

基于多同位素联用的雷州半岛 中深层地下水年龄初探*

李绍恒¹, 陈建耀¹, CENDÓN I Dioni², 陈宗宇³, 胡水明⁴,
杨国民⁴, 清水裕太⁵, FREUNDT Florian⁶, 金广哲⁷,
吴瑞钦⁸, 高磊⁹, 梁作兵¹, 龚柔艳¹, 伍祺瑞¹, 田帝¹

1. 中山大学地理科学与规划学院, 广东 广州 510006
2. 澳大利亚核科学与技术组织, 澳大利亚 悉尼 NSW2052
3. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北 石家庄 050061
4. 中国科学技术大学合肥微尺度物质科学国家研究中心, 安徽 合肥 230027
5. 日本国立农研机构, 日本 筑波 305-8517
6. 德国海德堡大学环境物理研究院, 德国 海德堡 69120
7. 广东海洋大学海洋与气象学院, 广东 湛江 524088
8. 广东省水文局湛江水文分局, 广东 湛江 524043
9. 中国科学院华南植物园, 广东 广州 510650

摘要: 地下水年龄是一项重要的水文地质参数, 其在识别地下水补给来源, 评价地下水可更新能力, 研究地下水溶质迁移和地下水模型率定及古气候反演等方面可发挥关键作用。本文通过对雷州半岛中深层地下水进行样品采集与³H、⁴He、¹³C、¹⁴C等同位素测试分析, 结合Han-Plummer图形法及同位素校正模型, 研究发现从补给区到排泄区地下水年龄逐渐增加, 绝大部分地下水样品的¹⁴C校正年龄介于1 037~40 310 aBP, 过半地下水样品的校正年龄超过了10 000 aBP。地下水样品中的⁴He同位素含量与¹⁴C年龄呈现显著的正相关关系, 可根据⁴He同位素累积率粗略估算地下水年龄。另外, 对于不同年龄区段的地下水, 电导率与¹⁴C校正年龄的关系不同, 较年轻地下水年龄与电导率之间明显的正相关关系也为简单估算地下水年龄提供了一种间接方法。

关键词: 雷州半岛; 地下水年龄; 同位素; ¹⁴C定年; ⁴He定年

中图分类号: P641 **文献标志码:** A **文章编号:** 2097-0137(2022)04-0095-09

Preliminary study on the age of groundwater in the middle and deep aquifers of Leizhou Peninsula based on multi-isotopes

LI Shaoheng¹, CHEN Jianyao¹, CENDÓN I Dioni², CHEN Zongyu³, HU Shuiming⁴,
YANG Guomin⁴, SHIMIZU Yuta⁵, FREUNDT Florian⁶, JIN Guangzhe⁷,
WU Ruiqin⁸, GAO Lei⁹, LIANG Zuobing¹, GONG Rouyan¹, WU Qirui¹, TIAN Di¹

1. School of Geography and Planning, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510006, China
2. ANSTO, Sydney NSW2052, Australia
3. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Science, Shijiazhuang 050061, China

* 收稿日期: 2021-08-02

录用日期: 2021-09-02

网络首发日期: 2021-12-24

基金项目: 国家自然科学基金(41771027, 41961144027, 41977171); 广东省水利厅水利科技创新项目(2020-09); 广东省自然资源厅地下水资源调查监测评价项目(0835-210Z22803141)

作者简介: 李绍恒(1994年生), 男; 研究方向: 水文地质学、环境同位素; E-mail: lishh6@mail2.sysu.edu.cn

通信作者: 陈建耀(1966年生), 男; 研究方向: 环境水文学、水文地质学; E-mail: chenjyao@mail.sysu.edu.cn

4. Hefei National Laboratory for Physical Sciences at the Microscale, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China
5. Western Region Agricultural Research Center, National Agriculture and Food Research Organization, Tsukuba 305-8517, Japan
6. Institute of Environmental Physics, Heidelberg University, Heidelberg 69120, Germany
7. College of Oceanography and Meteorology, Guangdong Ocean University, Zhanjiang 524088, China
8. Zhanjiang Hydrology Bureau of Guangdong Provincial Hydrology Bureau, Zhanjiang 524043, China
9. South China Botanical Garden, Chinese Academy of Science, Guangzhou 510650, China

