

冀北—辽西成矿带萤石矿成矿规律及成因新认识

金松^{1,2}, 张伟胜², 张成信^{1,2}, 姚志宏^{1,2}, 李英杰¹, 董培培¹,

高立湧^{1,2}, 金涛², 张杨², 王畅²

1. 河北省战略性关键矿产研究协同创新中心, 河北石家庄, 050031

2. 中化地质矿山总局地质研究院, 北京, 100101

摘要:冀北—辽西成矿带萤石矿产资源丰富, 单一的热液充填型成因理论难以全面解释其成矿规律及成因。在大量考察典型矿床特征基础上, 总结了萤石矿空间分布格局、成岩成矿时代、稀土元素组成、流体包裹体及 H—O 同位素特征。萤石矿可分为产于火山岩区的火山—次火山热液充填型、产于花岗岩区的岩浆期后热液充填型、产于碳酸盐岩区的热液交代—充填型三类。火山岩区萤石矿受控于早白垩世中期伸展构造背景下的火山盆地边缘断裂或火山断裂, 深源高 F 碱性岩浆经液态不混溶分异形成含 F 热液, 向上运移至浅部与大气降水发生降温混合后冷却沉淀成矿; 花岗岩区萤石矿产出于早白垩世早期构造体制转换背景下的断隆构造, 大气降水以及建造水萃取花岗岩体和深部基底的成矿元素, 与不同性质成矿流体或大气降水等温混合沉淀富集成矿; 碳酸盐岩区萤石矿受控于晚侏罗世强挤压造山运动形成的背斜构造, 盆地热卤水在热源驱动下上涌并萃取成矿元素, 至背斜核部层间破碎带受泥页岩层位阻断屏蔽后经水岩反应富集成矿, 后期可能受构造活化改造沿断裂充填形成不连续的脉状萤石矿。

关键词: 萤石; 成矿规律; 成矿模式; 冀北—辽西成矿带

中图分类号: P611.1; P619.21 收稿日期: 2025-03-12

New Insights into the Metallogenic Regularities and Genesis of Fluorite Deposits in the Northern Hebei–Western Liaoning Metallogenic Belt

Jin Song^{1,2}, Zhang Weisheng², Zhang Chengxin^{1,2}, Yao Zhihong^{1,2}, Li Yingjie¹, Dong Peipei¹, Gao Liyong^{1,2}, Jin Tao², Zhang Yang², Wang Chang²

1. Hebei Province Collaborative Innovation Center for Strategic Critical Mineral Research, Shijiazhuang, Hebei 050031, China

2. Geological Institute of China Chemical Geology and Mine Bureau, Beijing 100101, China

基金项目: 河北省战略性关键矿产研究协同创新中心开放基金课题(编号: HGUXT-2023-3)、中国煤炭地质总局科技创新项目(编号: ZMKJ-2025-ZX04-3)、自然资源部“战略化工矿产成矿理论及找矿技术创新团队”(编号: ZHTD202401-05)

作者简介: 金松(1988-), 男, 硕士, 高级工程师, 主要从事战略性化工矿产勘查及成矿规律研究。ORCID: 0000-0003-4441-1322. Email: 732818885@qq.com

Abstract: The metallogenic belt in Northern Hebei-Western Liaoning is rich in fluorite mineral resources, but its metallogenic regularities and genesis cannot fully explain by the single theory of hydrothermal filling genesis. Based on systematic investigations of representative ore deposits, this study summarizes the spatial distribution patterns, diagenetic-metallogenic ages, rare earth element (REE) compositions, fluid inclusions, and H-O isotopic characteristics of fluorite deposits in the region. These fluorite deposits can be categorized into three genetic types: volcanic-subvolcanic hydrothermal vein type hosted in volcanic rocks, post-magmatic hydrothermal vein type occurring in granitoids, and hydrothermal replacement-vein type developed in carbonate formations. Moreover, the fluorite deposits hosted in volcanic rock areas were controlled by marginal faults of volcanic basins or volcanic-related fractures under an extensional tectonic setting during the middle Early Cretaceous. These faults served as pathways where deep-source F-rich alkaline magmas underwent liquid immiscibility to generate F-bearing hydrothermal fluids. The fluids ascended to shallow levels, mixed with meteoric water, and subsequently cooled and precipitated to form ore deposits. The fluorite deposits hosted in granitic areas were formed in fault-uplift structures under tectonic transition setting during the Early Cretaceous. Mineralization occurred through isothermal mixing of meteoric water and formation water that leached ore-forming elements from granitic intrusions and deep basement rocks, followed by precipitation and enrichment with diverse metallogenic fluids or meteoric water. The fluorite deposits hosted in carbonate rock areas were controlled by anticline structures formed under the compressional orogeny during the Late Jurassic. Basin-derived hydrothermal brines, thermally driven, ascended and leached ore-forming elements, subsequently accumulating through water-rock interactions in interlayer fracture zones of anticlinal cores where they were blocked by mudshale. Later tectonic reactivation might have remobilized the mineralization, forming discontinuous fluorite veins along fractures.

Key words: Fluorite; Metallogenic regularities; Mineralization model; Metallogenic belt in Northern Hebei-Western Liaoning

引言

萤石作为重要的战略性非金属矿产，是工业上唯一一种可以提炼大量F元素的矿物，除被应用于冶金、水泥、玻璃等传统行业外，在新能源、国防、半导体、医疗等新兴领域中的应用也愈加广泛（方贵聪等，2020；金松等，2022a）。冀北—辽西成矿带是中国北方重要的萤石成矿区带，位于河北省康保县—丰宁县—围场县—内蒙古喀喇沁旗—辽宁省义县一带，呈近东西向展布，成矿地质条件优越，在中国东部中生代大规模成矿的地球动力学背景下发生了萤石矿的爆发成矿作用（毛景文和王志良，2000；王吉平等，2015；裴秋明，2018）。冀北—辽西成矿带萤石矿以分布密集，便于开采著称，具有悠久的开采历史。区内已发现萤石矿床、矿点300余处，大型矿床偏少，中小型矿床居多。随着近年来萤石矿战略地位日益凸显和新一轮找矿突破战略行动的实施，区内开展了多项公益性萤石矿专项调查和已有矿山的深部及外围勘查增储工作，一系列远景资源量可达大中型的靶区及矿产地被陆续发现，已有矿山的保有资源储量大幅增加，表明该成矿带仍有很大的找矿空间及增储潜力（孙月君等，2018；商朋强等，2019；王春连等，2022；焦森等，2024）。系统总结成矿规律，明确找矿

方向,促进萤石战略性矿产资源增储上产工作亟待加强。

近年来多家单位及学者在研究区萤石矿成矿规律、成矿时代及成矿模式研究方面取得了一系列进展与成果。刘高杰等(2020)认为冀北康保—沽源一带萤石矿分为岩浆期后热液型和火山-次火山热液型两种,萤石矿的形成受燕山期花岗岩、火山碎屑岩和断裂控制。代晓光等(2021)通过对隆化招素沟萤石矿的地球化学和流体包裹体研究,认为其成矿热液源自与斑岩有关的火山期后含F热液,有大气降水的参与,沉淀机制为水岩反应。裴秋明(2018)和马少兵等(2024)通过对赤峰喀喇沁旗—林西县一带萤石矿床的研究,认为其形成于早白垩世,成矿流体属于中低温、低盐度和低密度的NaCl—H₂O流体体系,成矿热液主要来源于被加热了的大气降水,成矿物质来源于围岩,水岩反应是萤石矿沉淀的主要机制。徐大地等(2004)和王松港(2021)对辽宁义县和河北平泉双洞子萤石矿的研究认为它们属于受背斜构造控制的热液充填交代型,孙祥等(2008)和Sun et al(2010)通过对辽宁义县地区萤石矿的地球化学、流体包裹体及同位素研究认为其形成于晚侏罗世,成矿流体来源于中侏罗世髫髻山旋回火山活动,F源自中侏罗世火山岩,而Ca源自碳酸盐岩围岩,沉淀机制为水岩反应。而杨子荣等(2009)认为义县地区萤石矿成矿流体具有热卤水特征,成矿介质水主要来源于大气降水。已有研究普遍认为研究区萤石矿为热液充填成因,沉淀机制为水岩反应。但对不同地区萤石矿的成矿物质来源、成矿作用过程和流体性质认识不统一,不同围岩萤石矿的沉淀机制是否均为水岩反应也存在疑问。研究区萤石矿的时空分布规律以及构造背景对萤石成矿控制作用研究还较为薄弱,单一的中低温热液充填型成因理论和受控于断裂构造的传统观点在一定程度上也制约了萤石矿成矿作用过程的深入认识和理论发展。本文在大量考察区内萤石矿床地质特征的基础上,通过系统总结研究区萤石成矿地质背景、空间分布格局、成岩成矿时代、稀土元素组成、流体包裹体及H—O同位素特征,尝试提出基于成矿地质构造背景和成矿作用过程的萤石矿新分类方案,探讨不同类型萤石矿的成矿物质来源、成矿流体性质及沉淀机制,进而建立成矿模式,为深入认识萤石成矿过程和丰富区域萤石成矿理论提供依据。

1 成矿地质背景及空间分布特征

1.1 成矿地质背景

冀北—辽西萤石成矿带地处古亚洲成矿域与滨太平洋成矿域的复合地域,地理位置由西到东覆盖河北省康保县、沽源县、隆化县、围场县、平泉县和内蒙古自治区喀喇沁旗、宁城县以及辽宁省凌源市、朝阳市和阜新市等地,呈近东西向展布(王吉平等,2015)。大地构

造单元属华北陆块和额尔齐斯—西拉木伦对接带（图1a），包括镶黄旗—多伦陆缘岩浆弧、通岩浆弧、冀北岩浆弧、承德—建平古岩浆弧、燕辽裂谷带等Ⅲ级构造单元（潘桂棠等，2015），其中冀北岩浆弧和燕辽裂谷带是本区萤石矿的集中产出单元。

研究区自中元古代以来长期处于华北克拉通、兴蒙造山带构造格局控制下，经历了中生代克拉通破坏和再造、新生代环太平洋构造带叠加作用等多期次的构造—岩浆—成矿事件，形成了包括萤石矿在内的丰富多样的矿产资源（毛景文和王志良，2000；金松等，2022b；李天瑜等，2023）。研究区地层具结晶基底与盖层二元结构（图1b），由老到新包括太古界、元古界、古生界、中生界及新生界，萤石矿主要赋存层位包括中元古界蓟县系雾迷山组大理岩、灰质白云岩，下白垩统张家口组酸性火山岩及火山碎屑岩、义县组中酸性火山岩及火山碎屑岩。区内侵入岩及火山岩大面积分布，按时代可以分为中元古代、晚古生代及中生代，晚侏罗世—早白垩世酸性侵入岩、火山岩及次火山岩与萤石矿关系密切，总体呈NE向带状分布。研究区整体构造线呈近EW向，自太古宙以来，多期构造活动导致不同时代、不同规模、不同性质、不同方向构造形迹叠加。断裂构造以NE向、近NS向为主，次为NW向、近EW向；褶皱构造轴向总体呈NE—NEE向，由于后期改造具有走向上的蛇形扭动。萤石矿多数赋存于NE向主干断裂带沿线的NE—NNE向及NW向的次级断裂中，部分赋存于背斜构造核部的层间构造破碎带内。

1.2 空间分布特征

冀北—辽西成矿带整体呈NEE—EW向展布，可分为西部、中部及东部三个亚带，萤石矿分布以中亚带多，西亚带次之，东亚带最少（图1c）。中亚带萤石矿集中分布于丰宁县—隆化县—围场县及喀喇沁旗一带，共计各类矿床（点）200余处，矿床累计查明资源储量占比达整个成矿带的80%以上。萤石矿体受NW向及NE向断裂构造控制明显，包括平泉县郝家楼、隆化县招素沟、围场县广发永、喀喇沁旗大西沟等一系列大中型萤石矿。西亚带萤石矿主要分布于康保县—沽源县—张北县—赤城县一带，分布有萤石矿床（点）60余处，较为分散，西部毗邻四子王旗苏莫查干敖包超大型萤石矿集区。东亚带萤石矿主要分布于内蒙古敖汉旗—辽宁省建平县、义县及阜新市一带，矿床（点）共计20余处，受NE—NNE轴向背斜及断裂构造控制，其中义县地区萤石矿分布较为集中。

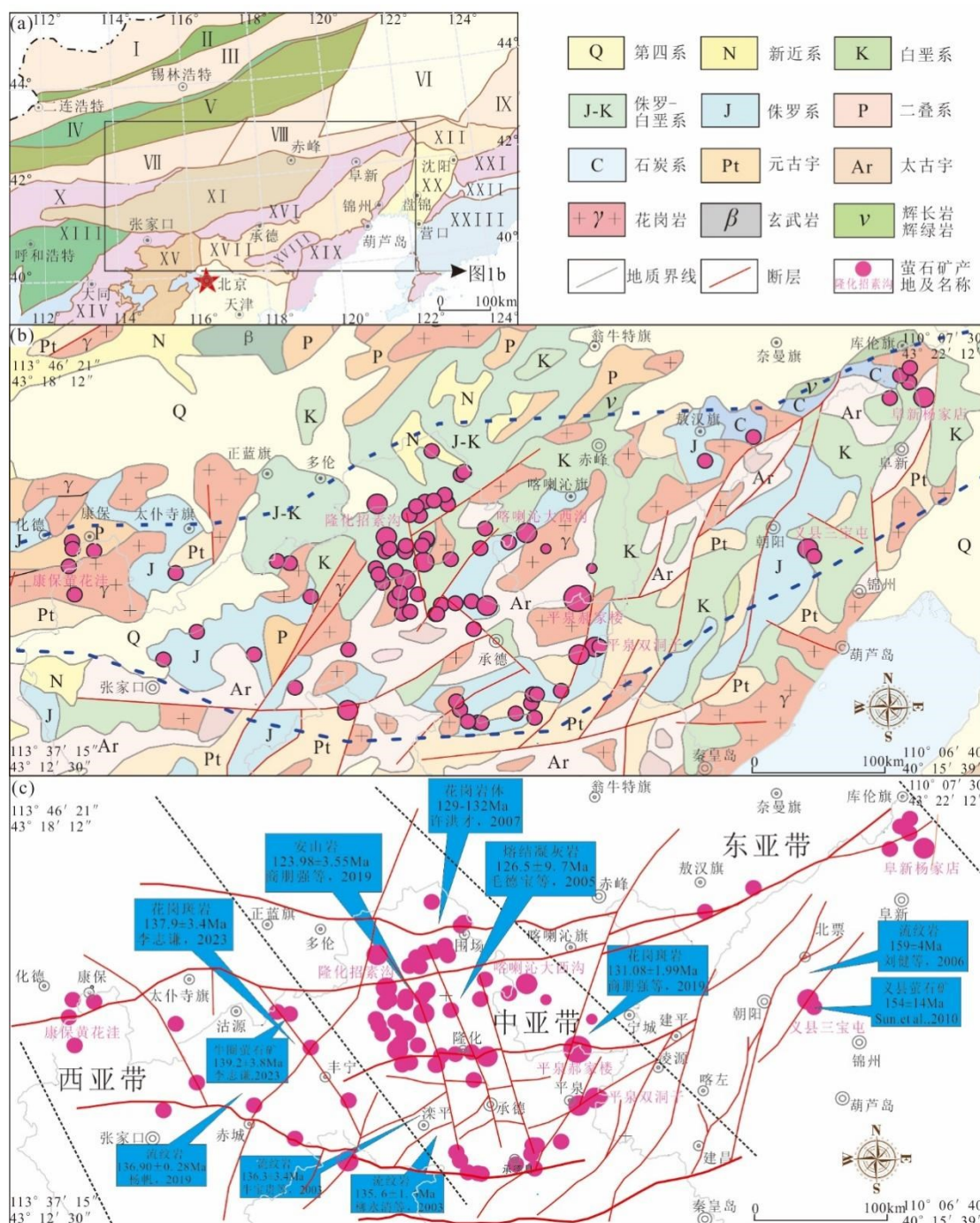


图1 冀北—辽西萤石成矿带大地构造位置、地质矿产及成岩成矿时代简图 (a, 据潘桂棠等, 2015, 金松, 2020 修编; b, 据王吉平等, 2015 修编; c, 据刘健等, 2006 修编)

Fig.1 Simplified map showing the geotectonic location, geology, mineral resources, rock-forming and metallogenic ages of the fluorite metallogenic belt in northern Hebei–western Liaoning(a, modified after Pan et al., 2015 and Jin, 2020; b, modified after Wang et al., 2015; c, modified after Liu et al., 2006)

