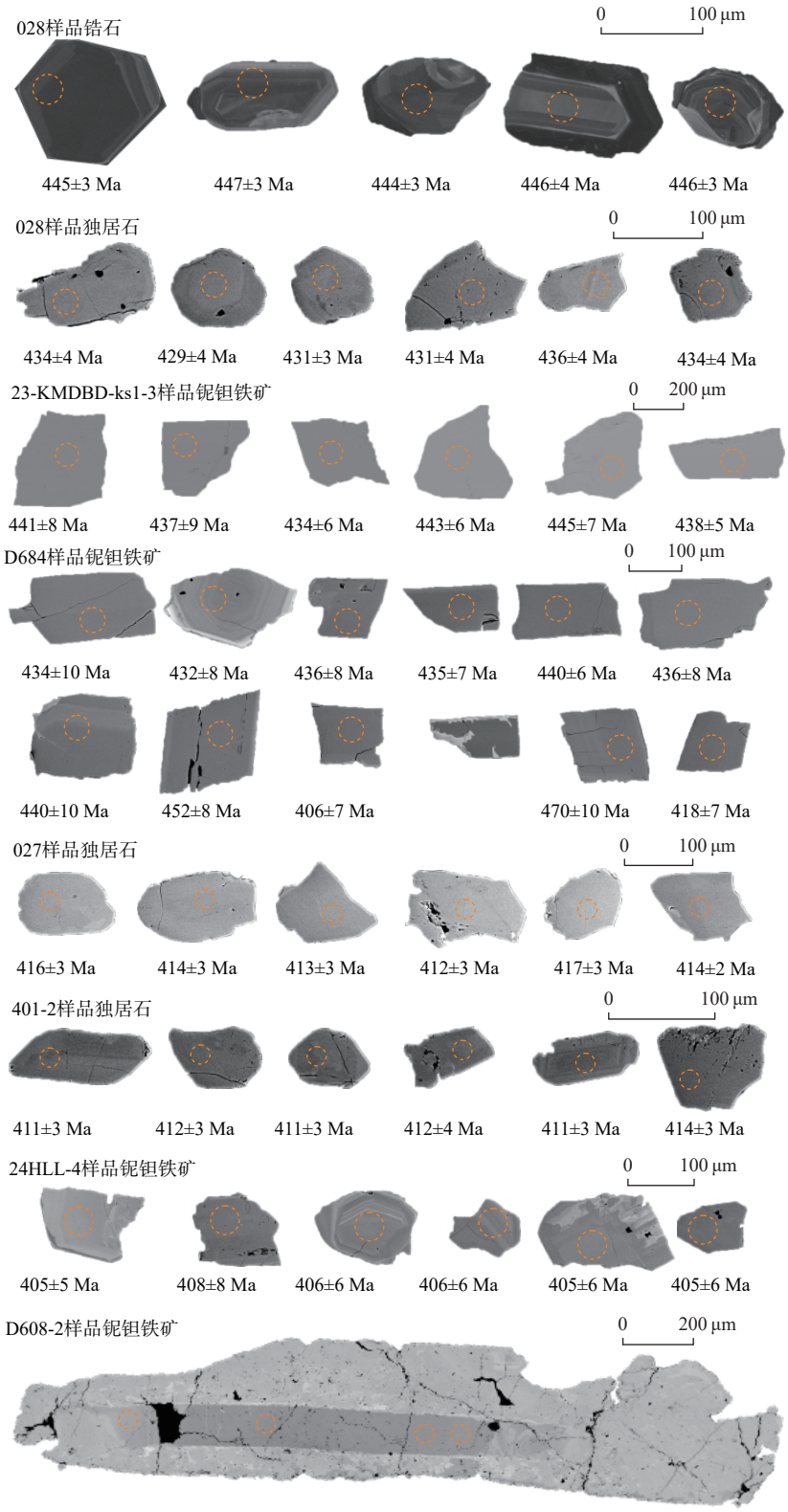


图11 黄龙岭锂矿床锆石 CL 图像及独居石铌钽铁矿 BSE 图像

Fig. 11 CL images of zircons and BSE images of monazite and columbite-tantalite in Huanglongling lithium deposit

(23-KMDBD-ks1-3)铌钽铁矿 U-Pb 年龄为(438.8±3.5) Ma, 与 Zhang et al.(2025a, 2025b)报道含矿伟晶岩铌钽铁矿、独居石、锡石 U-Pb 年龄(442～436)Ma 一致。含铌钽铁矿的石英–钠长石伟晶岩(D684)铌钽铁矿 U-Pb 年龄分别为(435.3±2.9)Ma 和(411.0±3.8)Ma, 石英–白云母–钠长石伟晶岩(027)中独居石 U-Pb 年龄为(413.3

