

长石溶解-沉淀的热力学和动力学特征及其 对储层物性的影响

——以渤海湾盆地渤南洼陷沙三段为例

沈臻欢¹, 于炳松¹, 白辰阳¹, 韩舒筠¹, 杨志辉¹, 费志斌²

[1. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 云南省地质矿产勘察院, 云南 昆明 650051]

摘要:长石溶解及其次生孔隙的形成对砂岩储层质量具有重要影响。为了研究渤海湾盆地渤南洼陷有利孔隙发育带,利用长石溶解-沉淀的热力学和动力学计算,结合薄片分析、孔隙度和渗透率资料,开展了对沙三段长石次生孔隙发育的研究。结果显示,现今的地层水多有利于长石沉淀,部分区域发生长石溶解。结合孔隙度平面分布图和镜下薄片分析可知:孔隙度发育较好的区域主要是钾长石发生溶解,钙长石 $\Delta G < -15$ kJ/mol 溶解速率较快和钠长石 $\Delta G < 15$ kJ/mol 沉淀速率较慢的区域。此外,粘土矿物(高岭石等)在长石溶解形成的次生孔隙中的沉淀,降低了储层的渗透率;且在埋深超过 3 000 m 的区域,地层水中的 $\text{SiO}_2(\text{aq})$ 沉淀速率的显著加快降低了储层孔隙度。综上:埋藏环境中,长石的溶解对于次生孔隙的贡献十分重要,但是如果其副产物未发生迁移则对次生孔隙的贡献较小,并且较高的粘土矿物含量会降低储层的渗透率。本文对于利用热力学和动力学模型预测储层发育提供了新的方法。

关键词:地层水;长石溶解-沉淀;热力学;动力学;储层物性;渤南洼陷;渤海湾盆地

中图分类号:TE122.2

文献标识码:A

The impact of thermodynamics and kinetics of feldspar dissolution-precipitation on reservoir quality: A case study from the Es³, Bonan Sag, Bohai Bay Basin

Shen Zhenhuan¹, Yu Bingsong¹, Bai Chenyang¹, Han Shujun¹, Yang Zhihui¹, Fei Zhibin²

[1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

2. Yunnan Institute of Geology & Mineral Resources Exploration, Kunming, Yunnan 650051, China]

Abstract: Feldspar dissolution along with the formation of secondary pores has a great impact on sandstone reservoir quality. In order to study belts favorable for pore development in the Bonan sag, Bohai Bay Basin, we mainly focused on the research of secondary pores of feldspar in the Es³, by means of thermodynamics and kinetics calculation of feldspar dissolution-precipitation, combined with petrologic characteristics such as thin section observation, porosity and permeability data. The results show that formation water nowadays is favorable for the precipitation of feldspars, with feldspars in some areas having dissolved. According to the horizontal distribution of porosity and the thin section observation under microscope, we may conclude that the areas of better porosity are characterized by K-feldspar dissolution, fast dissolution of anorthite ($\Delta G < -15$ kJ/mol) and slow precipitation of albite ($\Delta G < 15$ kJ/mol). In addition, the reservoir permeability decreases as clay minerals (including kaolinite) precipitate in those secondary pores with feldspar dissolution. Meanwhile the reservoir porosity decrease accelerates significantly when $\text{SiO}_2(\text{aq})$ precipitation in the formation water in areas is triggered at a burial depth of over 3 000 m. In all, the feldspar dissolution has a great contribution to the formation of secondary pores in burial. However, the contribution may be compromised if by-products from feldspar dissolution are not removed, and higher clay content also tends to undermine the reservoir permeability. The study is a positive demonstration of a new way to predict reservoir quality by thermodynamics and kinetics models.

Key words: formation water, feldspar dissolution-precipitation, thermodynamics, kinetics, reservoir quality, Bonan Sag, Bohai Bay Basin

收稿日期:2018-03-28;修订日期:2020-01-06。

第一作者简介:沈臻欢(1993—),男,博士研究生,地质工程、储层预测。E-mail:shenzh9311@163.com。

基金项目:中国石化科技重大项目课题(ZDPI70008)。

砂岩储层物性的好坏受控于原始沉积相带和后期埋藏过程中的成岩演化。其中,埋藏过程中矿物溶解-沉淀的化学作用,对岩石的孔隙度和渗透率具有重要的影响^[1]。从形成机制上看,在深埋藏环境形成的次生孔隙是地层中易溶矿物(如长石、碳酸盐胶结物等)和流体发生水-岩反应的结果。地层水和储层中的自生矿物是岩石成岩过程中水-岩相互作用的产物,是反演成岩过程中水-岩相互作用机制的直接证据^[2]。近年来,关于长石在埋藏条件下溶解-沉淀的热力学机制受到了广泛关注。Chuhan等^[3]从水-岩反应的角度探讨了封闭体系中砂岩的埋藏成岩作用,研究表明,封闭体系中,石英的胶结基本都是体系内部长石溶解的结果,这说明长石溶解和石英增生对次生孔隙的增加可能并不明显。赖兴运等^[4]探讨了不同成分的斜长石和钾长石在成岩作用期间与地下流体之间的反应平衡关系,尤其是温度和流体成分(pH值、K⁺、Na⁺、Ca²⁺的活度等)对长石溶解-沉淀平衡的影响。黄思静等^[5]研究表明,砂岩埋藏前其中长石的类型及相对含量、含膨胀层的粘土矿物的数量、系统的开放性与封闭性以及流体中额外钾离子的存在与否直接控制了长石的溶解方式和次生孔隙的形成机制。Yuan等^[6]通过数值模拟等方法确定了长石溶解及其副产物沉淀和迁移发生的条件,从而确定了影响次生孔隙发育带形成的因素。

长石溶解-沉淀的热力学为分析和预测长石的溶解或沉淀作用趋势奠定了良好的理论基础,它解决了在特定的埋藏深度和流体条件下长石能否发生溶解的问题。然而,长石溶解的程度和能否形成好的次生孔隙取决于长石溶解的速率,即矿物溶解-沉淀反应的动力学。由此可见,长石溶解反应程度不仅受热力学,而且还受动力学控制^[7-8]。然而,目前关于长石溶解及其对次生孔隙发育影响的研究主要集中在热力学范畴^[4-5],对于如何综合应用热力学和动力学机制评价和预测长石溶解-沉淀趋势的研究,尚处在探索阶段。故本文根据地层水离子含量,运用热力学模型计算长石是否发生溶解和动力学模型的矿物溶解-沉淀速率来确定次生孔隙和渗透率的发育状况,进而起到有利储层发育带预测的作用。

渤海湾盆地渤南洼陷古近系储层是重要的勘探和开发对象,前人通过钻井岩心、测录井、三维地震等资料,结合岩心观察、薄片鉴定、分析测试等技术方法,分析确定了沉积环境差异^[9],划分出不同类型的岩相-成岩相^[10],不同期次的成岩演化序列^[11]和油气成藏期次及其对应的地层压力^[12]等进行了许多研究。本

文试图在前人研究的基础上,综合利用流体-岩石相互作用的热力学和动力学机制,以渤南洼陷沙三段为研究对象,探讨地层水对于长石颗粒溶解的影响。利用化学热力学平衡理论,揭示长石溶解趋势的空间分布,结合动力学计算,确定长石溶解程度较显著地有效区带,从而达到定量预测长石溶解分布的目的,为次生孔隙发育带的预测提供新的方法。

1 地质背景

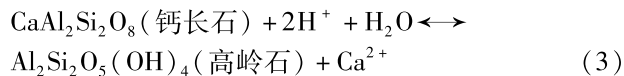
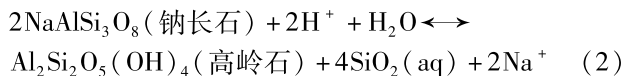
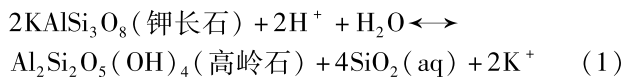
渤南洼陷位于济阳坳陷北部的沾化凹陷,为一北东走向、北陡南缓、东陡西缓、北断南超的箕状断陷湖盆。该洼陷北以埕南断层与埕东凸起相连,西以义东断层与义和庄凸起相邻,南部紧临陈家庄凸起斜坡带,东部以孤西断层与孤北洼陷相邻,面积约600 km²(图1a,b)^[13]。渤南洼陷古近系沉积了一套碎屑岩,自下而上依次为孔店组(Ek)、沙河街组(Es)、东营组(Ed)。沙河街组自下而上可分为四段,沙河街组三段自下而上又可分为沙三下亚段(Es₃³)、沙三中亚段(Es₃²)和沙三上亚段(Es₃¹)(图1c,d),主要发育有深湖-半深湖、湖底扇、三角洲等沉积体系。

渤南洼陷的流体基本处于一个封闭的超压环境,压力随着深度的增加而增加,可以划分为上、中和下三个超压带并各自与沙一段(Es¹)、沙三段(Es³)和沙四段(Es⁴)相对应。其中沙河街组沙四段(Es⁴)和沙三段(Es³)是主要烃源岩系并受三个超压带所控制^[14]。由于沙四上亚段的膏岩和沙三下亚段的泥岩是良好的区域盖层,因此沙四段(Es⁴)产生的烃类多保存在沙四段。沙三段(Es³)烃类的迁移很大程度上受到断层所控制,除了大部分烃类储集在沙三段(Es₃),部分可沿着断层迁移到沙二段(Es₂)和沙一段(Es₁)。