I-扎兰屯-多宝山岛弧; II-贺根山蛇绿混杂岩带; III-锡林浩特岩浆弧; IV-白音宝力道(查干乌拉)俯冲增生杂岩; V-林西残余盆地; VI-松辽裂谷盆地; VII-镶黄旗-多伦陆缘岩浆弧; VIII-通辽岩浆弧; IX-下二台—呼兰岩浆弧; X-色尔腾古岩岩浆弧; XI-冀北岩岩浆弧; XII-汎河裂谷; XIII-乌拉山-凉城增生杂岩带; XIV-恒山-桑干古岩岩浆弧; XV-燕辽裂谷西段; XVI-承德-建平古岩岩浆弧; XVII-燕辽裂谷; XVIII-遵化古岩岩浆弧; XIX-绥中-秦皇岛岩浆弧; XX-下辽河裂谷盆地; XXI-龙岗古岩岩浆弧; XXII-太子河-浑江陆表海盆地; XXIII-胶-辽-吉陆缘裂谷盆地

区域构造格局决定了区域萤石矿田/矿集区成带与成群的空间展布特征，就研究区矿床位置与断裂构造配套情况来看（图1c），萤石矿分布整体与主控矿构造方向一致，单个矿床或矿体往往受控于次级断裂构造，NNE向断裂构造带与EW向、NW向断裂构造带的复合部位往往出现萤石矿脉的集中产出。中亚带NW向与NE向—近EW向断裂构造交汇部位萤石矿分布密集，而西亚带和东亚带NW向断裂构造行迹不明显，萤石矿分布相对较少，萤石矿体以NE向分布为主。中亚带东部和东亚带内多发育轴向NEE向的背斜构造，部分矿床产于碳酸盐岩背斜构造核部虚脱部位的层间构造破碎带内，矿床规模往往可达到大中型，例如平泉县双洞子萤石矿。

2 矿床分类、主要特征及控矿因素

已有研究认为绝大多数萤石矿床受断裂构造控制，当赋矿断裂构造穿过不同岩性围岩时，萤石矿体的延伸和产出对围岩没有选择性（裴秋明，2018；刘道荣和商朋强，2023），研究区萤石矿普遍被认为是构造控制的单一脉状热液充填型萤石矿（裴秋明，2018；张成信等，2019；代晓光等，2021；金涛，2021；姜振宁等，2023；姚志宏等，2024；马少兵等，2024）。但是大量实例证明不同成矿地质背景和构造运动机制下萤石矿有特定的成矿物质来源和成矿机制（Lamarre and Hodder, 1978; Carroll and Webster, 1994; Chen et al., 2018），仅凭构造作用难以提供成矿物质和流体（刘金宇等，2024），不同类型岩浆岩由于其原始岩浆演化过程、岩石地球化学物质组成及岩石能干性差异，可以制约萤石矿成矿热液演化过程、成矿元素富集及沉淀机制。成矿热液在形成和演化过程中不可避免的要与不同类型围岩进行水岩反应和物质交换，在成矿后显示出不同的矿体地质特征及围岩蚀变分带性，这对于萤石矿的地表找矿和深部定位预测有重要意义。因此本文在系统总结研究区已有矿床的大地构造背景、矿体地质特征、赋矿围岩类型、围岩蚀变特征基础上，将研究区萤石矿划分为三类进行成矿作用过程及成矿模式研究：①产于火山岩区的火山—次火山热液充填型萤石矿床（后文简称火山岩区萤石矿）；②产于花岗岩区的岩浆期后热液充填型萤石矿床（后文简称花岗岩区萤石矿）；③产于碳酸盐岩区的热液交代—充填型萤石矿床（后文简称碳酸盐岩区萤石矿）。各类型萤石矿典型矿床特征见表1。

2.1 产于火山岩区的火山—次火山热液充填型萤石矿床

该类矿床集中分布于研究区中亚带河北省丰宁县—隆化县—围场县—内蒙古自治区喀喇沁旗西北部一带，构造位置属于毗邻基底隆起区的火山断陷盆地。矿体受控于盆地边缘NW—NS向断裂或火山断裂，绝大多数矿体赋存于白垩系下统张家口组酸性—碱性火山岩及

相关次火山岩内，矿体形态、产状、规模与赋矿断裂密切相关，大中型萤石矿一般产于NE向断裂与NW—NS向断裂交汇部位。断裂性质多为高角度正断层（图2a），部分具张扭性，破碎带规模较小或不甚发育，少见多期次活动特征。典型矿床为隆化县招素沟萤石矿、围场县广发永萤石矿。矿体受限于断裂构造规模一般不大，常见分支复合、尖灭再现或平行成群分布，长度一般数十米~500m，厚度一般1~5m，一般为60°~90°的陡倾斜矿体，陡倾矿体一般品位高，规模大，缓倾矿体次之。矿石以结晶较好的块状、条带状及脉状为特征（图2b、图2c），矿石品位 CaF_2 40%~70%，颜色包括紫色、浅绿色、淡黄色和浅灰色等。近矿围岩蚀变以硅化最强，此外发育高岭土化、绿泥石化、绢云母化（图2c），具有一定的蚀变分带但规模有限。矿体上部常具硅质顶盖，野外由于差异风化形成明显的正地形（图2e）。

2.2 产于花岗岩区的岩浆期后热液充填型萤石矿床

该类矿床分布于中亚带喀喇沁旗一带和西亚带康保县—沽源县一带，产出于断块隆起构造背景下的大规模燕山期花岗岩分布区，萤石矿严格受NW向、近SN向和NE向断裂及其派生的次级断裂控制，大中型矿床往往产于两期断裂交汇部位。控矿断裂往往具有多期次活动特征，早期一般为压扭性逆冲断层（图2f），发育宽大的构造破碎带，后期发育张性断裂控制热液充填成矿。典型矿床包括喀喇沁旗大西沟萤石矿，贾营子萤石矿等。该类矿床矿体长度一般在数十米~800m，大西沟萤石矿最长矿体可达2200m，厚度一般1~15m不等，一般为65°~90°的陡倾斜矿体。该类型萤石矿往往发育多阶段成矿，矿体多充填于规模不等的松散构造破碎带内。矿石结晶相对较差，以广泛发育角砾状萤石为特征（图2g），此外边部多见条带状及块状萤石（图2h、图2i），矿体延伸相对稳定但矿石品位一般不高， CaF_2 含量30%~60%，萤石矿颜色多样，包括紫色、蓝绿色、浅棕色、灰色，少量无色透明。近矿围岩蚀变以强高岭土化为特征（图2g、图2i），此外发育绢云母化、硅化及绿泥石化，局部可见碳酸盐化，具有明显的蚀变分带且蚀变带规模较火山岩区萤石矿更大。规模较大的矿体一般不具备明显的硅化顶盖，野外表现为强构造破碎带与围岩差异风化形成的拗陷山鞍或负地形（图2j）。

表 1 研究区典型萤石床特征

Table 1 Characteristics of typical fluorite deposits in the study area

类型	产于火山岩区的 火山—次火山热液充填型萤石矿床						产于花岗岩区的 岩浆期后热液充填型萤石矿床			产于碳酸盐岩区的 热液交代—充填型萤石矿床			
	平泉市 郝家楼	隆化县 招素沟	隆化县 国才	围场县 广发永	围场县 托果奈	丰宁县 高立营	喀喇沁旗 大西沟	喀喇沁旗 贾营子	康保县 黄花洼	平泉市 双洞子	平泉市 杨树岭	义县 三宝屯	阜蒙县 杨家店
名称	安山质凝灰岩、凝灰质砂砾岩	粗面质晶屑凝灰岩、石英正长斑岩	流纹质凝灰岩	流纹质凝灰岩、石英斑岩	流纹质岩屑晶屑凝灰岩	流纹质含角砾岩屑晶屑凝灰岩	二长花岗岩	正长花岗岩	二长花岗岩	含燧石条带白云岩	硅质白云岩	白云质灰岩及灰岩	大理岩
赋矿围岩													
控矿构造	近 SN 向张性断裂	NNW 向张性或张扭性断裂	NW 向张扭性断裂	NNW 向断裂	NNE 向断裂为主、NNW 向次之	NE 向压性断裂	NS 向、NE 向压扭性断裂	NW 向、NS 向多次活动压扭性断裂	近 NS 向断裂	NEE 轴向背斜及近 SN 向断裂	近 EW 轴向背斜及 NW 向断裂	NW 轴向背斜和 NNE 向压扭性断裂	NNE 轴向背斜及 NE 向压扭性断裂
矿石类型	萤石型、萤石—石英型	石英—萤石型、萤石—石英型	萤石—石英型、石英—萤石型	萤石型、萤石—石英型	石英—萤石型	萤石型、萤石—石英型	萤石型、萤石—石英型	萤石型、萤石—石英型	萤石型、萤石—石英型	石英—萤石型、萤石—石英—重晶石型	石英—萤石型、萤石—石英—重晶石型	石英—萤石型、重晶石—萤石型	萤石型、萤石—方解石—石英型
矿石构造	块状、皮壳状构造、梳状、角砾状	块状、梳状、假角砾状	脉状、块状、角砾状、条带状	块状、条带状、角砾状、梳状	块状、条带状、假角砾状、斑杂状	脉状、构造、角砾状构造、条带状、碎斑状	角砾状、条带状、肾状、块状、网脉状、梳状	角砾状、条带状、网脉状、环带状	条带状、细脉状、块状、条带状	蜂窝状、条带状、斑杂状、块状、角砾状	蜂窝状、条带状、块状	块状、条带状、细脉状、晶洞状、角砾状	块状、条带状、细脉状
围岩蚀变	硅化、萤石矿化、碳酸盐化	硅化、高岭土化、萤石矿化	硅化、绢云母化、绿泥石化、高岭土化	硅化、绿泥石化、高岭土化、绢云母化、碳酸盐化	硅化、萤石矿化、绿泥石化、高岭土化	硅化、高岭土化、萤石矿化、碳酸盐化	高岭土化、硅化、绿泥石化、绢云母化	高岭土化、绢云母化、硅化、绿泥石化	高岭土化、绿泥石化、绢云母化	硅化、高岭土化、重晶石化、碳酸盐化	硅化、碳酸盐化、高岭土化	硅化、高岭土化、绢云母化、重晶石化	硅化、黄铁矿化、绿泥石化、碳酸盐化
规模	大型	中型	中型	中型	中型	中型	大型	中型	中型	中型	大型	大型	大型

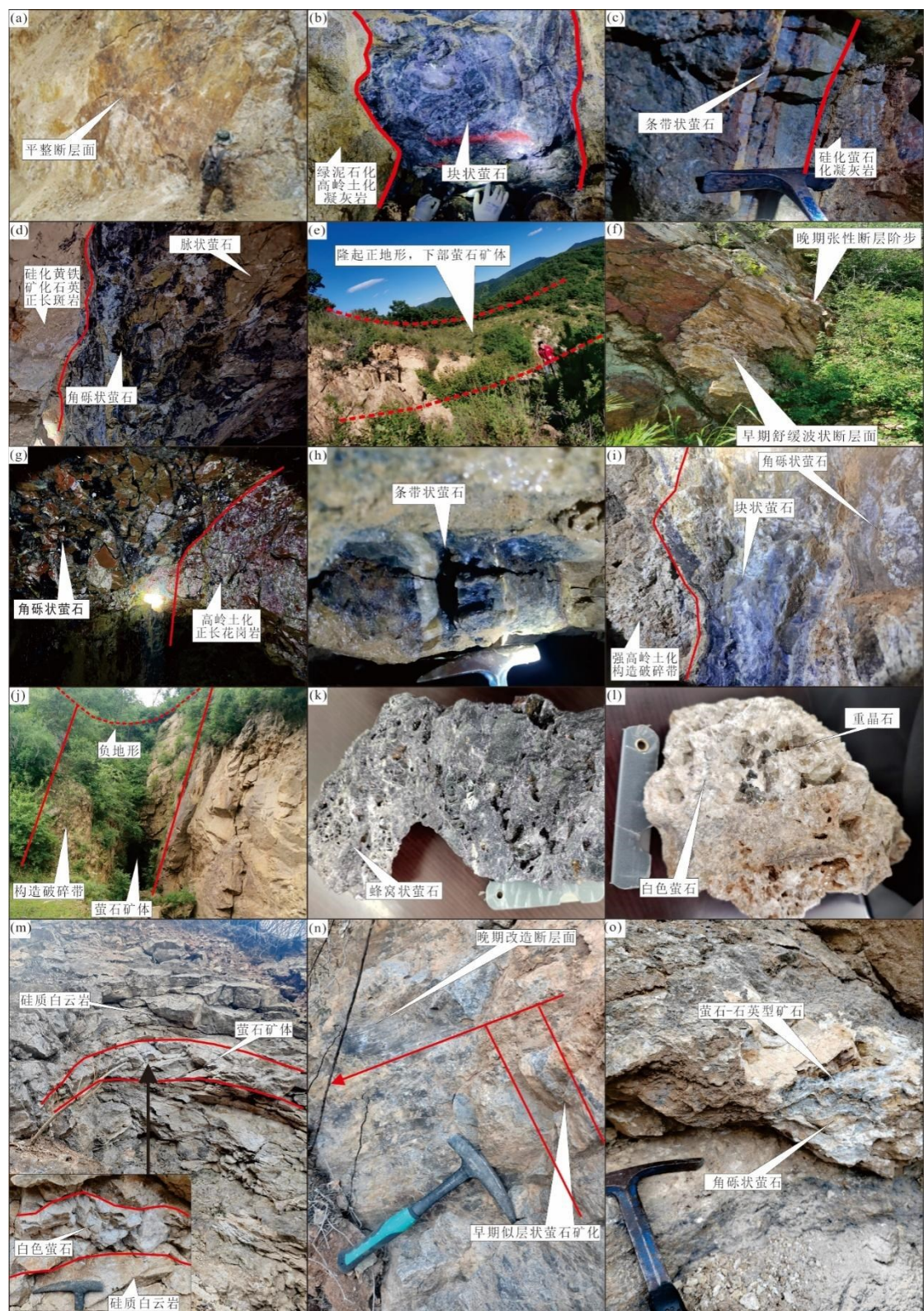


图 2 研究区典型矿床萤石矿体及控矿构造特征

Fig 2. Characteristics of fluorite ore bodies and ore-controlling structures in typical deposits of the study area
a-隆化招素沟萤石矿控矿断裂; b-隆化国才萤石矿矿体及围岩蚀变; c-丰宁兴源萤石矿矿体; d-平泉郝家楼萤石矿矿体; e-喀喇沁生产队萤石矿地貌特征; f-喀喇沁贾营子萤石矿控矿断裂; g-喀喇沁大西沟萤石矿矿体; h-喀喇沁羊坡萤石矿矿体; i-喀喇沁平顶山萤石矿矿体; j-喀喇沁富源萤石矿地貌特征; k-平泉双洞子萤石矿蜂窝状矿体; l-平泉双洞子萤石-重晶石型矿体; m-平泉大石湖萤石矿矿体; n-平泉大石湖萤石矿多期矿化特征; o-平泉双洞子萤石矿矿体特征

2.3 产于碳酸盐岩区的热液交代—充填型萤石矿床

该类矿床主要分布于中亚带平泉市和东亚带凌源县—义县一带，产于燕辽裂谷带的元古界碳酸盐岩大面积分布区，矿体产于硅质白云岩、白云质灰岩或大理岩内，矿体顶板多为泥页岩。矿体多受控于背斜构造，轴向NEE向或NNE向，产于背斜核部虚脱空间的层间构造破碎带内，具有交代型矿床似层状产出的特征（图2m），品位不高但矿化连续稳定。多数大中型矿床具备后期NE向和NW向断层改造富集的特征（图2n），形成沿断裂构造充填的脉状萤石矿体，品位较高但不连续，典型矿床为平泉县双洞子萤石矿、义县三宝屯萤石矿等。矿床矿体长度一般十余米~500m，厚度1~8m不等，一般呈倾角为20°~40°的缓倾斜矿体。萤石品位较低， CaF_2 一般不足50%，萤石矿物以白色或绿色为主有别于其他两类萤石矿。矿物结晶较差，半自形石英和萤石往往镶嵌产出，不易识别。矿石构造以广泛发育蜂窝状和晶洞构造为特征（图2k），此外角砾状和致密块状矿石较发育。矿石类型以萤石—重晶石型、石英—萤石—方解石型为主（图2l、图2o）。早期萤石矿体围岩蚀变相对较弱，发育不同程度的硅化、碳酸盐化、重晶石化，而后期叠加断层改造部位蚀变强烈，往往发育强烈硅化、高岭土化和绿泥石化，具有一定的围岩蚀变分带性。矿体顶板一般强烈硅化，形成角砾状微石英岩“硅质壳”，野外一般表现为连续凸起拗陷的地貌特征。

