

# 鄂尔多斯盆地北部古风化壳岩石—流体反应动力学模拟研究

曹正林<sup>1</sup> 赵锡奎<sup>1</sup> 王英民<sup>1</sup> 姜峰<sup>2</sup>

<sup>1</sup>(成都理工学院石油系,成都 610059) <sup>2</sup>(中国科学院兰州地质研究所,兰州 730000)

**摘要** 古风化壳在油气储集、运聚中占重要地位,如华北、鄂尔多斯、塔里木盆地等地区重要油气藏的形成,与其碳酸盐岩顶部古风化壳密切相关。综合应用流体动力学、化学动力学及化学热力学理论,对古风化壳风化期岩石—流体相互作用过程动态模拟,重现古风化壳风化期流体动力场和化学动力场,从而达到定量预测古风化壳风化期物性参数(如孔隙度、渗透率等)变化的目的,最终为储层定量评价提供参数。岩石—流体反应动力学模拟是通过计算机对岩石与流体相互作用过程作一个动态再现,具有重要理论价值与实际意义。

**关键词** 岩石—流体反应动力学 古风化壳 风化期 淋滤水 流体动力学 化学动力学

分类号 P 51

第一作者简介 曹正林 男 25岁 硕士研究生 石油地质 盆地分析和盆地模拟

## 1 前言

五、六十年代以来,国内外众多岩石学家、矿床学家、地球化学家和岩溶学家对岩石—流体相互作用过程作了一系列实验研究和理论研究,积累了丰富的成果。近几年来,无论是岩石—流体反应动力学实验、理论或计算机模拟研究,都涌现出一批重要成果,且涉及岩石学、矿床学、环境地质学、水文地质学和岩溶学等众多领域。以往有关矿床学的岩石—流体动力学研究主要限于热液矿床、内生矿床等固体矿床的研究,而与油气成矿相关的岩石—流体反应动力学方面研究较少。作者认为,成矿物质的物质来源、物质迁移、富集取决于岩石与流体间的流体动力场和化学反应动力场,作为液气态矿床的油气也毫不例外。所以,同样可以将岩石—流体反应动力学理论应用于油气成矿的研究。我们成功地将流体动力学、弥散动力学、化学动力学和化学热力学等理论有机结合,以古风化壳岩石—流体相互作用为例,从基本地质情况出发,建立了符合古风化壳实际情况的地质模型、数学模型,采用盆地模拟的思路及一引起结果,重现了古风化壳风化期孔隙度的演化情况。

## 2 研究区基础地质情况

研究区位于鄂尔多斯盆地北部,地层为下奥陶

统马家沟组古风化壳地层,包括马五<sub>4</sub>~马五<sub>1</sub>地层,厚度十几米至几十米不等,主要岩性为方解石与白云石组成的碳酸盐岩。古风化壳地层总体上由北向南东方向倾斜展布,倾角1°~2°左右,岩溶斜坡上地势起伏不定,发育古岩溶高地、古岩溶斜坡、古岩溶洼地等古地貌(图1图2)。

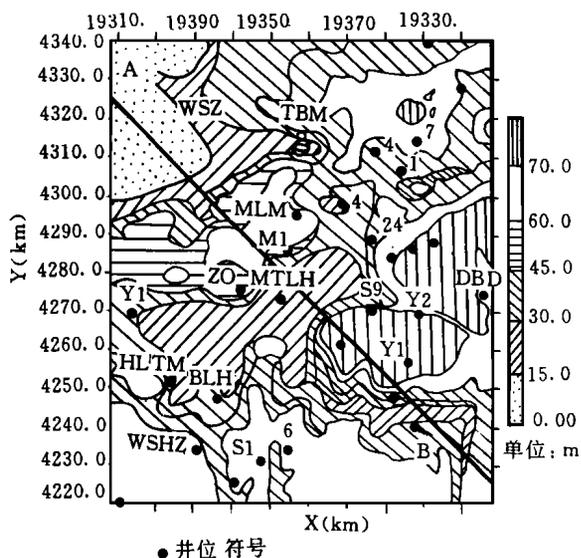


图1 鄂尔多斯盆地北部古风化壳地层厚度及剖面AB所切位置图

Fig. 1 Depth of the stratum and location of the Section AB of fossil weathering crust in the north of Ordos Basin