2 长石溶解-沉淀的热力学和动力学模型

2.1 热力学计算模型

成岩作用中,长石组分的溶解和石英、高岭石沉淀的化学反应如下:



化,根据热容系数 a 、 b 、 c ,由公式 $\Delta Cp = a + bT - cT^{-2}$ 求算^[15-16]; R 为理想气体常数 $J/(mol \cdot K)$; Q_a 为地层水离子的活度商。

由于钾长石、高岭石和石英基本上是纯的矿物晶体,其活度永远为 1。由此可以得出上述三个反应(1)、(2)、(3)的平衡常数表达式分别为:

$$Q_{a(1)} = \frac{a_{K^+}^2}{a_{H^+}^2} \quad Q_{a(2)} = \frac{a_{Na^+}^2}{a_{H^+}^2} \quad Q_{a(3)} = \frac{a_{Ca^{2+}}^2}{a_{H^+}^2}$$

平衡常数中的 a_i 为离子活度^[17]。

计算结果,当 $\Delta G < 0$,反应正向进行,长石溶解;当 $\Delta G = 0$,反应达到平衡;当 $\Delta G > 0$,反应逆向进行,长石沉淀。

2.2 动力学计算模型

对于动力学计算,模拟矿物溶解-沉淀速率最常用的方法是使用来源于过渡态理论(TST)的速率方程^[18-19]:

$$r_m = k_m A_m a_{H^+}^n \left(1 - \exp\left(\frac{\Delta G_m}{RT}\right) \right)^\mu \quad (5)$$

式中: m 指的是矿物种属; r_m 是反应速率, mol/s ; k_m 是速率常数, $mol/(cm^2 \cdot s)$, A_m 是矿物的表面积, cm^2 ; a_{H^+} 是氢离子活度, mol/L ; n 是溶液中关于 H^+ 催化的反应级数; ΔG_m 是反应的吉布斯自由能, kJ/mol ; 参数 μ 、 ν 是两个无量纲的经验常数,根据 Hellevang 等^[20] 提出的模型,在本文中使用 $\mu = 1$, $\nu = 2$ 。

在 25 °C 的实验条件下,测得钾长石、钠长石、石英和高岭石各自的速率常数 k_{25} 。任意温度下的反应速率常数可以用 Arrhenius 方程表示^[18-19],与温度相关的速率常数可近似表达为^[21]:

$$k = k_{25} \exp\left[\frac{-E_a}{R}\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{298.15}\right)\right] \quad (6)$$

E_a 是活化能, kJ/mol ; k_{25} 是在 25 °C 条件下的反应速率, $mol/(cm^2 \cdot s)$ 。

钾长石、钠长石、钙长石、石英和高岭石反应速率的相关参数见表 1。关于 H^+ 的反应级数来自于 Palandri and Kharaka^[22]; 矿物的表面积 A_m 数据来源于 Yang 等^[23]。

3 渤南洼陷沙三段储层基本特征

3.1 矿物组成

渤南洼陷沙三段的全岩 XRD 数据来自于胜利油田勘探开发研究院,数据结果显示(图 2):石英的平均含量为 38.8%;钾长石的平均含量为 5.5%;斜长石的平均含量为 10.8%;粘土矿物的平均含量为 12.4%。石英含量随着深度的增加先减少,在埋深超过 3 000 m 之后又开始增加;钾长石含量总体上随着深度增加而减少;斜长石在 3 100 ~ 3 200 m 的深度含量较高;粘土矿物在 2 900 ~ 3 100 m 的深度含量较高。

表 1 动力学模拟速率参数, $n-H^+$ 反应级数

Table 1 The list of kinetic rate parameters used in the simulations and the n -reaction order with respect to H^+

矿物	表面积/ $(cm^2 \cdot g^{-1})$	溶解		成核		反应级数 n
		$k_{25}/(mol \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1})$	$E_a/(kJ \cdot mol^{-1})$	$k_{25}/(mol \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1})$	$E_a/(kJ \cdot mol^{-1})$	
钾长石	9.8	8.710×10^{-15}	51.7	3.890×10^{-17}	38.0	0.500
钠长石	9.8	6.918×10^{-15}	65.0	2.754×10^{-17}	69.8	0.457
钙长石	9.8	3.162×10^{-8}	16.6	7.568×10^{-17}	17.8	1.411
高岭石	151.6			6.918×10^{-18}	22.2	0.777
石英	9.8			1.023×10^{-18}	87.7	0

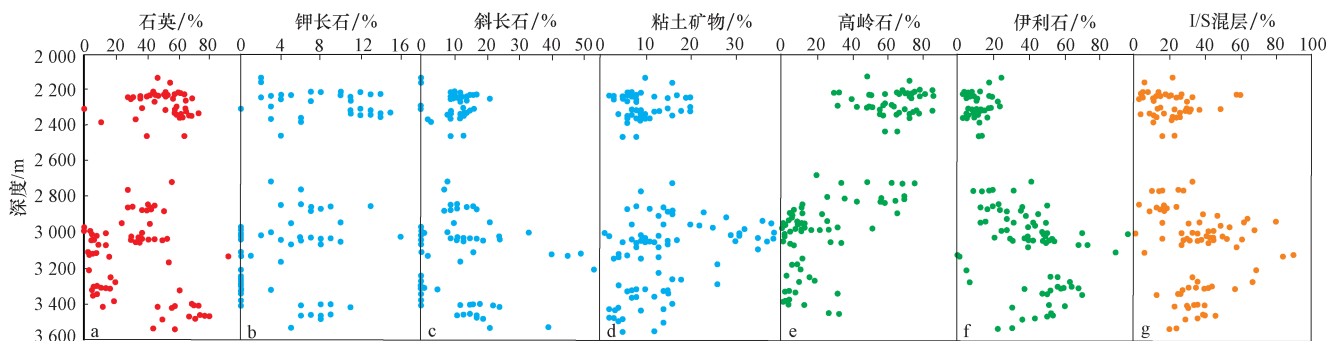


图 2 渤海湾盆地渤南洼陷沙三段岩石矿物含量纵向变化

Fig. 2 A plot showing the variation of mineral content with depth in the Es³, Bonan Sag, Bohai Bay Basin

粘土矿物的 XRD 结果显示(图 2):随着深度的增加,高岭石的含量在减少,在超过 3 000 m 后快速减少;伊利石的含量随深度的增加而增加;I/S 混层矿物随着深度的变化先增加后减少,且在 2 900 ~ 3 200 m 的深度出现峰值。

3.2 岩相分析

岩石薄片观察结果表明(图 3),渤南洼陷沙三段储层的岩性以岩屑质长石细-中砂岩为主,岩屑质长石粗-粉砂岩次之,岩石颗粒磨圆度中等,以次

棱角状为主、次圆状为辅;分选中等-差,以中砂、细砂为主,其次为粗砂、粉砂,总体上成分成熟度和结构成熟度均较低。

3.3 孔隙度和渗透率

渤南洼陷的孔隙度和渗透率分布范围较广(1 950.4 ~ 3 564 m),分别是 0.1% ~ 35.54% 和 $0.1 \times 10^{-3} \sim 4\,673.32 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,平均孔隙度和渗透率分布为 17.1% 和 $93.95 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ (图 4)。孔隙度和渗透率总体上随着深度的增加而减小,特别是在深

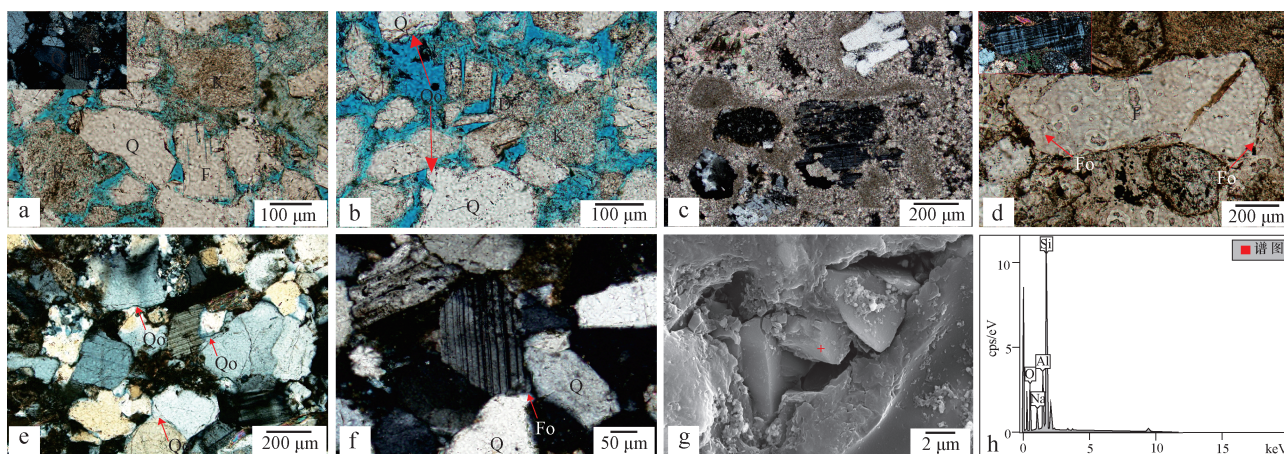


图 3 渤海湾盆地渤南洼陷偏光显微镜观察

Fig. 3 Microphotographs showing the thin section observation in the Bonan Sag, Bohai Bay Basin

a, b. 长石大量溶解形成了的次生孔隙,并伴随有副矿物在周围沉淀;a. 罗 358,埋深 2 442.85 m(-);b. 罗 358,埋深 2 445.40 m(-);c. 长石溶解,碳酸盐致密胶结,义东 301,埋深 3 488.30 m(+);d. 钾长石自生加大,胶结致密;义 285,埋深 3 819.80 m(-);e. 石英自生加大,硅质胶结致密,几乎无孔隙发育;义 361,埋深 3 486.60 m(+);f. 斜长石自生加大,义东 301,埋深 3 272.10 m(+);g, h. 扫描电镜下保存完整的钠长石;义 361,埋深 3 488.05 m