Abstract: Groundwater age is an important hydrogeological parameter, associated closely with identification of groundwater recharge sources, groundwater renewability, groundwater solute migration, and reconstruction of palaeoclimatic signals. In this paper, nineteen groundwater samples were collected to analyze ^3H , ^4He , ^{13}C , ^{14}C from both middle and deep layers of Leizhou Peninsula. Based on the Han-Plummer graphic method and isotope correction model, the apparent age of groundwater was found ranging from 1 037 aBP to 40 310 aBP with approximately half of sampling sites exceeding 10 000 aBP, and increasing gradually from the recharge area in the Shimaoling and Luogangling to the discharge area in the coastal zone. The ^4He isotope content in groundwater samples has a significant positive correlation with the ^{14}C age, and the groundwater age can thus be roughly estimated based on the accumulation rate of ^4He isotope. In addition, three stages were classified for the relationship between electrical conductivity (EC) and ^{14}C corrected age, yielding an obvious linearity when the apparent age was younger than 6800 aBP, which could then be used to estimate groundwater age with a known EC.

Key words: Leizhou Peninsula; groundwater age; isotope; ^{14}C dating; ^4He dating

地下水是全球水文循环的重要组成部分,也是目前可供人类直接利用的最大淡水储藏地,其在维持生态健康,支撑社会经济发展等方面扮演着极为重要的角色^[1]。在气候变化的大背景下,地下水系统的脆弱性与面临的风险随之增加^[2],采用多种手段与技术对地下含水层开展水文地质相关研究的需求十分迫切,尤其是在地表水资源相对缺乏的地区。地下水的年龄又称地下水平均滞留时间,代表地下水入渗补给含水层后运动到某特定位置所经过的时间。尽管针对这一概念目前存有争议^[3-4],地下水年龄的研究仍具有十分重要的意义,其在识别地下水补给来源,评价地下水可更新能力,研究地下水溶质迁移和地下水模型率定,以及古气候反演等方面可发挥关键作用^[5-10]。

在地下水测年领域,环境同位素测年法目前应用得最为广泛,多种稳定或放射性同位素作为溶质或水分子的一部分参与地下水循环运动,因此可通过研究地下水中的同位素信息来获取地下水的年龄。根据所选放射性同位素半衰期的不同,研究人员可开展现代水(^3H 、 ^{85}Kr 等)、次现代水(^{39}Ar 等)、古水(^{14}C 等)乃至百万年尺度地下水

(^{36}Cl 、 ^{81}Kr 等)的年龄测定^[11]。相比欧美等发达国家,我国地下水定年研究领域尽管起步较晚,但发展迅速,取得了一系列丰硕的研究成果。然而,这些定年成果多集中在北方地区^[12],如华北平原^[13-15]、西北民勤流域^[16]、河西走廊典型盆地^[17]等;在南方亚热带、热带地区的研究鲜有报道。本文以广东省雷州半岛为研究区,通过 ^3H 、 ^3He 、 ^4He 、 ^{13}C 、 ^{14}C 等多同位素联用的手段,对雷州半岛中深层承压含水层地下水开展定年研究,定年结果一方面能为当地地下水资源合理开发利用提供科学依据,另外也能弥补我国南方地区地下水定年研究这一相对薄弱的环节。

1 研究区概况

雷州半岛位于广东省西南部,地处我国大陆的最南端,东临南海,西濒北部湾,北接茂名市与广西壮族自治区,南隔琼州海峡与海南岛相望,是粤、桂、琼三省的交汇点(图1)。该地是一个由近代火山活动、浅海堆积和侵蚀而形成的低平台地,地形地貌较为复杂,由雷北、雷南火山群,北部丘陵山区和雷中冲洪积平原组成。总体地势南北高、中间低,雷北最高点为螺岗岭,海拔高