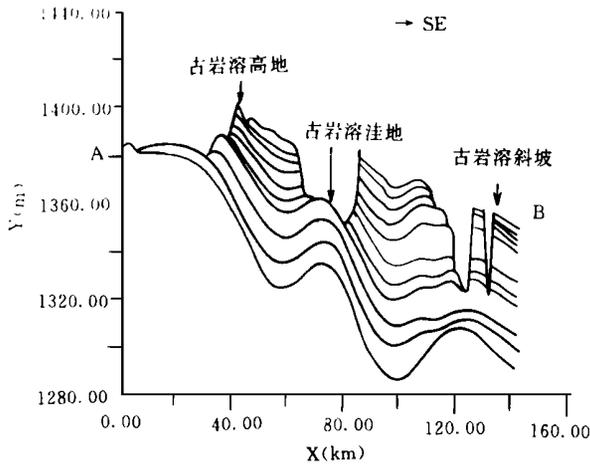


图2 鄂尔多斯盆地北部古岩溶储层厚度及剖面 AB所切位置图

Fig. 2 Morphological feature of the Section AB of the fossil weathering crust in the north of Ordos Basin

古风化壳地层属台地及陆棚环境的海相碳酸盐岩夹蒸发岩沉积,主要为含膏白云岩和灰质白云岩。从奥陶纪末至石炭纪早期长期遭受风化剥蚀,经受大气淡水充分淋滤,溶蚀作用强烈,溶蚀孔洞、膏溶砾岩和角砾云岩发育。风化期岩石—流体相互作用

用十分强烈,同时该期鄂尔多斯盆地北部构造活动相对缓和,地层孔隙度、渗透率等物性参数变化主要受控于岩石—流体相互作用。勘探表明,该套地层也是鄂尔多斯盆地北部主力气产层之一,其地层基本特征见表1。从表中可以看出,位于古风化壳中上部的马五<sub>1</sub>地层孔隙度较高。

### 3 古风化壳岩石—流体反应动力学理论及模型

古风化壳风化期地层广泛遭受大气水淋滤,地层系统可看作一个开放系统,倾斜地层上方及风化壳顶部接受地表水和大气水的注入,地表水和大气水对古风化壳进行长期的淋滤、渗滤,淋滤水、渗滤水沿斜坡(区域隔水层之上)向下倾方向流出。淋滤、渗滤水于潜水面之上发生垂直渗滤,于潜水面之下发生潜流,流体在多孔介质中的运动用渗流理论描述;随着流体与岩石间充分接触,流体与地层岩石间发生复杂的化学反应,化学反应过程用化学动力学和化学热力学理论刻画;随着流体与岩石反应的进行,流体中必然富存大量溶解成分和化学反应产物,这些物质以离子或络合离子的形式存在,它们将在流体孔隙中发生弥散、迁移,物质的弥散迁移过程用弥散动力学理论加以描述。因此,古风化壳岩石—

表1 鄂尔多斯盆地北部古岩溶储层(马五<sub>4</sub>~马五<sub>1</sub>)基本特征及参数表

Table 1 Basic feature and parameters of the fossil weathering in crust the north of Ordos Basin