Q. 石英颗粒;F. 长石颗粒;K. 高岭石;FD. 长石溶解形成的次生孔隙;Qo. 石英加大;Fo. 长石加大

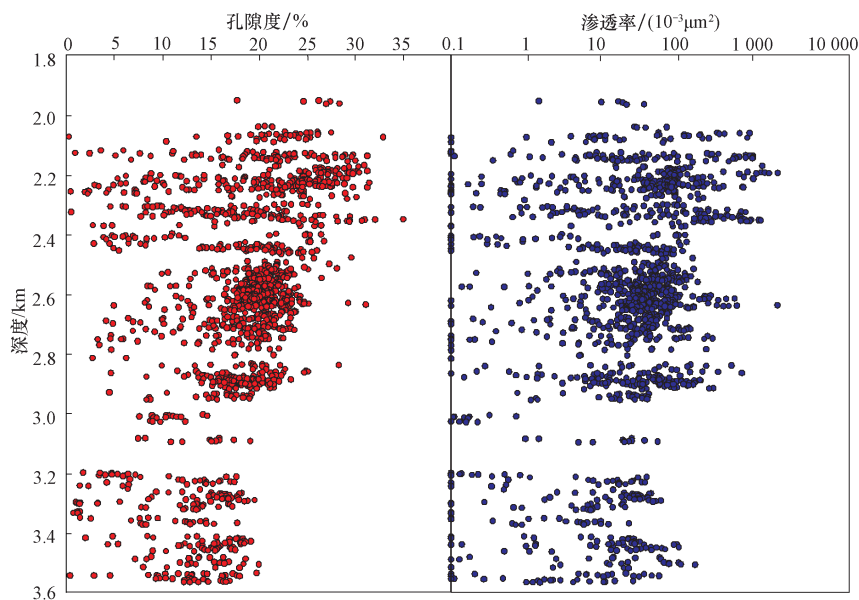


图 4 渤海湾盆地渤南洼陷孔隙度和渗透率纵向变化

Fig. 4 A plot showing the variation of porosity and permeability along depth in the Bonan Sag, Bohai Bay Basin

度超过 2 950 m 之后,孔隙度减小显著。

3.4 地层水数据

本文共选取渤南洼陷沙三段 47 口井的地层水数据,深度范围在 1 800 ~ 3 997.97 m,平均深度为 3 059.6 m(表 2)。根据油层中部深度和下深温度,计算得到渤南地区,取水样数据点的平均地温约 125.44 °C,主要地温集中在 110.7 ~ 135.3 °C。地层流体压力主要集中在 190 ~ 680 bar^[14]。地层水的平均矿化度为 18.1 g/L,地层水的水型是氯化钙型有 9 口、氯化镁型有 10 口、碳酸氢钠型有 25 口和硫酸钠型有 3 口。

4 长石溶解-沉淀的热力学和动力学

4.1 长石溶解-沉淀热力学

渤南地区的地层水数据如表 2,根据离子活度与温度的关系作出图 5。图 5 中的实线分别代表反应(1)、(2)、(3)处于平衡状态,即方程 $\Delta G = 0$;实线下方表示长石发生溶解,即 $\Delta G < 0$;实线上方表示长石发生沉淀,即 $\Delta G > 0$ 。

从图中的计算结果可以看出:钾长石大多发生沉淀,只有 12 口井的水样数据计算得到的结果是发生溶解的。斜长石根据 An 含量的高低可以分为钙长石、钠长石等,文章中的地层水数据都按照长石的端元组分(钙长石、钠长石)进行计算的。钠长石大多发生沉淀(40 口),只有少数水样数据计算得到的结果是发生溶解的(7 口);钙长石与钠长石恰恰相反,大多发生溶解(34 口),只有 13 口井计算得到的钙长石发生沉淀。

4.2 长石溶解-沉淀动力学

长石溶解-沉淀速率与吉布斯自由能之间的关系见图 6。从图中可见,钾长石的溶解速率总体上随着吉布斯自由能的减小而加快。在起始阶段溶解速率较慢,但在 $\Delta G < -15$ kJ/mol 之后,溶解速率开始显著加快(图 6a);而钾长石的沉淀速率随着吉布斯自由能的增加而增大,呈较好的指数关系(图 6b)。由于全区的钠长石溶解数据点较少,故很难得到钠长石溶解速率与吉布斯自由能较好的关系(图 6c)。根据 Roland Hellmann 等^[24]的研究,在吉布斯自由能等于 -16.3 kJ/mol 时,钠长石的溶解速率已经达到最小值了;相反,钠长石的沉淀速率与吉布斯自由能呈较好的指数关系, $\Delta G > 20$ kJ/mol 沉淀速率明显加快(图 6d)。钙长石的溶解速率与吉布斯自由能具有一定的

指数关系,在 $\Delta G < -20$ kJ/mol 后溶解速率显著加快(图 6e)。由于在计算石英和高岭石沉淀时所用的参数相同,因此无需区分是哪种长石溶解产生的二氧化硅和高岭石。从图 6f,g 中可以看出石英和高岭石的沉淀速率与温度具有较好的相关性,而与吉布斯自由能相关性较差。

5 讨论

5.1 长石溶解

成岩过程中,钠长石和钾长石的溶解-沉淀明显受温度的控制。在压力不变温度升高的条件下,长石的稳定域迅速扩大,有利于高岭石向长石的转化,形成自生的钠长石或者钾长石;当温度下降时,长石的稳定性降低,有利于高岭石和石英的形成(图 5)。因此,对于含有相同富 H^+ 流体的砂岩,长石的溶解主要发生于温度较低的成岩环境中。压力对长石溶解的影响虽没有温度效应那样明显,但压力的升高有助于长石溶解度的增加,从而有利于高岭石和石英的形成^[25]。此外,溶液中较低的阳离子(K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+})与 H^+ 的比值和较低的 $SiO_2(aq)$ 浓度都有利于长石溶解。这很好的解释了长石在酸性介质和稀溶液中更易向高岭石转化溶解的现象。参与长石溶解反应的水来自于原始沉积的海(湖)水、大气淡水、矿物束缚水和深部热流体等^[26]。研究区的地层温度集中在 110.7 ~ 135.3 °C,有机质的热演化能够产生 CO_2 和有机酸^[27]。流体中的 H^+ 来源于:干酪根成熟过程中裂解而形成大量的短链有机酸会进入到孔隙水中^[28];或者是干酪根生油前脱羧基,形成大量 CO_2 ,这些 CO_2 进孔隙流体后形成大量碳酸,为长石的溶解提供了必要的 H^+ ^[29]。

5.1.1 钾长石

区内不同井点钾长石-地层水反应的热力学计算结果显示,钾长石在该区多发生沉淀(图 7)。造成这种情况,是因为较高的地层水温度和较高的 K^+/H^+ 活度比,较高的伊利石和 I/S 混层矿物含量也证明了这点(图 2)。钾长石发生溶解的地区主要靠近东部的孤岛凸起,并且由吉布斯自由能和钾长石溶解速率之间的关系可知,钾长石溶解速率较小;而在钾长石沉淀的地区,吉布斯自由能在大于 30 kJ/mol 之后,其沉淀速率明显加快(图 6b)。因此,在钾长石溶解的地区,其产生次生孔隙的速度相对较慢;在吉布斯自由能越大的区域,钾长石对孔隙的破坏作用会越显著,最显著的特征就是钾长石的自生加大(图 3d)。

表 2 渤海湾盆地渤南洼陷沙三段地层水相关参数
Table 2 The list of formation water parameters in the Es₃, Bonan sag, Bohai Bay Basin

