

二维裂隙岩体渗流传热的离散裂隙网络模型 数值计算方法

陈必光^{1,2}, 宋二祥^{1,2}, 程晓辉^{1,2}

(1. 清华大学 土木工程系, 北京 100084; 2. 清华大学 土木工程安全与耐久教育部重点实验室, 北京 100084)

摘要:针对裂隙岩体渗流传热问题,用解析方法,比较 2 种不同岩石基质与裂隙水界面热交换假设下的计算结果,对一般裂隙岩体,2 种假设下的计算结果相同。基于离散裂隙网络模型的思想,在商业有限元软件 COMSOL 中实现一种计算已知裂隙网络的裂隙岩体渗流和传热过程的数值方法,该方法可以同时计算岩石基质与裂隙中的渗流和传热过程及二者间的交换,并与解析解比较进行验证。用该方法对一随机生成的二维裂隙岩体进行计算,得到的出口温度曲线,可以反映裂隙岩体渗流传热的早期热突破和长尾效应等特点,并分析岩石基质渗透率、热传导系数的不同取值对裂隙岩体渗流和传热过程的影响。

关键词:岩石力学;裂隙岩体;渗流传热;离散裂隙网络;有限元

中图分类号: TU 45

文献标识码: A

文章编号: 1000-6915(2014)01-0043-09

A NUMERICAL METHOD FOR DISCRETE FRACTURE NETWORK MODEL FOR FLOW AND HEAT TRANSFER IN TWO-DIMENSIONAL FRACTURED ROCKS

CHEN Biguang^{1,2}, SONG Erxiang^{1,2}, CHENG Xiaohui^{1,2}

(1. Department of Civil Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China; 2. Key Laboratory of Civil Engineering Safety and Durability of Ministry of Education, Tsinghua University, Beijing 100084, China)

Abstract: For the problem of flow and heat transfer in fractured rocks, two hypotheses of heat exchange between rock matrix and fluid in the fracture are compared analytically. It is found that the same result will be obtained for that the fracture aperture is small in general. A discrete fracture network model is realized in commercial finite element software COMSOL for the computation of flow and heat transfer in fractured rock. Both fluid flow and heat transfer in rock matrix and fracture can be calculated in this model, as well as fluid and heat exchange between them. The results are validated by comparing with analytical solutions. Finally, the model is used to simulate a randomly generated fracture network to study the characteristics of flow and heat transfer in fractured rock; and reasonable results are obtained.

Key words: rock mechanics; fractured rock; flow and heat transfer; discrete fracture network (DFN); finite elements

1 引言

在地热能源的利用、核废料的填埋、地下水污

染的扩散等实际问题中,均会遇到深层裂隙岩体多场耦合问题,主要是渗流过程,伴随着热传输、离子传输、力学过程、化学反应等。在地热利用领域,无论是传统的中低温地热水的开采、高温地热田发

收稿日期: 2013-02-20; 修回日期: 2013-04-22

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41272279)

作者简介: 陈必光(1987-),男,2009年毕业于清华大学土木工程专业,现为博士研究生,主要从事深层地热能源利用和裂隙岩体 THM 三场耦合作用研究。E-mail: chenbg09@mails.tsinghua.edu.cn

电,还是增强型地热系统(enhanced geothermal system, EGS)的运行,裂隙岩体的渗流与传热过程对其生命周期和经济效益均有重要影响。本文以深层地热资源的利用为背景,讨论一种基于离散裂隙网络模型的裂隙岩体的渗流传热计算方法。

地热能是一种有巨大潜力的可再生能源^[1],我国对地热能的直接利用总量已居世界前列,EGS 地热发电技术的研究也已起步^[2]。特别是在北京、天津等地热资源较为丰富的地区,已经从混乱开采过渡到有序管理、回灌开发的可持续利用。仅北京就先后有近 600 口地热井,目前正在运行的也有 300~400 口。清华大学近年来也在校园内开发了对井系统,分别用于开采和回灌。地热尾水的回灌是地热可持续利用的必然趋势,同时也是地热资源开发中最复杂的技术之一^[3],其中最重要的问题就是冷锋面的移动可能会影响开采井的寿命。为对地热系统进行科学开发、管理,需要对地热系统性能进行研究。与现场实测及解析方法相比,数值方法所需费用较少,且可以考虑地下复杂的结构和物理过程^[4]。本文依托于清华大学、麻省理工学院和剑桥大学三校联盟项目,对分析地热系统的数值方法进行研究,进而开发出能模拟地热系统的数值软件。

裂隙广泛存在于热储层中,构成主要导水通道;裂隙周围的岩石基质(简称基岩)渗透性很小,但占有热储层绝大部分体积和孔隙,是主要的储水和储能载体。裂隙岩体的渗流传热模型总体上分为三大类:等效连续模型、离散网络模型以及这 2 种模型的综合^[5]。

等效连续模型中双重孔隙模型^[6-7]的应用较为广泛,它将裂隙和基岩看作相互重叠的裂隙介质与孔隙介质,认为整体渗流只在裂隙介质中发生,孔隙介质与裂隙介质之间的流体及热量交换则在局部发生,并采用准静态假设和形状系数来计算。双重孔隙模型抓住了裂隙介质导水、孔隙介质储水的基本特征,所需参数较少,所以被广泛应用于模拟石油和热储层。但双重孔隙模型中裂隙介质的代表单元体积及等效渗透系数很难确定,其对裂隙是规则分布的假设并不符合实际。另外,用于计算裂隙介质与孔隙介质交换的准静态假设也不能体现孔隙介质中的压强及温度梯度。

离散网络模型^[8-9]则通过显式的裂隙来模拟整个区域的渗流场,能够考虑每一个裂隙对整体渗流及传热过程的贡献,因此更接近真实情况,但同时计算量也比较大。根据 P. A. Witherspoon 等^[10]的研

