doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.06.001

找矿突破战略行动十年胶东金矿成矿理论与深部 勘查进展

宋明春¹,杨立强^{2,3},范宏瑞⁴,于学峰³,丁正江¹,张永文⁴,邱昆峰²,李杰⁵,张良², 王斌¹,李世勇⁶

SONG Mingchun¹, YANG Liqiang^{2,3}, FAN Hongrui⁴, YU Xuefeng³, DING Zhengjiang¹, ZHANG Yongwen⁴, QIU Kunfeng², LI Jie⁵, ZHANG Liang², WANG Bin¹, LI Shiyong⁶

- 1.山东省地质矿产勘查开发局第六地质大队,山东 威海 264209;
- 2.中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京 100083;
- 3.山东省地质科学研究院,山东 济南 250013;
- 4.中国科学院地质与地球物理研究所 矿产资源研究重点实验室,北京 100029;
- 5.河北地质大学地球科学学院,河北 石家庄 050031;
- 6.山东省物化探勘查院,山东 济南 250013
- 1. Shandong Bureau No.6 Exploration Institute of Geology and Mineral Resources, Weihai 264209, Shandong, China;
- 2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;
- 3. Institute of Geological Sciences of Shandong Province, Ji' nan 250013, Shandong, China;
- 4. Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;
- 5. College of of Earth Sciences, Hebei GEO University, Shijiazhuang 050031, Hebei, China;
- 6. Shandong Institute of Geophysical and Geochemical Exploration, Ji' nan 250013, Shandong, China

摘要:2011年原国土资源部组织实施找矿突破战略行动以来,胶东金矿深部找矿取得了重大成绩,新增金资源量约 2958 t,勘查评价了 12 个大型及以上金矿床,发现了 2 个超巨型金矿床。胶东地区累计探明金资源量逾 5000 t,占全国的 1/3。这些成果的取得得益于对成矿构造背景、成矿规律、矿床成因等成矿理论认识的不断深化和勘查技术方法的不断进步。胶东金矿成矿作用及相关研究是国内地学研究的热点之一,总结了近 10 年胶东金矿成矿背景、矿床分布、成矿时代、矿床地球化学、成矿模式、矿床成因等方面的研究进展或突破,尤其是对深部成矿模式、大规模成矿机制等研究取得的原创性成果。研究表明,胶东金矿形成于埃达克性质花岗岩转化为弧花岗岩的岩浆活动背景,岩浆岩和岩石圈地幔地球化学性状转化为金成矿提供了物质来源,早白垩世热隆-伸展构造为大规模金成矿提供了有利条件,断裂倾角变化控制了流体聚集和富矿柱的形成,成矿物质和流体来源有幔源因素,胶东型金矿是与经典造山型金矿和其他已知金矿类型不同的新的金矿成因类型。胶东金矿勘查综合应用了成矿规律、大探测深度地球物理方法、构造叠加晕地球化学方法、三维地质建模、深孔钻探等技术方法,以赋矿构造位置为目标、以频率域电磁探测为主要技术手段的深部金矿阶梯找矿方法发挥了重要作用。深部勘查发现,新探明的金资源量集中于 1000~2000 m深度,绝大部分为破碎带蚀变岩型矿化,三山岛地区和焦家地区的多个浅部矿体向深部连为一体,构成资源量大于 1000 t 的超巨型金矿床。探明了中国首个海域金矿床,在胶东东部发现黄铁矿碳酸盐脉型新的金矿化类型。综合分析指出,晚中生代构造体制转换对大规模成矿的影响、断裂控矿机理、成矿流体和物质来源、金矿资源潜力及精细高效的找矿技术等是今后的重点研究方向。

关键词:胶东金矿;深部找矿;矿床成因;找矿方法;热隆-伸展构造;找矿突破战略行动

中图分类号:P618.51;P542.5 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2022)06-0903-33

收稿日期:2021-05-24;修订日期:2021-09-06

资助项目:国家自然科学基金项目 NSFC-山东联合基金《胶东深部金矿断裂控矿机理》(批准号:U2006201)

作者简介:宋明春(1963-),男,博士,研究员,从事矿产勘查、区域地质调查和相关研究。E-mail:mingchuns@163.com

Song M C, Yang L Q, Fan H R, Yu X F, Ding Z J, Zhang Y W, Qiu K F, Li J, Zhang L, Wang B, Li S Y. Current progress of metallogenic research and deep prospecting of gold deposits in the Jiaodong Peniusula during 10 years for Exploration Breakthrough Strategic Action. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(6):903–935

Abstract: Since the implementation of the Exploration Breakthrough Strategic Action organized by the former Ministry of Land and Resources in 2011, great achievements have been made in the deep prospecting of Jiaodong gold deposit, with the newly increased gold resources of about 2958 t.12 large gold deposits have been explored and evaluated, and 2 super-giant gold deposits have been found. The accumulated proven gold resources in Jiaodong Peninsula have reached more than 5000 tons, accounting for 1/3 of the whole country. These prospecting achievements are attributed to the deepening understanding of metallogenic theories such as metallogenic tectonic setting, metallogenic regularity and genesis of deposits and the continuous progress of exploration techniques and methods. The metallogenesis and related research of the Jiaodong gold deposit are the hotspots of domestic geological research. This article briefly summarizes the research progress in the recent 10 years in metallogenic background, deposit distribution, metallogenic epoch, geochemistry of ore deposit, metallogenic model and genesis, especially the original achievements in the research of deep metallogenic model and large-scale metallogenic mechanism. These results indicate that the Jiaodong gold deposit was formed in the magmatic activity background of adakite granite transformed into arc granite, the geochemical transformation of magmatic rocks and lithospheric mantle provides material sources for gold mineralization, the Early Cretaceous thermal doming - extension structures provided favorable conditions for large-scale gold mineralization, the change of fault dip angle controlled the fluid accumulation and the ore-rich pillars, the source of ore-forming materials and fluids have mantle-derived factors, and the Jiaodong type gold deposit is a new genetic type of gold deposit, which is different from the classical orogenic gold deposit and other known types. The exploration of the Jiaodong gold deposits comprehensively applied prospecting methods such as deep geophysical exploration, structural superimposed halo geochemical prospecting, three-dimensional geological modeling and deep drilling, etc., The ladder prospecting method for deep gold deposits, which takes the location of ore bearing structure as the target and frequency domain electromagnetic detection as the main technical means, plays an important role. This paper summarizes the important progress of deep exploration. The deep gold resources are concentrated in the depth of -1000 m to -2000 m, most of which are fracture zone altered rock type mineralization. Several shallow ore bodies in Sanshandao area and Jiaojia area are connected to the deep, forming a super-giant gold deposit with resources greater than 1000t. In recent years, the first offshore gold deposit in China has been discovered, and the pyrite carbonate vein type gold deposit has been defined as a new type in the east of Jiaodong. Finally, this paper briefly analyzes the unresolved problems in the deep exploration research of the Jiaodong gold deposit, and points out that the influence of Late Mesozoic structural system transformation on large - scale mineralization, the mechanism of fault-controlling ore, the source of ore-forming fluids and materials, the potential of gold resources and the fine and efficient prospecting techniques are the key research direction in the future.

Key words: Jiaodong gold deposit; deep prospecting; genesis of deposit; method of prospecting; thermal doming—extension structures; Exploration Breakthrough Strategic Action

胶东是中国最大的金矿集区,已探明金资源储量 5000 余吨,占全国总资源量的近 1/3,是仅次于南非兰德和乌兹别克斯坦穆龙套的世界第三大金矿集中区。2005 年以前,找矿的深度限于 500 m 以浅;2005 年以来,找矿工作转向深部,主要在 600~2000 m 深度范围内取得深部找矿重大突破[1]。尤其是 2011 年以来,根据原国土资源部部署实施的找矿突破战略行动,在胶东地区开展了大规模深部找矿工作,完成了 3 个深度大于 3000 m 的钻孔,最深钻孔深度达 4006.17 m^[2-3],新增深部金资源量约 2958 t,新发现 12 个大型及以上金矿床,在海域发现并探明了金矿床[4-6],形成三山岛、焦家、玲珑 3 个千

吨级金矿田。与此同时,有关学者围绕金成矿相关问题进行了广泛的研究,建立完善了胶东金成矿系统,提出胶东金矿是与已知类型不同的独特金矿类型,并初步建立了其成矿模式,精确厘定了成矿年龄,揭示了金成矿关键要素,阐明了成矿的主导机制^[7-13]。

深部找矿重大成果的取得也得益于找矿技术方法的不断进步。深部阶梯找矿方法、大探测深度地球物理方法、构造叠加晕地球化学方法、三维地质建模方法、深孔钻探技术等在深部找矿中发挥了重要作用。胶东地区已成为中国深部找矿的典型示范区、深部找矿及相关研究成果在国际上产生了

重要影响。本文系统梳理、总结找矿突破战略行动 10 年来胶东金矿勘查研究取得的主要成果,期望进 一步发挥胶东地区深部找矿的示范带动作用,为中 国新提出的"战略性矿产找矿行动"提供有益借鉴。 为了建立和完善更加客观有效的金矿成矿模式和 找矿模型,更好地指导深部资源勘查评价,在充分 肯定胶东金矿勘查和研究成果的同时,本文也提出 了一些尚待进一步解决的问题。

1 成岩成矿时代与地球动力学背景

1.1 与成矿有关的侵入岩及其形成时代

胶东地区地质体主要由早前寒武纪变质岩系、中生代火山沉积岩系和侵入岩组成(图 1),按照与金矿床的时空关系将其划分为赋矿地质体、成矿期和成矿后地质体^[1]。区内晚中生代岩浆活动强烈,与金矿有关的侵入岩主要有侏罗纪玲珑型花岗岩、

早白垩世早期郭家岭型花岗岩、早白垩世中晚期伟 德山型和崂山型花岗岩、早白垩世中基性和酸性脉 岩。其中,玲珑型和郭家岭型花岗岩是赋矿侵入 岩,而伟德山型和崂山型花岗岩不含矿,脉岩既有 赋矿的又有不含矿的。

1.1.1 玲珑型花岗岩

玲珑型花岗岩分布于胶东金矿床集中区东部和西部,是胶东金矿的主要赋矿地质体。据统计,胶东约77%的金矿床赋存于玲珑型花岗岩中[14],空间上,金矿主要围绕胶北隆起西部的玲珑岩体和东部的昆嵛山一鹊山岩体分布。花岗岩类的主要岩性为具有不同结构、构造或特征矿物的二长花岗岩类,早期侵入体以片麻状含石榴二长花岗岩为主,晚期侵入体主要为块状淡色二长花岗岩。岩石具有高 Na₂O+K₂O、低 MgO 和过铝质特征,属钾质花岗岩,高钾钙碱性岩系列^[16]。富集轻稀土元素

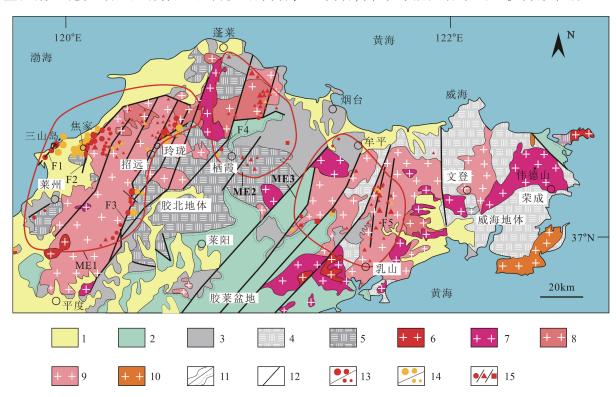


图 1 胶东地区区域地质及金矿床分布图[14-15]

Fig. 1 Regional geological sketch and distribution of gold deposits in the Jiaodong Peninsula

1—第四系;2—白垩系;3—古元古界和新元古界;4—含榴辉岩的新元古代花岗质片麻岩;5—太古宙花岗-绿岩带;6—白垩纪崂山型花岗岩;7—白垩纪伟德山型花岗岩;8—白垩纪郭家岭型花岗岩;9—侏罗纪花岗岩类;10—三叠纪花岗岩类;11—整合/不整合地质界线;12—断层;13—以往探明的浅部金矿床位置(图中金矿符号大小依次代表资源储量≥100 t 的超大型金矿床、20 t ≤资源储量<100 t 的大型金矿床、5 t ≤资源储量<20 t 的中型金矿床和资源储量<5 t 的小型金矿床);14—新探明的深部金矿床位置(图中金矿符号大小含义同图例 13);15—蚀变岩型和网脉型金矿,石英脉型和硫化物石英脉型金矿,蚀变角砾岩型、蚀变砾岩型和层间滑脱拆离带型金矿;ME1—胶西北成矿小区;ME2—栖-蓬-福成矿小区;ME3—牟-乳成矿小区;F1—三山岛断裂;F2—焦家断裂;F3—招平断裂;F4—西林-陡崖断裂;F5—金牛山断裂

(LREE) 和大离子亲石元素 (LILE, Rb、Ba、U 和 Sr),亏损高场强元素 (HFSE, Nb、Ta、P 和 Ti) $^{[17]}$ 。 玲珑岩体的 87 Sr/ 86 Sr、 $\varepsilon_{\rm Nd}(t)$ 、 $\varepsilon_{\rm Hf}(t)$ 和 Sr/Y 值分别为 0.711281~0.712418、 $^{-}$ 21.6~ $^{-}$ 19.4、 $^{-}$ 28.7~6.2、55.07~214.44, $\varepsilon_{\rm Hf}(t)$ 值投点于 1.9 Ga 和 2.5 Ga 地壳演化线 $^{[17^{-}18]}$ 。岩石的低 $\varepsilon_{\rm Hf}(t)$ 值、高 Sr/Y 值及无明显的负 Eu 异常类似于埃达克岩 $^{[16]}$,与胶东新太古代 TTG 岩石相似 $^{[19]}$ 。认为岩浆形成于相对高压环境,来源于华北增厚下地壳的部分熔融 $^{[17]}$ 。

近年来,对玲珑型花岗岩进行了较多的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年,测试结果如:玲珑岩体 159±2 Ma、159±1 Ma、158.53±0.79 Ma^[16-17]和 157.9±4.1 Ma、163.2±9.3 Ma^[20],大磨曲家金矿床围岩 160±1 Ma^[21],望儿山金矿围岩 149.0±1.3 Ma^[22],谢家沟金矿围岩 160.5±1.3 Ma^[23],夏甸金矿围岩 159.5±0.9 Ma^[24],笏山金矿围岩 152.8±4.1 Ma^[25],唐家沟金矿围岩 157.57±0.82 Ma^[26],昆嵛山岩体 155.8±2.1 Ma^[27]。可见,12个玲珑型花岗岩的年龄数据介于163.2~149.0 Ma之间,应为玲珑型花岗岩岩浆结晶的主要时期。所测样品中均含有丰富的新太古代、古元古代、新元古代、早古生代和三叠纪继承锆石,指示陆壳物质来源于华北和扬子克拉通。

综合上述表明,玲珑型花岗岩是形成于晚侏罗世,与华北和扬子板块碰撞有关的陆壳重熔型花岗岩,物质来源以华北增厚下地壳的部分熔融为主,也有来源于苏鲁超高压变质带和扬子克拉通陆壳的物质。

1.1.2 郭家岭型花岗岩

郭家岭型花岗岩主要分布于胶西北金矿床集中区,是胶东金矿的重要赋矿地质体,约 10%的金矿床赋存于郭家岭型花岗岩中[14]。由于这一类型花岗岩与胶东金矿的成矿时代接近,而且二者有较密切的空间分布关系,受到地质工作者的普遍关注。花岗岩类主要由二长闪长岩、石英二长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩等组成,具似斑状结构。岩石化学成分具有偏铝质特征,属钠质花岗岩,以高钾钙碱性岩系列为主,个别样品投点于橄榄安粗岩系列。岩石的 CaO、TFe₂O₃、MgO、K₂O、总碱质、Sr、Ba、LREE 和 LILE 含量较高,亏损 Cr、Ni 和HFSE;岩石的⁸⁷ Sr、 ε _{Nd} (t)、 ε _{Hf} (t) 和 Sr/Y 值分别为 0.710175 ~ 0.71172、-21.30 ~ -11.17、-25.2 ~ -13.9、114 ~ 378.32 17.28-32 19.5 114 11.5

和 3.0 Ga 地壳演化线之间[17]。研究认为,岩石的高 Ba-Sr 特征主要是由胶北变质基底岩石部分熔融形 成的,并有少量来源于幔源岩浆底侵的、新生基性 下地壳部分熔融形成的中性岩浆的加入;与古太平 洋板块向华北克拉通俯冲和软流圈上涌有关[28]:北 截岩体和新城岩体的二阶段亏损地幔模式年龄 (T_{DM2})分别为 2107~2425 Ma 和 2310~2648 Ma,与 胶东变质基底岩系年龄一致,指示其原始岩浆有部 分熔融的基底岩系参与, 北截岩体²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb 和 ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 初始值分别为 17.047~17.945和37.744~ 38.389,说明有大量的下地壳物质参与成岩[30,32];岩 石的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值与胶西北基性脉岩相似,说明岩浆具 有幔源成分[17,29,31,33]。在北截岩体花岗岩和闪长质 包体中发现3种特征的榍石,指示了多阶段壳幔混 合作用的历史,壳源岩浆为下地壳太古宙基底部分 熔融的长英质岩浆,幔源岩浆为软流圈上涌引起幔 源基性岩浆底侵造成的基性下地壳部分熔融的闪 长质岩浆[34]。郭家岭、上庄和三山岛岩体中含有丰 富的新太古代、古元古代继承锆石及少量侏罗纪继 承锆石,但没有新元古代和早古生代继承锆石[17], 说明壳源物质为华北克拉通基底(胶东早前寒武纪 变质岩系),缺少苏鲁超高压变质带和扬子克拉通 的地壳物质。目前研究者对郭家岭型花岗岩的成 因认识较一致,认为是胶东基底变质岩系部分熔融 形成的下地壳酸性岩浆与幔源基性岩浆混合作用 的结果,岩浆的形成与古太平洋板块向华北板块俯 冲和软流圈上涌有关。

研究者用多种测年方法对郭家岭型花岗岩进行了较系统的同位素年龄测试。17 个 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为:129±1 Ma 和129±1 Ma(上庄和三山岛岩体),131±1 Ma、127±2 Ma(仓上和三山岛岩体),128±1 Ma、129±1 Ma、132±1 Ma、127±2 Ma(新城岩体),131.53±0.86 Ma(北截岩体),130±1 Ma(大磨曲家金矿),129.0±0.6 Ma(大柳行金矿),132±1 Ma、127±1 Ma、128.8±2 Ma(上庄岩体),125.4±2.2 Ma(郭家岭岩体),132.9±2.0 Ma、130.0±2.0 Ma(丛家岩体、曲家岩体)[17,20,31-33,35-38]。 北截岩体的 1 个 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 128±1 Ma^[35],6 个 LA-ICP-MS 榍石 U-Pb 年龄为 130.3±5.6 Ma、130.7±5.1 Ma(花岗岩),130.2±8.1 Ma、129.2±9.1 Ma、130±16 Ma、127.5±4.6 Ma(闪长质包体)^[34]。可见郭家岭型花岗岩的同位素年龄值介于

132~125 Ma 之间,寄主岩石与闪长质包体的年龄一致,说明酸性岩浆和基性岩浆同时侵位。

1.1.3 伟德山型花岗岩

伟德山型花岗岩广泛分布于胶东地区,在岩体 内和接触带附近未见明显的金矿化,但与铜、铅、 锌、钼矿床空间关系密切[39-41]。其岩石组成较复 杂,主要岩石类型有闪长岩、石英二长岩、花岗闪长 岩和二长花岗岩,岩石常具似斑状结构。岩石化学 成分总碱含量高, Na, O/K, O 值较低 (0.3~1.1), Fe₂O₃、MnO、MgO、TiO₂和 P₂O₅含量低,具有偏铝 质特征[42],投点介于钠质花岗岩和钾质花岗岩之 间,多倾向于前者,属高钾钙碱性岩系列和橄榄安 粗岩系列[43]。富集 LREE 和 LILE, 亏损 HFSE, 具有 弱至中等负 Eu 异常。三佛山、艾山和牙山岩体的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-25.52~-11.55,具有 Ti、Nb、Ta 和 P 负 异常和强烈的 Pb 正异常, T_{DM2}模式年龄为 3096~ 3434 Ma, 指示岩浆源区涉及太古宙基底和古老再 循环的大陆地壳物质,岩浆可能来源于由幔源基性 岩浆和壳源酸性岩浆不同程度相互作用产生的基 性岩浆底侵所引起的中下地壳部分熔融[42]。三佛 山岩体花岗岩的87 Sr/86 Sr 值为 0.70879~0.70919, $\varepsilon_{\rm Nd}(t)$ 值为-18.5~-17.5;而暗色微粒包体的 87 Sr/ 86 Sr 值较高,为 0.71225, $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 -15.1,反映了岩浆 混合作用的存在。二阶段模式年龄 T_{DM} ,集中在 2447~2143 Ma,指示源区主体为重熔的古元古代中 下地壳[44]。五莲辉石二长岩和乳山辉长闪长岩具 有低 TiO,、高 SiO,和 K,O 特点,低的稀土元素分馏 模式,明显的负 Ta-Nb-Ti 异常,高的初始87Sr/86Sr 值(0.7075~0.7082),强烈的负 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值 (分别是-12.9~-7.6 和-19.4~-8.7),指示岩浆来 源于由再循环地壳物质聚集而成的富集岩石圈地 幔的部分熔融[45]。六渡寺和泰礴顶岩体岩石的 87 Sr/ 86 Sr、 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 0.70832 ~ 0.70883、-17.5~-15.2、-21.8~-16.4, 岩体的成因 涉及被俯冲大陆地壳改造的岩石圈地幔部分熔融, 以及由玄武质岩浆底侵引起的下地壳深熔和伸展 体制下岩石圈减薄有关的岩浆混合等复杂过程[46]。 牙山岩体岩石化学为高钾钙碱性,偏铝质—过铝 质,低Y和Sr/Yb值,具埃达克岩特征,高87Sr/86Sr 值(0.7101~0.7104),低 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(-17.6~-16.7)和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-24.8~-17.1),指示岩浆来源于古老陆 壳,其中的铁镁质微粒包体是交代岩石圈幔源基性

岩浆与古老的壳源酸性岩浆混合的产物[47]。伟德 山、艾山、南宿岩体岩石化学成分具有高碱和低全 铁、MnO、MgO、TiO₂、P₂O₅的特点,Ba(960×10⁻⁶~ 3033×10⁻⁶)、Sr(327×10⁻⁶~928×10⁻⁶)含量高,岩石 的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 0.70752~ 0.71182、-22.1~-13.0、-24.70~-10.50,地球化学 组成显示火山弧花岗岩特征,岩浆是富集岩石圈壳 源酸性岩浆与幔源基性岩浆混合的结果[48-49]。胶 东东部的柳林庄岩体由中粒含角闪黑云石英二长 闪长岩、含斑中粒含黑云角闪石英二长岩、中粒含 角闪黑云石英二长岩组成,岩石的 MgO 含量为 3.60%~5.37%, Mg[#]值介于0.47~0.53之间, 为高镁 闪长岩,初始87Sr/86Sr值为0.7083,与地幔平均值接 近; $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为-17.3 和-16.8,与胶东地区的基性脉 岩同位素组成一致,指示岩浆形成于古太平洋板块 俯冲的地幔楔环境,为富集岩石圈地幔部分熔融的 产物,岩浆源区为含金云母的岩石圈地幔并且在岩 浆上侵过程中混染了部分地壳物质[50]。上述地球 化学特征指示, 伟德山型花岗岩为壳源岩浆与幔源 岩浆混合的产物,岩浆来源于再循环的大陆地壳物 质与富集岩石圈地幔的部分熔融。

