

天然气藏 He 的累积模式及定年应用初探

陶成, 刘文汇, 腾格尔, 秦建中, 王杰, 杨华敏, 王萍

中国石油化工集团公司油气成藏重点实验室,

中国石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所, 江苏无锡, 214151

内容提要:天然气藏 He 的聚集存在一定的年代累积效应, 借鉴相关地质模型, 引入气藏特征参数, 对外部壳源以及气藏原位产生的 He 进行量化, 明确天然气藏中 He 累积量与时间的数学关系, 进而建立了约束天然气藏形成时代的新方法——He 定年模型。将该方法应用于四川盆地威远气田, 估算威远震旦系天然气成藏定型的时间约为 31 Ma, 对应渐新世, 处于喜马拉雅运动中期。该结果与威远气田成藏过程的研究成果相吻合, 表明天然气藏 He 的年代累积效应可以用于成藏时代的研究, 所建立的 He 定年模型具有一定的实用性和应用潜力。

关键词:天然气; 氦; 成藏定年; 年代累积; 威远气田

油气成藏时代一直是石油地质领域关注的热点, 主要方法有包裹体均一温度(陈红汉等, 2003)、K(Ar)-Ar 定年(Hogg et al., 1993)、Re-Os 同位素定年(Selby et al., 2005)等, 但各种方法适用性和适用范围均有一定限制(刘文汇等, 2013), 发展油气成藏定年新技术, 形成方法体系, 相互印证补充, 成为油气成藏年代学研究的关键。

天然气成藏过程中 He 的年代累积效应早已被关注(Torgersen, 1980; 刘文汇等, 1993; Prinzhofer et al., 2003), 同时 He 的年代累积效应在低温热年代学、地下水测年等方面的研究发展迅速, 并在逐渐拓展应用领域(Zhou et al., 2006; 邱楠生等, 2008), 但油气地质方面仍主要用³He/⁴He比值示踪盆地构造活性、估算源岩年代、反映大地热流(刘文汇等, 2007)等, 少见成藏年代学方面的应用研究。本文尝试对天然气藏中 He 的年代累积效应进行数学模型量化, 并将其用于约束天然气藏的形成时代。

1 天然气藏中 He 的年代学意义

众所周知放射性元素同位素²³⁸U、²³⁵U 和²³²Th 的系列衰变可以产生⁴He(α 粒子)。母体元素与子体元素之间存在与时间相关的固有数理关系:

$${}^4\text{He} = 8 \times {}^{238}\text{U}(e^{\lambda t} - 1) + 7 \times {}^{235}\text{U}(e^{\lambda t} - 1) + 6 \times {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

He 分子直径小, 扩散性和渗透性很强。当地

层温度高于 140℃ 时, 化学性质稳定的锆石也无法有效保存 He(Reiners et al., 2002)。相对漫长的地质时间, He 能够快速的脱离宿主矿物进入流体相(Ballentine et al., 2002), 而 He 在液相中溶解度极低(Smith, 1985; Kharaka et al., 1988), 其更易在气相中聚集。由此假设储集岩地质体中发生大规模烃类气体聚集后, 原始相态构成彻底改变, 新的气-液平衡体系形成, U、Th 元素衰变产生 He 在气相中开始累积, 此时天然气藏中 He 的年代累积效应开始显现, 定年时钟开启。鉴于天然气藏形成是一个运聚动平衡的过程, 气藏中 He 的累积与散失同时发生, 达到聚散平衡前, 气藏中 He 的累积量与气藏形成的时间、He 的累积速率以及散失量之间可以用数学地质模型进行描述。基于模型假设, 其对于油气藏形成时代的约束意义为天然气藏形成并保持稳定的地质时间。

2 天然气藏 He 的来源与模型建立

天然气藏中 He 的累积量可以表示为:

$$\text{He} = \text{He}_{\text{initial}} + \text{He}_{\text{in situ production}} + \text{He}_{\text{external flux}} - \text{He}_{\text{lost}} \quad (2)$$

其中: He 气藏 He 的总量; $\text{He}_{\text{initial}}$ 气藏形成初始时 He 的量; $\text{He}_{\text{in situ production}}$ 气藏中由储层原位产生 He 的累积量; $\text{He}_{\text{external flux}}$ 外部来源 He 进入气藏的量; He_{lost} 气藏 He 的散失量。

