

中国内生稀有金属矿床成矿规律与成矿谱系

李建康^{*}, 李鹏, 刘永超, 王登红, 黄凡

中国地质科学院矿产资源研究所, 深地探测与矿产勘查全国重点实验室, 北京 100037

^{*} 通讯作者, Email: Li9968@126.com

2025-08-30收稿, 2026-03-11修回, 2026-04-20接受, 2026-06-17网络版发表

国家自然科学基金项目(42330806、U2444204)、国家重点研发计划项目(2019YFC0605200、2024YFC2909300)和中国地质调查项目(DD20221695)资助

摘要 锂、铍、铌和钽是重要的战略性稀有金属资源。锂、铍、铌、钽等稀有金属矿床主要包括LCT族和NYF族伟晶岩型矿床、花岗岩型矿床、火山岩型矿床以及碳酸岩和碱性岩型矿床。这些矿床可划分为强过铝质、弱过铝质-准铝质和过碱质成矿系统, 分布在我国14个稀有金属成矿带。在空间分布上, 三类成矿系统所处成矿带/区段分别发育巨厚复理石沉积岩或变泥质岩、大规模火山岩系或变火山沉积岩、众多碱性岩±碳酸岩杂岩体。在成矿时代-构造背景方面, 强过铝质成矿系统及与其同时空的弱过铝质-准铝质成矿系统(主要为花岗岩型和伟晶岩型矿床)主要产在加里东晚期-海西早期、印支期和燕山期, 主要形成于板块汇聚造山过程中; 过碱质成矿系统和赋存在火山岩区的弱过铝质-准铝质成矿系统(主要为火山岩型矿床)主要产在加里东晚期-海西期, 形成于陆缘/陆内伸展阶段或深大断裂活动带。在物质来源方面, 从强过铝质、弱过铝质-准铝质到过碱质成矿系统, 成矿物质组成存在成熟地壳组分减少, 新生地壳、幔源组分增多的趋势。本文把某一成矿带内, 同时空、同构造背景、同类型的一组成矿系统或矿床, 归为一个成矿系列。在全国14个稀有金属成矿带划分出22个成矿系列, 并基于中国板块汇聚和离散历史, 构建了稀有金属成矿系列演化谱系。根据成矿系列的“全位成矿、缺位找矿”理论, 除了已划定的成矿带, 我国东北地区、班公湖-怒江构造带有较好的稀有金属找矿潜力, 华北-塔里木板块北缘的铌、铍和稀土找矿工作有待加强。

关键词 稀有金属矿床, 矿床类型, 成矿系列, 成矿谱系, 找矿预测

1 引言

锂、铍、铌和钽等稀有金属是支撑新能源、数字经济和人工智能等新兴产业的核心资源。锂是动力电池的核心材料, 因电动汽车的快速发展, 已具有大宗矿产的属性; 铍及其合金在航空航天领域应用广泛, 铍镜可提升卫星成像分辨率30%以上; 铌是制造高强度钢材的必需组分, 铌钛超导材料是医疗影像设备和粒子对撞机的关键组件; 高纯钽靶材是先进芯片(7 nm以下)制造的必备材料(王瑞江等, 2015; Schulz等, 2017)。近年来, 由于大国竞争, 这些金属资源的稀缺性、紧缺性和不可替代性日益凸显, 全球掀起稀有金属资源找矿勘查的高潮(李建康等, 2021)。

锂、铍、铌和钽在地壳的平均含量(分别为25、1.3、19和1.6 ppm(1 ppm=1 mg/kg))显著高于其在地幔的含量(分别为1.4、0.07、6–1和0.1–0.01 ppm)(黎彤, 1976; 刘英俊等, 1984; Palme和O'Neill, 2005; Rudnick和Gao, 2014), 但相对而言, 铌在地壳的富集程度较低。锂属于亲石元素, 多存在于架状铝硅酸盐中; 铍是两性元素, 既可以在酸性介质中以 Be^{2+} 存在, 也可以在碱性介质中形成络合阴离子 $[\text{Be}(\text{OH})_4]^{2-}$; 铌、钽因地球化学行为高度相似而往往共同迁移和沉淀, 但二者与Ti的类质同象能力及在熔体/流体中络合行为等方面的差别, 导致它们在成矿过程中发生一定程度的分离(刘源骏等, 1979; 刘英俊等, 1984)。在地质过程中, 稀有金属元素在不同构造背景下, 经历壳源或幔源岩浆的分异作用, 富集形成

中文引用格式: 李建康, 李鹏, 刘永超, 王登红, 黄凡. 2026. 中国内生稀有金属矿床成矿规律与成矿谱系. 中国科学: 地球科学, 56(7): 2502–2519, doi: [10.1360/SSTe-2025-0245](https://doi.org/10.1360/SSTe-2025-0245)

英文引用格式: Li J, Li P, Liu Y, Wang D, Huang F. 2026. Metallogenic types, genesis, and distribution of endogenetic rare-metal deposits in China: A perspective of continental tectonic evolution. Science China Earth Sciences, 69(7): 2457–2474, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1931-6>

花岗岩型、伟晶岩型、碳酸岩型、碱性岩型等内生稀有金属矿床。在各类型矿床中，锂、铍、铌和钽既有共生，如LCT(Li-Cs-Ta)族伟晶岩型和许多花岗岩型矿床(London, 2008)；也可以在一些类型矿床中分离，如碱性岩型和碳酸岩型矿床主要发生铌、稀土及一定的铍矿化，其钽矿化弱，几乎不存在锂成矿作用，显示出不同类型成矿作用的成矿专属性。这些内生成矿作用贯穿于板块汇聚和离散的过程中：与LCT族伟晶岩型矿床相关的花岗岩主要形成于同造山-晚造山环境；NYF(Nb-Y-F)族伟晶岩型矿床相关的花岗岩及碱性岩型、碳酸岩型矿床主要形成于造山后和非造山环境的拉张构造环境(杨学明等, 1998; Černý和Kjellman, 1999; McCauley和Bradley, 2014; Hanson, 2016; Simandl等, 2018; 李建康等, 2023; Li等, 2023)。根据“成矿系列”理论，在全球板块构造运动过程中，各稀有金属矿床虽有差别，但其形成既时空有序，又存在一定成因联系和演化关系，揭示各类型成矿作用的异同和时空分布及其内在控制因素是成矿规律研究的核心任务，也是成矿预测的科学依据(陈毓川等, 2022)。

目前，全球稀有金属矿床研究程度差异很大，难以系统搜集相关资料以深入剖析全球稀有金属成矿规律。然而，中国大陆由众多微板块拼接而成，发育了多期次、多类型且矿种组合多样的稀有金属成矿作用，形成了复杂、但有序的稀有金属矿床时空分布格局。因此，中国稀有金属矿床成矿规律的研究能够为剖析全球性成矿规律提供示范，对全球稀有金属矿床的研究具有重要参考价值，也可以推动我国稀有金属矿床的找矿预测工作。而且，前人已对单一矿种或者类型的稀有金属矿床产出规律进行了总结(如袁忠信和白鸽, 2001; 李建康等, 2014, 2017a, 2019; Li等, 2015, 2023)，为本次研究提供了必要的地质数据和资料积累。由此，本文在稀有金属矿床成矿作用分类的基础上，剖析各成矿作用的时空分布规律及其主要控制因素；进而，基于“成矿系列”理论，以地质演化历史为主线，构建我国锂铍铌钽矿产资源的成矿谱系，服务于成矿预测。

2 内生稀有金属矿床类型和成矿系统

稀有金属矿床主要包括：花岗伟晶岩型锂铍铌钽矿床、花岗岩型铌钽(锂铍)矿床、火山岩型铌钽铍矿床、碱性岩±碳酸岩型铌(钽铍)矿床以及一些岩浆热液型矿床(图1, 表1)。各类型矿床的赋矿火成岩涵盖了过铝质、准铝质和过碱质组成特征。岩浆体系 Al_2O_3 活度(αAl_2O_3)是控制火成岩矿物组合的重要因素，具有不同铝饱和指数(Alumina Saturation Index, ASI; 即ACN-

$K=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (摩尔分数比))的赋矿岩体或矿体往往产出不同的稀有金属矿物组合。在锂成矿系统中，低ASI不利于锂辉石、透锂长石和锂云母等过铝质硅酸盐矿物的结晶，导致锂矿化主要发生在强过铝质花岗岩类矿床中。在弱过铝-准铝质环境中， Al_2O_3 含量的降低和Fe含量的相对增加有利于产出铁锂云母，而非锂云母。在铍成矿系统中， αAl_2O_3 与 αSiO_2 (SiO_2 活度)的相对高低是制约铍溶解度、矿物种类的关键因素(Wang和Li, 2020)：过铝质和准铝质岩浆主要结晶出绿柱石或伴有金绿宝石($BeAl_2O_4$)；随着 αAl_2O_3 降低，过碱质岩浆主要产出硅铍石和羟硅铍石，熔体的Be溶解度对应升高(Evensen等, 1999)。从绿柱石饱和的过铝质熔体到硅铍石饱和的准铝质-过碱质熔体，熔体Be溶解度提高约3倍(Evensen等, 1999)，所以在碱性花岗岩型矿床中，铍矿物一般不以浸染状产出，多形成于晚期伟晶岩或热液矿体中。在铌钽(钨钨)成矿系统中，稀有金属溶解度存在碱性增强效应，与熔体中碱元素或非桥氧含量直接相关(Linnen, 2014; Tang等, 2016, 2023)。Watson(1979)发现，在准铝质-过碱质熔体中，Zr的溶解度随着 $(Na+K)/Al$ 摩尔比的增加而增加。Linnen和Keppler(1997)和Tang等(2016)实验研究发现，在过碱质和过铝质熔体中，铌铁矿-钽铁矿溶解度分别随着 $Na+K$ 和 Al 含量增高而增大，但在过碱质熔体中的溶解度更高；而且，在过碱质熔体中，结晶分异过程中Nb/Ta比值变化不大，在过铝质熔体中，钽铁矿溶解度高于铌铁矿，从而结晶分异过程中Nb/Ta降低。

根据以上碱、铝组分对稀有金属成矿的制约作用，参考Barton和Young(2002)和李建康等(2017a, 2019)对铍和铌钽成矿系统的分类方案，基于成矿岩体或母岩体的ASI(ACNK)和碱度指数($ANK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (摩尔分数比))，本文把内生锂铍铌钽等稀有金属矿床分为：强过铝质($ACNK \geq 1.1$, $ANK \geq 1.0$)、弱过铝质-准铝质($ACNK < 1.1$, $ANK \geq 1.0$)和过碱质($ACNK < 1.0$, $ANK < 1.0$)成矿系统(表1和2)。如表2所示，该分类方案可有效区分各类型矿床中成矿相关岩体组成特征、矿物种类和矿种组合等成矿信息。

强过铝质成矿系统：主要包括LCT族伟晶岩型、花岗岩型、岩浆热液型矿床，其产出一系列大型、特大型锂铍铌钽矿床，且多伴有铷、铯、锡矿化，如我国的川西甲基卡锂矿、新疆可可托海Li-Be-Nb-Ta矿、江西宜春和宜丰花岗岩型Li-Nb-Ta-Cs矿。

弱过铝质-准铝质成矿系统：赋矿地质体或母岩体呈现出弱过铝质-准铝质特征，包括NYF族伟晶岩型矿床、花岗岩型矿床以及火山岩或次火山岩型矿床(实为火山岩

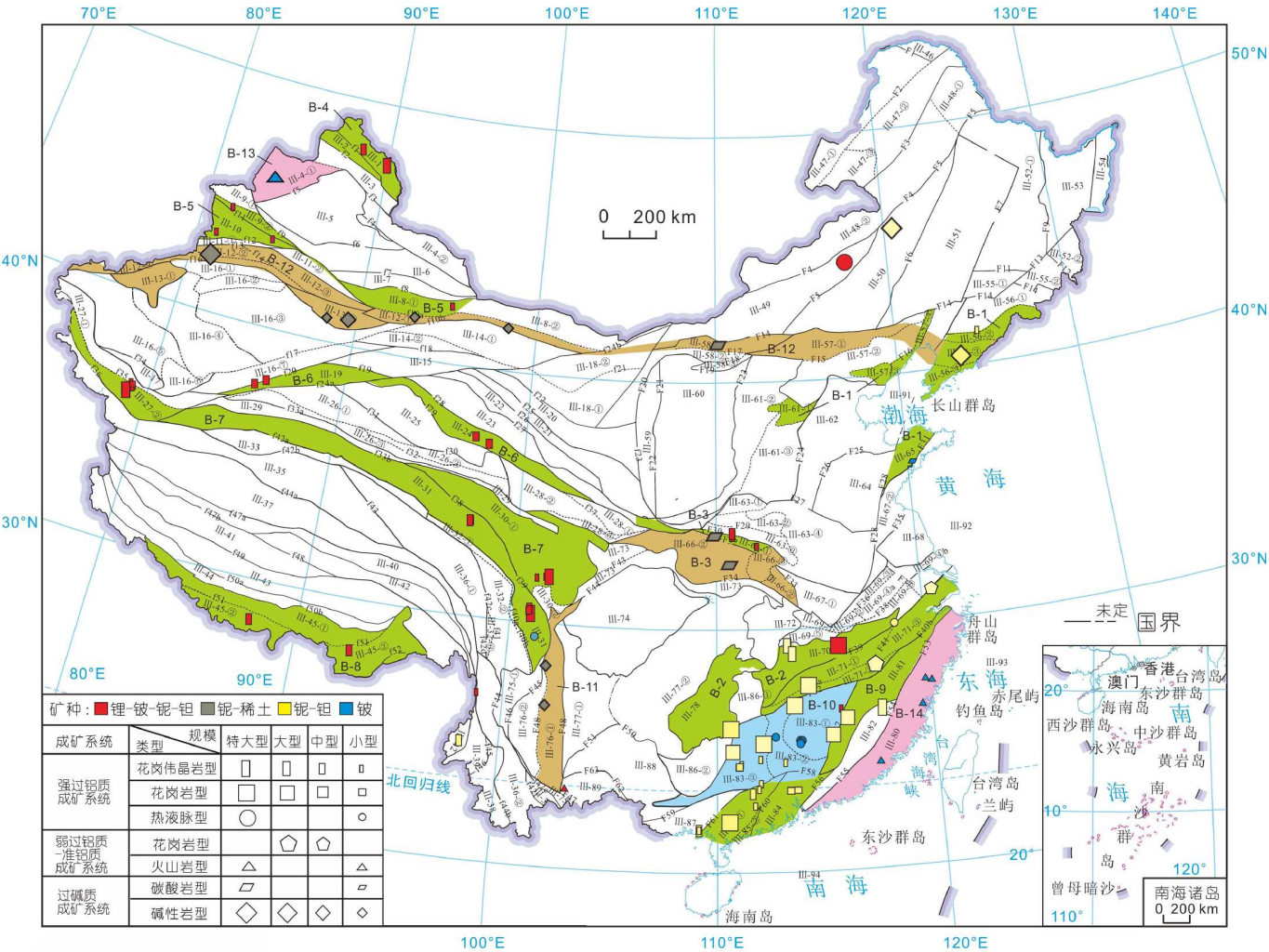


图1 中国内生锂铍铌钽矿产资源分布图(底图引自徐志刚等, 2008)。(B-1)–(B-14)为内生稀有金属成矿带编号, 分别为华北克拉通、江南、秦岭、阿尔泰、天山、阿尔金-柴北缘、松潘-甘孜-西昆仑、喜马拉雅、武夷-云开、南岭、扬子板块西缘、塔里木-华北板块北缘、准噶尔西缘、东南沿海成矿带