伟德山型花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年 龄为 114.9±2.4 Ma、115.2±2.4 Ma(六渡寺岩体), 118.1±2.8 Ma(泰礴顶岩体),119.6±1.0 Ma、111.4± 2.2 Ma、115.7±1.7 Ma(三佛山岩体),111.3 ± 1.3 山岩体),121.3±2.1 Ma、110.5±1.5 Ma(南宿岩体), 115.6 ±1.1 Ma(泽头岩体),118.7±1.4 Ma、120.8± 2.6 Ma 117.9 ± 2.0 Ma 122.2 ± 1.8 Ma 119.3 ± 1.4 Ma (栖霞、百里店和唐家泊一带岩体),120.1±1.6 Ma、 118.3±1.7 Ma(柳林庄岩体)^[20, 44, 46, 48, 50-52]; SIMS 锆 石 U-Pb 年龄为 123.0±1.4 Ma(五莲岩体),114.5± 0.5 Ma(乳山岩体)[45]。SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 为 118±1 Ma(三佛山岩体),118±0.7 Ma、116±2 Ma(艾山岩体),125±3 Ma(艾山岩体闪长质包体), 113±2 Ma(牙山岩体),112.4±0.9 Ma(伟德山岩 体)^[42,48]。伟德山型花岗岩的锆石 U-Pb 年龄介于 125~110.5 Ma 之间。其中闪长质包体的年龄略早 于寄主岩石年龄,指示基性岩浆早于酸性岩浆侵 位。岩石中很难见到古老的继承锆石,指示岩浆侵 位过程中没有围岩物质的混入。

1.1.4 崂山型花岗岩

908

崂山型花岗岩主要分布于胶东金矿集中区东 部和南部的超高压变质带中,未见与金矿化和有色 金属矿化直接相关的空间分布关系,为二长花岗岩-正长花岗岩-碱长花岗岩系列侵入岩。岩石化学成 分明显富硅、碱,贫钙,属钾质花岗岩,高钾钙碱性 岩系列和橄榄安粗岩系列,具有 A 型花岗岩的典型 特征。稀土元素分馏明显,富集轻稀土元素,负 Eu 异常显著,微量元素显示低 Ba、高 Rb 的特点[43],不 同于玲珑和郭家岭型的高 Ba、Sr 花岗岩。与前述的 玲珑、郭家岭和伟德山型花岗岩一样,富集 LILE、亏 损 HFSE。崂山岩体岩石具有负 Ba 异常和正 Sr 异 常, $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为-20.32~-16.53, T_{DM2} 模式年龄为 3096~3434 Ma^[42]。大珠山、小珠山、五莲山岩体岩 石的微量元素 Ba、K、P 和 Ti 显示强烈变化的负异 常,Rb、Th、U、Pb、Ce、Zr和Hf为正异常,87Sr/86Sr 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 0.70540~0.7071和-20.9~-14.5, 同位素数值介于郯庐断裂附近的新生代玄武岩和 下地壳同位素值之间[53]。总体认为,崂山型花岗岩 为形成于区域伸展构造背景的 A 型花岗岩,是中生 代岩石圈减薄和克拉通破坏的结果[53],岩浆来源于 深部地壳的部分熔融,可能与古太平洋板块俯冲及 俯冲洋壳的再循环有关。

崂山型花岗岩的同位素年龄为 125~108.9 Ma。 其中,LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 114.2±0.8 Ma(小珠山岩体)、108.9±1.9 Ma(大珠山岩体)、 119.1±0.9 Ma 和 122.3±0.5 Ma(五莲山岩体)、125.0± 2.5 Ma(大泽山岩体)^[20,53];SHRIMP 锆石 U-Pb 年 龄为 115 ±2 Ma、120 ±2 Ma、114 ±2 Ma(崂山岩 体)[42,54]。

1.1.5 脉岩

胶东地区中生代脉岩非常发育,脉岩类型多 样,基性、中性、酸性脉岩均有,在金矿床中常见煌 斑岩、闪长玢岩等中基性脉岩。前人对与金矿有关 的脉岩做了很多研究,认为这些脉岩的形成与胶 东独特的大地构造背景有关。研究者对中基性脉 岩的成因或岩浆来源有不同的认识。多数人认为, 岩浆来源于富集地幔源区,并受到俯冲洋壳板块的 改造。如在胶西北焦家、寺庄、望儿山金矿床中,煌 斑岩和辉绿(玢)岩的 TiO,和总 Fe,O,含量高,岩石 富集 Nb 和 Ta, 亏损 K 和 Pb 及 LREE, 具有洋岛玄 武岩特征, 87 Sr/ 86 Sr, $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 0.705465~0.708445、-0.8~4.3、-0.9~2.7,指示岩浆 来源于软流圈对流过程中不同程度的部分熔融,且 地幔源区受到碳酸盐流体的改造[55];海阳一带的基 性脉岩具有低 SiO,、高 MgO, 富集 LILE 和 LREE, 亏损 HFSE 的特点,87 Sr/86 Sr 值高(0.708309~ (0.709171)、 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值低($(-18.1 \sim -15.3)$),指示其源区 为富集大陆岩石圈地幔。计算的初始岩浆中水的 含量为 1.38%~4.45%,结合 H,O/Ce 值(237~322) 与不相容元素的关系,认为富集岩石圈地幔是与古 太平洋板块俯冲有关的流体交代作用的结果[56];在 胶莱盆地东北缘的基性脉岩中,单斜辉石斑晶的原 位主量、微量元素和 Sr 同位素特征指示,岩浆来源 于由含海洋沉积物的俯冲洋壳板片脱水产生的富 水流体改造的富集岩石圈地幔,岩浆侵位过程中经 历了壳源安山质熔体与玄武岩浆底侵新生下地壳 的岩浆混合作用[57];乳山王格庄一带的煌斑岩和闪 长玢岩脉具有低的 SiO,和 Na,O+K,O 含量,高的 Al₂O₃、MgO、Cr 和 Ni 含量,强烈富集 LILE,亏损 HFSE, 87 Sr/ 86 Sr、 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值分别为 0.709134~ 0.709788、-19.9~-17.4、-22.1~-15.1,这些地球化 学特征指示,岩浆主要源于石榴子石-尖晶石地幔 的部分熔融,并被来自于具有大洋沉积物的俯冲洋 壳板片的流体改造,煌斑岩和闪长岩具有一致的岩 浆源区,但形成于岩浆分离结晶的不同阶段;玲珑 金矿田中的基性脉岩由被俯冲大洋板片热液流体 交代的岩石圈地幔部分熔融形成[58];玲珑金矿田和 大柳行金矿田的煌斑岩,岩石具有低 SiO,、TiO,和 总 Fe,O,,高 MgO、Mg[#]和相容元素,富集 LREE 和 LILE, 亏损 HFSE 特点, 初始 87 Sr/ 86 Sr和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值分 别为 0.709134~0.710314、-18.3~-13.2,指示岩浆 来源于尖晶石-石榴子石转化带含金云母和角闪石 二辉橄榄岩的部分熔融,基性岩浆上侵过程中少量 壳源物质混入其中,古太平洋板块热液流体的持续 改造,使古老克拉通岩石圈地幔转化为中生代富集 岩石圏地幔[59]。

也有研究者认为,中基性脉岩与陆壳的熔融关 系更密切。如,对招远谢家沟金矿中基性脉岩的研 究表明[60],岩石富集 LREE 和 LILE, Sr/Y 和 $(La/Yb)_N$ 值较高,亏损 HFSE, 87 Sr/ 86 Sr 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值 分别为 0.70893~0.71036 和-17.09~-13.16,类似于 埃达克岩,可能来源于受岩石圈地幔底侵改造的下 地壳的部分熔融,而不是俯冲洋壳的部分熔融;对

玲珑和乳山地区金矿集中区的中基性脉岩研究表明^[61],岩石是钾质的,具有弧岩浆岩的微量元素特征, 87 Sr/ 86 Sr 和 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值分别为 0.7075~0.7112 和 -19.64~-10.80,指示岩浆源区涉及广泛的富集地 幔组分,富集地幔源区是由三叠纪扬子陆壳俯冲所产生的流体或含硅熔体的交代作用形成的。

值得注意的是,精细的地球化学研究识别出2 种成因类型的基性脉岩。在焦家金矿床中,有低 Ti (TiO₂<1.1%, Ti/Y<270)和高Ti(TiO₂>2%, Ti/Y> 370)2 种煌斑岩,低 Ti 煌斑岩的 87 Sr/ 86 Sr、 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 ε_{ιικ}(t)值分别为 0.709034~0.709685、-15.5~-13.9、 $-29.3 \sim -23.1$,高 Ti 煌斑岩的⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr、 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为 $0.705463 \sim 0.707197$ 、 $-0.79 \sim 1.76$ 、 -4.0~2.2^[59]。低 Ti 煌斑岩亏损 HFSE, 富 Pb, 显示 了典型的俯冲作用特征,源于被富流体的熔体交代 改造了的古老富集岩石圈地幔的部分熔融:高 Ti 煌 斑岩在亏损 Pb,以及没有或较少亏损 HFSE 方面, 类似于洋岛玄武岩,可能源于对流岩石圈地幔的部 分熔融。低 Ti 和高 Ti 煌斑岩的同位素年龄均在 121 Ma 左右,指示了由岩石圈源区到软流圈源区的 快速转变,可能与中生代古太平洋板块俯冲引起的 大陆岛弧裂解有关[62]。杜家崖、英格庄和金青顶金 矿床的中基性脉岩也有低 Ti 和高 Ti 2 种类型,认 为是由软流圈地幔向富集岩石圈地幔对流过程中, 在不同深度与俯冲带热液流体混合产生的多源岩 浆的结果[63]。三山岛金矿床中,成矿前基性脉岩显 示典型的岛弧地球化学特征,指示基性岩浆活动前 为交代地幔源,成矿期的基性脉岩显示洋岛玄武岩 地球化学特征[64]。2种基性脉岩的地球化学特点类 似于胶东和鲁西中生代盆地中的玄武岩,早白垩世 玄武岩具有类似于岛弧玄武岩的地球化学特征,晚 白垩世玄武岩具有类似于洋岛玄武岩的地球化学 特征。2 种玄武岩反映了不同的与俯冲有关的壳幔 相互作用,早白垩世岛弧型玄武岩源于橄榄岩地幔 楔和来自于三叠纪大陆碰撞事件中俯冲大陆地壳 的酸性熔浆的交代作用形成的富集地幔源区,晚白 垩世洋岛型玄武岩源于橄榄岩地幔楔和由古太平 洋俯冲洋壳酸性熔浆交代作用形成的亏损地幔 源区[65]。

许多研究者对胶东地区的脉岩进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年^[20,24,35,37,55,59,61,63,66-70],获得的年龄数据为 112.4±1.1 Ma、118.2±3.3 Ma、112.2±1.7

Ma、107.6±1.6 Ma、123.5±4.6 Ma、121.3±3.8 Ma(玲 珑和乳山地区中基性脉岩),130.0±2.9 Ma、129.65± 0.95 Ma(杜家崖、英格庄和金青顶金矿床的中基性 脉岩),125.6±4.3Ma(胶莱盆地东南缘的基性脉 岩),113.8±2.3 Ma、115.9±3.2 Ma(王格庄地区中基 性脉岩),122.4±3.1 Ma、122.6±3.3 Ma(焦家、寺庄、 望儿山金矿床煌斑岩和辉绿玢岩),120.8±1.8 Ma、 121.6±1.7 Ma、120.6±2.9 Ma(焦家金矿床煌斑岩), 125±1 Ma、120±1 Ma(大磨曲家金矿床成矿前煌斑 岩和成矿后辉长闪长岩脉),129.7±1.6 Ma(蓬莱石 家金矿成矿前花岗伟晶岩),129.3±1.4 Ma、128.3± 1.3 Ma、120.0±1.1 Ma(蓬莱石家金矿成矿后的煌斑 岩、辉绿岩和花岗斑岩),121.3±1.4 Ma、115.8±1.9 Ma(夏甸金矿成矿前、成矿后斑状闪长岩和石英闪 长斑岩脉),121.5±1.5 Ma、117.6±1.2 Ma(乳山金青 顶金矿成矿前闪长玢岩脉和成矿后闪长玢岩脉), 122.7±2.6 Ma(大尹格庄金矿成矿前基性脉岩), 120.7±1.7 Ma(蓬莱陈家沟正长斑岩)。对部分脉岩 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测试结果为 124.9±1.8 Ma、124.2±1.1 Ma(焦家金矿成矿前煌斑岩), 112.2±0.7 Ma(焦家金矿成矿后煌斑岩),117±2 Ma (北截岩体闪长玢岩)。测试的 SIMS 锆石U-Pb年 龄为 120±1.0 Ma、119.9±1.3 Ma、119.6±1.6 Ma、 117.7±1.0 Ma(招远谢家沟金矿)。所有测试的同位 素年龄范围为 130~107.6 Ma, 大部分在125.6~ 112.2 Ma之间。

1.2 成矿作用时代

近年来,许多研究者对胶东金矿进行了同位素测年[27,37,69,71-75]。其中以白云母(绢云母)⁴⁰Ar-³⁹Ar 法测年最常见,测试的年龄数据主要为 121.0±0.6 Ma 和 120.4±0.7 Ma(莱州焦家金矿),121.5±0.9 Ma 和 120.1±0.9 Ma(莱州寺庄金矿),120.7±0.6 Ma 和 119.2±0.5 Ma(莱州望儿山金矿),121.1±0.3 Ma、120.5±0.2 Ma 和 120±0.2 Ma(招远阜山金矿),121.8±0.9 Ma(龙口大磨曲家金矿),120.5±0.2 Ma(平度夏甸金矿),120.8±0.7 Ma(牟平辽上金矿),119.18±0.20 Ma、117.95±0.24 Ma、116.97±0.17 Ma、121.64±0.18 Ma、119.28±0.16 Ma 和 121.4±0.1 Ma(乳山金青顶金矿),114.58±0.44 Ma(牟平照岛山金矿),104.83±1.09 Ma(牟平邓格庄金矿)。所有22 个数据的年龄范围为 130.0~104.8 Ma、除 1 个明

显偏高的年龄和 3 个较低的年龄外,其余样品的年龄范围为 122.8~119.1 Ma。

研究者对部分矿床开展了 Rb-Sr 和 Sm-Nd 测年。其中,牟平辽上金矿黄铁矿 Rb-Sr 年龄为105.5±9 Ma,白云石 Sm-Nd 年龄为104.8±5.1 Ma^[76];海阳郭城和牟平辽上金矿石英流体包裹体Rb-Sr 等时线年龄为116.2±2.4 Ma^[77];栖霞马家窑金矿黄铁矿 Rb-Sr 同位素年龄为123.4±2.9 Ma^[78];乳山胡八庄金矿绢云母 Rb-Sr 等时线年龄为126.5±5.5 Ma^[79]。5 个数据的年龄范围为126.5~104.8 Ma,但年龄值较分散。结合前述辽上金矿的绢云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄120.8 Ma 和近期丁正江等测试的2个118 Ma 左右的黄铁矿 Rb-Sr和白云石Sm-Nd 年龄值(未发表数据),认为较小的年龄可能受成矿后次生流体包裹体的影响,较大的年龄值能够代表金成矿年龄,较可靠的金成矿年龄范围为123.4~116.2 Ma。

为了解决胶东金矿的精准定年问题,以中国地 质大学邓军院士为首的研究团队,以焦家、玲珑、乳 山等典型矿床为研究对象,进行大比例尺构造-蚀 变-矿化填图,开展了精细的矿物组合、微区结构和 矿物地球化学分析,选择与自然金、黄铁矿和绢云 母具有共生关系的热液独居石开展原位 U-Pb 定年 研究[80],测试的 SHRIMP U-Pb 年龄为 121.8±3.6 Ma(莱州焦家金矿),120.0±4.6 Ma(招远玲珑金 矿);LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 119.8±2.1 Ma(莱 州焦家金矿),119.1±1.4 Ma(招远玲珑金矿), 114.2±1.5 Ma(乳山金矿)。其他研究者测试的 LA-ICP-MS 独居石 U-Pb 年龄值有:120.5±1.7 Ma(蓬 莱大柳行金矿),122.1±2.8 Ma(乳山唐家沟金矿), 120.0±1.4 Ma(招远夏甸金矿),120.0±3.1 Ma(栖霞 笏山金矿)[24-26,38]。9个测试数据的年龄范围为 122.1~114.2 Ma,除去1个明显偏小的年龄外,其余 独居石U-Pb 年龄的变化范围很小,为 122.1~ 119.1 Ma_o

与金矿化有明显交切关系的脉岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年表明,乳山金青顶金矿床中成矿前闪长玢岩脉年龄为 121.5±1.5 Ma,成矿后闪长玢岩脉年龄为 117.6±1.2 Ma^[24];蓬莱大柳行金矿中成矿前伟晶岩年龄为 126.2±0.6 Ma^[38];招远夏甸金矿成矿前和成矿后斑状闪长岩和石英闪长斑岩脉年龄分别为 121.3±1.4 Ma 和 115.8±1.9 Ma;招远大尹格

庄金矿中成矿前基性脉岩年龄为 122.7±2.6 Ma^[69]; 龙口大磨曲家金矿床成矿前煌斑岩和成矿后辉长 闪长岩脉年龄分别为 125±1 Ma、120±1 Ma;蓬莱石家金矿成矿前花岗伟晶岩年龄为 129.7±1.6 Ma,成矿后的煌斑岩、辉绿岩和花岗斑岩分别为 129.3±1.4 Ma、128.3±1.3 Ma 和 120.0±1.1 Ma;莱州焦家金矿成矿前煌斑岩和成矿后煌斑岩年龄分别为 124.2±1.1 Ma、112.2±0.7 Ma。可见,已测试的 7 个成矿前脉岩的年龄范围为 129.7~121.3 Ma,除 1 个脉岩的年龄值明显偏大外,其余 6 个年龄值为 126.2~121.3 Ma; 7 个成矿后脉岩的年龄范围为 129.3~112.2 Ma,考虑到其中的 2 个年龄值明显偏大,且脉岩中常大量存在较老的继承锆石,可靠的成矿后脉岩年龄为 120~112.2 Ma。成矿前、后脉岩的年龄将金矿形成时间限定于 121.3~120 Ma。

胶东金矿床中常伴生有少量钼矿物,钼矿物一 般被划为石英-黄铁矿-多金属硫化物阶段。胶东 地区独立的钼矿床主要有栖霞尚家庄钼矿和荣成 冷家钼矿,辉钼矿呈细脉-浸染状赋存于伟德山型 花岗岩中。对辉钼矿进行 Re-Os 同位素测年,获得 的年龄为招远夏甸金矿 124.8±2.1 Ma^[24],乳山金青 顶金矿 123.3 ±3.6 Ma^[24], 栖霞尚家庄钼矿 117.1 ± 1.4 $Ma^{[47]}$, 115.5 \pm 1.6 Ma, 116.1 \pm 1.6 Ma, 117.6 \pm 1.6 Ma^[81], 牟平孔辛头钼矿 117±1 Ma、118.4±3.2 Ma (黄铜矿 Re-Os)[82],招远南宿岩体中辉钼矿 117.8± 7.0 Ma^[83], 牟平院格庄岩体辉钼矿 117.8 ± 5.7 Ma^[84]。另外,胶东铜、铅、锌有色金属矿的成矿时代 为 127.6~113 Ma^[40-41],福山邢家山钼钨矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 157.6±3.9 Ma^[85-86] 和 158.7± 2.06 Ma^[86],邢家山钼钨矿床成矿母岩的锆石 U-Pb 年龄为157±2 Ma^[87]。可见,辉钼矿成矿时代有2 期,侏罗纪成矿期为 158 Ma 左右,白垩纪成矿期为 $124.8 \sim 115.5 \text{ Ma}_{\odot}$

关于胶东金矿成矿时代的争议由来已久,早期的研究者分别认为胶东金矿形成于太古宙和元古宙。后来出现多期成矿说,即认为太古宙、元古宙和中生代都是重要的成矿期,也有研究认为存在150 Ma、120~110 Ma 和 100~110 Ma 三期成矿事件^[88]。目前,大部分研究者认同胶东金矿主要形成于早白垩世,并且认为大部分金矿集中形成于较短的时间段内,但对金成矿的延续时限和成矿阶段尚有不同认识。许多人认为胶东金矿形成于 120 Ma

左右[10-14];邓军等[80]认为,胶东大量的金矿形成于 120 Ma 左右短暂的时间,胶东东部乳山地区金矿的 成矿时代晚于胶西北金矿约 5 Ma;杨立强等[10] 认 为,胶东地区早白垩世存在早、中、晚3期构造-流 体-热事件,胶北隆起、胶莱盆地北缘和苏鲁超高压 变质带 3 个金成矿系统的主要成矿事件分别发生于 134~126 Ma、122~119 Ma 和 110~107 Ma;Li 等^[76] 认为,胶东地区的金矿化可分为2期,胶西北金矿形 成于早白垩世早期,胶东东部金矿形成于早白垩世 晚期;丁正江等[88] 认为,胶东大部分金矿形成于 125~115 Ma, 而福山杜家崖金矿形成于 100~90 Ma; Sai 等[73] 认为,乳山金青顶金矿形成于 122~117 Ma, 矿体边缘的石英脉年龄晚于中心, 持续时间约 5 Ma。对于金成矿时代的不同认识,主要来自于个 别金矿的不同测年结果,这些测年结果大部分已得 到其他数据的否定。如招远大尹格庄金矿在测得 130±4 Ma^[71] 的⁴⁰ Ar - ³⁹ Ar 年龄后,采用同一方法又 获得了119.1±1.2 Ma 的年龄,而且获得了122.7± 2.6 Ma 的成矿前基性脉岩年龄[69];虽然在乳山金矿 测得的 LA-ICP-MS 独居石 U-Pb 年龄为 114.2± 1.5 Ma^[80],但矿床中白云母⁴⁰Ar- ³⁹Ar 年龄为 122~ 117 Ma^[73] 和 121.4±0.1 Ma^[74],且在乳山唐家沟金矿 测得了 LA-ICP-MS 独居石 U-Pb 年龄 122.1±2.8 Ma^[26];牟平辽上金矿在测得 105 Ma 左右的黄铁矿 Rb-Sr 和白云石 Sm-Nd 年龄[76] 后, 丁正江等用同 样的方法获得了 118 Ma 左右的年龄值(未发表数 据)。前述金矿床的白云母(绢云母)⁴⁰Ar-³⁹Ar年 龄、独居石 U-Pb 年龄和脉岩对金矿的限定年龄有 高度的一致性,均在 122.8~119.1 Ma 的短暂范围 内,因此将胶东金矿成矿时间确定为 120±2 Ma^[74]。 这一年龄范围位于伟德山型花岗岩、崂山型花岗岩 和大量中基性脉岩年龄范围的早期阶段,说明胶东 大规模壳幔混合源岩浆活动的早期发生了大规模 金成矿作用。另外,金矿的年龄也与胶东钼矿(白 垩纪成矿期)和其他有色金属矿的较大年龄值一 致,有色金属矿的年龄下限小于金矿年龄 5 Ma 以 上,其范围与伟德山型花岗岩、崂山型花岗岩和大 量中基性脉岩的年龄范围非常接近。鉴于有色金 属矿主要分布于胶东东部地区[39-40],而测试的金矿 化较小年龄值也多出现于胶东东部的牟乳和胶莱 盆地东北缘成矿区,认为金矿化的较小年龄值是受 有色金属矿化事件和流体蚀变影响的结果。