究,天然裂隙虽然表面粗糙不平,但其渗透性可以用基于平行平板模型的立方定律来描述,其构成了离散网络模型的基础。由于裂隙厚度方向的尺度比其他方向要小得多,R. Juanes 等^[11]提出用低维单元来模拟裂隙以减小计算量。早先发展的离散裂隙网络模型只考虑裂隙中的渗流,不考虑基岩。而深层地热资源的利用中,裂隙水与基岩之间的热量交换的计算十分重要。对于裂隙与基岩热量交换的计算,赵廷林等^[12]认为裂隙水与基岩的温度不同,二者之间的传热与裂隙宽度、岩石热传导率和温差有关,这也与牛顿换热公式^[13]中对流传热系数的概念相符合;K. Zhang 等^[14-15]根据在裂隙表面处温度连续的假设,认为裂隙与基岩之间的热量交换主要与基岩的温度梯度有关。这 2 种处理方法的效果怎样,目前还未见讨论。此外,目前的商业软件中,多数仅针对多孔介质的渗流和传热的模拟模型,对于存在大量复杂裂隙分布的深层裂隙岩体,功能尚不足。

基于离散裂隙网络模型的上述优点,本文拟采用该方法来分析裂隙岩体中的渗流和传热过程,以获得更为接近实际的解,为简便,先对二维问题进行研究。首先,针对上述处理裂隙水与基岩之间热量交换的 2 种方法,在不考虑基岩中渗流的简化情况下,通过解析方法进行分析、比较。然后,参考 K. Zhang 和 A. D. Woodbury^[14]对溶质传输问题中裂隙与基岩交换的处理,对裂隙采用一维单元的形式,提出了描述裂隙岩体渗流和传热过程的控制方程,既可分别考虑裂隙与基岩内的渗流和热传输,又可计算裂隙与基岩之间的流体与热量交换;并在商业有限元软件 COMSOL 中仅考虑渗流的裂隙单元的基础上,加入了传热部分,实现了上述方程的有限元格式。最后,将该方法应用于随机生成的裂隙岩体进行算例计算,研究了其渗流场、温度场以及出口水温变化的规律。

2 热量交换计算方法比较

为方便解析的方法与基于裂隙水和基岩之间热量交换的 2 种计算方法进行比较,本节对单条裂隙的情况进行分析,并假设水只在裂隙中进行层流流动,其概念模型如图 1 所示。并做如下假设:(1)裂隙中水温沿 y 轴保持相同,即裂隙水的温度只与 x 坐标相关;(2)裂隙宽度为 $2d_f$,裂隙内孔隙率为 1;(3)裂隙及上、下 2 层基岩初始温度为 T_0 ,注入水的温度为 T_m ;(4)裂隙内水的流速恒定为 V_w ;(5)忽

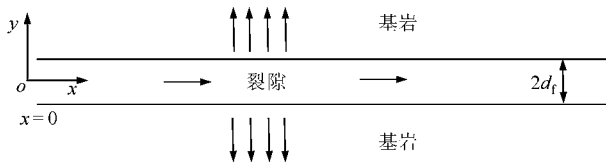


图 1 单裂隙概念模型

Fig.1 Conceptual model of one fracture

略基岩中平行于裂隙方向的热传导及裂隙中的热传导^[16]。则域内的控制方程如下：

裂隙内能量守恒：

$$d_f \rho_w c_w \frac{\partial T_w}{\partial t} + d_f \rho_w c_w V_w \frac{\partial T_w}{\partial x} - q = 0 \quad (1)$$

基岩中能量守恒：

$$\lambda_r \frac{\partial^2 T_r}{\partial y^2} = \rho_r c_r \frac{\partial T_r}{\partial t} \quad (2)$$

式中： V 为流速； d_f 为裂隙的等效水力开度； ρc 为体积热容； λ 为热传导系数； T 为温度； q 为在裂隙表面从基岩传给裂隙水的热量；下标“w”，“r”和“f”分别代表水、基岩和裂隙，下同。这里基岩的材料性质已经考虑孔隙率进行了体积折算。

初始和边界条件：

$$\left. \begin{aligned} T_w(x, t=0) &= T_0 \\ T_r(x, y, t=0) &= T_0 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\left. \begin{aligned} T_w(x=0, t>0) &= T_{in} \\ T_w(x \rightarrow \infty) &= T_0 \\ T_r(x \rightarrow \infty) &= T_0 \\ T_r(y \rightarrow \infty) &= T_0 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

式中： T_0 为原温度， T_{in} 为流体进口温度。

对于基岩表面温度与裂隙水的温度相等的假设，认为裂隙与基岩之间的传热主要与基岩的温度梯度有关，相应的在裂隙表面的边界条件为

$$\left. \begin{aligned} q &= \lambda_r \frac{\partial T_r}{\partial y} \Big|_{y=d_f} \\ T_w(x, t) &= T_r(x, y=d_f, t) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

H. A. Lauwerie^[17]在研究储油层传热问题时，对这种形式的微分方程及边界条件进行过求解，可直接应用到本文的裂隙的模型中。根据 H. A. Lauwerie^[17]的解，经过一定的时间 t 后，裂隙内水的温度沿 x 轴分布为

$$T_w = T_0 + (T_{in} - T_0) \operatorname{erfc} \left(\frac{\lambda_r x / \rho_w c_w d_f}{2 \sqrt{\alpha_r V_w (V_w t - x)}} \right) U \left(t - \frac{x}{V_w} \right) \quad (6)$$

式中： $\operatorname{erfc}(\cdot)$ 为误差函数， $U(\cdot)$ 为单位阶跃函数， α_r 为基岩的热扩散系数。

根据传热学理论^[13]中的牛顿换热公式，流体和固体在边界处的换热量用对流传热系数来计算，即认为裂隙内水的平均温度与基岩表面温度不同，单位面积上从基岩传给裂隙水的热量为

$$q = h(T_r|_{y=d_f} - T_w) = \lambda_r \frac{\partial T_r}{\partial y} \Big|_{y=d_f} \quad (7)$$

式中： h 为对流传热系数，在赵廷林等^[12]的模型中 h 取值为 $\lambda_r / 2d_{fo}$ 。

用式(7)代替式(5)作为边界条件对原问题进行求解，并与上述解进行比较。

对时间 t 进行 Laplace 变换，假设：

$$\left. \begin{aligned} L\{T_w(x, t)\} &= U_w(x, s) \\ L\{T_r(x, y, t)\} &= U_r(x, y, s) \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