或次火山岩容矿, 成因类型应归为热液型矿床)。这些矿床发生不同程度的Be、Nb、Ta矿化, Li矿化罕见或较弱, 可见一定稀土矿化。

过碱质成矿系统: 主要包括碱性岩(包括碱性花岗岩)型、碱性岩-碳酸岩型及碳酸岩型矿床。前者主要发生REE-Y-Nb-Zr型矿化作用, 在一些情况下, 也发生Ta和Be矿化; 后两者赋存了世界上大部分的铌资源, 并常与稀土共生, 典型实例包括内蒙古白云鄂博和湖北庙垭稀土-铌矿床。

3 稀有金属矿床的地质特征

3.1 强过铝质成矿系统

在LCT族伟晶岩矿田中, 伟晶岩岩浆可沿变沉积岩

围岩片理或断裂运移而远离母花岗岩, 导致伟晶岩围绕母花岗岩成群成带分布, 产生伟晶岩区域分带。一般而言, 在某一矿田内, 区域分带涵盖的伟晶岩类型越多, 说明伟晶岩岩浆规模较大、经历了较充分的分异作用, 易于发生较大规模的稀有金属矿化。在花岗岩型矿床中, 花岗岩体多发育垂向岩相分带, 岩浆分异作用越强, 岩相分带愈发育, 晚期岩相矿化程度越高(朱金初等, 2002); 岩体顶部可能产出似伟晶岩壳, 以江西宜春414、湖南尖峰岭等矿床最为典型。前者的似伟晶岩壳由文象结构壁带、钾长石和石英组成的UST结构中间带和含有微小透锂长石的石英核部带组成(Wu等, 2026); 后者的似伟晶岩壳由块体黄玉集合体组成(吴福元等, 2023)。在华南, 花岗岩型矿床多形成“花岗岩型稀有金属矿床(体)+石英脉型钨锡矿床(体)”矿化组合, 具体可归纳为:

表1 中国内生稀有金属矿床的主要类型^{a)}

成矿系统	矿床类型	主要赋矿地质体	主要矿种	实例
强过铝质成矿系统	花岗岩型	锂云母花岗岩	Li-Ta-Cs	江西宜春
		锂云母霏细斑岩	Li-Ta-Cs	江西同安
		铁锂云母花岗岩	Ta-Nb-Li	湖南尖峰岭
	LCT(Li-Cs-Ta)族伟晶岩型	锂辉石伟晶岩	Li-Ta	四川可尔因
		锂云母伟晶岩	Li-Ta-Cs	新疆瓦石峡南
		铁锂云母伟晶岩	Li-Be-Ta-Cs	云南黑妈
		白云母绿柱石伟晶岩	Be-Ta-Nb	新疆阿斯喀尔特
	岩浆热液型	富铁锂云母隐爆角砾岩	Li-Sn-Ta	内蒙维拉斯托
云英岩		Be	广东万峰山	
弱过铝质-准铝质成矿系统	NYF(Nb-Y-F)族伟晶岩	黑云母伟晶岩	Nb-REE	陕西丹凤
		黑云母晶洞伟晶岩	Nb	苏州善安溪
	花岗岩型	黑鳞云母花岗岩	Nb	江西黄山
		铁叶云母花岗岩	Nb-Y	湖南姑婆山
	火山岩型(次火山岩或火山岩容矿的热液型)	钠长石流纹斑岩	Nb-Be(-U)	浙江石溪
		花岗斑岩-凝灰岩	Be(-U)	新疆白杨河
花岗斑岩-流纹岩		Be-Mo	福建福里石	
过碱质成矿系统	碱性岩型	霞石正长岩	Nb-REE	辽宁赛马
		钠长石花岗斑岩	Be-Nb-REE	内蒙古巴尔哲
		钠闪石花岗岩	Nb-REE	四川茨达
		霞石钠长石伟晶岩	REE-Nb-Zr	新疆依兰里克
	碳酸岩型	正长岩-碳酸岩杂岩	REE-Nb	湖北庙垭

a) 部分资料参考李建康等(2019)

表2 内生稀有金属矿床成矿系统及其主要特征^{a)}

成矿系统	强过铝质	弱过铝质-准铝质	过碱质
矿种演化	Li→Ta→Be→Nb→REE		
矿种组合	Li-Be-Ta-Nb	Be-Nb-Ta或REE	REE-Nb-Ta-Be
主要矿床类型	LCT族伟晶岩型	NYF族伟晶岩型	碱性花岗岩型
	花岗岩型	花岗岩型	碱性岩-碳酸岩型
	云英岩、石英脉等热液型	(次)火山岩(容矿)型等岩浆热液型	碳酸岩型

a) (次)火山岩型矿床实为火山岩或次火山岩容矿的热液型矿床

分别以广西栗木、江西宜春和湖南尖峰岭矿床为代表的“铌钽锂+钨锡”矿化组合完整型、错位型和缺失型矿床(图2; 李胜虎, 2015)。

岩浆热液型矿床主要包括云英岩型锂铷钽矿床或铍矿床以及伴生铍矿化的石英脉型黑钨矿矿床。云英岩型矿体多分布于花岗岩体顶部或前锋部位, 呈面状、筒状产出, 主要包括沿断裂产生的云英岩脉±石英脉以及云英化花岗岩脉。云英岩型矿床一般规模较大, 伴有一定规模的Li、Rb、Cs和W、Sn矿化, 典型实例为广东省万峰山铍矿床和湖南道县正冲锂铷矿床。湘南尖峰岭-癞子岭矿田发育“下部花岗岩型铌钽+上部云英岩型锂铷”式矿化组合。此外, 内蒙古维拉斯托矿床存在“下部花岗岩型锡锌铌钽+上部隐爆角砾岩型锂铷”式矿化组合, 隐爆角砾

岩主要由角砾和铁锂云母、石英等胶结物组成, 也属于岩浆热液型锂矿床。

3.2 弱过铝质-准铝质成矿系统

NYF族伟晶岩的母岩体主要为弱过铝质到准铝质的I型或A型花岗岩, 伟晶岩多发生Nb、Be、REE等矿化; 其中, 一些NYF族晶洞伟晶岩产在准铝质花岗岩内部(Cěrný和Ercit, 2005), 如苏州岩体中的硅铍钇矿-褐钇铋矿黑云母晶洞伟晶岩(Wang等, 2000)。在该成矿系统中, 花岗岩型矿床的赋矿岩体多为碱长花岗岩, 如(含角闪石)黑云母花岗岩, 全岩铌含量显著高于钽, 以富锆矿物及褐钇铋矿、铌铁矿和烧绿石等铌端元矿物为特征, 伴有黑稀金矿、复稀金矿及易解石等稀土矿化, 黑云母

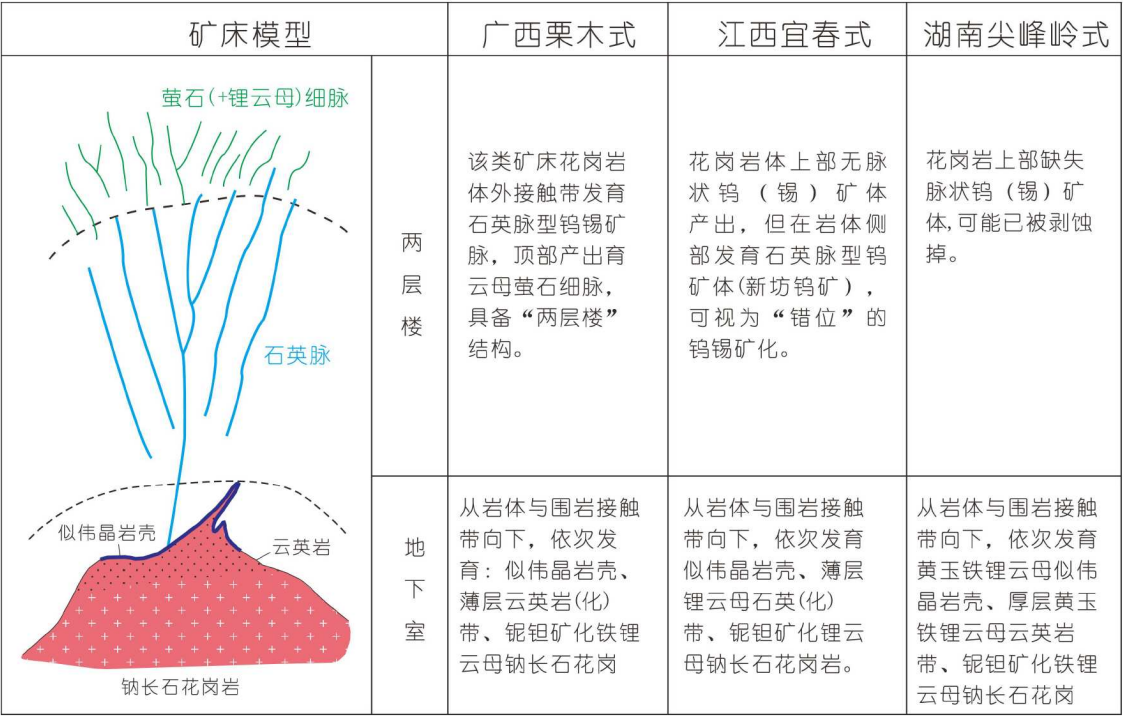


图2 强过铝质成矿系统中“下部花岗岩型铌钽锂+上部石英脉型钨锡”矿床模式图(修改自李胜虎, 2015)。广西栗木、江西宜春和湖南尖峰岭矿床分别为该上部+下部矿化组合的完整型、错位型和缺失型实例

多为黑鳞云母或富锂铁叶云母(Schulz等, 2017)。此外, 在华南, 从弱过铝质-准铝质成矿系统到强过铝质成矿系统, 随着母岩体或赋矿岩体分异程度的增高, 对应的矿种组合表现出一定变化趋势: 稀土、铌→铍→钽、锂(图3)。伟晶岩型矿床也类似, 较低分异程度的伟晶岩多发生一定程度的稀土矿化, 较高分异程度的伟晶岩多发生Li-Be-Ta矿化, 一些矿床产出稀土矿化伟晶岩+稀有矿化伟晶岩的组合, 如河南官坡伟晶岩矿田(卢欣祥等, 2010)。

火山岩型稀有金属矿床主要发生铍矿化, 铍矿一般赋存于准铝质-弱过铝质流纹岩、凝灰岩等火山岩或花岗斑岩等次火山岩中。成矿流体主要为火山期后热液, 铍主要以 $[BeF_4]^{2-}$ 形式迁移。从而, 在成矿流体与(次)火山岩反应而发生萤石化后, 铍被卸载, 主要以硅铍石和羟硅铍石形式沉淀成矿(Barton和Young, 2002)。典型矿床为美国Spor Mountain铍矿床, 其羟硅铍石产于黄玉流纹岩的萤石-蒙脱石蚀变带中(Kovalenko和Yarmolyuk, 1995)。在我国, 浙江青田县石溪、坦头铍钽矿床和新疆白杨河铍钽矿床也属于此类型。福建平和县福里石、霞浦县大湾等铍矿床, 火山岩是赋矿岩石(李建康等, 2017a), 发育绿柱石晶洞, 其形成于火山岩后期热液蚀变作用(林德松, 1985)。

3.3 过碱质成矿系统

霞石正长岩、过碱质花岗岩和过碱质长英质火山/火山碎屑岩(如粗面质岩石)等碱性岩往往伴有铌、钽、锆、铪、铀、钍和稀土矿化, 矿石矿物主要为烧绿石、铌铁矿和褐钨铌矿等。这些岩石中的稀有金属成矿作用可分为两阶段: (1)岩浆结晶形成原生稀有金属矿物组合, (2)岩浆热液交代早期矿物使铌钽活化和富集(Verplanck和Hitzman, 2017)。在我国, 此类矿床的实例为: 内蒙古巴尔哲碱性花岗岩型铌钽-稀土矿床、辽宁赛马正长岩稀土-铌矿床和四川茨达钠长石花岗岩铌钽矿床。这些矿床的矿物粒度一般较细, 多伴生铀矿化, 选矿成本高, 开发难度大。

碳酸岩型矿床中, 碳酸岩常与超基性-碱性杂岩体共生, 形成碳酸岩-碱性岩杂岩体, 故本文把碳酸岩型矿床也归为过碱质成矿系统。与碱性岩型矿床类似, 碳酸岩型矿床普遍富铌贫钽, 伴有稀土矿化, Nb_2O_5 品位多为0.5%–0.7%(Biondi, 2005), 但巴西西北部的Morro dos Seis Lagos碳酸岩 Nb_2O_5 品位可达2.81%(Giovannini等, 2017)。碳酸岩中最常见的含铌矿物为烧绿石族、钙钛矿族矿物以及富含铌的硅酸盐(如榍石)。湖北庙垭铌-稀土矿床是典型的碳酸岩型矿床, 产于正长岩-碳酸岩杂岩中(袁忠信等, 2012; Xu等, 2015)。杂岩体富铌和轻稀土、