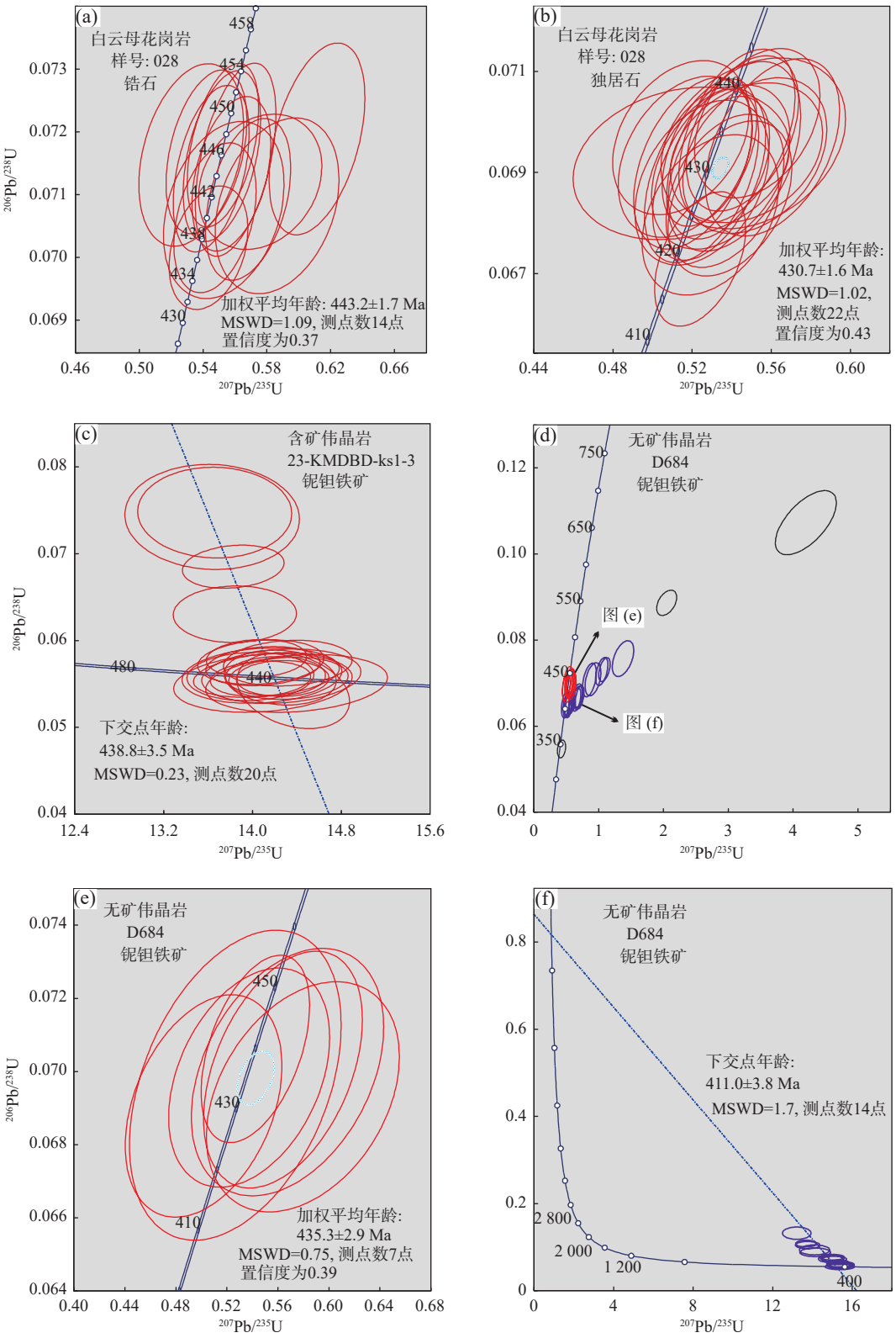


图12　库木达坂花岗岩锆石独居石及黄龙岭锂矿床伟晶岩铌钽铁矿 U-Pb 年龄

Fig. 12　U-Pb Ages of Zircon and Monazite from the Kumudaban Granite and Columbite-Tantalite from the Huanglongling Pegmatite

±1.3)Ma, 石英–电气石–钠长石伟晶岩(401-2)中独居石获得$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(411.8±1.5)Ma, 石英–钠长石伟晶岩(24HLL-4)铌钽铁矿 U-Pb 年龄为(401.8±3.0)Ma, ρ1-1 号脉含铌钽铁矿的石英–锂辉石