1.3 岩浆活动指示的地球动力学背景

胶东地区晚中生代岩浆活动集中于晚侏罗世—早白垩世,花岗岩类地球化学特征显示的岩浆演化趋势是:岩石化学成分由高钾钙碱性系列→橄榄安粗岩系列,由过铝质→偏铝质;微量元素由高Ba、Sr→低Ba、Sr,由高Sr低Y→低Sr高Y;稀土元素由无或弱正Eu异常→显著负Eu异常; $\varepsilon_{Nd}(t)$ 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值均为负值,且均呈增高趋势。地球化学特征指示,花岗岩类型由S型→I型→A型,由埃达克质→弧花岗岩;地幔性状由EM2型向EM1型演化,由富集地幔转向亏损地幔或由岩石圈转向软流圈演变。中生代地幔的富集应与岩石圈大规模拆沉和板块俯冲有关,古老地壳物质被拆沉而重循环进入地幔及俯冲的古太平洋板块含水流体的持续加入,导致地幔成分发生改变形成富集地幔^[89]。

胶东晚中生代的岩浆活动指示其经历了由华 北克拉通与扬子克拉通碰撞构造体系转化为太平 洋板块俯冲构造体系,由地壳增厚转化为岩石圈减 薄,由挤压转化为伸展的大地构造演化过程。在胶 东东部,超高压变质榴辉岩广泛发育,指示该区在 三叠纪受控于华北与扬子克拉通碰撞构造体制,为 强烈的碰撞造山构造背景。晚侏罗世(163~149 Ma),胶东半岛经历了碰撞造山后的重力垮塌作用, 导致加厚的大陆岩石圈地壳发生部分熔融,形成壳 源型玲珑花岗岩类,这种花岗岩类形成于较高的压 力条件,物质来源包括造山带俯冲杂岩和华北克拉 通下地壳,显示受华北和扬子克拉通共同影响的特 征[17,90]。早白垩世,胶东半岛的岩浆活动具有与太 平洋板块俯冲有关和拉张构造环境的强烈信息,如 具有岛弧地球化学特征的花岗岩类、A 型花岗岩、胶 莱盆地中的青山群双峰式火山岩和变质核杂岩、具 洋岛玄武岩特点的煌斑岩脉等。早白垩世早期 (132~127 Ma),很可能处于构造体系和构造体制 转化的过程中,是伸展构造的初幕,岩浆活动的规 模不大。形成的郭家岭型花岗岩的碱性程度和 K,O 含量与玲珑型花岗岩类接近,低于伟德山型花岗 岩;其Sr、Y含量与玲珑型花岗岩相似,同样具埃达 克岩的某些特征。但是,郭家岭型花岗岩呈现的似 斑状结构、含闪长质包体及其他地球化学特征更接 近于伟德山型花岗岩。早白垩世中晚期(125~108 Ma),中国东部已经完全转化为太平洋构造体系,岩 石圈减薄和伸展构造达到峰期。俯冲的太平洋板

块后撤,俯冲板片与软流圈相互作用,软流圈上涌 对岩石圈地幔底部进行交代、侵蚀和熔融,形成的 岩浆上升到地壳底部发生底侵,并引起地壳底部岩 石的部分熔融,发生大规模壳幔混合岩浆活动,形 成富钾的伟德山型花岗岩。俯冲作用使相对富集 LREE 的地壳物质和含大量大离子不相容元素的流 体注入地幔中,与地幔岩交代和混染,使岩浆富集 LREE 和大离子不相容元素。伟德山型花岗岩形成 过程中,部分地壳岩石重熔的岩浆没有与地幔岩浆 发生明显的混合,形成了 A 型的崂山型花岗岩。胶 东地区大量的基性脉岩,指示了古太平洋板块俯 冲、岩石圈减薄、软流圈上涌、区域伸展构造等地质 过程^[56,62,67,91]。晚白垩世,同位素年龄为 72 Ma 的 胶州玄武岩具有类似于洋岛玄武岩的地球化学特 征,表明岩浆起源于亏损的软流圈地幔[92]。综上, 胶东金矿形成于埃达克型花岗岩转化为弧花岗岩 和岛弧型基性脉岩转化为洋岛型基性脉岩之后,岩 浆岩地球化学性质的转化显然与富集地幔向亏损 地幔的转换有关,岩浆岩和岩石圈地幔地球化学性 状转化过程中元素成分发生剧烈变化,为金成矿提 供了物质来源。

2 断裂控矿特征和赋矿断裂性质

胶东金矿床主要受 NNE—近 SN 走向的断裂 控制,大断裂控制了金矿床的带状分布,三山岛、焦 家、招平、陡崖-台前、金牛山5条断裂控制了胶东 的主要金成矿带和大中型金矿床, 断裂经历了挤 压-拉张-剪切多期构造活动,断裂沿走向的拐弯部 位、沿倾向的倾角变化部位、次级断裂发育部位等 是成矿的有利部位。近10年来,研究者对断裂与金 矿的耦合关系进行了较多研究,提出了一系列断裂 控矿的规律性认识。通过对胶西北深部金矿赋矿 位置的研究,认为蚀变岩型金矿体主要沿断裂倾角 陡、缓转折部位和较平缓部位富集,构成阶梯成矿 模式[93],蚀变岩型金矿主要分布于沿主断裂面上的 断层泥下,石英脉型金矿分布于主断裂下盘的次级 张裂隙中。鉴于三山岛、焦家、玲珑金矿田三者呈 近EW 向排列,与EW 向的基底构造线一致,胶西 北主要金矿床和高品位金矿体分布于 NNE—NE 走向断裂与 E-W 走向基底构造复合部位,说明基 底构造带在成矿期的再活动导致在其与浅表断裂 交会部位形成构造节点,有利于高渗透性的裂隙网 脉系统的发育和大型-超大型金矿床的产出[64,94]。 基于对招远大尹格庄金矿的三维模型分析,指出拆 离断层的形态特征控制金矿的分布,蚀变岩型金矿 体主要赋存于断裂坡度较缓段[95]。对莱州寺庄金 矿富矿柱的研究表明,矿体沿断裂面向 SW 侧伏而 富矿柱向 NW 侧伏.断裂下盘的Ⅲ号矿体群与富矿 柱侧伏向一致,认为是晚期矿化流体叠加于早期矿 化蚀变之上,造成了富矿柱近于垂直主矿体的现 象[96]。莱州新立金矿断裂几何学研究表明,断裂倾 向和倾角变化控制了流体聚集和富矿柱形成[97]。 在莱州三山岛金矿,矿床沿断裂由 NE 向 NEE 转折 部位分布,矿带向北宽缓侧伏,认为矿体是受基底 构造影响的断裂波动控制,而不是次级交叉断裂控 制,高品位矿石带赋存于断裂倾角平缓部位[98]。通 过分析不同矿化类型矿体倾角发现,玲珑式金矿的 矿体倾角(>60°)大于焦家式金矿(<45°)^[8]。这些 研究结果表明,断裂产状变化是金成矿的重要因 素,基底构造对断裂的产状和金矿分布有影响,石 英脉型金矿的倾角总体陡于蚀变岩型金矿。

对赋矿断裂的性质和演化过程尚未形成一致 的意见。不少研究者强调伸展构造控矿,如提出岩 浆热隆、流体活化和伸展拆离是金成矿的关键因 素[9],玲珑和鹊山变质核杂岩、伸展拆离系统及大规 模宽裂谷系统为金成矿提供了有利条件[99-101],胶东 地区在 135~113 Ma 期间经历了强烈的伸展剥 露[99],伸展作用和正断层为新立金矿矿化流体提供 了通道并造成地形抬升和成矿后剥露[102],控矿的招 平断裂主体为正断层[103-104],胶西北控矿断裂构成 沿玲珑花岗岩体与早前寒武纪变质岩边界分布的 大型伸展构造带[105]。对乳山金青顶石英脉型金矿 的研究表明,金矿是超流体压力引发控矿断裂多阶 段破裂-充填的结果,控矿断裂发生左行平移和反 转运动,产生膨胀带,成矿流体沿断裂向上迁移,并 引起围岩和早期石英脉液压致裂,经过多个破裂-愈合旋回最终成矿,符合经典的断层阀模式[73]。也 有研究者提出构造转换和构造多期活动成矿,分别 认为:区域金成矿系统形成于早白垩世的陆缘伸展 构造背景,控矿断裂经历了从挤压经剪压和剪张到 伸展的构造体制转换,成矿前为挤压-剪压构造体 制,成矿后为伸展构造体制,大规模金成矿事件发 生在区域 NW 向伸展转换为 NE 向伸展后的 NEE 向挤压变形作用过程中,或剪压-剪张构造体制转

换过程中[10,106]。三山岛、焦家和玲珑金矿田的矿床 形成于断裂由走滑挤压向走滑伸展转化的过程 中[64];莱州寺庄金矿矿化期间经历了左行逆冲和右 行正断构造活动,由 NW-SE 向挤压向 NW-SE 向伸展转化是金成矿的动力学背景[96];三山岛金矿 构造测量揭示了2期正滑和1期左行运动[107]。邓 军等[36]利用断层泥的伊利石 K-Ar 和矿石的磷灰石 裂变径迹测年详细研究了焦家断裂的演化,断层初 始活动在侏罗纪(160~150 Ma),为左行断层;在早 白垩世(135~120 Ma)为正断层,受控于 NW-SE 向的拉张和 NE-SW 向的挤压:其后在 120~110 Ma 为左行走滑断裂,为 NW—SE 向挤压和 NE— SW 向拉张: 在约 110 Ma 变为正滑位移, 在 55 Ma 发生右旋再活动。金成矿时间(130~110 Ma)与早 白垩世岩浆作用和由正断层向左行走滑断层的转 变时间吻合。还有研究者强调挤压作用对成矿的 控制,如将新城金矿床控矿构造变形环境分为3个 构造期,成矿前在 NW-SE 向挤压作用下发生韧-脆性左行剪切变形,为高温中高压高应变带变形环 境,应变速率较大;成矿期为 NW-SE 向向 NEE-SWW 向逐渐转变的挤压作用,发生压剪性脆性变 形,为中低温中高压低应变带变形环境,应变速率 较小:成矿后在 NWW-SEE 向挤压作用下发生压 剪变形,为低温低压脆性变形环境[108]。望儿山金 矿区控矿构造型式为压扭性断裂构造系统的菱形 结环式构造,矿区构造演化经历了成矿前 NWW 向挤压、成矿期 NWW 向拉伸、成矿后 NNW 向挤 压 3 个阶段[109]。还有研究者认为,胶东金矿控矿 断裂和裂隙主要是挤压剪切应力形成的[8]。综上, 研究者普遍认为胶东金矿与伸展构造背景有关, 但对控矿断裂所处的构造演化阶段和断裂的性质 尚有不同认识。

3 成矿流体和物质来源

3.1 成矿流体来源

胶东金矿床成矿流体具有宽泛的氢氧同位素组成, &D 值变化在-111.0%~-53.5%之间, &¹⁸O值变化于-9.7%~16.7%之间(表1),在氢氧同位素组成图中,投点于变质水和原生岩浆水区的左下方,并向大气降水方向漂移^[10]。这样的特征被解释为成矿流体具有混合来源,但对主要来源尚有不同的理解。不少研究者认为,主成矿期以岩浆水为主,

成矿晚期则明显有大气水的加入^[8,27,37,78,111,124-127];也有人认为,变质水是胶东金矿成矿流体的主要来源,并可能混入了岩浆水和大气水^[10,72,118-119,128]。但Goldfarb等^[129]反对大气水对于胶东金成矿作用的影响,认为其氢氧同位素特征是受成矿后的次生包裹体影响的结果。可见,今后应更多地针对石英进行原位氧同位素分析,再结合相应期次石英的流体包裹体组合研究,更好地示踪胶东金矿成矿流体来源。

新立、望儿山、大尹格庄、辽上、金青顶金矿的碳酸盐矿物的 δ^{13} C_{PDB} 值为 -6.7% $\sim -2.2\%$, $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值为 7.8% $\sim 12.1\%$ (表 1),与火成岩/岩浆系统(-30% $\sim -3\%$)和地幔(-7% $\sim -5\%$)碳储库的 δ^{13} C值非常接近 (130),指示成矿流体中的碳来自岩浆系统或地幔。在碳酸盐矿物 δ^{18} O 和 δ^{13} C 图解中,少量数据点投影在地幔多相体系内,大多数数据点投影在地幔多相体系和原始碳酸盐区右上角的花岗岩区内外 (10) 。数据显示,成矿流体与壳幔混源或深源流体有关 (11-12,131]。

3.2 成矿物质来源

各矿床黄铁矿的硫同位素值较均一,正向偏离 陨石硫, δ^{34} S 值变化范围为 1.9‰~13‰(表 1)。相 比而言,蚀变岩型金矿的变化范围较石英脉型金矿 宽(石英脉型金矿为3.7%~8.9%),且前者常比后 者数值偏高,差值约3.5%[132],蚀变岩型矿体由浅部 向深部 δ³⁴S 值逐渐降低[115]。由于硫同位素受源区 及成矿流体演化的影响十分明显(如氧逸度的变 化、矿物沉淀、水/岩反应等),导致不同研究者对于 硫同位素的解释存在明显的分歧。通常将硫同位 素的升高解释为成矿流体对于高硫地层的淋滤所 致 $^{[121,133]}$,鉴于金矿床 δ^{34} S 值与新太古代胶东变质 杂岩(包括 TTG 岩系和胶东岩群)、古元古代荆山 群和粉子山群、侏罗纪—白垩纪的花岗岩类和基性 脉岩均有较大的重叠范围,多数研究者认为,硫源 主要继承了赋矿围岩的硫同位素特征,来源是胶东 变质杂岩[10]。而邓军等[7,131]认为,高值的硫同位素 组成与扬子克拉通新元古代高硫沉积地层俯冲到 华北克拉通岩石圈地幔有关。Feng 等[38] 认为,正的 δ³⁴S 可能来源于板块俯冲过程中的脱挥发份作用。

各金矿床矿石铅同位素组成主体相对均一, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值为 16.476~17.863, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 值为 15.211~15.529, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb 值为 36.797~38.029(表 1),

表 1 胶东金矿稳定性与放射性同位素特征

Table 1 Stable and radioactive isotopes characteristics of gold deposits in the Jiaodong Peninsula

矿床	H−O 和 C−O 同位素	S、Pb、Sr、Nd、He、Ar 同位素	参考文献
	石英流体包裹体的 δD_{V-SMOW} 值为 $-81.3\% \sim -63.5\%$, $\delta^{18} O_{H_2O\ V-SMOW}$ 值为 $-2.8\% \sim +5.9\%$,指示成矿流体主要 是岩浆源的,在成矿过程中或之后逐渐混入天水	不同阶段成矿流体黄铁矿的 δ^{34} S 值为 1.9‰ ~ 11.9‰,中阶段黄铁矿中流体包裹体 3 He/ 4 He 值为 0.14~2.94 Ra, 40 Ar/ 36 Ar 值为 675.10~5926.44	[110]
	热液石英 δ^{18} O 值为 9.7‰~15.1‰,计算的流体 δ^{18} O 值为 0.97‰~10.79‰, δ D _{H2O} 值为 $-100‰~-62‰$	主阶段热液硫化物 δ ³⁴ S 值为 7.8‰~12.6‰	[111]
三山岛		载金黄铁矿流体包裹体 ³ He/ ⁴ He = 0.043 ~ 0.21 Ra, ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar = 488 ~ 664	[112]
	石英流体包裹体的 δD_{V-SMOW} 值为 - 77% ~ - 53.6%,		
	$\delta^{18}O_{H_2O\ V-SMOW}$ 值为 2.8‰~7.5‰,指示成矿流体源于初始	黄铁矿的 δ^{34} S 值为 8‰~9.3‰,与浅部 δ^{34} S 值(8.4‰~	
	岩浆水,后期有少量大气降水参与。铁白云石和方解石 $\delta^{13} C_{PDB}$ 值为 $-6.6\%\sim-5.9\%$,落人典型的岩浆碳范围内,暗 示金矿与深源流体有关	10.5‰)基本一致,硫同位素体系在 2000 m 深度范围 内达到平衡	[113]
	Ⅲ和Ⅲ阶段矿石中石英 δ ¹⁸ O _{H2O V-SMO} 值为 2.82‰ ~	人 22 / 18 / 18 / 18 / 18 / 18 / 18 / 18 /	[114]
新立	5.34‰,δD _{SMOW} 值为-88.3‰~-69.6‰,指示矿石流体主要	4个矿化阶段黄铁矿 δ^{34} S _{CDT} 值相似,变化于 9.42‰~ 11.62‰,指示了壳源物质的参与。方解石的初始	
	为岩浆水。方解石 $\delta^{13} C_{PDB}$ 值为 $^{-6.4}$ %~ $^{-2.4}$ %,指示流体中有幔源的贡献	87 Sr/86 Sr值为 0.710657 ~0.711542,指示了壳源贡献	
焦家深部		黄铁矿的 δ^{34} S 值为 7.5‰~9.8‰, 由浅到深 δ^{34} S 值逐	
		渐降低。 ³ He/ ⁴ He 值为 1.6±0.1~1.8±0.1 Ra, ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar 值为 750~3106,显示混合来源特征	[115]
新城	热液石英 δ^{18} O 值为 8.0‰~16.7‰, δ D _{SMOW} 值为 -96 ‰~ -61 ‰, 计算的 δ^{18} O _{H₂O} 值为 -6.4 ‰~ 8.9 ‰,成矿流体为变质来源	热液硫化物的 δ ³⁴ S 值为 4.3‰~10.6‰	[116]
	矿化流体 δ^{18} O 值为 2.13‰~7.5‰ , δ^{18} D _w 值为−97.5‰~	黄铁矿 δ ³⁴ S 值为 6‰~8.3‰, 黄铁矿 ³ He/ ⁴ He 值为	
	- 61.4‰	1.58~2.71 Ra、 ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar 值为 1220.3~1625.7	[8]
望儿山	热液石英 δ^{18} O 值为 5.5‰ ~ 14.4‰, 计算的 δ^{18} O $_{\mathrm{H_2O}}$ 值为	热液黄铁矿的 δ^{34} S _{CDT} 值为 4.8% ~ 8.9% , 206 Pb/ 204 Pb	
	1.9‰~10.8‰, δD 值为-77.3‰~-57.2‰;碳酸盐的	值为 17.158~17.511、 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值为 15.445~	[71]
	δ^{13} C _{PDB} 值为-6.7‰~-6.3‰, δ^{18} O _{SMOW} 值为 10.6‰~11.1‰	15.529、 ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值为 37.709~38.000	
谢家沟	石英流体包裹体的 δ^{18} O 值为 $3.1\% \sim 13.2\%$, 计算的 δ^{18} O _{H2O} 值为 $^{-9.7}$ ‰ $\sim 5.7\%$, δ D 值为 $^{-101.8}$ ‰ $\sim -83.1\%$	热液硫化物的 δ^{34} S 值为 $4.7\% \sim 7.8\%$ 。 206 Pb/ 204 Pb 值为 $15.486 \sim 15.519$, 208 Pb/ 204 Pb 值为 $37.904 \sim 38.029$	[23]
大尹格庄	菱铁矿和碳酸盐 C、O 同位素值分别为-5.4%~-2.2%	$δ^{34}S_{CDT}$ 值为 4.8% ~ 9.0%, $^{206}Pb/^{204}Pb$ $^{207}Pb/^{204}Pb$ 、	
	$(\delta^{13}C_{V-PDB})$ 和 $7.8\%\sim12.1\%(\delta^{18}O_{V-SMOW})$,计算的成矿流体分别是 $-7.1\%\sim-2.9\%$ 和 $-4.1\%\sim5.7\%$	208 Pb/ ²⁰⁴ Pb 值分别为 17.181~17.339、15.414~15.504、37.729~37.984 及 17.2157~17.3585、15.4595~15.6116、37.858~38.3328	[69,117]
	石英流体包裹体的 δ^{18} O 值为 5.9% ~ 14.0% ,计算的 δ^{18} O _{H,O} 值		
	为-8.1‰~7.5‰,δD _{v-snow} 値为-111.0‰~-78.0‰		[118]
夏甸	δD 值为=72.1‰~=62.4‰,δ $^{18}{\rm O}_{{\rm H}_2{\rm O}}$ 值为=1.4‰~9.7‰	δ^{34} S 值为 6.95 ‰~ 8.1 ‰,指示了矿石中金属元素混合来源,胶东岩群是 S 的主要来源	[111]
玲珑	成矿流体 δD 和 δ ¹⁸ O 值分别为-63‰~-57‰ 和 6.0‰~9.3‰,在岩浆和变质水区域	热液黄铁矿 δ ³⁴ S 值为 5.6‰~7.9‰,在新太古代胶东 岩群和中生代玲珑花岗岩、郭家岭花岗闪长岩和中基 性脉岩范围内	[119]

			续表 1
矿床	H-O 和 C-O 同位素	S、Pb、Sr、Nd、He、Ar 同位素	参考文献
台上	热液石英的 δ^{18} O 值为 10.9‰~12.5‰,计算的流体 δ^{18} O 值为1.3‰~10.0‰, δ^{18} D _{H2O} 值为 $^{-60}$ ‰~ $^{-45}$ ‰	热液黄铁矿的 δ ³⁴ S 值为 4.5‰~8.0‰,在太古宙胶东 岩群和中生代花岗岩类、中-基性脉岩范围内	[120]
黑岚沟		赋存于金 -石英 -黄铁矿脉中的黄铁矿 δ^{34} S 值为 6.6% ~7.9%,赋存在金 -多金属硫化物脉中的黄铁矿 δ^{34} S 值为 8.1% ~8.8%	[121]
大柳行		成矿前和成矿后的黄铁矿具有较低的 δ^{34} S 值(分别为 3.7‰~5.6‰ 和 5.3‰~6.4‰),而与成矿有关的黄铁矿具有较高的 δ^{34} S 值(7.8‰~8.3‰)。黄铁矿的惰性气体同位素具有壳幔混合来源的 3 He/ 4 He(1.13~1.50 Ra)和类似大气的 40 Ar/ 36 Ar(327~574)特征,独居石中 Nd 同位素值(ε Nd(t)=-13.7~-11.6)与赋矿的郭家岭花岗闪长岩一致	[38]
马家窑	热液石英流体包裹体的 δ^{18} O _{SMOW} 值为 11‰ ~ 13.9‰, δ^{18} O _{H₂O} 值为 -3.6 ‰ ~ 5.5‰, δ D _{SMOW} 值为 -95.97 ‰ ~ -53.5 ‰	黄铁矿 δ ³⁴ S 值为 5.4‰~11.7‰, ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值为 16.476~16.674、 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值为 15.2111~15.353、 ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值为 36.979~37.803, 初始 ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 值为 0.716136±0.000034	[78]
笏山		晚阶段黄铁矿的 δ^{34} S 值 5.69‰ ~ 6.98‰, 早阶段为 7.06‰~7.85‰。独居石原位 $\epsilon_{\rm Nd}(t)$ 值为 -20.6 ~ -18.4 ,与玲珑花岗岩的 Nd 同位素值吻合	[25]
辽上	δ^{18} O 值为相对窄的范围(8.2%~8.3%), δ^{13} C _{V-PDB} 值为 -6.0 %~~3.8%, δ^{18} O _{V-SMOW} 值为 10 %~10.4%,投点于岩 浆岩区	206 Pb/ ²⁰⁴ Pb、 ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb 和 ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值分别为 17.125~17.248、15.455~15.467和37.786~37.904,黄 铁矿 ³ He/ ⁴ He 值为 0.643~1.135 Ra、 ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar 值为 638.8~1169.1	[76]
	载金矿物白云石 δ^{13} C_{V-PDB} 值为 $-4.6\%\sim-3.6\%$, $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值为 $9.6\%\sim10.6\%$,投点于岩浆岩区	黄铁矿 δ^{34} S 值为 7.2% ~ 9.4%, 206 Pb/ 204 Pb 值为 17.027 ~ 17.576, 207 Pb/ 204 Pb 值为 15.435 ~ 15.503, 208 Pb/ 204 Pb 值为 37.706 ~ 38.205	[122]
郭城	成矿相关石英 δD 值为-86‰~-69‰,δ ¹⁸ O _{H₂O} 值为 0.6‰~7.7‰	矿石硫化物的 δ ³⁴ S 值为 8.5‰~12.7‰, ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值为 17.155~17.862, ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值为 15.410~15.454, ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb 值为 37.371~ 37.878, ³ He/ ⁴ He 值为 0.41~2.39 Ra, ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar 值为 367~2112, ⁴⁰ Ar ^{-/4} He 值为 0.40~3.78	[77,123]
邓格庄	石英 δ D 值为 -99.8% ~ -80.7% , δ δ O _{H₂O} 值为 7.9% ~ 15.9%,成矿流体以岩浆水为主,成矿后期在地壳浅部遭受少量大气降水的混和	矿石硫化物的 δ^{34} S 值为 2.7‰~13‰, 206 Pb/ 204 Pb 值为 17.007~17.304, 207 Pb/ 204 Pb 值为 15.414~15.509, 208 Pb/ 204 Pb 值为 37.374~37.708	[27]
金青顶	成矿阶段流体的 δ D 和 δ ¹⁸ O 值分别为-87.1%~-64.4%和 0.2%~8.4%,位于岩浆水和天水范围内。碳酸盐的 δ ¹³ C _{PDB} 值为-5.4%~-4.5%,在岩浆有关的 C 范围内	黄铁矿 δ^{34} S 值(5.5‰~6.1‰) 与胶西北金矿相似	[124]