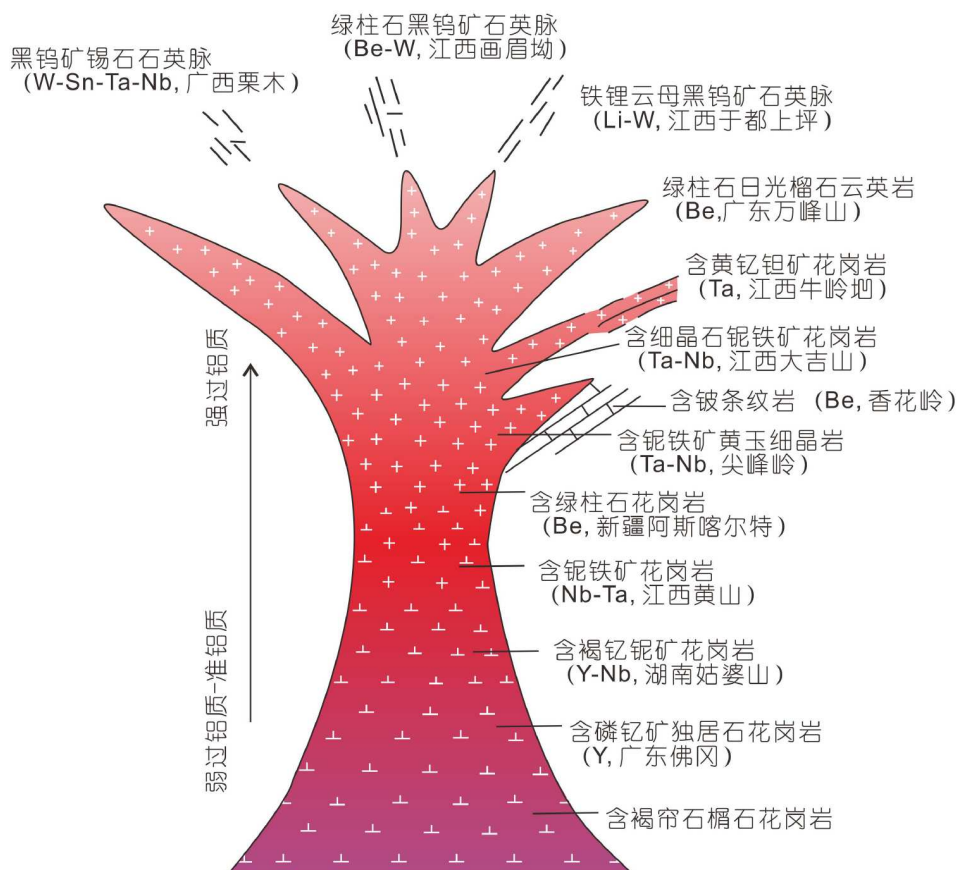


图3 华南地区弱过铝质-准铝质至强过铝质成矿系统的赋矿地质体岩性变化及对应矿种组合。典型赋矿岩体或岩脉所对应的代表性矿床标注在括号内

贫钽和重稀土，铌和稀土矿分别主要赋存于黑云母碳酸岩和铁白云石碳酸岩中。

4 稀有金属矿床的时空分布特征

4.1 空间产出特征

根据锂(李建康等, 2014; Li等, 2015)、铍(李建康等, 2017a)和铌钽(李建康等, 2019)成矿带的划分, 结合中国成矿构造单元划分方案(即, 依据地质构造演化与矿产地分布规律而划分成矿单元; 徐志刚等, 2008), 本文划分出14个稀有金属成矿带。这些成矿带主要位于陆缘或陆内的造山带、深大断裂带等构造单元, 具体空间位置和主要特征见图1和表3。值得说明的是, 传统上认为松潘-甘孜和西昆仑造山带分属两个构造单元, 但二者都是基墨里大陆与泛华夏陆块汇聚造山的产物(许志琴等, 2024), 遵循李建康等(2014)和Li等(2015)的锂成矿带划分建议和方案, 把二者归并为一个松潘-甘孜-西昆仑成矿带(图1)。与之类似, 阿尔金和柴北缘造山带均是柴达木板块与塔里木-华北板块汇聚造山的结果, 本文归并

二者为阿尔金-柴北缘成矿带。在各成矿带中, 阿尔泰、天山、阿尔金-柴北缘、松潘-甘孜-西昆仑、喜马拉雅、南岭、武夷-云开是以强过铝质成矿系统为主的成矿带; 准噶尔西缘和东南沿海是以弱过铝质-准铝质成矿系统为主的成矿带, 主要产出火山岩型铍矿床; 塔里木-华北板块北缘和扬子西缘是以过碱质成矿系统为主的成矿带, 产出众多碱性岩型和碳酸岩型铌-稀土矿床(表3)。此外, 江南成矿带西段和中段分别以强过铝质成矿系统为主, 产出幕阜山等伟晶岩型稀有金属矿集区; 东段以弱过铝质-准铝质成矿系统为主, 产出江西黄山和江苏善安浜等铌钽矿床。秦岭成矿带的北秦岭和南秦岭构造单元则分别主要产出弱过铝质-准铝质、过碱质成矿系统。由此, 根据各成矿带或区段产出的主要成矿系统, 对应划分出强过铝质、弱过铝质-准铝质和过碱质稀有金属成矿带或区段。值得注意的是, 各成矿带稀有金属矿床类型和矿种组合存在一定差异。如表3所示, 在强过铝质成矿带和区段中, 南岭成矿带以花岗岩型和岩浆热液型Li-Ta-W-Sn矿床为主, 江南造山带中段九岭地区和幕阜山地区分别产出大量花岗岩型和伟晶岩型Li-Ta-(Cs)矿床, 阿尔泰

表3 中国内生稀有金属成矿带的简要特征^{a)}

成矿带(编号)	成矿系统	构造背景	潜在源岩 [#]	主要成矿时代 ^{&} (Ma)	矿床类型	主(伴生)矿种	典型矿床	成矿系列编号
华北克拉通(B-1)	强过铝质	华北板块内微陆块拼合造山	太古宇绿片岩	约2500	伟晶岩	Li、Be、Nb、Ta	山东雁翎关	S-1
江南(B-2)	强过铝质	华夏和扬子板块拼合造山	下元古界板溪群	约830	伟晶岩	Sn(Nb、Ta)	贵州梵净山	S-2 ^a
	强过铝质	华南板块陆内造山	下元古界冷家溪群	约130	伟晶岩、花岗岩	Ta、Li(Nb、Be)	湘北仁里	S-2 ^b
	弱过铝-准铝质	华南板块陆内造山	下元古界双桥山群	约130	花岗岩	Nb、Ta	赣西北松树岗	S-2 ^c
秦岭(B-3)	弱过铝-准铝质	华北和华南板块拼合造山	元古宇秦岭杂岩	430–380	伟晶岩	Li、Be、Nb、Ta、REE	河南官坡	S-3 ^a
	过碱质	华北板块南缘裂谷带	–	450–430	碱性岩±碳酸岩	Nb、REE	湖北庙垭	S-3 ^b
阿尔泰(B-4)	强过铝质	西伯利亚与阿尔泰板块拼合造山		440–370	伟晶岩	Be(Li、Nb、Ta)	加曼哈巴	S-4 ^a
	强过铝质	西伯利亚与准噶尔板块拼合造山	奥陶系哈巴河群或志留系库鲁木提群	约250	伟晶岩	Ta(Nb)	新疆大喀拉苏	S-4 ^b
	强过铝质	陆内造山		220–200, ~160	伟晶岩	Be(Li、Nb、Ta)	新疆可可托海	S-4 ^c
天山(B-5)	强过铝质	塔里木与准噶尔板块拼合造山	–	250–220	伟晶岩	Li(Be、Nb、Ta)	新疆镜儿泉	S-5
阿尔金-柴北缘(B-6)	强过铝质	柴达木和塔里木板块拼合造山	–	410–470	伟晶岩	Li、Be、Nb、Ta	新疆瓦石峡南	S-6 ^a
	强过铝质	陆内造山	–	约210	伟晶岩	Li、Be、Nb、Ta	青海茶卡	S-6 ^b
松潘-甘孜-西昆仑(B-7)	强过铝质	华北-塔里木与羌塘板块拼合造山	三叠系西康群或巴彦喀拉群	190–210	伟晶岩	Li(Be、Nb、Ta)	川西甲基卡和新疆大红柳滩	S-7
喜马拉雅(B-8)	强过铝质	印度板块与欧亚大陆拼合造山	–	20–25	伟晶岩	Li、Be(Sn)	西藏琼嘉岗	S-8
武夷-云开(B-9)	强过铝质	华南板块陆内造山	前泥盆纪复理石沉积	420–390	伟晶岩	Ta(Nb、Li、Be)	福建南平	S-9 ^a
	强过铝质	华南板块陆内造山		240–250	伟晶岩、花岗岩	Ta(Nb)	广东广宁	S-9 ^b
南岭(B-10)	强过铝质	华南板块陆内造山	前寒武纪基底	约210	伟晶岩、花岗岩、岩浆热液	Ta、Nb、Sn	广西栗木	S-10 ^a
	强过铝质	华南板块陆内造山	前寒武纪基底	约160	花岗岩、岩浆热液	W、Sn、Li、Ta、Nb、Be	江西大吉山	S-10 ^b
扬子板块西缘(B-11)	过碱质	陆缘裂谷	–	约250	碱性岩	Nb、REE	四川路枯	S-11
塔里木-华北板块北缘(B-12)	过碱质	塔里木-华北板块北缘断裂带	–	1305 485–386 277–255	碱性岩±碳酸岩	Nb、REE	内蒙古白云鄂博	S-12
准噶尔西缘(B-13)	弱过铝质-准铝质	陆内伸展	–	约290	火山岩	Be、U	新疆白杨河	S-13
东南沿海(B-14)	弱过铝质-准铝质	陆内伸展	–	90–180	火山岩	Be、Nb、Ta	福建福里石	S-14

a) [#], 潜在源岩: 前人报道的成矿岩浆潜在源岩, 其中“–”表示不适用或者缺少相关文献资料以分析潜在成矿源岩; [&], 主要成矿时代: 只涵盖了主要的稀有金属成矿时代, 年龄数据主要引自李建康等(2014, 2017a, 2019)和Li等(2023)

造山带产出伟晶岩型Li-Be-Nb-Ta矿床, 松潘-甘孜-西昆仑造山带产出伟晶岩型Li等稀有金属矿床。在弱过铝质-准铝质成矿带中, 东南沿海和准噶尔西缘成矿带主要产

出火山岩型铍矿床, 江南成矿带东段主要产出花岗岩型Nb-Ta矿床; 在秦岭成矿带的北秦岭地区, 围绕灰池子花岗岩(弱过铝质)产出众多Nb-Ta(-Li或REE)矿化伟晶岩。

在强过铝质成矿带和区段中,稀有金属矿床往往赋存在巨厚变沉积岩地层中。松潘-甘孜-西昆仑成矿带主要由三叠系西康群/巴颜喀拉山群片岩和板岩组成,其现存沉积厚度超过17 km,川西甲基卡和可尔因等伟晶岩矿床位于西康群中下部,下伏西康群厚度约6 km,上覆西康群厚度约11 km (李建康等, 2023)。在江南造山带,据湖南省地质调查院(2012),赣西北-湘东北地区的新元古代冷家溪群厚度超过25 km,赋存幕阜山、连云山伟晶岩型和九岭花岗岩型稀有金属矿集区。武夷-云开成矿带的稀有金属伟晶岩成矿作用主要发生于泥盆纪和三叠纪,前泥盆系泥砂质建造和复理石建造的厚度近20 km,产出福建南平铌钽矿田和乐枫地锂辉石矿床(仇年铭和杨岳清, 1985; 吴长锋等, 2025); 新疆阿尔泰成矿带的伟晶岩成矿作用始于奥陶纪,稀有金属成矿高峰发生在三叠纪,稀有金属伟晶岩主要赋存于奥陶系哈巴河群和志留系库鲁木提群复理石建造中,其前者厚度超过7754 m,且未见底;后者厚度大于6187 m(栾世伟, 2000; 朱志新等, 2024)。

在弱过铝质-准铝质成矿带或区段,伟晶岩和花岗岩型矿床主要产在以变火山沉积岩为主的地层中。例如,在江南成矿带东段,赣东北黄山、苏东善安浜等花岗岩型矿床产在双桥山群中。双桥山群为一套巨厚的浅变质火山岩建造、火山沉积建造和浊流建造所组成的复合建造(王国光等, 2019); 在秦岭成矿带,官坡伟晶岩田产在秦岭岩群,其总体上属于陆源裂隙火山沉积建造(张国伟等, 1995)。对于火山岩和次火山岩型Be矿和Nb-Ta矿,赋矿岩石或矿体多为流纹岩、凝灰岩或花岗斑岩,其主要产出在火山岩系中。例如,在东南沿海成矿带,福建平和县福里石铍矿区产出侏罗纪长林组和南园组凝灰质岩系中;永定县大坪花岗斑岩型铌钽矿床产在侏罗纪藩坑组火山岩系中(李建康等, 2017a; 刘永超等, 2017)。

在过碱质成矿带,矿床主要产在碱性岩、碳酸岩分布区。据邹天人等(2000)不完全统计,从西天山到中朝边境的超过5100 km的华北-塔里木板块北缘成矿带(图1),分布117个碱性岩体和31个碱性伟晶岩田,另孤立分布13处碱性伟晶岩脉群;近年来,该地区不断有碳酸岩、碱性岩发现,如内蒙古巴彦卓尔地区的碳酸岩(刘琰等, 2025)、白云鄂博地区含金刚石的金伯利岩(梁彩飞等, 2025)。在秦岭成矿带,大量碱性岩分布在南秦岭地区,即秦岭-大巴山的米仓山、平利-紫阳、竹山-竹溪和随枣-桐柏等地区,碱性岩主要包括碱性超镁铁质-镁铁质岩脉(如钛铁霞辉岩、磷霞岩)、碱性玄武岩和粗面岩、碳酸岩-正长岩杂岩等(邱家骧, 1993; 赖绍聪等, 2024)。