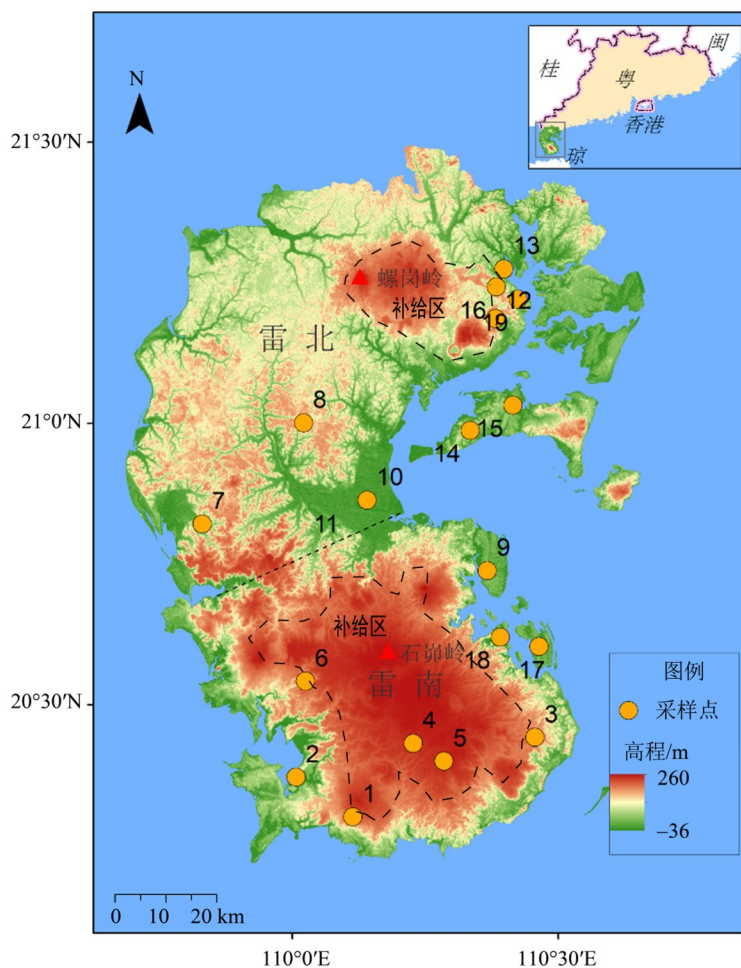


图1 研究区域及采样点位图

Fig. 1 Study area and sample location

度 233 m, 雷南最高点为石岭岭, 海拔 259 m, 中部和沿海皆为平原。雷州半岛全区面积约为 1.3 万 km^2 , 多年平均气温约 $23\text{ }^\circ\text{C}$, 多年平均降水量约 1 500 mm。当地处于广东省降水量的低值区, 境内无大江大河, 多为源近流短的小河流, 以雷北和雷南玄武岩台地或火山锥为中心, 呈放射状独流入海, 地表水资源相对缺乏; 而全年大部分时间气温高, 日照强, 蒸发量大, 干旱频发, 水资源的供需矛盾十分突出^[18-20]。另外, 该地为我国重要的水果、蔬菜等作物生产基地, 是全国著名的菠萝、香蕉之乡, 农业灌溉多年来一直是区内的耗水大户, 基本依赖地下水资源。

在水文地质方面, 雷州半岛属雷琼自流盆地, 该盆地内的组成物质为巨厚的松散岩类和火山爆发形成的上覆火山岩。松散岩类及火山岩孔洞裂隙为地下水提供了良好的赋存条件, 地下水资源较为丰富。自流盆地内沉积了厚度超过 1 000 m 的近水平分布的新近纪 (Neogene) 以来的松散砂质

和泥质岩类互层, 以及覆盖于其上或夹于其间的基性火山岩。其中, 松散砂质岩类的孔隙发育, 火山岩类的孔洞裂隙发育, 富水性良好, 能够形成含水层, 而松散泥质岩类的渗透性较差, 成为隔水层。根据埋深, 松散岩类孔隙水可分为 3 组: 含水层埋深 30 m 以内的浅层水, 30~200 m 中层承压水, 200~500 m 深层承压水。中深层承压水是雷州半岛的主要含水层, 也是目前地下水开采的主要层位^[21]。雷州半岛地下水径流方向主要由高程控制^[22-23], 以螺岗岭和石岭岭为中心的玄武岩高地为雷州半岛的两大主要补给区, 根据补给区的不同可大致将雷州半岛划分为雷北和雷南两大区域 (图 1)。