序号	井号	深度/m	温度/℃	pH 值	总矿化度/ (g·L ⁻¹)	水型	离子浓度/(mmol·L ⁻¹)										a _{Ca²⁺}		
							Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	OH ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	I		a _{Na⁺}	a _{K⁺}
1	义 69	3520.1	144.3	6	1.66	硫酸钠	18.4	0.1	2.2	1.2	14.7	2.1	0	6.4	0	0.031	15.14	0.08	1.04
2	义 601-1	3275.6	134.3	8.25	13.31	碳酸氢钠	163.6	0.8	3.2	2.6	133.1	0	0	42.9	0	0.182	116.25	0.56	0.86
3	义 288	2932.6	120.2	6.62	4.46	氯化镁	63.5	0.3	2.5	2.6	63.8	2.4	0	5.6	0	0.082	48.64	0.24	0.91
4	渤古 403	3034.4	124.4	6.5	1.89	氯化镁	15.6	0.1	3.3	5.0	25.2	1.3	0	4.2	0	0.042	12.64	0.06	1.45
5	渤深 8	3828.7	157.0	6.5	1.95	氯化镁	14.8	0.1	4.2	3.3	15.2	3.0	0	8.7	0	0.040	11.92	0.06	1.81
6	罗 902	2259.0	92.6	7	12.34	碳酸氢钠	183.4	0.9	2.4	0.4	131.1	8.9	0	40.8	0	0.202	131.82	0.63	0.68
7	义 135	3704.0	151.9	6	13.37	氯化钙	200.1	1.0	2.2	2.9	210.0	0	0	14.3	0	0.223	138.57	0.66	0.54
8	义 136	3082.0	126.4	7	7.15	碳酸氢钠	98.4	0.5	0.9	0.7	54.5	0.6	0	46.4	0	0.104	73.66	0.36	0.31
9	义 141	3052.9	125.2	6.5	2.32	氯化钙	16.7	0.1	9.8	1.2	29.9	3.2	0	2.3	0	0.053	13.25	0.07	4.04
10	义 142	2638.0	108.2	7	7.28	碳酸氢钠	95.6	0.5	0.8	5.0	58.3	6.0	0	37.3	0	0.119	71.29	0.35	0.27
11	义 172	3187.4	130.7	5	69.95	氯化钙	707.3	3.6	132.4	143.4	1246.3	0	0	10.2	0	1.535	490.85	1.89	26.91
12	义 115	3855.5	158.1	6	4.51	氯化镁	33.9	0.2	7.9	13.7	60.3	2.2	0	12.1	0	0.101	25.14	0.12	2.53
13	埕 915	1699.6	69.7	9	14.10	碳酸氢钠	213.4	1.1	1.1	0.4	151.8	4.2	0	52.0	2.6	0.226	153.91	0.74	0.30
14	义 631	2858.6	117.2	7	11.85	碳酸氢钠	139.6	0.7	10.9	4.2	90.8	0	0	79.7	0	0.186	99.79	0.48	3.04
15	义 943	3163.0	129.7	8	28.90	碳酸氢钠	473.4	2.4	5.1	0.8	471.1	0	0	16.5	0	0.494	315.09	1.43	1.07
16	义 283	3162.7	129.7	5.78	3.83	氯化钙	46.1	0.2	4.7	6.0	66.0	0	0	1.5	0	0.078	35.32	0.17	1.71
17	义 944	3574.1	146.5	6.37	126.32	氯化镁	1199.3	6.0	8.2	542.8	1996.0	138.1	0	18.5	0	2.988	982.69	3.05	2.25
18	义 601	3232.8	132.5	7.5	20.09	碳酸氢钠	315.5	1.6	3.6	1.2	283.0	2.4	0	38.5	0	0.334	214.05	1.00	0.83
19	义 173	3424.4	140.4	7.5	22.70	碳酸氢钠	323.2	1.6	2.3	3.0	186.7	23.3	0	101.7	0	0.364	217.14	1.01	0.50
20	义 251	3191.4	130.8	7	19.43	碳酸氢钠	276.7	1.4	3.0	15.1	251.8	7.6	0	47.4	0	0.340	187.67	0.88	0.69
21	义 281	2288.5	93.8	6	20.45	氯化钙	216.0	1.1	51.4	10.3	296.5	1.5	0	40.7	0	0.403	148.17	0.69	12.08
22	义 361	3464.9	142.1	8.02	24.36	碳酸氢钠	379.5	1.9	2.1	0.1	297.9	15.6	0	56.3	0	0.403	253.21	1.17	0.44
23	义 180	3216.9	131.9	6.8	12.30	碳酸氢钠	179.6	0.9	1.2	2.2	127.8	3.9	0	51.4	0	0.194	127.03	0.61	0.31
24	义 184	3245.6	133.1	10.75	7.51	碳酸氢钠	108.2	0.5	8.7	0.0	88.3	0	0	12.6	12.6	0.147	78.29	0.38	2.56

续表 2

序号	井号	深度/m	温度/℃	pH 值	总矿化度/ (g·L ⁻¹)	水型	离子浓度/(mmol·L ⁻¹)										a _{Cu2+} +		
							Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	OH ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	I	a _{Na+}	a _{K+}	a _{Cu2+}
25	义185	3218.6	132.0	7.35	6.42	氯化镁	78.0	0.4	7.8	5.5	81.7	5.2	0	12.7	0	0.123	57.38	0.28	2.42
26	义179	2926.1	120.0	8.69	2.07	硫酸钠	26.2	0.1	1.9	1.6	24.0	2.6	0	4.1	0	0.039	21.33	0.11	0.86
27	渤古4	3444.3	141.2	7.11	7.06	碳酸氢钠	97.8	0.5	0.3	0.5	50.1	1.3	0	47.2	0	0.102	72.89	0.36	0.08
28	罗683	2785.6	114.2	6.06	4.05	碳酸氢钠	49.5	0.2	4.6	1.5	40.2	2.8	0	16.2	0	0.071	38.50	0.19	1.76
29	罗322	2257.0	92.5	7.34	6.86	碳酸氢钠	102.9	0.5	1.6	1.0	86.1	0.9	0	20.6	0	0.112	77.60	0.38	0.55
30	义183	3998.0	163.9	8.6	19.33	碳酸氢钠	281.0	1.4	1.2	1.2	167.7	17.6	0	83.9	0	0.307	188.55	0.88	0.25
31	罗69	2966.0	121.6	6.5	11.22	氯化镁	169.0	0.8	5.2	4.0	171.0	3.3	0	10.3	0	0.201	119.82	0.57	1.40
32	义123-1	3344.8	137.1	7.82	97.21	氯化钙	1625.9	8.2	11.6	0.0	1638.9	0	0	16.0	0	1.668	1138.31	4.29	2.38
33	罗152	3096.0	126.9	9	15.58	氯化钙	189.2	1.0	38.3	0.5	256.1	0	0	7.2	2.2	0.309	129.44	0.61	9.03
34	义289	3500.0	143.5	7.58	49.59	碳酸氢钠	682.4	3.4	11.8	25.1	530.0	0	0	228.4	0	0.796	447.13	1.93	2.24
35	义176	3773.8	154.7	8.32	22.97	碳酸氢钠	363.4	1.8	2.4	1.3	306.4	16.9	0	32.0	0	0.393	241.10	1.11	0.49
36	义286	3260.0	133.7	7.37	40.87	碳酸氢钠	643.2	3.2	1.2	1.2	506.1	32.2	0	79.8	0	0.685	423.83	1.86	0.23
37	罗321	1800.0	73.8	8.5	10.05	碳酸氢钠	158.4	0.8	0.3	0.1	120.0	1.4	0	28.2	4.4	0.166	116.66	0.56	0.09
38	罗357	2579.0	105.7	8	6.93	碳酸氢钠	88.9	0.4	0.8	0.2	27.7	0.4	0	62.6	0	0.092	67.76	0.33	0.27
39	罗151	3062.6	125.6	8	24.08	氯化钙	351.0	1.8	23.6	1.8	377.7	0	0	25.8	0	0.429	235.68	1.08	5.12
40	垦629	2042.0	83.7	8	6.09	碳酸氢钠	83.8	0.4	0.7	1.2	49.8	0	0	38.2	0	0.090	64.64	0.32	0.27
41	义501-1	2936.3	120.4	7.25	15.12	氯化镁	247.4	1.2	2.4	2.4	252.4	1.8	0	2.2	0	0.265	171.72	0.81	0.59
42	义193	3312.5	135.8	8.45	1.53	氯化镁	18.1	0.1	1.8	1.5	18.6	1.6	0	3.0	0	0.030	14.99	0.07	0.88
43	罗71	1987.2	81.5	8.15	9.37	碳酸氢钠	145.3	0.7	1.4	1.0	127.6	0.6	0	22.1	0	0.154	107.31	0.52	0.44
44	义292	3556.6	145.8	8.58	0.72	硫酸钠	8.3	0.0	1.0	0.9	8.1	1.2	0	0.8	0.4	0.015	7.15	0.04	0.55
45	义189	3174.0	130.1	7.28	15.28	氯化镁	244.2	1.2	1.2	6.3	247.7	5.1	0	2.6	0	0.273	168.22	0.80	0.30
46	义50	3149.4	129.1	7.3	18.24	碳酸氢钠	288.8	1.5	3.2	1.0	262.4	3.7	0	28.9	0	0.306	197.48	0.93	0.75
47	义633	2740.5	112.4	7	8.92	氯化钙	125.3	0.6	5.5	7.9	142.0	3.0	0	4.8	0	0.169	90.52	0.44	1.58

