



移动阅读

邹易, 罗情勇, 陈践发, 等. 含氦-富氦气藏氦气竞争溶解物理模拟实验研究[J]. 煤田地质与勘探, 2025, 53(6): 96-108. doi: 10.12363/issn.1001-1986.25.03.0169  
ZOU Yi, LUO Qingyong, CHEN Jianfa, et al. Physical simulation experiments on competitive dissolution of helium in helium-containing to helium-rich gas reservoirs[J]. Coal Geology & Exploration, 2025, 53(6): 96-108. doi: 10.12363/issn.1001-1986.25.03.0169

## 含氦-富氦气藏氦气竞争溶解物理模拟实验研究

邹 易<sup>1,2,\*</sup>, 罗情勇<sup>1,2,\*</sup>, 陈践发<sup>1,2</sup>, 邹华耀<sup>1,2</sup>, 杜 涛<sup>1,2</sup>, 刘晓强<sup>3</sup>,  
蔡鑫勇<sup>1,2</sup>, 余成明<sup>1,2</sup>, 方子龙<sup>1,2</sup>

1. 中国石油大学(北京)海南研究院, 海南 三亚 572025; 2. 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京 102249;  
3. 中国石油大学(北京)克拉玛依校区石油学院, 新疆 克拉玛依 834000

**摘要:**【背景】氦气因其独特的物理化学性质广泛应用于高科技和科研领域。地层水在氦气的运移与富集过程中起着关键作用, 氦气通常以溶解形式随地层水在孔隙或裂缝中移动。当富氦流体迁移至浅层天然气藏时, 氦气与其他气体发生溶解与解吸交换, 这一过程受地层温度、压力、水矿化度及其他气体竞争溶解影响。目前, 针对在地层条件下氦气与其他气体竞争性溶解机制及其对含氦-富氦天然气藏中氦气富集影响的研究尚显不足。【方法】四川盆地金秋气田为近期发现的含氦-富氦气田, 以该气田作为研究对象, 依据四川盆地金秋气藏的实际地质资料, 设置不同温度、压力和水矿化度条件, 通过物理模拟探讨氦气与其他气体的竞争性溶解机制, 及其对天然气藏中氦气富集的影响。【结果和结论】(1) 在压力为 10~60 MPa 和温度为 20~150 °C 条件下, 同一矿化度地层水中, 氦气溶解度随温度的升高呈先下降后上升的趋势, 随压力的升高而升高; 在压力为 25 MPa 和温度为 70 °C 条件下, 氦气溶解度随地层水矿化度(0~300 g/L) 的增加而显著降低; 在压力为 10~60 MPa、温度为 20~150 °C 和地层水矿化度为 84.5 g/L 的条件下, 氦气与氮气的混合气体中氦气比例越高, 氦气在地层水中的溶解度越大。(2) 金秋气藏中氦气富集受到以下因素影响: 地层温度和压力的降低和有机质生烃作用引发的烃类气体富集, 共同促使地层水中氦气溶解度下降, 使氦气从地层水中脱溶; 烃类气体能够携带氦气向浅部地层运移, 在运移过程中地层温度和压力的进一步降低会加速氦气在地层水中的脱溶, 并随烃类气体充注到浅部气藏, 使得浅部气藏的氦气含量相对深部气藏更高; 异常低压气藏相对异常高压气藏和常压气藏充注强度较低, 对气藏中氦气的稀释作用更小, 且异常低压气藏相对周围地层的压力更低, 有利于氦气的富集。因此, 四川盆地浅层异常低压天然气藏有望成为氦气富集的有利区。

**关键词:** 氦气; 竞争溶解机制; 溶解-脱溶; 物理模拟; 氦气富集机制; 四川盆地; 金秋气田  
**中图分类号:** TE122 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1986(2025)06-0096-13

### Physical simulation experiments on competitive dissolution of helium in helium-containing to helium-rich gas reservoirs

ZOU Yi<sup>1,2</sup>, LUO Qingyong<sup>1,2,\*</sup>, CHEN Jianfa<sup>1,2</sup>, ZOU Huayao<sup>1,2</sup>, DU Tao<sup>1,2</sup>, LIU Xiaoqiang<sup>3</sup>,  
CAI Xinyong<sup>1,2</sup>, YU Chengming<sup>1,2</sup>, FANG Zilong<sup>1,2</sup>

1. Hainan Institute of China University of Petroleum (Beijing), Sanya 572025, China; 2. College of Geoscience, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China; 3. Faculty of Petroleum, China University of Petroleum-Beijing at Karamay, Karamay 834000, China

收稿日期: 2025-03-13 接收日期: 2025-05-26

基金项目: 国家重点研发计划项目(2021YFA0719000)

第一作者: 邹易, 1996 年生, 男, 湖南双峰县人, 博士研究生。E-mail: zouyi\_1996@163.com

\*通信作者: 罗情勇, 1987 年生, 男, 江西高安人, 博士, 教授, 博士生导师。E-mail: qingyong.luo@cup.edu.cn

© Editorial Office of Coal Geology & Exploration. OA under CC BY-NC-ND

**Abstract:** [Background and Purpose] Helium is widely applied in high-tech and scientific research fields due to its unique physicochemical properties. Formation water plays a key role in helium migration and enrichment. Typically, in the form of dissolved gas, helium is transported in pores or fractures by formation water. When helium-rich fluids migrate to shallow natural gas reservoirs, helium will experience dissolution and desorption exchange with other gases. This process is affected by formation temperature, pressure, and water salinity, as well as the competitive dissolution between helium and other gases. However, there is a lack of studies on the mechanisms underlying the competitive dissolution between helium and other gases under formation conditions, along with the impact of these mechanisms on helium enrichment in helium-containing and helium-rich natural gas reservoirs. [Methods] This study investigated the Jinqu gas field in the Sichuan Basin—a helium-containing to helium-rich gas field discovered recently. Based on actual geological data on gas reservoirs in this gas field, this study conducted physical simulation experiments by setting varying temperature, pressure, and water salinity conditions. Accordingly, delved into the mechanisms behind the competitive dissolution between helium and other gases, as well as the impact of these mechanisms on helium enrichment in natural gas reservoirs. [Results and Conclusions] Under pressure and temperature ranges of 10–60 MPa and 20–150 °C, respectively, helium solubility in formation water with identical salinity initially decreased and then increased with rising temperature but kept increasing with pressure. Under a pressure of 25 MPa and a temperature of 70 °C, the helium solubility decreased significantly with an increase in formation water salinity (0–300 g/L). Furthermore, under pressures ranging from 10 MPa to 60 MPa, temperatures varying from 20 °C to 150 °C, and a formation water salinity of 84.5 g/L, a higher proportion of helium in mixed gases of helium and nitrogen corresponded to a higher helium solubility in the formation water. The helium accumulation in gas reservoirs in the Jinqu gas field is primarily affected by the following factors: (1) Decreases in the formation temperature and pressure, combined with hydrocarbon enrichment attributable to hydrocarbon generation from organic matter, jointly decrease helium solubility in formation water, leading to helium exsolution from the formation water. (2) Hydrocarbon gases transport helium to shallower reservoirs. During the migration, further decreases in the formation temperature and pressure accelerate helium exsolution from the formation water. The resulting helium, together with hydrocarbon gases, recharges shallow gas reservoirs. This process results in higher helium content in shallow reservoirs compared to deep ones. (3) Gas reservoirs with anomalously low pressures exhibit lower gas recharge intensity than those with anomalously high and normal pressures, producing a smaller helium dilution effect. Moreover, these reservoirs exhibit lower pressure than their surrounding strata, thus facilitating helium enrichment. Consequently, shallow natural gas reservoirs with anomalously low pressures in the Sichuan Basin have the potential to emerge as play fairways for helium enrichment.

**Keywords:** helium; competitive dissolution mechanisms; dissolution and exsolution; physical simulation; helium enrichment mechanism; Sichuan Basin; Jinqu gas field

氦气因其独特的物理化学性质在高科技和科研领域极具战略价值<sup>[1-3]</sup>,然而全球氦气资源中国仅占2%,氦气勘探开发亟待加强<sup>[4-5]</sup>。地球上的氦气主要由宇宙大爆炸合成和放射性元素衰变形成,全球含氦天然气藏中的<sup>3</sup>He主要源于地幔,<sup>4</sup>He主要源于放射性元素铀、钍的衰变<sup>[1]</sup>。目前,从含氦天然气藏中提氦仍是氦气工业化生产的主要途径<sup>[6-7]</sup>。

氦气的运移过程可分为初次运移和二次运移两个阶段。初次运移是指氦气从矿物晶格中释放的过程,主要通过衰变反冲、扩散、破裂和矿物转变等方式实现<sup>[6]</sup>。氦气的二次运移则是指其脱离生氦矿物后的迁移过程,包括从深部氦源岩运移到浅部地层的的过程以及在富集过程中伴随天然气运移的过程<sup>[8-9]</sup>。在二次运移的早期阶段,氦气主要以水溶态的形式随地层水运移,其运移过程遵循亨利定律<sup>[10]</sup>。在这一过程中,地层温度、压力和地层水的性质对氦气的溶解与脱溶过程具有重要影响。在二次运移的后期阶段,氦气聚集到气藏中主要通

过三种方式:一是从含氦过饱和水中脱溶产出;二是通过碳氢化合物( $\text{CH}_4$ )或岩浆气相(如 $\text{CO}_2$ )进行气体剥离(即气液分离效应);三是通过游离气相形式直接进入气藏<sup>[11]</sup>。前两种方式涉及到气体之间的溶解交换,这一过程往往受到氦气与其载体气体性质的影响而发生竞争性溶解。

近年来,众多研究报道了氦气与地层水之间的密切联系。例如,K. M. Mtli等<sup>[12]</sup>在坦桑尼亚东非裂谷泄漏的气苗中发现氦气体积分数高达2.4%~6.9%,这些氦气主要以壳源氦为主体,以溶解态的形式被地层水运移到地层浅部然后脱溶释放。C. J. Ballentine等<sup>[13]</sup>认为美国Hugoton-Panhandle气田的氦气主要通过地下水运移。秦胜飞等<sup>[14]</sup>提出了我国中西部富氦气藏的形成属于“多源供氦,主源供氦”模式,认为古老地层水中溶解氦的脱溶是主要的富集机制。此外,在渭河盆地地热井伴生气中普遍发现了高体积分数的氦气显示(最高达到9.23%)<sup>[15-17]</sup>。天然气(如 $\text{CH}_4$ 和 $\text{CO}_2$ )在地层水中的