2 材料与方法

2.1 样品采集与测试

为获取雷州半岛地区中深层承压含水层地下水年龄信息, 研究团队于 2014 年和 2018 年在雷北

与雷南地区共选取了 19 口监测井进行地下水样品的采集与测试, 监测井深为 187~600 m (表 1), 大多为 300 m 左右, 主要位于湛江市区、雷州及徐闻一带, 点位分布如图 1 所示。由于这些监测井并无供水任务, 井管内的水难以更新且易受到现代大气降水渗入的影响, 因此在正式采样前, 必须先进行抽水作业以排除井内原静置水的干扰。根据井管体积与潜水泵出水流量可大致估算抽水耗时, 同时在出水口采用便携式 HACH 水质分析仪实时监测 pH、温度(T)、溶解氧(DO)、电导率(EC)等指标, 待这些指标稳定后方可开始采样, 以确保采集的样品能代表目标含水层地下水的实际情况。达到采样要求后将地下水经 0.22 μm 醋酸纤维膜过滤并分装于 25 mL 离心管及 500 mL 聚乙烯塑料瓶中, 然后密封保存于冷藏箱, 用于后续 ^3H 、 ^{13}C 及 ^{14}C 等同位素的测定。除这些指标外, 从中挑选了 10 口监测井进行稀有气体同位素样品的采集, 对水样中的 ^3He 及 ^4He 同位素进行测试, 其采样过程较为复杂, 需采用不间断进水的方式将约 20 mL 地下水水样封闭于特制的铜管中。在取样过程中根据铜管末端的透明塑料管监测是否有气泡产生, 确保无气泡情况下将铜管两端的夹子拧紧, 防止漏气漏水^[24-25], 每个点位均设置了平行样品以对测试结果进行检验。

^3H 的样品由中国地质科学院水文地质环境地质研究所采用超低本底液体闪烁谱仪(Quantulus 1220)进行测试, ^{13}C 及 ^{14}C 样品由澳大利亚核科学与技术组织(ANSTO)采用元素分析-稳定同位素比例质谱仪(EA-IRMS)和加速器质谱仪(AMS)进行测试分析, 稀有气体稳定同位素样品由德国海德堡大学采用惰性气体质谱仪进行测试。

2.2 测年方法

2.2.1 ^3H 、 ^4He 及 ^{14}C 法定年

^3H 的半衰期为 12.43 a, 来源主要为宇宙射线与大气中 ^{14}N 的相互作用(自然来源)及人类核试验(人为来源), 测年上限约为 50 a^[26], 适用于接受现代大气降水补充的浅层地下水定年。利用 ^3H 进行地下水定年有定性和定量两种方式, 由于许多地区缺乏对当地降水中 ^3H 的连续观测资料, 且自 20 世纪 60 年代以来由核爆产生的人工 ^3H 快速减少, 根据样品中 ^3H 浓度定量计算地下水年龄的方法受到越来越大的限制。然而对地下水样品中 ^3H 的测试仍具有十分重要的意义, 有助于定性判断地下水年龄并可指示是否存在现代水与古水的混合(如高 ^3H

低 ^{14}C 水^[27])。

^4He 为一种稳定同位素, 其来源较为复杂, 包括随降水进入地下含水层的大气来源的 ^4He , 由含水层介质中 U、Th 等衰变产生的 ^4He , 以及来源于深部地壳和地幔中的 ^4He ^[14]。 ^4He 会在地下水中累积, 其浓度随地下水滞留时间的增加而增大, 因此可利用其推算地下水年龄。由于地区含水层介质中 U 系元素含量等基础数据的缺失及 He 来源的复杂性, 一般情况下较难直接利用样品中 ^4He 的浓度定量推算地下水年龄。尽管如此, 研究人员可利用地下水中的 ^4He 浓度或 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值作为一种独立的辅助手段校验其他同位素的定年结果, 进而提高单一同位素定年结果的可信度^[28]。

碳的放射性同位素 ^{14}C 是目前使用最为广泛的(古)地下水定年手段, 尤其是随着加速器质谱(AMS)分析方法的成熟, 仅需约 250 mL 的地下水样品即可实现 $\pm 1\%$ 精度的 ^{14}C 测试^[29-30]。环境中的 ^{14}C 同样有自然及人为两种来源, 但以自然来源为主, 宇宙射线与大气相互作用产生的 ^{14}C 经碳循环及水文循环进入地下水系统中并按其半衰期发生指数衰减, 因此可根据地下水样品中溶解性无机碳(DIC, dissolved inorganic carbon)的 ^{14}C 含量和 ^{14}C 初始值推算地下水年龄^[26]。