地 层	平均厚度	主 要 岩 性	沉积相	渗透率	孔隙度
石岩 (C <sub>3</sub> b~C <sub>3</sub> t)		铝土矿、褐铁矿	泻湖、沼泽		
马五 <sub>1</sub>	马五 <sub>1</sub> <sup>1</sup>	0.05	微晶云岩夹泥云岩、角砾云岩	潮上云坪	0.0186md 1.9280%
	马五 <sub>1</sub> <sup>2</sup>	0.106	含泥云岩、泥云岩、角砾云岩		
	马五 <sub>1</sub> <sup>3</sup>	0.775	微-细晶云岩		
	马五 <sub>1</sub> <sup>4</sup>	2.188	微晶云岩、泥云岩、底夹凝灰岩		
马五 <sub>2</sub>	马五 <sub>2</sub> <sup>1</sup>	2.209	微-粉晶云岩夹角砾岩	潮间云坪	0.1154md 1.5671%
	马五 <sub>2</sub> <sup>2</sup>	3.859	微晶云岩夹泥云		
马五 <sub>3</sub>	马五 <sub>3</sub> <sup>1</sup>	5.249	微晶云岩、泥云岩夹角砾云石	潮间云坪 (泥坪)	
	马五 <sub>3</sub> <sup>2</sup>	4.163	泥云岩、角砾云岩		
	马五 <sub>3</sub> <sup>3</sup>	3.905	微晶云岩、泥云岩、角砾云岩		
马五 <sub>4</sub>	马五 <sub>4</sub> <sup>1</sup>	8.042	微-粉晶云岩麻部夹凝灰岩	潮上云坪	0.0815md 1.985%
	马五 <sub>4</sub> <sup>2</sup>	8.427	含泥云岩、泥云岩、角砾云岩		
	马五 <sub>4</sub> <sup>3</sup>	9.599	云岩、泥云岩、灰岩互层		
马五 <sub>5</sub>	共 48.52	黑色微晶灰岩、泥灰岩、含泥灰岩	潮下灰坪		

流体相互作用的全过程,实际上是一个流体流动、岩石与流体发生化学反应、溶质在流体中弥散迁移的过程。综合考虑实际地质情况和上述过程,提出了岩石—流体反应动力学的地质模型、数学模型。

### 3.1 古风化壳风化期岩石—流体反应动力学地质模型

地质模型如图 3,古风化壳风化期地层(碳酸盐岩)遭受大气淡水和地表水的淋滤、渗滤,在潜水面之上流体垂直流动,在潜水面之下,区域隔水层之上,流体近于水平流动;流体与岩石间发生化学反应,富含二氧化碳的酸性水与方解石和白云石颗粒反应,在溶液中将产生大量的  $Ca^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$ 、 $H^+$  和  $HCO_3^-$ 、 $CO_3^{2-}$  等离子;离子及其它可溶成分在流体中弥散迁移。

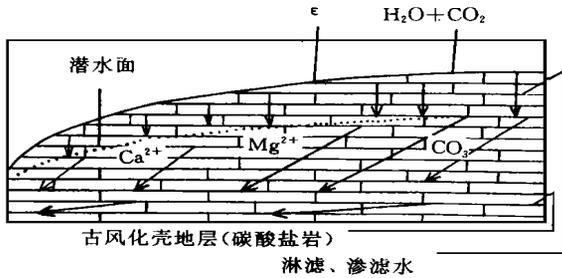


图 3 古风化壳岩石—流体反应动力学地质模型  
Fig. 3 Geological model of rock—fluid reaction dynamics of the fossil weathering crust

### 3.2 古风化壳风化期岩石—流体反应数学模型

综合流体动力学、弥散动力学、化学动力学和热力学理论及实验研究成果,并考虑古风化壳岩石—流体相互作用的实际情况,建立了古风化壳岩石—流体反应动力学的耦合数学模型如下:

$$\begin{cases} \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}(K_{xx}(h-Z)\frac{\partial H}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_{yy}(h-Z)\frac{\partial H}{\partial y}) + X \\ V_x = -K_{xx}\frac{\partial H}{\partial x}, V_y = -K_{yy}\frac{\partial H}{\partial y} \\ -x = \frac{v_x}{h}, -y = \frac{v_y}{h} \\ \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}(D_{xx}\frac{\partial C}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(D_{yy}\frac{\partial C}{\partial y}) - \frac{\partial(xC)}{\partial x} - \frac{\partial(yC)}{\partial y} + R \\ R = k_i \cdot S_{ii}(1-K)^n \end{cases}$$