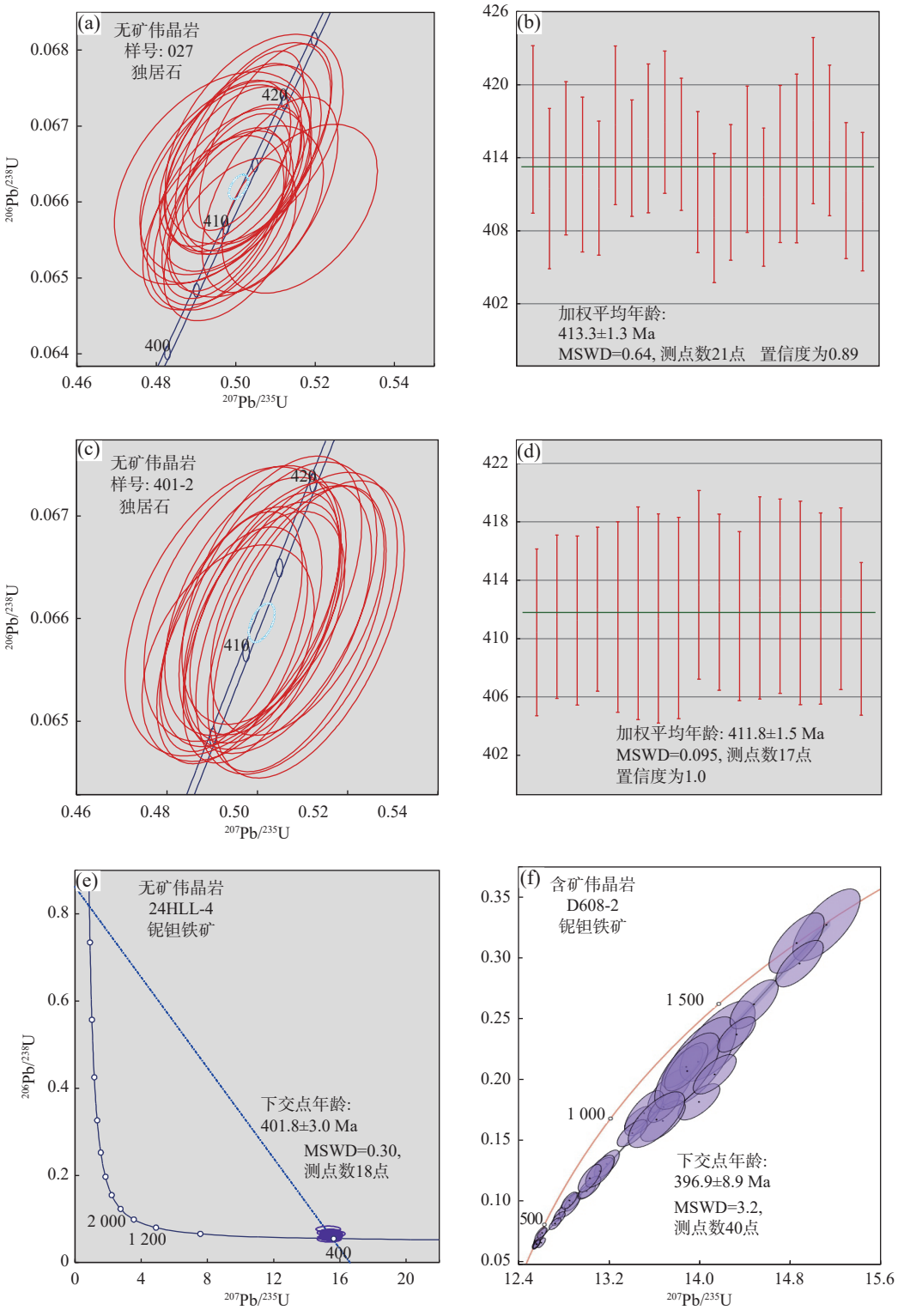


图13 黄龙岭锂矿床无矿及含矿伟晶岩独居石及铌钽铁矿 U-Pb 年龄

Fig. 13 U-Pb ages of Monazite and Columbite-Tantalite in the barren and Li-mineralized Pegmatites of Huanglongling lithium deposit

伟晶岩样品(D608-2)铌钽铁矿 U-Pb 年龄为(396.9±8.9) Ma, 黄龙岭伟晶岩脉成岩成矿呈现出多期多阶段。Zhang et al.(2025a, 2025b)曾获得黄龙岭无矿伟晶岩铌钽铁矿、独居石、锡石 U-Pb 年龄为 422～419 Ma。

综上所述, 黄龙岭伟晶岩存在①442～436 Ma(主成矿期石英–锂辉石伟晶岩)、②422～419 Ma(石英–白云母–钠长石等无矿伟晶岩带)、③413.3～411.0 Ma(石英–电气石–钠长石伟晶岩)、④401.8～396.9

表 1　黄龙岭花岗岩、伟晶岩成岩成矿年龄统计表

Tab. 1　Summary of the diagenetic and metallogenic ages of the granites and pegmatites in Huanglongling

矿床或岩体	样品编号	岩石类型	年龄(Ma)	方法	矿物	参考文献
苏吾什杰	SH	黑云母花岗岩	493.8±2.3	LA-ICP MS	锆石	Zhang et al.，2025a
库木达坂	NH	黑云母花岗岩	444.6±1.7	LA-ICP MS	锆石	Zhang et al.，2025a
库木达坂	Km329	黑云母花岗岩	461.1±1.7	LA-ICP MS	锆石	Zhang et al.，2025b
库木达坂	028	白云母花岗岩	443.2±1.7	LA-ICP MS	锆石	本文
库木达坂	028	白云母花岗岩	430.7±1.6	LA-ICP MS	独居石	本文
黄龙岭	027	石英–白云母–钠长石伟晶岩	413.3±1.3	LA-ICP MS	独居石	本文
黄龙岭	401-2	石英–白云母–钠长石伟晶岩	411.8±1.5	LA-ICP MS	独居石	本文
黄龙岭	23-KMDBD-ks1-3	石英–锂辉石伟晶岩	438.8±3.5	LA-ICP MS	铌钽铁矿	本文
黄龙岭	D684	石英–白云母–钠长石伟晶岩	435.3±2.9	LA-ICP MS	铌钽铁矿	本文
黄龙岭	D684	石英–白云母–钠长石伟晶岩	411±3.8	LA-ICPMS	铌钽铁矿	本文
黄龙岭	24HLL-4	石英–白云母–钠长石伟晶岩	401.8±3	LA-ICP MS	铌钽铁矿	本文
黄龙岭	D608-2	石英–锂辉石伟晶岩	396.9±8.9	LA-ICP MS	铌钽铁矿	本文
黄龙岭	23KMDBD-y1	石英–锂辉石伟晶岩	439.1±2.6	LA-ICPMS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025b
黄龙岭	23KMDBD-KX3-18	石英–锂辉石伟晶岩	441.1±4.2	LA-ICPMS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025b
黄龙岭	23-KMDBD-KX4-3	石英–锂辉石伟晶岩	439±4.6	LA-ICP MS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025b
黄龙岭	23-KMDBD-y14	石英–锂辉石伟晶岩	439.3±3.9	LA-ICP MS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025b
黄龙岭	23-KMDBD-y8	石英–锂辉石伟晶岩	439.6±3.4	LA-ICP MS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025b
黄龙岭	23-KMDBD-ks2-3	石英–锂辉石伟晶岩	442.8±3.2	LA-ICP MS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025b
塔木切	23TMQ-H6	石英–锂辉石伟晶岩	438.5±3.4	LA-ICP MS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025b
黄龙岭	OP-1	石英–锂辉石伟晶岩	440.9±2.4	LA-ICP MS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025a
黄龙岭	OP-2	石英–锂辉石伟晶岩	436.7±2.6	LA-ICP MS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025a
黄龙岭	BP-1	石英–白云母–钠长石伟晶岩	420.8±2.8	LA-ICPMS	铌钽铁矿	Zhang et al.，2025a
黄龙岭	BP-2	石英–白云母–钠长石伟晶岩	419.25±0.99	LA-ICP MS	独居石	Zhang et al.，2025a
黄龙岭	OP-1	石英–锂辉石伟晶岩	441.5±7.8	LA-ICP MS	锡石	Zhang et al.，2025a
黄龙岭	OP-2	石英–锂辉石伟晶岩	437.3±4.3	LA-ICP MS	锡石	Zhang et al.，2025a
黄龙岭	BP-1	石英–白云母–钠长石伟晶岩	421.5±4.6	LA-ICP MS	锡石	Zhang et al.，2025a

Ma(石英–锂辉石带及石英–钠长石伟晶岩)4 期 U-Pb 年龄, 代表了不同时间的成岩成矿作用。

阿尔金中段典型伟晶岩型锂矿床普遍存在多期多阶段成岩成矿特征(图 14)。例如, 吐格曼北(阿亚克)锂铍伟晶岩中多期多阶段成岩成矿现象, 存在 468～454 Ma、436～434. 6 Ma 与 415. 4～414. 7 Ma 等 3 期成岩成矿作用(李杭等, 2022)。瓦石峡南伟晶岩型锂矿存在 450.6～432.9 Ma(Kang et al., 2024a; 刘艳荣等, 2025)、413.2 Ma(刘艳荣等, 2025)、405～402.2 Ma(代鸿章等, 2023; 张朋等, 2024)3 期成矿作用。塔木切存在 448.2 Ma、417.9 Ma(Kang et al., 2024a)两期成岩成矿作用。塔什达坂锂矿床存在 450.2 Ma、