溶解模型前人已经进行了大量的研究,而稀有气体在地层水中的溶解模型相对较少。例如, Duan Zhenhao 等(2006)<sup>[18]</sup>给出了纯水和 NaCl 溶液中 CH<sub>4</sub> 的溶解度模型,该模型适用于 0~250 °C、0.1~200 MPa 和 0~6.0 mol/kg NaCl 溶液的条件; Mao Shide 等(2013)<sup>[19]</sup>提出了在 0~450 °C、0.1~150 MPa 和 0~4.5 mol/kg NaCl 溶液条件下 CO<sub>2</sub> 的溶解度模型。这两种模型相对其他 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 溶解模型精度高,平均绝对偏差均低于 8%。通常情况下,大多稀有气体的溶解度模型中温度、压力和 NaCl 水溶液浓度适用范围相对于 CH<sub>4</sub> 和 CO<sub>2</sub> 较小,精度较低<sup>[20-23]</sup>。B. B. Benson 等<sup>[23]</sup>提出了一种在 0~374 °C 和 0.1 MPa 条件下计算纯水中稀有气体亨利系数的模型; S. P. Smith 等<sup>[21]</sup>则通过 Setschenow 方程提出了 0.1 MPa、0~65 °C、0~5.8 mol/kg NaCl 溶液中稀有气体的亨利系数模型<sup>[20]</sup>。这两种模型精度相对其他模型更高。此外, J. Colt<sup>[24]</sup>通过本森系数来计算稀有气体在纯水和 NaCl 溶液中的溶解度,理论上该模型适用于任意温度、压力和矿化度条件。

众所周知,古老基底岩是国内外已发现的放射性成因的富氦气藏的主力氦源岩之一,例如美国胡果顿-潘汉德气田、中国四川盆地威远气田和柴达木盆地东坪气田<sup>[9]</sup>。古老基底岩层埋深大,地层温度和压力高,氦气在基底岩中生成后,较高的地层温度和压力对于氦气在地层水中的溶解行为影响巨大。此外,典型放射性成因的富氦气藏中的含氦气层大多分布在 430~4 000 m<sup>[9]</sup>,这使得氦气在向上运移过程中所处的地质环境温度和压力变化大,这也对氦气在地层水中的溶解有着较大影响。然而,目前针对高温高压等地层条件下,氦气运移聚集过程中与其他气体在地层水中的竞争性溶解机制的定量研究仍显不足。

近年来,四川盆地凭借其丰富的天然气资源和早期开展的氦气工业提取活动,已成为中国氦气勘探开发的先行区<sup>[9,25-26]</sup>。四川盆地的天然气藏普遍含有氦气,其体积分数通常分布在 0.01%~0.05%<sup>[27]</sup>。部分气田,如威远气田、卧龙河气田以及金秋气田,氦气含量显著高于平均水平,部分储量区块的氦气含量最高可达 1.87%<sup>[11,25,28]</sup>。金秋气田作为四川盆地内近期发现的含氦-富氦气田,氦气在运移过程中与其他气体的竞争性溶解机制对氦气富集的影响尚未得到深入研究。笔者选取四川盆地中部的金秋气田作为研究对象,结合物理模拟方法,探讨氦气与其他气体的竞争性溶解机制,揭示金秋气田氦气的富集机制。这项研究对于理解和评估四川盆地氦气富集机制、资源潜力和勘探前景具有重要意义。

## 1 地质背景

### 1.1 区域构造特征

四川盆地位于古扬子板块西部,是基于上扬子克拉通发展起来的多旋回叠合盆地<sup>[29]</sup>。从构造上可将四川盆地分为川北低平褶皱带、川中平缓褶皱带、川西低陡褶皱带、川西南低陡褶皱带、川南低陡褶皱带和川东高陡褶皱带<sup>[30]</sup>。金秋气田主要位于川中平缓褶皱带和川北低平褶皱带的过渡区域(图 1)。金秋气田主要经历了两个构造演化阶段,晚三叠世(208 Ma)至晚白垩世期间(65 Ma),在印支运动和燕山运动的影响下,金秋气田地层以沉降为主,最大埋深可达 6 000 m;晚白垩世后,在喜马拉雅运动的影响下,金秋气田经历了强烈的构造抬升和地层剥蚀,地层剥蚀厚度最大可达 2 000 m<sup>[31]</sup>。

### 1.2 区域地层特征

四川盆地在晚三叠世以前,主要以海相沉积为主,

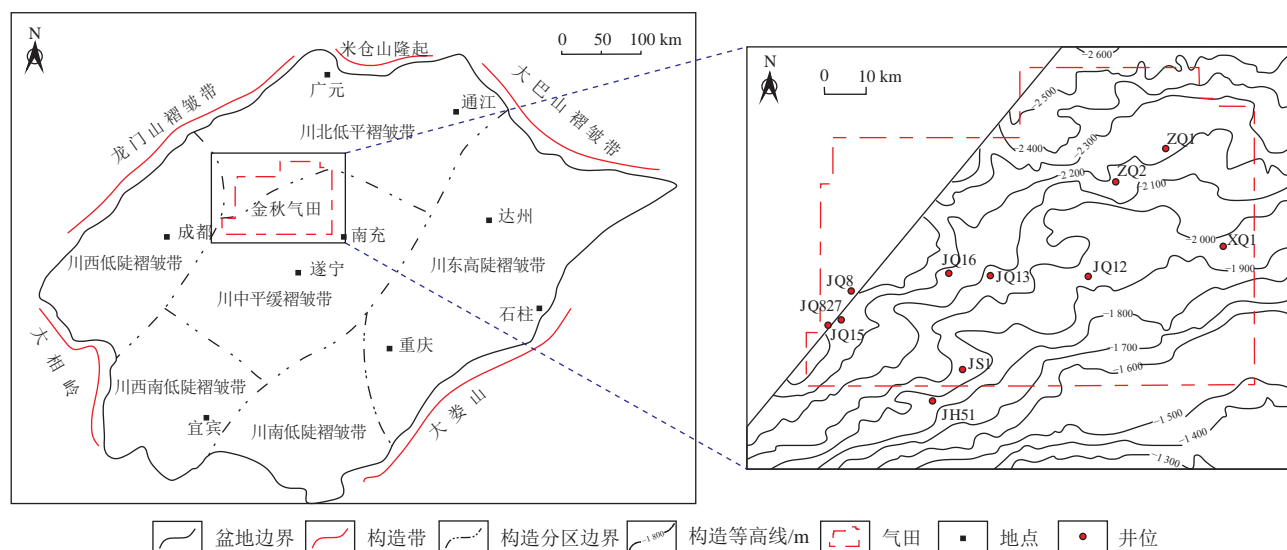


图 1 四川盆地构造区划及金秋气田位置<sup>[32]</sup>

Fig.1 Map showing the structural division of the Sichuan Basin and the location of the Jinqu gas field<sup>[32]</sup>

晚三叠世后,沉积环境发生了显著变化,河流、三角洲以及滨浅湖等陆相沉积逐渐占据主导地位<sup>[32-33]</sup>(图2)。侏罗系沙溪庙组是四川盆地内一套重要的陆相碎屑岩地层,其岩性以紫红色泥岩和砂岩为主,厚度达到1 000~1 500 m<sup>[34]</sup>。该地层的中上部主要以河流相沉积为主,而底部则呈现出三角洲与滨浅湖相交替沉积的特征<sup>[35]</sup>。沙溪庙组的分层标志为“叶肢介页岩”层,基于此可将其进一步划分为沙一段( $J_{2s}^1$ )和沙二段( $J_{2s}^2$ )<sup>[34]</sup>。侏罗系沙溪庙组内部的砂岩层构成了金秋气田的主要

天然气储层,而须家河组、自流井组和凉高山组页岩则是研究区的主要烃源岩层<sup>[31,36]</sup>。须家河组烃源岩厚度较大,以III型干酪根为主要特征,其总有机碳(TOC)质量分数介于1.25%~2.99%,镜质体随机反射率( $R_{\text{ran}}$ )为1.5%~2.0%<sup>[37-38]</sup>;自流井组烃源岩以II型干酪根为主,TOC质量分数为0.8%~1.0%, $R_{\text{ran}}$ 介于1.0%~1.5%<sup>[33,39]</sup>。沙溪庙组内部广泛分布着多期NE向的河道砂体,它们与通源断裂连通,共同构成了良好的天然气侧向运移通道<sup>[40]</sup>。