或

$$\begin{cases} R = k_1 a^{n_1} h^1 + k_2 a^{m_2} c \bar{c}_0^3 + k_3 a_{H_2O} - k_4 a_{HCO_3^-} \\ k = C_0 \frac{h^3}{(1-h)^2 S_a^2} \\ \frac{\partial H}{\partial x} \Big|_{x=0} = q_1(x, y, t), \frac{\partial H}{\partial x} \Big|_{x=L} = q_2(x, y, t), \\ \frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{y=H_{潜}} = X(x, y, t), \frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{y=H_{隔}} = 0 \\ \frac{\partial C}{\partial y} \Big|_{y=H_{隔}} = 0, C(x, y, t) \Big|_{H_{潜}} = C_{潜} \\ D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \Big|_{x=0} + C_{-x} \Big|_{x=a} = D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \Big|_{x=0} + C_{-x} \Big|_{x=b} \\ D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \Big|_{x=L} + C_{-x} \Big|_{x=c} = D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \Big|_{x=L} + C_{-x} \Big|_{x=d} \end{cases}$$

其中,  $t$ - 时间;  $x, y$ - 方向变量;  $H$ - 水头;  $V_x, V_y$ -  $x, y$  方向的渗流速度;  $\epsilon$ - 源汇补给项;  $K_{xx}, K_{yy}$ -  $x, y$  方向的渗透系数;  $\mu$ - 对于潜流表示给水度或饱和度,对于承压流表示弹性贮水系数;  $\Omega$ - 饱和度;  $n, m$ - 反应级数;  $h, Z$ - 表示含水层顶、底板标高;  $k$ - 渗透率;  $\varphi$ - 孔隙度;  $\mu_x, \mu_y$ -  $x, y$  方向的弥散速度;  $C$ - 浓度;  $D_{xx}, D_{yy}$ -  $x, y$  方向的弥散系数;  $k_i$ - 反应速率常数;  $S_{ii}$ - 岩石比表面积。

该耦合模型综合考虑了流体—岩石系统的流体流动、溶质弥散迁移和化学反应等因素的影响。

### 3.3 模型初始条件和边界条件

#### (1) 初始条件

对于流体渗流区的初始水头,我们根据地形和初始潜水面给定。数学表达式为

$$H(x, y, t_0) = H_0$$

其中,  $H_0$  是地形和初始潜水面的函数,地形由构造史及沉降史恢复得出。

对于流体的初始浓度,由该区实测的岩溶地下水中各离子浓度给定,有:

$$C(x, y, t_0) = C_0$$

其中,  $C_0$  为该区地下水中各离子实测浓度值。

初始孔隙度  $\varphi_0 = 0.3060$ ,孔深关系据张博全等人(1995)实验模拟研究成果

$$h = h_0 \cdot e^{(-0.00057K \cdot H)}$$

其中,  $H$  为地层深度。

#### (2) 边界条件

我们所研究的渗流区为一剖面结构,主要讨论其上、下、左、右四个边界。由于渗流区其上有大气淡水和地表水注入,故将上边界看作注入边界,水流边界为定流量边界,浓度为定浓度边界,数学表达式为

$$\frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{y=y_{\text{潜}}} = X(x, y, t), C(t) = C_{\text{淡}}$$

其中,  $\epsilon$  为单位时间、单位面积上的垂直入渗量,  $C_{\text{淡}}$  为淡水中各离子的浓度值

左、右边界, 由于流体的流入与流出, 可分别看作流入边界和流出边界, 流体边界为定流量边界, 而浓度边界为定浓度能量边界, 数学表达式为:

$$\begin{cases} \frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{x=x_0} = q_1, \frac{\partial H}{\partial x} \Big|_{x=x_L} = q_2 \\ D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \Big|_{x=0^+} - C_{-x} \Big|_{x=a} = D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \Big|_{x=0^+} - C_{-x} \Big|_{x=b} \\ D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \Big|_{x=L} + C_{-x} \Big|_{x=c} = D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \Big|_{x=L} + C_{-x} \Big|_{x=d} \end{cases}$$