则控制方程式(1)，(2)变为

$$\left. \begin{aligned} sU_w - T_0 + V_w \frac{\partial U_1}{\partial x} - \frac{\lambda_r}{b \rho_w c_w} \left(\frac{\partial U_2}{\partial y} \right)_{y=d_f} &= 0 \\ \alpha_r \frac{\partial^2 U_r}{\partial y^2} &= sU_2 - T_0 \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

边界条件变为

$$\left. \begin{aligned} U_w(x=0, s) &= \frac{T_{in}}{s}, U_w(x \rightarrow \infty) = \frac{T_0}{s} \\ U_r(x \rightarrow \infty) &= \frac{T_0}{s}, U_r(y \rightarrow \infty) = \frac{T_0}{s} \\ h(U_r|_{y=d_f} - U_w) &= \lambda_r \frac{\partial U_r}{\partial y} \Big|_{y=d_f} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

最后求解得到 Laplace 域内裂隙水的温度为

$$U_1 = \left(\frac{T_{in} - T_0}{s} \right) e^{-\frac{1}{V_w} \left(s + \frac{\lambda_r}{d_f \rho_w c_w} \frac{1}{\sqrt{\frac{\alpha_r}{s} + \frac{\lambda_r}{h}}} \right) x} + \frac{T_0}{s} \quad (11)$$

为求任意时刻裂隙水的温度，需要进行逆变换，但其逆变换不易得到。仔细观察式(11)发现，当 λ_r/h 可以忽略不计时，可以得到其逆变换：

$$\left. \begin{aligned} T_w &\approx L^{-1} \left[\frac{T_{in} - T_0}{s} e^{-\frac{x}{V_w} \left(s + \frac{\lambda_r}{d_f \rho_w c_w} \frac{1}{\sqrt{\alpha_r/s}} \right)} + \frac{T_0}{s} \right] = \\ &(T_{in} - T_0) U \left(t - \frac{x}{V_w} \right) \operatorname{erfc} \left[\frac{\lambda_r x / (\rho_w c_w d_f)}{2 \sqrt{\alpha_r V_w (V_w t - x)}} \right] + T_0 \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

与式(6)完全相同，故裂隙表面岩石温度与裂隙

水温度相等边界条件可以看作是对流传热边界条件的一种特殊情况, 当对流传热系数 h 比较大时, 二者是相同的。

下面用 Stehfest 数值逆变换的方法对式(6)与(11)进行比较。材料参数如表 1 所示, 裂隙宽度取 1 mm, $T_0 = 80^\circ$, $T_{in} = 30^\circ$; 裂隙水的流速取 0.01 m/s, 分别取 $h = 100, 1\,000 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$, 观察 $x = 10 \text{ m}$ 处的裂隙水温度随时间的变化。

表 1 水和岩石的材料参数
Table 1 Parameters of water and rock

岩石			水	
$\rho/(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$	$c/(\text{J} \cdot (\text{kg} \cdot \text{K})^{-1})$	$\lambda/(\text{W} \cdot (\text{m} \cdot \text{K})^{-1})$	$\rho/(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$	$c/(\text{J} \cdot (\text{kg} \cdot \text{K})^{-1})$
2 700	1 000	3	1 000	4 200

计算结果如图 2 所示。可以看出, $h = 100, 1\,000 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 时, 2 种假设计算结果差别都非常有微小。对流传热系数 h 的取值与水的流速及裂隙开度有关, 在地球深部热储中, 通常天然裂隙厚度小于 1 cm^[18], $h > 100 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 。故在裂隙渗流传热问题中, 这 2 种处理方法所得到的结果是相同的。下面分析在控制方程中采用裂隙水的温度和裂隙表面基岩温度相同的假设。

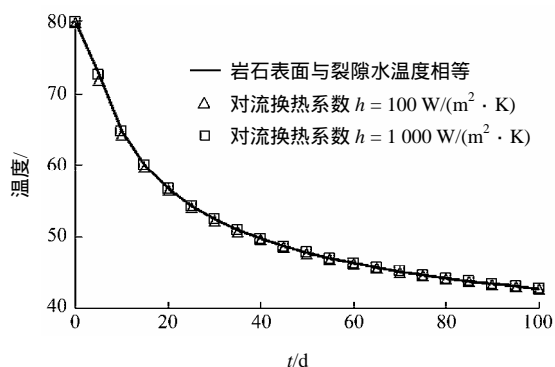


图 2 2 种传热假设计算结果比较

Fig.2 Comparison of calculation results based on two heat transfer hypotheses

3 基于裂隙单元的渗流传热模型

离散网络模型认为裂隙岩体系统由基岩和裂隙 2 个部分组成, 用显式模拟的方式考虑裂隙对渗流的作用。对于基岩, 不同类的岩石性质不同^[19], 如花岗岩, 孔隙率约为 0.05%, 渗透率为 $0.5 \times 10^{-19} \sim 2 \times 10^{-19} \text{ m}^2$, 可忽略基岩中的渗流; 而石灰岩孔隙率为 5% ~ 15%, 渗透率为 $10^{-16} \sim 10^{-13} \text{ m}^2$, 其对整体渗流和热传输可能还有影响。为考虑一般情况,

以下控制方程仍然考虑基岩对渗流场的作用。

3.1 控制方程

对于基岩一般采用多孔介质渗流传热控制方程。在基岩中的渗流平衡方程为

$$S \frac{\partial P}{\partial t} + \nabla \left(-\frac{\kappa}{\eta} \nabla P \right) = 0 \quad (13)$$

式中: S 为储水系数, κ 为基岩的渗透率, η 为流体的动力黏度, P 为待求压强场。

基岩中的能量守恒方程为

$$C \frac{dT}{dt} + \nabla(-\lambda_{eq} \nabla T) + C_w \left(-\frac{\kappa}{\eta} \nabla P \right) \nabla T = 0 \quad (14)$$

式中: C 为基岩的等效体积热容, λ_{eq} 为基岩的等效热传导系数, C_w 为水的体积热容。式(14)中用到了水-岩热平衡假设, 即假设基岩内同一点处水和岩石两相的温度在任一时刻是相同的。由于基岩的渗透率很小, 渗流速度很慢, 所以应用该假设是合适的^[20]。此外, 式(13)和(14)都用到了达西定律。