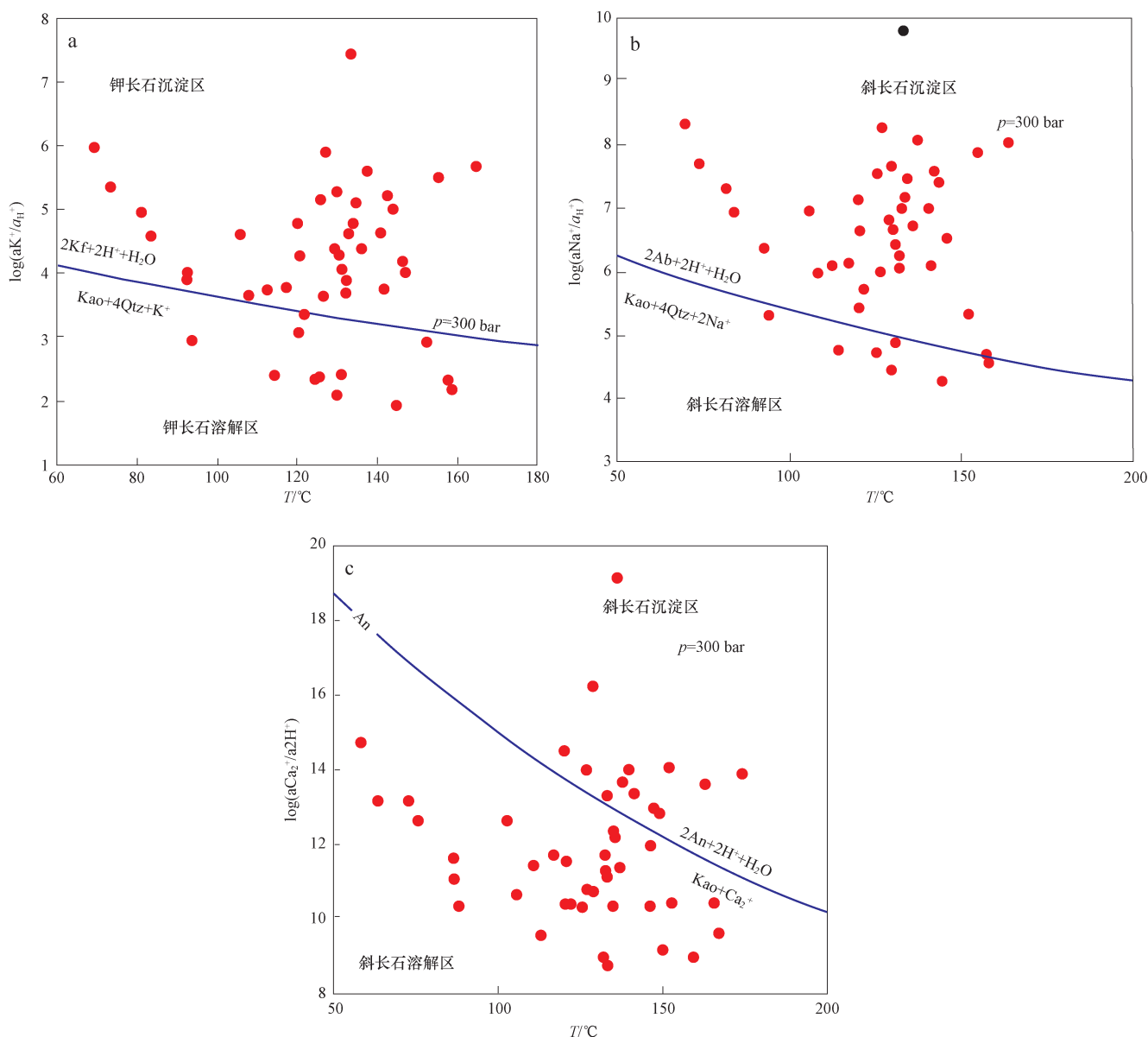


图5 钾长石(a)、钠长石(b)和钙长石(c)组分溶解活度-温度相图(据赖兴运等修改^[4])

Fig. 5 Phase diagrams of activity vs. temperature for K-feldspar (a), albite (b), and anorthite (c) (modified after reference^[4])

晚期碳酸盐胶结物的大量生成,说明此时的地层水已处于碱性环境。较低的氢离子浓度,有助于长石的沉淀,这与热力学计算结果相符。但胶结物的大量生成对孔隙破坏极大,使得本可以沉淀出长石的孔隙全部被胶结物占据。因此,在薄片观察到的自生加大的长石或自生的长石相对较少^[30]。

5.1.2 斜长石

斜长石的溶解很大程度上受到斜长石的牌号(An钙含量)影响。即越富钙的斜长石越容易溶解,而钠含量越高的斜长石稳定性越好,越不容易溶解。与斜长石中钠长石组分的溶解相对比,钙长石组分的溶解性相比前者容易的多(图5)。在同样温压及溶液酸度条

件下,钙长石溶解的平衡常数要比钠长石的高7~10数量级,可见斜长石固溶体中钙长石组分是最先离开晶体而溶入流体的^[4]。由此可见,斜长石固溶体矿物的溶解本身具有不均性,它表现为:斜长石中的钙组分最先溶解,其次才是钠长石组分的溶解,而且钠长石的溶解程度还受到斜长石钙含量的影响,高钙斜长石中的钠长石比低钙斜长石容易溶解,而低钙斜长石又比纯钠长石易溶,最稳定的矿物当数纯钠长石^[4]。此外,碎屑岩中的斜长石晶体继承了母岩中正环带斜长石(中心钙高,边缘钠高)的特征,进一步在成岩过程中遭受地层流体不均一溶解的结果,即长石中心多先发生溶解(图3a,b)。

区内不同井点斜长石-地层水反应的热力学计算

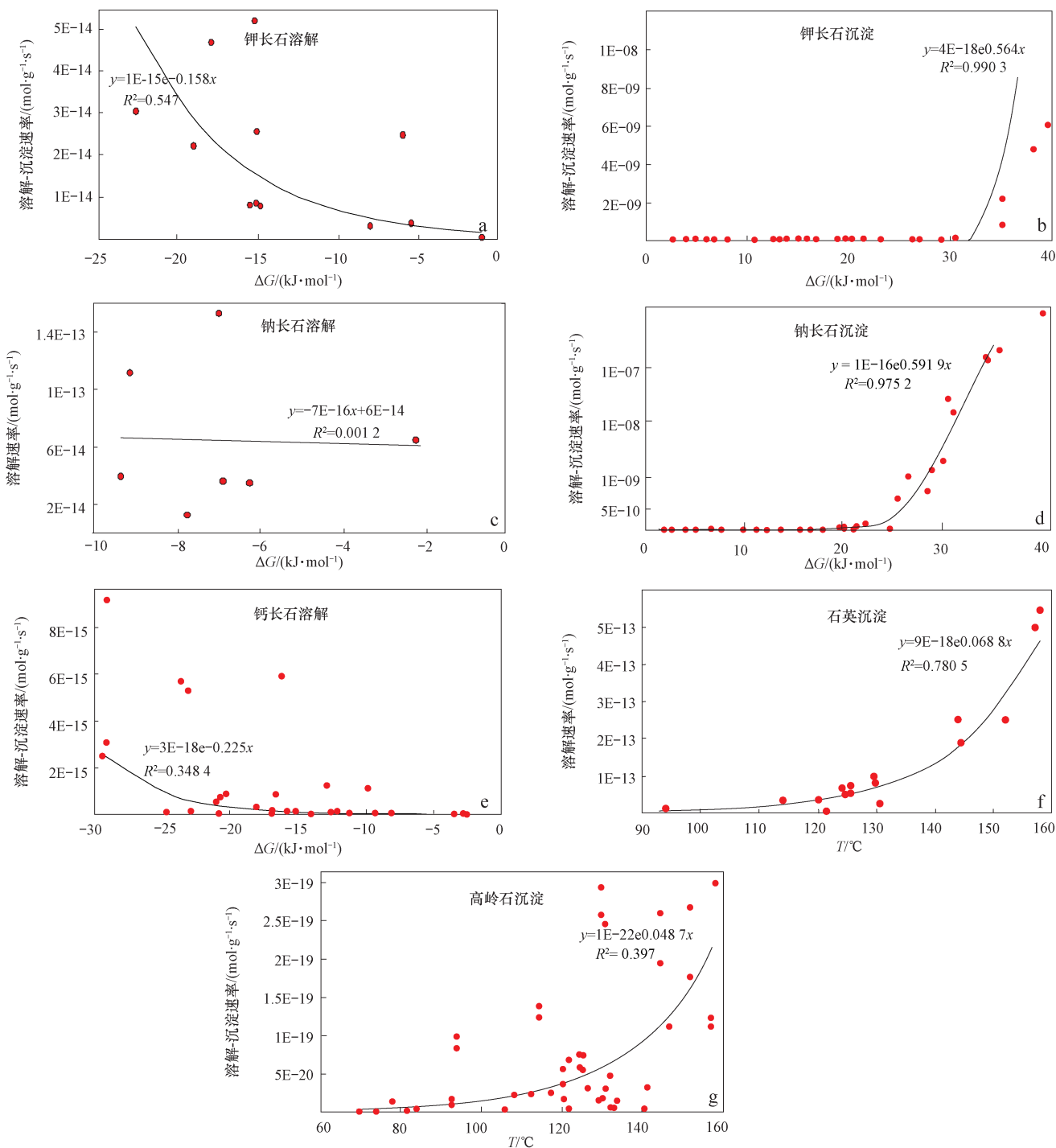


图6 渤海湾盆地渤南洼陷长石溶解-沉淀与吉布斯自由能之间的速率以及石英和高岭石沉淀与温度之间的速率

Fig. 6 The velocity variation of feldspar dissolution-precipitation with Gibbs free energy, and of quartz-kaolinite precipitation with temperature in the Bonan Sag, Bohai Bay Basin