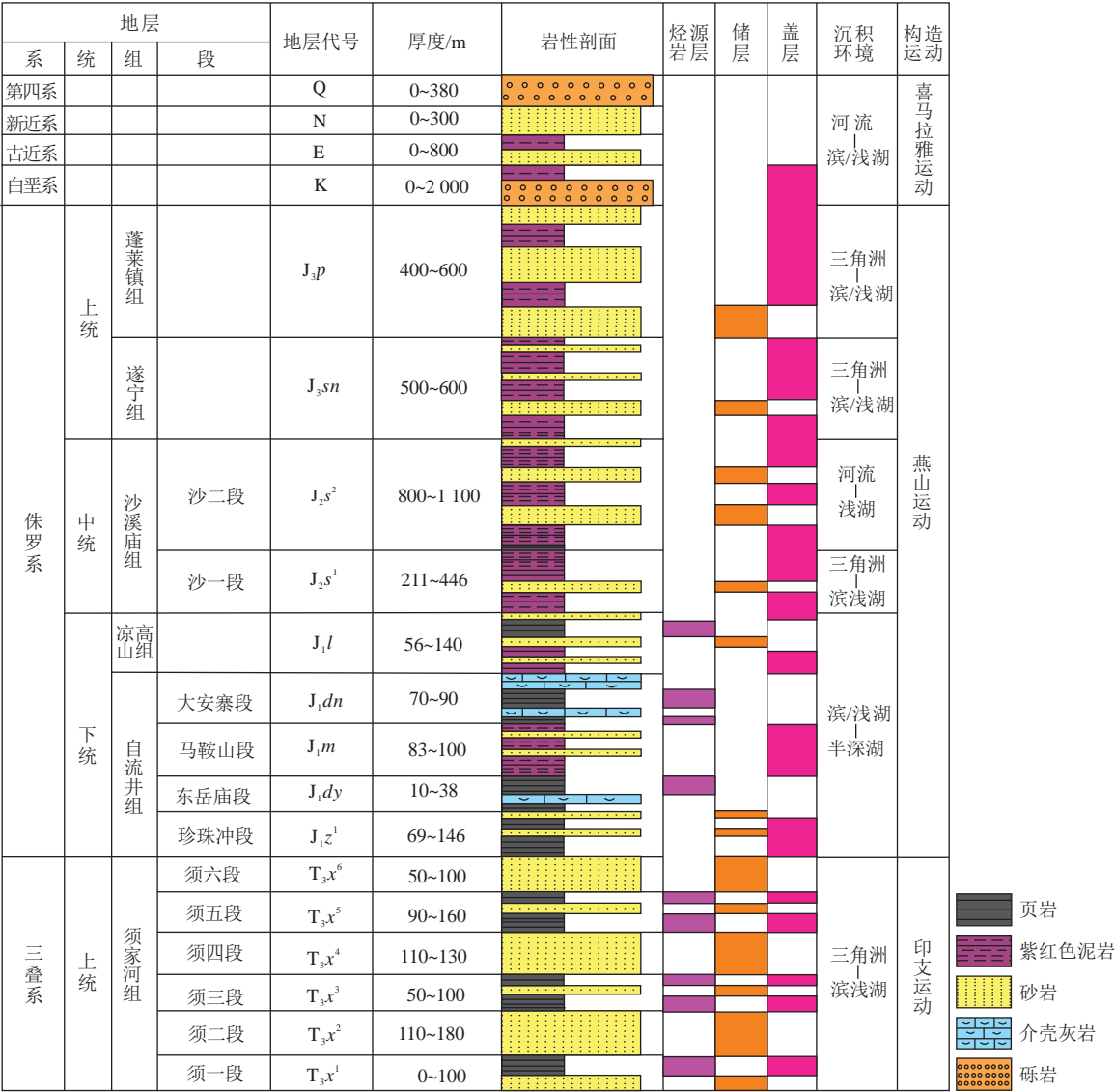


图2 四川盆地金秋气田地层综合柱状图<sup>[34]</sup>

Fig.2 Composite stratigraphic column of the Jinqiu gas field, Sichuan Basin<sup>[34]</sup>

1.3 金秋气田气藏特征

金秋气田的天然气主要来源于须家河组的腐殖型烃源岩,局部地区也有大安寨段或凉高山组腐泥型烃源岩的贡献<sup>[38]</sup>。金秋气田气藏埋深一般在1 500~3 000 m,气藏压力系数介于0.38~1.10,气藏平均温度约为70 ℃,

地层水的总矿化度平均为84.5 g/L<sup>[27,32]</sup>。金秋气田的天然气主要由甲烷等烃类气体组成,其中甲烷体积分数介于79.89%~92.55%,平均86.38%;非烃气体包括氮气、二氧化碳和氦气等,其中氮气体积分数介于0.026%~0.185%,平均0.09%<sup>[32]</sup>。



## 2 实验方法

### 2.1 实验装置与步骤

氦气溶解-脱溶物理模拟实验装置如图 3 所示, 主要由可变体积高温高压反应釜(温度范围 20~150 °C, 压力范围 0~60 MPa)、搅拌系统、恒压系统、气体注入系统、温度压力检测系统、安全系统、气体取样器、真空系统、管阀件以及操作机箱等部分组成。基于金秋气藏在地质历史时期的最大地层压力(约 60 MPa)和最高地层温度(约 150 °C)<sup>[34]</sup>, 以及现今金秋气藏的实际地质参数, 运用控制变量法, 开展实验来模拟不同条件下(表 1)氦气的溶解-脱溶过程。

#### 1) 纯水中纯氦气的溶解-脱溶模拟

(1) 温度恒定实验。在实验温度保持 70 °C 不变的情况下, 改变实验压力(10~60 MPa), 开展纯水中纯氦气

的溶解-脱溶模拟实验。

(2) 压力恒定实验。当实验压力维持在 25 MPa 不变时, 改变实验温度(20~150 °C), 进行纯水中纯氦气的溶解-脱溶模拟实验。

#### 2) NaCl 溶液中纯氦气的溶解-脱溶模拟

(1) 温度、水矿化度恒定实验。在实验温度为 70 °C 且 NaCl 溶液矿化度为 84.5 g/L 保持恒定的条件下, 改变实验压力(10~60 MPa), 进行 NaCl 溶液中纯氦气的溶解-脱溶模拟实验。

(2) 压力、水矿化度恒定实验。当实验压力为 25 MPa 且 NaCl 溶液矿化度为 84.5 g/L 不变时, 改变实验温度(20~150 °C), 进行 NaCl 溶液中纯氦气的溶解-脱溶模拟实验。

(3) 压力、温度恒定实验。在实验压力为 25 MPa、实验温度为 70 °C 保持不变的情况下, 改变 NaCl 溶液

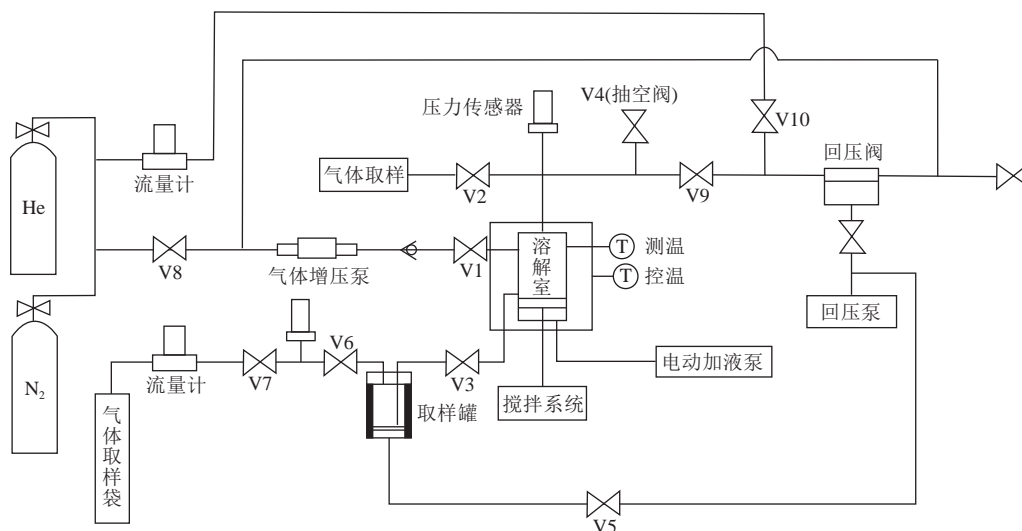


图 3 氦气溶解-脱溶物理模拟实验装置

Fig.3 Experimental setup for physical simulations of helium dissolution and exsolution

表 1 氦气溶解-脱溶物理模拟实验参数

Table 1 Parameters for physical simulation experiments on helium dissolution and exsolution

物理模拟实验	控制条件	温度/°C	压力/MPa	矿化度/(g·L <sup>-1</sup> )	充注气体体积分数
纯水中纯氦气的溶解-脱溶模拟	温度恒定	70	10、20、25、30、40、50、60	0	He(100%)
	压力恒定	20、30、40、50、70、100、120、150	25	0	He(100%)
NaCl 溶液中纯氦气的溶解-脱溶模拟	温度、水矿化度恒定	70	10、20、25、30、40、50、60	84.5	He(100%)
	压力、水矿化度恒定	20、30、40、50、70、100、120、150	25	84.5	He(100%)
	压力、温度恒定	70	25	10、20、30、50、70、90、100、110、150、200、250、300	He(100%)
	压力、温度和矿化度恒定	70	25	84.5	He(90%)和N <sub>2</sub> (10%)、He(80%)和N <sub>2</sub> (20%)、He(50%)和N <sub>2</sub> (50%)、He(20%)和N <sub>2</sub> (80%)、He(10%)和N <sub>2</sub> (90%)

矿化度(10~300 g/L), 进行 NaCl 溶液中纯氮气的溶解-脱溶模拟实验。

3) 不同比例的氮气与氮气混合气体在 NaCl 溶液中的溶解-脱溶模拟

在维持实验温度 70 °C、实验压力 25 MPa 和 NaCl 溶液矿化度 84.5 g/L 的条件不变时, 针对氮气比例分别为 10%、20%、50%、80% 和 90% 的氮气与氮气混合气体在 NaCl 溶液中的溶解-脱溶过程, 开展溶解-脱溶模拟实验。

具体实验方法如下。首先按照实验要求向高温高压反应釜加入一定体积的纯水或不同矿化度的地层水, 对整个装置进行抽真空处理, 当系统压力长时间稳定在 -0.1 MPa 时, 表明设备密封状况良好。其次, 设定实验所需的温度和压力参数, 将反应釜温度加热至设定值并保持恒定一段时间, 再通过气体注入系统将氮气或者氮气与其他气体的混合气体注入反应釜, 直至釜内压力接近设定的实验压力。再次, 启动搅拌系统, 设定合适的搅拌时间(2~6 h) 和搅拌速度, 保证反应釜内气体和液体充分混合溶解, 整个过程维持反应釜内压力稳定在设定值。当充分搅拌后, 通过压力传感器观察釜体内的压力变化, 若压力示数维持不变, 则认为釜体内气体已经达到溶解平衡。此后, 使用气体取样器从反应釜上部气相中抽取气体样品, 取样过程中维持釜内压力稳定在设定值。最后, 将反应釜内下层液体转移至取样罐, 转液期间维持反应釜内压力不变, 转液完成后, 通过降低取样罐内的压力和温度使溶解气体脱溶, 收集所有脱溶气体, 同时利用流量计记录脱溶气体的体积。收集到的气体样品采用气相色谱分析组成。

## 2.2 氮气溶解度计算模型

J. Colt<sup>[24]</sup> 运用本森系数计算惰性气体在纯水和海水中的溶解度, 该模型适用于任意温度、压力和矿化度条件下稀有气体的溶解度计算。

$$C_{p,x} = k_i \beta_i x_i (p_B - p_{wv}) \quad (1)$$

本森系数  $\beta$  的计算公式如下。

$$\ln \beta = A_1 + A_2 \left( \frac{100}{T} \right) + A_3 \ln \left( \frac{T}{100} \right) + S \left[ B_1 + B_2 \left( \frac{100}{T} \right) + B_3 \left( \frac{T}{100} \right)^2 \right] \quad (2)$$