裂隙的渗流平衡方程为

$$d_f S_f \frac{\partial P}{\partial t} + \nabla_T \left(-\frac{\kappa_f}{\eta} d_f \nabla_T P \right) = f_{up}^f + f_{bottom}^f \quad (15)$$

式中: S_f 为裂隙的储水系数; κ_f 为裂隙的渗透率。根据立方定律, 有 $\kappa_f = d_f^2/12$; ∇_T 表示沿裂隙切线方向求导; f_{up}^f , f_{bottom}^f 分别为沿裂隙法线方向上表面与下表面流入裂隙的流量。

裂隙的能量守恒方程为

$$d_f \frac{\partial C_f T}{\partial t} + d_f \rho_w c_w \vec{u}_w \nabla_T T - d_f \nabla_T (\lambda_f \nabla_T T) = f_{up}^e + f_{bottom}^e \quad (16a)$$

其中,

$$\vec{u}_w = -(\kappa_f / \eta) \nabla_T P \quad (16b)$$

式中: λ_f 为裂隙的热传导系数, f_{up}^e 和 f_{bottom}^e 分别为由裂隙上、下表面传入裂隙中的能量, C_f 为裂隙内的平均体积热容。第一项表示裂隙中能量的变化, 第二项表示由对流引起的裂隙中增加的能量, 第三项表示由热传导裂隙中增加的能量。

在建立有限元格式时, 将裂隙看作基岩的边界。根据上文中在裂隙表面温度和压强都是连续的假设, 可以求得裂隙法线方向上表面与下表面流入裂隙的流量和热量分别为

$$\left. \begin{aligned} f_{up}^f &= -\frac{\kappa}{\eta} \frac{\partial P_{up}}{\partial n_{up}} \\ f_{bottom}^f &= -\frac{\kappa}{\eta} \frac{\partial P_{bottom}}{\partial n_{bottom}} \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

式中： n 表示裂隙的法向方向，上标“up”和“bottom”分别代表上、下表面。对 n 求导表示垂直于裂隙上、下表面的基岩中的压强梯度。由于裂隙宽度很小，假设在裂隙上、下表面压强是相同的，即

$$P_{\text{up}} = P_{\text{bottom}} = P_f \quad (18)$$

式中： P_f 为裂隙内该处的压强，与式(5)一致。以上取值使得整体渗流平衡方程得到满足，并且保证了裂隙与基岩之间流量交换计算的正确性。

对于能量方程同样如此：

$$\left. \begin{aligned} f_{\text{up}}^e &= \rho_w c_w \left(-\frac{\kappa}{\eta} \frac{\partial P_{\text{up}}}{\partial n_{\text{up}}} \right) T - \lambda_{\text{eq}} \frac{\partial T_{\text{up}}}{\partial n_{\text{up}}} \\ f_{\text{bottom}}^e &= \rho_w c_w \left(-\frac{\kappa}{\eta} \frac{\partial P_{\text{bottom}}}{\partial n_{\text{bottom}}} \right) T - \lambda_{\text{eq}} \frac{\partial T_{\text{bottom}}}{\partial n_{\text{bottom}}} \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

在裂隙处，同样有

$$T_{\text{up}} = T_{\text{bottom}} = T_f \quad (20)$$

由基岩中流入裂隙的能量等于裂隙由上、下表面得到的能量的增加，从而保证了整体能量守恒和热量交换计算的正确性。

3.2 有限元格式

将分析域分为裂隙与基岩两部分，使用伽辽金方法进行空间离散，得到的方程可消去裂隙与基岩的交换量。最后得到的有限元格式如下式：

$$\left. \begin{aligned} M_f \frac{\partial P}{\partial t} + K_f P &= F_f \\ M_e \frac{\partial T}{\partial t} + K_e T &= F_e \end{aligned} \right\} \quad (21a)$$

其中，

$$M_f = \int_{\Omega} N^T S N d\Omega + \int_{\gamma} N^T d_f S_f N d\gamma \quad (21b)$$

$$K_f = \int_{\Omega} \frac{\kappa}{\eta} \nabla N^T \nabla N d\Omega + \int_{\gamma} \frac{\kappa_f}{\eta} d_f \nabla_T N^T \nabla_T N d\gamma \quad (21c)$$

$$F_f = \int_{\Gamma_1} N^T \bar{q}_f d\Gamma_1 + \int_{\partial\gamma_1} N^T \bar{Q}_f d\partial\gamma_1 \quad (21d)$$

$$M_e = \int_{\Omega} N^T C N d\Omega + \int_{\gamma} N^T d_f C_f N d\gamma \quad (21e)$$

$$K_e = \int_{\Omega} \lambda_{\text{eq}} \nabla N^T \nabla N d\Omega + \int_{\gamma} \lambda_f d_f \nabla_T N^T \nabla_T N d\gamma + \int_{\Omega} C_w N^T \cdot$$

$$\left(-\frac{\kappa}{\eta} \nabla P \right) \nabla N d\Omega + \int_{\gamma} C_w d_f N^T \left(-\frac{\kappa}{\eta} \nabla_T P \right) \nabla_T N d\gamma \quad (21f)$$

$$F_e = \int_{\Gamma_1} N^T \bar{q}_e d\Gamma_1 + \int_{\partial\gamma_1} N^T \bar{Q}_e d\partial\gamma_1 \quad (21g)$$

式中： \bar{q}_f 和 \bar{Q}_f 为岩石和裂隙边界上的流体流量， \bar{q}_e

和 \bar{Q}_e 为岩石和裂隙边界上热流量， N 为形函数。

本文采用 COMSOL 软件实现上述计算。其中，基岩部分可以用实体单元在渗流和多孔介质传热模块实现，裂隙部分需要对软件中线单元指定相应的微分方程实现。

3.3 方法验证

F. B. J. Barends^[21]给出了基于 Lauwerier 模型的同时考虑储层内热储存、热传导、热对流以及上下盖层热扩散的封闭解，本文将其与数值方法相比较，以验证数值方法的正确性及数值稳定性。热储层和裂隙虽然在尺度上相差很大，但在数学模型上是相同的。为与解析解一致，数值模拟将岩石平行于裂隙方向的热传导系数设为 0，只计算垂直于裂隙方向的热传导。考虑长 300 m、厚 30 m 的热储层，热储层中流体流速为 10^{-6} m/s，初始温度为 333.15 K，入口温度为 293.15 K。热储层内不同热传导系数、不同时刻的温度分布如图 3、4 所示。