显示,钙长石在该区发生大面积的溶解(图8a)。钙长石的溶解速率在吉布斯自由能小于 -20kJ/mol 之后开始加快(图6e),这有助于次生孔隙的形成。并且钙长石溶解反应(3)的副产物没有 $\text{SiO}_2(\text{aq})$,从而避免了石英自生加大对次生孔隙的破坏。因此,成岩过程在富钙斜长石的溶解对于孔隙度的贡献十分重要,有助于形成较好的储层(图3a,b)。相反,钠长石在该区

多发生沉淀(图8b),这与地层水中较高的 Na^+ 浓度(平均 245.74 mmol/L)和较低的 H^+ 浓度(pH值约为7.4)有关,即较高的 Na^+/H^+ 活度比。此外,钾长石的钠长石化、钙长石溶解形成的高岭石、钾长石溶解和伊利石化产生的 $\text{SiO}_2(\text{aq})$ 都是促进自生钠长石形成和斜长石加大的重要原因(图3f,g)。在吉布斯自由能在大于 30 kJ/mol 之后,钠长石的沉淀速率加

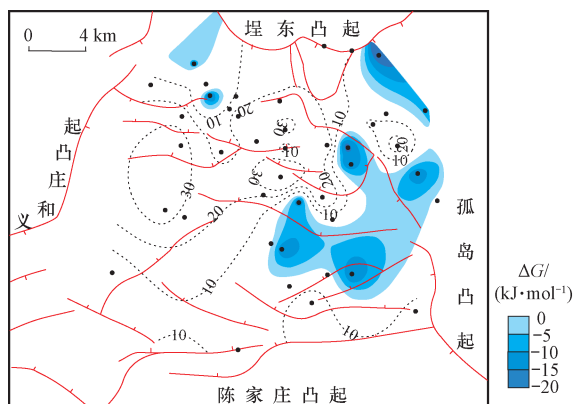


图7 渤海湾盆地渤南洼陷钾长石 ΔG 等值线和溶解-沉淀平面图

Fig. 7 The map of the ΔG isoline and dissolution-precipitation of K-feldspar in the Bonan Sag, Bohai Bay Basin

快(图6d),对于孔隙的破坏会变得更加显著。斜长石含量随深度增加并没有减少且出现峰值,且是钾长石含量的2倍还多(图2)也验证深部环境自生斜长石的产生。根据热力学计算结果,此时保留在地层中的多为富钠的斜长石,且伴随着不断沉淀出自生钠长石。

5.2 长石溶解次生孔隙发育带

在深埋条件下,颗粒包壳、流体超压、烃类充注和矿物溶解是影响优质储层形成的主要原因^[31]。研究区沙三段储层胶结物以钙质胶结为主,其次为泥质胶结和硅质胶结。早期方解石胶结较少,多为晚期铁方解石和铁白云石胶结(图3a,b)。碳酸盐含量为0.2%~15.6%,平均含量为3.89%,高含量的碳酸盐致使该区沙三段储层孔隙度和渗透性变差^[32]。超压和烃类充注在渤南洼陷分布较广,并对来自于沙三段

底部的烃类迁移和储集产生了巨大的影响^[14],从而保存了相当一部分孔隙。此外,矿物颗粒的溶解也是影响次生孔隙发育的重要因素。本文主要探讨长石颗粒溶解对储层的影响:一种观点认为长石溶解发生在开放的成岩环境,其溶解形成的副产物全部被带走,从而提高了储层的质量^[33];另一种长石溶解发生在相对封闭的成岩环境,其溶解形成的副产物滞留原地,并沉淀出粘土矿物和石英胶结物,并未提高储层质量^[34]。

通过化学热力学计算,可以得知储层中的长石是否发生溶解;而动力学计算,可以定量的知道长石溶解和沉淀的速率。两者相结合,从而预测有利次生孔隙发育带。渤南洼陷沙三段平均孔隙度是17.1%,刚好对应了图9中红色等值线附近。从其孔隙度平面分布图可知:孔隙度发育较好的地区(孔隙度 $\geq 20\%$),刚好对应了钾长石 $\Delta G < 0$ kJ/mol,钠长石的 $\Delta G < 15$ kJ/mol 和钙长石的 $\Delta G < -15$ kJ/mol 的地区,并且在长石吉布斯自由能越小的地方其孔隙度发育越好。因此,根据地层水离子活度计算结果:①在长石发生溶解的地区,即 $\Delta G < 0$,长石的吉布斯自由能越负,长石的溶解速率越快,相应的孔隙发育越好;在长石部分溶解的地区:②钾长石和钙长石的 $\Delta G < 0$,钠长石即使发生沉淀($\Delta G > 0$)因其沉淀速率较慢也能形成较好的孔隙度;③较好的孔隙度同时发育在钙长石的 $\Delta G < -15$ kJ/mol 和钾长石、钠长石处于 $0 < \Delta G < 15$ kJ/mol 的地区;④当长石的 ΔG 进一步增大时,储层中的孔隙度开始明显下降。

钾长石溶解反应的矿物体积变化研究表明:溶解一个单位体积的钾长石,并沉淀所有高岭石和石英最多只能增加13.47%的孔隙度^[35]。沙三段钾长石平均含量是5.5%,长石溶解形成的副产物石英和高岭石

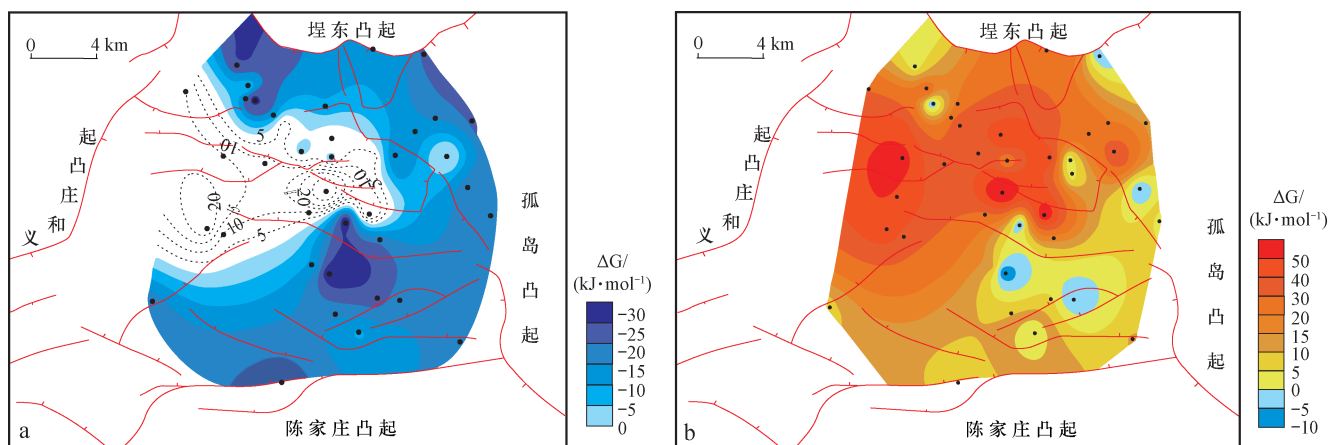


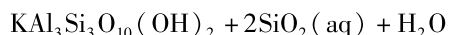
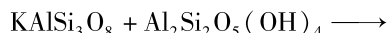
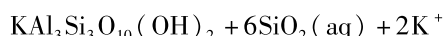
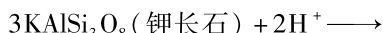
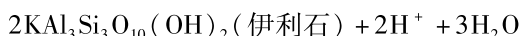
图8 渤海湾盆地渤南洼陷钙长石(a)和钠长石(b) ΔG 等值线和溶解-沉淀平面图

Fig. 8 The maps of the ΔG isoline and dissolution-precipitation of anorthite (a) and albite (b) in the Bonan Sag, Bohai Bay Basin