水蒸气压力的计算公式如下。

$$p_{wv} = \exp \left[ 24.4543 - 67.4509 \left( \frac{100}{T} \right) - 4.8489 \ln \left( \frac{T}{100} \right) - 0.000544S \right] / 10 \quad (3)$$

亨利定律可以用于描述气体在液体中的溶解度规律, 即在一定温度和平衡分压下, 气体在液体里的溶解

度(浓度)与该气体的平衡分压呈正相关关系。

$$p_B = K_{x,B} \cdot X_B \quad (4)$$

## 3 结果与讨论

### 3.1 纯水中氮气的溶解-脱溶模拟

纯水环境下氮气的溶解-脱溶过程模拟结果如图 4 所示。在纯水和温度为 70 °C 的条件下, 在 10~60 MPa 的压力范围内, 氮气溶解度与压力之间呈现显著的正相关性( $R^2=0.99, p<0.01, n=7$ ), 如图 4a 所示, 随着压力的增加, 氮气在纯水中的溶解度增高, 在 60 MPa 时氮气溶解度达到最大(0.930 g/L)。如图 4b 所示, 压力为 25 MPa 不变的条件下, 在 20~30 °C 的纯水环境中, 氮气溶解度随着温度的升高略下降, 在 30 °C 时, 氮气溶解度最低(仅为 0.368 g/L); 在 30~150 °C 的纯水环境中, 氮气溶解度随温度上升而增加, 在 150 °C 达到最大值(0.59 g/L)。根据 Colt 模型<sup>[24]</sup> [式(1)], 分别计算了温度为 70 °C、不同压力纯水中的氮气溶解度(图 4a) 和压力为 25 MPa、不同温度纯水中的氮气溶解度(图 4b)。如图 4a—图 4b 所示, 物理模拟实验结果与 Colt 模型的计算结果在趋势上高度一致, 但数值上整体偏低 3%~8%。这可能与物理模拟设备的限制有关, 因为脱溶过程中温度和压力只能降低至 18 °C 和大气压条件, 导致溶液中的氮气未能完全脱溶。图 4c 进一步展示了基于物理模拟实验结果和 Colt 模型计算得到的亨利系数之间的对比<sup>[24]</sup>, 发现在 20~30 °C 范围内, 2 种方式计算得到的亨利系数均随温度的升高而增大, 最大值在 30 °C 附近; 在 30~150 °C 范围内, 亨利系数显著降低, 这也进一步验证了本研究物理模拟实验结果的可靠性。

### 3.2 NaCl 溶液中氮气的溶解-脱溶模拟

NaCl 是地质流体中最常见的溶解电解质之一, 因此采用不同矿化度的 NaCl 溶液开展氮气溶解-脱溶的物理模拟实验, 模拟结果如图 5 所示。在金秋气田地层水矿化度(84.5 g/L) 和温度(70 °C) 条件下, 在 10~60 MPa 的压力范围内, 氮气溶解度随压力的升高而增大, 在 60 MPa 时氮气溶解度达到最大(0.661 g/L), 两者呈显著正相关( $R^2=0.99, p<0.01, n=7$ ; 图 5a), 变化趋势与纯水体系实验结果一致(图 4a)。然而, 在相同的温度和压力条件下, 相对于 NaCl 溶液, 纯水体系中氮气溶解度更高, 例如在 60 MPa 和 70 °C 条件下, 纯水中的氮气溶解度(0.930 g/L) 高于 NaCl 溶液中的氮气溶解度(0.661 g/L)。如图 5b 所示, 在 NaCl 溶液矿化度为 84.5 g/L 和压力为 25 MPa 条件下, 在 20~150 °C 范围内, 氮气溶解度随温度升高呈现先下降后上升趋势( $R^2=0.97, p<0.01, n=7$ ), 并在 30 °C 出现最低值(0.232 g/L), 这与纯水体系下氮气溶解度随温度变化的趋势一致(图 4b), 但相比纯水体

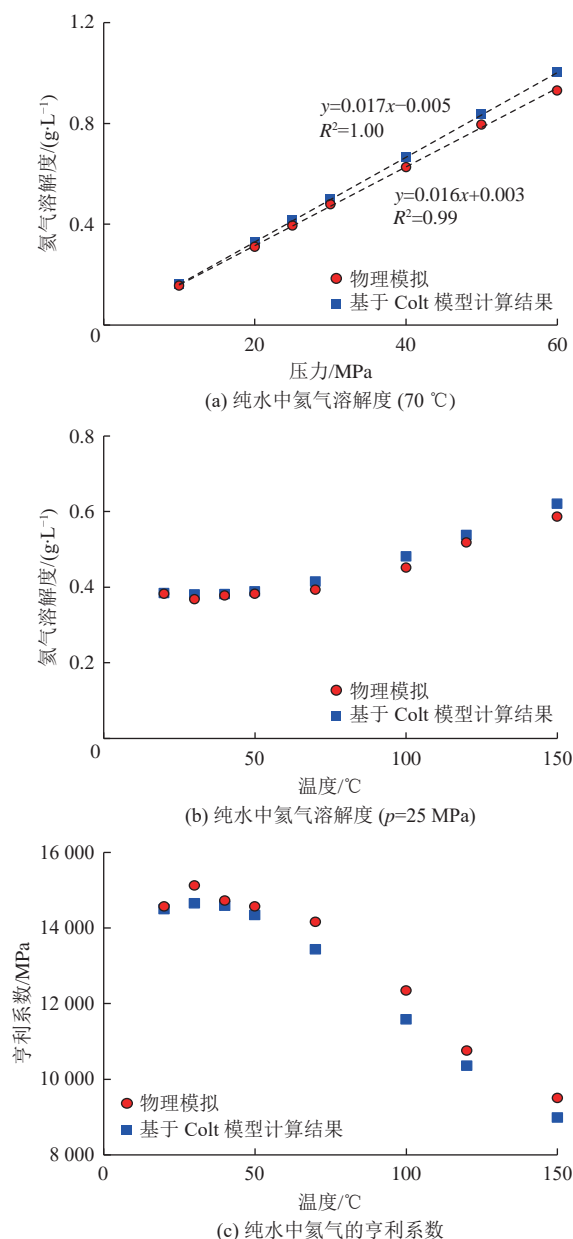


图 4 不同温压条件下纯水中氦气的溶解度和亨利系数对比  
Fig.4 Comparison of helium solubility and Henry's Law coefficient in pure water under varying temperatures and pressures

系,在 NaCl 溶液中,氦气溶解度更低。不同温度和不同压力下,纯水和 NaCl 溶液体系氦气溶解度的差异都可能是由于 NaCl 溶液中无机离子( $\text{Na}^+$ 和  $\text{Cl}^-$ )能够与水分子通过水合作用形成水合离子,减少了溶液中游离水分子的总量,并且降低了溶液中分子的间隙度,导致了氦气在 NaCl 溶液中的溶解度减低<sup>[41]</sup>。如图 5c 所示,在 25 MPa 和 70 °C 条件下,在 0~300 g/L 的矿化度范围内,NaCl 溶液中的氦气溶解度与矿化度呈显著负相关关系( $R^2=0.96$ ,  $p<0.01$ ,  $n=12$ ),在矿化度为 300 g/L 时,NaCl 溶液中的氦气溶解度达到最低值 0.149 g/L,这表明地层水矿化度对氦气溶解具有抑制作用。G. E. Gardiner 等<sup>[22]</sup>在 10.1~60.8 MPa 条件下测得 25 °C、50 °C

和 100 °C 时 0~234 g/L NaCl 溶液的氦气溶解度,发现 NaCl 溶液矿化度对氦气溶解的抑制作用与本实验结果一致。由图 5a—图 5c 可知,在相同温压及矿化度条件下,基于 Colt 模型的计算结果与物理模拟数据呈现出良好的一致性,但物理模拟实验值偏低,可能与 NaCl 溶液中氦气残留效应有关。图 5d 进一步展示了基于物理模拟实验结果和 Colt 模型计算得到的亨利系数的对比<sup>[24]</sup>。在压力为 25 MPa 和矿化度为 84.5 g/L 的 NaCl 溶液条件下,在 20~150 °C 范围内,基于本物理模拟实验数据计算的亨利系数随温度升高先上升后下降,在 30 °C 附近出现最高值(24 009.44 MPa);且在 30~150 °C 范围内呈现单调递减趋势,在 150 °C 达到最低值(14 899.93 MPa)(图 5d)。A. A. Brown<sup>[42]</sup>研究表明在矿化度为 234 g/L 的 NaCl 溶液条件下,氦气的亨利系数同样在 30 °C 附近出现最高值(约 33 000 MPa),高于本物理模拟实验计算结果,这可能与前者实验中所采用的更高矿化度的 NaCl 溶液有关;在 30~150 °C 时,氦气的亨利系数单调递减,在 150 °C 达到最低值(约 15 000 MPa)。图 5d 进一步验证了本文实验体系的可靠性。

### 3.3 混合气体在 NaCl 溶液中的竞争溶解脱溶模拟

氦气由于其弱源性在地层中无法以独立的游离气相进行运移,需借助地下水或其他气体( $\text{N}_2$ 、 $\text{CH}_4$  或  $\text{CO}_2$ )作为运移的载体介质<sup>[1,5,8,14]</sup>。已有研究表明,载体气组分与氦气之间的耦合关系在天然气藏对氦的富集起着关键作用,特别是天然气藏中的氦气含量与氦气的富集程度之间往往呈现出显著的相关性<sup>[6,43]</sup>,例如美国胡果顿—潘汉德气田和中国柴达木盆地东坪气田<sup>[9]</sup>。虽然四川盆地金秋气田天然气以甲烷为主要成分,但是其天然气藏中的氦气含量与氦气含量同样存在正相关关系<sup>[32]</sup>,因此除甲烷外,氦气可能同样是研究区氦气运移的载体气之一。由于高温高压条件下物理模拟实验中下可能存在引发甲烷气体的爆炸或者燃烧风险,因此,本研究采用氦气与氮气的混合气作为物理模拟的充注气体。物理模拟实验设计基于金秋气藏的地层温度、压力和地层水矿化度,分别模拟了氦气占比为 10%、20%、50%、80% 和 90% 的混合气体在 NaCl 溶液中的溶解—脱溶实验(表 1)。结果显示(图 6),在温度为 70 °C、压力为 25 MPa 和 NaCl 溶液矿化度为 84.5 g/L 的条件下,在混合气体达到溶解平衡后,氦气溶解度与初始充注混合气中氦气比例呈显著正相关( $R^2=0.99$ ,  $p<0.01$ ,  $n=5$ ; 图 6a),当混合气体的氦气比例为 90% 时,氦气溶解度最大达到 0.224 g/L。氮气溶解度则与初始充注混合气中氦气比例呈现显著负相关( $R^2=0.91$ ,  $p<0.01$ ,  $n=5$ ; 图 6a),当混合气体的氦气比例为 90% 时,氮气溶解度最小仅 0.024 g/L。氦气比例为 90%、80%、50%、20%