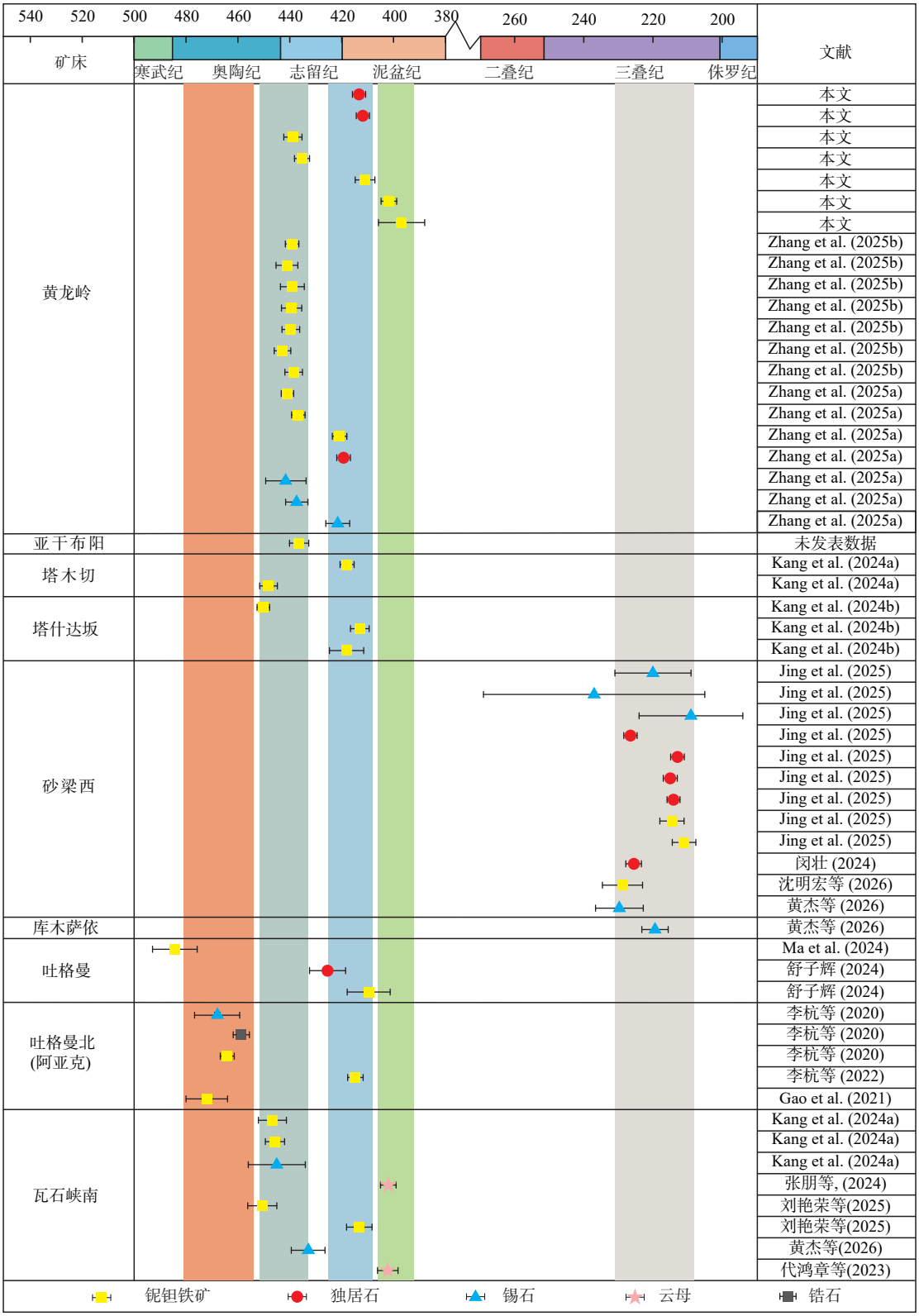


图14 阿尔金中段典型伟晶岩型锂矿床成矿时代谱系图

Fig. 14 Metallogenic chronological framework of typical pegmatite-type lithium deposits in the Middle Altyn Tagh

418.1～413 Ma(Kang et al., 2024b)两期成矿作用。中阿尔金地体锂矿床普遍表现出多期次成岩成矿特点，成矿时代跨度相近、峰值区间相互重合。阿尔金中段多期构造–岩浆活动贯穿锂矿成矿全过程，二者时空

联系紧密, 构造–岩浆演化是控制本区伟晶岩型锂矿形成与分布的核心因素。

5.2　构造–岩浆演化与成矿

阿尔金中段早古生代及晚古生代早期的岩浆活动主要有奥陶纪(480～450 Ma)、晚奥陶世—志留纪(450～420 Ma)、早泥盆世(420～390 Ma)3 期, 其形成与原特提斯洋的演化密切相关(许志琴等, 2010)。原特提斯洋在奥陶纪(480～450 Ma)进入洋壳俯冲/折返的高峰期(许志琴等, 2010; 刘良等, 2015), 引发了大规模中酸性岩浆侵入(吴才来等, 2005; 曹玉亭等, 2010)。该时期, 在中阿尔金地体南缘形成吐格曼、吐格曼北(阿亚格)与酸性侵入岩有关的伟晶岩型锂铍矿床, 该期成矿作用和中阿尔金地体与南阿尔金地体的同碰撞事件相对应(李杭等, 2022)。晚奥陶世—志留纪(450～420 Ma), 随着原特提斯洋的闭合消亡, 南阿尔金地体、阿北地块与中阿尔金地体碰撞结束后, 中阿尔金地体进入碰撞后伸展演化阶段, 锂等稀有金属成矿迎来爆发期, 从北向南形成了黄龙岭、塔木切、亚干布阳、塔什达坂、瓦石峡南等伟晶岩型锂矿床(Kang et al., 2024a, 2024b; Zhang et al., 2025a, 2025b; 刘艳荣等, 2025; 黄杰等, 2026)。早泥盆世(420～390 Ma), 阿尔金陆块后碰撞伸展作用控制, 叠加后期地壳伸展减薄作用, 再度引发花岗岩岩浆活动, 花岗伟晶岩浆沿前期断裂通道再次侵位, 在黄龙岭、瓦石峡南形成一期叠加成矿事件(代鸿章等, 2023; 张朋等, 2024), 再次说明黄龙岭、瓦石峡南具有优越的成锂环境, 这正是形成大型、超大型伟晶岩型锂矿的原因。