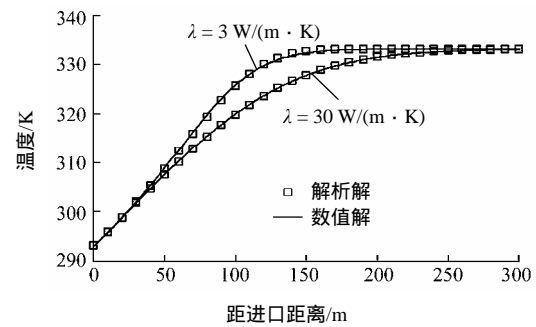


图 3 热传导系数 λ 不同时热储层的温度分布

Fig.3 Temperature distribution of reservoir with different conduction coefficients λ

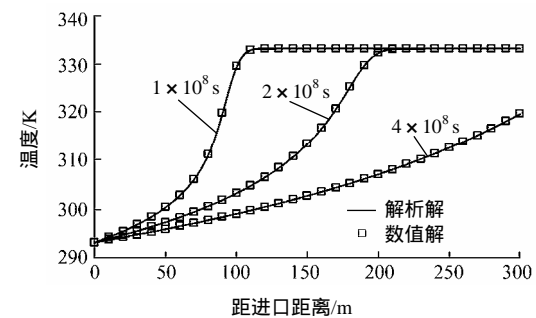


图 4 不同时间热储层温度的分布

Fig.4 Temperature distribution of reservoir at different times

从数值解与解析解的对比可以看出，两曲线完全吻合。一维线单元可以正确模拟裂隙中的热传导、热对流以及裂隙与基岩之间的热交换。对于更复杂的情况，如同时考虑基岩中的渗流，还没有解析解可与之比较，但从热量传输计算的正确性也可从侧面印证。

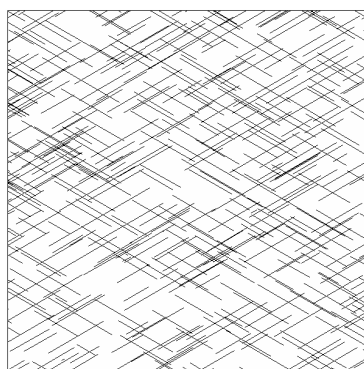
4 算例计算

由于深层地热利用问题的特殊性,直接获得较大范围的岩石裂隙系统的分布等信息十分困难。方法主要有地质调查、钻孔水力试验、示踪剂试验等^[22],处于同一地质时期岩石野外露头也为深部岩石的裂隙分布提供了参考。W. S. Dershowitz 和 H. H. Einstein^[23]总结了几种岩石节理体系,指出了描述岩石节理系统所需的参数。本文中,只对二维随机裂隙岩体进行模拟,所需要参数主要有裂隙的密度、迹长、开度及产状。模拟由 2 组节理裂隙组成的裂隙系统,计算范围为 $20\text{ m} \times 20\text{ m}$ 。

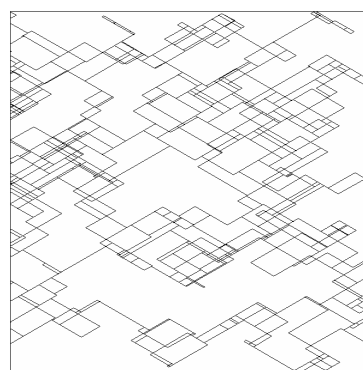
4.1 二维裂隙网络的生成与简化

以裂隙的统计参数为基础,随机生成岩体裂隙网络,所得到的裂隙系统与真实的岩体裂隙在几何形状上可能不大相同,但其主要特征在统计意义上是相同的,可以反应真实岩体裂隙系统在渗流和传热过程中的主要特点。

生成随机裂隙网络的方法与 C. T. O. Leung 和 R. W. Zimmerman^[24]类似,但本文裂隙有 2 组主要方向,分别与水平方向成 30° 和 150° 夹角,具有明显的各向异性,裂隙迹长采用正态分布,其长度平均值为 1 m ,方差为 0.5 m 。所得到的裂隙网络的密度为 1 m/m^2 。为减少边界的影响,先生成 $30\text{ m} \times 30\text{ m}$ 范围的裂隙,再截取其中 $20\text{ m} \times 20\text{ m}$ 区域的裂隙进行分析。此外,若认为不连通的裂隙对渗流场的贡献很小,同时对流传热的影响远大于热传导,可将不连通的裂隙去掉。具体做法是判断某一裂隙与其他裂隙及边界的交点数,当交点数小于 1 时即将裂隙去掉,同时将导水裂隙伸出来的孤立的一段也去掉,如此循环几次可得到对渗流和传热过程有贡献的裂隙网络。所生成的原始裂隙网络和简化后的裂隙网络如图 5 所示。



(a) 生成的原始裂隙网络



(b) 简化裂隙网络

图 5 生成的随机裂隙网络

Fig.5 Generated stochastic fracture network

4.2 有限元模型

首先采用 Matlab 软件随机生成裂隙,并进行裂隙网络的分析和简化,得到裂隙的端点坐标,然后导入 Autocad 软件中进行实现,最后从 Autocad 中导入 COMSOL 中进行计算。

有限元模型中,假设岩体的初始温度为 80°C ,左边进口温度为 20°C ,上、下边界为绝热边界;对于渗流场,左、右两边界之间的压强分别为 200 和 100 kPa ,上、下边界为不流动边界。计算时间为 $2 \times 10^6\text{ s}$,其他的材料参数见表 1。本文裂隙的宽度均设为 0.4 mm ,裂隙的渗透率为 10^{-8} m^2 ,岩石的渗透系数取 $10^{-12} \sim 10^{-16}\text{ m}^3$,取不同的数量级进行比较。有限元计算网格如图 6 所示,共有 3 万多结点,7 万多个单元。