其中,  $q_1, q_2$  分别为左、右边界流入或流出的流体单宽流量, 它们随时间而变化;  $a, b$  为左边界 (即  $x=0$ ) 两侧的网格线,  $c, d$  右边界 (即  $x=L$ ) 两侧的网格线。

渗流区下部为隔水层所隔, 故其下边界为隔流边界, 流体流入、流出的流量为 0, 浓度通量也为 0, 数学表达式为

$$\frac{\partial H}{\partial y} \Big|_{y=y_{\text{底}}} = 0, \frac{\partial C}{\partial y} \Big|_{y=y_{\text{底}}} = 0$$

## 4 古风化壳岩石—流体反应动力学模拟及模拟结果

### 4.1 模拟过程概述

将上述数学模型用数值差分方法离散化求解, 编制计算机程序, 借助于盆地模拟成果 (王英民, 1994), 在微机对古风化壳风化期岩石—流体反应动力学过程进行模拟研究, 其模拟过程如下:

- 1) 给出初始水头、初始浓度和初始孔隙度, 计算各网格点上的初始孔隙度和初始渗透系数;
- 2) 求解渗流方程, 得各网格点上的水头、流速值;
- 3) 计算各网格点上的弥散系数、弥散速度;
- 4) 求解弥散水动力方程, 得各网格点上的浓度值;
- 5) 通过流体浓度与岩石孔隙度关系计算孔隙度改变, 然后从孔隙度改变推算渗透系数改变;
- 6) 以得出的浓度、孔隙度、渗透系数为下一步的初始值, 重复上述过程, 直到我们所要求的时间步长。

### 4.2 模拟结果及讨论

采用上述模拟方法, 对耦合模型进行数值化求

解, 并取白云石成岩初始孔隙度为 0.3060 进行模拟, 得出了风化各期的水头、流速、浓度和孔隙度值的剖面分布图, 由于篇幅有限, 这里仅列出 10 Ma、50 Ma、90 Ma 的三期孔隙度剖面分布图 (图 4、图 5 和图 6), 分别代表了古风化壳风化期的早、中、晚期演化结果

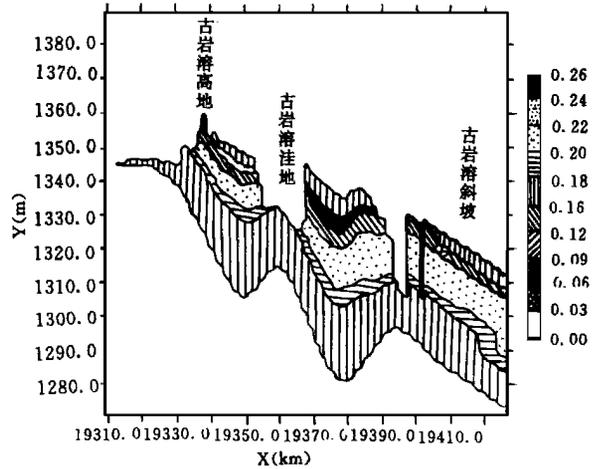


图 4 Time= 10 Ma, 风化早期古风化壳孔隙度剖面分布图

Fig. 4 Time= 10Ma, Distribution of porosity on the section during the early period of the fossil weathering crust

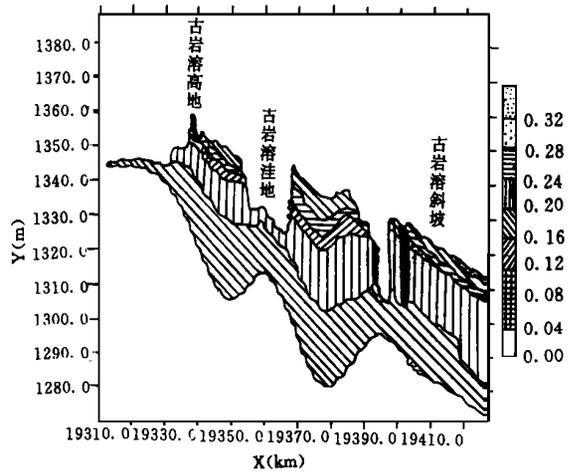


图 5 Time= 50 Ma, 风化中期古风化壳孔隙度剖面分布图

Fig. 5 Time= 50 Ma, Distribution plan of porosity on the section during the middle period of the fossil weathering crust