3 成矿成岩时代及构造背景

3.1 成岩成矿时代

研究区关于萤石矿成矿时代方面的研究不多，主要集中在中亚带北部内蒙古自治区林西县一带萤石矿床，东亚带和西亚带鲜有年龄数据发表（表2）。近年来针对研究区内与萤石成矿相关的中生代岩浆岩年代学研究取得了大量成果，萤石矿围岩对应的火山岩层位或侵入体的时代可以为萤石矿的形成时代提供依据。由表2和图3a可见，区内萤石矿的成矿时代介于154~122Ma，集中于137~127Ma，明显早于中国东南沿海一带如浙江武义矿集区萤石矿形成时代（90~80Ma）（裴秋明，2018），总体与中国东部大规模成矿作用发生的时限（160~110Ma）对应（毛景文和王志良，2000）。各亚带萤石矿由于控矿构造、岩浆热液活动期次不同，形成时代也有一定差异。西亚带萤石矿靠近四子王旗苏莫查干敖包超大型萤石矿集区，该矿集区萤石矿蚀变矿物绢云母和伊利石的K—Ar年龄分别为 $141.5 \pm 1.2\text{Ma}$ 和 $137.6 \pm 1.1\text{Ma}$ （许东青，2009），向东至丰宁牛圈一带萤石矿Sm—Nd年龄为 $139.2 \pm 3.8\text{Ma}$ ，兴源萤石矿同期形成的花岗斑岩锆石U—Pb年龄为 $137.9 \pm 3.4\text{Ma}$ （李志谦，2023），表明该地区萤石成矿作用发生于早白垩世早期。到中亚带内林西一带萤石矿成矿年龄与大兴安岭南段主要萤石矿成矿年龄一致，集中在137~127Ma（曹华文等，2013；裴秋明，2019），与成矿

相关岩浆岩形成时代相差不大（136~122Ma），时代早白垩世中期。中亚带东部平泉—东亚带辽宁境内地区萤石矿成矿年龄研究相对欠缺， Sun（2010）通过萤石 Sm—Nd 等时线法获得辽宁义县萤石矿年龄为 154±14 Ma，与成矿关系密切的火山岩年龄为 159±4Ma，时代为晚侏罗世。平泉市—凌源市—北票市—阜新市一带多为碳酸盐岩区萤石矿，受控于 NEE—NNE 轴向背斜构造（徐大地等，2004；杨子荣等，2008；王松港，2021；姚志宏等，2024），该地区发育的 NE—NNE 向逆冲褶皱带是华北克拉通北缘中晚侏罗世多幕式挤压构造事件的产物，配套多期次岩浆作用并伴随与太平洋板块俯冲相关的大规模萤石成矿作用（毛景文和王志良，2000；许洪才等，2007；Xu et al., 2015；Yan et al., 2021），这与义县萤石矿 154±14 Ma 的年代学特征基本对应。因此研究区西亚带萤石成矿时代集中于早白垩世早期（139~137Ma），中亚带集中于早白垩世中期（137~127Ma），东亚带成矿时代为晚侏罗世（154Ma），具有中亚带新，西亚带次之，东亚带最老的年代学特征，总体与华北地台北缘及大兴安岭南段成矿峰值年龄相吻合（裴秋明，2018），上述年龄分布趋势是否客观还需更多精确年代学数据的支撑。

表 2 研究区萤石矿及相关岩浆岩的成矿成岩年龄

Table 2 Metallogenic and rock-forming ages of fluorite deposits and related magmatic rocks in the study area											
数据类别 亚带	萤石矿成矿时代										
	西亚带		中亚带							东亚带	
矿床名称	丰宁牛圈	苏莫查干敖包	林西水头	林西三道营子	林西小北沟	林西赛菠萝沟门	林西俄力木台	林西冯家营子	锡盟乌力吉敖包	义县	
成矿时代 Ma	139.2±3.8	141.5~137.6	132±11	136.5±4.3	126.6±15	134.9±13	129.3±12	126.6±15	122±15	154±14	
测试方法	萤石 Sm—Nd	绢云母和伊利石 K—Ar	萤石 Sm—Nd	方解石 Sm—Nd	石英 ESR				萤石 Sm—Nd	萤石 Sm—Nd	
数据来源	李志谦, 2023	许东青, 2009	Pei. et al., 2017	裴秋明, 2018		曹华文等, 2013			Zou. et al., 2020	Sun. et al., 2010	
数据类别 亚带	成矿相关岩浆岩时代										
	西亚带		中亚带							东亚带	
测试对象	丰宁花岗斑岩	赤城流纹岩	隆化安山岩	隆化凝灰岩	喀喇沁花岗斑岩	承德流纹岩	滦平流纹岩	滦平凝灰岩	科右前旗花岗岩	义县流纹岩	
成岩时代 Ma	137.9±3.4	136.9±0.28	123.98±3.55	126.5±9.7	131.08±1.99	135±1	136.3±3.4	135.4±1.6	123~120	159±4	
测试方法	锆石 U—Pb		K—Ar	锆石 U—Pb							锆石 U—Pb
数据来源	李志谦, 2023	杨帆, 2019	商朋强等, 2019	毛德宝等, 2005	商朋强等, 2019	赵越等, 2004	牛宝贵等, 2003	柳永清等, 2003	邵宝强, 2023	刘健等, 2006	

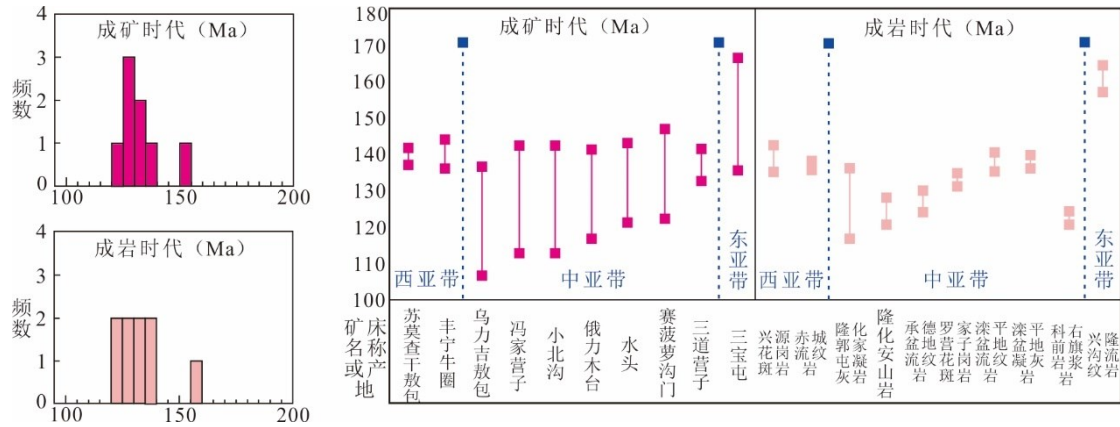


图3 研究区萤石矿和成矿相关岩浆岩年代学特征

Fig.3 Chronological characteristics of fluorite deposits and related metallogenic magmatic rocks in the study area

3.2 构造背景

由萤石矿年代学研究成果与成矿相关岩浆岩的形成时代对比可见,萤石矿总体成矿年龄晚于赋矿围岩及控矿岩体形成时代,成矿相对成岩具有较为明显的滞后性,时差5~10 Ma (图3b),与中国东部萤石矿区成岩成矿时代特征相符(裴秋明, 2018)。研究区所处的华北克拉通东北部在燕山运动作用下由侏罗纪至早白垩世经历了挤压—伸展的构造演化过程(董树文等, 2019; Song et al., 2025)。晚侏罗世(160~145 Ma)古太平洋板块向东亚大陆的正向俯冲形成了强挤压造山运动,导致华北克拉通东部大规模逆冲褶皱带形成,变质基底内形成一系列NE—NNE轴向褶皱,同时造成了基底隆起及大规模S型花岗岩体侵入,并形成一系列的高角度逆冲断层(梁云怡等, 2024; Song et al., 2025)。俯冲作用驱动的岩浆作用和相关的富F热液活动可导致F的循环和富集(Ding et al., 2018; Yan et al., 2021),岩浆活动驱动成矿流体上涌形成受控于褶皱构造核部层间破碎带的碳酸盐岩区萤石矿,同时也控制了花岗岩区萤石矿成矿母岩的形成;早白垩世早期(145~135 Ma)研究区处于构造体制转折时期(翟明国, 2019; 董树文等, 2019; Zhang et al., 2025),板块俯冲机制转变,俯冲板片后撤促进氟从俯冲板块向地壳的有效输送,伴生大规模钙碱性岩浆活动(Yan et al., 2021),研究区在地幔热柱与区域构造应力场共同作用下形成了花岗岩区断隆构造(方曙等, 2001; Zhang et al., 2025),该时期俯冲作用形成的富F流体在热源驱动下形成花岗岩区萤石矿;早白垩世中期,随着古太平洋板块的俯冲回撤研究区构造体制进入伸展阶段(135~100 Ma),也正值华北克拉通减薄破坏的重要时期,低角度伸展拆离构造体系形成(Xu et al., 2015; 董树文等, 2019; Song et al., 2025),形成一系列NW向正断层带和火山断陷盆地,板块俯冲回撤期间释放的富F流体交代富集地幔源区形成大规模富F钙碱性—碱性岩浆后出溶富F热液流体(Ding et al., 2022; 刘金宇等, 2024),控制了火山岩区萤石矿形成,同时该阶段花岗岩区

萤石矿和碳酸盐岩区萤石矿可能再度活化富集。综上所述,研究区萤石矿的爆发成矿时代对应了中国东部燕山运动期间重要的挤压造山和伸展拆离阶段,区域构造—岩浆事件与萤石矿成矿熔体—流体活动关系密切。

4 稀土元素特征

萤石作为含 Ca 矿物,是稀土元素的重要载体,流体中的 REE^{3+} 常与 Ca^{2+} 发生置换进入萤石晶格内,这使得萤石成为稀土元素的主要携带者。因此萤石的稀土元素研究在矿床成矿物质来源、矿床成因等方面得到了广泛应用(方贵聪等, 2020, 金松等, 2022a)。本文选取了研究区三类共计 18 个矿床(点)的萤石及围岩稀土元素数据用于探讨其稀土元素特征和成矿作用过程,稀土元素组成及特征参数见表 3。

火山岩区萤石矿萤石和围岩稀土总量 ΣREE (含 Y) 分别为 $118.34\sim541.33\times10^{-6}$ 和 $118.29\sim356.22\times10^{-6}$, 轻重稀土比值 LREE/HREE 分别为 0.15~7.60 和 0.13~9.29, $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ 分别为 0.42~65.84 和 0.53~40.03, δEu 分别为 0.25~1.26 和 0.33~0.82, δCe 分别为 0.68~0.95 和 0.65~2.06。不同矿床的稀土元素特征不尽相同,尤其是在 Eu/Eu^* 和 Ce/Ce^* 方面,但各矿床萤石与其对应围岩稀土元素特征类似,在稀土元素配分曲线上显示基本一致的分布特征(图 4a)。在萤石 LREE/HREE — ΣREE 关系图解上,典型矿床招素沟萤石矿具有明显的随着稀土总量 ΣREE (含 Y) 增大,轻重稀土比值 LREE/HREE 减小的趋势(图 4b),表明随着成矿熔流体在演化过程中重稀土逐渐富集。

花岗岩区萤石矿萤石和围岩稀土总量 ΣREE (含 Y) 分别为 $34.95\sim200.92\times10^{-6}$ 和 $83.67\sim535.27\times10^{-6}$, 轻重稀土比值 LREE/HREE 分别为 0.20~2.41 和 1.62~6.92, $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ 分别为 0.41~4.78 和 4.71~21.14, δEu 分别为 0.36~1.73 和 0.17~0.91, δCe 分别为 0.65~1.13 和 0.62~1.28。不同矿床的稀土元素特征基本一致,萤石矿稀土总量 ΣREE (含 Y) 和轻重稀土比值 LREE/HREE 显著低于围岩。在 Eu/Eu^* 和 Ce/Ce^* 方面,萤石 Eu 负异常和 Ce 负异常较围岩更明显,在稀土元素配分曲线上萤石矿与围岩在轻稀土区域分为截然不同的两群(图 4c)。在萤石 LREE/HREE — ΣREE 关系图解上,典型矿床大西沟萤石矿具有明显的随着稀土总量 ΣREE (含 Y) 增大,轻重稀土比值 LREE/HREE 保持一致或有增大趋势(图 4d),表明成矿熔流体在演化过程中体系较为稳定均一。

碳酸盐岩区萤石矿萤石和围岩稀土总量 ΣREE (含 Y) 分别为 $20.00\sim29.90\times10^{-6}$ 和 $5.34\sim22.60\times10^{-6}$, 轻重稀土比值 LREE/HREE 分别为 0.22~1.18 和 1.02~1.87, $\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ 分别为 0.09~3.01 和 1.08~8.37, δEu 分别为 1.11~1.36 和 1.08~2.73, δCe 分别为 0.66~1.58 和

0.68~1.10。碳酸盐岩区萤石矿稀土总量 ΣREE (含 Y) 显著低于围岩, 萤石较围岩明显富集重稀土, 萤石和围岩均具有 Eu 正异常, Ce 异常不明显, 在稀土元素配分曲线上萤石分布较为平坦微有左倾趋势, 围岩略有右倾趋势 (图 4e)。在萤石 LREE/HREE— ΣREE 关系图解上, 随着稀土总量 ΣREE (含 Y) 增大, 轻重稀土比值 LREE/HREE 保持一致或有增大趋势 (图 4f), 表明成矿熔流体的演化过程中体系较为稳定均一, 可能由于水岩反应和后期演化过程中富集部分重稀土。

三类萤石矿的稀土元素特征差异明显, 萤石与围岩稀土元素特征的对比差异也反应了其不同的成矿物质来源和热液演化过程 (曹俊臣, 1997)。火山岩区萤石矿 ΣREE 最高, 与围岩相差不大, 轻稀土富集, 重稀土亏损, 不同矿床的萤石和围岩的稀土元素特征类似, 稀土元素配分曲线中萤石与围岩高度一致, 表现出明显的亲缘性、继承性及同源演化的特征 (曹俊臣, 1997; 刘道荣和商朋强, 2023)。花岗岩区萤石矿 ΣREE 较火山岩区萤石矿低, 同时明显低于围岩花岗岩的 ΣREE , 负铕异常明显, 重稀土含量相对较高且明显高于火山岩区萤石矿, 表明成矿流体经历了长期演化, 具备多阶段成矿的特点, 过程中部分继承了花岗岩的稀土元素特征且越到晚期越富集重稀土 (曹俊臣, 1997)。花岗岩的稀土元素配分曲线明显右倾, 而萤石的稀土元素配分曲线近乎平坦, 表明在成矿物质来源方面可能并非是单一的花岗岩体, 早期成矿热液形成阶段亦有富集, 后期与花岗岩体进行了水岩反应和物质交换。碳酸盐岩区萤石矿 ΣREE 最低, 表现出明显的轻稀土亏损, 重稀土富集的特征, 具有明显 Ce 负异常, 表明成矿流体继承了碳酸盐岩围岩的 Ce 负异常及相关稀土元素特征 (邹灏等, 2016)。随着稀土含量的增加, 样品的轻重稀土分异程度基本保持稳定, 说明稀土元素主要是以络合物存在, 水岩反应作用下流体性质无明显变化, 成矿物源稳定且单一。