注: 本文为国家重点基础研究发展规划“973”项目(编号 2012CB214801)资助成果。

收稿日期: 2014-12-02; 改回日期: 2015-03-27; 责任编辑: 周健。

作者简介: 陶成, 男, 1978 年生。天然气地球化学专业。Email: tc60@163.com。

假设天然气藏中初始 He_{initial} 主要来源于储集岩孔隙水中溶解的 He, 虽然 He 在水中有一定溶解度, 且随温度的升高溶解度有一定增加, 但即使在 110°C (典型天然气藏地层温度), He 的溶度系数也仅有 0.0125 (Smith, 1985)。可见储集岩孔隙水溶解态的 He 含量很低, 因此天然气藏中初始 He_{initial} 可以近似为零。而 $He_{\text{in situ production}}$ 和 $He_{\text{external flux}}$ 均可以表示为时间的函数。

2.1 气藏储层原位产生的 $He_{\text{in situ production}}$

储层中各种含 U、Th 元素的矿物, 通过 α 衰变产生 ^4He , He 通过核反冲作用、扩散作用、压裂以及成岩作用等物理化学途径将脱离宿主矿物束缚, 进入气相 (Torgersen, 1980; Ballentine et al., 2002; Farley, 2002)。可见天然气藏储层原位产生的 $He_{\text{in situ production}}$ 主要与储层中铀钍元素的含量和气藏年代有关。

借鉴深层地下水 ^4He 定年的数学物理模型 (Torgersen et al., 1985b; Zhou et al., 2006), 天然气藏储层原位产生 He 的量可表示为:

$$He_{\text{in situ production}} = \rho \Delta J_4 (1 - \varphi) V t \quad (3)$$

ρ 为储层密度 (g/cm^3); Δ 为 He 脱离岩石进入气相的扩散系数; φ 为储层孔隙度 (%); J_4 为天然气藏单位时间内每克岩石铀钍元素产生 He 的量 ($\text{cm}^3 \text{STP } ^4\text{He}/\text{g}_{\text{rock}} \cdot \text{a}$); t 为天然气成藏时代 (年); V 为气藏体积 (cm^3)。

在地层温压条件下, 矿物对 He 的封存能力是有限的 (Ballentine et al., 1994; Farley, 2002), He 从宿主矿物的释放过程相对于地质时代非常短暂 (Ballentine et al., 2002), 则参数 Δ 可近似看作 1。

Craig 等 (1976) 依据 U、Th 的衰变方程, 得到单位时间 (年)、单位重量 (g) 岩石放射性元素产生 ^4He 的定量表达式 J_4 :

$$J_4 = 0.2355 \times 10^{-12} \text{U} [1 + 0.123(\text{Th}/\text{U} - 4)]$$

其中 U、Th 为油气藏储层中 U、Th 的含量 ($\times 10^{-6}$)。

则气藏中原位 He 的累积速率 P 可表示为:

$$P = \rho \times 0.2355 \times 10^{-12} \text{U} [1 + 0.123(\text{Th}/\text{U} - 4)] (1 - \varphi) V \quad (4)$$

而天然气藏储层原位释放 He 的量为:

$$He_{\text{in situ production}} = \rho \times 0.2355 \times 10^{-12} \text{U} [1 + 0.123(\text{Th}/\text{U} - 4)] (1 - \varphi) V t \quad (5)$$

2.2 气藏中外部来源 $He_{\text{external flux}}$

天然气藏中外部来源 He 可分为幔源和壳源两

部分:

$$He_{\text{external flux}} = He_{\text{mantle}} + He_{\text{crust}}$$

二者 He 同位素比值有着显著差异, 可以采用壳-幔二元复合模式计算天然气中幔源氦的贡献 (徐永昌, 1997)。

$$\text{幔源氦} (\%) = \frac{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{样品}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{壳}}}{(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{幔}} - (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{壳}}}$$