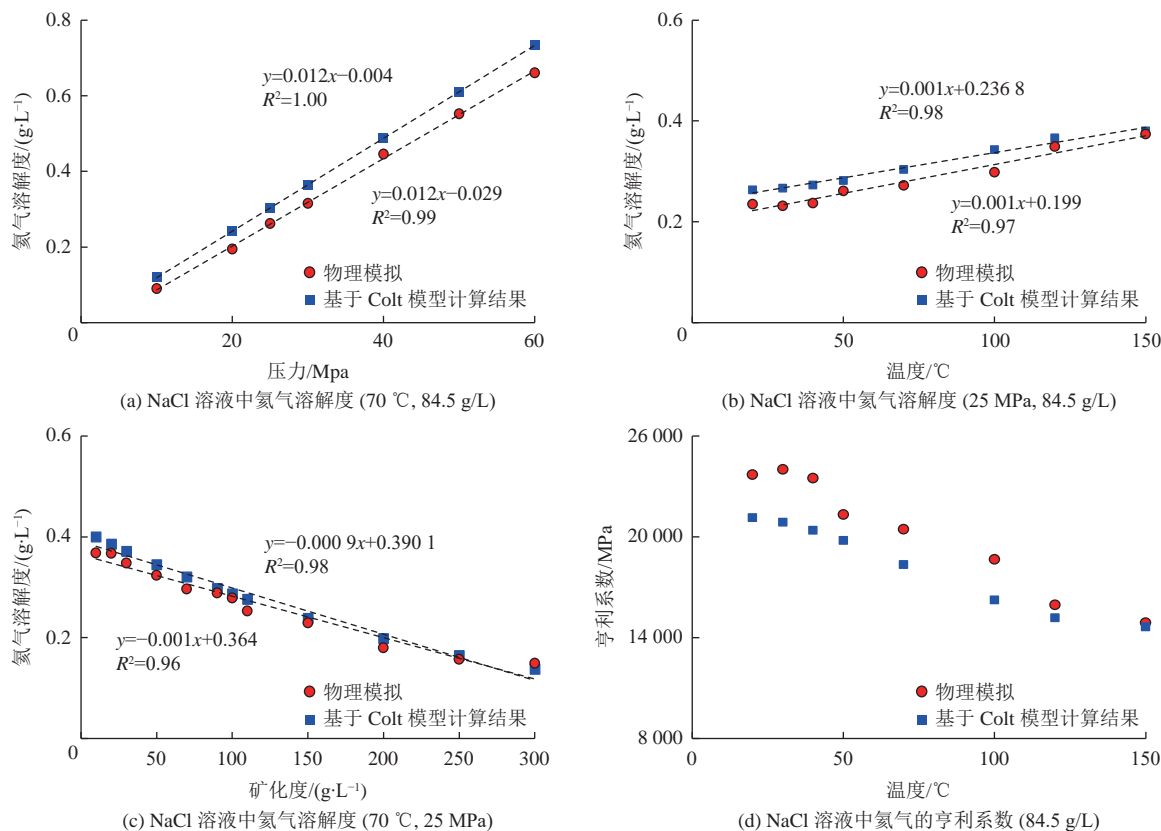


图5 不同温度、压力和矿化度条件下 NaCl 溶液中氦气的溶解度和亨利系数对比

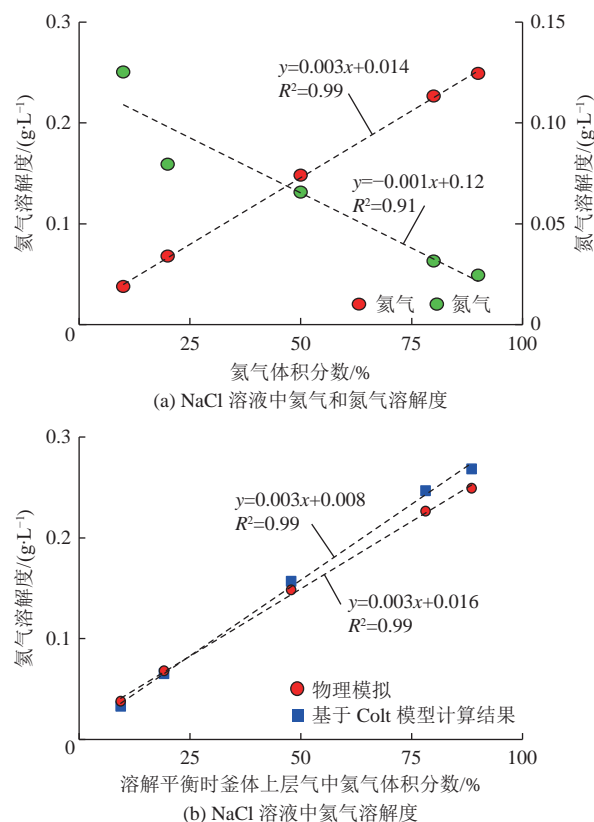
Fig.5 Comparison of helium solubility and Henry's Law coefficient in NaCl solution under varying temperatures, pressures, and salinities

和 10% 混合气体在 NaCl 溶液中充分溶解后, 反应釜上层气相中氦气比例分别为 88.54%、78.18%、47.86%、19.19% 和 9.39%, 指示了氦气在 NaCl 溶液中的溶解, 且反应釜内液相中的氦气溶解度与上层气相中的氦气比例保持显著正相关 ( $R^2=0.99, p<0.01, n=5$ ; 图 6b), 而氮气溶解度则与上层气相中的氦气比例呈显著负相关 ( $R^2=0.99, p<0.01, n=5$ ; 图 6c)。由亨利定律式 4 可知在相同温压条件和地层水矿化度下, 液相中氦气溶解度应与气相中氦气分压成正比关系, 与实验结果相吻合<sup>[10]</sup>。如图 6b 所示, 在温度为 70 °C、压力为 25 MPa 和矿化度为 84.5 g/L 的 NaCl 溶液中, 基于式 1Colt 模型<sup>[24]</sup> 计算的氦气溶解度与反应釜上层气相中的氦气比例呈现显著正相关关系 ( $R^2=0.99, p<0.01, n=5$ ), 与物理模拟实验结果一致。

### 3.4 川中金秋气田氮富集机制

金秋气藏是典型的富氮-甲烷型天然气藏, 其天然气组分中甲烷、氮气和氦气的平均含量分别为 86.70%、3.62% 和 0.09%(表 2)<sup>[32]</sup>。天然气中的氮同位素比值 ( $^3\text{He}/^4\text{He}, R$ ) 是鉴别其氮气来源的重要指标, 当  $R/R_a>1$  时, 代表氮气来源以幔源氮为主; 当  $R/R_a<1$  时, 说明氮气来源以壳源氮为主 ( $R_a$  为大气中的  $^3\text{He}/^4\text{He}$  比值, 约为  $1.4\times 10^{-6}$ )<sup>[5,44-45]</sup>。金秋气田  $R/R_a$  为 0.01~0.03, 这表明金秋气田氮气以壳源氮为主, 地幔氮和大气氮的

贡献较低。金秋气田主力氮源岩为上三叠统-侏罗系富铀、钍沉积岩(如须家河组、自流井组和凉高山组的





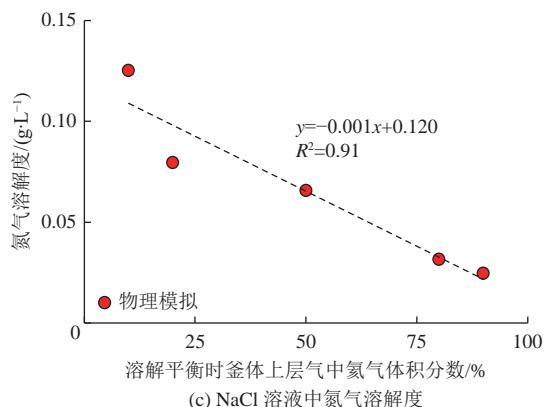


图 6 不同氦气比例条件下 NaCl 溶液中氦气和氮气溶解度  
(70 °C, 25 MPa, 84.5 g/L)

Fig.6 Solubilities of helium and nitrogen in NaCl solutions under varying volumetric fractions of helium (70 °C, 25 MPa, 84.5 g/L)

泥页岩)<sup>[27]</sup>。值得一提的是,金秋气田的主要烃源岩为川西地区的须家河组泥页岩,同时也有部分来自自流井组大安寨段或凉高山组泥页岩的贡献<sup>[34]</sup>,因此,金秋气藏中的甲烷等烃类气体与氦气具有同源性特征,使得甲烷成为研究区氦气运移的重要载体气之一。

如图 7a—图 7b 所示,金秋气田天然气中的氦气含

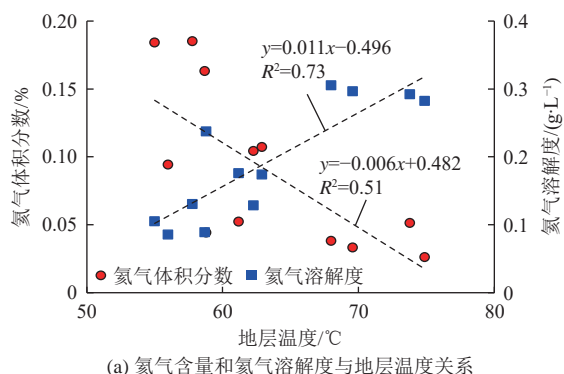
量与地层温度和压力均呈负相关,并且基于 Colt 模型计算的金秋气田地层水中氦气的溶解度与地层温度和压力呈正相关。具体来说,在金秋气田的地层条件下,当地层温度和压力较低时,地层水中的氦气溶解度相对较低,此时氦气更容易从水中脱溶并进入气藏;反之,当地层温度和压力较高时,氦气则更容易溶解在地层水中,难以脱溶。氦气在地层中持续生成,并通过一系列地质过程如衰变反冲、扩散、岩石破裂及矿物转变等从氦源岩中(例如须家河组泥页岩)释放<sup>[6]</sup>,然后被地层水或者载体气(如甲烷、氮气)所捕获(图 8)。在燕山运动末期,上三叠统须家河组地层的最大埋深达到 5 000~6 000 m,地层压力显著增加(最大可达约 60 MPa),地层温度也最高升至约 150 °C<sup>[31,34]</sup>。在这一阶段,地层温度与压力的持续上升对氦气的溶解起到了促进作用(图 5a,图 5b)。