4.2 成矿时代

基于李建康等(2014, 2017a, 2019)和Li等(2023)搜集的年龄数据,本文选择锆石、锡石和铌钽铁矿U-Pb年龄等可信度较高的数据,总结出各成矿带的主要成矿时期(表3),绘制了各成矿带的成矿时代分布图(图4)。由图4和表3可知,在强过铝质稀有金属成矿带中,武夷-云开、南岭、阿尔金-柴北缘和阿尔泰等成矿带存在多期构造旋回成矿的特征。而且,在全国尺度上,强过铝质成矿带存在两个成矿高峰期——加里东晚期-海西早期、印支-燕山期;过碱质成矿带与强过铝质成矿带存在一定时空错位,主要发生在加里东晚期-海西期,位于强过铝质成矿带的两成矿高峰之间(图4)。此外,一些弱过铝质-准铝质与过碱质成矿带/区段的成矿时代也存在一定错位(图4),这种现象在秦岭成矿带表现最为明显:北秦岭伟晶岩型稀有金属成矿作用发生在430–380 Ma,而南秦岭碳酸岩型和碱性岩型稀土矿主要形成于450–430 Ma(表3和图4)。

5 成矿构造背景及成矿物质来源

5.1 成矿构造背景

5.1.1 强过铝质成矿系统

根据成矿时代(表3和图4)和中国大地构造块体分布(图5)及其演化历史(翟明国, 2013),强过铝质系统的稀有金属矿床主要形成于板块汇聚引发的陆缘造山和陆内造山过程中。松潘-甘孜-西昆仑和喜马拉雅等成矿带的成矿作用主要经历了单一造山旋回,成矿作用主要集中于某一造山阶段。但江南、南岭、阿尔泰等成矿带往往经历了多造山旋回,在晚期造山旋回中发生大规模的稀有金属成矿作用。这是因为:在多旋回造山过程中,地壳经过多期熔融/再熔融,发生多期分异作用,成熟度增高,稀有金属元素随之在以淡色花岗岩为主的“成熟地壳”中预富集;而且,在多期造山旋回中,地壳长英质组分和挥发分含量增高,地壳固相线与液相线呈降低趋势(陈国能等, 2015),易于发生大规模的强过铝质岩浆活动。例如,华南在经历加里东、印支和燕山期陆内造山作用后,地壳成熟度增高,产出较多强过铝质的二云母花岗岩与白云母花岗岩(陈国能等, 2015),发育众多中生代花岗岩型和伟晶岩型稀有金属矿床(Che等, 2019)。

5.1.2 弱过铝质-准铝质成矿系统

对于弱过铝质-准铝质成矿系统,其成矿构造背景存在多样性。产在变火山沉积岩中的伟晶岩型和花岗岩型

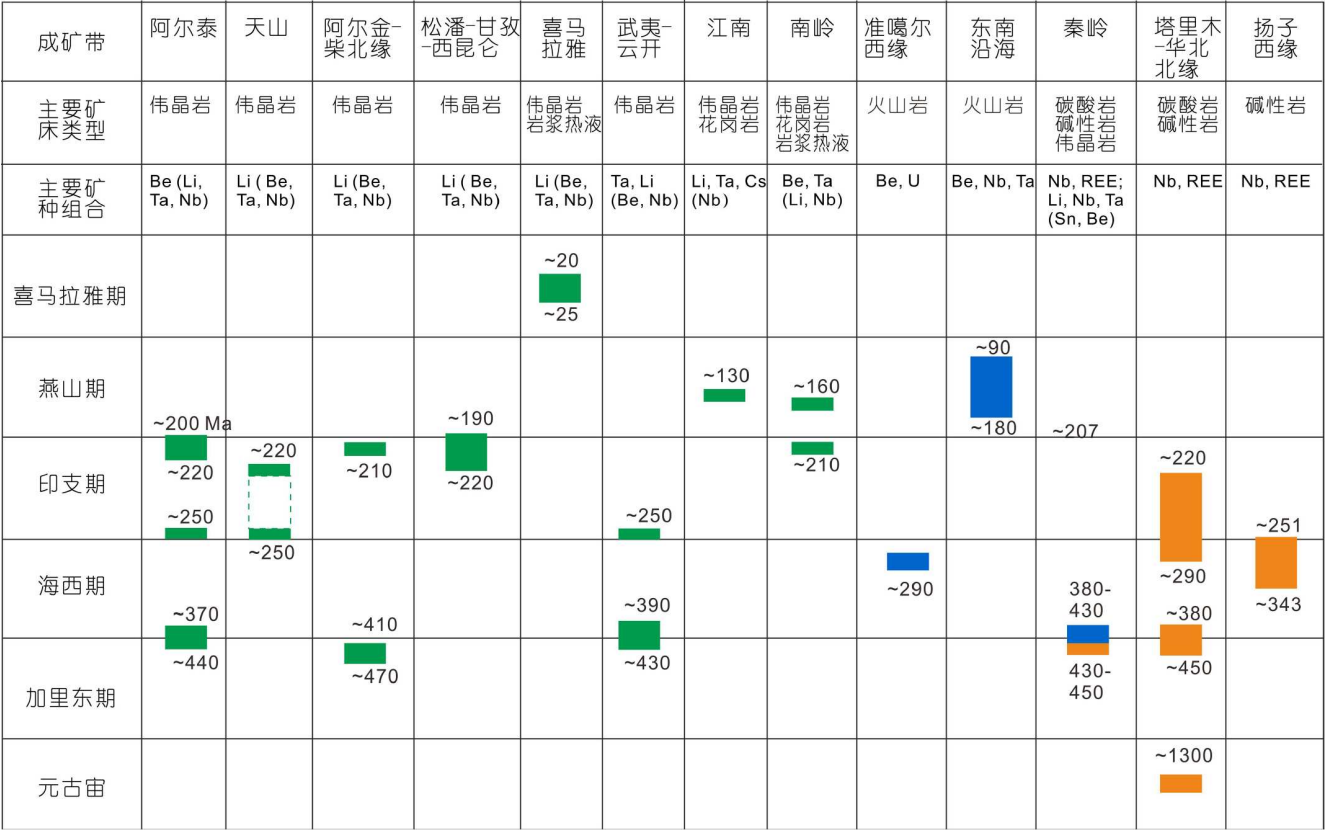


图4 中国主要稀有金属成矿带成矿时代分布图。绿色、蓝色和棕黄色柱体分别表示强过铝质、弱过铝质-准铝质和过碱质成矿系统的成矿时代跨度。图中没有包括华北克拉通成矿带信息。年龄(Ma)跨度标注在柱体上部和下部, 具体信息见表3; 天山成矿带的虚线柱表示除了两端成矿年龄, 缺少中间的成矿年龄信息, 鉴于两端时代处于同一造山旋回, 将二者归为一个成矿期

稀有金属矿床常与同时空(同成矿带和成矿期)的强过铝质成矿系统具有一致的成矿构造环境。例如, 江南造山带中东段的苏州和灵山-黄山杂岩体中产出的铌钽矿床与幕阜山地区的强过铝质伟晶岩型铌钽矿床, 均形成于燕山期江南造山带的陆内造山过程中(Li等, 2020); 在南岭成矿带, 弱过铝质-准铝质系统的姑婆山Y-Nb矿化花岗岩与区域同期石英脉型钨锡(铍)矿床具有一致的成矿构造背景, 均形成于中生代华南板块陆内造山过程(处于挤压到伸展的转换阶段)(张岳桥等, 2012; Wang Z等, 2014)。

对于火山岩型矿床, 一般形成于陆缘造山后或陆内造山的拉张环境。在东南沿海地区, 火山岩型稀有金属矿床形成于多个成矿时代, 福建大坪铌钽矿床、福里石铍-钼矿床、大湾铍-钼矿床分别形成于176 Ma(李建康等, 2017a)、153 Ma(黄新鹏, 2016)和92 Ma(赵芝等, 2012), 形成于中生代和新生代走滑伸展或断陷火山沉积盆地中(张国伟等, 2013)。与之类似, 浙东火山岩型铍铌钽矿床(青田县石溪和坦头矿床)形成于上白垩统火山岩中, 成矿年龄为100–120 Ma(董传万和彭亚鸣, 1994),

也形成于陆缘伸展环境中(张岳桥等, 2012), 对应于燕山晚期古太平洋板块后撤而造成的大规模酸性火山喷发(杨文采, 2022)。新疆准噶尔西缘的白杨河火山岩型铍钼矿床形成于约290 Ma, 位于塔里木板块与西伯利亚板块拼接后的陆缘伸展环境(衣龙升等, 2016)。

5.1.3 过碱质成矿系统

过碱质成矿系统主要位于克拉通边缘或内部深大断裂带, 处于板块伸展或拉张的环境(Woolley和Kjarsgaard, 2008)。在我国, 碱性岩型或碳酸岩型稀有金属矿床主要产于克拉通周缘, 即华北-塔里木和扬子板块(克拉通)周缘地区的深大断裂带(图1和5)。在华北-塔里木板块北缘深大断裂带产出白云鄂博、新疆波孜果尔碱性岩型及瓦吉尔塔格碳酸岩型稀土-铌矿床(邹天人和李庆昌, 2006)。在秦岭成矿带, 隶属于扬子板块北缘的南秦岭产出湖北庙垭和杀熊洞碱性岩-碳酸岩型铌钽-稀土矿床, 华北板块南缘的北秦岭产出陕西华阳川、河南方城等碱性岩型稀土-铌矿床(矿化), 这些碱性岩和碳酸岩形成于陆缘裂谷、造山期后伸展断裂带(邱家骧, 1993)。扬子板

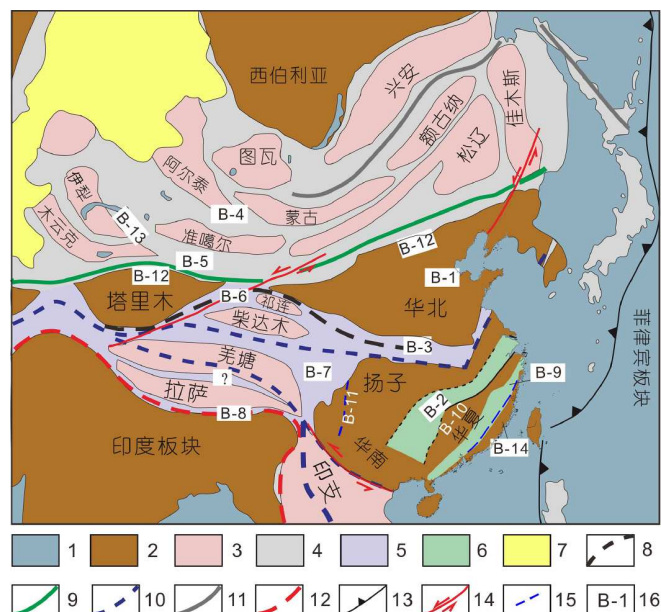


图5 研究区稀有金属成矿带在板块构造单元中的位置。1, 大洋; 2, 克拉通; 3, 微板块; 4, 古亚洲构造域显生宙造山带; 5, 特提斯构造域显生宙造山带; 6, 古太平洋构造域显生宙陆内造山带; 7, 第四纪盆地; 8, 原特提斯缝合带; 9, 古亚洲洋缝合带; 10, 古特提斯缝合带; 11, 古太平洋构造域缝合带; 12, 新特提斯缝合带; 13, 现代俯冲带; 14, 走滑断层; 15, 陆内断裂带; 16, 成矿带编号(同图1和表3)。底图修改自Metcalfe(2013)和Zhao等(2018)

块西缘的攀西裂谷带产出四川路枯、太和和茨达等铌-稀土矿化碱性岩(刘红英, 2005)。此外, 一些板内裂谷带也产出一定的碱性岩-碳酸岩型矿床, 如在华夏板块内部的政和-大浦断裂带中, 产出与白云鄂博矿床相似的新元古代福建洋墩Nb-REE矿床(袁忠信等, 2012); 华北板块内部的郯庐断裂带产出山东塔埠头碳酸岩型铌-稀土矿床, 成矿时代约为130 Ma(汪子杰和徐晓慧, 2018)。

这些断裂带, 特别是克拉通边缘深大断裂带, 可发生多构造旋回的“开合”作用, 晚旋回的碱性岩浆或流体活动对成矿起着重要作用(李建康等, 2019)。秦岭成矿带三期碱性岩侵入, 时代分别为新元古代、海西期、印支期, 分别对应区内三次造山后松弛拉张环境(邱家骧, 1993), 印支期是湖北庙垭和陕西华阳川矿床的重要成矿期(Zhang等, 2019)。华北-塔里木板块北缘, 从1.8到0.75 GPa, 处于拉张环境, 形成裂谷系; 在古生代, 参与到古亚洲洋消亡引发的陆缘造山过程中, 造山期后处于拉张环境; 在中生代又经历明显的克拉通破坏(翟明国, 2019)。由此, 华北北缘发育多期碱性岩浆活动, 但古生代和中生代是重要的成矿。Li等(2025)认为早古生代碳酸岩岩浆贡献了超过白云鄂博70%的稀土资源。