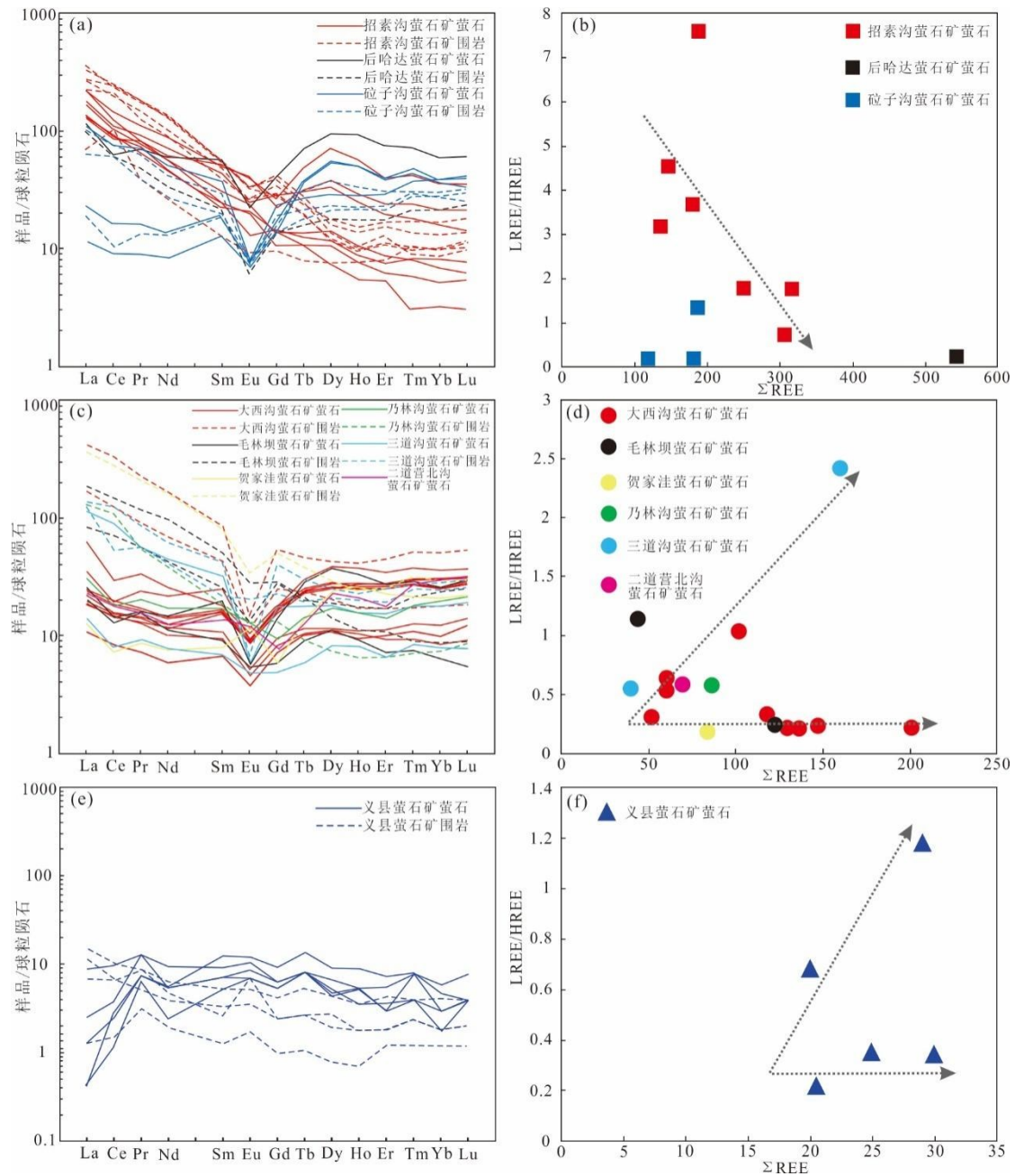


图4 研究区萤石矿稀土元素特征

Fig.4 REE characteristics of fluorite deposits in the study area

表 3 研究区萤石矿床（点）稀土元素组成及特征参数

Table 3 REE composition and characteristic parameters of fluorite deposits in the study area

类型	矿床名称	样品类别	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE/HREE	La _N /Yb _N	Eu/Eu*	Ce/Ce*	数据来源
产于火山岩区的火山一次火山热液充填型萤石矿床	招素沟	萤石	51.8	88.9	10.6	40.9	7.9	2.4	4.7	1.2	9.6	1.7	4.0	0.6	3.7	0.5	87.4	316	1.79	10.07	1.21	0.93	代晓光等，2021
			51.4	75.9	7.9	26.5	3.5	0.7	3.1	0.4	1.9	0.3	0.9	0.1	0.6	0.1	14.5	188	7.60	65.84	0.69	0.92	
			26.0	46.0	5.7	20.5	3.7	1.3	2.9	0.5	3.0	0.5	1.3	0.2	1.4	0.2	22.4	136	3.20	13.32	1.22	0.92	
			32.1	54.9	6.3	21.6	3.6	1.1	2.1	0.4	2.7	0.4	1.0	0.2	0.9	0.1	18.5	146	4.53	26.17	1.26	0.95	
			39.3	61.7	7.3	26.9	4.7	1.5	2.6	0.5	3.6	0.6	1.4	0.2	1.2	0.2	27.9	180	3.70	23.89	1.26	0.89	
		火山岩	41.7	68.2	8.7	33.9	6.8	1.9	5.6	1.1	8.5	1.4	3.2	0.5	2.7	0.4	65.7	250	1.81	11.00	0.94	0.88	
			30.7	53.5	7.1	29.3	8.2	2.3	5.5	1.9	18.4	3.3	6.6	1.1	6.1	0.9	132.0	307	0.75	3.61	1.06	0.89	
			63.4	149.0	17.0	64.2	8.7	2.0	12.5	1.3	4.0	0.7	3.0	0.3	2.3	0.4	19.6	348	6.91	20.03	0.60	1.11	
			76.6	151.0	17.2	60.0	8.6	1.9	8.7	1.1	4.2	0.8	2.6	0.4	2.2	0.4	20.7	356	7.70	24.53	0.67	1.02	
			52.5	129.0	11.9	42.1	6.0	1.5	6.1	0.7	3.1	0.6	1.9	0.3	1.7	0.3	14.8	272	8.28	22.42	0.76	1.27	
	后哈达	萤石	64.2	121.0	13.9	47.8	7.4	1.5	7.2	0.9	4.6	0.9	2.8	0.4	2.8	0.5	24.5	300	5.72	16.22	0.64	0.99	张成信等，2019
			82.6	143.0	16.8	61.8	8.5	2.0	8.1	1.0	3.5	0.6	2.1	0.2	1.5	0.3	16.6	349	9.29	40.03	0.74	0.94	
			16.4	63.6	3.5	13.2	2.0	0.5	2.0	0.3	2.0	0.4	1.3	0.3	1.7	0.3	10.7	118	5.22	6.92	0.82	2.06	
			27.3	37.8	6.7	28.9	8.7	1.3	8.0	2.7	24.5	5.3	12.5	1.9	10.2	1.5	364.0	541	0.26	1.92	0.48	0.68	
			23.2	39.1	4.6	15.9	3.3	0.3	2.9	0.6	4.5	1.0	2.9	0.6	3.7	0.6	28.3	132	1.92	4.51	0.33	0.92	
		火山岩	2.8	5.7	0.9	3.9	2.0	0.4	3.3	1.1	9.4	1.9	5.1	0.8	4.6	0.7	75.8	118	0.15	0.43	0.52	0.89	
			5.4	9.8	1.5	6.4	3.0	0.5	2.8	1.4	14.2	2.9	6.9	1.2	6.4	0.9	118.0	181	0.17	0.61	0.51	0.84	
			26.5	44.6	6.7	24.0	5.8	0.4	4.9	1.0	7.6	1.6	4.8	1.0	6.6	1.1	50.5	187	1.37	2.88	0.25	0.82	
			4.5	6.4	1.3	6.1	3.1	0.5	3.3	1.4	14.1	2.8	6.7	1.1	6.1	0.8	132.0	190	0.13	0.53	0.43	0.65	
			15.4	37.8	3.8	12.7	3.0	0.4	2.7	0.7	5.5	1.2	3.6	0.7	4.9	0.8	39.4	133	1.23	2.28	0.40	1.21	
产于花岗岩区的岩浆期后热液充填型萤石矿床	大西沟	萤石	24.1	46.8	6.0	19.8	4.5	0.5	4.0	0.8	6.1	1.3	3.9	0.8	5.2	0.8	40.9	165	1.60	3.34	0.33	0.95	张成信等，2019 姜振宁等，2023
			8.4	11.7	2.3	10.2	3.9	0.5	3.8	1.1	10.0	2.2	5.8	1.0	6.2	1.0	133.0	201	0.23	0.96	0.41	0.65	
			14.9	18.4	3.2	12.0	2.8	0.7	2.5	0.6	5.2	1.1	2.9	0.5	3.3	0.5	33.5	102	1.04	3.22	0.85	0.65	
			4.5	9.0	1.2	4.7	1.5	0.3	1.7	0.4	2.8	0.5	1.7	0.3	1.7	0.3	29.9	60.4	0.54	1.92	0.50	0.93	
			5.2	9.7	1.3	5.3	1.6	0.3	2.0	0.4	2.9	0.6	1.6	0.2	1.5	0.2	27.2	60.1	0.64	2.59	0.50	0.90	
		花岗岩	4.5	8.9	1.2	5.4	2.4	0.5	3.5	1.0	7.4	1.6	4.7	0.8	5.3	0.8	81.9	130	0.21	0.61	0.53	0.93	
			2.6	5.2	0.7	2.8	1.0	0.2	1.5	0.4	2.9	0.6	1.9	0.3	2.1	0.4	29.4	51.9	0.31	0.89	0.54	0.95	
			5.6	11.4	1.6	6.5	2.6	0.6	3.8	1.0	7.2	1.5	4.4	0.7	4.4	0.7	95.0	147	0.24	0.91	0.59	0.94	
			5.9	12.1	1.6	6.7	2.4	0.6	3.2	0.9	6.5	1.4	4.2	0.7	4.4	0.7	66.3	118	0.33	0.95	0.61	0.96	
			4.4	9.5	1.4	5.8	2.5	0.5	3.6	0.9	6.6	1.4	4.2	0.7	4.3	0.7	89.7	136	0.22	0.75	0.55	0.94	
	毛林坝	萤石	40.2	76.1	8.6	32.3	6.6	0.7	5.2	0.9	5.2	1.0	2.8	0.4	2.9	0.5	25.9	209	3.68	9.91	0.34	1.00	张成信等，2019
			99.9	206.0	21.7	77.8	13.0	0.9	11.0	1.8	11.0	2.4	7.5	1.3	8.7	1.4	71.0	535	3.61	8.22	0.22	1.08	
		花岗岩	4.8	7.9	1.5	6.9	3.1	0.4	2.8	1.1	10.0	1.9	4.4	0.8	4.5	0.6	71.3	122	0.25	0.76	0.36	0.71	
			6.1	8.7	1.4	5.4	1.4	0.3	1.2	0.3	2.9	0.5	1.2	0.2	1.1	0.1	12.8	43.7	1.15	4.08	0.76	0.73	
			19.9	44.0	5.5	21.1	4.9	0.3	3.6	0.7	4.6	0.9	2.6	0.5	3.0	0.5	24.2	136	2.36	4.71	0.24	1.03	
			44.2	91.5	11.3	46.0	7.7	1.6	5.9	0.8	3.6	0.6	1.8	0.2	1.5	0.2	16.7	234	6.45	21.14	0.74	1.00	
		花岗岩	3.0	4.5	0.8	3.6	1.2	0.7	1.2	0.5	6.2	1.5	4.1	0.8	5.3	0.7	49.5	83.7	0.20	0.41	1.73	0.69	
			86.7	172.0	19.9	75.6	12.5	2.0	10.5	1.5	7.5	1.4	3.9	0.6	3.6	0.6	35.4	434	5.69	17.47	0.54	1.02	
			7.3	11.0	1.9	7.9	2.6	0.8	1.9	0.5	4.4	0.9	2.3	0.5	3.4	0.6	40.3	86.3	0.57	1.56	1.03	0.72	
			31.0	67.1	5.4	18.1	2.8	0.7	2.7	0.3	1.9	0.4	1.1	0.2	1.3	0.2	10.0	143	6.92	17.65	0.82	1.28	
产于碳酸盐岩区的热液交代—充填型萤石矿床	义县	萤石	3.3	4.8	0.9	3.6	1.0	0.3	1.0	0.2	2.1	0.5	1.1	0.2	1.4	0.2	18.9	39.5	0.55	1.75	0.84	0.69	孙祥等，2008
			27.2	56.0	5.4	19.7	4.0	0.8	6.1	0.8	4.8	1.0	2.8	0.6	4.1	0.6	26.1	160	2.41	4.78	0.47	1.13	
		碳酸盐岩	32.6	77.4	8.3	29.1	6.5	0.4	8.4	1.2	6.4	1.3	4.0	0.7	4.9	0.8	31.9	214	2.59	4.78	0.17	1.16	
			30.8	32.8	5.4	19.4	3.4	1.2	4.8	0.7	5.3	1.1	3.2	0.7	4.2	0.7	36.9	151	1.62	5.21	0.91	0.62	
			5.3	10.3	1.5	5.7	2.0	0.7	1.6	0.5	5.8	1.2	2.8	0.7	4.9	0.8	25.6	69.2	0.58	0.78	1.15	0.91	
			0.6	2.3	1.2	2.5	1.1	0.4	1.1	0.3	1.1	0.3	0.5	0.2	0.5	0.1	7.8	20.0	0.68	0.86	1.11	0.66	
			0.1	0.7	0.6	1.1	0.8	0.4	1.1	0.3	1.2	0.3	0.5	0.1	0.3	0.1	12.9	20.5	0.22	0.24	1.30	0.70	
			0.3	1.5	0.7	2.6	1.9	0.7	1.9	0.5	2.3	0.5	1.2	0.2	1.0	0.2	14.4	29.9	0.35	0.22	1.13	0.80	
			0.1	1.7	0.7	2.4	1.1	0.5	1.3	0.3	1.7	0.3	0.9	0.2	0.8	0.1	12.8	24.9	0.35	0.09	1.28	1.58	
			2.1	6.0	1.2	4.4	1.4	0.6	1.3	0.3	1.3	0.2	0.6	0.1	0.5	0.1	8.9	29.0	1.18	3.01	1.36	0.93	
			0.3	0.9	0.3	0.9	0.2	0.1	0.2	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	1.7	5.3	1.02	1.08	1.53	0.74	Sun.et al.2010
			3.5	6.2	0.8	2.2	0.4	0.4	0.5	0.1	0.5	0.1	0.3	0.1	0.3	0.1	5.3	20.7	1.87	8.37	2.73	0.91	
			2.7	4.1	0.8	2.9	0.8	0.3	0.9	0.2	1.1	0.2	0.7	0.1	0.7	0.1	7.0	22.6	1.05	2.77	1.08	0.68	
			1.6	4.0	0.5	1.8	0.5	0.2	0.5	0.1	0.7	0.1	0.3	0.1	0.3	0.1	5.2	15.9	1.18	3.83	1.22	1.10	

5 流体包裹体和 H—O 同位素特征

流体包裹体能真实、直接的反映出成矿过程中的物理化学条件，是解释矿床成因的关键（张寿亭等，2014）。研究区内目前针对上述三类萤石矿及雾迷山组白云岩内热液成因萤石均开展过流体包裹体或H-O同位素特征研究，测试结果见表4和表5。

5.1 流体包裹体均一温度、盐度和密度

研究区萤石矿物流体包裹体多呈孤立状或成群分布，少数包裹体呈线状沿矿物裂隙分布，直径一般小于50μm，主要包括纯液相包裹体、富液相包裹体、富气相包裹体及含子矿物的三相包裹体四种类型。火山岩区萤石矿早阶段萤石流体包裹体均一温度集中于160~280℃，晚阶段萤石流体包裹体均一温度集中于137~211℃，早阶段萤石成矿温度明显高于晚阶段萤石。两期萤石流体包裹体盐度（%NaCl_{eqv}）集中于0.2~2.80，密度集中于0.75~0.89 g/cm³，盐度和密度差别不大。花岗岩区萤石矿早阶段萤石流体包裹体均一温度集中于145~200℃，晚阶段萤石集中于120~230℃，两期成矿温度基本一致。早阶段萤石流体包裹体盐度（%NaCl_{eqv}）集中于0.18~4.34，晚阶段萤石流体包裹体盐度集中于0.18~2.41，盐度明显降低。两期萤石流体包裹体密度集中于0.86~0.93 g/cm³，基本一致。碳酸盐岩区萤石矿流体包裹体温度集中于96~150℃，流体包裹体盐度（%NaCl_{eqv}）集中于2.00~10.40，多数>5%，流体包裹体密度为0.99~1.04 g/cm³。

表 4 研究区萤石矿流体包裹体均一温度、盐度及密度

Table 4 Homogenization temperature, salinity, and density of fluid inclusions in fluorite deposits from the study area						
类型	矿床名称	测试样品	均一温度 /℃	盐度 (NaCl _{eqv}) /%	密度 (g/cm ³)	数据来源
产于火山岩区的火山—次火山热液充填型萤石矿床	招素沟	早阶段萤石	205~238	1.40~1.90	0.75	代晓光等，2021
		晚阶段萤石	137~211	0.88~1.74		
	兴源	早阶段萤石	220~280	0.35~5.09	0.81	李志谦，2023
		晚阶段萤石	160~180			
	水头	早阶段萤石	160~220	0.80~2.80	0.88	张寿亭等，2014
		晚阶段萤石	140~200	0.40~1.60	0.86	
	小北沟	早阶段萤石	180~240	0.20~0.60	0.87	王亮等，2018
		晚阶段萤石	160~180	0.20~1.00	0.89	
产于花岗岩区的岩浆期后热液充填型萤石矿床	大西沟	早阶段萤石	145~200	0.18~4.34	0.91	马少兵等，2024
		晚阶段萤石	153~200	0.18~2.41	0.9	
	牛圈	晚阶段萤石	150~230	0.66~0.95	0.86	李玉洁等，2022
		萤石	150~195			
	黄花洼	萤石	160~200	0.18~2.90	0.91	任树祥等，2013
		萤石	141~226			
	宝林	早阶段萤石	141~226	0.18~2.90	0.91	孙伯为等，2017
		晚阶段萤石	120~201	0.18~0.88	0.92	
产于碳酸盐岩区的热液交代—充填型萤石矿床	马岱沟	萤石	120~201	0.18~0.88	0.92	宋开瑞，2019
		萤石	148~230	0.18~4.80	0.93	
	七一	萤石	148~230	0.18~4.80	0.93	陈银汉等，1986
	双洞子	萤石	100~132	6.14~10.40	0.99~1.04	
	义县	萤石	130~150	2.00~2.25	0.95	杨子荣等，2010
		萤石	130~150	2.00~2.25	0.95	
	雾迷山组热液成因萤石	萤石	96~132			鲁锴等，2024