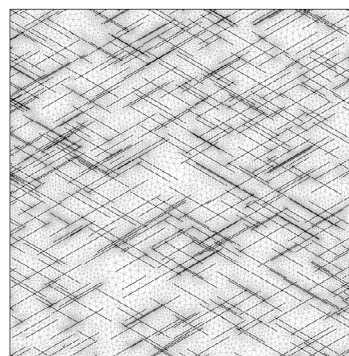


图 6 有限元计算网格

Fig.6 Mesh of FEM model

4.3 计算结果及比较

(1) 域内温度分布

随着将冷水注入温度较高的原岩体,热量由基岩传到裂隙水中,并由裂隙水通过对流传热的形式带走。渗流量大的裂隙附近基岩温度下降得快,距离裂隙较远处的基岩的热量以热传导的形式传到低温裂隙水中,温度下降得较慢。图 7 为基岩渗透率

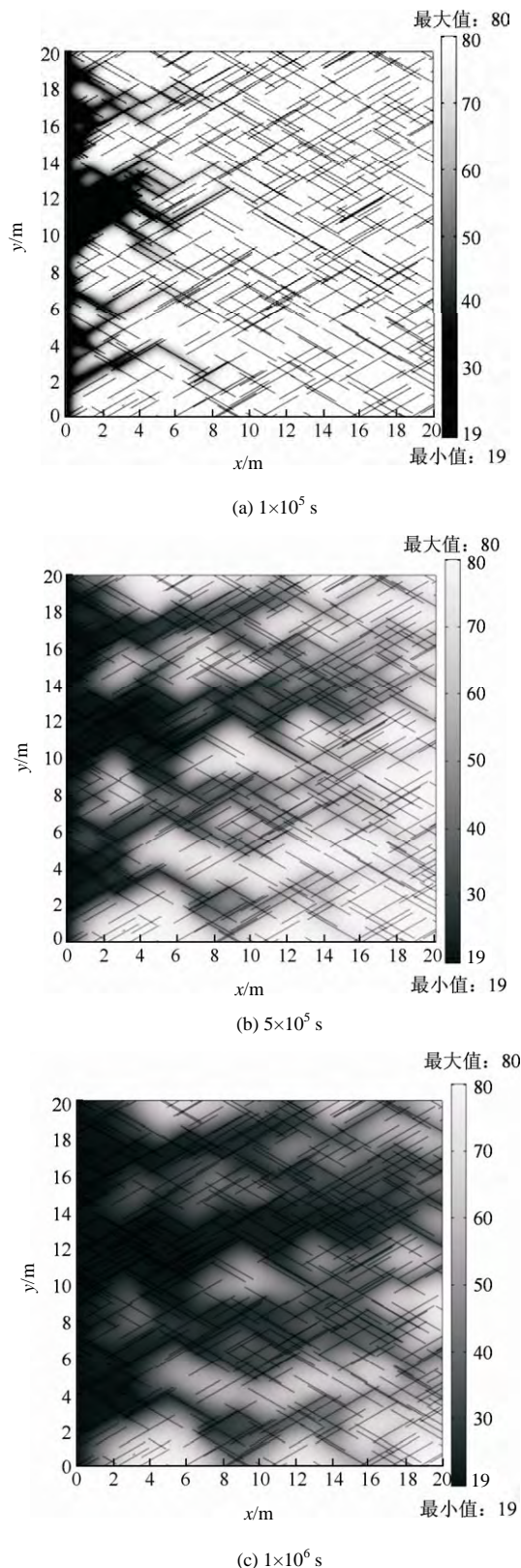


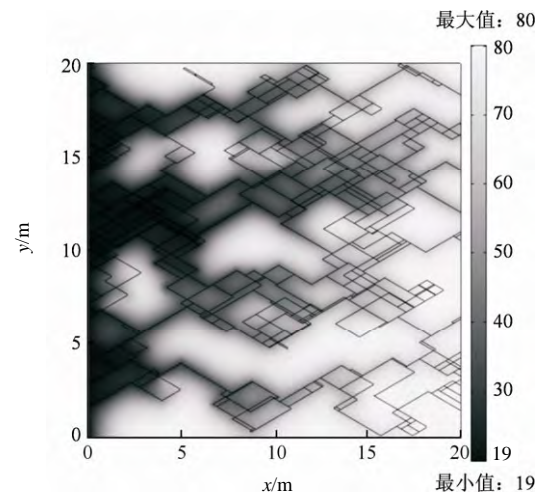
图 7 不同时刻域内的温度分布(单位: K)

Fig.7 Temperature distribution at different times(unit: K)

为 10^{-14} m^2 , 1×10^5 , 5×10^5 和 $1 \times 10^6 \text{ s}$ 时域内的温度分布。由图可知:贯通的裂隙构成了主要导水通道,由于裂隙的存在,开始时冷峰面移动得很快,并迅速到达分析区域的另一端,这种机制构成了过早的

热突破,对地热资源的利用不利;而当时间较长时,到达右边界的水温已较低的情况下,域内还有部分区域温度较高,该范围内的基岩的热量的继续供给,使得出口水温不会迅速下降至入口水温,而是在之后很长一段时间内逐渐降低,即是所谓的长尾效应。在进行渗流和传热的分析的时候,若不考虑裂隙的分布与其传热机制,只以等效连续介质来代替岩体,则计算结果不能反映这 2 个主要特点。

图 8 为去掉不连通的裂隙以后,在 $5 \times 10^5 \text{ s}$ 时刻域内的温度分布。可以看出,图 8 所示的温度分布与图 7(b)中基本相同。从渗流量方面来看,原裂隙网络模型的出口流量为 $2.11 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$,简化后的裂隙网络模型的出口流量为 $2.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$,二者也十分接近。这说明当基岩本质渗透率为 $1 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ 时,渗流基本在裂隙中发生,基岩对渗流的贡献非常小,这与 S. K. Matthai 和 M. Belayneh^[25]给出的范围相符。所以,当 $k_f/k_m=10^6$ 甚至更大的时候,可以只考虑贯通的裂隙网络的渗流及传热的影响。

图 8 简化裂隙网络 $5 \times 10^5 \text{ s}$ 时的温度分布(单位: K)Fig.8 Temperature distribution of simplified fracture network at time of $5 \times 10^5 \text{ s}$ (unit: K)