5.2 成矿物质来源

5.2.1 强过铝质成矿系统

强过铝质成矿系统与稀有金属成矿有成因联系的花岗岩一般是富含白云母、黑云母、石榴石等富铝矿物的高分异S型花岗岩, 暗示出成矿物质可能主要来源于变沉积岩。在伟晶岩型稀有金属矿床中, 花岗质岩浆多由洋盆沉积物经变质形成的变泥质岩深熔形成, 变泥质岩的云母和黏土矿物富含稀有金属及 H_2O 等挥发分(London, 2017)。因此, 造山带内巨厚变泥质岩地层或基底多被认为是成矿源岩(Cěrný, 1991; Shaw等, 2016; Lv等, 2021a; Yan等, 2025)。与之一致, LCT伟晶岩的成矿物质被认为主要来源于高成熟度地壳(主要表征为厚度大、富Si、K和Rb等不相容元素; Ribeiro等, 2020; 李建康等, 2023)。例如, Li等(2023)搜集的Sr-Nd和锆石Hf同位素组成表明, 松潘-甘孜-西昆仑成矿带中LCT伟晶岩-花岗岩组合与区域三叠系西康群具有同源性同位素组成特征; 在武夷-云开、江南和阿尔泰山造山带, 赋存矿化伟晶岩的厚层变沉积建造(分别为前泥盆系沉积、新元古代冷家溪群和奥陶系哈巴河群)经深熔作用形成花岗岩-伟晶岩熔体。在南岭, 强过铝质S型花岗岩的Nd同位素组成与南岭地区出露的基底变质岩的Nd同位素一致(Wang X等, 2014), 一些花岗岩继承锆石与区域基底变质岩的碎屑锆石Hf同位素两阶段模式年龄一致(丁兴和何俊杰, 2015; Zhou等, 2017), 说明华南前寒武纪沉积基底可能是区内稀有金属成矿物质主要来源。由以上信息推断, 各个成矿带中成矿类型和矿种组合的差别, 可能受到变沉积岩源区物质组成的制约。

磷等挥发分是强过铝质成矿系统的重要组分, 高磷含量是地壳成熟度增高的标志之一。强过铝质成矿系统的花岗岩、伟晶岩及岩浆热液矿床中常产出较多磷灰石、磷铝锂石等磷酸盐矿物, 一些矿体的磷铝锂石已经富集成为矿石矿物, 如赣西北的狮子岭锂矿床(王成辉等, 2019)。在我国, 沉积型磷矿主要分布在古老陆块边缘地带, 如扬子、华北、塔里木等板块的被动大陆边缘相盆地中(王文浩等, 2025), 这与我国强过铝质成矿系统主要分布在陆缘陆源物质沉积区的特征一致。例如, 扬子板块陆缘的江南造山带新元古代地层普遍富含磷, 产出湘西、湘北、鄂东和皖南磷矿矿集区(王莹等, 2022), 这些富磷沉积岩可能是区域产出磷铝锂石型锂资源的因素之一, 也反映出陆源沉积对强过铝质稀有金属成矿系统的制约。

5.2.2 准铝质-弱过铝质成矿系统

火山岩型矿床的形成多与火山期或后期岩浆热液蚀变作用密切相关,但铍、铌钽等成矿物质往往并非来源于后期热液,而多来源于火山岩(Lindsey, 2001),含有一定的新生地壳组分。在新疆白杨河铍矿区,花岗斑岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 介于+5.1~+6.8之间, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ - t 图解显示岩浆混染有古生代新生地壳物质(陈光旭, 2018)。弱过铝质-准铝质成矿系统中,花岗岩型铌钽矿床的成矿岩体主要属于I型花岗岩,其成因与含有新生地壳组分的变火山沉积岩关系密切。例如,赣东北铌钽成矿的灵山-黄山杂岩体中,黄山岩体的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-8.83~-0.29,锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-4.90~-0.20,处于华南元古宙地壳和球粒陨石之间(Xiang等, 2017; Zhou等, 2013)。而且, Hf同位素填图表明,灵山-黄山岩体均处于 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 正异常区(异常中心 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) \geq (+4-+6)$)(Zhang Z等, 2023)。这些特征均显示出新生地壳参与了灵山-黄山岩体的成岩成矿作用。灵山-黄山岩体赋存于新元古代双桥山群中,双桥山群发育大量的火山岩和层凝灰岩(邓国辉等, 2003, 2005),其碎屑锆石年龄涵盖1800~600 Ma(赵亮亮等, 2021),局部存在新生地壳组分(李军勇和王孝磊, 2015)。虽然灵山-黄山杂岩体与双桥山群的成因联系缺乏同位素资料证明,但靠近灵山-黄山岩体且与其同时代的朱溪钨矿的成矿物质被认为来源于双桥山群(Song等, 2018)。在东秦岭灰池子花岗岩-伟晶岩田中,灰池子岩体被一些学者认为是区域伟晶岩的母岩体(陈西京等, 1993; 卢欣祥等, 2010)。该岩体 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值集中在+2.0~+8.0,显示源区为新生地壳(郭腾龙等, 2023)。但由于已有资料难以充分确定区域伟晶岩与灰池子岩体的成因关系,由该岩体特征不能直接判定区域伟晶岩源区物质组成。然而,伟晶岩锆石与秦岭岩群锆石具有一致的Hf同位素2阶段模式年龄峰值(1600~2100 Ma),指示伟晶岩源区的初始来源可追溯到秦岭岩群(Li等, 2023)。秦岭岩群是由长英质片麻岩、长英质片麻岩夹斜长角闪岩、石墨大理岩和变质基性火山岩组成,变质基性火山岩的原岩主要为拉斑玄武岩及基性杂砂岩(胡健民, 1989),其深熔岩浆可能含有新生地壳物质。

洋中脊是新生地壳的主要生长区,洋中脊火山活动产生的热液对区域火山沉积物的稀土富集具有重要作用(Zhou等, 2020; Cai等, 2023; Zhang B等, 2023)。火山喷发伴随的热液作用通常会析出丰富的铁锰组分,在富氧海水中这些物质氧化并沉淀为铁锰(氢)氧化物;此类氧化物对稀土元素具有显著的富集效应(Zhou等, 2020)。而且,热液活动衍生的层状硅酸盐矿物及含磷化合物,也被证实能够显著提升沉积物对水体中稀土元素

的捕获能力(Kim等, 2022; Liang等, 2024; Xiang等, 2024)。这些地质作用导致一些火山沉积岩不但含有较多新生地壳物质,还富含稀土元素,从而其深熔产生的弱过铝质-准铝质成矿系统具有较高的稀土元素含量,甚至发生一定程度的稀土矿化。例如,东秦岭的秦岭群火山岩Ce含量可到100 ppm,明显超过地壳Ce含量平均值(43 ppm; 黎彤, 1976),这可能是东秦岭的官坡地区产出众多富稀土伟晶岩的重要原因。

5.2.3 过碱质成矿系统

一般而言,过碱质成矿系统主要发生于拉张构造背景,多产出在陆缘的深大断裂或裂谷带,成矿物质多被认为来源于地幔(袁忠信和白鸽, 1997)。Bell和Simonetti (2010)认为碳酸岩起源于岩石圈下地幔的HIMU(高 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)和EM1(1型富集地幔)地幔端元的混合组分。近年来的研究发现,俯冲、进而交代岩石圈地幔的海洋沉积物对碱性岩-碳酸岩型REE-Nb成矿作用有一定贡献(Hou等, 2015)。在东北地区,古太平洋板块在向欧亚大陆俯冲的后撤过程中,大兴安岭处于地壳伸展减薄环境,产生多个火山裂陷盆地,形成内蒙古巴尔哲等碱性岩型铌-稀土矿床(袁忠信和白鸽, 2001)。Yang等(2013)研究发现,巴尔哲花岗岩的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值(1.8‰~5.1‰)低于幔源锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值(5.3‰ $\pm$ 0.6‰), $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+1.5~+17)变化范围较大且低于亏损地幔值,说明巴尔哲碱性花岗岩源区可能存在蚀变洋壳组分和富集地幔组分的混合。

综上所述,从强过铝质,到弱过铝质-准铝质,再到过碱质成矿系统,总体上成矿物质具有成熟地壳组分减少,新生地壳、幔源组分增多的趋势。值得说明的是,由于各成矿带的研究程度不同,本文难以通过系统搜集各类同位素数据,充分论证成矿源区对稀有金属成矿的制约作用,但该制约作用在阿尔泰成矿带和华南地区得到较好体现。在阿尔泰伟晶岩成矿带,总体上可划分出NYF族(REL-REE亚类)和LCT族(REL-Li亚类)伟晶岩。根据Lv等(2021b)的数据,在二叠纪-三叠纪,从NYF到LCT族伟晶岩,伟晶岩成矿系统的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 呈降低趋势, Hf同位素两阶段模式年龄增大(图6),显示出成矿物质源区从新生地壳到古老成熟地壳的变化趋势。华南地区的锆石Hf同位素填图也表明,江南造山带东段的黄山花岗岩型和东南沿海的火山岩型等弱过铝质-准铝质成矿系统处于 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值正异常区(异常中心 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) \geq (+4-+6)$);幕阜山和九岭等地的强过铝质成矿系统处于 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 负异常区($\varepsilon_{\text{Hf}}(t) \leq (-5-6)$); Zhang Z等, 2023)。Li等(2020)的数据显示幕阜山花岗岩-伟晶岩系统的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-5~-12。这些数据表明,在江南成矿带中,弱过铝质-准铝质成矿

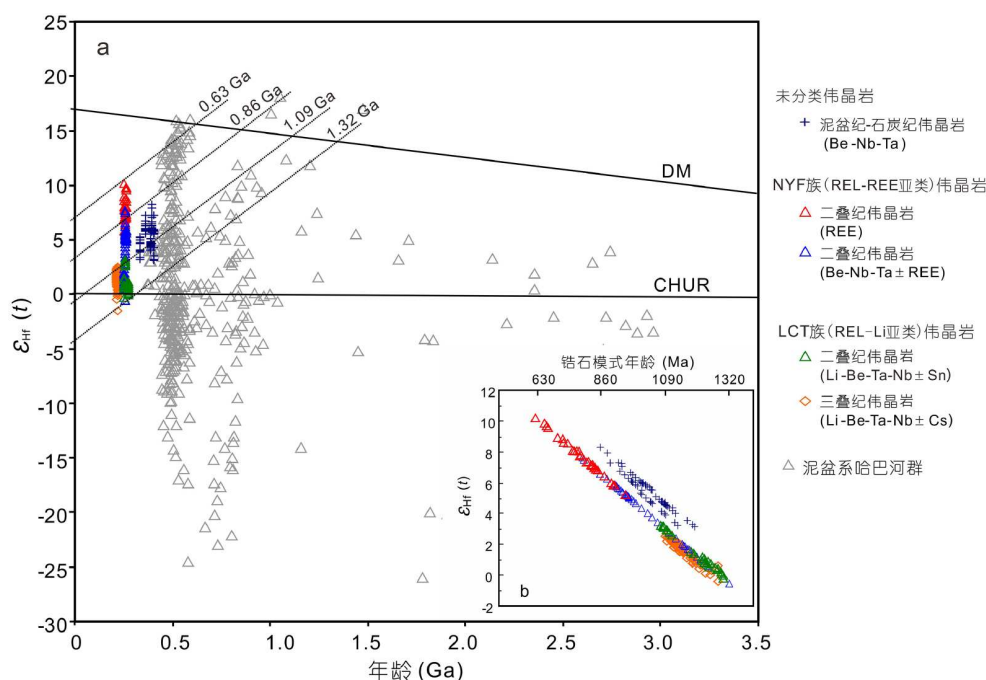


图6 新疆阿尔泰稀有金属成矿带中伟晶岩矿床Hf同位素特征(图修改自Lv等, 2021b)。(a)和(b)分别为锆石Hf同位素 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -U-Pb年龄图和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -锆石模式年龄图。按照Lv等(2021b)资料,把区域稀有金属伟晶岩分为NYF族(REL-REE亚类)和LCT(REL-Li亚类)。REL-REE和REL-Li分别为稀有金属伟晶岩的REE亚类和Li亚类。CHUR,球粒陨石均一储库;DM,亏损地幔。此外,由于资料不足,未对泥盆纪-石炭纪伟晶岩进行分类

系统的成矿物质源区混有较多新生地壳组分, 强过铝质成矿系统的成矿物质则主要来源于高成熟度地壳。

6 成矿谱系和成矿预测

6.1 成矿系列与成矿谱系

根据强过铝质系统和过碱质成矿系统分别形成于陆缘或陆内造山带、陆内或陆缘深大断裂带的特征, 结合板块构造演化历史, 兼顾变沉积岩或变火山沉积岩分别对强过铝质、弱过铝质-准铝质成矿系统的潜在贡献, 可以划定若干成矿系列, 即某一成矿带内, 同时空、同构造背景、同类型的一组矿床, 可组成一个成矿系列(陈毓川等, 2022)。据此, 本文在14个成矿带划分出22个成矿系列(表3), 按时空演化序列绘制出成矿谱系(图7)。该成矿谱系的形成历史描述如下。

据前文所述的成矿构造背景, 我国强过铝质成矿系列和部分弱过铝质-准铝质成矿系列, 主要形成于众多小板块拼合造山、形成中国联合大陆的造山过程中(图5)。华北板块作为中国大陆的古陆块, 在~2.7 Ga和古元古代经历了地壳生长和微陆块的合并(Zhao等, 2002, 2011), 对应产生了包括鲁中雁翎关和辽宁李家堡子等伟晶岩型稀有金属矿床组成的华北克拉通成矿带(Li等, 2023; 李鹏等, 2024), 形成表3所示的成矿系列S-1。新

元古代扬子板块与华夏板块拼接形成华南板块, 形成江南造山带, 在广西元宝山附近产出锡矿化伟晶岩(Zhao等, 2018), 构成江南成矿带的成矿系列S-2^a。进入显生宙后, 塔里木-华北板块和华南板块是中国构造域的主体板块, 二者早古生代或晚古生代-早中生代于秦岭造山带碰撞拼接, 构成中国联合大陆的主体(图7; 翟明国, 2013; Zhao等, 2018), 形成秦岭稀有金属成矿带的成矿系列S-3^a。与此同时, 加里东-海西期, 西伯利亚地块与中国联合大陆拼合在一起, 两个大地块之间的微地块(如阿勒泰、准噶尔地块)也发生汇聚(Xiao等, 2010; Zhang等, 2010; Zhao等, 2018), 形成了阿尔泰造山带和天山造山带及其对应的稀有金属成矿带, 产生阿尔泰成矿带的成矿系列S-4^a、S-4^b、S-4^c和天山成矿带的成矿系列S-5(表3)。在塔里木-华北板块南部, 柴达木-祁连板块、羌塘板块和拉萨板块依次向北与塔里木-华北板块或中国联合大陆汇聚拼接(Zhao等, 2018), 拼合作用分别发生在450、230和110 Ma左右。在约450、230 Ma, 于阿尔金-柴北缘造山带分别产出成矿系列S-6^a和S-6^b; 在约230 Ma造山事件中, 形成松潘-甘孜-西昆仑稀有金属成矿带, 产出成矿系列S-7(表3); 但110 Ma对应造山作用缺乏成矿事件的报道。最后, 印度板块与欧亚板块(包括中国联合大陆)在约25 Ma的碰撞作用下形成喜马拉雅造山带(Ding等, 2021), 产出琼嘉岗和嘎波等伟晶岩型锂矿床, 形成