在 Zartman 等[134] 构造环境判别图解中,投点于下地壳范围[10] 或下地壳与地幔演化线之间^[77],与各时代赋矿围岩铅具有较大范围的重叠,指示铅主要来源于地壳,可能混合有地幔物质,或来自于中生代活化再造的胶东变质杂岩^[117]。

矿石的初始⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值为 0.710657 ~0.7161369

(表 1),大于地壳的⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr 值(> 0.710)和上地幔 Sr 初始值(0.704±0.002)^[135],位于华北克拉通上地 壳和下地壳 Sr 初始值(分别为 0.720 和 0.710)^[114] 之间,接近或略大于玲珑型、郭家岭型、伟德山型、崂山型花岗岩和中基性脉岩的 Sr 初始值(分别为 0.711281~0.712418、0.710175~0.711588、0.7075~

0.71182、0.70540~0.7071 和 0.705465~0.7112),更接近于玲珑型和郭家岭型花岗岩,可能源于赋矿围岩玲珑型及郭家岭型花岗岩类。

矿石中黄铁矿流体包裹体氦-氩同位素测试结果表明,³He/⁴He 值为 0.043~2.94 Ra,⁴⁰Ar/³⁶Ar 值为 327~5926.44(表 1),具有壳幔混合来源特征,部分样品较低的⁴⁰Ar/³⁶Ar 值显示有少量大气水加入,计算成矿流体中地幔端元流体的比例主要在 40%以下^[8,10,38,112,110,123,129]。

矿石的铁同位素研究表明, 蚀变岩型矿床中的黄铁矿铁同位素变化范围为+0.01%~+0.64%, 而石英脉型金矿中的黄铁矿铁同位素变化范围为-0.78%~+0.79%, 计算的成矿流体的初始铁同位素组成在-0.53%~-0.37%之间, 认为不同类型金矿床的主要铁质来源均为早前寒武纪变质基底[132]。

由上可见,虽然近年对胶东金矿的流体包裹体 和稳定同位素研究取得了较一致的结果,但对成矿 流体和物质来源的认识尚有较大分歧。对于成矿 流体的来源争议主要集中于以岩浆流体还是变质 流体为主,但大部分研究者均认可成矿流体是多源 的,初始的变质水或岩浆水在成矿过程中汇入了天 水,且认为成矿流体是深源的或有深源的成分。其 中,部分研究者认为,成矿流体来自于太平洋板块 俯冲脱水[36,111,116,120];另有研究者认为,深源流体主 要是幔源的[38,76,110,112]。关于金矿床成矿物质的来 源,绝大多数学者认为其具有多源性和复杂性,究 竟何者为主,分歧较大。硫、铅、锶和铁同位素具有 明显的壳源特征,但氦-氩同位素指示了幔源物质 的存在[8,10,38,110,112]。成矿物质主要来自壳源的观点 认为,胶东变质基底和侏罗纪玲珑型花岗岩是成矿 物质的提供者,或者成矿物质源自中生代活化再造 的前寒武纪增生变质杂岩[10];另外,根据招平带和 牟乳带金矿中黄铁矿地球化学特征及金赋存状态 的明显差异,有研究者[136]认为,二者的金来自于不 同的壳源源区,招平带的金源于富集金属元素的太 古宙陆壳基底的熔融,而牟乳带之下缺乏相似的富 集源区。幔源物质成矿观点则认为,金属主要来源 于中基性脉岩源区的深部幔源岩浆[69,77],富集地幔 在部分熔融过程中将金带出成矿[137]。也有学者认 为,经历了长期俯冲交代的华北克拉通富集岩石圈 地幔,具有高金含量的储库[7,64,77,131]。近年一些研 究者认为,成矿物质与俯冲的古太平洋板块脱水、脱硫和富集地幔楔脱挥发分有关[111,114,116,120]。这些不同观点的存在,表明胶东金矿的成矿物质和流体来源仍需进一步研究。

胶东地区有几个地球化学特征与其他大部分矿床不同的金矿,可能具有不同的成矿物质来源。如威海范家埠金矿床成矿流体具中高温(260~320℃)、中高盐度 15.5%~23.2%(NaCleq)、低 δ^{18} O_{H2O}(-4.05%~-3.84%)、低 δ D_{H2O}(-82.5%~-80.8%)值等特点,载金矿物黄铁矿富³²S(δ^{34} S=-9.1%~-5.5%)[138];福山杜家崖金矿金矿物粒度很细,具微细粒浸染特征,As含量(1758.74×10⁻⁶)为胶西北焦家式金矿的 2 倍以上;烟台岔夼金锑矿是胶东唯一的金、锑共生矿床^[88]。

4 成矿物理化学条件与金沉淀成矿机制

4.1 成矿物理化学条件

通过对胶东金矿流体包裹体的大量研究 (表2),流体包裹体的基本特征得到清晰刻画,且众 多研究者取得了较一致的研究结果。成矿流体总 体特征表现为中低温、低盐度的特征。成矿阶段基 本可划分为4个:乳白色石英-黄铁矿阶段、烟灰色 石英-金-黄铁矿阶段、石英-金-多金属硫化物阶段 和石英-碳酸盐阶段,也有研究者将钾长石和绢云 母划入早成矿阶段或成矿前阶段,金主要赋存于主 成矿阶段的烟灰色石英-金-黄铁矿阶段和石英-金-多金属硫化物阶段。对已发表的流体包裹体数据 统计表明,胶东金矿的流体包裹体成分都具有统一 的特征,早成矿阶段主要为 H,O-NaCl-CO,(含极 少数量的 CH。) 两相或三相包裹体、纯 CO。包裹体: 主成矿阶段主要为 H,O-NaCl-CO,±CH4两相或三 相、纯 CO。包裹体和 H。O 包裹体,该阶段中 CH。含 量普遍升高,纯CO。包裹体出现的数量也较早成矿 阶段多:晚成矿阶段基本是 H₂O-NaCl 包裹体,表 现为单相或两相。各金矿床流体包裹体的均一温 度和盐度较一致,温度变化范围为 101~420℃,盐度 变化范围为 0.1~20.1% NaCl equiv, 密度变化范围 为 0.44~1.51g/cm³, 计算的压力条件为 40~339 MPa。由早阶段至晚阶段流体包裹体的均一温度和 盐度逐渐降低,且不同类型金矿成矿阶段的均一温 度落在相似的区间内[37,110,124,129,142-144]。在纵深超过 4000 m 范围内,具有一致的成矿流体介质条件[110,113]。

表 2 胶东金矿流体包裹体特征

Table 2 Fluid inclusion characteristics of gold deposits in the Jiaodong Peninsula

矿床	矿物组合或矿化阶段	流体包裹体类型	流体温度、盐度、密度	成因解释	参考 文献
三山岛	4个矿化阶段: 黄铁矿-石英阶段、石英- 黄铁矿阶段、石英-黄铁矿-贱金属硫化物 阶段、石英-碳酸盐阶段,金主要赋存在 2 和 3 阶段	3 种类型流体包裹体:纯 CO ₂ 、CO ₂ -H ₂ O 和纯水	1、2~3 和 4 阶段流体包裹体的温度 (℃)分别是 280~400、210~320 和 150~230,盐度(% NaCl equiv,后面 简化为%)0.35~10.4、2.2~13.33、0.1~ 12.5,密度(g/cm³)0.61~1.07、 0.82~1、0.7~0.98。早阶段压力165~ 200 MPa,主阶段压力90~175 MPa	金属和流体来源于俯冲的古太平洋板块脱水、脱硫和富集地幔楔脱气。水-岩硫化作用和压力波动,伴随流体不混溶和其他化学变化是金沉淀的主要机制	[111]
	3个矿物共生组合阶段:石英±黄铁矿、金+石英+黄铁矿或金+石英+贱金属硫化物、石英+碳酸盐±黄铁矿	4 种类型流体包裹体:纯 CO_2 、 H_2 O $-CO_2$ $-NaCl$ 、 H_2 O $-NaCl$ 包裹体、含子 矿物或多相流体包裹体	3 阶段流体包裹体温度(℃)分别是 $241\sim390\ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ $	成矿物质和流体来源于壳源和幔源成分的组合。CH ₄ 是控制金成矿的关键因素,CH ₄ 改变了成矿流体的物理化学条件,导致金沉淀	[110]
新立	4个矿化阶段:石英一 钾长石-绢云母-黄铁 矿阶段、石英-黄铁矿 阶段、石英-多金属硫 化物阶段、石英-碳酸 盐-黄铁矿阶段	6 种类型流体包裹体:单相气体、单相液体、 CO_2 和 H_2 O 两相、富液相的两相、富气相的两相、三相流体包裹体。主成矿阶段为中—低温、低盐度、还原条件 $NaCl-H_2$ O $-CO_2\pm CH_4$ 系统	4 个矿化阶段流体包裹体温度(℃) 分别为 239~369、159~325、119~321 和 116~219, 盐度(%)3.00~10.37、1.96~9.86、1.03~9.47 和 1.05~7.14	成矿流体和金属与俯冲的古太平洋板块脱水、脱硫和富集地幔楔脱挥发分有关,流体中的 H_2O 可能是富集地幔楔脱挥发分释放出来的, CO_2 可能来源于地幔楔或俯冲大陆岩石圈地幔, S 和 Sr 来源于俯冲的海底沉积物	[114]
寺庄	3 个矿化阶段: 早阶段、主阶段、主阶段、电阶段	3 种类型流体包裹体: CO ₂ -H ₂ O、H ₂ O、CO ₂	各阶段温度($^{\circ}$):303~390、279~298、195~289。属于 $^{\circ}$ CO ₂ -H ₂ O-NaCl 流体系统,具中—低温度($^{\circ}$ 160~360 $^{\circ}$)、中—低盐度($^{\circ}$ 3.00%~11.83%)、低密度($^{\circ}$ 1.02~1.51 g/cm³)特征	变质水是成矿流体的主要来源,压力波动引起的流体不混溶是金成矿的关键机制	[128]
新城	4个矿化阶段: 黄铁 矿-石英-绢云母、石 英-黄铁矿、石英-多 金属硫化物、石英-碳 酸盐,金赋存在2和3 阶段	石英中 3 种类型流体包裹 体: $CO_2 - H_2 O$ 、纯 H_2O 、纯 CO_2 气	温度 221~304℃、盐度 2.4%~13.3%,不同类型流体的共存是由于在221~304℃ 和 78~208 MPa 温压条件下单一均匀的 H_2O-CO_2 母流体分离所产生的流体不混溶所致	金以 $Au(HS)_2$ 络合物形式运移,流体不混溶导致了 H_2S 在热液中溶解减少, 因此 $Au(HS)_2$ 络合物分解与金的沉淀相伴	[139]
	4个矿化阶段: 黄铁矿-石英-绢云母阶段、石英-黄铁矿阶段、石英-多金属硫化物阶段、黄铁矿-碳酸盐阶段	3 种类型流体包裹体: H_2O-CO_2 、水(液相 $H_2O+气$ 相 H_2O)、 CO_2 (液 相 CO_2 和气相 CO_2),为中温、富 CO_2 、低盐度的变质流体	类型 1 和 2 包裹体均一温度(℃)分别是 221~304、171~264, 盐度(%) 2.4~8.9、3.1~13.3、类型 1 和 3 包裹体密度(g/cm³)分别是 0.858~1.022、0.681~0.751	由压力快速降低导致的流体 不混溶产生了高品位金矿床。 深源变质成矿流体与俯冲的 古太平洋板块和上覆的含硫 沉积物楔的俯冲脱水、脱碳 有关	[116]

				续表	2-1
矿床	矿物组合或矿化阶段	流体包裹体类型	流体温度、盐度、密度	成因解释	参考 文献
望儿山	4个矿化阶段:黄铁矿-石英-绢云母阶段、石英-黄铁矿阶段、石英-硫化物阶段、石英-碳酸盐阶段	3 种类型流体包裹体: H_2O-CO_2-NaCl 、纯 H_2O 、纯 CO_2 包裹体,以中高温度(285~350℃)、含 CO_2 、少量 CH_4 和低盐 度为(3.38%~8.45%)特征,最终演化为中低温 $NaCl-H_2O$ 系统	阶段 1 的温压条件是 85~190 MPa 和 334~300℃,阶段 2 和 3 的温压条 件是 40~200 MPa 和 288~230℃	成矿流体为以变质流体为主的混合流体,与俯冲的古太平洋板 块 脱 水 和 脱 碳 有 关。 $Au(HS)_2$ 是最可能的载金络合物,流体压力变化引起的流体不混溶,导致的 $Au(HS)_2$ 分解是金的主要沉淀机制	[72]
谢家沟	3个矿化阶段:早阶段 (钾长石)-绢云母- 石英-黄铁矿、中阶段 石英-金-多金属硫化 物、晚阶段石英-碳酸 盐,金主要赋存于中 阶段	3 种类型流体包裹体: CO_2-H_2O 、纯 CO_2 、纯 H_2O 。初始流体为中温、富 CO_2 低盐度 H_2O-CO_2-NaCl 液相系统,成矿流体由富 CO_2 中温流体演化为贫 CO_2 流体	3 阶段均一温度(℃)分别为 262~386、192~347 和 137~231,盐度(%) 2.22~8.82、1.02~1.60 和 1.22~7.72, 第 1、2 阶段流体捕获压力分别是 224~302 MPa 和 191~258 MPa	$Au(HS)_2$ ⁻ 是最可能载金络合物,初始流体中 CO_2 的逃逸导致了金的沉淀	[23]
	4个阶段:(钾长石)- 黄铁矿-绢云母-石 英、石英-金-黄铁矿、 金-多金属硫化物、石 英-碳酸盐	3 种类型流体包裹体: NaCl-H ₂ O,CO ₂ -H ₂ O- NaCl,纯CO ₂	第 1 阶段均一温度 251~403℃,盐度 2.2%~9.4%。第 2 和 3 阶段的温度、盐度分别是:216~339℃、1.8%~13.8%,195~321℃、1.4%~13.3%, 第 4 阶段 106~287℃、0.5%~7.7%	由早期酸性条件、相对高温和 高 f_{O_2} 的 Au(HS)O 为主相转 化为晚期中等 pH、低温低 f_{O_2} 的 Au(HS) 2 相,金的沉淀与流 体不混溶水岩相互作用有关	[140]
大尹格庄	3个成矿作用阶段:金-石英-黄铁矿阶段、金 石英-黄铁矿阶段、金 (银)-石英-多金属 硫化物阶段、石英-方 解石-黄铁矿阶段	流体包裹体气相成分以 H_2 O 和 CO_2 为主, 少量 C_2H_6 、 CH_4 、 H_2 S 、 Ar 和 N_2 ; 液相成分,阳离子主 要为 K^+ 、 Na^+ , 少量 Ca^{2+} , 阴离子主要为 SO_4^{2-} 、 CI^- 及 F^- 。 属于中温、中低盐 度流体	早、中、晚阶段流体包裹体的爆裂温度(℃)分别集中在 325~385、240~330 和 165~195,金成矿温度为240~385℃。从早阶段到晚阶段,成矿流体温度和盐度降低	成矿流体主要来源于变质热液,晚阶段流体可能以大气降水为主	[141]
	3个矿化阶段:早阶段 (钾长石)-绢云母-石 英-黄铁矿、中阶段石 英-金-多金属硫化物、 晚阶段石英-碳酸盐	3 种类型流体包裹体: NaCl-H ₂ O、CO ₂ -H ₂ O- NaCl、纯 CO ₂ ,成矿流体由富 CO ₂ 中温流体演化 为贫 CO ₂ 流体	3 个阶段均一温度(℃)分别为 253~408、176~335 和 108~253,盐度(%) 1.62~11.89、0.70~14.73 和 1.73~11.60。流体捕获压力 88~339 MPa	成矿流体可能是变质水,有天 水汇入	[118]
夏甸	4个矿化阶段:石英- 黄铁矿、含金细粒黄 铁矿-石英、多金属硫 化物-石英、石英-碳 酸盐	3 种石英流体包裹体类型: $CO_2 - H_2 O \times CO_2 - H_2 O \times CO$	第Ⅰ、Ⅱ-Ⅲ和Ⅳ阶段均一温度 (℃)分别为 282~368.6、210.3~ 298.9和110.6~216.9,盐度(%)分别 为6.1~20.1、0.12~17.9和1.8~7.8	δ ¹⁸ O _{H₂O} 值指示成矿流体为天 水不断增加的岩浆水,流体不 混溶造成了金的沉淀,是由挤 压向伸展转换过程中的造山 型金矿	[111]

				续表	
矿床	矿物组合或矿化阶段	流体包裹体类型	流体温度、盐度、密度	成因解释	参考 文献
玲珑	4个矿化阶段:乳白色 石英-黄铁矿、灰白色 石英-黄铁矿、石英- 黄铁矿-贱金属硫化 物、石英-碳酸盐,金 主要赋存于2和3 阶段	3 种类型包裹体: H ₂ O − CO ₂ − NaCl ± CH ₄ 、H ₂ O 的 H ₂ O − CO ₂ − NaCl ± CH ₄ 和富 CO ₂ 的 H ₂ O − CO ₂ −NaCl ± CH ₄ 和富 CO ₂ 的 H ₂ O − CO ₂ −NaCl ± CH ₄ 包裹体。属于 H ₂ O −NaCl − CO ₂ ± CH ₄ 系统,中温(290~340℃)低盐度(4%~7%)富 CO ₂ ,少量 CH ₄	第 2 阶段 281~359℃,第 3 阶段269~342℃。密度为 0.517~0 .933 g/cm³。金成矿的 P-T 范围是 54~242 MPa,348~269℃,成矿深度5.4~9.0 km	成矿流体可能主要来自于变质流体,但是幔源或壳源的物质贡献不能忽略。流体不混溶是成矿的主要因素,水岩反应其次	[119]
台上	4个阶段:黄铁矿-石 英-绢云母、石英-黄 铁矿、石英-黄铁矿- 贱金属硫化物、黄铁 矿-碳酸盐,金主要赋 存于2和3阶段	石英和方解石流体包裹体 3 种类型: 富 H_2 O 的水一碳包裹体、富 CO_2 的水一碳包裹体、碳包裹体。初始流体为中高温、富 CO_2 、低盐度的 H_2 O $-CO_2$ $-$ NaCl \pm CH ₄ 均 $-$ 流体	4 个阶段温度(℃)分别是 285~336、 215~317、212~315、158~236, 盐度 (%)1.4~7.1、0.2~9.1、3~7.8、1~ 7.3,密度(g/cm³)0.835~0.987、 0.440~1.039、0.667~1.010、0.875~ 1.027	流体和金属来源可能是古太平洋板块和上覆的沉积物,以及胶东变质岩系。由于液压致裂压力由1700 bar 快速变为580 bar,产生流体不混溶成矿。Au(HS) ₂ ⁻ 是最可能的载金络合物,硫化反应和流体不混溶是成矿的2个主要机制	[120]
马家窑	4 个热液蚀变阶段	3 种类型流体包裹体:纯 液相或纯气相包裹体、气 液两相包裹体、富 CO ₂ 三 相 包裹体。为 CO ₂ - H ₂ O-NaCl体系,成矿流 体为中低温度、中低盐 度、低密度、富 CO ₂ 流体	阶段 I 均一温度 210~343℃, 盐度 1.57%~10.98%, 密度 0.65~1.02 g/cm³; 阶段 II、III 均一温度 190~300℃, 盐度峰值 4%~10%; 阶段 IV 均一温度 120~200℃, 盐度峰值 4.2%~7.9%。由早至晚, 温度、盐度、密度逐渐降低	氢-氧同位素指示成矿流体主 要为岩浆流体,少量天水	[78]
辽上		白云石中包裹体有 2 种 类型:气液包裹体,液相 成分大于 50% ;富 CO_2 气 相包裹体。成矿流体富 CO_2 含少量 N_2 ,为 CO_2 - $NaCl-H_2O$ 系统	包裹体具有中等—低的均一温度 (280 ~ 320℃),中—低的盐度 (6.29%~12.7%)和中—低的密度 (0.83~0.97 g/cm³)		[76]
金青 顶	7个热液阶段: 钾长石 化、镜铁矿-石英脉、 乳白色石英±硫化物 脉、石英黄铁矿脉、石 英-绢云母-黄铁矿蚀 变和金矿化、石英-多 金属硫化物脉、石英 碳酸盐脉	4 种类型流体包裹体: CO_2 - H_2 O± CH_4 包裹体、纯 CO_2 包裹体、含子矿物包裹体和水包裹体	初始流体为富 CO_2 气体(357~420℃,7.2%~11.3%)和临界流体(368~400℃);其后演化为 H_2O - CO_2 -NaCl \pm CH ₄ 系统,温度 300~364℃,盐度 2.0%~9.7%;经相分离为 H_2O - CO_2 \pm CH ₄ 包裹体(温度 265~309℃和 265~287℃,盐度 3.1%~7.1%和4.3%~7.1%);进一步演化为 H_2O -NaCl 系统,温度 163~258℃,盐度 0.5%~9.0%	初始成矿流体可能是岩浆来源,在成矿后期有天水的加入。金的沉淀与流体冷却、流体不混溶和流体中硫含量的减少有关	[124]

杨立强等[10] 认为,成矿温度和压力由胶北隆起到苏鲁超高压变质带再到胶莱盆地北缘依次降低,可能反映了成矿深度由深变浅,胶莱盆地北缘成矿流体盐度最高,可能受高盐度盆地卤水影响较大。流体包裹体气相成分以 H_2O 为主,其次为 CO_2 ,另有少量 CH_4 、 C_2H_6 、 H_2S 、Ar、 N_2 等;液相成分中,阳离子主要为 Na^+ ,其次为 K^+ 和 Ca^{2+} ,阴离子主要为 SO_4^{2-} 、 Cl^- ,其次为 F^- ,及少量 $NH_3^{-[145-146]}$ 。由于流体包裹体组分中的 CO_2 对成矿流体的pH值具有缓冲作用,因此胶东金矿成矿过程中的流体酸碱度被认为保持在近中性条件(pH值约为5.5)[129,147]。