全部在原地沉淀时至多只能产生 0.74% 的孔隙度,并不能很好的改善储层孔隙度。并且石英的沉淀速率与温度有较好的相关性,在温度超过 120℃ 之后石英的沉淀速率明显加快(图 6f),对应了埋深超过 3 000 m 石英含量的增高(图 2),薄片中也看到了大量的硅质胶结和石英加大边(图 3e)。高岭石的沉淀速率总体上随着温度的增加而加快(图 6g),但相关性一般,可能受到更为复杂的因素所控制,例如溶液中的 Al^{3+} 浓度^[6,36]。渤南洼陷 Es^3 的断层较为发育(图 1c),且南部断层附近的孔隙度较其他区域更好(图 9),故长石溶解形成的副产物[高岭石、 $\text{SiO}_2(\text{aq})$]可能发生迁移或由于埋深较浅石英的沉淀速率较慢。实际的薄片也验证了这一结果:发生溶解的长石附近有粘土矿物的沉淀,而石英的自生加大不明显。

5.3 长石溶解对渗透率影响

在较高温度条件下,高岭石达到饱和所需要的 Al^{3+} 浓度远低于石英达到饱和所需要的 $\text{SiO}_2(\text{aq})$ 浓度,但图 2 中高岭石的含量并未有随着深部长石发生溶解而增加,相反另一种粘土矿物伊利石的含量开始显著地增加。生成伊利石的反应方程如下^[36-37]:



地层水中 K^+/H^+ 活度比和温度控制了高岭石和钾长石的伊利石化,较高的温度和 K^+/H^+ 活度比可以降低高岭石伊利石化的能量门限(图 10)。当富 H^+ 流体进入时,如有机酸等,由于地层水中富集 H^+ ,高岭石伊利石化的能量门限将提高,高岭石也将更容易得到保存,除非这些 H^+ 被消耗(图 10b)。同时在温度超过 125~130℃,钾长石和高岭石直接反应转化为伊利石会进一步消耗钾长石^[38-39]。故推测引起深部石英含量在埋深大于 3 000 m 之后明显升高是钾长石溶解和高岭石伊利石化综合作用的过程(图 2)。

在较深的埋藏环境下,碎屑颗粒的溶解能提高储层的有效孔隙度,但是其副产物(粘土矿物)对渗透率可能具有破坏作用。Yuan 等^[40] 的研究表明:原先存在的宏孔由于粘土矿物和石英的沉淀多转变成了粘土矿物和长石溶解残余之间的微孔,所以砂岩中溶解长石多的比溶解长石少的具有更低的渗透率。在深度大

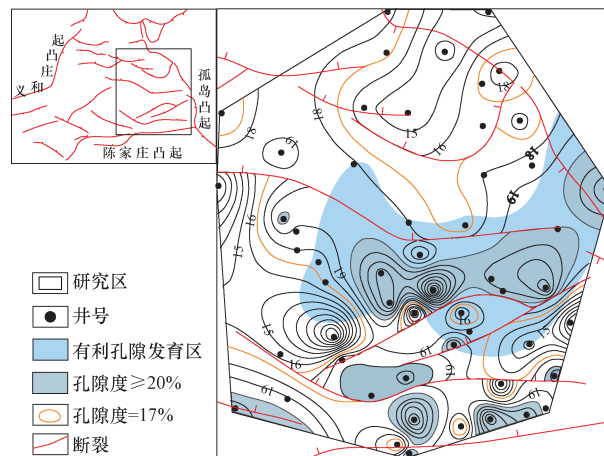


图9 渤海湾盆地渤南洼陷 Es^3 孔隙度平面分布图

Fig. 9 The horizontal variation of porosity in the Es^3 , Bonan Sag, Bohai Bay Basin

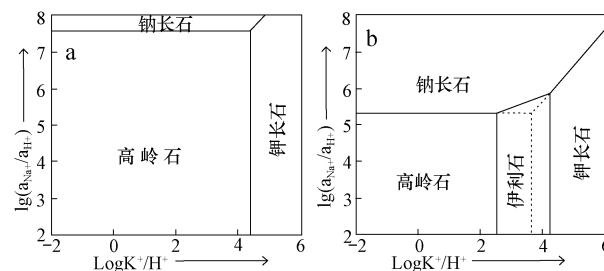


图10 高岭石活度图^[1]

Fig. 10 The activity diagram of kaolinite^[1]

(随着温度增加高岭石稳定性降低)

a. 20℃, 石英饱和; b. 40℃, 石英饱和

于 2 900 m 之后,高岭石和长石的伊利石化对于储层渗透率的破坏会变得更加严重,这样的结果与该区在 2 900~3 200 m 粘土矿物含量的高值(图 2)和岩石渗透率的降低是一致的(图 4)。渗透率平面分布图可知(图 11),在断层较为发育和孔隙度较好的区域,其渗透率却不是最好的,这可能和储存中较高的粘土矿物含量有关(图 3a,b)。因此,渤南洼陷的孔隙度和渗透率平面分布对应关系较差,在 3 000 m 左右的粘土矿物含量高值,降低了储存自身的渗透率。

6 结论

1) 地层水中离子的活度(H^+ 、 K^+ 、 Na^+ 和 Ca^{2+})和水样的温度是影响长石溶解-沉淀的关键因素,较低的离子活度比和较低的温度有助于长石溶解,而压力对于长石溶解的影响相对较小。而长石的溶解-沉淀速率和副产物(石英、高岭石)的沉淀速率主要与吉布斯自由能和温度有关。即吉布斯自由能越负,长石溶解速率越快;而温度越高,石英和高岭石的沉淀速率

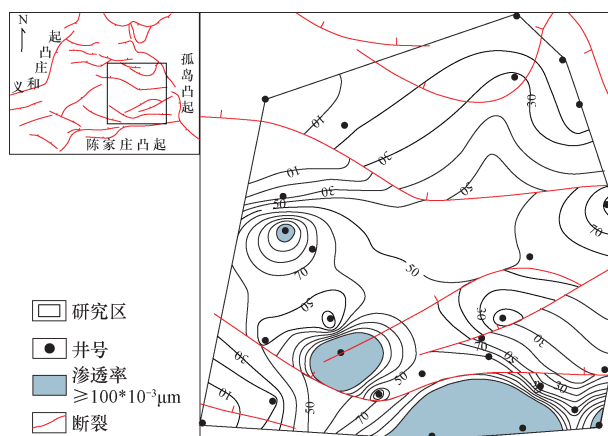


图 11 渤海湾盆地渤南洼陷 Es³ 渗透率平面分布图

Fig. 11 The horizontal variation of permeability in the Es³, Bonan sag, Bohai Bay Basin

都有加快趋势。

2) 计算结果表明:研究区渤南洼陷沙三段地层中的钾长石溶解发生在靠近孤岛凸起一侧;斜长石的溶解很大程度上受到其牌号(An 钙含量)的影响,即越富钙的斜长石越容易溶解,而钠含量越高的斜长石稳定性越好,越不容易溶解。孔隙度发育较好的地区(孔隙度 $\geq 20\%$),对应了钾长石和钠长石的 $\Delta G < 15$ kJ/mol,而钙长石的 $\Delta G < -15$ kJ/mol 的地区,并且在长石吉布斯自由能越小的区域其孔隙度发育越好。

3) 渤南洼陷沙三段的孔隙度与渗透率平面分布图对应关系较差。断层较为发育区域,因沉淀了较少的副产物石英,而相对改善了储存的孔隙度;然而,粘土矿物在长石溶解的次生孔隙周围的原位沉淀降低了储层自身的渗透率。