由上述流体包裹体特征结合温度和盐度直方图（图 5）分析，研究区萤石矿成矿流体主体均一温度属于中低温范围，火山岩区萤石矿最高，花岗岩区萤石矿次之，碳酸盐岩区萤石矿最低，火山岩区萤石矿由早期到晚期成矿温度降低明显，花岗岩区和碳酸盐岩区萤石矿各阶段萤石成矿温度基本一致（图 5a）。包裹体盐度和密度方面，碳酸盐岩区萤石矿盐度和密度最高，火山岩区和花岗岩区萤石矿包裹体盐度和密度基本一致（图 5b），但花岗岩区萤石矿晚期成矿阶段盐度较早期有明显降低。

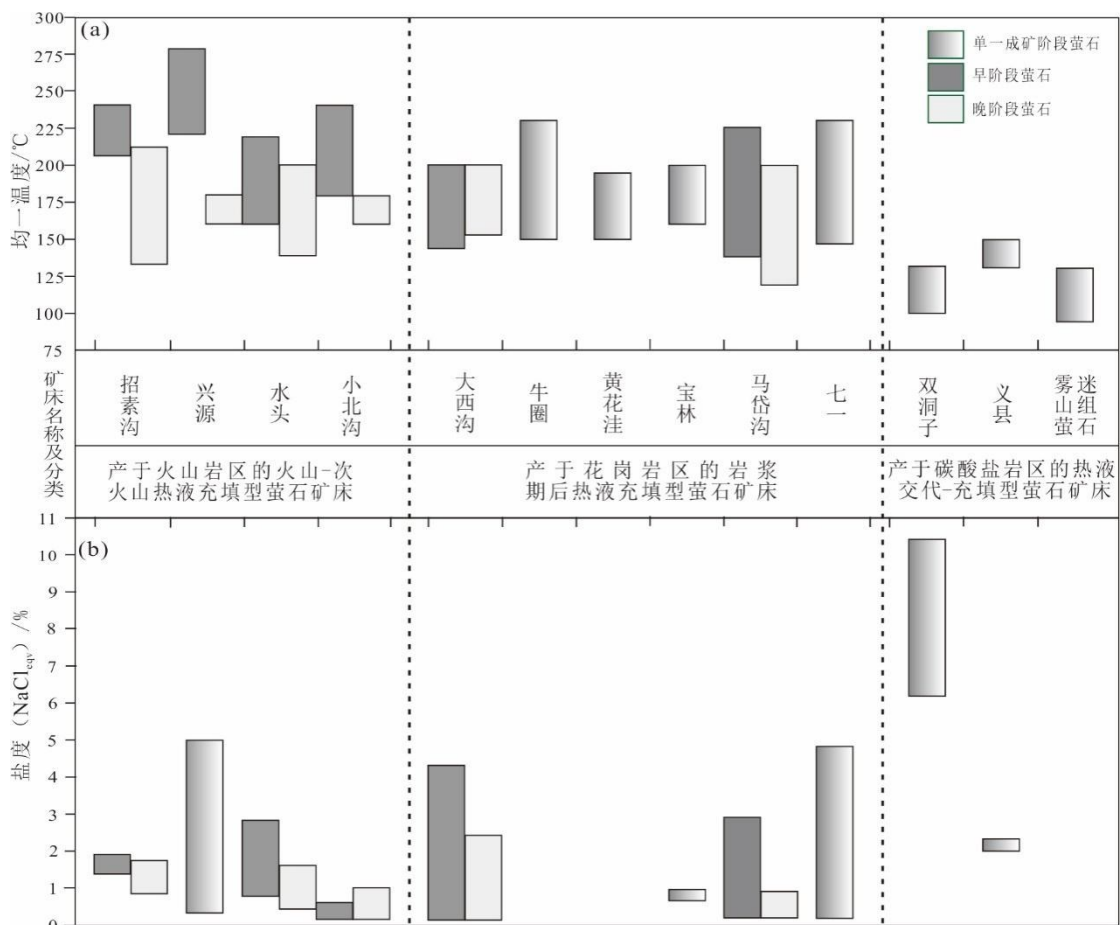


图 5 研究区萤石矿流体包裹体均一温度、盐度变化直方图

Fig. 5 Histogram of homogenization temperature and salinity variations of fluid inclusions in fluorite deposits from the study area

5.2 H—O 同位素特征

由于萤石中基本不含 H 和 O，且矿物本身不存在同位素交换，萤石流体包裹体的 H—O 同位素组成与成矿流体的 H—O 同位素组成类似（张寿庭等, 2014），可以示踪成矿流体来源和演化特征。火山岩区萤石矿流体包裹体中 δD 介于 -140.1‰ ~ -19.8‰ ，平均值为 -113.9‰ ， $\delta^{18}O$ 值介于 -6‰ ~ 2.3‰ ，平均值为 -3.5‰ ，均一温度 $140\sim 240\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；花岗岩区萤石矿流体包裹体中 δD 介于 -145.3‰ ~ -94.5‰ ，平均值为 -111.3‰ ， $\delta^{18}O$ 值介于 -13.3‰ ~ 6.9‰ ，平均值为 -9.3‰ ，均一温度 $160\sim 190\text{ }^{\circ}\text{C}$ ；碳酸盐型萤石矿流体包裹体中 δD 介于 -96.8‰ ~ 104‰ ，

平均值为-5.6‰， $\delta^{18}\text{O}$ 值介于-17.8‰~-11.7‰，平均值为-14.9‰，均一温度 130~150 °C。

表 5 研究区萤石矿流体包裹体 H—O 同位素组成

Table 5 H—O isotopic composition of fluid inclusions in fluorite deposits from the study area					
类型	矿床名称	样品编号	δD (‰)	$\delta^{18}\text{OH}_2\text{O}$ (‰)	数据来源
产于火山岩区的火山—次火山热液充填型萤石矿床	水头	ST-15	-140.1	2.3	张寿亭等，2014
		ST-13	-120.5	-2.8	
		ST-12	-128.3	0	
	小北沟	ST-11	-135.7	-2.4	马少兵等，2024
		XF1	-118	-6	
		XF2	-116	-3.6	
		XF3	-120.6	-5.3	
		XF4	-115.5	-5.9	
		XF5	-121.6	-4.9	
		XF6	-19.8	-4.2	
		XF7	-102	-2.6	
		XF8	-120.8	-5	
		XF9	-121.9	-4.5	
产于花岗岩区的岩浆期后热液充填型萤石矿床	大西沟	DXG-F01	-94.5	-6.9	马少兵等，2024
		DXG-F03	-101.9	-7.1	
		DXG-F05	-105.2	-7.2	
		DXG-F09	-98.6	-8.2	
		DXG-F11	-100.3	-8.4	
		DXG-F13	-102	-7.5	
	马岱沟	DXG-F15	-95.4	-7.3	宋开瑞，2019
		MDG-1	-111.1	-10.8	
	七一	MDG-2	-114.1	-10.2	
		QY-1	-115.1	-9.4	
	五间房	QY-2	-119.5	-11.2	
		WJF-1	-143.9	-13.3	
		WJF-2	-145.3	-13.2	
产于碳酸盐岩区的热液交代—充填型萤石矿床	义县	SBT-9	104	-17.8	杨子荣等，2010
		ZSBT-6	102.8	-13.8	
		XL-1	-96.8	-16.4	
		TDHX-2	-87.7	-11.7	

6 讨论

6.1 矿床成因及成矿物质来源

6.1.1 矿床成因

Tb/Ca—Tb/La 双变量图解已被广泛应用于萤石的成因辨析，通过该图解能有效地判别出萤石、方解石等含钙矿物的成因类型(Möller.et al.,1976)。火山岩区萤石矿和花岗岩区萤石矿均投图于热液成因区内，表明其为典型的热液成因。碳酸盐岩区萤石矿多数投图于沉积岩区内，部分投图于热液成因。Möller（1976）在建立 Tb/Ca—Tb/La 关系图时也提到，产于富钙碳酸盐岩中的萤石矿由于成矿热液对围岩的同化作用，同样可使得萤石各点落在沉积区内，因此碳酸盐岩区萤石矿更可能为热液成因，但成矿机制和作用过程可能与前两类不同。研究表明随热液演化而逐渐结晶的原始萤石 Tb/Ca 与 Tb/La 比值表现出正相关关系，而经历了重新活化和重结晶的萤石，由于迁移过程中金属离子配合基和交代作用的影响，萤石中的 La 显著贫化而 Tb 基本不变，稀土元素分馏程度将随萤石的结晶而逐渐增强(Möller.et al.,1976)。火山岩区萤石矿典型矿床招素沟萤石矿表现为明显的初次结晶特征，表明其成矿热液演化时间不长，这也与围岩和萤石稀土元素特征较为一致的情况吻合。花岗岩区萤石矿的典型矿床

大西沟萤石矿表现为初次结晶和重结晶的特征，反映了较长的成矿热液演化和多阶段成矿作用过程。碳酸盐岩区萤石矿具典型的重结晶特征，体现了交代作用的成因特点。因此研究区三类萤石矿床均为热液成因，但成矿作用过程差异明显。

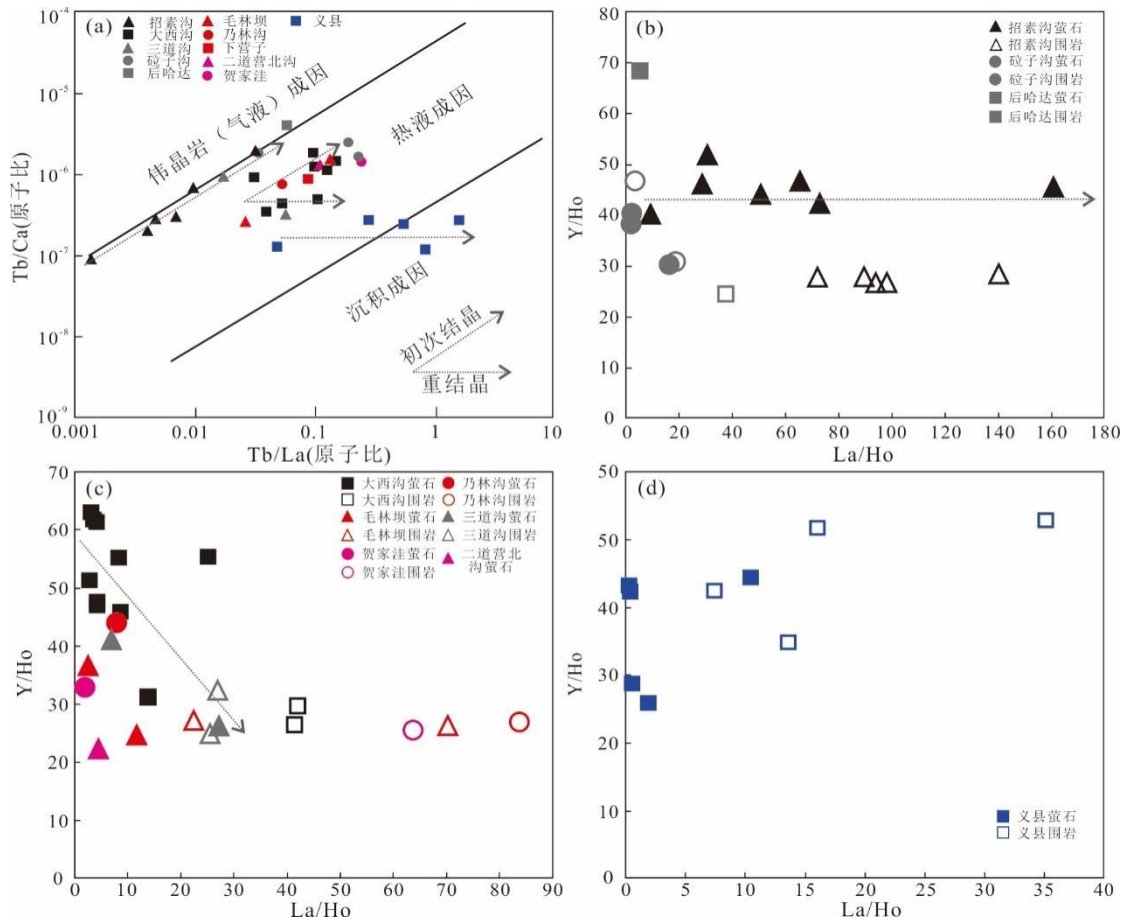


图6 研究区萤石矿 Tb/Ca — Tb/La 图解和 Y/Ho — La/Ho 图解

Fig.6 Tb/Ca — Tb/La and Y/Ho — La/Ho diagrams of fluorite deposits in the study area

6.1.2 成矿物质来源

热液成因萤石中 F 的来源主要包括地幔/地壳熔融形成的含 F 岩浆、岩浆饱和出溶的富 F 热液流体，以及含 F 地质体与热液相互作用形成的含 F 流体，而 Ca 可能来源于地壳中广泛存在的硅酸盐和碳酸盐矿物(Carroll and Webster, 1994; Chen et al., 2018)。岩浆热液系统中的高 F 起源可以分为富 F 壳源物质部分熔融形成的 S 型花岗岩、低 F 岩浆高度演化形成的高分异花岗岩和深源高 F 碱性岩浆三类(刘金字等, 2024)。

火山岩区萤石矿多产于白垩纪火山盆地中的钙碱性—碱性火山岩中(孙月君等, 2018; 商朋强等, 2019)。大量研究表明 F 在岩浆中更易于与碱性元素结合，F 含量与熔体碱度成正相关性，碱性岩石可能是最富 F 的岩石类型(Edgar et al., 1996)，可以形成与硅酸盐熔体不混溶的含 F 碱性熔体或热液(Dolejš and Baker, 2007)。因此火山活动晚期的高 F 碱性岩浆携带高含量的 F 元素，随着挥发份的加入可能使含 F 火山—次火山热液由岩浆体系中溶出

或分离，运移过程中萃取围岩中的 Ca 后富集成矿。萤石成矿过程中同源同期形成的产物中 La/Ho 与 Y/Ho 之间的值具有相似性，其比值趋近于一条直线 (Bau M and Dulski P.,1995)。火山岩区萤石矿在 Y/Ho—La/Ho 关系图中投图趋势近于水平 (图 6b)，表明为同源同期形成的产物，与图 6 (a) 中初次结晶的趋势吻合。围岩与萤石矿的投图位置和分布趋势差异不大，反映了成矿流体迁移距离不大，可能受限于相同的火山盆地或火山机构，也暗示其成矿物质来源与火山岩浆关系密切。萤石与围岩稀土元素特征高度一致，且随着稀土总量 ΣREE (含 Y) 增大，轻重稀土比值 LREE/HREE 减小，表明随着成矿熔流体的演化 Ca 在不断从早期形成火山岩中萃取富集。因此火山岩区萤石矿的 F 更可能来源于火山活动晚期的深源高 F 碱性岩浆经不混溶分异后形成的含 F 火山—次火山热液，晚阶段岩浆热液参与早阶段萤石成矿作用，提供 F 的来源和热源，而 Ca 来自大气降水和高 F 热液对于早期形成火山岩围岩的萃取。