通过对载金矿物黄铁矿、石英等的原位微区地 球化学精细研究,揭示了成矿环境的重要变化。蓬 莱黑岚沟金矿有2种黄铁矿类型,早期的含有较低 的 As(<0.2%) 和 Au(<0.06%), δ³⁴S 值为6.6‰~ 7.9%,晚期的边部含有相对高的 As(0.4%~2.5%)、 Au(平均 0.1%)和高的 δ^{34} S 值(8.1‰~8.8‰),认为 在成矿后期阶段有富 As-Au 的流体注入到热液系 统[121]。栖霞笏山金矿记录了由挤压还原向伸展氧 化环境的转化,晚阶段黄铁矿-磁黄铁矿脉型矿化、 裂隙和矿石中的晶洞和孔隙反映了开放成矿系统, 而且晚阶段黄铁矿的 $δ^{34}$ S 值(5.69‰~6.98‰) 低于 早阶段(7.06%~7.85%),指示了氧化程度的增 加[25]。招远台上、罗山和莱州焦家深部金矿黄铁矿 的稀土元素总量较低、富集轻稀土元素,以及 δCe 值、δEu值、Th/La、Nb/La等值,指示成矿流体为富 Cl 的还原性流体, Co/Ni 值及 Co、Ni、Bi、Cu 和 Zn 含量均与变质热液型金矿平均含量相近,Y/Ho值 与中国东部大陆地壳值接近[115,148-149],蚀变岩型和 石英脉型矿石内的载金黄铁矿的稀土、微量元素组 成没有明显区别,表明2类矿石的载金黄铁矿为同 一期热液活动作用的产物[149]。而对焦家金矿 3 号 矿体群(主断裂下盘陡倾矿体)黄铁矿原位地球化 学研究表明[136],其微量元素地球化学不同于焦家主 矿体和新城金矿,相对富集 Ag、Pb,以及 Ba、Bi、Te 和 Au,相对亏损 Cu 和 As,矿体中有相对丰富的重 晶石,指示3号矿体群代表了晚期的矿化事件,为相 对低温矿化流体,3号矿体群周围发育广泛的钾长 石化,指示了早期的较高温度流体事件。对莱州新 城金矿床 4 个成矿阶段黄铁矿晶形和结构特征的分 析表明^[150], I 阶段处于温度较高(300~350℃)、成 矿流体的过饱和度较低、氧逸度和硫逸度低、冷却

较为快速和物质供应不足的成矿环境;Ⅱ和Ⅲ阶段 处于中-低温度(200~300℃)、成矿流体过饱和度 高、氧逸度和硫逸度高、缓慢冷却同时物质供应充 分的成矿环境; Ⅳ 阶段处于较低温度(<200℃),过 饱和度较低、氧逸度和硫逸度低、同时物质供应不 足的成矿环境。胶西北焦家式和玲珑式金矿黄铁 矿的 S 同位素组成不同,前者34S 值(11.2%)比后者 (7.7%) 高 3.5%,指示玲珑式金矿热液流体的 f_{02} 高 于蚀变岩型金矿,即玲珑式金矿流体中 SO₄2-或 SO42-/ H2S 值较高[132]。对招平带和牟乳带各 3 个 金矿床黄铁矿的地球化学研究[136]表明,2个带的黄 铁矿特征明显不同,而且招平带中 Au 和 As 的相关 性是变化的,大多数金是沿黄铁矿裂隙和颗粒边缘 产出的银金矿;而在牟乳带 Au 和 As 有强烈的相关 性,大部分金是在富 As 黄铁矿晶格中的不可见金。 招平带大量的可见银金矿形成于黄铁矿之后,而牟 乳带的不可见金与黄铁矿同时形成。

4.2 成矿深度

胶东金矿的成矿深度主要是根据流体包裹体估算的成矿压力和温度予以推断的。研究结果显示:招远大尹格庄金矿成矿压力为 127~276 MPa,深度为 9.2~14.0 km^[151];招远谢家沟金矿的成矿压力为 191~302MPa,成矿深度为 7.2~9.7 km^[23];招远夏甸金矿流体捕获压力为 88~339 MPa,成矿深度 8.8~12.6 km^[118];招远玲珑金矿成矿压力为 54~242MPa,深度为 5.4~9.0 km^[119];牟平辽上金矿的成矿压力为 81~94MPa,深度为 2.97~3.24 km^[76]。也有研究者根据胶东中生代花岗岩锆石和磷灰石裂变径迹测试,推断金成矿深度为 6~11 km^[152]。可以看出,不同研究者估计的深度范围差别较大,综合分析认为,胶东金矿床主体形成于 5~10 km 深度,为中成—浅成矿床,胶莱盆地东北缘金矿的成矿深度明显小于胶西北地区的金矿。

4.3 金沉淀机制

水/岩反应和流体不混溶过程都是通过降低成矿流体中的总硫含量,导致了金-硫络合物不稳定,从而发生金的矿化。这也与针对胶东金矿硫化物矿物组合变化的模拟计算结果,以及流体包裹体和黄铁矿原位硫同位素的研究结果一致^[38, 133, 143, 153-154],而流体混合过程更多的是通过降温过程实现成矿流体中金的过饱和沉淀^[37]。压力波动是引起流体不混溶的主要原因^[111, 116, 120]。引起

石英脉型金矿与蚀变岩型金矿金沉淀的原因不同, 周期性流体压力波动引起的流体不混溶是引发石 英脉型金矿床可见金高效沉淀的关键机制[155];成矿 流体与围岩发生强烈的水/岩相互作用,改变成矿 流体的物理化学性质,诱发了蚀变岩型金矿金的沉 淀[127,156-157]。如流体交代斜长石后形成贯通性孔 隙,提高了蚀变岩的渗透性,热液钾长石交代斜长 石导致岩石体积膨胀而破裂,降低了岩石抗压强 度,为成矿期断裂活动及成矿流体的运移和成矿物 质的沉淀提供了有利的围岩条件[158]。另外,不同温 度水/岩相互作用对热液蚀变和金矿化的影响明显 不同,在高温时(>400℃),金沉淀的水/岩相互作用 不明显,金的沉淀与磁黄铁矿相伴而不是黄铁矿, 在低温时(约300℃),金矿化直接与黄铁矿沉淀有 关[157]。在乳山金青顶金矿识别出4种类型石英, Qa 早于金矿化, Qd 晚于金矿化, Qb 和 Qc 提供了 成矿流体的信息,对其微量元素地球化学研究表 明,Qc的Al含量最低,指示矿化期间酸度降低,由 Qb 到 Qc, Ti 含量减少, 指示石英增生期间温度降 低,酸度和温度变化可能引起了金青顶硫化物石英 脉型金矿中金的沉淀[159]。

5 成矿模式与矿床成因类型

5.1 矿床成因类型

胶东是全球唯一已知发育于前寒武纪变质基 底内的晚中生代巨型金成矿省,对其成因的认识一 直处于深化发展过程中。早期地质工作者将胶东 金矿作为绿岩带型金矿研究[160-161],在胶东地区进 行金矿勘查的地质勘探人员长期以来一直将其作 为与晚中生代花岗岩类侵入岩有关的热液金矿床 进行勘查和研究[162]。21世纪初,部分研究者将胶 东金矿归为造山型金矿[163-166],并认为是与华北陆 块和扬子板块碰撞有关的金矿床[163]或与太平洋板 块俯冲有关的金矿床[167]。翟明国等[168]首先提出胶 东金矿不同于经典的造山带成矿作用,称为陆内非 造山带型金成矿作用,认为胶东大规模成矿的动力 学过程受华北东部中生代构造体制转折制约,地幔 上涌、地幔和下地壳置换引发了岩浆流体成矿作 用;随后,许多学者研究认为,胶东金矿的成矿构造 环境、成矿与围岩变质时代的巨大差异、矿化蚀变 特征等,与典型的造山型金矿明显不同[8,114,169-170], 并分别称为胶东型金矿、伸展型金矿和克拉通破坏 型金矿,但是不同的研究者认为,成矿物质和流体来源是以壳源和幔源为主的。针对胶东金矿的特点,Goldfarb等[169]、Groves等[171]提出了造山型金矿的俯冲板片脱气模式,认为成矿流体来源于造山晚期俯冲板片和洋壳沉积物俯冲停滞过程中的变质脱挥发分作用,从而改变和扩大了传统造山型金矿的概念,将胶东金矿床纳入新的造山型金矿范畴。也有研究者提出,胶东金矿为中—浅成造山型金矿[74],莱州新城金矿为浅成造山型金矿[172-173],招远夏甸金矿是由挤压向伸展转换过程中的造山型金矿[111]。此外,有研究者认为,牟乳成矿带金矿为剪切带型金矿[174]。

5.2 矿床成因模式

基于对胶东金矿成因的不同理解,多位研究者 提出和建立了不同的成矿模式,归纳起来主要有以 壳源为主的成因模式、幔源成因模式和俯冲洋壳成 因模式。

(1)以壳源为主的成因模式: 翟明国等[168] 提 出,华北东部中生代构造转折和岩石圈减薄,造成 了大规模的陆壳,特别是下地壳的重熔活化和岩浆 活动、壳幔物质大比例的交换和混合,流体作用异 常活跃,形成了一个新的岩浆流体成矿系统。而华 北克拉通基底变质岩系,提供了金矿的物质来源, 由此爆发的短时限、高强度、大规模的巨量金属堆 积(成矿作用),是胶东型陆内非造山带成矿作用产 生的原因。宋明春等[175]建立的胶东型金矿"热隆-伸展"和"阶梯"成矿模式:白垩纪中国东部地幔隆 起,壳幔相互作用,在胶东产生壳幔混合岩浆,驱动 大范围流体循环,为金成矿提供了物质来源;同时, 幔隆作用造成地壳拉张和花岗岩快速隆升,形成花 岗岩穹窿-伸展构造,为流体运移富集、矿体定位提 供了有利空间。控矿断裂由地表向深部延伸,产生 倾角陡、缓交替变化的台阶,蚀变岩型金矿主要沿 台阶的平缓和陡、缓转折部位富集,通过断裂渗流 交代方式成矿,石英脉型金矿则赋存于主断裂下盘 的次级张裂隙中,以泵吸充填方式成矿[13]。杨立强 等[10]提出的"胶东型金矿"成矿模式认为,胶东金矿 属于后生的中低温热液脉金成矿系统,古太平洋 Izanagi 俯冲板片的回转作用可能是引起区域前寒武 纪变质基底岩石中成矿物质大规模活化再造的主 要驱动机制,成矿流体主体来源于俯冲板片变质脱 水,金主要以 Au(HS), 络合物的形式在流体中沿

拆离断层系输运,在韧脆性转换带附近→脆性角砾 岩带,由于构造空间急剧增大、成矿流体的温度和 压力突然降低, CO, 、H, S 逸出和硫化作用导致 Au(HS)。等金络合物失稳分解,金大规模沉淀富集 成矿。Li 等[8] 将胶东型金矿定义为产于岩石圈伸展 构造背景,沿活化克拉通的边缘、内部古缝合带或 微板块结合带分布的金矿床,认为成矿流体通过高 角度断裂迁移形成石英脉型金矿,流体渗透到低角 度断裂中,与围岩发生水岩交换作用形成蚀变岩型 金矿。田杰鹏等[176]和李洪奎等[177]将胶东型金矿定 义为与壳源重熔形成的层状岩浆岩和壳幔混合型 花岗岩有关的金矿床类型,认为侏罗纪壳源熔融成 因的玲珑花岗岩,在岩浆活动过程中析出的高温碱 性热液溶解金等成矿物质形成初始含矿热液。在 岩体抬升过程中,其边部形成拆离带,其内部形成 脆性断裂构造。早白垩世,壳幔混合成因的郭家岭 花岗闪长岩,侵入于玲珑花岗岩中并一起隆升,引 起流体活化、矿液浓度增大,流体在早先形成的拆 离带和脆性断裂中沉淀成矿。

(2)幔源成因模式包括:朱日祥等[11]首先提出 胶东金矿属于克拉通破坏型金矿的概念,指出克拉 通破坏型金矿是在克拉通破坏过程中爆发式形成 的大规模金矿省,成矿持续时间短、储量巨大。分 布在克拉通破坏区,其成矿流体主要来自地幔,成 矿物质来源于滞留在地幔过渡带俯冲板片的脱水。 由于太平洋板块不断缩小,导致俯冲板片回转、海 沟后撤,曾于不同地质时期在东、西太平洋形成大 地幔楔。滯留在地幔过渡带的俯冲板片脱水释放 的富金流体被岩石圈地幔中韭闪石等含水矿物储 存在 100 km 以浅;在克拉通破坏时,含水矿物迅速 分解,成矿流体集中释放,导致金的爆发式成矿[178]。 邓军等[114]提出了板块俯冲导致金矿化模式,通过对 三山岛金矿床的研究认为,热液碳酸盐的 δ^{13} C_{PDR} 和 δ¹⁸O 值具幔源特征,高的正 δ³⁴S 值为继承了扬子克 拉通北缘含金的新元古代沉积岩系,它们于三叠纪 苏鲁造山带榴辉岩形成过程中俯冲于华北地幔岩 石圈之下。成矿前基性脉岩显示了典型岛弧地球 化学特征,指示基性岩浆活动前为交代地幔源;成 矿期基性脉岩显示了洋岛玄武岩地球化学特征,指 示软流圈上涌引发了富集地幔岩石圈 S 和 Au 的释 放,提供的成矿流体形成了胶东地区大规模金矿 化。据此提出了胶东金矿的新成因模型,在三叠纪 造山期间, Au 和 S 被储存于地幔岩石圈储库中, 在 早白垩世,由俯冲板片回撤和软流圈上涌产生的构 造体制转变使得富集岩石圈地幔储库中的成矿元 素释放到地壳中[7,131]。Niu 等[179-180] 提出了地幔亚 热柱-幔枝成矿模式,建立的深部成矿过程为:强烈 的核、幔、壳活动→岩浆作用→变质杂岩隆升→盖 层岩系拆离→幔枝形成→热液流体沿陡倾断裂渗 流→成矿物质集中→超大型矿床形成。Wang 等[137] 研究认为,胶东金矿的成矿流体来源于与地幔 有关的岩浆作用,之后经历岩浆-热液过程,从而实 现金的进一步富集。

(3)国外学者基于胶东金矿的独特性建立的新 的造山型金矿模式的核心思想是,成矿流体不再是 如典型的造山型金矿那样来源于壳源岩石脱挥发 分,而是来源于俯冲的太平洋板块及上覆沉积物脱 挥发分[129,169,171,181-182],深切地幔的郯庐断裂是深部 含金流体运移的通道[169,183]。如 Goldfarb 等[169] 提 出,成矿流体由俯冲的古太平洋板块岩石圈及其上 覆大洋沉积物变质产生,或者板块上的富集地幔楔 脱挥发分,S和Au来自于洋壳沉积物或蛇纹石化地 幔。Groves 等[171] 和 Groves 等[182] 指出,胶东金矿是 典型的造山型金矿变质模式的一个例外,流体和金 质来源于俯冲洋壳板块和上覆含金富硫沉积层或 者相关的交代地幔楔脱挥发分。

胶东金矿不同的成因模式均有各自的证据,但 相关证据也都有一定的局限性和值得商榷的地方。 不同的模式都是基于相同的流体包裹体、稳定同位 素、同位素测年数据,也有共同的地质证据或认识, 如成矿的伸展构造背景、断裂控矿、大量花岗岩类 和基性脉岩与金矿同时形成、成矿与软流圈上涌、 岩石圈减薄、克拉通破坏有关等。各种模式间最关 键的差异是对成矿物质和流体来源及成矿过程的 解释。未来仍需要广大科研工作者做更多的工作, 加深对胶东金矿床成因的理解。

5.3 成矿机制

研究认为,由于黄铁矿向磁黄铁矿转化中释放 S,S活化并携带 Au 与其他卤化物元素进入流体 中[182,184],金主要以 Au(HS),在合物形式被流体运 移[10,23,72,139]。水/岩反应、流体不混溶及流体混合是 胶东金矿金沉淀的主要机制[37,74,124,127,140,144]。如前 所述,120 Ma 左右是胶东花岗岩的快速冷却期,随 着花岗岩和区域地壳的快速隆升、降温,成矿流体

的压力急剧降低,造成流体不混溶, f_{O_2} 降低, CO_2 、 H_2S 逸出和硫化作用导致 $Au(HS)_2$ 等金络合物失稳分解,金大规模沉淀富集成矿[10,154]。

胶东金矿成矿流体演化十分复杂,水/岩反应 过程中流体成分、同位素的变化还需要更详细的工 作进行限定[147,153]。根据水溶液包裹体与 H,O-CO。包裹体共存及它们具有相同(似)的均一温度 范围说明流体不混溶也是一个需要探讨的问 题[110,116,143]。近些年,黄铁矿微量元素分析技术在 胶东金矿研究中得到广泛应用[38,133,136,154,172],其主 要的研究目的是探究金的矿化形式及沉淀机制。 研究结果表明,金的赋存状态和矿化形式分为可见 金及不可见金矿化,其中蚀变岩型金矿一般只出现 可见金矿化,但石英脉型金矿中2种金矿化形式都 很普遍[38,74,121,136,143,154,172]: 蚀变岩型金矿中的黄铁 矿普遍比石英脉型金矿中的黄铁矿具有更低的 As 含量。招远金翅岭石英脉型金矿中黄铁矿边部比 核部富 δ^{34} S和As,表明高品位石英脉矿床的形成与 多期次富 Au-As 成矿流体的注入有关[185]。鉴于 As 的出现有利于金以固溶体的形式进入黄铁矿,从而 发生不可见金的矿化[38,133,136,172], Mills 等[136] 提出, 胶东金矿的可见金都是通过活化早期黄铁矿中的 不可见金形成的,但通过更详细的黄铁矿显微结构 及原位微量元素研究发现,由于早期黄铁矿中的不 可见金含量非常低,这样的活化过程在胶东金矿中 几乎不可能实现[133, 172]。

6 成矿后的抬升剥蚀

关于金成矿后的抬升剥蚀情况,采用锆石、磷灰石(U-Th)/He 和裂变径迹测年估算了地壳抬升剥蚀结果,如焦家金矿田剥露历史分为 100~95 Ma 短时间快速构造剥露和 95 Ma 以来长时间、缓慢剥露 2 个阶段,95 Ma 以来的构造剥露速率和剥蚀量分别约为 30 m/Ma 和 3 km^[186]。通过对三山岛金矿地表至 3563 m 深度钻孔采样测试发现,矿床在早白垩世晚期经历了快速冷却,其后有短暂的热停滞,在 75~55 Ma 由于断层晚期的正断和侵蚀效应发生了再一次的快速降温,始新世以来矿床经历了缓慢单调的冷却,成矿后剥蚀量估计大于 5.1 km^[107]。对三山岛金矿中钾长石、黑云母³⁹ Ar -⁴⁰ Ar 年龄和锆石、磷灰石裂变径迹年龄测试,计算的总剥蚀量为6±2 km^[98]。

关于与金矿有关花岗岩的抬升剥蚀情况,采用 锆石 U-Pb、钾长石和黑云母39Ar-40Ar、锆石和磷灰 石裂变径迹等测年方法进行了研究。夏甸金矿区 的玲珑型花岗岩由侵位(163~155 Ma)至 143 Ma 冷却到 400℃,平均降温速率为 19℃/Ma,至 135±3 Ma 冷却到 240±50℃,平均速率 20℃/Ma^[187]。莱州 新立金矿区郭家岭型花岗岩侵位后快速冷却,自 129~128 Ma 的 750~800℃至 124±1 Ma 的 300± 50℃发生了韧性变形,持续时间 4 Ma。其后发生脆 性正断层,弱破碎岩浆钾长石⁴⁰ Ar -³⁹ Ar 坪年龄为 121.5±1.3 Ma 和 120.5±1.2 Ma,记录了正断层和冷 却至矿化温度范围(350~250℃)的时间。2个锆石 裂变径迹年龄(91±4 Ma 和 90±3 Ma)限定了冷却 到240±50℃的时间,磷灰石裂变径迹年龄指示至 60±6 Ma 相对缓慢地冷却到 125~60℃[102]。新城金 矿区的郭家岭型花岗岩侵位后在大于500℃遭受了 韧性变形,未蚀变花岗岩中最年轻锆石 U-Pb 年龄 (约 123 Ma)与矿化期绢云母40 Ar/39 Ar 年龄(120 Ma)的微小差距,指示岩浆快速降温至 220~300℃。 矿石和蚀变岩中 16 个锆石裂变径迹年龄范围为 112.9±3.4~99.1±2.7 Ma, 指示这一热液蚀变的温度 持续到 100 Ma。其后矿化系统逐渐被剥露,估计由 100 Ma 至 15 Ma 剥露速率为 50±14 m/Ma,15 Ma 以来剥露速率为 93±38 m/Ma, 总剥露量为 6.1±1.0 km^[173]。郭家岭岩体从 130~126 Ma 的 650℃(岩浆 固结温度)至 124 Ma 的 300℃(黑云母封闭温度), 平均冷却速率为 60~175℃/Ma, 郭家岭岩体(130~ 126 Ma) 侵位深度约为 13±1.6 km, 侵入郭家岭岩体 的艾山岩体(116±2 Ma)侵位深度约2.7 km,表明 郭家岭岩体在 10 Ma 内,隆升剥蚀量达 10 km 左 右[188]。牙山和院格庄岩体(伟德山型花岗岩),黑 云母⁴⁰Ar-³⁹Ar 坪年龄为 117 Ma,与锆石 U-Pb 年龄 在误差范围内一致,说明花岗岩侵位的同时快速冷 却到约300℃,之后经历了3个阶段冷却历史,早白 垩世(117~110 Ma)冷却速率大于30℃/Ma,晚白垩 世(100~90 Ma)冷却速率约为 3.8℃/Ma, 古近纪 (65~50 Ma)冷却速率约为 8.7℃/Ma^[189]。胶东晚 中生代花岗岩中锆石裂变径迹年龄为 64.3~90.9 Ma,磷灰石裂变径迹年龄为 32.8~50.9 Ma,指示胶 东经历了晚白垩世(80~60 Ma)和古近纪(50~30 Ma)2个阶段的岩石圈减薄和地壳快速隆升[152]。

上述研究结果表明,玲珑花岗岩自 160 Ma 侵

位至135 Ma 冷却速率为20℃/Ma,郭家岭型花岗岩 自 130 Ma 侵位至 124 Ma 冷却速率为 100℃/Ma, 伟 德山型花岗岩自 117 Ma 侵位的同时快速冷却了超过 400℃,其后于 117~110 Ma 冷却速率大于 30℃/Ma, 之后的冷却速率显著降低至不超过 10℃/Ma,120 Ma 是胶东花岗岩的快速冷却期。金成矿后大致经 历了晚白垩世和古近纪2个阶段的快速抬升剥蚀阶 段,剥蚀速率为 30~100 m/Ma,剥蚀量为 5~6 km。 虽然焦家金矿田 95 Ma 以来的剥蚀量为 3 km,但考 虑到 95 Ma 之前存在一个短时间快速构造剥露过 程[186],笔者认为将剥蚀量确定为 5 km 左右是可信 的。结合前述的金成矿深度为 5~10 km 考虑,胶东 金矿床很少被剥蚀,在胶莱盆地大量的白垩纪一古 近纪沉积物中未发现砂金沉积佐证了这一认识,表 明胶东深部找矿潜力巨大。胶东地区的上新世— 第四纪沉积物中赋存有砂金,说明金矿床仅在这个 时期受到少量剥蚀。