5.3　脉体分带特征的指示意义

黄龙岭伟晶岩脉的区域分带模式为微斜长石伟晶岩(Ⅰ带)、石英–白云母–钠长石伟晶岩(Ⅱ带)、石英–锂辉石伟晶岩(Ⅲ带)、石英–锂辉石–锂云母–锂电气石伟晶岩(Ⅳ带), Ⅰ带Ⅱ带为无矿伟晶岩带, Ⅲ带为 Li-Be-Nb-Ta 矿化, Ⅳ带为 Li-Rb-Cs 矿化。黄龙岭伟晶岩的区域分带模式及稀有金属演化组合表明, 黄龙岭是典型的 LCT 型伟晶岩(Černý, 1991; London, 2018)。

针对花岗岩伟晶岩的内部结构带分带现象, 前人已提出诸多解释(Jahns et al., 1969; London, 2005; Černý et al., 2012)。London(2014)提出了伟晶岩的“组分分区提纯”模型, 很好地解释黄龙岭无矿伟晶岩、ρ12-2 及 ρ1-1 伟晶岩内部结构带的分带特征, 从边部到中心依次钠长石–石英–白云母结构带(ⅰ)、石英核结构带(ⅱ), 或者为钠长石–石英结构带(ⅰ)、锂云母结构带(ⅱ), 再或者是边部为钠长石–石英结构带向中心过渡为石英–锂辉石结构带。花岗岩伟晶岩的分带规律: 从结晶初期(边缘带)的多相矿物组合演变为结晶末期的单一饱和相单元(如锂云母带、石英核)(London, 2005), 黄龙岭伟晶岩的部分内部结构分带序列清晰的体现了这一规律。值得注意的是, ρ1-1 的内部结构带整体符合 CZR 模型, 中粒锂辉石–石英–钠长石–铌钽铁矿结构带(ⅲ)切穿插石英–钠长石结构带(ⅱ)表现出多期多阶段特征(图 6e), 得到年代学的佐证; ρ1-1 脉的主成矿期为(441.1±4.2)Ma(Zhang et al., 2025b), 中粒锂辉石–石英–钠长石–铌钽铁矿结构带形成于(396.9±8.9)Ma, 证实了同一地区两期岩浆事件形成花岗岩浆会沿早期通道侵位。

黄龙岭伟晶岩还存在一些特殊的内部结构分带无法用经典模型解释。例如, ρ12-1 号脉和 ρ13 号脉上下矿物颗粒大小悬殊异常特征的成因。ρ12-1 号伟晶岩脉体上部锂辉石颗粒粗大且数量多, 最大锂辉石颗粒粒径可达 25 cm×200 cm, 下部锂辉石颗粒相对较小且含量低, 锂辉石颗粒粒径多为 5 cm×10 cm(图 8); 而 ρ13 号脉上部为锂辉石巨晶, 下部则为石英–钠长石细晶。矿物颗粒显著差异, 同一脉体内部上下锂辉石颗粒大小悬殊, 初步判断, 可能是富 Li 的混合 H_2O、B、F 挥发分的成矿流体在上部聚集, 富 H_2O 介质具有低成核密度、组分快速迁移属性, 形成锂辉石粗大晶体快速生长的关键因素(而非冷却速率)(Li et al., 2013; 李建康等, 2021)。目前, 学界提出多种具备合理性的细晶岩成因假说, 主要包括: ①先存岩石交代成因(Jahns, 1955); ②岩浆黏性流动过程中的矿物分异与晶体沉降作用(Kleck et al., 1999); ③熔体大幅过冷至液相线之下, 发生 “成分淬火” 并促使晶体快速成核(Jahns, 1982); ④液相线显著过冷作用促进细晶岩形成(London, 1992)。黄龙岭 ρ12-1 号脉和 ρ13 号脉粒径显著差异分布, 表明在黄龙岭伟晶岩的结晶历史中, 成核和生长速率等结晶参数并不是恒定的, 而是可变的(London, 1992), 初始高成核速率与侵位和强烈过冷相吻合, 可以解释毫米级的细晶岩颗粒, 伟晶岩上部聚集富 Li、H_2O、B、F 挥发份组分, 使其具有较低的成核速率与较高的生长速率相结合, 可以解释伟晶岩上盘中分米级甚至米级的锂辉石矿物(Webber et al., 1997, 1999)。

ρ6-1、ρ7-1 这种全脉锂矿化伟晶岩脉更是罕见, London et al.(1989)通过实验岩石学观察到, 随着液相线过冷程度的不断增大, 成核方式逐渐从熔体内部均

匀成核转变为仅在侧壁成核，晶体分布从间隙熔体中的分散状态转变为连续的结晶前锋，晶体取向从低过冷条件下的随机分布，转变为随过冷程度增加而愈发显著的各向异性、定向排列（梳状结构）组构。黄龙岭全脉矿化锂辉石晶体（图 7）、电气石晶体的定向分布（图 4k），暗示其经历过冷却。区域分带Ⅲ、Ⅳ带发育大量的锂辉石、电气石、磷铁锂矿、锂云母等富含助溶剂的矿物（图 5），表明形成黄龙岭伟晶岩的花岗岩熔流体是富含高助熔剂。全脉锂矿化伟晶岩的形成需要多重有利地质条件耦合：云母石英片岩围岩封闭性良好，可减少 Li、H_2O、B、F 等助熔挥发组分逸散；残余熔体在过冷却环境下持续富集上述组分，演化至流体出溶的岩浆–热液阶段时，体系物理化学条件适宜，最终形成全脉锂矿化伟晶岩。