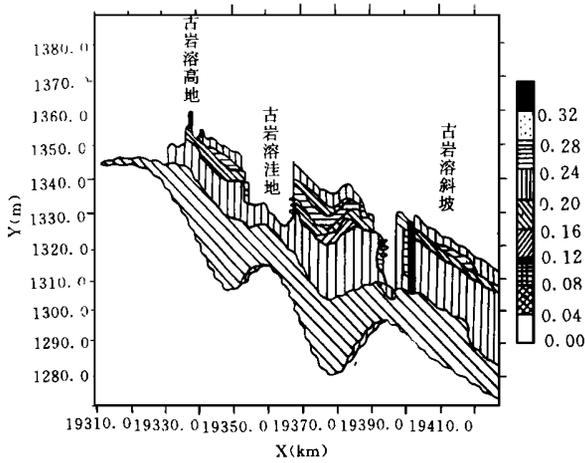


图 6 Time= 90 Ma, 风化晚期古风化壳孔隙度剖面分布图

Fig. 6 Time= 90 Ma, Distribution of porosity on the section during the late period of the fossil weathering crust

图 4 图 5 和图 6 综合分析, 比较可知, 在风化早、中期 (0~ 50 Ma), 由于流体中各成岩离子 ( $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  等) 浓度较低, 溶液的溶蚀性强, 溶解量大于沉淀量, 孔隙度总体增大, 孔隙度平均增加 0.04 左右; 在风化的晚期 (90~ 100 Ma), 由于早期溶蚀引起溶液的成岩离子 ( $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  等) 浓度的增大, 流体的溶蚀性下降, 溶解量小于沉淀量, 孔隙度整体减小, 孔隙度平均下降 0.08 左右。由各期的同一剖面孔隙度分布图上可以看出: 剖面顶部, 主要为垂直渗滤带, 受二氧化碳脱气作用的影响, 流体溶蚀性相对较低, 容易发生胶结或沉淀, 孔隙度较低; 剖面中部, 由于流体系统相对连通, 流体流动较为迅速, 成岩离子在流体中弥散、迁移较快, 引起离子浓度下降快, 流体溶蚀性较强, 孔隙度较高; 剖面下部, 由于流体作用在下部减弱, 同时受上部迁移来的离子影响, 造成离子积聚, 成岩离子浓度较大, 易沉淀, 孔隙度较低。另外, 剖面上古岩溶高地构成相对独立的流体系统, 孔隙度在古岩溶高地上也呈现出上低、中高、下低的分布格局。在顶底低孔隙区的围限下, 中部的高孔隙区是岩性圈闭发育的有利场所。故我们实际勘探中应注意寻找古岩溶高地中部和古风化壳中部的岩性圈闭油气藏, 而鄂尔多斯盆地北部的实际勘探也表明, 主要油气层集中于这些部位。但值得注意的是, 这里模拟的结果仅代表从成岩初期到风化末期的孔隙度演化与分布情况, 而埋藏期后

的情况未进行模拟, 而且初始孔隙度也是取的经验值, 故模拟结果与实际情况难免有出入, 我们正进一步深入这方面的研究

## 5 结 语

模拟结果表明, 古风化壳岩石孔隙度受岩石—流体相互作用影响极大, 在构造条件可以限定的情况下, 岩石—流体相互作用基本上控制了孔隙度的演化与分布。将流体动力学与化学动力学、热力学相结合进行岩石—流体反应动力学模拟研究, 预测岩石孔隙度的变化, 该方面的研究还相对薄弱, 有待于进一步的深入与拓宽。进行该方面的研究有助于隐蔽油气藏的勘探与预测。