(2) 出口平均水温

出口平均水温可以用下式计算:

$$T_{\text{out}} = \frac{\sum u_{\text{frac}} d_{\text{frac}} T_{\text{frac}} + \int u T dy}{\sum u_{\text{frac}} d_{\text{frac}} + \int u dy} \quad (22)$$

式中: u 为流速;下标“frac”代表裂隙。加和项代表裂隙,积分项代表基岩。

图 9 比较了 6 种情况下出口平均温度,其中,基岩的渗透率 k_m 分别取 10^{-12} , 10^{-14} , 10^{-16} m^2 ,所用裂隙网络分别为原始生成的裂隙网络和去掉不连通的裂隙之后的简化网络。可以看出,基岩的渗

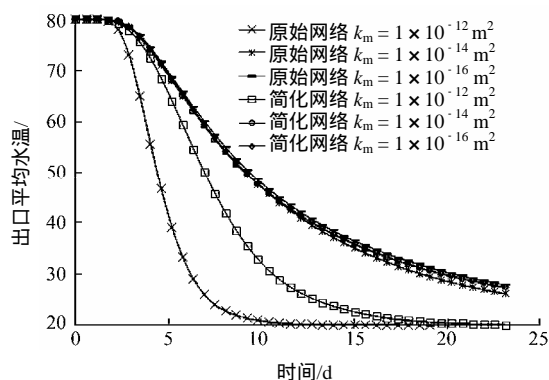


图9 不同基岩渗透率的出口水温比较

Fig.9 Comparison of outflow temperature with different matrix permeabilities

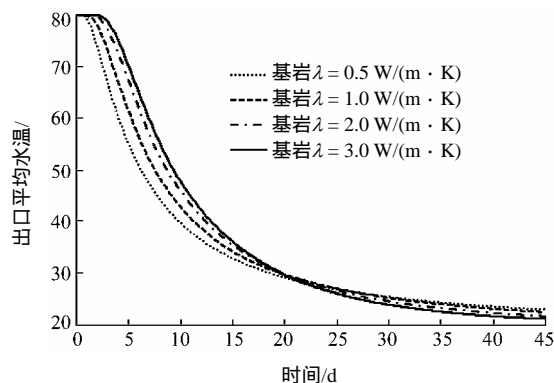


图10 不同基岩热导率的出口水温比较

Fig.10 Comparison of outflow temperature with different matrix thermal conductivities

流系数大于或等于 10^{-14} m^2 时, 4 个模型的出口温度随时间的变化基本是相同的。事实上, 整个分析区域内岩石温度随时间的变化也基本相同, 这说明此时区域内的渗流基本集中于裂隙网络中, 基岩内的热传输只以热传导为主。由裂隙网络所构成的渗流通道对整个系统中能量的传输影响很大, 并且有很明显的过早热突破和长尾效应。而当基岩的渗透率较大时, 如 10^{-12} m^2 , 出口温度随时间变化曲线的形状更像是描述均匀多孔介质中稳态渗流传热的 A. Ogata 和 R. B. Bands 解^[26]。说明此时基岩对渗流的贡献也比较大, 使得整个区域的特点更类似于较为均匀的多孔介质。比较岩石渗透率为 10^{-12} m^2 时的原始裂隙网络和简化裂隙网络的结果可知, 由于基岩的导水作用较大, 即使不连通的裂隙对区域内的渗流也有较明显的增强作用, 所以原始裂隙网络中出口温度下降得很快。二者总的出口流量分别为 5.69×10^{-4} 和 $3.56 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$, 相差较大, 这也说明此时若再对裂隙网络进行简化, 所得的计算结果是不合理的。

一般来说, 岩石的热传导系数为 $3.0 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ 左右, 分别取 $0.5, 1.0, 2.0$ 和 $3.0 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ 来研究不同基岩热传导系数对热突破曲线的影响, 如图 10 所示。由图 10 可以看出, 基岩热传导系数越高, 热突破发生得越晚, 长尾效应越不明显; 基岩热传导系数越低, 初时出口水温下降得越快, 经过一段时间后, 出口温度比热传导系数高的时候要高一些。其本质是基岩的热传导能力决定了域内裂隙水与基岩温度达到平衡的时间。当热传导系数较高时, 初时高温基岩可更快加热低温裂隙水, 故热突破时间延后, 经过一段时间后, 基岩内储存的能量被裂隙水吸收较多, 温度下降较快, 故出口温度又比热传导系数较低时要小。

5 结 论

对于固体与流体界面之间热量交换, 在传热学中一般用对流传热系数来计算, 而在裂隙岩体渗流传热的研究中, 很多学者使用裂隙表面基岩与裂隙水的温度相等的假设来进行分析。本文通过 Laplace 变换方法, 求解了采用对流传热系数计算时的裂隙水的温度, 并将其与已有的解析解相比较, 得出当对流传热系数取值比较大时, 这 2 种方法所得计算结果一致的结论。一般裂隙岩体开度较小, 相应对流传热系数取值较大, 这 2 种假设是一致的。

在处理裂隙岩体渗流传热的问题中, 应用离散网络模型的思想, 提出了一种以裂隙单元为基础的计算方法, 可计算裂隙及基岩内的渗流和传热, 并且可准确计算裂隙与岩体界面处的流量和热量交换, 并在有限元软件 COMSOL 中进行了实现, 通过与解析解比较, 验证其正确性。

将所提出的裂隙单元应用到求解二维裂隙岩体的渗流和传热问题中。随机生成了一个确定的裂隙网络, 并根据连通性将裂隙网络进行了简化。通过对低温水流入到高温岩体过程的模拟, 能够计算区域内的渗流和传热过程, 计算结果体现了裂隙所构成的渗流路径对于热量吸取的重要性。出口平均温度反映了裂隙岩体渗流传热的过早热突破和长尾效应的主要特征。

通过比较不同岩体渗透性的计算结果发现, 当基岩渗透性比裂隙低 6 个数量级时, 渗流主要发生在裂隙中, 不连通的裂隙对渗流及传热的影响很小, 而当基岩渗透性比裂隙低 4 个数量级时, 基岩对渗流场有较大影响, 并且不连通的裂隙也通过岩石连接起来, 增强了整个岩体区域的渗透性, 使得整个区域的渗流传热特性更类似于均匀多孔介质。通过