2.2.2 ^{14}C 定年校正

对于地下水中的 ^{14}C 来说, 自然衰变并非是造成 ^{14}C 含量发生变化的唯一因素, 水岩相互作用等过程也会改变地下水中的 ^{14}C 含量^[26], 这些过程通常会对 ^{14}C 造成稀释作用, 如忽略了这些因素的影响将会使得地下水定年的结果偏大。为提高 ^{14}C 定年结果的准确性, 目前常采用的方法是单样本模型校正, 即通过 $\delta^{13}\text{C}$ 对初始的 ^{14}C 含量进行校正得到校正系数 q , 再根据校正后的初始 ^{14}C 值和样品 ^{14}C 含量计算地下水的年龄

$$t = -8267 \ln \frac{^{14}\text{C}_{\text{DIC}}}{q^{14}\text{C}_g}, \quad (1)$$

其中 $^{14}\text{C}_{\text{DIC}}$ 为样品 DIC 的 ^{14}C , $^{14}\text{C}_g$ 为土壤中气态 CO_2 的 ^{14}C 值。

常用的模型包括 Vogel 经验模型、Pearson 模型、Mook 模型、Eichinger 模型、F&G 模型和 IAEA 模型等^[26]。其中 Pearson 模型和 Mook 模型的校正系数分别为

$$q_{\text{Pearson}} = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} - \delta^{13}\text{C}_s}{\delta^{13}\text{C}_g - \delta^{13}\text{C}_s}, \quad (2)$$

$$q_{\text{Mook}} = 0.5 + 0.5 \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} - 0.5\delta^{13}\text{C}_g}{\delta^{13}\text{C}_g - 0.5\delta^{13}\text{C}_s}, \quad (3)$$

其中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 分别为样品中DIC的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, $\delta^{13}\text{C}_{\text{g}}$ 为土壤中气态 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, $\delta^{13}\text{C}_{\text{s}}$ 为固态碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

几种模型重点关注的地下水碳同位素演进过程不同,如Mook模型主要对开放系统条件下DIC与土壤 CO_2 同位素交换过程进行校正,而Eichinger模型则主要是对封闭系统条件下DIC与固态碳酸盐岩的同位素交换过程进行校正。这些模型通常会用到两个端元的同位素特征值,一个是固态碳酸盐岩类端元,一般默认其 ^{14}C 含量为0 pMC,即所谓的“死碳”, $\delta^{13}\text{C}$ 特征值为0‰;另一个端元为土壤 CO_2 ,其 ^{14}C 含量为100 pMC, $\delta^{13}\text{C}$ 特征值则根据研究区主要植被类型不同而不同,对于C3作物来说, $\delta^{13}\text{C}$ 特征值通常采用-23‰,对于C4作物则通常采用-8.5‰^[5]。另外需要注意的是,不同地区地下水中碳同位素的演变路径有所不同,即便

是在同一地区,在不同时间不同区域进入地下水层中的碳同位素演变路径也有可能不同,如何选择合适的地下水年龄校正模型是一个难点。本文采用Han-Plummer图形法^[31],根据单样品中 $\delta^{13}\text{C}$ 和 ^{14}C 之间的关系选择合适的校正模型对样品的 ^{14}C 年龄进行校正。

3 结果与讨论

3.1 ^3H 、 ^{13}C 与 ^{14}C

采样井地下水样品中 ^3H 、 ^{13}C 及 ^{14}C 的测试结果如表1所示。首先从 ^3H 的结果来看,所有样品中的 ^3H 浓度均小于1 TU,说明这些地下水并非由现代大气降水补给产生,也从侧面表明雷州半岛中深层地下水并未与浅层水发生明显的混合交换,这对于当地中深层地下水的污染防控工作是有利的。

表1 监测井基本信息与同位素测试结果¹⁾

Table 1 Basic information of monitoring wells and the analyzing results of isotopes