金秋气田的天然气充注过程分为两期:第一期为晚白垩世,由于生烃增压作用引起的天然气藏发生大规模充注;第二期为古近纪中期,由于构造抬升引发天然气二次充注<sup>[34]</sup>。在白垩纪晚期,四川盆地须家河组烃源

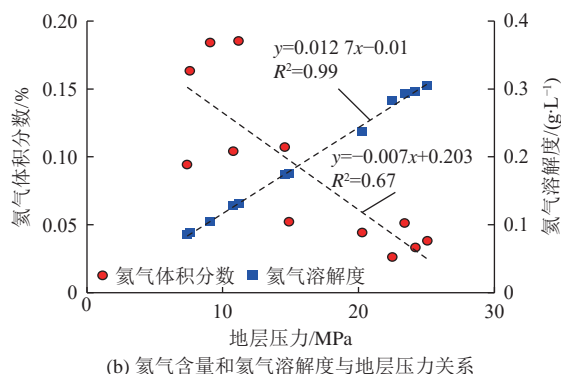
表 2 金秋气藏天然气地质特征<sup>[32]</sup>

Table 2 Geological characteristics of natural gas in gas reservoirs in the Jinqu gas field<sup>[32]</sup>

井号	深度/m	C <sub>6+</sub> /%	C <sub>1</sub> /%	C <sub>2</sub> /%	C <sub>3</sub> /%	C <sub>4</sub> /%	C <sub>5</sub> /%	CO <sub>2</sub> /%	O <sub>2</sub> /%	N <sub>2</sub> /%	He/%	H <sub>2</sub> /%	p/MPa	温度/°C	P <sub>coe</sub>
JS1	1 512.6	1.409	81.376	6.263	2.086	0.493	0.616	—	0.818	4.329	0.094	0.015	7.42	56.00	0.50
JH51	1 937.5	1.250	84.625	5.573	1.758	0.422	0.549	—	0.522	3.560	0.104	0.008	10.82	62.31	0.57
XQ1	2 035.0	0.559	80.868	5.453	1.524	0.294	0.378	—	1.452	7.534	0.163	0.015	7.65	58.66	0.38
JQ13	2 139.4	1.775	79.888	6.619	2.763	0.847	1.213	—	0.440	3.557	0.107	0.002	14.55	62.90	0.71
JQ12	2 181.0	0.428	92.234	1.464	0.288	0.040	0.092	—	0.097	4.983	0.184	0.010	9.12	55.04	0.47
ZQ1	2 308.0	0.276	92.551	4.581	1.025	0.175	0.264	—	—	2.089	0.185	0.015	11.22	57.85	0.52
ZQ2-1	2 318.0	1.169	85.217	5.442	2.199	0.596	0.914	0.028	0.377	1.991	0.052	0.002	14.87	61.15	0.72
JQ8	2 374.0	0.093	84.811	3.814	0.773	0.156	0.145	0.341	2.002	8.659	0.033	0.015	24.19	69.60	1.05
JQ15	2 399.0	0.889	87.350	4.521	1.084	0.284	0.325	—	0.660	3.250	0.038	0.002	25.10	68.02	1.10
ZQ2-2	2 584.5	0.573	91.250	5.044	1.266	0.233	0.274	0.035	—	0.468	0.044	0.009	20.34	58.83	0.90
JQ16	2 735.0	1.011	87.870	5.044	1.634	0.267	0.573	—	0.511	2.674	0.051	0.053	23.44	73.80	0.97
JQ827	2 807.0	1.079	88.519	5.873	1.464	0.336	0.420	—	—	0.373	0.026	0.032	22.47	74.88	0.89
平均		0.876	86.380	4.974	1.489	0.345	0.480	0.034	0.573	3.622	0.090	0.015	15.93	63.25	0.73



(a) 氦气含量和氦气溶解度与地层温度关系



(b) 氦气含量和氦气溶解度与地层压力关系

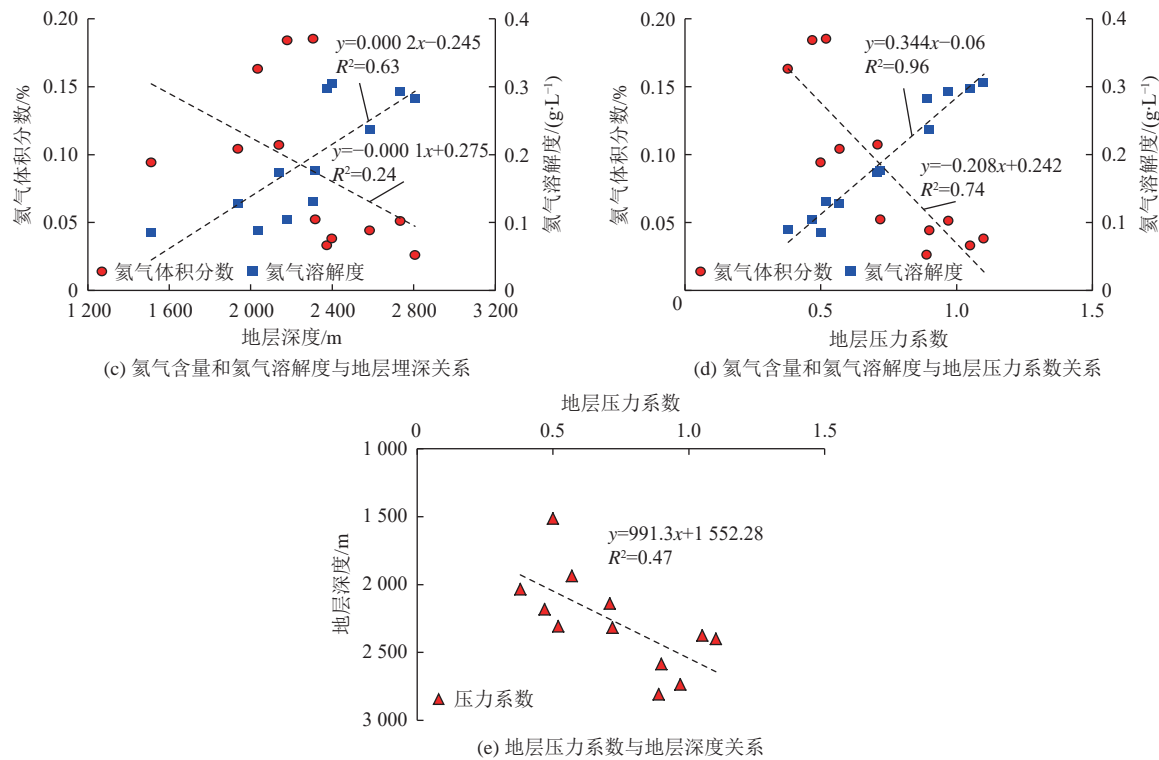
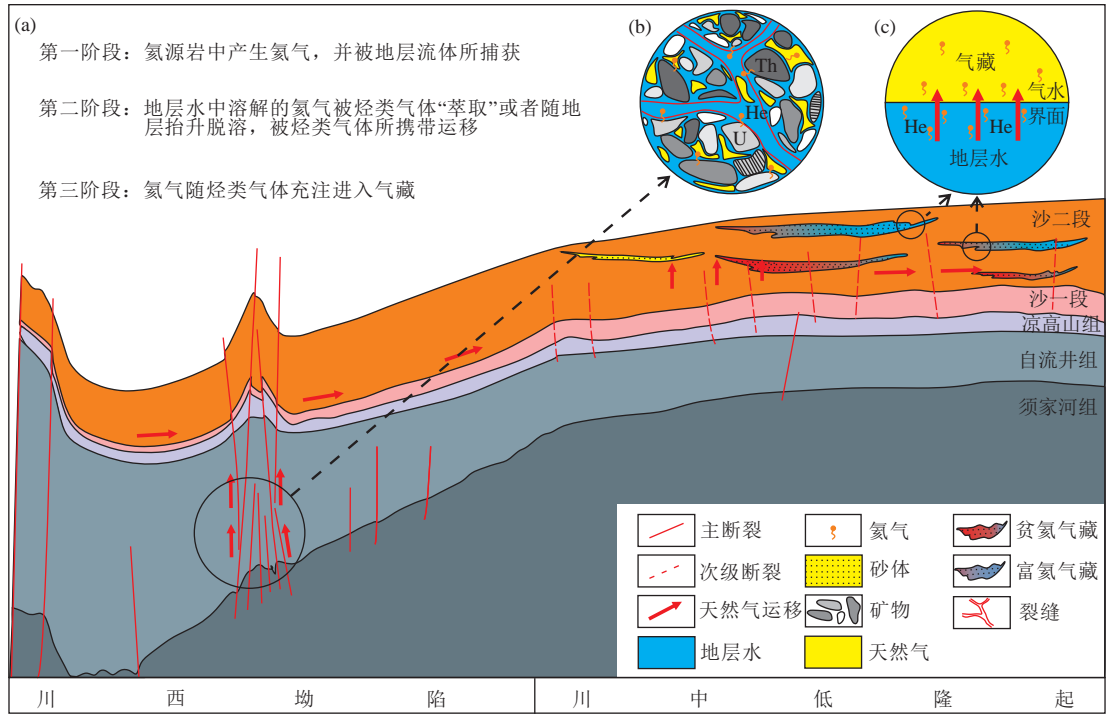


图 7 金秋气藏氦气含量和氦气溶解度影响因素(氦气溶解度依据 Colt 模型<sup>[24]</sup> 计算)

Fig.7 Factors influencing helium content and solubility in gas reservoirs in the Jinqu gas field(solubility calculated by the Colt model<sup>[24]</sup>)

岩进入生排烃高峰期,天然气通过侏罗系沙溪庙组内部广泛分布的 NE 向的河道砂体、断层和裂缝从下到上、从西到东进行运移<sup>[33]</sup>(图 8)。甲烷等烃类气体在运移过