He 的地球化学行为研究表明地下水中“过剩 He”的存在, 也说明外部来源 He 的输入是一个普遍的现象。Torgersen (1985b, 1989) 建立发展的稳态地壳 ^4He 去气模型很好地解释“过剩 He”的地质现象, 模型以百万年的时间跨度, 计算地壳向空气中释放的 ^4He 与 30~40 km 地壳中 U、Th 衰变所产生的 ^4He 净释放量有着很好的可比性, 表明地壳内部“He 流”的存在, 并最终与一定的通量进入大气。学者通过盆地内 U、Th 丰度以及 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 垂向变化等技术手段, 加以边界条件约束, 对不同盆地 ^4He 去气通量进行估算 (Torgerson, 1992; Takahata et al., 2000), 结果具有一定可比性。虽然地壳 He 的释放扩散易受地质构造运动的影响 (徐永昌, 1993; Ballentine et al., 2002), 但若区域构造活动相对稳定, 可以假设 He 以稳定的扩散通量沿储层基底进入天然气藏, 则天然气藏捕获外部壳源 He 的量 (He_{crust}) 与气藏年代以及含气面积有关:

$$He_{\text{crust}} = F \cdot S \cdot t \quad (6)$$

其中 S 为气藏含气面积 (cm^2); F 为外部壳源 He 进入天然气藏的通量 ($\text{cm}^3 \text{STP } ^4\text{He}/\text{cm}^2 \cdot \text{a}$); t 为气藏形成时间 (年)。

依据稳态地壳 ^4He 去气模型 (Torgersen et al., 1985), 外部壳源 He 进入天然气藏的通量可表示为:

$$F = J_4 \cdot \rho \cdot H \quad (7)$$

其中 ρ 为地壳密度 (g/cm^3); H 为天然气藏下覆地壳厚度 (cm); J_4 为地壳单位时间内每克重量岩石铀钍元素产生 He 的量 ($\text{cm}^3 \text{STP } ^4\text{He}/\text{g}_{\text{rock}} \cdot \text{a}$)。

区域地壳厚度、铀钍元素丰度是计算外部壳源 He 通量的必须参数。我国西部地区的大陆地壳厚度较厚, 而东部大陆地壳较薄, 可依据袁学诚 (1996) 主编的《中国地球物理图集》确定地壳厚度。U、Th 的丰度取值于全球陆壳成分模型 (Taylor et al., 1995), 该模型给出地球陆壳 U、Th 的丰度平均值分别为 0.91×10^{-6} 和 3.5×10^{-6} 。

2.3 天然气藏 He 散失量 He_{lost}

油气藏中 He 的散失量主要受上覆盖层物性、

浓度梯度和扩散时间等因素的影响。借鉴天然气藏扩散损失的数学模型(李海燕等,2001)和非均质盖层天然气扩散系数的研究方法(付广等,2004),采用一维稳态扩散模型对油气藏中 He 的扩散损失进行量化。假设天然气储层孔隙水中 He 与上覆地层孔隙水之间存在浓度差,而 He 主要在此浓度差的作用下通过上覆地层岩石孔隙向地表发生扩散散失,地表水中 He 的浓度为 $4.5 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ STP/mL}$ (Kipfer et al., 2002)。若天然气藏孔隙水中 He 的浓度为 $C_{\text{H}_2\text{O}}(t)$,则由费克定律得到天然藏中 He 散失量估算公式:

$$\text{He}_{\text{lost}} = \int_0^t \frac{D}{Z} \cdot (C_{\text{H}_2\text{O}}(t) - 4.5 \times 10^{-8}) \cdot S \cdot dt \quad (8)$$

其中, D 为 He 的扩散系数; Z 为天然气藏的埋深(单位 cm); S 为天然气藏面积(cm^2)。

He 通过分子扩散穿过地壳岩石进入大气,这一过程受温度、扩散介质和岩石物性等多种因素的制约,扩散系数的量化是非常困难的,但该扩散系数应小于水中 He 的分子扩散系数,而大于固体矿物晶格中 He 的扩散系数。Osenbruck 等(1998)研究地层孔隙水中 ^4He 的分布特征,依据垂向剖面上存在明显的浓度梯度,计算得到其分子扩散系数为 $D = 2 \times 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$,模型选择该结果作为 He 分子扩散系数特征值。