成矿系列S-8。此外,在一些板块拼合后,受其他板块汇聚作用的影响,发生系列陆内造山作用。在华南板块,在420–390、240–250 Ma先后发生武夷-云开陆内造山作用,分别产出福建南平铌钽矿床和广东广宁铌钽矿化伟晶岩田,对应形成成矿系列S-9^a和S-9^b;受印支运动和古太平洋板块的俯冲作用,南岭地区分别在约210、约160 Ma发生陆内造山作用,对应形成成矿系列S-10^a和S-10^b,典型矿床分别为广西栗木花岗岩型Nb-Ta-Sn矿床和江西大吉山花岗岩型W-Sn-Nb-Ta矿床;江南造山带在130 Ma左右发生陆内造山,产生成矿系列S-2^b和S-2^c,代表性矿床分别为强过铝质成矿系统的湘北仁里伟晶岩型Li-Be-Nb-Ta矿床(李鹏等, 2017)和弱过铝质-准铝质成矿系统的赣东北松树岗花岗岩型Nb-Ta矿床(诸泽颖等, 2024)。另一方面,在海西期,塔里木板块与西伯利亚板块之间的伸展作用产生白杨河等火山岩型Be成矿作用,形成准噶尔西缘成矿带和成矿系列S-13;在燕山期,华南板块的多次伸展作用在东南沿海产生火山岩型-次火山岩型Be、Nb-Ta成矿作用,形成弱过铝质-准铝质成矿系统的成矿系列S-14(表3)。

过碱质成矿系统中稀土-铌钽成矿系列的产出,与华北-塔里木板块、扬子板块陆缘拉张作用相关。加里东晚期-海西期是我国构造演化史中的重要拉张期,这个时期也是我国重要的碱性岩和碳酸岩型稀有金属成矿期。在华南,在经过强烈的加里东期造山运动后,华南板块处于应力调整阶段,发生了大范围的拉张运动(罗志立, 2000; Shu等, 2021):在加里东晚期,扬子板块北缘出现阿尼玛卿-勉略-大别山小洋盆,发生南秦岭碱性岩-碳酸岩型Nb-REE成矿作用(如庙垭、杀熊洞矿床),对应于秦岭成矿带的成矿系列S-3^b;在海西期,扬子板块西缘发育攀西裂谷带,产生与碱性岩有关的铌钽成矿作用或产生碱性岩型Nb-Ta矿床,形成扬子西缘稀有金属成矿带及成矿系列S-11。塔里木-华北板块北缘从中元古代开始,经历了多期裂谷系的发育与演化,形成塔里木-华北北缘碱性岩-碳酸岩型稀有金属成矿带,海西期是重要的成矿期,发育成矿系列S-12(表3)。值得说明的是, S-3^a和S-3^b成矿系列均位于秦岭造山带,均主要形成于加里东晚期-海西早期(表3、图4和7),但构造环境不同。在加里东晚期,因扬子板块与秦岭微板块间的离散作用,勉略洋打开,形成碱性岩-碳酸岩型庙垭REE-Nb矿床为代表的S-3^b;同期,秦岭微板块与华北板块拼接,在灰池子岩体周边产出官坡伟晶岩型稀有金属矿田,形成S-3^a。

6.2 成矿预测

如图7所示,几乎每次陆缘或陆内造山过程中,在一

定物源基础和岩浆作用下均发生不同程度的强过铝质稀有金属成矿作用,陆缘拉伸构造背景往往产生过碱质成矿作用。即,满足稀有金属成矿所需的构造背景、岩浆活动、物源基础等关键要素,便存在产出稀有金属矿床的潜力,这相当于成矿系列理论的“全位成矿”(陈毓川等, 2022)。在此基础上,基于中国大陆拼合历史,筛选具备稀有金属成矿关键要素、但稀有金属成矿作用研究仍较薄弱的构造单元;进而,综合区域成矿信息,可以预测稀有金属成矿远景区,这相当于成矿系列理论的“缺位找矿”。根据这种“全位成矿、缺位找矿”理论,除了前文划定的成矿带外,我国东北地区和班公湖-怒江构造带可以被标识为潜在的稀有金属成矿区带。此外,应重视华北-塔里木板块北缘的铌钽找矿工作。

6.2.1 东北地区

在我国东北地区隶属于中亚造山带东段,主要由额尔古纳、兴安、松嫩和佳木斯等微板块及其板间造山带组成(图5)。据许文良等(2019),在早古生代,额尔古纳地块与兴安地块拼合;在早石炭世末期,兴安地块与松嫩地块拼合;早古生代末期,松嫩地块与佳木斯地块拼合,并在早中生代,又发生裂解与再闭合;最终,这些地块与华北板块在晚二叠世-中三叠世拼合,古亚洲洋闭合;在中侏罗纪西伯利亚板块与上述块体拼合,鄂霍茨克洋消亡;从早侏罗世开始,古太平洋板块向西俯冲。在这些构造运动过程中,发生了古亚洲洋、鄂霍茨克和古太平洋构造体系的多期斑岩型、矽卡岩型和热液脉型成矿作用,但仅发现少数与强过铝质岩浆活动有关的稀有金属矿床(如内蒙古维拉斯托、石灰窑)(江思宏等, 2018)。然而,近年来,在内蒙古镶黄旗探明加不斯大型花岗岩型铌钽锂矿床(张荣臻等, 2023);在黑龙江省桦南地区发现锂辉石伟晶岩矿脉。此外,在俄罗斯远东地区,西伯利亚板块与额尔古纳板块碰撞结合带产出有Zavitino伟晶岩型锂矿床和Etyk、Orlovka、Achikan等花岗岩型Li-Nb-Ta矿床(Vladimirov等, 2012; 陈衍景等, 2021)。这些矿床的发现或产出证明了东北地区具有较强的强过铝质稀有金属成矿系统找矿潜力。

另一方面,在鄂霍茨克构造体系演化及向古太平洋构造体系演化过程中,大兴安岭地区产出大量的中生代火山岩,形成多个火山喷发盆地(杨雅军等, 2022)。其中,海拉尔-额尔古纳火山盆地显示出明显的铍和氟地球化学异常(谢学锦等, 2012)。而且,与大兴安岭同属一个火山岩带的俄罗斯贝加尔湖东部,产出Yermakovskoye火山岩型Be-萤石矿床(Kislov等, 2010)。基于这些成矿信息,推断大兴安岭具有一定的火山岩型铍矿成矿潜力。

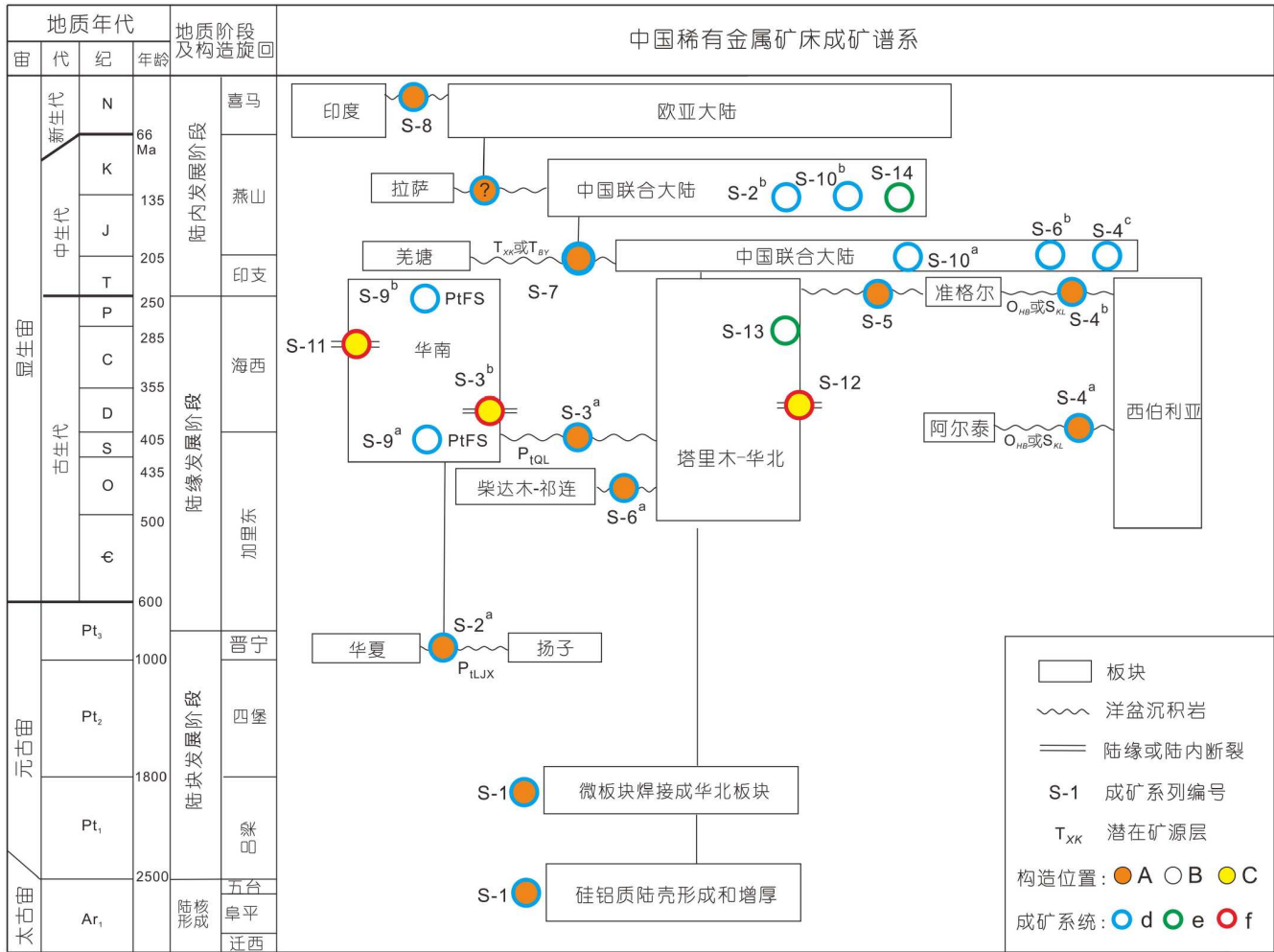


图7 中国稀有金属矿床成矿谱系。构造位置：A，陆缘造山成矿系列；B，陆内造山(含板块拼合后的伸展环境)成矿系列；C，深断裂区成矿系列。成矿系统：d-f分别为强过铝质、弱过铝质-准铝质和过碱质成矿系统的成矿系列，成矿系列编号对应的成矿系列见表3。潜在矿源层：P_{ILJX}，江南成矿带下元古界冷家溪群；P_{IQ}，秦岭成矿带下元古界秦岭杂岩群；O_{HB}和S_{KL}分别为阿尔泰成矿带奥陶系哈巴河群和志留系库鲁木提群；T_{XK}和T_{BY}分别为松潘-甘孜-西昆仑成矿带三叠系西康群和巴彦喀拉山群

特别是，区内产出巴尔哲碱性岩型稀土-铌矿床，碱性花岗斑岩与其围岩(凝灰岩和碱质流纹岩)组成一套次火山岩-火山岩组构，碱性岩具有较高的Be、Nb含量(王一先和赵振华, 1997)。在这种次火山岩-火山岩组构中，火山期后热液可与火山岩发生蚀变反应，具有产出铍钽矿体的潜力，形成类似于闽南平和县福里时矿床的蚀变火山岩型铍矿床(化)。

综上，我国东北地区具有复杂的构造演化历史，不但具有产出强过铝质成矿系统的造山作用背景，也有形成弱过铝-准铝质和过碱质稀有金属矿床的地质条件。东北地区 and 新疆北部分属中亚造山带东段和西段，二者成矿条件具有一定的可类比性。新疆北部产出规模巨大的阿尔泰伟晶岩型稀有金属成矿带及准噶尔西缘火山岩型铍-铀成矿带，与东北地区产出大规模花岗岩和火山岩的

特征类似。据此，今后应加强我国东北地区的稀有金属找矿工作。

6.2.2 班公湖-怒江构造带

班公湖-怒江构造带是拉萨板块与羌塘板块的碰撞造山作用的产物，该期碰撞造山作用发生于~110 Ma(邓军等, 2020)，对应于中特提斯造山作用。相对而言，该期造山运动的研究程度较弱，报道的稀有金属成矿事件较少；但该构造带在经历新特提斯造山作用后，自50 Ma以来发生了较强烈的稀有金属成矿作用，在滇西产出高黎贡山、腾冲-梁河、西盟、凤庆-临沧等伟晶岩密集区(高子英等, 1993；图8)。传统上认为，该地区的伟晶岩多以富锡伟晶岩为主，如宝华山锡矿床出露伟晶岩脉百余条。近年来，在腾冲-梁河地区的黄连沟发现高钽品位的