6 结论

（1）黄龙岭伟晶岩脉区域分带可划分为 4 个伟晶岩带，分别为微斜长石伟晶岩（Ⅰ带）、石英–白云母–钠长石伟晶岩（Ⅱ带）、石英–锂辉石伟晶岩（Ⅲ带）、锂辉石–锂云母–锂电气石伟晶岩（Ⅳ带）。其中，Ⅰ带、Ⅱ带为无矿伟晶岩带，Ⅲ带为 Li-Be-Nb-Ta 矿化，Ⅳ带为 Li-Rb-Cs 矿化，表明黄龙岭伟晶岩属于典型的 LCT 型伟晶岩。

（2）黄龙岭伟晶岩存在 4 期 U-Pb 年龄，代表不同时间的成岩成矿作用，分别为①442～436 Ma（主成矿期）、②422～419 Ma（成岩期）、③413.3～411.0 Ma（成岩期）、④401.8～396.9 Ma（次成矿期）。构造–岩浆演化是控制黄龙岭伟晶岩型锂矿形成的核心因素。

（3）黄龙岭年代学研究证实 ρ1-1 伟晶岩脉存在两期成矿事件，分别为（441.1±4.2）Ma 和（396.9±8.9）Ma，该岩脉构造可能为晚期岩浆–热液活动的运移通道，内部结构带可以用 CZR 模型解释；ρ12-1 号脉和 ρ13 号脉上下矿物颗粒大小悬殊异常特征的成因反映出非平衡结晶的特点；ρ6-1、ρ7-1 全脉锂矿化伟晶岩脉在过冷却条件、富含 Li、H_2O、B、F 等高助熔剂的环境下形成的。

利益冲突声明（Conflict of Interests）：

所有作者声明不存在利益冲突。

All authors disclose no relevant conflict of interests.

参考文献（References）：

曹玉亭，刘良，王超，等. 阿尔金南缘塔特勒克布拉克花岗岩的地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素组成[J]. 岩石学报，2010，26(11)：3259−3271.

CAO Yuting, LIU Liang, WANG Cao, et al. Geochemical, zircon U-Pb dating and Hf isotope compositions studies for Tatelekebulake granite in South Altyn Tagh[J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 26(11): 3259−3271.

杜晓飞，王威，张雅芳，等. 新疆锂矿资源分布、矿床类型及找矿方向[J]. 新疆有色金属，2020，43(6)：1−4.

DU Xiaofei, WANG Wei, ZHANG Yafang, et al. Distribution deposit types and prospecting direction of lithium deposits in Xinjiang[J]. Nonferrous Metals of Xinjiang, 2020, 43(6): 1−4.

杜晓飞，王核，李斌，等. 新疆阿尔金黄龙岭伟晶岩型锂矿床“反西瓜”锂电气石研究及意义[J]. 地质学报，2025，99(9)：3060−3071.

DU Xiaofei, WANG He, LI Bin, et al. Research and significance of"anti watermelon' elbaite from the Huanglongling lithium pegmatite deposit in Altyn, Xinjiang[J]. Acta Geologica Sinica, 2025, 99(9): 3060−3071.

代鸿章，刘善宝，王登红，等. 新疆阿尔金稀有金属成矿带探获首例工业规模砂锂沟锂矿[J]. 中国地质，2023，50(4)：1283−1284.

DAI Hongzhang, LIU Shanbao, WANG Denghong, et al. The first industrial scale Shaligou lithium deposit was discovered in Altun rare metal metallogenic belt, Xinjiang[J]. Geology in China, 2023, 50(4): 1283−1284.

高永宝，吴欢欢，李文渊，等. 新疆 509 道班西锂矿电气石矿物学及 40Ar-39Ar 同位素年代学特征[J]. 西北地质，2025，58(4)：207−222.

GAO Yongbao, WU Huanhuan, LI Wenyuan, et al. Tourmaline Mineralogy, 40Ar-39Ar Dating and Implications for the 509 Daobanxi Lithium Deposit in Xinjiang Province[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 207−222.

黄杰，张勇，李玮，等. 阿尔金中段两期伟晶岩型锂矿床锡石 U-Pb 同位素和微量元素地球化学特征及其地质意义 [J/OL]. 大地构造与成矿学，2026，1−30.

HUANG Jie, ZHANG Yong, LI Wei, et al. Two-stage Pegmatite Li Mineralization in the Middle Altyn Tagh: Constraints from U-Pb Dating and Trace Elements of Cassiterite [J/OL].Geotectonica et Metallogenia, 2026, 1−30.

蒋少涌，张浩翔，刘思祺，等. 伟晶岩中不同副矿物 U-Pb 同位素定年和示踪的问题与应用[J]. 地质学报，2024，98(5)：1573−1599.

JIANG Shaoyong, ZHANG Haoxiang, LIU Siqi, et al. The U-Pb isotope datingand tracing using different accessory minerals in pegmatite: Problems and application[J]. Acta Geologica Sinica, 2024, 98(5): 1573−1599.

李建康, 李鹏, 严清高, 等. 中国花岗伟晶岩的研究历程及发展态势[J]. 地质学报, 2021, 95(10): 2996−3016.

LI Jiankang, LI Peng, YAN Qinggao. et al. History of granitic pegmatite research in China[J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95(10): 2996−3016.

李杭, 洪涛, 杨智全, 等. 阿尔金中段吐格曼北花岗伟晶岩型锂铍矿床多阶段岩浆-成矿作用[J]. 岩石学报, 2022, 38(10): 3085−3103.

LI Hang, HONG Tao, YANG Zhiquan, et al. Multi-stage magmatism-mineralization and tectonic seting of the North Tugeman granitic pegmatite lithium-berylium deposit in the middle of Altyn Tagh[J]. Acta Petrologica Sinica, 2022, 38(10): 3085−3103.

刘良, 康磊, 曹玉亭, 等. 南阿尔金早古生代俯冲碰撞过程中的花岗质岩浆作用[J]. 中国科学: 地球科学, 2015, 45(8): 1126−1137.

LIU Liang, KANG Lei, CAO Yuting, et al. Early Paleozoic granitic magmatism related to the processes from subduction to collision in South Altyn, NW China[J]. Science China: Earth Sciences, 2015, 45(8): 1126−1137.