参 考 文 献

- [1] Bjørlykke K, Jahren J. Open or closed geochemical systems during diagenesis in sedimentary basins: Constraint on mass transfer during diagenesis and the prediction of porosity in sandstone and carbonate reservoirs[J]. AAPG Bulletin, 2012, 96(12): 2193–2214.
- [2] 刘四兵, 沈忠民, 刘昊年, 等. 川西坳陷中段上三叠统须家河组水岩相互作用机制[J]. 石油学报, 2013, 34(1): 47–58.
Liu Sibing, Shen Zhongmin, Liu Haonian, et al. Mechanism of water-rock interaction of the Upper Triassic Xujiahe Formation in the middle part of western Sichuan depression[J]. Acta Petrolei Sinica, 2013, 34(1): 47–58.
- [3] Chuhan F A, Bjørlykke K, Lowrey C J. Closed system burial diagenesis in reservoir sandstones: Examples from the Garn Formation at Hattenbanken area, offshore mid-Norway[J]. Journal of Sedimentary Research, 2001, 71(1): 15–26.
- [4] 赖兴运, 于炳松, 陈军元, 等. 碎屑岩骨架颗粒溶解的热力学条件及其在克拉 2 气田的应用[J]. 中国科学: D 辑, 2004, 34(1): 45–53.
Lai Xingyun, Yu Bingsong, Chen Yuanjun, et al. The thermodynamic condition of rock fragment dissolution and its application in Kela2 gas field[J]. Science in China: Series D, 2004, 34(1): 45–53.
- [5] 黄思静, 黄可可, 冯文立, 等. 成岩过程中长石、高岭石、伊利石之间的物质交换与次生孔隙的形成: 来自鄂尔多斯盆地上古生界和川西凹陷三叠系须家河组的研究[J]. 地球化学, 2009, 38(5): 498–506.
Huang Sijing, Huang Keke, Feng Wenli, et al. Mass exchange among feldspar, kaolinite, illite and their influences on secondary porosity formation in clastic diagenesis: A case study on the Upper Paleozoic, Ordos Basin and Xujiahe Formation, Western Sichuan Depression[J]. Geochimica, 2009, 38(5): 498–506.
- [6] Yuan G, Cao Y, Gluyas J, et al. Reactive transport modeling of coupled feldspar dissolution and secondary mineral precipitation and its implication for diagenetic interaction in sandstones[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2017, 207: 232–255.
- [7] Bjørlykke K. Relationships between depositional environments, burial history and rock properties: Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins[J]. Sedimentary Geology, 2014, 301(3): 1–14.
- [8] 魏巍, 朱筱敏, 孟元林, 等. 基于热力学与动力学方法预测碎屑岩的次生孔隙发育带[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2015, 46(10): 3822–3831.
Wei wei, Zhu Xiaomin, Meng Yuanlin, et al. Prediction of secondary porosity developmental zones based on thermodynamics and dynamics methods[J]. Journal of Central South University (Science and Technology), 2015, 46(10): 3822–3831.
- [9] 夏遵义, 马海洋, 房堃. 渤海湾盆地沾化凹陷陆相页岩储层岩石力学特征及可压裂性研究[J]. 石油实验地质, 2019, 41(1): 134–141.
Xia Zunyi, Ma Haiyang, Fang Kun. Rock mechanical properties and fracability of continental shale in Zhanhua Sag, Bohai Bay Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2019, 41(1): 134–141.
- [10] 操应长, 张少敏, 王艳忠, 等. 渤南洼陷近岸水下扇储层岩相一成岩相组合及其物性特征[J]. 大庆石油地质与开发, 2015, 34(2): 41–47.
Cao Yingchang, Zhang Shaomin, Wang Yanzhong, et al. Combination and physical property characteristics of the lithofacies and diagenetic facies for the nearshore subaqueous fan reservoirs in Bonan Sag[J]. Petroleum Geology and oil field development in Daqing, 2015, 34(2): 41–47.
- [11] 李志鹏, 卜丽侠. 渤海湾盆地渤南洼陷沙四段岩相的岩石力学性质差异[J]. 石油实验地质, 2019, 41(2): 228–233.
Li Zhipeng, Bu Lixia. Difference of lithofacies mechanical properties of the fourth member of Shahejie Formation in the Bonan Subbasin, Bohai Bay Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2019, 41(2): 228–233.
- [12] 李志鹏, 卜丽侠. 渤海湾盆地渤南洼陷沙四段岩相的岩石力学性质差异[J]. 石油实验地质, 2019, 41(2): 228–233.
Li Zhipeng, Bu Lixia. Difference of lithofacies mechanical properties of the fourth member of Shahejie Formation in the Bonan Subbasin, Bohai Bay Basin[J]. Petroleum Geology & Experiment, 2019, 41(2): 228–233.

- [13] 王雨菡,丁伟铭,刘璇,等.渤海湾盆地渤南洼陷沙河街组三段下亚段岩相特征及有机质富集成因[J].石油与天然气地质,2019,40(5):1106-1114.
Wang Yuhuan, Ding Weiming, Liu Xuan, et al. Lithofacies and causal mechanism of organic matter enrichment in the lower submember of the 3rd member of Shahejie Formation, Bonan sag, Bohai Bay Basin [J]. Oil & Gas Geology, 2019, 40(5): 1106-1114.
- [14] Liu Hua, Jiang Youlu, Song Guoqi, et al. Overpressure characteristics and effects on hydrocarbon distribution in the Bonan Sag, Bohai Bay Basin, China [J]. Journal of Petroleum Science and Engineering, 2017, 149: 811-821.
- [15] Helgeson H C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures. IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficient, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb [J]. Am. J. Sci., 1981, 281: 1249-1516.
- [16] 林传仙,白正华,张哲儒.矿物及有关化合物热力学数据手册[M].北京:科学出版社,1985:310-355.
Lin Chuanxian, Bai Zhenghua, Zhang Zheru. Thermodynamic data manual for minerals and related compounds [M]. Beijing: Science Press, 1985: 310-355.
- [17] 钱会,马致远,李培月.水文地球化学(第二版)[M].地质出版社,2012:15-50.
Qian Hui, Ma Zhiyuan, Li Peiyue. Hydrogeochemistry (second edition) [M]. Geology Press, 2012: 5-50.
- [18] Lasaga A C. Chemical kinetics of water-rock interactions [J]. Geophys. Res.: Solid Earth (1978-2012), 1984, 89 (B6): 4009-4025.
- [19] Steefel C I, Lasaga A C. A coupled model for transport of multiple chemical species and kinetic precipitation/dissolution reactions with application to reactive flow in single phase hydrothermal systems [J]. Am. J. Sci., 1994, 294(5): 529-592.
- [20] Hellevang H, Pham V T H, Aagaard P. Kinetic modelling of CO₂-water-rock interactions [J]. Greenhouse Gas Control, 2013, 15: 3-15.
- [21] Xu T, Apps J A, Pruess K. Mineral sequestration of carbon dioxide in a sandstone-shale system [J]. Chem. Geol., 2005, 217 (3-4): 295-318.
- [22] Palandri J L, Kharaka Y K. A Compilation of Rate Parameters of Water-Mineral Interaction Kinetics for Application to Geochemical Modeling [M]. U. S. Geological Survey, 2004: 12-26.
- [23] Yang L, Xu T, Liu K, et al. Fluid-rock interaction during continuous diageneses of sandstone reservoirs and their effects on reservoir porosity [J]. Sedimentology, 2017, 64(5): 1303-1321.
- [24] Roland H., Delphine T. Dissolution kinetics as a function of the Gibbs free energy of reaction: An experimental study based on albite feldspar [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2006, 70: 364-383.
- [25] 于炳松,林畅松.油气储层埋藏成岩过程中的地球化学热力学[J].沉积学报,2009,27(5):896-903.
Yu Bingsong, Lin Changsong. Geochemical thermodynamics of diagenesis in reservoir for Oil and Gas [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2009, 27(5): 896-903.
- [26] Bjørlykke K. Fluid flow in sedimentary basins [J]. Sedimentary Geology, 1993, 86(1): 137-158.
- [27] Surdam R C, Crossey L J, Hagen E S, et al. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis [J]. AAPG Bull., 1989, 73, 1-23.
- [28] Surdam R C, Boese S W, Crossey L J. The Chemistry of Secondary porosity [J]. AAPG Bull., 1984, 37(2): 183-200.
- [29] Surdam R C, Boese S W, Crossey L J. A theory of framework grain dissolution in sandstones [J]. AAPG Bull., 1985, 163-176.
- [30] Heald M T, Larese R E. The significance of the solution of feldspar in porosity development [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1973, 43: 458-460.
- [31] Taylor T R, Giles M R, Hathon L A, et al. Sandstone diagenesis and reservoir quality prediction: models, myths, and reality [J]. AAPG Bull., 2010, 94, 1093-1132.
- [32] 李红英,陈善斌,杨志成,等.巨厚油层隔夹层特征及其对剩余油分布的影响:以渤海湾盆地L油田为例[J].断块油气田,2018,25(6):709-714.
Li Hongying, Chen Shanbin, Yang Zhicheng, et al. Characteristics of interbeds in thick oil layer and its effect on remaining oil distribution: a case study of L Oilfield, Bohai Bay Basin [J]. Fault-Block Oil and Gas Field, 2018, 25(6): 709-714.
- [33] Wilkinson M D, Darby R S, Haszeldine G D. Coupled Secondary porosity generation during deep burial associated with overpressure leak-off: Fulmar Formation, United Kingdom Central Graben [J]. AAPG Bulletin, 1997, 81, 803-813.
- [34] Giles M R, R B De Boer. Origin and significance of redistributional secondary porosity [J]. Marine and Petroleum Geology, 1990, 7(4): 378-397.
- [35] Hayes M J, Boles J R. Volumetric relations between dissolved plagioclase and kaolinite in sandstones; Implications for aluminum mass transfer in the San Joaquin Basin, California, in D. W. Houseknecht and E. D. Pittman, eds., Origin, diagenesis, and petrophysics of clay minerals in sandstones [J]. SEPM Special Publication, 1992, 47, 111-123.
- [36] Bjørlykke K. Clay mineral diagenesis in sedimentary basins—A key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin [J]. Clay Minerals, 1998, 33(1): 15-34.
- [37] Lanson B D, Beaufort G, Berger A, et al. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones [J]. A review: Clay Minerals, 2002, 37(1): 1-22.
- [38] Chuhan F A, Bjørlykke K, Lowrey C J. Closed system burial diagenesis in reservoir sandstones: Examples from the Garm Formation at Haltenbanken area, offshore mid-Norway [J]. Journal of Sedimentary Research, 2001, 71(1): 15-26.
- [39] Franks S G, Zwingmann H. Origin and timing of late diagenetic illite in the Permian-Carboniferous Unayzah sandstone reservoirs of Saudi Arabia [J]. AAPG Bull., 2010, 94(8): 1133-1159.
- [40] Yuan G, Cao Y, Gluyas J, et al. Feldspar dissolution, authigenic clays, and quartz cements in open and closed sandstone geochemical systems during diagenesis: Typical examples from two sags in Bohai Bay Basin, East China [J]. AAPG Bull., 2015, 99(11): 2121-2154.