用亨利定律表述油气藏中稀有气体 He 的溶解效应,则天然气藏储层孔隙水 He 浓度为:

$$C_{\text{H}_2\text{O}}(t) = P_{\text{He}} / K_{\text{H}_2\text{O}}$$

P_{He} 为天然气藏中 He 的分压(Pa),由气体状态方程可得:

$$P_{\text{He}} = \frac{Q \cdot C(t)}{V \cdot \varphi} \times \frac{P_0 \cdot T_g}{T_0}$$

Q 为气藏的地质储量(cm^3); P_0 为标准大气压(1atm); T_0 为标准温度(273K); V 为气藏体积(cm^3); $C(t)$ 为气藏中 t 时刻 He 的体积百分比; φ 为储层孔隙度(%); T_g 为气藏地层温度(K); $K_{\text{H}_2\text{O}}$ 为亨利系数,依照稀有气体在水中溶解行为的热力学模型(Ballentine et al., 2002)计算地层温度下的 He 的亨利系数 $K_{\text{H}_2\text{O}}$ 。

2.4 天然气成藏 He 定年模型公式

根据以上三部分内容,则公式(2)可表示为:

$$(F \cdot S + P) \cdot t = C_{(t)} \cdot Q + \int_0^t \frac{D}{Z} \cdot \left(\frac{22.4 \cdot Q \cdot C(t) \cdot P_0 \cdot T_g}{K_{\text{H}_2\text{O}} \cdot V \cdot \varphi \cdot T_0} - 4.5 \times 10^{-8} \right) \cdot S \cdot dt$$

$$\cdot S \cdot dt$$

对上述公式求导,可变形为一阶常微分方程:

$$C'_{(t)} + \frac{22.4 \cdot D \cdot S \cdot P_0 \cdot T_g}{K_{\text{H}_2\text{O}} \cdot V \cdot Z \cdot \varphi \cdot T_0} C_{(t)} = \frac{F \cdot S + P}{Q} + \frac{4.5D \cdot S}{Z \cdot Q} \times 10^{-8} \quad (9)$$

$$\text{设 } M = \frac{F \cdot S + P}{Q} + \frac{4.5D \cdot S}{Z \cdot Q} \times 10^{-8};$$

$$N = \frac{22.4 \cdot D \cdot S \cdot P_0 \cdot T_g}{K_{\text{H}_2\text{O}} \cdot V \cdot Z \cdot \varphi \cdot T_0}$$

根据假设初始时刻 $\text{He} = 0$,可得方程(9)的通解为:

$$C_{(t)} = M/N(1 - e^{-Nt}) \quad (10)$$

明确当前气藏中 He 的累积量、气藏相关物性参数,求解方程(9)可以得到天然气藏的成藏年代。随勘探程度的增加,模型中气藏面积 S 是一个变化的物理量,但同时地质储量 Q 也在不断增加,二者在模型计算中是相互作用的参数,即随勘探进展而逐渐变化的 Q 、 S 两个参数,最终对模型的估算结果影响是有限的。

3 模型应用初探

四川盆地威远大气田是我国最早发现的海相天然气藏。震旦系气藏同时也是世界上地质时代最古老的气藏之一,它位于乐山-龙女寺古隆起带的一个大型穹窿背斜上,含气面积 216 km^2 ,气藏高度 84.35 m 。气藏储层由白云岩组成,下与峨眉山花岗岩基底不整合接触,由于穿层缝和断层的切割,各含气层段在纵向上相互连通。气藏盖层也是烃源岩,为早寒武世九老洞组深灰色—黑灰色页岩(戴金星,2003)。虽然关于气藏的成烃、成藏过程等方面已开展了广泛的研究工作,但成藏时代尚缺乏直接的时间数据,尝试将建立的模型应用于威远震旦系气藏,估算威远天然气藏的形成时代,并与现有研究成果进行对比分析。

3.1 He 定年模型估算威远气田形成时代

将 He 定年模型应用于四川盆地威远气田,收集关于威远气田已经发表的研究成果,对模型所需的气藏特征参数,整理如下表 1。

威远天然气样品中 He 浓度较高,陈文正(1992)发表的数据 He 浓度在 $2520 \times 10^{-6} \sim 3420 \times 10^{-6}$,平均为 2883×10^{-6} , $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为 2.9×10^{-8} 。幔源 He 很少,扣除后,壳源 He 均值为 2881×10^{-6} 。