对基岩热传导系数不同取值的比较，得到基岩热传导系数对热突破曲线的影响。

所提出的计算方法在考虑裂隙数量较小时，可以较容易扩展到三维计算中。此外，本文假定流体参数不随温度变化，对于流-热耦合问题仅考虑了渗流对传热的影响，但当假定流体参数随温度变化时，该计算方法可同时考虑传热对渗流的影响。同时，本文的计算方法未考虑应力及变形，在地热资源开发利用中，裂隙岩体的变形及 THM 三场耦合的计算仍是需要进一步研究的课题。

参考文献(References)：

- [1] TESTER J W , ANDERSON B , BATCHELOR A , et al. The future of geothermal energy : impact of enhanced geothermal systems(EGS) on the United States in the 21st century[R]. Massachusetts :Massachusetts Institute of Technology , 2006.
- [2] ZHENG K Y , HAN Z S , ZHANG Z G. Steady industrialized development of geothermal energy in China-country update report 2005-2009[C]// Proceedings of World Geothermal Congress 2010. Bali , Indonesia : [s. n.] , 2010. http://www.geothermal-energy.org/publications_and_services/conference_paper_database.html.
- [3] STEFANSSON V. Geothermal reinjection experience[J]. Geothermics , 1997 , 26(1) : 99-139
- [4] BANKS D. Thermogeological assessment of open-loop well-doublet schemes :a review and synthesis of analytical approaches[J]. Hydrogeology Journal , 2009 , 17(5) : 1 149-1 155.
- [5] National Research Council(US) Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow. Rock fractures and fluid flow : contemporary understanding and applications[M]. [S. l.] :National Academy Press , 1996 : 316.
- [6] WARREN J E , ROOT P J. The behavior of naturally fractured reservoirs[J]. Old SPE Journal , 1963 , 3(3) : 245-255.
- [7] PRUESS K. A practical method for modeling fluid and heat flow in fractured porous media[J]. Old SPE Journal , 1985 , 25(1) : 14-26.
- [8] CACAS M C , LEDOUX E , DE MARSILY G , et al. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network : calibration and validation : the flow model[J]. Water Resources Research , 1990 , 26(3) : 479-489.
- [9] KODLITZ O. Modelling flow and heat transfer in fractured rocks : Conceptual model of a 3D deterministic fracture network[J]. Geothermics , 1995 , 24(3) : 451-470.
- [10] WITHERSPOON P A , WANG J S Y , IWAI K , et al. Validity of cubic law for fluid flow in a deformable rock fracture[J]. Water Resources Research , 1980 , 16(6) : 1 016-1 024.
- [11] JUANES R , SAMPER J , MOLINERO J. A general and efficient formulation of fractures and boundary conditions in the finite element method[J]. International Journal for Numerical Methods in Engineering , 2002 , 54(12) : 1 751-1 774.
- [12] 赵延林, 王卫军, 曹 平, 等. 不连续面在双重介质热-水-力三维耦合分析中的有限元数值实现[J]. 岩土力学, 2010 , 31(2) : 638-644.(ZHAO Yanlin, WANG Weijun, CAO Ping , et al. Numerical implementation of discontinuities in dual media 3D model for thermo-hydro-mechanical coupling[J]. Rock and Soil Mechanics , 2010 , 31(2) : 638-644.(in Chinese))
- [13] 杨强生, 浦保荣. 高等传热学[M]. 上海: 上海交通大学出版社, 2001 : 144-146.(YANG Qiangsheng , PU Baorong. Advanced heat transfer[M]. Shanghai : Shanghai Jiao Tong University Press , 2001 : 144-146.(in Chinese))
- [14] ZHANG K , WOODBURY A D. A Krylov finite element approach for multi-species contaminant transport in discretely fractured porous media[J]. Advances in Water Resources , 2002 , 25(7) : 705-721.
- [15] MARTIN V , JAFFRE J , ROBERTS J E. Modeling fractures and barriers as interfaces for flow in porous media[J]. SIAM Journal on Scientific Computing , 2005 , 26(5) : 1 667-1 691.
- [16] CHENG A H D , GHASSEMI A , DETOURMAY E. Integral equation solution of heat extraction from a fracture in hot dry rock[J]. International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics , 2001 , 25(13) : 1 327-1 338.
- [17] LAUWERIE H A. The transport of heat in an oil layer caused by the injection of hot fluid[J]. Applied Scientific Research : Section A , 1955 , 5(2/3) : 145-150.
- [18] NELSON R , Geologic analysis of naturally fractured reservoirs[M]. [S. l.] : Gulf Professional Publishing , 2001 : 78.
- [19] DIETRICH P , HELMIG R , SAUTER M , et al. Flow and Transport in Fractured Porous Media[M]. Berlin : Springer-Verlag , 2005 : 18.
- [20] SHOOK G M. Predicting thermal breakthrough in heterogeneous media from tracer tests[J]. Geothermics , 2001 , 30(6) : 573-589.
- [21] BARENDT F B J. Complete solution for transient heat transport in porous media , following Lauwerier's concept[C]// SPE Annual Technical Conference and Exhibition. Florence : [s. n.] , 2010 , DOI : 10.2118/134670-MS.
- [22] BERKOWITZ B. Characterizing flow and transport in fractured geological media : a review[J]. Advances in Water Resources , 2002 , 25(8/12) : 861-884.
- [23] DERSHOWITZ W S , EINSTEIN H H. Characterizing rock joint geometry with joint system models[J]. Rock Mechanics and Rock Engineering , 1988 , 21(1) : 21-51.
- [24] LEUNG C T O , ZIMMERMAN R W. Estimating the hydraulic conductivity of two-dimensional fracture networks using network geometric properties[J]. Transport in Porous Media , 2012 , 93(3) : 777-797.
- [25] MATTHAI S K , BELAYNEH M. Fluid flow partitioning between fractures and a permeable rock matrix[J]. Geophysical Research Letters , 2004 , 31(7) : DOI : 10.1029/2003GL019027.
- [26] OGATA A , BANDS R B. A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media[M]. Washington , DC : US Government Printing Office , 1961 : 4.