主要勘查理论与方法技术

924

7.1 金矿找矿综合勘查(预测)模型

根据成矿规律、找矿标志等综合信息(预测要 素)分别建立区域和矿床勘查模型,指导靶区优选 和勘查评价。胶东金矿的区域预测要素主要有[190]: ①区域成矿环境要素,包括胶东变质岩系、中生代 玲珑二长花岗岩和郭家岭花岗闪长岩、伸展拉张环 境、张扭性构造、燕山晚期构造运动等;②区域成矿 特征要素,包括硅化、钾化和绢英岩化蚀变带、石英 脉、成矿矿物组合、NE-NNE 向断裂;③地球物理 特征要素,包括重力梯度带、磁异常条带或负异常; ④地球化学特征要素,包括 Au 地球化学异常, Au、 Ag、Cu、Pb、Zn、Mo、Bi 综合异常,自然金-黄铁矿-多金属重砂组合。典型矿床预测要素主要有:地质 环境、矿床特征、地球物理特征(重力、磁测)等[190]。 深部全矿勘查模型的构成要素主要有,有利成矿结 构面、矿化蚀变分带、矿体空间分布的侧伏和尖灭 再现规律、CSAMT 和 MT 剖面特征、构造地球化学 异常等[191]。

7.2 深部阶梯找矿方法

胶东地区传统的浅表部金矿找矿方法是,通过 地质填图圈定断裂构造和矿化蚀变带,采用激电联 剖、激电测深、土壤和岩石地球化学勘查等手段圈 定异常,然后再围绕有利成矿构造和物化探异常进 行普查找矿。这种方法被地质人员总结为"跟着构 造走、围着异常转"。采用电法找矿的地球物理前 提是胶东金矿中黄铁矿化非常普遍,易形成硫化物 异常。但是,由于矿床埋藏深度的加大及电法仪器 自身探测精度的限制,常规的激电联剖和激电测深 方法已不能探测到大于 1000 m 深度金矿的有效信 息。山东省地矿局技术人员在详细分析金矿体与 断裂构造的耦合关系后发现,金矿赋矿断裂由浅部 至深部倾角出现多个陡、缓交替变化的台阶,金矿 体主要赋存于断裂倾角陡-缓转折和缓倾角部位, 构成阶梯成矿模式[13]。基于这一认识,突破用时间 域直流电法直接圈定激电异常的传统找矿思路,将 探测目标定位于深部断裂倾角变化的较缓部位,将 探测方法改变为以频率域电磁法为主的大探测深 度地球物理方法。即通过地表高精度、大探测深度 地球物理探测,查明控矿断裂向深部的结构变化, 根据阶梯成矿模式圈定深部矿的位置[192]。这一深 部找矿方法,有力地支持了胶东深部找矿。

7.3 深部找矿地球物理方法

胶东深部找矿最常用的方法是可控源音频大 地电磁测量(CSAMT),开展了部分大地电磁测量 (MT)、频谱激电测量(SIP)工作,辅助开展了一些 高精度重力剖面、高精度磁法剖面,进行了少量反 射地震、广域电磁探测工作。根据探测深度,形成 了 2 种深度的金矿勘查地球物理方法组合: ①2000 m以浅深度金矿找矿方法组合,探测目标是与金矿 有关的控矿结构面,主要方法是各类频率域电磁 法,包括 CSAMT 法、AMT、广域电磁法等,此外地 震勘探技术、重力勘探技术也可用于此深度区间的 深部探测。②2000~5000 m 深度金矿找矿方法组 合,主要探测目标是成矿结构面,包括各种断层、断 裂带、岩性接触带、构造滑脱带等,最佳方法技术组 合为"MT/广域电磁法+重力勘探+地震勘探"。

通过对焦家断裂带深部金矿找矿的 CSAMT、 SIP 测量和研究工作,建立了如下破碎带蚀变岩型 金矿找矿地质-地球物理模型[193]:在 CSAMT 法视 电阻率断面等值线图上,断裂蚀变带位于视电阻率 等值线由低到高的过渡梯级带上,梯级带呈舒缓波 状特征,梯级带上梯度变化最大的部位为断裂带主 裂面下界面,金主矿体主要分布于主裂面下盘的黄 铁绢英岩化碎裂岩带内,视电阻率等值线同步向下 弯曲、间距变大及由陡变缓部位为成矿有利部位;

在 SIP 法复电阻率参数断面等值线图上,断裂带反映为定向延深的条带串珠状低阻带,复电阻率值越低,反映断裂带矿化蚀变程度越强烈,在等值线弯曲、低阻带局部膨大部位为成矿有利部位;充电率参数断面等值线图上,断裂带反映为定向延深的条带串珠状高值异常带,在矿体头部高值异常呈"八"字型特征,在一定范围内充电率值越高,其矿化蚀变程度越强;在时间常数参数断面等值线图上,断裂带反映为条带串珠状高值异常带;频率相关系数参数断裂带反映为低值条带状异常特征;频散率参数断面等值线反映为高值条带状异常特征;金属因数参数断面等值线反映为高值条带状异常特征;金属因数参数断面等值线反映为高值带状特征,带状异常沿矿化蚀变带分布,低阻高极化体异常反映最明显。

穿越胶西北金矿床集中区主要成矿断裂的深反射地震剖面,揭示了莫霍面不连续、切穿地壳的垂直构造带、浅部铲式断裂、多阶段岩浆拱弧等地质现象,为深入理解克拉通破坏和大规模金矿集区的形成提供了新的视角[194]。

7.4 深部找矿地球化学方法

胶东深部找矿中应用了多种地球化学方法,其中应用较多的是构造叠加晕地球化学勘查方法。通过分析成晕构造中的构造岩,捕捉深部隐伏矿体在地表或浅部引起的微弱的地球化学异常。李惠等[195] 根据金矿成矿成晕具有多期多阶段脉动叠加的特点,开展三山岛断裂带构造叠加晕地球化学研究,建立了构造蚀变带深部盲矿预测的构造叠加晕模型,预测深部盲矿靶位 22 个,经钻探验证取得了较好的找矿效果。

马生明等[196]提出了地球化学多维异常体系,通过在胶西北深部金矿找矿中的应用,发现构造蚀变带中 Na₂O、Ba、Sr 含量低于正常花岗岩,出现明显贫化。研究指出,Au、S 等元素的正异常是初始矿源岩的地球化学标志,而 Na₂O 等元素的负异常是控矿构造蚀变带的地球化学标志。对莱州三山岛北部海域金矿的多维异常体系研究指示其深部有巨大的资源潜力[197]。

王学求等[198]以胶东蚀变岩型金矿钻孔岩心和 地表联合取样获得的数据,建立了千米深度立体地 球化学探测模型。金异常和硫异常长轴方向与矿体倾斜方向一致,反映了成矿过程中流体沿控矿构造的轴向运移;金异常与类气体元素 Hg 在垂向上一致,而且出现从矿体到地表的连续贯通式异常,

反映了流体沿微裂隙和纳米孔的垂向迁移。

7.5 矿床三维地质建模

矿床三维地质建模技术已在胶东金矿研究中 得到较广泛应用,在深部矿体赋存规律、成矿预测 中发挥了较好的作用。宋明春等[199] 基于胶东主要 金矿床的三维建模实践,编制了《矿床三维地质建 模规范》。王巧云等[200]建立了焦家金成矿带部分 矿区的三维地质模型,在此基础上,按照信息值的 等级圈定了深部6个成矿靶区,预测金矿产资源 380 t。陈进等[201] 以招远大尹格庄金矿为研究对象, 在构建三维地质模型的基础上,通过多种空间分析 方法提取控制矿体形成的若干控矿地质因素特征 值,进而开展三维矿体定位预测,在矿区深边部预 测了7个三维找矿靶区。毛先成等[202]运用空间分 析技术对大尹格庄金矿控矿因素的不同特征进行 定量表达,进而分析其与金矿化的相关关系。分析 结果显示,断层的坡度与 Au 品位近似呈高斯分布, 暗示成矿流体更多地在某一特定的坡度范围内汇 聚,断裂面的陡缓变化和起伏程度显著影响了金的 富集程度。认为断裂面的形态特征是控制大尹格 庄金矿形成的关键因素。

7.6 深孔钻探技术

20 世纪主要采用传统的钻探设备和工艺进行 金矿勘探,最大钻探孔深不超过 1000 m。钻探设备 和工艺技术的进步是胶东深部找矿取得成功的重 要因素之一。全液压动力头式岩心钻机、机械立轴 式岩心钻机,有效提升了小口径岩心钻探深度。绳 索取心、泡沫钻进、受控定向钻探等技术,解决了深 孔钻进钻杆断裂、塌孔、埋钻、烧钻、取心难等工程 技术难题。金刚石 WL 钻探技术、液动冲击 WL 钻 探方法、PHP 系列无固相冲洗液、LBM 泥浆、立轴钻 机、动力头钻机等深孔钻探组合技术,解决了胶东 地区硬、脆、碎、漏、酥复杂岩层钻进难题。目前胶 东地区已施工超过 3000 m 深度的钻孔 3 个,1500~ 3000 m 深度钻孔 300 余个。在莱州三山岛金矿深 部(西岭矿区)施工了深度分别为 2755.70 m、 2738.83 m和 4006.17 m的 3 个深孔[3],后者被誉为 中国岩金勘查第一深钻。在焦家断裂带深部施工 的 3266.06 m 深度的钻孔,在 2428.00~3234.16 m 深度发现 6 层矿化体,其中高品位矿体位于 2854 m 深度[203]。针对海域勘查钻机安装、钻探施工技术难 题,研发了适用于浅海小口径岩心钻探的海域钻探 平台,采用"钻探平台支撑-钻孔优选定位-水下环保钻探-钻孔护壁取心"技术组合[204-206],在莱州三山岛北部海域矿区完成海域钻探工作量达 120 km,最大钻孔深度 1973.46 m,助力探获了中国首个海域超大型金矿床。

8 重要找矿成果

8.1 1000~2000 m 深度深部找矿重大突破

2011年以来,胶东地区新增深部金资源量约2958 t,新发现 4个超大型金矿床、8个大型金矿床,121个中小型金矿床,新增金资源量约占全国同期的40%,并且超过了找矿突破战略行动之前胶东历史上累计探明金资源量的总和(表3)。新增金资源量主要赋存于地表之下1000~2000 m 垂深范围,大中型矿床集中分布于三山岛、焦家和招平3条断裂成矿带(图1)。4个超大型金矿分别为莱州三山岛北部海域金矿、莱州三山岛矿区西岭一新立金矿、莱州纱岭金矿和招远水旺庄金矿,其中前三者的金资源量均超过300 t。初步统计,胶东累计探明的5000余吨金资源量中,深部矿资源量占总量的62%,深部资源量已大大超过浅部;资源量大于100 t的超

大型矿资源量占总量的 65%,大型矿资源量占总量的 24%,大型及以上规模矿产资源量已占绝对优势;矿床类型主要为焦家式破碎带蚀变岩型金矿,总资源量约 4000 t,其次为玲珑式石英脉型金矿(资源量约 700 t)和邓格庄式硫化物石英脉型金矿(资源量约 300 t),其他类型金资源量不足100 t^[14]。

目前,中国已累计查明黄金资源储量 14131.06 t(截止 2019 年底),其中胶东地区金资源量达全国的 1/3。胶东地区的深部找矿成果改变了中国以往大型矿床少、中小型矿床多的局面,重塑了中国的黄金资源格局,推动中国由贫金资源国跃居世界第二大黄金资源国。

8.2 千吨级金矿田和超巨型金矿床

新探获的深部大中型金矿床主要赋存于胶东西北部的三山岛、焦家和招平3条断裂成矿带中,其中三山岛、焦家和玲珑金矿田累计探明金资源量1000 t 左右,成为中国仅有的3个千吨级金矿田(图2)。3个矿田中以往探明的多个金矿床的主矿体在深部相互连接或叠合,实际为同一超巨型或巨型金矿床[^{207]}。

表 3 找矿突破战略行动十年胶东金矿找矿及研究成果与以往对比

Table 3 Comparison of explopration and research of gold deposits between during 10 years for Exploration Breakthrough Strategic Action and the past in the Jiaodong Peninsula

对比内容	2011 年以来	2011 年以前
找矿成果	新增金资源量 2958 t,新提交 3 个资源量在 300 t 以上的超大型金矿床,探明了海域金矿床	累计探明金资源量 1932 t,单次提交的金矿床资源 量均不超过 100 t,探获的金矿床均在陆域
勘查深度	控制金矿床的钻孔深度主要为 1000~2000 m,超过 3000 m 深度的探索钻孔 3 个,最大探索钻孔深度 4006.17 m	20 世纪探明的金矿床深度一般不超过 500 m,最大钻孔深度不超过 1000 m。21 世纪前 10 年的找矿深度主要在 1500 m 以内
勘查技术方法	物探方法以大功率激电、可控源音频大地测深、大地电磁测深、频谱激电测量为主,高精度重力剖面、高精度磁法剖面辅助,探索应用广域电磁、反射地震等方法。化探方法主要为钻孔原生晕、构造叠加晕法,实验研究多维异常地球化学、穿透性地球化学等方法。三维建模方法在深部找矿中逐步应用	物探以重、磁、激电等方法为主,后期应用大功率激电、可控源音频大地测深法。化探方法主要为水系沉积物、土壤、原生晕测量等,后期使用构造叠加晕法
矿床成因	克拉通破坏型金矿、胶东型金矿、热隆-伸展成矿、造山型金矿、伸展型金矿,成矿物质和流体来源以壳源为主有幔源参与,幔源成因,俯冲洋壳成因	岩浆期后热液金矿、混合岩化岩浆热液金矿、绿岩 带型金矿、造山型金矿,成矿物质和流体来源于 壳源
赋矿规律	断裂产状阶梯变化赋矿,张性断裂控矿,挤压-伸展转换成矿,蚀变岩型金矿位于主断裂中、石英脉型金矿位于断裂下盘	大断裂赋矿,压扭性断裂控矿,石英脉型金矿在 上、蚀变岩型金矿在下
成矿时代	120±2 Ma	多期成矿(中生代、太古宙、元古宙),早白垩世, 120±5 Ma

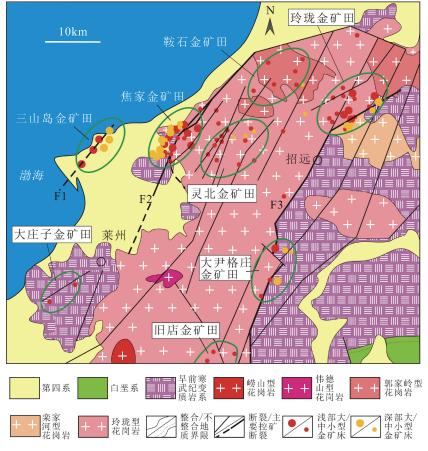


图 2 胶西北地区地质和金矿分布图

Fig. 2 Geological map and distribution of gold deposits in the northwestern Jiaodong Peninsula F1—三山岛断裂;F2—焦家断裂;F3—招平断裂

(1)三山岛金矿田和三山岛超巨型金矿床。矿 床赋存于三山岛断裂中,该断裂位于莱州湾东南侧 沿岸一带,大部分地段被第四系覆盖。断裂陆地段 长 12 km, 宽 20~400 m; 总体走向 40°~50°, 倾向 SE,倾角 30°~40°,局部可达 80°。断裂平面上呈 "S"形,形态不规则,两端均延入海域,剖面上呈上 陡下缓的铲式特征。三山岛断裂成矿带分布有金 矿床6处(按照勘查时的矿床概念),均为破碎带蚀 变岩型金矿,累计查明金资源量约 1140 t。其中以 往作为独立矿床勘查研究的莱州新立、三山岛、西 岭和三山岛北部海域矿区在深部连为一体,实际上 构成一个吨位聚集指数大于1011的超巨型矿床。矿 床共有矿体 80 余个,其中的 I 号主矿体全长超过 3 km,控制最深标高-1886 m,最大斜深超过 1.7 km, 单矿体金资源量超过 500 t[208],目前是中国规模最 大的单一金矿体。

(2)焦家金矿田和焦家超巨型金矿床。矿床赋

存于焦家断裂中,该断裂位于三山岛断裂东侧不足 20 km,长约 60 km,宽 50~500 m;总体走向 NNE, 在 25°~75°范围内呈"S"形变化;倾向 NW,与三山 岛断裂相向而倾,倾角30°~50°,局部可达78°,剖面 上呈上陡下缓的铲式特征。断裂形态不规则,其下 盘发育较多与走向平行或呈"人"字形相交的分支 构造。焦家断裂成矿带分布有金矿床 20 余处,均为 破碎带蚀变岩型金矿,构成由焦家主干断裂及其分 支断裂控制的焦家金矿田、由灵北断裂控制的灵北 金矿田及由焦家断裂北段控制的鞍石金矿田。该 带累计查明金资源量约 1418 t,其中焦家金矿田约 1360 t。勘查研究发现,焦家金矿田以往作为独立 矿床的莱州寺庄(含后赵)、马塘(朱郭李家)、焦家 (浅部)、前陈、南吕-欣木、东季-南吕(焦家深部)、 纱岭等区段,实际为总资源量约 1200 t 的超巨型金 矿床[207]。金矿床共有矿体 500 余个,其中主要矿体 3个。Ⅰ-1号矿体最大走向长 1920 m,最大倾斜长 2158 m,控制最深标高-2020 m,单矿体金资源量约

(3)玲珑金矿田和岭南-水旺庄巨型金矿床。 矿床赋存于招平断裂中,该断裂位于焦家断裂东约 25 km 的招远市—平度市麻兰—线,是胶东西北部 出露规模最大的控矿断裂。断裂全长 120 km,宽 150~200 m;总体走向 NNE,平面上呈舒缓波状展 布;倾向 SE-E,与焦家断裂相背而倾,倾角 30°~ 70°, 剖面上呈上陡下缓的铲式特征。断裂由主干断 裂和次级断裂构造系统组成,其中主干断裂北段的 丁家庄子-大磨曲家地段习称为破头青断裂。招平 断裂成矿带分布有金矿床及矿点 30 余处,以蚀变岩 型金矿为主,有较多的石英脉型金矿。在断裂的北 段分布有玲珑金矿田,中段为大尹格庄金矿田,南 段为旧店金矿田(图2)。该带累计查明金资源量约 1386 t,其中玲珑金矿田约 1000 t。玲珑金矿田是玲 珑式石英脉型金矿的典型产地,以往探明的浅部金 矿绝大部分为招平主断裂下盘次级断裂中的石英 脉型金矿,已累计查明石英脉型金资源近 400 t。深 部找矿工作突破围绕石英脉找矿的传统做法,将找 矿重点放在沿沟谷负地形分布且被第四系严重覆 盖的招平断裂北段,探明了招远东风171号脉、水旺 庄、岭南、栾家河、李家庄等大型金矿床,累计查明 金资源量约600 t。研究发现,这些矿床的主矿体在 深部也是相互连接,实际是同一个巨型金矿床。玲 珑金矿田中蚀变岩型金矿资源量是石英脉型金矿 的 2 倍以上,深部找矿成果改变了该矿田的矿床类 型格局。东风矿区的 171, 号矿体赋存标高-80~ -1550 m, 矿体控制长 2500 m, 控制斜深 510~3100 m。水旺庄矿区的②号矿体赋存标高-851~-2173 m, 矿体最大走向长 2560 m, 最大倾斜深 2080 m。

8.3 海域金矿床

矿床位于莱州市三山岛北部浅海区域,为三山 岛断裂成矿带的北段,与陆地上的三山岛金矿在深 部相连,是三山岛超巨型金矿床的组成部分。矿区 均被海水覆盖,主要区域水深 8.5~20 m,海水之下 第四系厚度一般为 35~40 m,最厚 60 m。其中,矿 床共有21个金矿体,金资源储量约470 t。该矿区 是中国一次性提交金资源量最大的矿区。矿床由 浅部矿体群和深部矿体群组成,二者均分布于控矿 断裂倾角平缓和由陡变缓的转折部位,构成由浅部 至深部的阶梯赋矿规律。浅部第一台阶矿体赋存

于-600 m 标高深度以上, 矿体倾角 25°~50°; 深部 第二台阶矿体赋存于-1000 m 标高以下,矿体倾角 35°~40°。其规模最大的 4 号矿体,赋存标高-796~ -1736 m, 矿体走向长 1446 m, 倾向最大延深 1072m,平均厚度30.91 m,平均品位 5.23 g/t^[4,6,208]。

8.4 黄铁矿-碳酸盐脉型金矿

胶莱盆地东北缘的蓬家夼矿田,主要由赋存于 中生代胶莱盆地底部白垩纪莱阳群中的蚀变砾岩 型金矿(发云夼式金矿)和发育于盆地与基底之间 断裂带中的盆缘断裂角砾岩型金矿(蓬家夼式金 矿)组成,该矿田已累计探明金资源量超过 150 t。 近年深部找矿在变质基底隆起边缘断裂裂隙和变 质地层的层间滑动带中发现和探明的牟平辽上深 部金矿床,已探明金资源量近70 t,是胶东东部探获 的唯一的资源量超过 50 t 的金矿床。矿床的矿石 类型主要为黄铁矿碳酸盐脉,金矿物主要赋存于白 云石等碳酸盐矿物中,矿石特征明显不同于胶东地 区的其他金矿床。胶西北金矿床中虽然也含有少 量碳酸盐矿物,但碳酸盐化多是晚于金矿化的成矿 作用末期的产物。鉴于这一矿床的特殊性,已被命 名为"辽上式"金矿[209]。辽上深部金矿床Ⅲ-9号 主矿体赋存在-537~-919 m 标高,已控制矿体长 310 m,最大斜深 587 m,平均厚度 16.79 m^[210]。控 矿断裂和矿化蚀变带由浅部向深部倾角渐趋变缓, 呈铲式阶梯状或舒缓波状展布,矿体产于断裂深部 倾角明显变缓处,与浅部矿体之间存在超过 500 m 垂直距离的无矿间隔[1]。矿床的矿石类型包括含黄 铁矿碳酸盐脉花岗岩型、含黄铁矿碳酸盐脉变质岩 型、黄铁矿碳酸盐脉型等[209],碳酸盐脉呈细脉或微 细脉穿插在围岩的张裂隙中。

结论与展望

找矿突破战略行动实施以来,科技人员对胶东 金矿集区开展了深入研究和深部勘查,取得了一系 列重要成果。本文综合前人研究和勘查成果得出 如下结论。

(1)胶东地区与金成矿有关的侵入岩包括163~ 149 Ma 的陆壳重熔型玲珑型花岗岩、132~125 Ma 的壳幔混合型郭家岭型花岗岩、125~110.5 Ma 的壳 幔混合型伟德山型花岗岩、125~108.9 Ma 的 A 型 崂山型花岗岩和 125.6~112.2 Ma 的幔源基性脉岩, 花岗岩类演化由高 Ba、Sr→低 Ba、Sr,由 S 型→I

型→A型,由埃达克质→弧花岗岩,指示了由华北-扬子板块构造体系向欧亚-太平洋板块构造体系和由挤压机制向伸展机制的转换,以及岩石圈地幔地球化学性状的转化。在这一过程中发生的早白垩世热隆-伸展构造为胶东大规模金成矿提供了有利条件,而岩浆岩和地幔地球化学成分转化过程中元素成分的剧烈变化,为金成矿提供了物质来源。