表 1 威远气田相关参数

Table 1 Relevant data about Weiyuan gas reservoir

威远气田	含气面积(km ²)	地质储量(m ³)	孔隙度(%)	气藏平均高度(m)	原始地层压力(MPa)
	216	408.61×10 ⁸	4.0(陈文正,1992)	84.35	29.5(戴金星,2003)
	(戴金星,2003)		4.4(戴金星,2003)	(戴金星,2003)	29.53(邱蕴玉等,1994)

震旦系白云岩中铀钍含量很低,但底部灰色泥岩 Th 含量达到 10×10^{-6} ,九老洞组底部约 30 m 厚的暗色泥页岩含钍 5×10^{-6} 、铀 $10 \times 10^{-6} \sim 65 \times 10^{-6}$ (陈文正,1992)。通过加权平均计算储集岩 U、Th 含量分别为 5×10^{-6} 、 2×10^{-6} 。威远气藏体积近似为气藏平均高度与含气面积的乘积,而岩石密度取值为 2.6 g/cm^3 ,根据公式(4),计算威远气田原位 He 的累积速率为 $3.0 \times 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ STP He/a}$ 。

四川盆地地壳厚度取值为 40 km,区域地壳 U、Th 含量取值全球陆壳丰度值为 0.91×10^{-6} 、 3.5×10^{-6} ,而气藏产层最大埋深约 2800 m(戴金星,2003)。根据公式(6)外部壳源 He 进入天然气藏的通量 $F = 2.03 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ STP He/m}^2 \cdot \text{a}$,威远气田含气面积 216 km^2 ,则天然气藏中 He 的累积速率约为 $4.39 \text{ m}^3 \text{ STP He/a}$;根据威远气藏埋深,对应地层温度约为 373 K;地质储量为 $408.61 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。已知天然气样品中 He 的浓度(体积百分比),估算天然气中 He 的总量为:

$$Q_{\text{He}} = Q \times C(\text{He}) = 408.61 \times 10^8 \text{ m}^3 \times 2881 \times 10^{-6} = 1.18 \times 10^8 \text{ m}^3$$

将上述结果代入方程(9),估算天然气成藏时代为 31.1 Ma(表 2),对应于渐新世 E₃。

表 2 威远天然气成藏时代

Table 2 Weiyuan gas reservoir forming age

天然气中 ⁴ He含量	气藏 He 的 总量(m ³)	原位 ⁴ He 累积速率 (m ³ STP ⁴ He/a)	外部壳源 ⁴ He 的累积速率 (m ³ STP ⁴ He/a)	气藏 年代 (Ma)
2881×10^{-6}	1.18×10^8	0.03	4.39	31.1

3.2 威远气田模型估算年龄的地质意义

威远气田 He 含量很高,具有工业价值,达到 0.3%,对于 He 的来源存有一定的争议(张虎权等,2005)。通过天然气成藏时代 He 估算模型,对气藏中高浓度 He 的成因来源进行定量分析,可见无论是九老洞组的泥页岩,还是震旦系的泥岩对威远天然气藏中 He 的累积贡献均是有限的,相对而言沿气藏基底进入天然气藏的壳源 He 是威远气田 He 的主要来源。威远震旦系气藏是一个低储量丰度的天然气藏,烃类气体富集程度较低,同时具有较大的

含气面积。根据天然气藏 He 累积模型,较大的含气面积意味着能集聚更多的外源 He,而威远烃类气体的聚集量相对较少,二者因素相互叠加,无疑造成了天然气中 He 的高浓度。