程中能够不断“萃取”在地层水中溶解的氦气,并且随着运移距离的增加,地层温度和压力降低,这些因素都会加速氦气的脱溶,最终氦气会随着烃类气体一起注入



(a) 金秋气藏天然气富集模式(据张本健等<sup>[34]</sup>, 修改); (b) 氦气从含铀钍矿物中生成的氦气，溶解进入地层水或者被天然气“萃取”；  
(c) 氦气在天然气藏气水界面的解吸-交换过程

图 8 金秋气田氦富集模式

Fig.8 Helium enrichment pattern in the Jinqu gas field

到浅部的天然气藏中(图 8),使较浅的气藏中氦气含量相对较高(图 7c)。事实上,世界上富氦气藏往往具有较浅的埋藏特征,例如位于科罗拉多高原的 Harley Dome 富氦气藏(氦气体积分数为 7.31%),其产气层的最小埋深仅约为 164 m<sup>[46]</sup>。晚白垩世—古近纪早期,烃源岩的生排烃效率降低,喜马拉雅运动引发地壳抬升,研究区的地层温度和压力再次降低<sup>[31,34]</sup>,使得溶解在地层水中的氦气发生脱溶,甲烷在游离气相中的比例降低,而氦气的比例升高(图 8)。在第二期充注过程中,金秋气田地层孔隙中的游离甲烷含量再次大幅升高,促进了地层水中氦气的脱溶。在喜马拉雅运动的影响下,地层继续抬升剥蚀(地层剥蚀厚度最大可达 2 000 m),地层温度和压力显著降低,地层温度下降至约 100 ℃,地层压力下降至约 25 MPa,能够引发研究区地层水中大规模、持续性的氦气脱溶,为金秋气田提供了氦气供给<sup>[47]</sup>。

金秋气田氦气含量与地层压力系数之间存在负相关关系(图 7d;  $R^2=0.74$ ,  $p<0.01$ ,  $n=12$ ),而氦气溶解度与地层压力系数呈正相关关系(图 7d;  $R^2=0.96$ ,  $p<0.01$ ,  $n=12$ )。天然气藏中的氦气含量受到烃类充注强度的影响,过高的烃类充注强度会稀释天然气藏中的氦气浓度<sup>[5,27]</sup>,异常低压气藏相对异常高压气藏和常压气藏充注强度较低,对气藏中氦气浓度的稀释作用较小,使得异常低压气藏中氦气浓度相对较高。如图 7e 所示,金秋气田异常低压气藏往往埋深较浅,地层温度与压力较低,地层水中的氦气溶解度较低(图 7c)。此外,异常低压气藏相对周围地层的压力更低,当富氦流体迁移到异常低压气藏附近时,氦气溶解度会进一步降低,从而引发富氦流体中的氦气脱溶。这些异常低压气藏如同形成了一个低压“吸收中心”,不断吸收脱溶的氦气,使得这些气藏相比常压或高压气藏富集更多的氦气,如图 7c—图 7d 所示。

综上,金秋气藏中氦气的富集受到烃类气体对氦气的抑制溶解、携带和稀释等作用,而地层抬升引起温度和压力下降,引起地层水中氦气溶解度的降低,使得氦气的大规模脱溶,能够为金秋气藏提供氦源。

#### 4 结论

(1) 氦气在地层水中的溶解度受到地层温度、压力及矿化度的控制,同一矿化度 NaCl 溶液中,氦气溶解度随温度的升高呈先下降后上升的趋势,随压力的升高而显著升高;同一地层温度和压力条件下,氦气溶解度随 NaCl 溶液矿化度的增加而显著降低;混合气体中氦气含量越高,氦气在地层水中的溶解度越大。

(2) 金秋气藏中氦气主要来源于上三叠统一侏罗系富铀、钍沉积岩,氦气从氦源岩中产生后首先会溶解

在地层水中。地层温度和压力的降低和有机质生烃作用引发的烃类气体富集,共同驱动地层水中氦气溶解度下降,使氦气从地层水中脱溶出来。脱溶出的氦气被烃类等气体携带运移至浅部地层。在天然气向上运移过程中,地层温度和压力的进一步降低会加速氦气在地层水中的脱溶,使得天然气中氦气含量增加,最后共同注入气藏,使浅部气藏的氦气含量相对深部气藏更高。此外,异常低压气藏相对异常高压气藏和常压气藏天然气充注强度较低,对气藏中氦气含量的稀释作用较小,并且异常低压气藏相对周围地层的压力更低,有利于氦气的富集。四川盆地金秋气田浅层异常低压天然气藏是研究区氦气富集的有利区。

(3) 本文研究结果对于理解和评估四川盆地氦气富集机制、资源潜力和勘探前景具有重要意义。未来可进一步拓展研究氦气与其他气体(如 CO<sub>2</sub>)在不同类型地层水(如 Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>、Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>、CaCl<sub>2</sub> 和 MgCl<sub>2</sub> 型)条件下的竞争性溶解机制。

#### 符号注释:

$A_1$ 、 $A_2$ 、 $A_3$ 、 $B_1$ 、 $B_2$  和  $B_3$  为常数,分别为 -34.626 1、43.028 5、14.139 1、-0.042 34、0.022 624 和 -0.003 312;  $C_{p,x}$  为气体溶解度, mg/L;  $k_i$  为稀有气体  $i$  的计算常数,对于氦气而言,  $k_{He}=0.178\ 48$ ;  $K_{x,B}$  是亨利系数, MPa;  $n$  为实验样品数;  $p_B$  为气体分压, MPa;  $p_{wv}$  为水蒸气压力, MPa;  $S$  为地层水盐度, g/L;  $T$  为绝对温度, K;  $X_B$  为溶液中的气体的浓度;  $x_i$  为气体组分的摩尔分数, %;  $\beta_i$  为本森系数, L/(L·0.1 MPa)。

#### 利益冲突声明/Conflict of Interests

所有作者声明不存在利益冲突。

All authors disclose no relevant conflict of interests.

#### 参考文献(References)

- [1] 陈践发, 刘凯旋, 董勃伟, 等. 天然气中氦资源研究现状及我国氦资源前景[J]. 天然气地球科学, 2021, 32(10): 1436–1449.  
CHEN Jianfa, LIU Kaixuan, DONG Qingwei, et al. Research status of helium resources in natural gas and prospects of helium resources in China[J]. Natural Gas Geoscience, 2021, 32(10): 1436–1449.
- [2] ZHANG Wen, LI Yuhong, ZHAO Fenghua, et al. Granite is an effective helium source rock: Insights from the helium generation and release characteristics in granites from the north Qinling Orogen, China[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2020, 94(1): 114–125.
- [3] 陶士振, 杨怡青, 陈悦, 等. 氦气资源形成地质条件、成因机理与富集规律[J]. 石油勘探与开发, 2024, 51(2): 436–452.  
TAO Shizhen, YANG Yiqing, CHEN Yue, et al. Geological con-