花岗岩区萤石矿的围岩多为复式花岗岩体，成矿时代与岩石成因复杂多样，因此花岗岩可能并不在其原始岩浆演化过程中为后期萤石成矿提供主要的物质来源。挤压造山背景下富 F 壳源物质部分熔融形成的 S 型花岗岩或其本身经历高分异演化后形成的富 F 岩体，可以为岩浆期后热液型萤石矿成矿提供丰富的物质来源 (刘金字等, 2024)。研究表明花岗岩区萤石矿中的 F 有相当一部分来自花岗岩中破坏了的黑云母 (方贵聪, 2020)，大规模花岗岩分布区含 Ca 地层或花岗岩岩石中均含足量的 Ca。花岗岩区萤石矿与围岩稀土元素特征并不一致，显示其成矿物质来源应该并非单一的花岗岩体。大气降水沿后期构造通道下渗过程中随着地温梯度加热循环也可以充分萃取早期富 F 花岗岩体的中 F 和 Ca，深部建造水与含 F 地质体相互作用也可形成含 F 流体 (Chen et al., 2018)，因此花岗岩区萤石矿的成矿物质来源可能较为复杂。在图 6 (c) 中萤石矿显示 Y/Ho 和 La /Ho 比值负相关，尤其是大西沟萤石矿最为明显，表明非同源同期形成，与图 6 (a) 中的重结晶趋势吻合，具有多期次多阶段成矿的特点。围岩与萤石矿投图位置差距较大，表明成矿流体迁移较远，成矿热液源自早期岩浆活动的可能性不大，应该经历了较长的迁移过程和长期的水岩反应。因此，花岗岩区萤石矿的成矿物质来源为深部地热流体及大气降水对富 F 花岗岩体的淋滤汲取，可能还包括了深部流体对于下伏基底岩石的萃取。

碳酸盐岩区萤石矿产于基底拗陷区，一般不发育较强的岩浆活动，成矿物质来源更可能源自碳酸盐岩围岩和深部含 F 沉积岩/变质岩与热液相互作用形成的含 F 流体。研究表明在 F 的迁移形式中， MgF^+ 络合物是所有含 F 络合物中最稳定的形式之一，因此基底富 Mg 白云岩层位可能是 F 活化、迁移的物质基础，并且当 Mg/Ca 值增大时，有利于 F 的迁移，而 Ca 的增加 (比

值减小),则有利于F 的沉淀(刘英俊等,1984),因此赋矿层中的富Ca岩石如大理岩或灰质白云岩为萤石成矿提供了物质来源。义县地区萤石矿的Sr—Nd同位素特征显示萤石矿床成矿与围岩地层有关,碳酸盐岩地层为成矿提供了大量的Ca。该地区元古界地层F背景值(丰度)高达 802.98×10^{-6} (梁帅,2016),成矿流体盐度较高且 Na^+/K^+ 较高的特点反应其具有深部卤水特征(杨子荣等,2010)。在图6(d)中萤石矿显示Y/Ho和La /Ho比值负相关,萤石与围岩投图位置较远,显示成矿流体经历了长距离运移,在地温梯度与地底热源的驱动下,与下伏高F岩层相互作用形成富F流体,运移至富Ca围岩层位发生交代成矿作用。因此碳酸盐岩区萤石矿的成矿物质来源为盆地卤水对富F岩层的淋滤汲取,而Ca则来源于富F流体对赋矿层位的交代作用。

6.2 成矿流体性质及沉淀机制

6.2.1 成矿流体性质

萤石中的稀土元素和流体包裹体特征可代表与其平衡的成矿流体元素组成特征,是岩浆和成矿作用过程中物理化学条件、成矿流体演化及成矿物质来源示踪等方面的重要研究方法(Bau, 1995; 刘道荣和商朋强, 2023, 2024)。研究表明 Eu、Ce 是稀土元素中具有指示意义的变价元素,其异常是萤石矿成矿流体氧化还原条件、温度变化的指示剂(刘道荣和商朋强, 2023)。火山岩区萤石矿具有强烈的 Eu 负异常或较弱的 Eu 正异常,同时兼具弱 Ce 负异常,表明其成矿流体氧化还原条件较为复杂。结合其流体包裹体均一温度、盐度变化趋势及岩矿石稀土元素特征高度一致的特征,认为其成矿流体源自岩浆演化晚期的岩浆热液,为一套中—低温、低盐度、低密度的 $\text{NaCl—H}_2\text{O}$ 体系,热液体系由早期向晚期演化过程中温度降低,盐度不变,不存在不同化学性质流体的混合。在流体包裹体 H—O 同位素图解(图 7a)投点于大气降水线右下侧,靠近岩浆水并具有向大气降水演变的趋势,说明成矿流体应该有大气降水的参与。因此火山岩区萤石矿成矿热液来源早期可能为岩浆水,来自于火山活动晚期深部岩浆的液态不混溶分异形成的含 F 热液,向上运移至浅部与大气降水发生降温混合后冷却沉淀。

花岗岩区萤石矿 δEu 和 δCe 几乎全部小于1,具有明显的负Eu异常,表明其形成于还原环境,负Ce异常表明流体在迁移过程中发生了水—岩反应,导致Ce的丢失(刘道荣和商朋强, 2023)。流体包裹体特征均一温度为 $120 \sim 230^\circ\text{C}$,两期成矿温度基本一致。流体包裹体盐度($\%\text{NaCl}_{\text{eqv}}$)集中于 $0.18 \sim 4.34$,晚期盐度明显减小。因此花岗岩区萤石矿成矿流体为还原环境下的中—低温、低盐度、低密度的 $\text{NaCl—H}_2\text{O}$ 体系,沉淀成矿之前经历了强烈的水岩反应,晚期盐度的降低说明存在低盐度流体的加入,其多期次成矿的地质特征也符合这一结论。

在图7（a）投点于大气降水线右下侧建造水区域，显示其成矿流体可能来源于地热活动或岩浆活动相关的建造水，其流体性质显示的低盐度中低温特征暗示其成矿流体本身可能就是被加热了的大气降水（马承安，1990）。

碳酸盐岩区萤石矿具有明显的正Eu异常，表明其形成于氧化环境，通常海洋沉积物(海水)强烈亏损Ce，碳酸盐岩区萤石矿围岩也具有强烈的Ce负异常。萤石的Ce负异常表明成矿流体淋滤了围岩，继承了碳酸盐岩围岩的Ce负异常特征，且 SO_4^{2-}/Cl^- 比值（12.7~43.34）表明流体处于氧化环境，与正Eu异常对应（杨子荣等，2010）。因此碳酸盐岩区萤石矿成矿流体为氧化环境下的低温、高盐度、低密度的NaCl—H₂O 体系。在图7（a）投点于大气降水线两侧建造水区域，表明成矿过程中可能存在大气降水加入。研究表明岩浆热液的Na⁺/K⁺一般小于1，与沉积或地下卤水有关的流体Na⁺/K⁺较高（卢焕章等，2004），杨子荣等（2010）针对义县地区萤石矿流体包裹体成分研究显示Na⁺/K⁺值为1.31~1.48，表明成矿流体具有地下热卤水特征，因此碳酸盐岩区萤石矿成矿流体源自深部热卤水，后期可能有大气降水的参与。

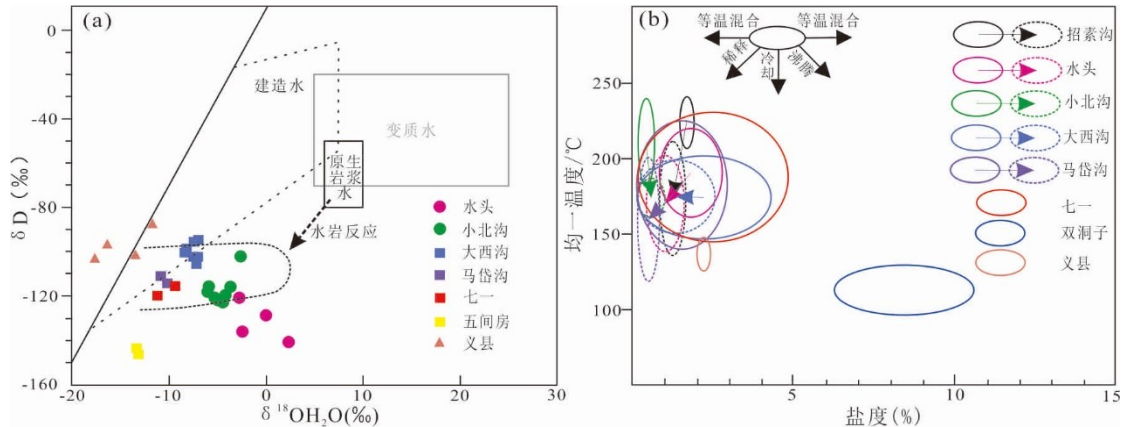


图 7 研究区萤石矿 H—O 同位素、流体包裹体盐度（%）—均一温度（℃）关系图解

Fig.7 H—O isotopic and salinity (%)—homogenization temperature (°C) relationship diagrams of fluid inclusions in fluorite deposits from the study area

6.2.2 萤石矿沉淀机制

萤石可以通过多种机制从热液中沉淀，其中最可能为以下4种：①温度与压力的降低；②不同性质的流体混合；③流体不混溶或沸腾；④成矿流体与围岩的水岩反应。大量地质事实及研究成果表明不同矿床萤石主要沉淀成矿机制可能不同（刘道荣和商朋强，2024）。

火山岩区萤石矿成矿热液源自晚期岩浆演化分异，成矿过程中有大气降水的参与。稀土元素特征表明成矿热液运移时间和距离不长，水岩反应应该不是萤石沉淀的主要机制。早阶段萤石温度高（160~280 °C），晚阶段萤石温度降低（137~211 °C），随着成矿流体温度降低，流体盐度和密度变化不明显，不应是两种不同性质的流体混合导致萤石的沉淀。在流体

包裹体盐度(%)—均一温度(°C)关系图解(图 7b)中早阶段萤石向晚阶段萤石演化显示明显的冷却和稀释趋势,流体包裹体 H—O 同位素特征也显示后续有大气降水加入,因此火山岩区萤石矿成矿过程为晚期岩浆热液参与早阶段成矿作用,形成了中温、低盐度流体,向上运移至浅部与低温、低盐度的大气降水发生混合导致萤石大规模沉淀,因此火山岩区萤石矿主要沉淀机制为降温冷却。

花岗岩区萤石矿成矿热液来源于深部地热水、建造水和大气降水对高 F 地质体的淋滤汲取,早阶段和晚阶段萤石矿成矿温度接近(120~230°C),但随着成矿作用的持续,表现为随着温度逐渐降低,盐度呈现出逐渐降低的趋势,表明主成矿阶段存在两种流体的混合作用,可能为中温、相对高盐度的深部流体与低温、低盐度的大气降水的混合。稀土元素特征显示成矿流体经历较长时间的迁移,具有多阶段多期次成矿特征,因此成矿阶段晚期水岩反应可能促进了萤石矿沉淀。在图 7(b)中早阶段萤石向晚阶段萤石演化具有明显等温混合和稀释趋势,因此花岗岩区萤石矿成矿作用过程为深部流体或经循环加热后的大气降水沿构造通道向上运移至浅部,与进入构造空间的大气降水或浅部地下水发生流体混合,萤石发生大规模沉淀。因此,花岗岩区萤石矿的主要沉淀机制为流体混合,水岩反应也起到一定作用。

碳酸盐岩区萤石矿成矿热液主要源自盆地热卤水,具有低温高盐度的特点,盐度跨度范围较大,但多数>5%,显示不存在明显的流体混合作用。低盐度流体包裹体的出现表明晚期可能有大气降水参与,其局部的似层状产出特征显示流体与围岩发生了交代成矿作用。背斜鞍部虚脱部位及两翼的张性裂隙为成矿流体提供了贮存空间,且保持了流体的温度,因此降温冷却应该不是萤石矿沉淀的主要机制。萤石矿赋矿层位上部往往有泥页岩层位屏蔽,使成矿元素很少逸失且成矿流体体系基本稳定均一,为水岩反应提供了重要的物质来源、温度和矿化时间,且流体中 Ca 的增加有利于 F 的沉淀(刘英俊等,1984)。因此碳酸盐岩区萤石矿的主要沉淀机制为水岩反应,晚期大气降水的加入也可能促进了萤石矿的沉淀。

6.3 成矿模式

综合以上研究,根据研究区不同类型萤石矿的成矿期构造应力场、成矿地质背景、矿床地质特征,结合成矿物质来源、成矿流体性质与沉淀机制等综合分析,提出研究区三类萤石矿床的成矿模式(图 8)。

6.3.1 产于火山岩区的火山—次火山热液充填型萤石矿床成矿模式

火山岩区萤石矿形成于早白垩世中期华北克拉通减薄破坏期间的伸展拆离构造背景,成矿物质来源含 F 火山—次火山热液和早期火山岩围岩,成矿热液来源早期可能为岩浆水,后续有大气降水加入,成矿热液搬运距离短,演化时间不长,沉淀机制为降温冷却。在此基础

上提出火山岩区萤石矿成矿模式（图 8a）：研究区早白垩世中期发生构造体制大转折，主应力方向由 NWW 向挤压转变为拉伸，出现一系列火山断陷盆地，区域出现大面积地壳减薄和软流圈上涌（Pei et al., 2017），带来了大量的成矿元素 F。断陷盆地形成过程中 F 元素不断被搬运、迁移并富集，在火山活动晚期形成含 F 钙碱性—碱性火山岩浆，岩浆演化分异晚期由于挥发份的加入可能出现岩浆液态不混溶分异，完成了原始含 F 岩浆向含 F 热液的过渡和出溶，含 F 热液继承了火山岩的稀土元素地球化学特征，形成中温中低盐度流体。岩浆活动为流体运移提供了动力和热源，伸展体系下形成的断裂或火山断裂为流体向地壳浅部流动提供了通道，含 F 热液向上运移过程中部分淋滤萃取了早期火山岩中的 Ca，后续大量大气降水沿断层通道下渗，渗入过程中也部分淋滤萃取了 Ca，在浅部与含 F 热液发生降温混合，使成矿流体温度和盐度同时降低，冷却和稀释作用导致了萤石矿体在地壳浅部的沉淀。

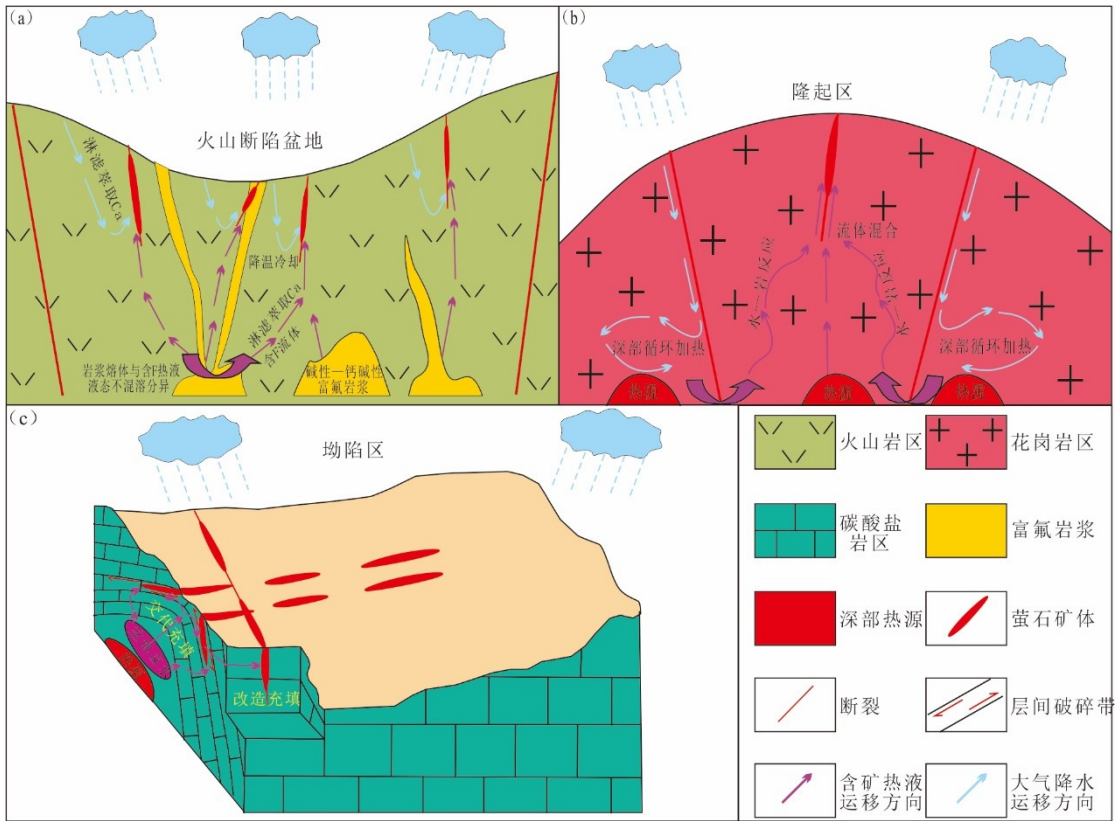


图 8 研究区三类萤石矿床成矿模式

Fig.8 Metallogenic models of the three types of fluorite deposits in the study area