尽管威远气田的储集层和烃源岩时代很早,但学者多认为天然气聚集成藏很晚(戴金星,2003),上述地质认识一直以来缺乏直接的时间数据。采用天然气成藏时代 He 模型估算气藏的形成时间约为 31 Ma 前的渐新世,该时间节点和前人威远气田成藏过程研究的成果是可以相互印证的。刘树根等(2008)综合威远磷灰石裂变径迹分析资料和包裹体测温结果,通过热历史模拟认为喜马拉雅期威远地区的隆升主要分 3 个阶段:①隆升与沉积并存阶段(100~47 Ma);②差异隆升阶段(47~15 Ma),期间隆升的速率变化较大,从 20~180 m/Ma 不等;③快速隆升阶段(15 Ma),最低速率 80 m/Ma,总的隆升幅度达到 1900~4000 m。模型估算结果正好位于差异隆升阶段,从时间上约束,可以认为该阶段隆升作用对威远气田的形成起着决定性作用,造成上隆形成的威远构造圈闭高于原古隆起。基于的模型原理和假设,可以认为大约在 31 Ma 前,威远气藏统一的裂缝-孔洞储集空间形成,烃类气体集聚成藏。此时 U、Th 元素衰变产生的 He 能够不断在储层气相中累积,定年“时钟”开启,记录威远天然气藏形成并保持相对稳定的地质时间。

4 结论

(1)借鉴地下水⁴He测年方法和地壳 He 去气模型,对天然气藏 He 的年代累积效应进行数学模型量化,初步建立了约束气藏形成时代的 He 定年模型。模型综合考虑 He 的来源与散失,引入了铀钍丰度、气藏地质储量、含气面积、埋深等特性参数,使其具有更好的适用性。

(2)将该模型应用于四川盆地威远气田,对气藏中高浓度 He 的成因来源进行定量分析,表明九老洞组的泥页岩以及震旦系的泥岩对威远天然气藏中 He 的累积贡献均是有限的,相对而言沿气藏基底进入天然气藏的壳源 He 是威远气田 He 的主要来源。

(3)虽然威远震旦系天然气储层老,He 丰度高,但模型估算震旦系天然气藏的形成时代约为 31 Ma,对应于渐新世喜马拉雅运动中期,结果与现今威远气田的成藏过程研究成果相吻合,表明该定年方法具有一定的实用性,是对现有油气成藏定年技术系列的重要补充。