刘艳荣, 梁婷, 王登红, 等. 阿尔金瓦石峡南稀有金属伟晶岩地球化学、年代学及成矿机制探讨[J]. 矿床地质, 2025, 44(1): 124−142.

LIU Yanrong, LIANG Ting, WANG Denghong, et al. Columbite U-Pb age, geochemistry and metallogenic mechanism of rare metalpegmatites from southern Washixia in Altun Region[J]. Mineral Deposits, 2025, 44(1): 124−142.

涂家润, 张妍, 周红英, 等. 铌钽铁矿 U-Pb 年代学方法研究进展[J]. 地球科学, 2025, 50(7): 2498−2510.

TU Jiarun, ZHANG Yan, ZHOU Hongying, et al. Progress in U-Pb dating methods of colum-bite-tantalite minerals[J]. Earth Science, 2025, 50(7): 2498−2510.

王登红, 代鸿章, 刘善宝, 等. 中国锂矿十年来勘查实践和理论研究的十个方面新进展新趋势[J]. 地质力学学报, 2022, 28(5): 743−764.

WANG Denghong, DAI Hongzhang, LIU Shanbao, et al. New progress and trend in ten aspects of lithiumexploration practice and theoretical research in China in the past decade[J]. Journal of Geomechanics, 2022, 28(5): 743−764.

王核, 徐义刚, 闫庆贺, 等. 新疆白龙山伟晶岩型锂矿床研究进展[J]. 地质学报, 2021, 95(10): 3085−3098.

WANG He, XU Yigang, YAN Qnghe, et al. Research progress on Bailongshan pegmatite type lithium deposit, Xinjiang[J]. Acta Geologica Sinica, 2021, 95(10): 3085−3098.

王核, 黄亮, 白洪阳, 等. 中国锂资源的主要类型、分布和开发利用现状: 评述和展望[J]. 大地构造与成矿学, 2022, 46(5): 848−866.

WANG He, HUANG Liang, BAI Hongyang, et al. Types, distribution, development and utilization of lithium mineral resources in China: Review and perspective[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2022, 46(5): 848−866.

王核, 马华东, 张嵩, 等. 新疆阿尔金地区黄龙岭超大型伟晶岩型锂矿床的发现及找矿意义[J]. 岩石学报, 2023, 39(11): 3307−3318.

WANG He, MA Huadong, ZHANG Song, et al. Discovery of the Huanglongling giant lithium pegmatite deposit in Altyn Tagh, Xinjiang, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2023, 39(11): 3307−3318.

王利波, 王威, 姚宗全, 等. 新疆和田县 509 道班西锂铍稀有金属矿床石榴子石特征及其岩浆演化意义[J]. 西北地质, 2025, 58(4): 223−233.

WANG Libo, WANG Wei, YAO Zongquan, et al. Characteristics of Garnet in the 509 Daobaxi Lithium Beryllium Rare Metal Deposits in Hotan County, Xinjiang and Indicative Significance of Magmatic Evolution[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 223−233.

吴才来, 杨经绥, 姚尚志, 等. 北阿尔金巴什考供盆地南缘花岗杂岩体特征及锆石 SHRIMP 定年[J]. 岩石学报, 2005, 21(3): 846−858.

WU Cailai, YANG Jingsui, YAO Shangzhi, et al. Characteristics of thegranitoid complex and its zircon SHRIMP dating at the south margin of the Bashikaogong Basin, North Altun, Nw China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 21(3): 846−858.

解程皓, 李永, 刘伟, 等. 新疆和田县 509 道班西锂矿地质构造特征及控矿构造研究[J]. 西北地质, 2025, 58(4): 234−249.

XIE Chenghao, LI Yong, LIU Wei, et al. Geological Structural Characteristics and Ore-controlling Structures of the West 509-Daoban Li Deposit, Hetian, Xinjiang[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 234−249.

许志琴, 杨经绥, 嵇少丞, 等. 中国大陆构造及动力学若干问题的认识[J]. 地质学报, 2010, 84(1): 1−29.

XU Zhiqin, YANG Jingsui, JI Shaocheng, et al. On the Continental Tectonics and Dynamics of China[J]. Acta Geologica Sinica, 2010, 84(1): 1−29.

朱金初, 吴长年, 刘昌实, 等. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆—热液演化和成因[J]. 高校地质学报, 2000, (1): 40−52.

ZHU Jinchu, WU Changnian, LIU Changshi, et al. Magmatic-hydrothermal evolution and genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China[J]. Geological Journal of China Universities, 2000, (1): 40−52.

朱文斌, 许志琴, 林和丰, 等. 川西甲基卡锂矿床伟晶岩结构分带及多期岩浆成矿作用[J]. 地质学报, 2024, 98(5): 1358−1379.

ZHU Wenbin, XU Zhiqin, LIN Hefeng, et al. Textural zonation of pegmatites and multiple-phase magmatic minneralization in the Jiajika lithium deposit in western Sichuan[J]. Acta Geologica Sinica, 2024, 98(5): 1358−1379.

邹天人, 李庆昌. 中国新疆稀有及稀土金属矿床 [M]. 北京: 地质出版社, 2006.

张朋, 刘豹, 杨晓飞, 等. 新疆阿尔金西段瓦石峡南锂铍稀有金属矿成矿背景与勘查进展[J]. 中国地质调查, 2024, 11(3): 17−24.

ZHANG Peng, LIU Bao, YANG Xiaofei, et al. Metallogenic background and exploration progress of the southern Waishixia lithium-beryllium rare metal deposit in the western Altyn Tagh of Xinjiang Province[J]. Geological Survey of China, 2024, 11(3): 17−24.

Bea F, Pereira M D, Corretgé L G, et al. Differentiation of strongly peraluminous, perphosphorus granites: The Pedrobernardo pluton, central Spain[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1994, 58(12): 2609−2627.

Belousova E K, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002, 143(5): 602−622.

Černý P. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to globalenvironments and petrogenesis[J]. Geoscience Canada, 1991, 18: 68−81.