6.3.2 产于花岗岩区的岩浆期后热液充填型萤石矿床成矿模式

花岗岩区萤石矿形成于早白垩世早期构造体制转换期间的基底隆起构造背景，充填于多期次活动的宽缓构造破碎带，萤石成矿显著晚于围岩，经历较长的成矿热液演化和多阶段成矿作用过程，成矿物质来源包括花岗岩体和深部富 F 地质体，成矿流体具有中低温低盐度特征，流体来源可能是被加热了的大气降水，萤石矿沉淀机制主要为流体混合作用。在此基础

上提出花岗岩区萤石矿成矿模式（图 8b）：研究区在早白垩世早期地幔热柱与区域构造应力场共同作用下形成了断隆构造，隆起区发育大规模燕山期含 F 花岗岩侵入体。大气降水以及建造水通过断裂下渗，在下渗过程中淋滤汲取花岗岩体的 F 和 Ca，并被地温梯度加热经深部循环升温成地热水，地热水可能还在深部汲取了下伏变质基底的成矿元素，最终形成成矿流体。成矿流体在深部热源的驱动下沿构造通道上涌，在宽缓的构造破碎带内与围岩发生了充分的水岩反应，使得流体中 Ca 和 F 元素不断富集，在地壳浅部与不同来源、不同物理化学性质的成矿流体或大气降水发生了等温混合，沿断层构造破碎带富集沉淀成矿。随后多期次构造活化使早期矿体进一步富集，发生了多期次多阶段成矿作用。

6.3.3 产于碳酸盐岩区的热液交代—充填型萤石矿床成矿模式

碳酸盐岩区萤石矿形成于晚侏罗世古太平洋板块正向俯冲造成的强挤压造山构造背景，受控于褶皱构造核部层间破碎带，早期矿体具有似层状产出特征，萤石矿继承了碳酸盐岩围岩的 Ce 负异常及相关稀土元素特征。萤石矿具典型的重结晶特征，成矿物质来源为深部卤水和碳酸盐岩围岩，成矿流体源自深部热卤水，经历了长距离搬运和演化，沉淀机制为水岩反应。在此基础上提出碳酸盐岩区萤石矿成矿模式（图 8c）：晚侏罗世元古界碳酸盐岩地层中形成一系列 NE—NNE 轴向褶皱，碳酸盐岩区内形成了背斜构造，其核部虚脱空间发育层间破碎带和张性裂隙，深部的盆地热卤水在热源驱动下通过褶皱构造伴生的一系列裂隙上涌，过程中与围岩发生充分的水岩反应萃取深部地层(如雾迷山组)中的成矿元素，可能在上部与下渗的建造水汇合形成了含矿热液，向上运移至褶皱核部含 Ca 层位如灰质白云岩的层间破碎带后，受到上部层位硅铝质岩石（如洪水庄组）页岩的屏蔽和阻拦，在层间构造破碎带中停滞而停止向上运移，成矿流体与碳酸盐岩围岩发生充分的水岩反应和交代作用，随着 Ca 含量的增加和温度的降低萤石沉淀富集成矿。在早白垩世伸展构造体系下后期形成了一系列 NW 向断裂构造，早期萤石矿（化）体受后期构造改造活化再次富集并沿断裂构造充填形成不连续的热液脉状萤石矿。

7 结论

1.冀北—辽西成矿带萤石矿产资源丰富，分为西亚带、中亚带及东亚带三个亚带，萤石矿分布具有中亚带多，西亚带次之，东亚带最少的特点，具有中亚带新，西亚带次之，东亚带最老的年代学特征。

2.根据成矿地质背景、矿体地质特征、赋矿围岩类型、围岩蚀变特征并结合其不同的成矿作用过程，冀北—辽西成矿带萤石矿可划分为产于火山岩区的火山—次火山热液充填型萤

石矿床、产于花岗岩区的岩浆期后热液充填型萤石矿床、产于碳酸盐岩区的热液交代—充填型萤石矿床三类。

3. 冀北—辽西成矿带萤石矿床均为热液成因，三类萤石矿床在成矿物质来源、成矿流体性质及萤石矿沉淀机制方面有明显差异。火山岩区萤石矿受控于早白垩世中期伸展构造背景下的火山盆地边缘断裂或火山断裂，深源高F碱性岩浆经液态不混溶分异形成含F热液，向上运移至浅部与大气降水发生降温混合后冷却沉淀成矿；花岗岩区产出早白垩世早期构造体制转换背景下的断隆构造，大气降水以及建造水萃取花岗岩体和深部基底的成矿元素，与不同性质成矿流体或大气降水等温混合沉淀富集成矿；碳酸盐岩区萤石矿受控于晚侏罗世强挤压造山运动形成的背斜构造，盆地热卤水在热源驱动下上涌并萃取成矿元素，至背斜核部层间破碎带受泥页岩层位阻断屏蔽后经水岩反应富集成矿，后期可能受构造活化改造沿断裂充填形成不连续的脉状萤石矿。

致谢:本文是中化地质矿山总局地质研究院萤石矿产资源调查评价团队多年以来在研究区工作成果的集成，野外考察过程中得到了中化地质矿山总局河北地质勘查院、隆化县三益矿业有限公司、喀喇沁旗蓬隆矿业有限公司、赤峰萤合矿业有限公司、丰宁满族自治县鑫莹矿业有限公司等单位的大力支持，审稿专家提出的宝贵意见使本文得以完善，在此一并表示衷心感谢！

作者贡献度说明：作者 1：文章主要编写人，完成本文绝大部分编写工作；作者 2：野外考察负责人，编写矿床地质矿产特征部分；作者 3：参加部分野外考察工作，帮助完成文章的修改完善；作者 4：数据整理、处理及成图；作者 5：确定文章总体结构及编写思路，帮助完成文章的修改完善；作者 6：确定文章总体结构及编写思路，帮助完成文章的修改完善；作者 7：共同完成野外考察工作；作者 8：提供文章所需部分数据及相关资料；作者 9：协助完成数据处理及成图；作者 10：协助完成数据处理及成图。

References

- Bau, M., Dulski, P., 1995. Comparative Study of Yttrium and Rare Earth Element Behaviours in Fluorine-rich Hydrothermal Fluids (fluorite). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2): 213-223. DOI: 10.1007/BF00307282.
- Cao, H. W., Zhang, S. T., Zou, H., et al., 2013. Quartz ESR Age of the Linxi Fluorite Deposit in Inner Mongolia and Its Geological Significance. *Geoscience*, 27(4): 888-894(in Chinese with English abstract).
- Cao, J. C., 1997. Rare Earth Element Geochemistry and Mineral Physical Characteristics of Fluorite in Chinese Fluorite Deposits. *Geology and Exploration*, 1997(2): 18-23+38(in Chinese with English abstract).
- Carroll, M. R. and Webster, J.D., 1994. Solubilities of Sulfur, Noble Gases, Nitrogen, Chlorine, and Fluorine in Magmas. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 30(1): 231 -279. DOI: 10.1007/BF00211858.
- Chen, C., Ding, X., Li, R., et al., 2018. Crystal Fractionation of Granitic Magma During its Non-transport Processes:

- A Physics-based Perspective. *Science China (Earth Sciences)*, 61(2): 190 -204. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-9120-y>.
- Chen, Y. H., Yan, Y. H., 1986. Study on Inclusions in Fluorite Crystals from Pingquan. *Acta Mineralogica Sinica*, 1986(2): 167-173(in Chinese with English abstract).
- Ding, X., Harlov, D.E., Chen, B., et al., 2018. Fluids, Metals, and Mineral/ Ore Deposits. *Geofluids*: 1452409. DOI: 10.1155/2018/1452409.
- Ding, X., Su, K. L., Yan H. B., et al., 2022. Effect of F-Rich Fluids on the A-Type Magmatism and Related Metal Mobilization: New Insights from the Fogang-Nankunshan-Yajishan Igneous Rocks in Southeast China. *Journal of Earth Science*, 33(3): 591-608. <https://doi.org/10.1007/s12583-022-1611-7>.
- Dolejš, D., Baker, D. R., 2007. Liquidus Equilibria in the System $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-F_2O-H_2O$ to 100 MPa: I. Silicate-fluoride Liquid Immiscibility in Anhydrous Systems. *Journal of Petrology*, 48(4) : 785-806. DOI: 10.1093/petrology/egm002.
- Dong, S. W., Zhang, Y. Q., Li, H. L., et al., 2019. The Yanshan Orogeny and Late Mesozoic Multi-plate Convergence in East Asia-Commemorating 90th Years of the “Yanshan Orogeny”. *Science China: Earth Sciences*, 61: 1888-1909. <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9297-y>.
- Edgar, A. D., Pizzolato, L. A., Sheen, J., 1996. Fluorine in Igneous Rocks and Minerals with Emphasis on Ultrapotassic Mafic and Ultramafic Magmas and Their Mantle Source Regions. *Mineralogical Magazine*, 60(399): 243-257. DOI: 10.1180/minmag.1996.060.399.01.
- Fang, G. C., Wang, D. H., Chen, Y. C., et al., 2020. Metallogenic Regularities and Genesis of the Fluorite Deposits in Nanling Region. *Acta Geological Sinica*, 94(1):161-178(in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3724/SP.J.0001-571720200112>
- Fang, S., Zhu, H. S., Zhu, H. Z., et al., 2001. Uplift Mechanism of the Kalaqin Fault Block on the Northern Margin of the North China Platform. *Geology in China*, (03): 5-11(in Chinese with English abstract).
- Jiang, Z. N., Zhang, Y., Zhang, C. X., 2023. Geological Characteristics and Prospecting Direction of the Daxigou Fluorite Deposit in Harqin Banner, Inner Mongolia. *Geology of Chemical Minerals*, 45(3): 217-222(in Chinese with English abstract).
- Jiao, S., Li, X. Y., Li, D. R., et al., 2024. Metallogenic Regularity, Century-long Exploration Achievements, and Suggestions for a New Round of Mineral Exploration Breakthrough Actions in China's Chemical Minerals—Compilation of China Mineral Geology·Chemical Mineral Volume. *Acta Geoscientica Sinica*, 46(01): 69-87(in Chinese with English abstract).
- Jin, S., 2020. Study on the Material Composition and Tectonic Attributes of the Duergi Tectonic Mélange in Inner Mongolia. *Acta Geologica Sinica*, 94(8): 2227-2242(in Chinese with English abstract). DOI: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2020062.
- Jin, S., Wang, C. L., Gao, L. Y., et al., 2022a. Genesis of the Yangjiaowei Fluorite Deposit in Northern Fujian: Evidence from Rare Earth and Trace Element Geochemistry. *Acta Geoscientica Sinica*, 43(3): 371-382(in Chinese with English abstract). DOI: 10.3975/cagsb.2022.031401.
- Jin, S., Li, Y. J., Qian, C., et al., 2022b. Geochronology, Geochemistry, and Tectonic Significance of Two Types of Mafic Rocks in Keyouzhongqi, Inner Mongolia. *Earth Science*, 47(01): 342-356(in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.3799/dqkx.2021.051>.
- Jin, T., 2021. Preliminary Study on Geological Characteristics and Genesis of Fluorite Deposits in Northern Hebei. *Geology of Chemical Minerals*, 43(4): 297-306(in Chinese with English abstract).
- Li, T. Y., Li, S. C., Li, P. C., et al., 2023. Early Permian Bimodal Magmatism in the Duolun Area of the Central Section of the Northern Margin of the North China Craton. *Earth Science*, 48(8): 2888-2904. (in Chinese with English abstract). DOI: 10.3799/dqkx.2021.210.

- Li, Z. Q., 2023. Geological Characteristics and Genesis of the Xingyuan Fluorite Deposit in Fengning(Dissertation). Chang'an University, Xi'an: 1-53(in Chinese with English abstract).
- Liang, S., 2016. Discussion on Metallogenic Conditions and Regularity of Fluorite Deposits in Liaoning Province. *Geology of Chemical Minerals*, 38(02): 85-92(in Chinese with English abstract).
- Liang, Y. Y., Xu, Z. J., Zhou, Y., et al., 2024. Detrital Zircon U-Pb Dating of Early Cretaceous Yingzuilazi Formation in Liuhe Basin, Northern Margin of North China Plate and Its Geological Significance. *Earth Science*, 49(3): 907-921. (in Chinese with English abstract). DOI: 10.3799/dqkx.2021.256.
- Liu, D. R., Shang, P. Q., 2023. Classification of Fluorite Deposits in China and Geochemical Characteristics of Rare Earth Elements. *Geology and Exploration*, 59(2): 211-222(in Chinese with English abstract).
- Liu, D. R., Shang, P. Q., 2024. Research Progress on Fluid Inclusions in Fluorite Deposits in China. *Geological Science*, 59(2): 510-521(in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.12017/dzdx.2024.035>.
- Liu, G. J., 2020. Geological Characteristics and Metallogenic Regularity of Fluorite Deposits in the Kangbao-Guyuan Area, Northwest Hebei. *Xinjiang Nonferrous Metals*, 43(6): 91-94(in Chinese with English abstract).
- Liu, J., Zhao, Y., Liu, X. M. 2006., The Age of the Tiaojishan Formation Volcanic Rocks in the Chengde Basin, Northern Hebei. *Acta Petrologica Sinica*, 22(11): 2617-2630(in Chinese with English abstract).
- Liu, J. Y., Shu, Q. H., Zhang, W., et al., 2024. Fluorine Enrichment and Mineralization in Magmatic-Hydrothermal Systems. *Acta Petrologica Sinica*, 40(6): 1943-1958(in Chinese with English abstract). DOI: 10.18654/1000-0569/2024.06.15.
- Liu, Y. J., Cao, L. M., Li, Z. L., et al., 1984. Element Geochemistry. Science Press, pp., Beijing: 1-548(in Chinese).
- Liu, Y. Q., Li, P. X., Tian, S. G., 2003. SHRIMP U-Pb Zircon Dating of Late Mesozoic Pyroclastic (Melt) Rocks in Luanping, Northern Hebei, and Its Geological Significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2003(3): 237-244(in Chinese with English abstract).
- Lu, K., Zhang, T., Wang, Z. L., et al., 2025. Characteristics of Hydrothermal Activity in the Mesoproterozoic Wumishan Formation in the Central Jizhong Depression. *Journal of Palaeogeography*: 1-17[2025-07-25]. (in Chinese with English abstract). DOI:10.7605/gdxb.2025.016.
- Ma, C. A., 1990. Study on Mineral Inclusions in the Wuyi Fluorite Deposit. *Bulletin of the Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources Chinese Academy of Geological Sciences*, 11(3): 13-24+88(in Chinese with English abstract).
- Ma, S. B., Pei, Q. M., Wang, L., et al., 2024. Genesis of the Daxigou Fluorite Deposit in Harqin Banner, Inner Mongolia: Constraints from Rare Earth Elements, Fluid Inclusions, and H-O Isotopes. *Northwestern Geology*, 57(4): 50-65(in Chinese with English abstract). DOI: 10.12401/j.nwg.2024049.
- Mao, D. B., Zhong, C. T., Zhao, F. Q., et al., 2005. Geochronology and Geochemistry of Mesozoic Volcanic Rocks in the Guojiatun Area, Northern Hebei. *Geochimica*, 2005(6): 36-48(in Chinese with English abstract). DOI: 10.19700/j.0379-1726.2005.06.004.
- Mao, J. W., Wang, Z. L., 2000. A Preliminary Discussion on the Large-scale Metallogenic Epoch and Its Dynamic Background in Eastern China. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 19(4): 403-405(in Chinese with English abstract).
- Moller, P., Parekh, P. P., Schneider, H. J., 1976., The Application of Tb/Ca—Tb/La Abundance Ratios to Problems of Fluorspar Genesis. *Mineralium Deposita*, 11(1) : 111-116. DOI: 10.1007/BF00203098.
- Niu, B. G., He, Z. J., Song, B., et al., 2003. SHRIMP Dating of the Zhangjiakou Formation Volcanic Rocks and Its Significance. *Geological Bulletin of China*, 2003(2): 140-141(in Chinese with English abstract).
- Pan, G. T., Xiao, R. G., 2015. Explanation of the Tectonic Map of China. Geological Publishing House, Beijing: 1-160(in Chinese).
- Pei, Q. M., Zhang, S. T., Santosh, M., et al., 2017. Geochronology, Geochemistry, Fluid Inclusion, and C, O, and Hf