参 考 文 献

- 陈红汉,李纯泉,张希明,等. 2003. 运用流体包裹体确定塔河油田油气成藏期次及主成藏期. *地学前缘*, 10(1): 190~190.
- 陈文正. 1992. 再论四川盆地威远震旦系气藏的气源. *天然气工业*, 12(6): 28~32.
- 戴金星. 2003. 威远气田成藏期及气源. *石油实验地质*, 25(5): 473~479.
- 付广,苏天平. 2004. 非均质盖层综合天然气扩散系数的研究方法及其应用. *大庆石油地质与开发*, 23(3): 1~3.
- 李海燕,付广,彭仕宓. 2001. 气藏天然气扩散散失量的定量研究. *大庆石油地质与开发*, 20(6): 25~27.
- 刘文汇,陈孟晋,关平,等. 2007. 天然气成藏过程的三元地球化学示踪体系. *中国科学(D辑)*, 37(7): 908~915.
- 刘文汇,徐永昌. 1993. 天然气中氦同位素组成的意义. *科学通报*, 38(9): 818~821.
- 刘文汇,王杰,陶成,等. 2013. 中国海相层系油气成藏年代学. *天然气地球科学*, 24(2): 199~209.
- 刘树根,马永生,孙玮. 2008. 四川盆地威远气田和资阳含气区震旦系油气成藏差异性研究. *地质学报*, 82(3): 328~338.
- 邱蕴玉,徐濂. 1994. 威远气田藏模式初探. *天然气工业*, 14(1): 8~13.
- 邱柄生,秦建中,McInnes B I A 等. 2008. 川东北地区构造-热演化探讨——来自 (U-Th)/He 年龄和 R_0 的约束. *高校地质学报*, 14(2): 223~230.
- 徐永昌. 1997. 天然气中氦同位素分布及构造环境. *地学前缘*, 4(3): 185~190.
- 袁学诚. 1996. *中国地球物理图集*. 北京:地质出版社.
- 张虎权,卫平生,张景廉. 2005. 也谈威远气田的气源——与戴金星院士商榷. *天然气工业*, 25(7): 4~8.
- Ballentine C J, Mazurek M, Gautschi A. 1994. Thermal constraints on crustal rare gas release and migration: evidence from Alpine fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 4333~4348.
- Ballentine C J, Burgess R, Marty B. 2002. Tracing fluid origin, transport and interaction in the crust. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1): 539~614.
- Craig H, Lupton J E. 1976. Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 369~385.
- Farley K A. 2002. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 47: 819~845.
- Hogg A J, Hamilton P J, Macintyre R M. 1993. Mapping diagenetic fluid flow within a reservoir: K-Ar dating in the Alwyn area (UK North Sea). *Marine and Petroleum Geology*, 10(3): 279~294.
- Kharaka Y K, Specht D J. 1988. The solubility of noble gases in crude oil at 25 - 100°C. *Applied Geochemistry*, 3(2): 137~144.
- Kipfer R, Aeschbach-Hertig W, Peeters F, et al. 2002. Noble gases in lakes and ground waters. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1): 615~700.
- Osenbrück K, Lippmann J, Sonntag C. 1998. Dating very old pore waters in impermeable rocks by noble gas isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(18): 3041~3045.
- Prinzhofer A, Battani A. 2003. Gas isotopes tracing: an important tool for hydrocarbons exploration. *Oil & Gas Science and Technology*, 58(2): 299~311.
- Reiners P W, Farley K A, Hicke H J. 2002. Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: Initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. *Tectonophysics*, 349: 297~308.
- Selby D, Creaser R A. 2005. Direct radiometric dating of hydrocarbon deposits using rhenium-osmium isotopes. *Science*, 308(5726): 1293~1295.
- Smith S P. 1985. Noble gas solubility in water at high temperature. *EOS, Trans Am Geophys Union*, 66: 397.
- Takahata N, Sano Y. 2000. Helium flux from a sedimentary basin. *Applied Radiation and Isotopes*, 52(4): 985~992.
- Taylor S R, McLennan S M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33: 241~265.
- Torgersen T. 1980. Controls on pore-fluid concentration of ^4He and ^{222}Rn and the calculation of $^4\text{He}/^{222}\text{Rn}$ ages. *Journal of Geochemical Exploration*, 13(1): 57~75.
- Torgersen T. 1989. Terrestrial helium degassing fluxes and the atmospheric helium budget: Implications with respect to the degassing processes of continental crust. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 79(1): 1~14.
- Torgersen T, Clarke W B. 1985a. Helium accumulation in groundwater I: an evaluation of sources and the continental flux of crustal ^4He in the Great Artesian Basin, Australia. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 49: 1211~1218.
- Torgersen T, Ivey G N. 1985b. Helium accumulation in groundwater, II: a model for the accumulation of the crustal ^4He degassing flux. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 49: 2445~2452.
- Torgersen T, Habermehl M A. 1992. Crustal helium fluxes and heat flow in the Great Artesian Basin, Australia. *Chemical Geology*, 102(92): 139~152.
- Zhou Z, Ballentine C J. 2006. ^4He dating of groundwater associated with hydrocarbon reservoirs. *Chemical Geology*, 226(3): 309~327.

Helium Accumulation Mode in Natural Gas Reservoirs and Its Application in Dating

TAO Cheng, LIU Wenhui, Tenger, QIN Jianzhong, WANG Jie, YANG Huamin, WANG Ping
*Sinopec Key Laboratory of Petroleum Accumulation Mechanisms, Wuxi Research Institute of Petroleum Geology,
Sinopec Petroleum Exploration & Production Research Institute, Wuxi, Jiangsu, 214151*

Abstract

Helium accumulation in gas reservoirs has some accumulative effect for age. Based on the relevant geological model and introduction of gas reservoir parameters, this study conducted quantitative analysis for radiogenic He from crust flux and gas reservoir so as to establish a mathematic relation between He accumulation in gas reservoir and time, and finally establish a new method-He dating method, which can constrain the formation time of natural gas reservoirs. This method was applied in the Weiyuan gas field of Sichuan Basin. It is estimated that the natural gas reservoirs in Weiyuan formed at 31 Ma, which is corresponding to Oligocene and around the mid-Himalayan movement. The age is consistent with result of gas formation and accumulation history, indicating the model of He accumulation can be used to study the formation time of gas reservoir.

Key words: natural gas; He; dating; time-accumulating; Weiyuan gas field