- ditions, genetic mechanisms and accumulation patterns of helium resources[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2024, 51(2): 436–452.
- [4] ANDERSON S T. Economics, helium, and the US federal helium reserve: Summary and outlook[J]. *Natural Resources Research*, 2018, 27(4): 455–477.
- [5] WANG Xiaofeng, LIU Quanyou, LIU Wenhui, et al. Helium accumulation in natural gas systems in Chinese sedimentary basins[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2023, 150: 106155.
- [6] BALLENTINE C J, BURNARD P G. Production, release and transport of noble gases in the continental crust[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2002, 47(1): 481–538.
- [7] XU Sheng, NAKAI S, WAKITA H, et al. Mantle-derived noble gases in natural gases from Songliao Basin, China[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(22): 4675–4683.
- [8] DANABALAN D, GLUYAS J G, MACPHERSON C G, et al. The principles of helium exploration[J]. *Petroleum Geoscience*, 2022, 28(2): petgeo2021–petgeo2029.
- [9] 秦胜飞, 李济远, 陶刚, 等. 氦气简史[J]. *石油知识*, 2024(1): 9–28.
- [10] 李玉宏, 张文, 王利, 等. 亨利定律与壳源氦气弱源成藏: 以渭河盆地为例[J]. *天然气地球科学*, 2017, 28(4): 495–501.
- LI Yuhong, ZHANG Wen, WANG Li, et al. Henry's Law and accumulation of crust-derived helium: A case from Weihe Basin, China[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2017, 28(4): 495–501.
- [11] 尤兵, 陈践发, 肖洪, 等. 壳源富氦天然气藏成藏模式及关键条件[J]. *天然气地球科学*, 2023, 34(4): 672–683.
- YOU Bing, CHEN Jianfa, XIAO Hong, et al. Accumulation models and key conditions of crustal-derived helium-rich gas reservoirs[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2023, 34(4): 672–683.
- [12] MTILI K M, BYRNE D J, TYNE R L, et al. The origin of high helium concentrations in the gas fields of southwestern Tanzania[J]. *Chemical Geology*, 2021, 585: 120542.
- [13] BALLENTINE C J, LOLLAR B S. Regional groundwater focusing of nitrogen and noble gases into the Hugoton–Panhandle giant gas field, USA[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2002, 66(14): 2483–2497.
- [14] 秦胜飞, 李济远, 梁传国, 等. 中国中西部富氦气藏氦气富集机理: 古老地层水脱氦富集[J]. *天然气地球科学*, 2022, 33(8): 1203–1217.
- QIN Shengfei, LI Jiyuan, LIANG Chuanguo, et al. Helium enrichment mechanism of helium rich gas reservoirs in Central and Western China: Degassing and accumulation from old formation water[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2022, 33(8): 1203–1217.
- [15] 韩伟, 李玉宏, 任战利, 等. 渭河盆地构造热演化对富氦天然气成藏的影响[J]. *天然气地球科学*, 2025, 36(3): 390–398.
- HAN Wei, LI Yuhong, REN Zhanli, et al. Influence of tectonic thermal evolution on the accumulation of helium-rich natural gas in Weihe Basin[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2025, 36(3): 390–398.
- [16] 张福礼, 孙启邦, 王行运, 等. 渭河盆地水溶氦气资源评价[J]. *地质力学学报*, 2012, 18(2): 195–202.
- ZHANG Fuli, SUN Qibang, WANG Xingyun, et al. Evaluation of water soluble helium resources in Weihe Basin[J]. *Journal of Geomechanics*, 2012, 18(2): 195–202.
- [17] 李玉宏, 王行运, 韩伟. 渭河盆地氦气资源远景调查进展与成果[J]. *中国地质调查*, 2015, 2(6): 1–6.
- LI Yuhong, WANG Xingyun, HAN Wei. Progress and achievements of helium gas resources survey in Weihe Basin[J]. *Geological Survey of China*, 2015, 2(6): 1–6.
- [18] DUAN Zhenhao, MAO Shide. A thermodynamic model for calculating methane solubility, density and gas phase composition of methane-bearing aqueous fluids from 273 to 523K and from 1 to 2000bar[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006, 70(13): 3369–3386.
- [19] MAO Shide, ZHANG Dehui, LI Yongquan, et al. An improved model for calculating CO<sub>2</sub> solubility in aqueous NaCl solutions and the application to CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions[J]. *Chemical Geology*, 2013, 347: 43–58.
- [20] 陈祥瑞, 王云鹏, 何志华, 等. CH<sub>4</sub>、CO<sub>2</sub> 与稀有气体溶解度的估算模型及其地质应用[J]. *天然气地球科学*, 2023, 34(4): 707–718.
- CHEN Xiangrui, WANG Yunpeng, HE Zhihua, et al. Solubility models of CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> and noble gases and their geological applications[J]. *Natural Gas Geoscience*, 2023, 34(4): 707–718.
- [21] SMITH S P, KENNEDY B M. The solubility of noble gases in water and in NaCl brine[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47(3): 503–515.
- [22] GARDINER G E, SMITH N O. Solubility and partial molar properties of helium in water and aqueous sodium chloride from 25 to 100. deg. and 100 to 600 atmospheres[J]. *The Journal of Physical Chemistry*, 1972, 76(8): 1195–1202.
- [23] BENSON B B, KRAUSE D, PETERSON M A. The solubility and isotopic fractionation of gases in dilute aqueous solution. I. Oxygen[J]. *Journal of Solution Chemistry*, 1979, 8(9): 655–690.
- [24] COLT J. Dissolved gas concentration in water: Computation as functions of temperature, salinity and pressure (Second Edition)[M]. Amsterdam: Elsevier, 2012.
- [25] 张子枢. 四川盆地天然气中的氦[J]. *天然气地球科学*, 1992, 3(4): 1–8.
- [26] 赵安坤, 王东, 时志强, 等. 四川盆地及周缘地区氦气资源调查研究进展与未来工作方向[J]. *西北地质*, 2022, 55(4): 74–84.
- ZHAO Ankun, WANG Dong, SHI Zhiqiang, et al. Exploration status and helium resource potential of the helium-bearing natural gas field in Sichuan Basin and its surrounding areas[J]. *Northwestern Geology*, 2022, 55(4): 74–84.
- [27] 张宝收, 张本健, 汪华, 等. 四川盆地金秋气田: 一个典型以中生界沉积岩为氦源岩的含氦-富氦气田[J]. *石油与天然气地质*, 2024, 45(1): 185–199.
- ZHANG Baoshou, ZHANG Benjian, WANG Hua, et al. The Jin-qiu gas field in the Sichuan Basin: A typical helium-bearing to helium-rich gas field with the Mesozoic sedimentary rocks as helium source rocks[J]. *Oil & Gas Geology*, 2024, 45(1): 185–199.
- [28] 刘凯旋, 陈践发, 付烧, 等. 威远气田富氦天然气分布规律及控制因素探讨[J]. *中国石油大学学报(自然科学版)*, 2022, 46(4): 12–21.
- LIU Kaixuan, CHEN Jianfa, FU Rao, et al. Discussion on distribution law and controlling factors of helium-rich natural gas in Weiyuan gas field[J]. *Journal of China University of Petroleum (Edition of Natural Science)*, 2022, 46(4): 12–21.
- [29] 何登发, 李德生, 张国伟, 等. 四川多旋回叠合盆地的形成与演化[J]. *地质科学*, 2011, 46(3): 589–606.



- HE Dengfa, LI Desheng, ZHANG Guowei, et al. Formation and evolution of multi-cycle superposed Sichuan Basin, China[J]. Chinese Journal of Geology, 2011, 46(3): 589–606.
- [30] 张金川, 聂海宽, 徐波, 等. 四川盆地页岩气成藏地质条件[J]. 天然气工业, 2008, 28(2): 151–156.
- ZHANG Jinchuan, NIE Haikuan, XU Bo, et al. Geological condition of shale gas accumulation in Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2008, 28(2): 151–156.
- [31] WANG Qiaochu, CHEN Dongxia, WANG Fuwei, et al. Origin and distribution of an under-pressured tight sandstone reservoir: The Shaximiao Formation, central Sichuan Basin[J]. Marine and Petroleum Geology, 2021, 132: 105208.
- [32] LIU Kaixuan, CHEN Jianfa, TANG Shuaiqi, et al. Differential enrichment mechanism of helium in the Jinqu gas field of Sichuan Basin, China[J]. Marine and Petroleum Geology, 2024, 167: 106970.
- [33] 王茂云, 曾溅辉, 王小娟, 等. 源-储分离型致密砂岩气藏中气水分布控制因素: 以四川盆地中部地区沙溪庙组致密砂岩气为例[J]. 石油学报, 2024, 45(8): 1187–1201.
- WANG Maoyun, ZENG Jianhui, WANG Xiaojuan, et al. Controlling factors of gas-water distribution in source-reservoir separated tight sandstone gas reservoirs: A case study of Shaximiao Formation tight sandstone gas in central Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2024, 45(8): 1187–1201.
- [34] 张本健, 潘珂, 吴长江, 等. 四川盆地金秋气田侏罗系沙溪庙组多期砂组天然气复合成藏机理及模式[J]. 天然气工业, 2022, 42(1): 51–61.
- ZHANG Benjian, PAN Ke, WU Changjiang, et al. Compound gas accumulation mechanism and model of Jurassic Shaximiao Formation multi-stage sandstone formations in Jinqu gas field of the Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2022, 42(1): 51–61.
- [35] 肖富森, 黄东, 张本健, 等. 四川盆地侏罗系沙溪庙组天然气地球化学特征及地质意义[J]. 石油学报, 2019, 40(5): 568–576.
- XIAO Fusen, HUANG Dong, ZHANG Benjian, et al. Geochemical characteristics and geological significance of natural gas in Jurassic Shaximiao Formation, Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2019, 40(5): 568–576.
- [36] DENG Tao, LI Yong, WANG Zhengjiang, et al. Geochemical characteristics and organic matter enrichment mechanism of black shale in the Upper Triassic Xujiahe Formation in the Sichuan Basin: Implications for paleoweathering, provenance and tectonic setting[J]. Marine and Petroleum Geology, 2019, 109: 698–716.
- [37] WANG Qiaochu, CHEN Dongxia, GAO Xianzhi, et al. Microscopic pore structures of tight sandstone reservoirs and their diagenetic controls: A case study of the Upper Triassic Xujiahe Formation of the western Sichuan depression, China[J]. Marine and Petroleum Geology, 2020, 113: 104119.
- [38] 杨春龙, 苏楠, 芮宇润, 等. 四川盆地中侏罗统沙溪庙组致密气成藏条件及勘探潜力[J]. 中国石油勘探, 2021, 26(6): 98–109.
- YANG Chunlong, SU Nan, RUI Yurun, et al. Gas accumulation conditions and exploration potential of tight gas reservoir of the Middle Jurassic Shaximiao Formation in Sichuan Basin[J]. China Petroleum Exploration, 2021, 26(6): 98–109.
- [39] XU Qilu, LIU Bo, MA Yongsheng, et al. Geological and geochemical characterization of lacustrine shale: A case study of the Jurassic Da'anzhai member shale in the central Sichuan Basin, Southwest China[J]. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 2017, 47: 124–139.
- [40] 杨跃明, 王小娟, 陈双玲, 等. 四川盆地中部地区侏罗系沙溪庙组沉积体系演化及砂体发育特征[J]. 天然气工业, 2022, 42(1): 12–24.
- YANG Yueming, WANG Xiaojuan, CHEN Shuangling, et al. Sedimentary system evolution and sandbody development characteristics of Jurassic Shaximiao Formation in the central Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2022, 42(1): 12–24.
- [41] 付晓泰, 王振平, 卢双舫, 等. 天然气在盐溶液中的溶解机理及溶解度方程[J]. 石油学报, 2000, 21(3): 89–94.
- FU Xiaotai, WANG Zhenping, LU Shuangfang, et al. Mechanism of natural gas dissolving in brines and the dissolving equation[J]. Acta Petrolei Sinica, 2000, 21(3): 89–94.
- [42] BROWN A A. PSFormation of high helium gases: A guide for explorationists[C]//AAPG Convention. New Orleans: AAPG, 2010.
- [43] GILFILLAN S M, BALLENTINE C J, HOLLAND G, et al. The noble gas geochemistry of natural CO<sub>2</sub> gas reservoirs from the Colorado Plateau and Rocky Mountain provinces, USA[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, 72(4): 1174–1198.
- [44] QIN Shengfei, LI Jiyuan, LIANG Chuanguo, et al. Helium enrichment mechanism of helium-rich gas reservoirs in Central and Western China: Degassing and accumulation from ancient groundwater[J]. Journal of Natural Gas Geoscience, 2022, 7(5): 249–264.
- [45] 龚月, 高和群, 李小越, 等. 四川盆地及周缘页岩气赋存方式展布特征研究[J]. 非常规油气, 2023, 10(2): 49–56.
- GONG Yue, GAO Hequn, LI Xiaoyue, et al. Study on the distribution characteristics of occurrence modes of shale gas in the Sichuan Basin and its periphery[J]. Unconventional Oil & Gas, 2023, 10(2): 49–56.
- [46] LIU Kaixuan, CHEN Jianfa, FU Rao, et al. Distribution characteristics and controlling factors of helium-rich gas reservoirs[J]. Gas Science and Engineering, 2023, 110: 204885.
- [47] 赵栋, 王晓锋, 刘文汇, 等. 孔隙水中氦气溶解与脱溶量估算方法及其地质意义[J]. 天然气工业, 2023, 43(2): 155–164.
- ZHAO Dong, WANG Xiaofeng, LIU Wenhui, et al. Calculation method and geological significance of dissolved and exsolved helium in pore water[J]. Natural Gas Industry, 2023, 43(2): 155–164.

(责任编辑 范章群)