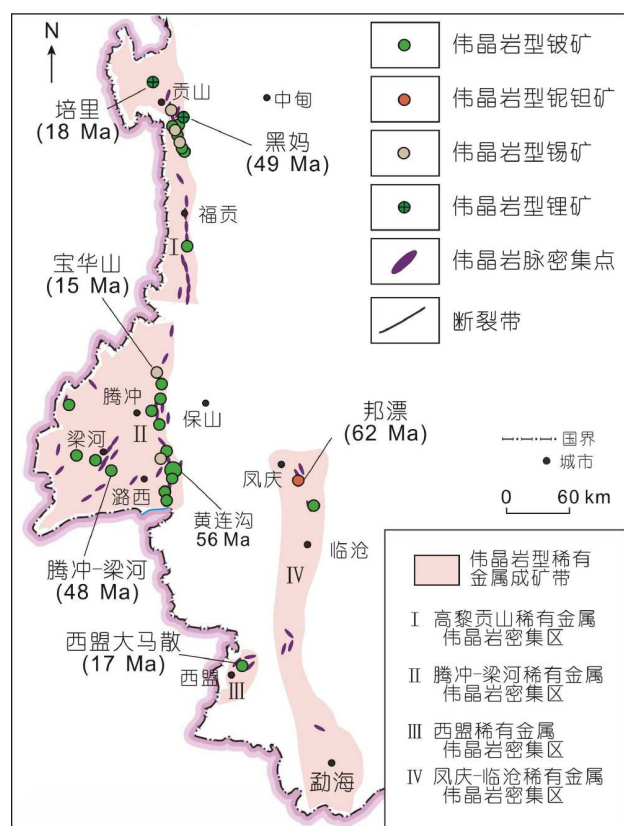


图8 滇西稀有金属矿床分布图(修改自高子英等, 1993; 李建康等, 2017a; 余勇等, 2022)

伟晶岩脉(李建康等, 2019); 在高黎贡山北段的贡山县发现黑妈和培里伟晶岩型锂矿床, 矿石矿物主要为铁锂云母和锂辉石(图8; 李建康等, 2017b; 闫庆贺等, 2024)。此外, 在西藏的班公湖-怒江构造带, 发现了一定规模的含绿柱石伟晶岩, 伟晶岩主要赋存于念青唐古拉群, 成矿时代也集中在50 Ma(张霖原等, 2023)。根据这些矿化信息, 班公湖-怒江构造带具有较大的稀有金属找矿前景。

6.2.3 塔里木-华北板块北缘

塔里木-华北板块北缘深大断裂带产出大量碳酸岩型和碱性岩型铌钽铍-稀土矿床, 但这些矿床一般品位较低、矿物共生组合复杂, 开发利用难度大。然而, 该成矿带向西延伸至吉尔吉斯斯坦, 产出阿克丘兹(Ak-tiuz)碱性岩型稀土-稀有矿田, 包括阿克丘兹(Ak-tiuz)REE-Th、库特沙(Kutessay)REE-Th、库佩里沙(Kuperlisay)REE-Th、卡来沙(Kalasay)Be等矿床, 这些矿床规模大、品位高(邹天人等, 2000)。据此, 在国内, 也应在该成矿带寻找与这些矿床媲美的高品位铌钽铍-稀土-铀矿床。值得说明的是, 冀北地区位于塔里木-华北北缘深大断裂

带和大兴安岭火山岩带的结合部位, 区域产出大规模的火山岩和碱性岩, 具有寻找过碱质和准铝质稀有金属矿床的潜力。目前, 冀北丰宁县发现的窟窿山铍矿床产在碱性花岗岩破碎蚀变带中(陈振宇等, 2022), 其不同于巴尔哲式碱性花岗岩型矿床, 也与白杨河式火山岩型矿床不同, 其发现开阔了铍矿床的找矿思路。

致谢 感谢两位匿名评审专家提出的建设性修改意见。

参考文献

- 陈光旭. 2018. 西准噶尔白杨河铀矿床地质特征及成因探讨. 硕士学位论文. 南昌: 东华理工大学. 1-179
- 陈国能, 陈震, 陈雄, 等. 2015. 壳内熔融与大陆造山——中山大学地质学系成立90周年暨陈国达院士诞辰102周年纪念. 大地构造与成矿学, 39: 383-390
- 陈西京, 王淑荣, 张秀颖. 1993. 秦岭花岗岩伟晶岩基本特征或成矿作用. 北京: 地质出版社. 8-70
- 陈毓川, 裴荣富, 王登红, 等. 2022. 八论矿床的成矿系列. 地质学报, 96: 123-130
- 陈衍景, 薛莅治, 王孝磊, 等. 2021. 世界伟晶岩型锂矿床地质研究进展. 地质学报, 95: 2971-2995
- 陈振宇, 李胜利, 李晓峰, 等. 2022. 冀北窟窿山火山岩型铍矿化的发现及其地质意义. 岩石学报, 38: 1901-1914
- 仇年铭, 杨岳清. 1985. 福建省南平伟晶岩田成矿规律及找矿方向研究报告. 北京: 中国地质调查局发展研究中心. 1-236
- 邓国辉, 谢国刚, 姚建新, 等. 2003. 赣东北珍珠山群同位素年代学研究. 地质论评, 49: 374-379
- 邓国辉, 刘春根, 冯晔. 2005. 赣东北-皖南元古代造山带构造格架及演化. 地球学报, 26: 9-16
- 邓军, 王庆飞, 陈福川, 等. 2020. 再论三江特提斯复合成矿系统. 地学前缘, 27: 106-136
- 丁兴, 何俊杰. 2015. 热液条件下温度控制的金属氧化物形貌及相转变: 以TiO₂为例. 矿物学报, 1: 1000-4734
- 董传万, 彭亚鸣. 1994. 青田复式岩体——两种不同类型花岗岩的复合. 杭州大学学报(自然科学版), 21: 440-448
- 高子英, 吕伯西, 段建中, 等. 1993. 滇西花岗岩伟晶岩. 云南地质, 12: 367-372
- 郭腾龙, 王梦玺, 凤永刚, 等. 2023. 矿物成分对东秦岭灰池子复式岩体与花岗伟晶岩成因联系的约束. 岩石学报, 39: 2117-2137
- 胡健民. 1989. 东秦岭地区秦岭群中片麻岩穹窿成因分析. 长安大学学报(地球科学版), 11: 20-28
- 湖南省地质调查院. 2012. 湖南省区域地质志. 长沙: 湖南省地质调查院. 1-383
- 黄新鹏. 2016. 福建平和福里石铍(钼)矿地质特征及成因初探. 桂林理工大学学报, 36: 99-106
- 江思宏, 张莉莉, 刘翼飞, 等. 2018. 兴蒙造山带成矿规律及若干科学问题. 矿床地质, 37: 671-711
- 赖绍聪, 杨航, 张方毅. 2024. 南秦岭早古生代碱性岩地球化学特征及其成因机制: 研究进展与展望. 地质学报, 98: 799-828
- 李建康, 刘喜方, 王登红. 2014. 中国锂矿成矿规律概要. 地质学报, 88: 2269-2283
- 李建康, 邹天人, 王登红, 等. 2017a. 中国铍矿成矿规律. 矿床地质, 36: 951-978
- 李建康, 王成辉, 冯文杰, 等. 2017b. 滇西北发现花岗伟晶岩型铁锂云母矿床. 矿床地质, 36: 1453-1455
- 李建康, 李鹏, 王登红, 等. 2019. 中国铌钽矿成矿规律. 科学通报, 64: 1545-1566

- 李建康, 李鹏, 严清高, 等. 2021. 中国花岗伟晶岩的研究历程及发展态势. 地质学报, 95: 2996–3016
- 李建康, 李鹏, 严清高, 等. 2023. 松潘-甘孜-西昆仑花岗伟晶岩型稀有金属成矿带成矿规律. 中国科学: 地球科学, 53: 1718–1740
- 李军勇, 王孝磊. 2015. 江南造山带新元古代褶皱基底地层物源区的变化规律: 来自赣西北双桥山群物源区研究的启示. 见: 2015年中国地球科学联合学术年会论文集. 北京: 中国科学技术大学
- 李鹏, 李建康, 裴荣富, 等. 2017. 幕阜山复式花岗岩体多期次演化与白垩纪稀有金属成矿高峰: 年代学依据. 地球科学, 42: 1684–1696
- 李鹏, 李建康, 刘秦龙, 等. 2024. 中国首例太古宙LCT型矿化伟晶岩——鲁中雁翎关辉石伟晶岩的发现及意义. 岩石学报, 40: 2621–2637
- 李胜虎. 2015. 华南典型花岗岩型稀有金属矿床的成矿机制与找矿模式研究. 博士学位论文. 北京: 中国地质大学(北京). 1–178
- 黎彤. 1976. 化学元素的地球丰度. 地球化学, 5: 167–174
- 梁彩飞, 敖嫩, 武利文, 等. 2025. 白云鄂博地区首次发现含金刚石金伯利岩. 中国地质, 52: 374–375
- 林德松. 1985. 华南一蚀变火山岩型绿柱石矿床的成因探讨. 矿床地质, 4: 19–30
- 刘红英. 2005. 攀西地区碱性岩的年代学研究及其地质意义. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院
- 刘琰, 侯增谦, 郑旭, 等. 2025. 内蒙古巴彦淖尔地区碳酸岩的发现及意义. 地质学报, 99: 1454–1458
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 1984. 元素地球化学. 北京: 科学出版社. 548
- 刘永超, 李建康, 邹天人, 等. 2017. 福建永定大坪花岗斑岩体的铌钽富集特征研究. 矿床地质, 36: 143–157
- 刘源骏, 黎家祥, 胡蓉. 1979. 铌钽地质及普查勘探. 北京: 地质出版社. 191
- 卢欣祥, 祝朝辉, 谷德敏, 等. 2010. 东秦岭花岗伟晶岩的基本地质矿化特征. 地质论评, 56: 21–30
- 栾世伟. 2000. 阿尔泰成矿带稀有金属矿床成矿地质条件与找矿. 见: 陈毓川. 中国新疆阿尔泰成矿带矿床地质、成矿规律与技术经济评价. 北京: 地质出版社. 217–255
- 罗志立. 2000. 从华南板块构造演化探讨中国南方碳酸盐岩含油气远景. 海相油气地质, 5: 1–19
- 邱家骧. 1993. 秦巴碱性岩. 北京: 地质出版社. 183
- 汪子杰, 徐晓慧. 2018. 莱西塔埠头稀土矿氟碳铈矿Th-Pb定年及矿床成因. 山东国土资源, 34: 62–66
- 王成辉, 王登红, 陈晨, 等. 2019. 九岭式狮子岭岩体型稀有金属成矿作用研究进展及其找矿意义. 地质学报, 93: 1359–1373
- 王国光, 倪培, 赵超, 等. 2019. 德兴大型铜金矿集区的研究进展和成矿模式. 岩石学报, 35: 3644–3658
- 王瑞江, 王登红, 李建康, 等. 2015. 稀有稀土稀散矿产资源及其开发利用. 北京: 地质出版社. 429
- 王文浩, 王春连, 王连训, 等. 2025. 中国磷矿成因类型、成矿规律及重点找矿方向. 中国地质, 52: 43–60
- 王一先, 赵振华. 1997. 巴尔哲超大型稀土铌钽矿床地球化学和成因. 地球化学, 26: 24–35
- 王莹, 熊先孝, 东野脉兴, 等. 2022. 中国磷矿资源预测模型及找矿远景分析. 中国地质, 49: 435–454
- 吴福元, 郭春丽, 胡方决, 等. 2023. 南岭高分异花岗岩成岩与成矿. 岩石学报, 39: 1–36
- 吴长锋, 易友根, 吴久芳, 等. 2025. 福建将乐枫地伟晶岩型锂多金属矿的发现及找矿意义. 地质与勘探, 61: 730–739
- 谢学锦, 任天祥, 孙焕振. 2012. 中国地球化学图集. 北京: 地质出版社. 230
- 徐志刚, 陈毓川, 王登红, 等. 2008. 中国成矿区带划分方案. 北京: 地质出版社. 1–138
- 许文良, 孙晨阳, 唐杰, 等. 2019. 兴蒙造山带的基底属性与构造演化过程. 地球科学, 44: 1620–1646
- 许志琴, 郑碧海, 朱文斌, 等. 2024. 基墨里造山与松潘-甘孜锂矿链成因的探讨. 地质学报, 98: 1333–1357
- 闫庆贺, 陈晨, 明添学, 等. 2024. 滇西高黎贡山地区培里伟晶岩型锂矿化的发现及其意义. 岩石学报, 40: 539–552
- 杨文采. 2022. 形成闽浙火山岩带的洋陆转换作用. 地质论评, 68: 375–384
- 杨学明, 杨晓勇, LeBas M J. 1998. 碳酸岩是大陆岩石圈构造背景和地幔交代作用的指示岩石. 地球物理学报, 41: 228–235
- 杨雅军, 杨晓平, 江斌, 等. 2022. 大兴安岭中生代火山岩地层时空分布与蒙古-鄂霍茨克洋、古太平洋板块俯冲作用响应. 地学前缘, 29: 115–131
- 衣龙升, 范宏瑞, 翟明国, 等. 2016. 新疆白杨河铍铀矿床萤石Sm-Nd和沥青铀矿U-Pb年代学及其地质意义. 岩石学报, 32: 2099–2110
- 余勇, 李祖福, 白令安, 等. 2022. 滇西伟晶岩型稀有金属矿床成矿规律与找矿方向. 岩石学报, 38: 2052–2066
- 袁忠信, 白鸽. 1997. 中国碱性侵入岩的空间分布及有关金属矿床. 地质与勘探, 33: 42–48
- 袁忠信, 白鸽. 2001. 中国内生稀有稀土矿床的时空分布. 矿床地质, 20: 347–354
- 袁忠信, 李建康, 王登红, 等. 2012. 中国稀土矿床成矿规律. 北京: 地质出版社. 116
- 翟明国. 2013. 中国主要古陆与联合大陆的形成——综述与展望. 中国科学: 地球科学, 43: 1583–1606
- 翟明国. 2019. 华北克拉通构造演化. 地质力学学报, 25: 722–745
- 张国伟, 张宗清, 董云鹏. 1995. 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义. 岩石学报, 11: 101–114
- 张国伟, 郭安林, 王岳军, 等. 2013. 中国华南大陆构造与问题. 中国科学: 地球科学, 43: 1553–1582
- 张霖原, 杨竹森, 侯增谦, 等. 2023. 西藏念唐唐古拉山帕戈勒中新世二云母花岗岩成因机制及对稀有金属成矿能力的指示. 地质学报, 97: 1046–1066
- 张荣臻, 李柱, 刁习, 等. 2023. 内蒙古加不斯花岗岩型铌钽矿床地质特征及成因. 河南地球科学研究进展, 2022: 78–84
- 张岳桥, 董树文, 李建华, 等. 2012. 华南中生代大地构造研究新进展. 地球学报, 33: 257–279
- 赵亮亮, 王宗起, 王涛, 等. 2021. 赣东北地区双桥山群碎屑锆石U-Pb年代学研究. 地质与勘探, 57: 529–543
- 赵芝, 陈郑辉, 王成辉, 等. 2012. 闽东大湾钨铋矿的辉钨矿Re-Os同位素年龄——兼论福建省钨矿时空分布及构造背景. 大地构造与成矿学, 36: 399–405
- 朱金初, 饶冰, 熊小林, 等. 2002. 富锂氟含稀有矿化花岗岩质岩石的对比和成因思考. 地球化学, 31: 38–49
- 朱志新, 赵同阳, 陈明勇. 2024. 中国区域地质志. 新疆志. 北京: 地质出版社. 3014
- 诸泽颖, 王汝成, 王登红, 等. 2024. 江西松树岗花岗岩型铌钽矿床的成矿机制及找矿方向. 岩石学报, 40: 2786–2802
- 邹天人, 徐珏, 夏凤荣. 2000. 塔里木-中朝地块北缘碱性岩带及其成矿作用研究. 见: 第二届世界华人地质科学会议论文集. 斯坦福: 海外华人科学技术协会. A141–A145
- 邹天人, 李庆昌. 2006. 中国新疆稀有稀土金属矿床. 北京: 地质出版社. 284
- Barton M D, Young S. 2002. Non-pegmatitic deposits of beryllium: Mineralogy, geology, phase equilibria and origin. *Rev Mineral Geochem*, 50: 591–691
- Bell K, Simonetti A. 2010. Source of parental melts to carbonatites-critical isotopic constraints. *Miner Petrol*, 98: 77–89
- Biondi J C. 2005. Brazilian mineral deposits associated with alkaline and alkaline-carbonatite complexes. In: Comin-Chiaromonte P, Gomes C B, eds. Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Edusp/Fapesp. 707–750
- Cai Y C, Shi X, Zhou T, et al. 2023. Evaluating the contribution of hydrothermal fluids and clay minerals to the enrichment of rare earth elements and yttrium (REY) in deep-sea sediments. *Ore Geol Rev*, 161: 105679
- Cěrný P. 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global