- Isotope Compositions of the Shuitou Fluorite Deposit, Inner Mongolia, China. *Ore Geology Reviews*, 83: 174-190. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.12.022>.
- Pei, Q. M., 2018. Metallogenic Regularity and Prediction of Concealed-Semi-concealed Ore Bodies of Fluorite Deposits in the Southern Segment of the Greater Khingan Mountains(Dissertation). China University of Geosciences (Beijing), Beijing: 1-174(in Chinese with English abstract).
- Shang, P. Q., Dai, X. G., Xie, X. L., et al., 2019. Achievement Report of the Survey Project on Important Non-metallic Minerals such as Boron, Phosphorus, and Fluorite in Eastern China. China Chemical Geology and Mine Bureau, Beijing:1-416(in Chinese).
- Song, K. R., 2019. The Metallogenic Relationship between Fluorite and Silver Polymetallic Deposits in the Linxi Area, Inner Mongolia, and Its Propecting Significance(Dissertation). China University of Geosciences (Beijing), Beijing: 1-138(in Chinese with English abstract).
- Song, Z. W., Liang, C. Y., Neubauer, F., et al., 2025. The Yanshanian Movement in Western Liaoning, northeastern North China Craton. *Earth-Science Reviews*, 260. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104989>
- Sun, B. W., Zhang, S. T., Tang, L., et al., 2017. Fluid Inclusion Characteristics of the Baolin and Hupo Nangou Fluorite Deposits in Linxi County, Inner Mongolia. In: Proceedings of the 8th National Symposium on Metallogenic Theory and Prospecting Methods. Editorial Department of Acta Mineralogica Sinica, 500-501(in Chinese with English abstract).
- Sun, X., Yang, Z. R., Liu, J. D., et al., 2008. Geochemical Characteristics of Rare Earth Elements and Their Indicative Significance in the Yixian Fluorite Deposit. *Mineral Deposits*, 2008(5): 579-586(in Chinese with English abstract).
- Sun, X., Deng, J., Yang, L., et al., 2010. REE and Sr-Nd Isotope Geochemistry for Yixian Fluorite Deposit, Western Liaoning Province, China, and Its Geological Implications. *Journal of Earth Science*, 21(2), 227-235. DOI: 10.1007/s12583-010-0020-5.
- Sun, Y. J., Lai, B., Liu, H. J., et al., 2018. Evaluation of Fluorite Resource Potential in Inner Mongolia Autonomous Region. China University of Geosciences Press, Wuhan: 1-162(in Chinese).
- Tai, B. Q., 2023. Early Cretaceous Tectonic Magmatism and Fluorite Mineralization in Keyouqianqi, Inner Mongolia(Dissertation). China University of Geosciences (Beijing), Beijing:1-179(in Chinese with English abstract).
- Wang, C. L., Wang, J. Y., You, C., et al., 2022. Research on the Definition, Key Applications, and Supply-Demand Situation of Strategic Non-metallic Minerals. *Acta Geoscientica Sinica*, 43(3): 267-278(in Chinese with English abstract).
- Wang, J. P., Shang, P. Q., Xiong, X. X., et al., 2015. Metallogenic Regularity of Fluorite Deposits in China. *Geology in China*, 42(1): 18-32(in Chinese with English abstract).
- Wang, L., Pei, Q. M., Cao, H. W., et al., 2018. Characteristics of Ore-forming Fluids and Genesis of the Xiaobeigou Fluorite Deposit in Linxi, Inner Mongolia. *Journal of Guilin University of Technology*, 38(2): 189-198(in Chinese with English abstract).
- Wang, S. G., 2021. Geological Characteristics and Genesis of the Shuangdongzi Fluorite Deposit in Pingquan County. *Geology of Chemical Minerals*, 43(1): 25-28(in Chinese with English abstract).
- Xu, D. D., Wang, W. W., Wang, S. Z., et al. 2004. The Relationship between Mineralization and Structure of the Yixian Fluorite Deposit in Liaoning. *Geology of Chemical Minerals*, 2004(2): 92-96(in Chinese with English abstract).
- Xu, D. Q., 2009. Study on the Formation Environment, Geological Characteristics, and Metallogenic Mechanism of the Sumochagan Obo Super-large Fluorite Mineralization Area in Inner Mongolia(Dissertation). Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing: 1-171(in Chinese with English abstract).

- Xu, H. C., Guo, Y. P., Peng, X., et al., 2007. The Relationship between Mesozoic Intrusive Rocks and Yanshanian Orogeny in the Weichang-Longhua Area, Hebei. *Geological Survey and Research*, 2007(1): 1-12(in Chinese with English abstract).
- Xu, W. G., Fan, H. R., Hu, F. F., et al., 2015. Geochronology of the Guilaizhuang Gold Deposit, Luxi Block, Eastern North China Craton: Constraints from Zircon U—Pb and Fluorite-calcite Sm—Nd Dating. *Ore Geology Reviews*, 65: 390-399. DOI.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.010.
- Yan, H. B., Ding, X., Ling, M. X., et al., 2021. Three Late-Mesozoic Fluorite Deposit Belts in Southeast China and Links to Subduction of the (paleo-) Pacific Plate. *Ore Geology Reviews*, 129: 1-11. DOI.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103865.
- Yang, F., 2019. Mesozoic-Cenozoic Magmatism and Thermal Evolution History of the North China Craton(Dissertation). China University of Geosciences (Beijing), Beijing : 1-334(in Chinese with English abstract).
- Yang, Z. R., Liu, J. D., Sun, X., et al., 2008. Geochemical Characteristics and Indicative Significance of Rare Earth Elements in the Fuxin Fluorite Mining Area. *Geoscience*, 2008(5): 751-756(in Chinese with English abstract).
- Yang, Z.R., Wu, X.W., Cheng, L., et al., 2010. Fluid Inclusion Study of Fluorite Deposits in the Yixian Area, Liaoning Province. In: Proceedings of the National Symposium on Metallogenic Theory, Deep Prospecting Methods, and Key Exploration and Development Technologies. *China Society of Territorial Economists*, 75-79(in Chinese with English abstract).
- Yao, Z. H., Liu, C. C., Qu, J., 2024. Metallogenic Characteristics and Series of Fluorite Deposits in Liaoning Province. *Mineral Resources and Geology*, 38(4): 618-627(in Chinese with English abstract).
- Zhai, M. G., 2019. Tectonic evolution of the North China Craton. *Journal of Geomechanics*, 25 (5): 722-745(in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.12090/j.issn.1006-6616.2019.25.05.063>.
- Zhang, C. X., Shang, P. Q., Jiao, S., et al., 2019. Geological Characteristics and Genesis of Fluorite Deposits in the Harqin Banner Area, Inner Mongolia. *Geological Survey of China*, 6(6): 79-87(in Chinese with English abstract). DOI: 10.19388 /j.zgdzdc.2019.06.10.
- Zhang, D., Sun, D. Y., Gou, J., et al., 2025. Petrogenesis of the Early Cretaceous volcanic-intrusive complex in northern North China Craton: Implications for crustal magma system evolution. *Lithos*, 494-495. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107924>.
- Zhang, S. T., Cao, H. W., Zheng, L., et al., 2014. Characteristics of Ore-forming Fluids and Metallogenic Process of the Shuitou Fluorite Deposit in Linxi, Inner Mongolia. *Earth Science Frontiers*, 21(5): 31-40(in Chinese with English abstract). DOI: 10.13745/j.esf.2014.05.004.
- Zhao, Y., Zhang, S. H., Xu, G., et al., 2004. Major Jurassic Tectonic Events in the Yanshan Intraplate Deformation Belt. *Geological Bulletin of China*, 2004(Z2): 854-863(in Chinese with English abstract).
- Zou, H., Zhang, Q., Bao, L., et al., 2016. Geological Characteristics and ESR Chronology of the Xiachen Fluorite Deposit in the Tiantai Basin, Zhejiang Province. *Journal of Chengdu University of Technology (Natural Science Edition)*, 43(1): 86-94(in Chinese with English abstract). DOI: 10.3969/j.issn.1671-9727.2016.01.09.
- Zou, H., Pirajno, F., Zhang, Q., et al., 2020. New Evidence from the Wuliji'Oboo Fluorite Deposit for the Role of the Paleo-Pacific Plate and Mongol-Okhotsk Suture in Creating Extensive Fluorite Mineralization in the Great Xing'an Range, NE China. *Geological Journal*, 55, 3654-3678. DOI: 10.1002/gj.3601.

中文参考文献

- 曹俊臣, 1997. 中国萤石矿床稀土元素地球化学及萤石的矿物物理特征. *地质与勘探*, 1997(02): 18-23+38.
- 陈银汉, 燕永恒, 1986. 平泉萤石晶体的包裹体研究. *矿物学报*, 1986(02): 167-173.
- 代晓光, 商朋强, 张成信, 等, 2021. 冀北招素沟萤石矿地球化学特征及矿床成因探讨. *岩石矿物学杂志*,

40(1): 27-38.

董树文, 张岳桥, 李海龙, 等, 2019. “燕山运动”与东亚大陆晚中生代多板块汇聚构造——纪念“燕山运动”90周年. 中国科学:地球科学, 49(06): 913-938.

方曙, 朱洪森, 朱慧忠, 等, 2001. 华北地台北缘喀喇沁断隆隆升机制. 中国地质, (03): 5-11.

姜振宁, 张杨, 张诚信, 2023. 内蒙古喀喇沁旗大西沟萤石矿矿床地质特征及找矿方向. 化工矿产地质, 45(03):217-222.

焦森, 李晓亚, 李代荣, 等, 2024. 中国化工矿产成矿规律与百年勘查成果及新一轮找矿突破行动建议——《中国矿产地质志·化工矿产卷》研编. 地球学报, 46(01): 69-87.

金松, 2020. 内蒙古杜尔基构造混杂岩物质组成及构造属性研究. 地质学报, 94(8): 2227-2242.

金松, 王春连, 高立湧, 等, 2022a. 闽北羊角尾萤石矿成因: 来自稀土、微量元素地球化学的证据. 地球学报, 43(3): 371-382.

金松, 李英杰, 钱程, 等, 2022b. 内蒙古科右中旗两类基性岩的年代学、地球化学及其构造意义. 地球科学, 47(01): 342-356.

金涛, 2021. 冀北地区萤石矿地质特征及成因初探. 化工矿产地质, 43(04): 297-306.

李天瑜, 李世超, 李鹏川, 等, 2023. 华北克拉通北缘中段多伦地区早二叠世双峰式岩浆作用. 地球科学, 48(8): 2888-2904.

李志谦, 2023. 河北丰宁兴源萤石矿床地质特征及矿床成因(硕士学位论文). 西安: 长安大学, 1-53.

梁帅, 2016. 辽宁萤石矿成矿条件和成矿规律探讨. 化工矿产地质, 38(02): 85-92.

梁云怡, 许中杰, 周洋, 等, 2024. 华北板块北缘东段柳河盆地早白垩世鹰嘴砬子组碎屑锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 地球科学, 49(3): 907-921.

刘道荣, 商朋强, 2023. 中国萤石矿床分类及稀土元素地球化学特征. 地质与勘探, 59(02): 211-222.

刘道荣, 商朋强, 2024. 中国萤石矿床流体包裹体研究进展. 地质科学, 59(02): 510-521.

刘高杰, 2020. 冀西北康保—沽源地区萤石矿地质特征与成矿规律. 新疆有色金属, 43(06): 91-94.

刘金字, 舒启海, 张为, 等, 2024. 岩浆热液系统氟的富集与成矿. 岩石学报, 40(06): 1943-1958.

刘健, 赵越, 柳小明, 2006. 冀北承德盆地髫髻山组火山岩的时代. 岩石学报, 22(11): 2617-2630.

刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等, 1984. 元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1-548.

柳永清, 李佩贤, 田树刚, 2003. 冀北滦平晚中生代火山碎屑(熔)岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石矿物学杂志, 2003(03):237-244.

鲁锴, 张涛, 王哲麟, 等, 2025. 冀中拗陷中部中元古界雾迷山组热液活动特征. 古地理学报:1-17[2025-07-25].

马承安, 1990. 武义萤石矿床矿物包裹体研究. 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊, 1990(03):13-24+88.

马少兵, 裴秋明, 王亮, 等, 2024. 内蒙古喀喇沁旗大西沟萤石矿床成因: 来自稀土元素、流体包裹体和 H-O 同位素的制约. 西北地质, 57(4): 50-65.

毛德宝, 钟长汀, 赵凤清, 等, 2005. 冀北郭家屯地区中生代火山岩年代学和地球化学特征研究. 地球化学, 2005(06): 36-48.

毛景文, 王志良, 2000. 中国东部大规模成矿时限及其动力学背景的初步探讨. 矿物岩石地球化学通报, 2000(04): 403-405.

牛宝贵, 和政军, 宋彪, 等, 2003. 张家口组火山岩 SHRIMP 定年及其重大意义. 地质通报, 2003(02): 140-141.

潘桂棠, 肖荣阁, 2015. 中国大地构造图说明书. 北京: 地质出版社, 1-160.

裴秋明, 2018. 大兴安岭南段萤石矿成矿规律及隐伏—半隐伏矿体预测(博士学位论文). 北京: 中国地质大学(北京), 1-174.

商朋强, 代晓光, 谢晓亮, 等, 2019. 东部地区硼磷萤石等重要非金属矿产调查项目成果报告. 北京: 中化地质矿山总局, 1-416.

宋开瑞, 2019. 内蒙古林西地区萤石矿与银多金属矿成矿关系及找矿意义(博士学位论文). 北京: 中国地质大学(北京), 1-129.

- 孙伯为, 张寿庭, 唐利, 等, 2017. 内蒙古林西县宝林、琥珀南沟萤石矿床流体包裹体特征//中国矿物岩石地球化学学会矿床地球化学专业委员会、中国地质学会矿床地质专业委员会、矿床地球化学国家重点实验室. 第八届全国成矿理论与找矿方法学术讨论会论文摘要文集. 《矿物学报》编辑部(Editorial Department of Acta Mineralogica Sinica), 500-501.
- 孙祥, 杨子荣, 刘敬党, 等, 2008. 义县萤石矿床稀土元素地球化学特征及其指示意义. 矿床地质, 2008(05): 579-586.
- 孙月君, 赖波, 刘和军, 等, 2018. 内蒙古自治区萤石矿资源潜力评价. 武汉: 中国地质大学出版社, 1-162.
- 郜宝强, 2023. 内蒙古科右前旗早白垩世构造岩浆作用与萤石成矿(博士学位论文). 北京: 中国地质大学(北京), 1-179.
- 王春连, 王九一, 游超, 等, 2022. 战略性非金属矿产厘定、关键应用和供需形势研究. 地球学报, 43(3): 267-278.
- 王吉平, 商朋强, 熊先孝, 等, 2015. 中国萤石矿床成矿规律. 中国地质, 42(1): 18-32.
- 王亮, 裴秋明, 曹华文, 等, 2018. 内蒙古林西地区小北沟萤石矿床成矿流体特征及矿床成因探讨. 桂林理工大学学报, 38(02): 189-198.
- 王松港, 2021. 平泉县双洞子萤石矿床地质特征及成因. 化工矿产地质, 43(01): 25-28.
- 徐大地, 王文武, 王生志, 2004. 辽宁义县萤石矿床成矿与构造的关系. 化工矿产地质, 2004(02): 92-96.
- 许东青, 2009. 内蒙古苏莫查干敖包超大型萤石矿化区形成环境、地质特征及成矿机理研究(博士学位论文). 北京: 中国地质科学院, 1-171.
- 许洪才, 郭毅平, 彭晓, 等, 2007. 河北围场-隆化一带中生代侵入岩与燕山期造山作用的关系. 地质调查与研究, 2007(01): 1-12.
- 杨帆, 2019. 华北克拉通中生代岩浆作用及热演化史(博士学位论文). 北京: 中国地质大学(北京), 1-334.
- 杨子荣, 刘敬党, 孙祥, 等, 2008. 阜新萤石成矿区稀土元素地球化学特征及指示意义. 现代地质, 2008(05): 751-756.
- 杨子荣, 吴晓娟, 程琳, 等, 2010. 辽宁义县地区萤石矿床流体包裹体研究. 中国国土经济学会: 全国成矿理论与深部找矿新方法 & 勘查开发关键技术交流研讨会论文集, 75-79.
- 姚志宏, 刘长纯, 曲杰, 2024. 辽宁省萤石矿成矿特征与成矿系列. 矿产与地质, 38(04): 618-627.
- 翟明国, 2019. 华北克拉通构造演化. 地质力学学报, 25 (5): 722-745.
- 张成信, 商朋强, 焦森, 等, 2019. 内蒙古喀喇沁旗地区萤石矿床地质特征及成因探讨. 中国地质调查, 6(6): 79-87.
- 张寿庭, 曹华文, 郑砾, 等, 2014. 内蒙古林西水头萤石矿床成矿流体特征及成矿过程. 地学前缘, 21(05): 31-40.
- 赵越, 张拴宏, 徐刚, 等, 2004. 燕山板内变形带侏罗纪主要构造事件. 地质通报, 2004(Z2): 854-863.
- 邹灏, 张强, 包浪, 等, 2016. 浙江天台盆地陈萤石矿床地质特征及 ESR 年代学. 成都理工大学学报(自然科学版), 43(01): 86-94.