- (2)胶东金矿受断裂构造控制,断裂倾向和倾角变化控制了流体聚集和富矿柱形成,蚀变岩型金矿体主要沿断裂倾角陡缓转折部位和断裂坡度较平缓部位富集,构成阶梯成矿模式,基底构造对断裂的产状和金矿分布有影响,石英脉型金矿的倾角总体陡于蚀变岩型金矿。
- (3)高精度同位素年龄测试表明,胶东金矿是在 120 Ma 左右短时爆发式成矿的,这一时期伴随强烈的地壳隆升和降温,金矿床于 5~10 km 深度定位,其后遭受了约 5 km 的剥蚀。
- (4)金的成矿流体显示岩浆水、地幔流体和天水混合的特征,成矿物质来源具有多源性和复杂性,成矿流体为富 Cl 的还原性流体,后期阶段有富 As-Au 的流体注入到热液系统。胶东金矿的形成与古太平洋板块俯冲、软流圈上涌、克拉通破坏有关,水/岩反应、流体不混溶及流体混合是导致金沉淀的主要机制。胶东型金矿是与经典造山型金矿和国际上其他已知金矿类型不同的新的金矿成因类型。
- (5)金矿找矿综合勘查模型、深部阶梯找矿方法、以 CSAMT 为代表的大探测深度地球物理方法、构造叠加晕地球化学方法、矿床三维地质建模和深孔钻探技术在胶东深部找矿中发挥了重要作用。
- (6)理论技术与实践紧密结合,在 1000~2000 m 深度范围内新增金资源量约 2958 t,探明 12 个大型及以上金矿床,形成 3 个千吨级金矿田,发现 2 个超巨型金矿床和 1 个巨型金矿床,探明了世界罕见的海域金矿床,新发现黄铁矿碳酸盐脉型金矿类型。改变了中国以往大型矿床少、中小型矿床多的局面,重塑了中国的黄金资源格局。

胶东金矿集区的成矿研究和深部找矿取得了重大进展,但仍然存在一些亟待解决的关键问题,如晚中生代构造体制转换对大规模成矿的影响、断裂控矿机理、成矿流体和物质来源、金矿资源潜力及精细高效的找矿技术等问题,解决这些问题既是

地质工作者面临的重要挑战,又是为中国深部找矿贡献力量的重要机遇,需要产学研紧密结合、广大地质工作者共同努力。中国重要矿产资源严重短缺,深部找矿是当前和今后一段时间的重要任务,目前正在实施的国家重点研发计划"深地资源探测"、"战略性矿产资源开发利用",国家自然科学基金重大研究计划"战略性关键金属超常富集成矿动力学"及自然资源部"战略性矿产找矿行动(2021—2035年)"表明,未来深部成矿作用规律、关键金属矿产资源的富集机制和成矿规律、深部找矿技术方法研究等是中国地质工作的重要任务,胶东有得天独厚的成矿条件和良好的研究基础,应当成为中国深部资源勘查研究的重要示范区。

致谢:找矿突破战略行动十年,胶东地区金矿 找矿取得了令人振奋的重大成果,特向为胶东黄金 找矿做出贡献的地质人员致以崇高的敬意。2022 年是国务院授予山东地矿六队"功勋卓著无私奉献 的英雄地质队"荣誉称号30周年,谨以此文表示祝 贺!匿名审稿专家对本文提出了宝贵的修改意见, 在此一并致谢。

参考文献

- [1]宋英昕,宋明春,丁正江,等.胶东金矿集区深部找矿重要进展及成矿特征[J].黄金科学技术,2017,25(3): 4-18.
- [2]于学峰,宋明春,李大鹏,等.山东金矿找矿突破进展与前景[J].地质学报,2016,90(10): 2847-2862.
- [3] 陈玉民,范宏瑞,崔仑,等.胶西北大规模金成矿作用与成因模型[M].北京: 地质出版社,2016: 1-336.
- [4]宋明春,张军进,张丕建,等.胶东三山岛北部海域超大型金矿床的发现及其构造-岩浆背景[刊.地质学报,2015,89(2): 365-383.
- [5] 刘殿浩,吕古贤,张丕建,等.胶东三山岛断裂构造蚀变岩三维控矿规律研究与海域超大型金矿的发现[J].地学前缘,2015,22(4): 162-172.
- [6] 张军进,丁正江,刘殿浩,等.山东莱州三山岛北部海域超大型金矿勘查实践与找矿成果[J].黄金科学技术,2016,24(1):1-10.
- [7] Deng J, Yang L Q, Groves D I, et al. An integrated mineral system model for the gold deposits of the giant Jiaodong Province, eastern China[J]. Earth Science Reviews, 2020, 208: 103274.
- [8] Li L, Santosh M, Li S R. The "Jiaodong type" gold deposits: Characteristics, origin and prospecting [J]. Ore Geology Reviews, 2015,65: 589-611.
- [9] Song M C, Li S Z, Santosh M, et al. Types, characteristics and metallogenesis of gold deposits in the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton[J].Ore Geology Reviews, 2015, 65: 612–625.
- [10] 杨立强,邓军,王中亮,等.胶东中生代金成矿系统[J].岩石学报, 2014,30(9): 2447-2467.

- [11] 朱日祥, 范宏瑞, 李建威, 等. 克拉通破坏型金矿床[J]. 中国科学 (地球科学), 2015, 45: 1153-1168.
- [12] 范宏瑞, 冯凯, 李兴辉, 等. 胶东-朝鲜半岛中生代金成矿作用[J]. 岩石学报, 2016, 32(10): 3225-3238.
- [13] 宋明春, 林少一, 杨立强, 等. 胶东金矿成矿模式[J]. 矿床地质, 2020, 39(2): 215-236.
- [14] 宋明春,宋英昕,丁正江,等.胶东金矿床: 基本特征和主要争议[J]. 黄金科学技术,2018,26(4): 406-422.
- [15] 宋明春,宋英昕,李杰,等.深部矿阶梯式找矿方法: 以胶东金矿集 区深部找矿为例[]].中国地质,2022,49(1):1-15.
- [16] 林博磊,李碧乐.胶东玲珑花岗岩的地球化学、U-Pb 年代学、Lu-Hf 同位素及地质意义[J].成都理工大学学报(自然科学版), 2013,40(2):147-160.
- [17] Yang K F, Fan H R, Santosh M. Reactivation of the Archean lower crust: Implications for zircon geochronology, elemental and Sr-Nd-Hf Isotopic geochemistry of late mesozoic granitoids from northwestern Jiaodong Terrane, the North China Craton [J]. Lithos, 2012,146/147: 112-127.
- [18] 黄涛,杨立强,刘向东,等.胶北地体地壳演化: 玲珑黑云母花岗岩继承锆石 U-Pb 年龄、微量元素和 Hf 同位素证据[J].岩石学报, 2014,30(9): 2574-2594.
- [19] Wu M, Zhao G, Sun M, et al. A synthesis of geochemistry and Sm-Nd isotopes of Archean granitoid gneisses in the Jiaodong Terrane: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the Eastern Block, North China Craton[J]. Precambrian Research, 2014, 255(1): 885–899.
- [20] 王斌,宋明春,霍光,等.胶东晚中生代花岗岩的源区性质与构造 环境演化及其对金成矿的启示[J].岩石矿物学杂志,2021,40(2): 288-320.
- [21] Chai P, Zhang H R, Hou Z Q, et al. Geochronological framework of the Damoqujia gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: Implications for the timing and geologic setting of gold mineralization [J]. Geological Journal, 2020, 55: 596–613.
- [22] Li Y J, Li S R, Santosh M, et al. Zircon geochronology, geochemistry and stable isotopes of the Wang' ershan gold deposit, Jiaodong Peninsula, China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2015, 113: 695-710.
- [23] Chai P, Hou Z Q, Zhang H R, et al. Geology, Fluid inclusion, and H—O—S—Pb isotope constraints on the mineralization of the Xiejiagou gold deposit in the Jiaodong Peninsula[J]. Geofluids, 2019, (6): 1–23.
- [24] Ma W D, Fan, H R, Liu X, et al. Geochronological framework of the Xiadian gold deposit in the Jiaodong province, China: Implications for the timing of gold mineralization [J]. Ore Geology Reviews, 2017, 86: 196-211.
- [25] Yang K F, Jiang P, Fan H R, et al. Tectonic transition from a compressional to extensional metallogenic environment at –120 Ma revealed in the Hushan gold deposit, Jiaodong, North China Craton [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 160: 408–425.
- [26] 唐文龙,付超,邹键,等.胶东唐家沟金矿床独居石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年代学及其地质意义[J].地质学报,2021,95(3):809-821.
- [27] 薛建玲, 庞振山, 李胜荣, 等. 胶东邓格庄金矿床成因: 地质年代学

- 和同位素体系制约[J].岩石学报,2019,35(5):1532-1550.
- [28] Wang Z L, Yang L Q, Deng J, et al. Gold hosting high Ba Sr granitoids in the Xincheng gold deposit, Jiaodong Peninsula, East China: Petrogenesis and tectonic setting [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2014, 95: 274–299.
- [29] 刘跃,邓军,王中亮,等.胶西北新城金矿床二长花岗岩岩石地球 化学、锆石 U-Pb 年龄及 Lu-Hf 同位素组成[J].岩石学报,2014, 30(9): 2559-2573.
- [30] 王中亮,赵荣新,张庆,等.胶西北高 Ba-Sr 郭家岭型花岗岩岩浆混合成因: 岩石地球化学与 Sr-Nd 同位素约束[J].岩石学报,2014,30(9): 2595-2608.
- [31] 王立功,祝德成,郭瑞朋,等.胶西北仓上、三山岛岩体二长花岗岩地球化学、锆石 U-Pb 年龄及 Lu-Hf 同位素研究[J].地质学报, 2018,92(10): 2081-2095.
- [32] 宋英昕, 于学峰, 李大鹏, 等. 胶东西北部北截岩体岩石成因: 锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学与 Sr-Nd-Pb 同位素制约[J]. 岩石学报, 2020, 36(5): 1477-1500.
- [33] 罗贤冬,杨晓勇,段留安,等.胶北地块与金成矿有关的郭家岭岩体和上庄岩体年代学及地球化学研究[J].地质学报,2014,88 (10):1874-1888.
- [34] Jiang P, Yang K F, Fan H R, et al. Titanite—scale insights into multi—stage magma mixing in Early Cretaceous of NW Jiaodong terrane, North China Craton[J]. Lithos, 2016, 258/259: 197–214.
- [35] 耿科,王瑞江,李洪奎,等.胶西北地区北截金矿闪长玢岩锆石 SHRIMP 年龄及其地质意义[J].地质学报,2015,89(6): 1099-1107.
- [36] Deng J, Wang C M, Bagas L, et al. Cretaceous Cenozoic tectonic history of the Jiaojia Fault and gold mineralization in the Jiaodong Peninsula, China: constraints from zircon U – Pb, illite K – Ar, and apatite fission track thermochronometry [J]. Mineral Deposita, 2015, 50: 987–1006.
- [37] Cai Y C, Fan H R, Santosh M, et al. Decratonic gold mineralization: Evidence from the Shangzhuang gold deposit, eastern North China Craton[J]. Gondwana Research, 2018, 54: 1–22.
- [38] Feng K, Fan H R, Groves D I, et al. Geochronological and sulfur isotopic evidence for the genesis of the post – magmatic, deeply sourced, and anomalously gold – rich Daliuhang orogenic deposit, Jiaodong, China[J]. Mineral Deposita, 2020, 55: 293–308.
- [39] 丁正江,孙丰月,刘福来,等.胶东伟德山地区铜钼多金属矿锆石 U-Pb 法测年及其地质意义[J].岩石学报,2013,29(2):607-618.
- [40]宋明春,宋英昕,李杰,等.胶东与白垩纪花岗岩有关的金及有色金属矿床成矿系列[J].大地构造与成矿学,2015,39(5):823-843.
- [41] Song M C, Wang S S, Yang L X, et al. Metallogenic epoch and geological significance of nonferrous metallic and silver deposits in Jiaodong Peninsula, China [J]. Acta Geologica Sinica, 2017, 91 (4): 1305–1325.
- [42] Goss C S, Wilde S A, Wu F Y, et al. The age, isotopic signature and significance of the youngest Mesozoic granitoids in the Jiaodong Terrene, Shandong Province, North China Craton [J]. Lithos, 2010, 120(3/4): 309-326.
- [43] 宋明春,李杰,李世勇,等.鲁东晚中生代热隆伸展构造及其动力

- 学背景[]].吉林大学学报(地球科学版),2018,48(4):941-964.
- [44] 李增达,于晓飞,王全明,等.胶东三佛山花岗岩的成因: 成岩物理 化学条件、锆石 U-Pb 年代学及 Sr-Nd 同位素约束[J].岩石学 报,2018,34(2): 447-468.
- [45] Huang X L, He P L, Wang X, et al. Lateral variation in oxygen fugacity and halogen contents in early Cretaceous magmas in Jiaodong area, East China: Implication for triggers of the destruction of the North ChinaCraton[J].Lithos, 2016, 248/251: 478-492.
- [46] Tang H Y, Zheng J P, Yu C M, et al. Multistage crust mantle interactions during the destruction of the North China Craton: Age and composition of the Early Cretaceous intrusions in the Jiaodong Peninsula [J]. Lithos, 2014, 190/191: 52–70.
- [47] Cheng S B, Liu Z J, Wang Q F, et al. Mineralization age and geodynamic background for the Shangjiazhuang Mo deposit in the Jiaodong gold province, China[J]. Ore Geology Reviews, 2017, 80: 876–890.
- [48] Song M C, Zhou J B, Song Y X, et al. Mesozoic Weideshan granitoid suite and its relationship to large scale gold mineralization in the Jiaodong Peninsula, China[J]. Geological Journal, 2020, 55: 5703–5724.
- [49] 杨宽,王建平,林进展,等.胶东半岛艾山岩体岩石地球化学特征 及成因意义[J].地质与勘探,2012,48(4):693-703.
- [50] 宋明春,李杰,周建波,等.胶东早白垩世高镁闪长岩类的发现及 其构造背景[]].岩石学报,2020,36(1): 279-296.
- [51] 董学,李大鹏,赵睿,等.胶东泽头岩体锆石 U-Pb 年代学和岩石 成因: 对区域早白垩世晚期成岩成矿作用的指示[J].岩石学报, 2020,36(5):1501-1514.
- [52] 王瑞良,张招崇,曾庆栋,等.胶东栖霞金矿集区早白垩世花岗岩 形成时代及地质意义[J].大地构造与成矿学,2018,43(1):186-198.
- [53] Yan Q S, Metcalfe I, Shi X F, et al. Early Cretaceous granitic rocks from the southern Jiaodong Peninsula, eastern China: implications for lithospheric extension [J]. International Geology Review, 2019, 61 (7): 821–838.
- [54] 王世进, 万渝生, 王伟, 等. 山东崂山花岗岩形成时代——锆石 SHRIMP U-Pb 定年[]]. 山东国土资源, 2010, 26(10): 1-6.
- [55] Ma L, Jiang S Y, Hofmann A, et al. Rapid lithospheric thinning of the North China Craton: New evidence from Cretaceous mafic dikes in the Jiaodong Peninsula [J]. Chemical Geology, 2016, 432: 1–15.
- [56] Liang, Y Y, Deng J, Liu X F, et al. Water contents of early Cretaceous mafic dikes in the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton: insights into an enriched lithospheric mantle source metasomatized by Paleo – Pacific Plate subduction – related fluids [J]. The Journal of Geology, 2019, 127(3): 343–362.
- [57] Liang Y Y, Deng J, Liu X F, et al. Major and trace element, and Sr isotope compositions of clinopyroxene phenocrysts in mafic dykes on Jiaodong Peninsula, southeastern North China Craton: Insights into magma mixing and source metasomatism [J]. Lithos, 2018, 302/303: 480-495.
- [58] Liang Y Y, Liu X F, Wang Q F, et al. Late Mesozoic magmatism in the Jiaodong Peninsula, East China: Implications for crust – mantle interactions and lithospheric thinning of the eastern North China

- Craton[J]. Geoscience Frontiers, 2020, 11(3): 895-914.
- [59] Ma L, Jiang S Y, Hou M L, et al. Geochemistry of Early Cretaceous calc—alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China Craton [J]. Gondwana Research, 2014, 25(2): 859–872.
- [60] Ding D S, Chen L, Gong E P, et al. Zircon U-Pb age, geochemical, and Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of the youngest Mesozoic adaktic dikes in Jiaodong peninsula, North China Craton: implications for Early Cretaceous crustal evolution [J]. International Geology Review, 2020, 62(4): 446-464.
- [61] Long Q, Hu R, Yang Y Z, et al. Geochemistry of Early Cretaceous intermediate to mafic dikes in the Jiaodong Peninsula: Constraints on mantle source composition beneath eastern China[J]. The Journal of Geology, 2017, 125(6): 713–732.
- [62] Ma L, Jiang S Y, Hofmann A W, et al. Lithospheric and asthenospheric sources of lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: A consequence of rapid lithospheric thinning beneath the North China Craton? [J]. Geochimicaet Cosmochimica Acta, 2014, 124: 250-271.
- [63] Li L, Li S R, Santosh M, et al. Dyke swarms and their role in the genesis of world – class gold deposits: Insights from the Jiaodong Peninsula, China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 130: 2–22.
- [64] Deng J, Yang L Q, Li H R, et al. Regional structural control on the distribution of world-class gold deposits: An overview from the Giant Jiaodong Gold Province, China [J]. Geological Journal, 2019, 54: 378–391.
- [65] Dai F Q, Zhao Z F, Zheng Y F, et al. The geochemical nature of mantle sources for two types of Cretaceous basaltic rocks from Luxi and Jiaodong in east—central China[J].Lithos, 2019, 344/345: 409–424.
- [66] LiangY Y, Liu X F, Qin C, et al. Petrogenesis of Early Cretaceous mafic dikes in southeastern Jiaolai basin, Jiaodong Peninsula, China[J]. International Geology Review, 2017, 59(2): 131–150.
- [67] Liu X F, Deng J, Liang Y Y, et al. Geochemical, mineralogical and chronological studies of mafic intermediate dykes in the Jiaodong Peninsula: implications for Late Mesozoic mantle source metasomatism and lithospheric thinning of the eastern North China Craton[J]. International Geology Review, 2020, 62(18): 2239–2260.
- [68] Feng L Q, Gu X X, Zhang Y M, et al. Geology and geochronology of the Shijia gold deposit, Jiaodong Peninsula, China [J]. Ore Geology Reviews, 2020, 120: 103432.
- [69] Yuan Z Z,Li Z K,Zhao X F, et al. New constraints on the genesis of the giant Dayingezhuang gold(silver) deposit in the Jiaodong district, north China craton[J]. Ore Geology Reviews, 2019, 112: 103038.
- [70]宋英昕,宋明春,孙伟清,等.胶东金矿成矿时代及区域地壳演化——基性脉岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地质通报,2018,37(5): 908-919.
- [71] Yang L Q, Deng J, Goldfarb R J, et al. 40 Ar/39 Ar geochronological constraints on the formation of the Dayingezhuang gold deposit: New implications for timing and duration of hydrothermal activity in the Jiaodong gold Province, China[J]. Gondwana Research, 2014, 25 (4): 1469–1483.
- [72] Yang L Q, Guo L N, Wang Z L, et al. Timing and mechanism of gold

- mineralization at the Wang´ershan gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China[J]. Ore Geology Reviews, 2017, 88: 491–510.
- [73] Sai S X, Deng J, Qiu K F, et al. Textures of auriferous quartz-sulfide veins and ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar geochronology of the Rushan gold deposit: Implications for processes of ore – fluid infiltration in the eastern Jiaodong gold Province, China [J]. Ore Geology Reviews, 2020, 117: 103254.
- [74] Zhang L, Weinberg R F, Yang L Q, et al. Mesozoic orogenic gold mineralization in the Jiaodong Peninsula, China: A focused event at 120±2 Ma during cooling of pregold granite intrusions[J]. Economic Geology, 2020, 115(2): 415–441.
- [75] 薛建玲.胶东牟乳成矿带金矿床成矿作用和深部远景研究[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文,2013.
- [76] Li J J, Zhang P P, Li G H, et al. Formation of the Liaoshang gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China: Evidence from geochronology and geochemistry [J]. Geological Journal, 2020, 55: 5903-5913.
- [77] Tan J, Wei J H, Li Y J, et al. Origin and geodynamic significance of fault – hosted massive sulfide gold deposits from the Guocheng – Liaoshang metallogenic belt, eastern Jiaodong Peninsula: Rb – Sr dating, and H – O – S – Pb isotopic constraints [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 687–700.
- [78] Tian J P, Li J J, Zhang P P, et al. Formation of the Majiayao gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China: Constraints from fluid inclusions, H-O-S-Pb isotopes, and pyrite Rb-Srage[J]. Geological Journal, 2020, 55: 5885-5902.
- [79] 蔡亚春, 范宏瑞, 胡芳芳, 等. 胶东胡八庄金矿成矿流体、稳定同位素及成矿时代研究[J]. 岩石学报, 2011, 27(5): 1341-1351.
- [80] Deng J, Qiu K F, Wang Q F, et al. In situ dating of hydrothermal monazite and implications for the geodynamic controls on ore formation in the Jiaodong gold Province, easternChina[J]. Economic Geology, 2020, 115(3): 671–685.
- [81] 李杰,宋明春,王美云,等.胶东尚家庄钼矿床 Re-Os 同位素年龄 及其地质意义[J].中国地质,2013,40(5):1612-1621.
- [82] 李超,裴浩翔,王登红,等.山东孔辛头铜钼矿成矿时代及物质来源:来自黄铜矿、辉钼矿 Re-Os 同位素证据[J].地质学报,2016,90(2):240-249
- [83] 柳振江,王建平,刘家军,等.胶东南宿花岗岩中辉钼矿的同位素 年龄及其地质意义[J].矿床地质,2010,S1:483-484.
- [84] 朱保霖, 柳振江, 成少博, 等. 胶东院格庄岩体中辉钼矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义[]]. 中国地质, 2016, 43(4): 1353-1366.
- [85] 刘善宝,王登红,陈毓川,等.胶东半岛烟台地区邢家山钨钼矿床 地质特征及其辉钼矿 Re-Os 同位素测年[J].地质通报,2011,30 (8):1294-1302.
- [86] 丁正江, 孙丰月, 刘建辉, 等. 胶东邢家山钼钨矿床辉钼矿 Re-Os 同位素测年及其地质意义[J]. 岩石学报, 2012, 28(9): 2721-2732.
- [87] 丁正江, 孙丰月, 李国华, 等. 胶东邢家山地区燕山早期钼钨成矿 母岩锆石 U-Pb 年龄及其意义[J]. 中国地质, 2015, 42(2): 556-569.
- [88] 丁正江, 孙丰月, 刘福来, 等. 胶东中生代动力学演化及主要金属 矿床成矿系列[J]. 岩石学报, 2015, 31(10): 3045-3080.