岩石—流体反应动力学模拟是流体动力学和岩石与流体反应动力学相结合的模拟方法, 其关键是动态地考虑了流体作用和岩石与流体之间的化学作用, 它的成败取决于成岩体系岩石—流体反应动力学基本理论和实验研究。进行岩石—流体反应动力学模拟之前, 应首先弄清该区古地质情况、古水文特征、古气候状况和该区流体性质、岩石性质及它们之间相互作用途径及特征。

研究表明, 这套方法基本可行, 但仍然缺乏化学动力学方面的基础资料, 要使岩石—流体反应动力学模拟更趋与实际, 必须加强高温、高压、流动条件下的岩石—流体反应动力学模拟研究, 为我们的计算机模拟提供可靠的动力学参数。

## 参 考 文 献

- [1] 张荣华, 胡书敏, R. Hellmann 等著. 矿物在热液内化学动力学和物质迁移. 北京: 科学出版社, 1992, 42~ 63.
- [2] 於崇文, 鲍正宇, 何文武等著. 热液成矿作用动力学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993, 74~ 90.
- [3] 石广仁编著. 油气盆地数值模拟方法. 北京: 石油工业出版社, 1994.
- [4] 张博全, 关振良, 潘琳. 鄂尔多斯盆地碳酸盐岩压实作用. 地球科学, 1995, 20(3): 299~ 305.
- [5] Jacob Bear. Dynamics of fluid in porous media, American Elsevier Publishing Company, INC, 1972, 151~ 277.

## Modelling Research on The Rock– Fluid Reaction Dynamics of The Fossil Crust of Weathering in The North of Ordos Basin

*Cao Zhenglin*<sup>2</sup> *Zhao Xikui*<sup>2</sup> *Wang Yingmin*<sup>1</sup> and *Jiang Feng*<sup>2</sup>

1(Chengdu Institute of Technology 610059)

2 (Lanzhou Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, 730000)

### Abstract

Fossil crust of weathering played an important role in the reservoir, migration and accumulation of oil and gas, for example the formation of Some important oil or gas pools in the North of China , Ordos Basin and Tarim Basin , which is related to the fossil crust of weathering on the top of carbonate formations. The synthetically fluid dynamics, chemical dynamics and chemical thermodynamics were used to model dynamically the rock– fluid reaction process of and to restore the fluid dynamic field and chemical dynamic field of the fossil crust of weathering during the period of weathering and leaching, so as to predict the changes of physical parameters, such as porosity and permeability, and to provide the parameters for reservoir quantitative evaluation. The modelling research on the rock– fluid dynamics is to restore dynamically the interaction process between the rock and fluid , which has important theoretical and practical meanings.

**Key Words** rock– fluid reaction dynamics fossil crust of weathering weathering and leaching period leached water fluid dynamics chemical dynamics

(Continued from page 77)

## Several Aspects on Hydrocarbon Generation of the Ordovician Source Base on Petroleum Geochemical Features

*Zhao Mengjun* *Liao Zhiqin* *Huang Difan* and *Xiao Zhongyao*

(Institute of petroleum exploration and development, Beijing 100083)

### Abstract

Marine Ordovician strata are an important hydrocarbon source in worldwide, and were studied by many foreign workers. Now, oil and gas exploration for the Ordovician as a Source stratum has been advanced for recent several years, for example, some oilfields have been found in Tarim Basin, of which oils are from the Palaeozoic source, especially the Ordovician. The generation of hydrocarbons of the Ordovician source is different from that of Mesozoic and Cenozoic sources since there were on high plants in the Ordovician Period. In the article, several aspects on generation of hydrocarbons of the Ordovician source were discussed base on geochemical features of Ordovician oils in the world. And it is hoped that this discussion may draw people's attention to the generation of hydrocarbons of Ordovician strata.

**Key Words** crude oil geochemical features source matter Ordovician Tarim Basin