Černý P. The Tanco rare-element pegmatite deposit, Manitoba: regional context, internal anatomy, and global comparisons[A]. In: Linnen RL, Samson IM (eds). Rare-element geochemistry and mineral deposits[M]. Geological Association of Canada, 2005, Special Publication 17: 127–158.

Černý P, London D and Novák M. Granitic pegmatites as reflections of theirsources[J]. Elements, 2012, 8: 289−294.

Dai H Z, Wang D H, Liu L J, et al. Geochronology and geochemistry of Li(Be)-bearing granitic pegmatites from the Jiajika superlarge Lipolymetallic deposit in western Sichuan, China[J]. Journal of Earth Science, 2019, 30: 707−727.

Hu Z C, Li X H, Luo T, et al. Tanz zircon megacrysts: a new zircon reference material for the microbeam determination of U-Pb ages and Zr-O isotopes[J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 2021, 36(12): 2715−2734.

Hu Z C, Zhang W, Liu Y S, et al. “Wave” signal-smoothing and mercury-removing device for laser ablation quadrupole and multiple collector ICPMS analysis: application to lead isotope analysis[J]. Analytical Chemistry, 2015, 87(2): 1152−1157.

Hoskin P W, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53: 27−62.

Jahns R H. The study of pegmatites deposits[J]. Economic Geology. 1955, 1025−1130.

Jahns R H, Burnham C W. Experimental studies of pegmatite genesis; l, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites[J]. Economic Geology, 1969, 64(8): 843−864.

Jahns R H. Internal evolution of pegmatite bodies[J]. Granitic Pegmatites in Science and Industry, 1982, 293−328.

Kang K, Hong T, Zhang P, et al. The large granitic pegmatite Li deposits formed at final collision of a three micro-continent amalgamation in the Central Altun Tagh, Northwest China[J]. Ore Geology Reviews, 2024a, 168: 106043.

Kang K, Ma Y, Zhang P, et al. Geochronology and Geochemistry of Granitic Pegmatites from Tashidaban Li Deposit in the Central Altun Tagh, Northwest China[J]. Minerals, 2024b, 14(6): 542.

Kleck W D, Foord E E. The chemistry, mineralogy, and petrology of the George Ashley Block pegmatite body[J]. American Mineralogist, 1999, 84(5−6): 695−707.

London D, Morgan VI GB, Hervig RL. Vapor-undersaturated experiments in the system macusanite-H_2O at 200 MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1989, 102: 1−17.

London D. The application of experimental petrology to the genesis and crystallization of granitic pegmatites[J]. The Canadian Mineralogist, 1992, 30(3): 499−540.

London D. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future[J]. Lithos, 2005, 80(1−4): 281−303.

London D. A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites[J]. Lithos, 2014, 184−187: 74−104.

London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites[J]. Ore Geology Reviews, 2018, 101: 349−383.

Linnen R L, Cuney M. Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization [J]. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 2005, 17: 45−68.

Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and oceanic crust recyc-

ling-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, 2010, 51(1−2): 537−571.

Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1−2): 34−43.

Li J, Chou I M, Yuan S H, et al. Observations on the crystallization of spodumene from aqueous solutions in a hydrothermal diamond - anvil cell[J]. Geofluids, 2013, 13(4): 467−474.

Ludwig K R. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley Geochronology Center, California, Berkeley, 2003, 39.

Mahood G A, Nibler G E, Halliday A N. Zoning patterns and petrologic processes in peraluminous magma chambers: Hall Canyon pluton, Panamint Mountains, California[J]. Geological Society of America Bulletin, 1996, 108(4): 437−453.

Poli G, Tommasini S. A geochemical approach to the evolution of granitic plutons: a case study, the acid intrusions of Punta Falcone (northern Sardinia, Italy)[J]. Chemical Geology, 1991, 92(1−3): 87−105.

Parrish R R. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1990, 27(11): 1431−1450.

Qing L, Luo T, Hu Z, et al. OXF: a new natural reference material for use in LA-ICP-MS U–Pb columbite–tantalite geochronology [J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 2024, 39: 2066−2077.

Romer R L, Wright J E. U-Pb dating of columbites: A geochronologic tool to date magmatism and ore deposits[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56(5): 2137−2142.

Romer R L, Smeds S A. Implications of U- Pb ages of columbite-tantalites from granitic pegmatites for the Palaeoproterozoic accretion of 1.90-1.85 Ga magmatic arcs to the Baltic Shield[J]. Precambrian Research, 1994, 67(1−2): 141−158.

Smith S R, Foster G L, Romer R L, et al. U-Pb columbite-tantalite chronology of rare-element pegmatites using TIMS and Laser Ablation-Multi Collector-ICP-MS[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2004, 147(5): 549−564.

Simmons W B, Lee M T, Brewster R H. Geochemistry and evolution of the South Platte granite-pegmatite system, Jefferson County, Colorado[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1987, 51(3): 455−471.

Simmons W B, Webber K L. Pegmatite genesis: state of the art[J]. European Journal of Mineralogy, 2008, 20(4): 421−438.

Webber K L, Falster A U, Simmons W B, et al. The role of diffusion-controlled oscillatory nucleation in the formation of line rock in pegmatite-plite dikes[J]. Journal of Petrology, 1997, 38(12): 1777−1791.

Webber K L, Simmons W B, Falster A U, et al. Cooling rates and crystallization dynamics of shallow level pegmatite-aplite dikes, San Diego County, California[J]. American Mineralogist, 1999, 84(5−6): 708−717.

Zhang S, Wang H, Liu J H, et al. Geology and geochronology of the Huanglongling super-large pegmatite-type lithium deposit, Altyn Tagh, NW China[J]. Ore Geology Reviews, 2025a, 184: 106692.

Zhang B, Du X F, Li B, et al. Geochronology and geochemistry of the Huanglongling lithium deposit, Altyn Tagh orogenic belt: Insights into lithium mineralization[J]. Ore Geology Reviews, 2025b, 187: 107002.

Zong K Q, Klemd R, Yuan Y, et al. The assembly of Rodinia: The correlation of early Neoproterozoic (ca. 900 Ma) high-grade metamorphism and continental arc formation in the southern Beishan Orogen, southern Central Asian Orogenic Belt (CAOB)[J]. Precambrian Research, 2017, 290: 32−48.