- environments and petrogenesis. *Geosci Can*, 18: 68–80
- Černý P, Kjellman J. 1999. The NYF family of granitic pegmatites: Simplistic past, fluid present, reformed future. *Can Mineral*, 37: 799–800
- Černý P, Ercit T S. 2005. The classification of granitic pegmatites revisited. *Canadian Miner*, 43: 2005–2026
- Che X D, Wang R C, Wu F Y, et al. 2019. Episodic Nb-Ta mineralisation in South China: Constraints from *in situ* LA-ICP-MS columbite-tantalite U-Pb dating. *Ore Geol Rev*, 105: 71–85
- Ding H, Kohn M J, Zhang Z. 2021. Long-lived (ca. 22–24 Myr) partial melts in the eastern Himalaya: Petrochronologic constraints and tectonic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 558: 116764
- Evensen J M, London D, Wendlandt R F. 1999. Solubility and stability of beryl in granitic melts. *Am Miner*, 84: 733–745
- Giovannini A L, Bastos Neto A C, Porto C G, et al. 2017. Mineralogy and geochemistry of laterites from the Morro dos Seis Lagos Nb (Ti, REE) deposit (Amazonas, Brazil). *Ore Geol Rev*, 88: 461–480
- Hanson S L. 2016. A tectonic evaluation of pegmatite parent granites. *Can Mineral*, 54: 917–933
- Hou Z, Liu Y, Tian S, et al. 2015. Formation of carbonatite-related giant rare-earth-element deposits by the recycling of marine sediments. *Sci Rep*, 5: 10231
- Kim J, Lim D, Jeong D, et al. 2022. Mercury (Hg) geochemistry of mid-ocean ridge sediments on the Central Indian Ridge: Chemical forms and isotopic composition. *Chem Geol*, 604: 120942
- Kislov E V, Imetkhenov A B, Sandakova D M. 2010. The Yermakovskoye fluorite-beryllium deposit: Avenues for improving ecological security of revitalization of the mining operations. *Geography Nat Resour*, 31: 324–329
- Kovalenko V I, Yarmolyuk V V. 1995. Endogenous rare metal ore formations and rare metal metallogeny of Mongolia. *Economic Geol*, 90: 520–529
- Li J, Zou T, Liu X, et al. 2015. The metallogenetic regularities of lithium deposits in China. *Acta Geologica Sin (Eng)*, 89: 652–670
- Li J, Yan Q, Li P, et al. 2023. Formation of granitic pegmatites during orogenies: Indications from a case study of the pegmatites in China. *Ore Geol Rev*, 156: 105391
- Li P, Li J, Liu X, et al. 2020. Geochronology and source of the rare-metal pegmatite in the Mufushan area of the Jiangnan orogenic belt: A case study of the giant Renli Nb-Ta deposit in Hunan, China. *Ore Geol Rev*, 116: 103237
- Li Y, Wu L G, Yu Y, et al. 2025. Paleozoic carbonatites controlled rare-earth-elements mineralization at Bayan Obo. *Sci Adv*, 11: eads9481
- Liang Y, Sun X, Li D, et al. 2024. Effects of phosphate on REY adsorption by goethite: Insights into REY enrichment and release in marine iron oxyhydroxides during early diagenesis. *Chem Geol*, 649: 121966
- Lindsey D A. 2001. Beryllium deposits at Spor Mountain, Utah. In: Bon R L, Riordan R F, Tripp B T, et al., eds. *Proceedings of the 35th Forum on the Geology of Industrial Minerals—The International West Forum 1999*. Salt Lake City: Utah Geol Surv Misc Publ 01-2. 73–77
- Linnen R L, Keppler H. 1997. Columbite solubility in granitic melts: Consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. *Contrib Mineral Petrol*, 128: 213–227
- Linnen R, Trueman D L, Burt R. 2014. Tantalum and niobium. In: Gunn G, ed. *Critical Metals Handbook*. Chichester: John Wiley & Sons. 361–384
- London D. 2008. Pegmatites. *Can Mineral, Spec Publ 10*. Quebec: Mineral Assoc Can. 368
- London D. 2017. Reading pegmatites: Part 3—What lithium minerals say. *Rocks Miner*, 92: 144–157
- Lv Z H, Chen J, Zhang H, et al. 2021a. Petrogenesis of Neoproterozoic rare metal granite-pegmatite suite in Jiangnan Orogen and its implications for rare metal mineralization of peraluminous rock in South China. *Ore Geol Rev*, 128: 103923
- Lv Z H, Zhang H, Tang Y. 2021b. Anatexis origin of rare metal/earth pegmatites: Evidences from the Permian pegmatites in the Chinese Altai. *Lithos*, 380–381: 105865
- McCauley A, Bradley D C. 2014. The global age distribution of granitic pegmatites. *Can Mineral*, 52: 183–190
- Metcalfe I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *J Asian Earth Sci*, 66: 1–33
- Palme H, O'Neill H St C. 2005. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson R W, ed. *The Mantle and Core. Treatise on Geochemistry. Vol 2*. Oxford: Elsevier-Pergamon. 1–38
- Ribeiro J M, Ishizuka O, Lee C T A, et al. 2020. Evolution and maturation of the nascent Mariana arc. *Earth Planet Sci Lett*, 530: 115912
- Rudnick R L, Gao S. 2014. Composition of the continental crust. In: Rudnick R L, ed. *Treatise on Geochemistry. Vol 3*. Oxford: Elsevier-Pergamon. 1–64
- Schulz K J, DeYoung J H Jr, Seal R R II, et al. 2017. Critical Mineral Resources of the United States—Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply. Reston: U.S. Geol Surv Prof Pap, 1802: 797
- Shaw R A, Goodenough K M, Roberts N M W, et al. 2016. Petrogenesis of rare-metal pegmatites in high-grade metamorphic terranes: A case study from the Lewisian Gneiss Complex of north-west Scotland. *Precambrian Res*, 281: 338–362
- Shu L, Yao J, Wang B, et al. 2021. Neoproterozoic plate tectonic process and Phanerozoic geodynamic evolution of the South China Block. *Earth-Sci Rev*, 216: 103596
- Simandl G J, Burt R O, Trueman D L, et al. 2018. Economic geology models 2. Tantalum and niobium: Deposits, resources, exploration methods and market—A primer for geoscientists. *Geosci Can*, 45: 85–96
- Song S, Mao J, Xie G, et al. 2018. The formation of the world-class Zhuxi scheelite skarn deposit: Implications from the petrogenesis of scheelite-bearing anorthosite. *Lithos*, 312–313: 153–170
- Tang Y, Zhang H, Rao B. 2016. The effect of phosphorus on manganocolumbite and mangaotantalite solubility in peralkaline to peraluminous granitic melts. *Am Miner*, 101: 415–422
- Tang Y, Linnen R L, McNeil A G. 2023. An experimental study of pyrochlore solubility in peralkaline granitic melts. *Economic Geol*, 118: 209–223
- Verplanck P L, Hitzman M W. 2017. New from SEG: Rare earth and critical elements in ore deposits. *SEG Discovery*, 109: 55
- Vladimirov A G, Lyakhov N Z, Zagorskiy V E, et al. 2012. Lithium deposits of spodumene pegmatites of Siberia. *Chem Sustain Dev*, 20: 3–20
- Wang R, Zhao G, Wang D, et al. 2000. Differentiation and accumulation of fluids in A-type granites: Evidence from accessory mineral study. *Chin Sci Bull*, 45: 1609–1613
- Wang X, Li J. 2020. *In situ* observations of the transition between beryl and phenakite in aqueous solutions using a hydrothermal diamond-anvil cell. *Canadian Miner*, 58: 803–814
- Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, et al. 2014. Geochemical zonation across a Neoproterozoic orogenic belt: Isotopic evidence from granitoids and metasedimentary rocks of the Jiangnan orogen, China. *Precambrian Res*, 242: 154–171
- Wang Z, Chen B, Ma X. 2014. Petrogenesis of the Late Mesozoic Guposhan composite plutons from the Nanling Range, South China: Implications for W-SN mineralization. *Am J Sci*, 314: 235–277
- Watson E B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contr Mineral Petrol*, 70: 407–419
- Woolley A R, Kjarsgaard B A. 2008. Carbonatite occurrences of the world—Map and database. *Geol Surv Can*, 579–628

- Wu M, Samson I M, Borst A M, et al. 2026. Quartz-petalite intergrowths in the Yichun pegmatite: Formation from late-stage Li-rich melts and implications for Li mineralization in rare-metal granites. *Am Miner*, 111: 231–245
- Xiang B, Dong Y, Han X, et al. 2024. Enrichment of smectite in the REY-Rich mud of the Clarion-Clipperton fracture zone in the eastern Pacific and its geological significance. *Geochem Geophys Geosyst*, 25: e2023GC011201
- Xiang Y X, Yang J H, Chen J Y, et al. 2017. Petrogenesis of Lingshan highly fractionated granites in the Southeast China: Implication for Nb-Ta mineralization. *Ore Geol Rev*, 89: 495–525
- Xiao W J, Mao Q G, Windley B F, et al. 2010. Paleozoic multiple accretionary and collisional processes of the Beishan orogenic collage. *Am J Sci*, 310: 1553–1594
- Xu C, Kynicky J, Chakhmouradian A R, et al. 2015. A case example of the importance of multi-analytical approach in deciphering carbonatite petrogenesis in South Qinling orogen: Miaoya rare-metal deposit, central China. *Lithos*, 227: 107–121
- Yan Q G, Li J K, Wang D H, et al. 2025. Petrogenesis of Ke'eryin granitic pegmatites and associated Li mineralization in the Songpan-Ganze orogenic belt, China: Evidence from apatite and bulk-rock chemistry. *Miner Depos*, 60: 723–742
- Yang W B, Niu H C, Sun W D, et al. 2013. Isotopic evidence for continental ice sheet in mid-latitude region in the supergreenhouse Early Cretaceous. *Sci Rep*, 3: 2732
- Zhang B C, Fan J J, Luo A B. 2023. Genetic pattern of the Albian volcanic rocks in the Ziruco area, Northern Xizang: Implications for A-type granites. *Lithos*, 436–437: 106970
- Zhang H, Harris N, Guo L, et al. 2010. The significance of Cenozoic magmatism from the western margin of the eastern syntaxis, southeast Xizang. *Contrib Miner Petrol*, 160: 83–98
- Zhang W, Chen W T, Gao J F, et al. 2019. Two episodes of REE mineralization in the Qinling Orogenic Belt, Central China: *In-situ* U-Th-Pb dating of bastnäsite and monazite. *Miner Depos*, 54: 1265–1280
- Zhang Z Y, Hou Z Q, Lü Q T, et al. 2023. Crustal architectural controls on critical metal ore systems in South China based on Hf isotopic mapping. *Geology*, 51: 738–742
- Zhao G, Cawood P A, Wilde S A, et al. 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Sci Rev*, 59: 125–162
- Zhao G, Li S, Sun M, et al. 2011. Assembly, accretion, and break-up of the Palaeo-Mesoproterozoic Columbia supercontinent: Record in the North China Craton revisited. *Int Geol Rev*, 53: 1331–1356
- Zhao G, Wang Y, Huang B, et al. 2018. Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea. *Earth-Sci Rev*, 186: 262–286
- Zhou J, Jiang Y H, Xing G, et al. 2013. Geochronology and petrogenesis of Cretaceous A-type granites from the NE Jiangnan Orogen, SE China. *Int Geol Rev*, 55: 1359–1383
- Zhou G, Wu Y, Wang H, et al. 2017. Petrogenesis of the Huashanguan A-type granite complex and its implications for the early evolution of the Yangtze Block. *Precambrian Res*, 292: 57–74
- Zhou T, Shi X, Huang M, et al. 2020. The influence of hydrothermal fluids on the REY-rich deep-sea sediments in the Yupanqui Basin, Eastern South Pacific Ocean: Constraints from bulk sediment geochemistry and mineralogical characteristics. *Minerals*, 10: 1141

(责任编辑：李建威)