- [89] 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. 地学前缘, 2003, 10(3): 51-60.
- [90] Zhang J, Zhao Z F, Zheng Y F, et al. Postcollisional magmatism: Geochemical constraints on the petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Sulu orogen, China[J].Lithos, 2010, 119(3/4): 512–536.
- [91] Deng J, Liu X F, Wang Q F, et al. Isotopic characterization and petrogenetic modeling of early Cretaceous mafic diking— Lithospheric extension in the North China craton, eastern Asia [J]. Geological Society America Bulletin, 2017, 129: 1379–1407.
- [92] 孟繁聪,李天福,薛怀民,等.胶莱盆地晚白垩世不同地幔源区的两种基性岩浆——诸城玄武岩和胶州玄武岩的对比[J].岩石学报,2006,22(6):1644-1656.
- [93] 宋明春,伊丕厚,徐军祥,等.胶西北金矿阶梯式成矿模式[J].中国 科学: 地球科学,2012,42(7):992-1000.
- [94] 王偲瑞, 杨立强, 成浩, 等.基底构造对矿床定位的控制机制: 焦家金矿带构造应力转移模拟[J].岩石学报, 2020, 36(5): 1529-1546.
- [95] Mao X C, Ren J, Liu Z K, et al. Three "dimensional prospectivity modeling of the Jiaojia" type gold deposit, Jiaodong Peninsula, Eastern China: A case study of the Dayingezhuang deposit [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2019, 203: 27-44.
- [96] Wang S R, Yang L Q, Wang J G, et al. Geostatistical determination of ore shoot plunge and structural control of the Sizhuang world—class epizonal orogenic gold deposit, Jiaodong Peninsula, China [J]. Minerals, 2019, 9(4): 214.
- [97] Yang L, Zhao R, Wang Q F, et al. Fault geometry and fluid rock reaction: Combined controls on mineralization in the Xinli gold deposit, Jiaodong Peninsula, China [J]. Journal of Structural Geology, 2018, 111: 14–26.
- [98] Zhang L, Groves D I, Yang L Q, et al. Relative roles of formation and preservation on gold endowment along the Sanshandao gold belt in the Jiaodong gold province, China: importance for province – to district—scale gold exploration[J]. Mineralium Deposita, 2020, 55: 325—344.
- [99] Xia Z M, Liu J L, Ni J L, et al. Structure, evolution and regional tectonic implications of the Queshan metamorphic core complex in eastern Jiaodong Peninsula of China [J]. Science China Earth Sciences, 2016, 59(5): 997–1013.
- [100] Charles N, Augier R, Gumiaux C, et al. Timing, duration and role of magmatism in wide rift systems: Insights from the Jiaodong Peninsula (China, East Asia)[J]. Gondwana Research, 2013, 24: 412–428.
- [101] 杨喜安,赵国春,宋玉波,等.胶东牟平-乳山成矿带拆离断层控 矿特征及找矿方向[]].大地构造与成矿学,2011,35(3): 339-347.
- [102] Zhang L, Yang L Q, Wang Y, et al. Thermochronologic constrains on the processes of formation and exhumation of the Xinli orogenic gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China [J]. Ore Geology Reviews, 2017, 81: 140–153.
- [103] 林少泽,朱光,严乐佳,等.胶东地区玲珑岩基隆升机制探讨[J]. 地质论评,2013,59(5):832-844.
- [104] 张丕建,宋明春,刘殿浩,等.胶东玲珑金矿田 171 号脉深部金矿 床特征及构造控矿作用[]].矿床地质,2015,34(5):855-873.
- [105] 宋明春,崔书学,姜洪利.山东胶西北矿集区和焦家金矿田成矿

- 构造系统[]].地质通报,2011,30(4):573-578.
- [106] 杨立强,邓军,宋明春,等.巨型矿床形成与定位的构造控制: 胶东金矿集区剖析[]].大地构造与成矿学,2019,43(3):431-446.
- [107] Liu X, Fan H R, Evans N J, et al. Exhumation history of the Sanshandao Au deposit, Jiaodong: constraints from structural analysis and(U-Th)/He thermochronology[J]. Scientific Reports, 2017, 7 (1): 7787.
- [108] 李瑞红,刘育,李海林,等.胶东新城金矿床控矿构造变形环境: 显微构造和 EBSD 组构约束[]].岩石学报,2014,30(9): 2546~2558.
- [109] 钱建平,陈宏毅,吴小雷,等.胶东望儿山金矿成矿构造分析和成矿预测[J].大地构造与成矿学,2011,35(2):221-231.
- [110] Wen B J, Fan H R, Hu F F, et al. Fluid evolution and ore genesis of the giant Sanshandao gold deposit, Jiaodong gold Province, China:

 Constrains from geology, fluid inclusions and H O S He Ar isotopic compositions[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2016, 171: 96–112.
- [111] Liu J C, Wang J Y, Liu Y, et al. Ore genesis of the Xiadian gold deposit, Jiaodong Peninsula, East China: Information from fluid inclusions and mineralization [J]. Geological Journal, 2018, 53 (S1): 77-95.
- [112] Han Z Y, Yu X W, Li S J, et al. He Ar isotopic tracing of pyrite from ore forming fluids of the Sanshandao Au deposit, Jiaodong area[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2019, 93 (6): 1797–1807.
- [113] 姜晓辉, 范宏瑞, 胡芳芳, 等. 胶东三山岛金矿中深部成矿流体对比及矿床成因[J]. 岩石学报, 2011, 27(5): 1327-1340.
- [114] Deng J, Liu X F, Wang Q F, et al. Origin of the Jiaodong-type Xinli gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: Constraints from fluid inclusion and C-D-O-S-Sr isotope compositions[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 674-686.
- [115] 李杰,宋明春,梁金龙,等.焦家深部金矿床成矿流体来源:来自黄铁矿微量元素及 S-He-Ar 同位素的约束[J].岩石学报,2020,36(1):297-313.
- [116] Yang L Q, Deng J, Guo R P, et al. World—class Xincheng gold deposit: An example from the giant Jiaodong gold province [J]. Geoscience Frontiers, 2016, 7: 419–430.
- [117] 张良,刘跃,李瑞红,等.胶东大尹格庄金矿床铅同位素地球化学[J]. 岩石学报,2014,30(9): 2468-2480.
- [118] Chai P, Hou Z Q, Zhang Z Y. Geology, fluid inclusion and stable isotope constraints on the fluid evolution and resource potential of the Xiadian gold deposit, Jiaodong Peninsula [J]. Resource Geology, 2017,67(3): 341–359.
- [119] Guo L N, Deng J, Yang L Q, et al. Gold deposition and resource potential of the Linglong gold deposit, Jiaodong Peninsula: Geochemical comparison of ore fluids [J]. Ore Geology Reviews, 2020, 120: 103434.
- [120] Yang L Q, Deng J, Guo L N, et al. Origin and evolution of ore fluid, and gold—deposition processes at the giant Taishang gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China [J]. Ore Geology Reviews, 2016, 72: 585–602.

- [121] Feng K, Fan H, Hu F, et al. Involvement of anomalously As-Au-rich fluids in the mineralization of the Heilan' gou gold deposit, Jiaodong, China: Evidence from trace element mapping and in-situ, sulfur isotope composition[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 160: 304-321.
- [122] 薄军委, 丁正江, 宋明春, 等. 胶东辽上金矿床 C、O、S、Pb 同位素组成及矿床成因[]]. 岩石矿物学杂志, 2021, 40(2): 321-336.
- [123] Tan J, Wei J H, He H Y, et al. Noble gases in pyrites from the Guocheng—Liaoshang gold belt in the Jiaodong province: Evidence for a mantle source of gold[J].Chemical Geology, 2018, 480: 105–115.
- [124] Ma W D, Fan H R, Liu X, et al. Hydrothermal fluid evolution of the Jintingling gold deposit in the Jiaodong peninsula, China: Constraints from U-Pb age, CL imaging, fluid inclusion and stable isotope [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 160: 287-303.
- [125] 刘玄,范宏瑞,胡芳芳,等.胶东大庄子金矿成矿流体及稳定同位 素研究[J].矿床地质,2011,30:675-689.
- [126] 郭林楠,张潮,宋宇宙,等.胶东望儿山金矿床氢-氧同位素地球化学[J].岩石学报,2014,30: 2481-2494.
- [127] Wen B J, Fan H R, Santosh M, et al. Genesis of two different types of gold mineralization in the Linglong gold field, China: Constrains from geology, fluid inclusions and stable isotope [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 643–658.
- [128] Wei Y J, Yang L Q, Feng J Q, et al. Ore—fluid evolution of the Sizhuang orogenic gold deposit, Jiaodong Peninsula, China [J]. Minerals, 2019, 9(3): 190–209.
- [129] Goldfarb R J, Groves D I. Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time [J]. Lithos, 2015, 233: 2–26.
- [130] Hoefs J. Stable isotope geochemistry [J]. Chemical Geology, 2004, 211: 47–69.
- [131] Deng J, Wang Q F, Santosh M, et al. Remobilization of metasomatized mantle lithosphere: a new model for the Jiaodong gold Province, eastern China [J]. Mineralium Deposita, 2020, 55: 257–274.
- [132] Zhu Z Y, Jiang S Y, Mathur R, et al. Iron isotope behavior during fluid/rock interaction in K-feldspar alteration zone -a model for pyrite in gold deposits from the Jiaodong Peninsula, East China [J]. Geochimical et Cosmochimica Acta, 2018, 222: 94–116.
- [133] Zhang Y W, Hu F F, Fan H R, et al. Fluid evolution and gold precipitation in the Muping gold deposit(Jiaodong, China): Insights from in situ trace elements and sulfur isotope of sulfides[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2020, 218: 106617.
- [134] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics the model [J]. Tectonophysics, 1981,75(1/2):135-162.
- [135] Faure G.Principles of isotope geology[C]//Friedman, O'Neil J R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest[M]. US Geological Survey Professional Paper (USGPO), 1977: 1-440.
- [136] Mills S E, Tomkins A G, Weinberg R F, et al. Implications of pyrite geochemistry for gold mineralisation and remobilisation in the Jiaodong gold district, northeast China[J]. Ore Geology Reviews, 2015,71:150–168.

- [137] Wang Z C, Cheng H, Zong K Q, et al. Metasomatized lithospheric mantle for Mesozoic giant gold deposits in the North China craton. Geology, 2020, 48(2):169–173.
- [138] 李建威,毕诗健,Vasconcelos P.胶东苏鲁地体范家埠金矿成矿作用与矿床成因浅析:兼与胶北地体金矿对比[J].高校地质学报,2010,16(2):125-142.
- [139] Wang Z L, Yang L Q, Guo L N, et al. Fluid immiscibility and gold deposition in the Xincheng deposit, Jiaodong Peninsula, China: A fluid inclusion study [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 701–717.
- [140] Chai P, Zhang Z Y, Hou Z Q. Geological and Fluid Inclusion Constraints on Gold Deposition Processes of the Dayingezhuang Gold Deposit, Jiaodong Peninsula, China [J]. Acta Geologica Sinica, 2019, 93(4): 955–971.
- [141] 刘育,杨立强,郭林楠,等.胶东大尹格庄金矿床成矿流体组成[J].岩石学报,2014,30(9):2507-2517.
- [142] Hu F F, Fan H R, Jiang X H, et al. Fluid inclusions at different depths in the Sanshandao gold deposit, Jiaodong Peninsula, China[J]. Geofluids, 2013, 13(4): 528–541.
- [143] Li X H, Fan H R, Yang K F, et al. Pyrite textures and compositions from the Zhuangzi Au deposit, southeastern North China Craton: implication for ore –forming processes [J]. Contrib. Miner. Petrol., 2018, 173: 73–93.
- [144] 薛建玲,李胜荣,庞振山,等.胶东邓格庄金矿成矿流体、成矿物质来源与矿床成因[J].岩石学报,2018,34(5):1453-1468.
- [145] 王中亮.焦家金矿田成矿系统[D].中国地质大学(北京)博士学位论文,2012: 1-230.
- [146] 胡芳芳,范宏瑞,杨奎锋,等.胶东牟平邓格庄金矿床流体包裹体研究[]].岩石学报,2007,9:2155-2164.
- [147] Li X C, Fan H R, Santosh M, et al. Hydrothermal alteration associated with Mesozoic granite—hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong Gold Province, China[J]. Ore Geology Reviews, 2013, 53: 403–421.
- [148] 陈炳翰,王中亮,李海林,等.胶东台上金矿床成矿流体演化: 载金黄铁矿稀土元素和微量元素组成约束[J].岩石学报,2014,30 (9):2518-2532.
- [149] 郭林楠, 黄春梅, 张良, 等. 胶东罗山金矿床成矿流体来源: 蚀变岩型和石英脉型矿石载金黄铁矿稀土与微量元素特征约束[J]. 现代地质, 2019, 33(1): 121-136.
- [150] 张潮,刘育,刘向东,等.胶西北新城金矿床硫同位素地球化学[J].岩石学报,2014,30(9): 2495-2506.
- [151] Chai P, Zhang H R, Dong L L. Geology and ore—forming fluids of the Dayingezhuang gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China: Implications for mineral exploration [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2019, 204: 224–239.
- [152] Zhao R, Wang Q F, Liu X F, et al. Uplift history of the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton: implications for lithosphere thinning and gold mineralization[J]. Geological Magazine, 2017, 155 (4): 1–13.
- [153] Hu H L, Fan H R, Liu X, et al. Two -stage gold deposition in response to H₂ S loss from a single fluid in the Sizhuang deposit

- (Jiaodong, China) [J]. Ore Geology Reviews, 2020, 120: 103450.
- [154] Hu H L, Fan H R, Santosh M, et al. Ore—forming processes in the Wang' ershan gold deposit (Jiaodong, China): Insight from microtexture, mineral chemistry and sulfur isotope compositions [J]. Ore Geology Reviews, 2020, 123(C): 103600.
- [155] 赛盛勋,邱昆峰.胶东乳山金矿床成矿过程: 周期性压力波动诱发的流体不混溶[]].岩石学报,2020,36(5):1547-1566.
- [156] Fan H, Zhai M, Xie Y, et al. Ore—forming fluids associated with granite—hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China [J]. Mineral Deposita, 2003, 38: 739–750.
- [157] Xu W G, Fan H R, Yang K F, et al. Exhaustive gold mineralizing processes of the Sanshandao gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China: Displayed by hydrothermal alteration modeling[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 129: 152–169.
- [158] 汪浩,杨立强,王偲瑞,等.胶西北寺庄金矿床红化蚀变过程及其对金成矿贡献[J].岩石学报,2020,36(5): 1515-1528.
- [159] Chen B H, Deng J, Wei H T, et al. Trace element geochemistry in quartz in the Jinqingding gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: implications for the gold precipitation mechanism [J]. Minerals, 2019, 9(5): 326.
- [160] 沈保丰,毛德宝,李俊建.中国绿岩带型金矿床类型和地质特征[J].前 寒武纪研究进展,1997,20(4):1-12.
- [161] 杨敏之,吕古贤.胶东绿岩带金矿地质地球化学[M].北京: 地质 出版社,1996: 1-228.
- [162] 李士先,刘长春,安郁宏,等.胶东金矿地质[M].北京: 地质出版 社,2007: 1-423.
- [163] 陈衍景, Franco P, 赖勇, 等. 胶东矿集区大规模成矿时间和构造 环境[J]. 岩石学报, 2004, 20(4): 907-922.
- [164] Goldfarb R J, Groves D I, Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis[J]. Ore Geology Reviews, 2001, 18(1): 1–75.
- [165] Qiu Y M, Groves D I, McNaughton N G, et al. Nature, age and tectonic setting of granitoid hosted, orogenic gold deposits of the Jiaodong Peninsula, eastern North China Craton, China [J]. Mineralium Deposita, 2002, 37(3/4): 283-305.
- [166] Zhou T H, Lu G. Tectonics, granitoids and mesozoic gold deposits in East Shandong, China[J]. Ore Geology Reviews, 2000, 16(1/2): 71–90.
- [167] 蒋少涌,戴宝章,姜耀辉,等.胶东和小秦岭: 两类不同构造环境中的造山型金矿省[J].岩石学报,2009,25(11): 2727-2738.
- [168] 翟明国,范宏瑞,杨进辉,等.非造山带型金矿——胶东型金矿的 陆内成矿作用[J].地学前缘,2004,11(1):85-98.
- [169] Goldfarb R J, Santosh M. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: Are they unique? [J]. Geoscience Frontiers, 2014, 5(2): 139–153.
- [170] Zhu R X, Fan H R, Li J W, et al. Decratonic gold deposits [J]. Science China: Earth Sciences, 2015, 58(9): 1523-1537.
- [171] Groves D I, Santosh M. The giant Jiaodong gold province: the key to a unified model for orogenic gold deposits? [J]. Geoscience Frontiers, 2016, 7: 409–417.
- [172] Yang L Q, Deng J, Wang Z L, et al. Relationships between gold and pyrite at the Xincheng gold deposit, Jiaodong Peninsula, China: implications for gold source and deposition in a brittle epizonal

- environment[J]. Economic Geology, 2016, 111: 105-126.
- [173] Zhang L, Yang L Q, Weinberg R F, et al. Anatomy of a world-class epizonal orogenic – gold system: A holistic thermochronological analysis of the Xincheng gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China[J]. Gondwana Research, 2019, 70: 50-70.
- [174] Cheng N N, Hou Q L, Shi M Y. New Insight into the Genetic Mechanism of Shear Zone Type Gold Deposits from Muping – Rushan Metallogenic Belt(Jiaodong Peninsula of Eastern China) [J]. Minerals, 2019, 9(12): 775.
- [175]宋明春,李三忠,伊丕厚,等.中国胶东焦家式金矿类型及其成矿理论[J].吉林大学学报(地球科学版),2014,44(1):87-104.
- [176] 田杰鹏,田京祥,郭瑞朋,等.胶东型金矿: 与壳源重熔层状花岗岩和壳幔混合花岗闪长岩有关的金矿[J]. 地质学报, 2016, 90 (5): 987-996.
- [177] 李洪奎,李逸凡,梁太涛,等.山东胶东型金矿的概念及其特征[J].黄金科学技术,2017,25(1): 1-8.
- [178] 朱日祥, 孙卫东. 大地幔楔与克拉通破坏型金矿[J]. 中国科学: 地球科学, 2021, 51(9): 1444-1456.
- [179] Niu S, Cheng G S, Zhang J Z, et al. Study on the metallogenetism of sub-mantle plume and mantle branches in the gold mineralization concentration area of northwest Jiaodong Peninsula [J]. Acta Geologica Sinca, 2014, 5(88): 1409–1420.
- [180] Niu S Y, Chen C, Zhang J Z, et al. The thermal and dynamic process of core→mantle→crust and the metallogenesis of Guojiadian mantle branch in northwestern Jiaodong[J]. Minerals, 2019, 9(4): 249.
- [181] De Boorder H.The Jiaodong gold district, northeastern China, in the context of the Late Paleozoic and Late Mesozoic large igneous provinces, orogeny and metallogeny in Eurasia [J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 574–588.
- [182] Groves D I, Santosh M, Deng J, et al. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration [J]. Mineral Deposita, 2020, 55: 275–292.
- [183] Yang Q Y, Santosh M. Early Cretaceous magma flare -up and its implications on gold mineralization in the Jiaodong Peninsula, China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 65: 626–642.
- [184] Sun W D, Li S, Yang X Y, et al. Large –scale gold mineralization in eastern China induced by an Early Cretaceous clockwise change in Pacific plate motions [J]. International Geology Review, 2013, 55 (3): 311–32.
- [185] 朱照先,赵新福,林祖苇,等.胶东金翅岭金矿床黄铁矿原位微量元素和硫同位素特征及对矿床成因的指示[J].地球科学,2020,45(3):945-959.
- [186] Sun H S, Li H, Liu L, et al. Exhumation history of the Jiaodong and its adjacent areas since the Late Cretaceous: Constraints from low temperature thermochronology [J]. Science China Earth Sciences, 2017,60: 531–545.
- [187] Yang L Q, Deng J, Wang Z L, et al. Thermochronologic constraints on evolution of the Linglong Metamorphic Core Complex and implications for gold mineralization: A case study from the Xiadian gold deposit, Jiaodong Peninsula, eastern China [J]. Ore Geology Reviews, 2016, 72: 165–178.
- [188] 豆敬兆,付顺,张华锋,等.胶东郭家岭岩体固结冷却轨迹与隆升 剥蚀[J].岩石学报,2015,31(8): 2325-2336.

- [189] Wu L, Monié P, Wang F, et al. Multi phase cooling of Early Cretaceous granites on the Jiaodong Peninsula, East China: Evidence from ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar and (U Th)/He thermochronology [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2018, 160: 334–347.
- [190] 倪振平,李秀章,温桂军,等.山东胶西北地区金矿密集区资源潜力预测[J].吉林大学学报(地球科学版),2013,43(4):1223-1234.
- [191]宋明春,徐军祥.大型-超大型矿床勘查方法与实践[M].北京: 地质出版社,2018: 1-397.
- [192] 宋明春,曹春国,崔书学,等.一种深部金矿阶梯式找矿方法[P]. 2017,中国专利: ZL 2015 1 0056575.X.2017-11-10.
- [193] Song M C, Wan G P, Cao C G, et al. Geophysical geological interpretation and deep seated gold deposit prospecting in Sanshandong–Jiaojia area, eastern Shandong Province, China[J]. Acta Geologica Sinica, 2012, 86(3): 640–652.
- [194] Yu X F, Shan W, Xiong Y X, et al. Structural framework and genetic analysis of gold concentration areas in the northwestern Jiaodong Peninsula, China: a new understanding based on high resolution reflective seismic survey [J]. Acta Geologica Sinca, 2018, 92 (5): 1823–1840.
- [195] 李惠,禹斌,李德亮,等.山东三(山岛)-仓(上)断裂带金矿床深部 盲矿预测的构造叠加晕模型[]].矿床地质,2010,29(S1):713-714.
- [196] 马生明,朱立新,韩方法,等.胶西北焦家式金矿控矿构造蚀变带的地球化学标志[J].地学前缘,2017,24(2):64-72.
- [197] Wang J, Zhu L X, Ma S M, et al. Application of the multi-attribute anomaly model for prospecting potential at depth: A case study of the Haiyu Au deposit in the Jiaodong Gold Province, China [J]. Journal of Geochemical Exploration, 2019, 207: 106359.
- [198] 王学求,张必敏,于学峰,等.金矿立体地球化学探测模型与深部 钻探验证[]].地球学报,2020,41(6):869-885.
- [199] 宋明春,张照录,刘晓,等.矿床三维地质建模[S].山东省市场监督管理局,2021: 1-16.
- [200] 王巧云,刘汉栋,陈建平,等.山东焦家金成矿带三维地质建模及成矿预测[J].地质学刊,2014,38(3):412-420.
- [201] 陈进,毛先成,刘占坤,等.基于随机森林算法的大尹格庄金矿床 三维成矿预测[]].大地构造与成矿学,2020,44(2):231-241.
- [202] 毛先成,王迷军,刘占坤,等.基于勘查数据的胶东大尹格庄金矿 床控矿地质因素定量分析[J].地学前缘,2019,26(4):84-93.
- [203] 于学峰,杨德平,李大鹏,等.胶东焦家金矿带 3000m 深部成矿 特征及其地质意义[J].岩石学报,2019,35(9):2893-2910.
- [204] 宋明春, 丁正江, 张英传, 等. 一种海域金矿勘查钻探方法[P]. 2017, 中国专利: ZL 2015 1 0805542.0.
- [205] 陈师逊,杨芳,张军进.三山岛北部海域金矿海上钻探施工关键 技术[J].黄金科学技术,2016,24(1):17-22.
- [206] 田振环.海域金矿找矿方法研究——以山东省莱州市三山岛北部海域金矿为例[]].地质学报,2019,93(S1):19-28.
- [207] 宋明春,宋英昕,丁正江,等.胶东焦家和三山岛巨型金矿床的发现及有关问题讨论[J].大地构造与成矿学,2019,43(1):92-110.
- [208] 刘殿浩,张丕建,丁正江,等.三山岛北部海域金矿勘查工作思路 与实践[]].山东国土资源,2015,31(2):1-6,11.
- [209] 李国华, 丁正江, 宋明春, 等. 胶东新类型金矿——辽上黄铁矿碳酸盐脉型金矿[J]. 地球学报, 2017, 38(3) 423-429.
- [210] 纪攀, 丁正江, 李国华, 等. 胶东辽上特大型金矿床地质特征[J]. 山东国土资源, 2016, 32(6): 9-13.