样品	井深/m	pH	EC ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	$t/^\circ\text{C}$	HCO_3^- ($\text{mmol}\cdot\text{L}^{-1}$)	$^3\text{H}/\text{TU}$	$^{13}\text{C}/\text{‰}$	$^{14}\text{C}/\text{pMC}$	^{14}C 校正 年龄/aBP	校正 模型
1	254	8.51	520	29.2	3.85	<0.4	-16.7±0.3	31.79±0.17	6 828	Pearson
2	252	8.09	360	27.9	3.40	<0.4	-13.3±0.6	7.89±0.08	16 188	Mook
3	297	7.78	270	29.6	2.15	0.4±0.4	-17.4±0.1	49.07±0.20	3 579	Pearson
4	242	8.23	270	29.7	2.30	<0.4	-20.8±0.3	64.60±0.27	2 781	Pearson
5	187	7.30	190	27.1	1.50	1.0±0.4	-20.5±0.3	78.62±0.29	1 037	Pearson
6	306	7.88	380	29.5	3.45	<0.4	-15.7±0.3	36.52±0.19	5 171	Pearson
7	240	8.03	320	29.2	3.00	<0.5	-17.7±0.3	22.82±0.14	10 049	Pearson
8	306	7.13	99	28.7	1.20	0.5±0.5	-	19.15±0.13	12 321	Vogel
9	350	8.24	310	31.4	3.15	<0.5	-12.9±0.1	5.93±0.07	18 275	Mook
10	310	8.06	310	32.3	3.35	<0.5	-13.8±0.3	2.64±0.05	25 568	Mook
11	202	8.21	270	-	2.60	-	-13.1±0.3	5.02±0.07	19 790	Mook
12	250	6.41	89	26.8	2.30	0.6±0.6	-16.9±0.3	48.68±0.21	3 404	Pearson
13	260	6.77	129	27.9	0.70	-	-	17.41±0.14	13 108	Vogel
14	259	10.12	210	29.6	-	<0.5	-	65.3±0.25	2 180	Vogel
15	323	7.99	165	21.7	0.88	<0.5	-7.6±0.1	17.77±0.11	4 493	Eichinger
16	284	6.30	97	22.4	0.53	<0.5	-12.8±0.1	73.41±0.31	0	无
17	321	8.38	836	23.2	4.98	-	-14.3±0.1	1.06±0.04	33 429	Mook
18	242	7.98	339	24.8	1.85	<1.0	-15.6±0.1	1.65±0.04	30 722	Pearson
19	600	7.67	2 141	41.9	2.61	<1.0	-19.8±0.1	0.66±0.03	40 268	Pearson

1) - 表示样品缺测

从碳同位素的结果来看,样品中的 ^{14}C 含量介于 $0.66 \sim 78.6$ pMC,均明显低于现代大气水平, $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-20.8\text{‰} \sim -7.6\text{‰}$,表明存在不同端元的同位素混合作用。根据样品中 $\delta^{13}\text{C}$ 、 ^{14}C 及DIC之间的关系,可构建Han-Plummer图(图2)。图2(a)中样品 $\delta^{13}\text{C}$ 和 ^{14}C 间的关系可以发现绝大部分地下水样品落在了Pearson模型及Mook模型的适用范围内,固态碳酸盐岩的影响和开放系统下DIC与土壤 CO_2 的同位素交换是影响当地地下水中碳同位素特征的主要因素。另外,对于部分缺少 $\delta^{13}\text{C}$ 数据的点位(8、13和14号点位),采用了Vogel经验模型法(假设 ^{14}C 初始值为85 pMC)。利用相应的模型计算得到这些样品的 ^{14}C 校正年龄(表1)。其中除14号点位样品落在 ^{14}C 年龄为0的区域内,其余样品年龄为1 037~40 310 aBP;过半地下水样品的校正年龄超过了10 000 aBP,表明这些地下水可能形成于气候环境与现在大不相同的末次冰期期

间,含水层更新速率十分缓慢,较难在短时间内得到更新。另外,从图2(b,c)可以发现雷南和雷北地区的碳同位素演变过程不同,雷南地区的地下水样品中 ^{14}C 明显随着 $\delta^{13}\text{C}$ 和DIC浓度的增大而减小,符合受“死碳”影响的一般规律,而雷北地区碳同位素演变则较为复杂,未呈现较为明显的规律。这与雷北雷南地区地下水补给区的不同(水文地质条件)有关,也可能与雷北(尤其是湛江市区)较大规模的地下水抽水量有关。

3.2 ^3He 与 ^4He

10口监测井地下水样品中的He同位素浓度(表2)与对应的 ^{14}C 校正年龄的关系(图3)显示,不同样品中 ^3He 浓度基本相同,约为 9.53×10^{-14} $\text{cm}^3\text{STP/g}$, ^4He 浓度则有较大差异,以空气中 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值为基准($R_a \approx 1.384 \times 10^{-6}$),样品中 $^3\text{He}/^4\text{He} = 0.70 \sim 0.97 R_a$ 。 ^3He 同位素浓度相似而 ^4He 同位素的不断累积表明含水层介质中U系同

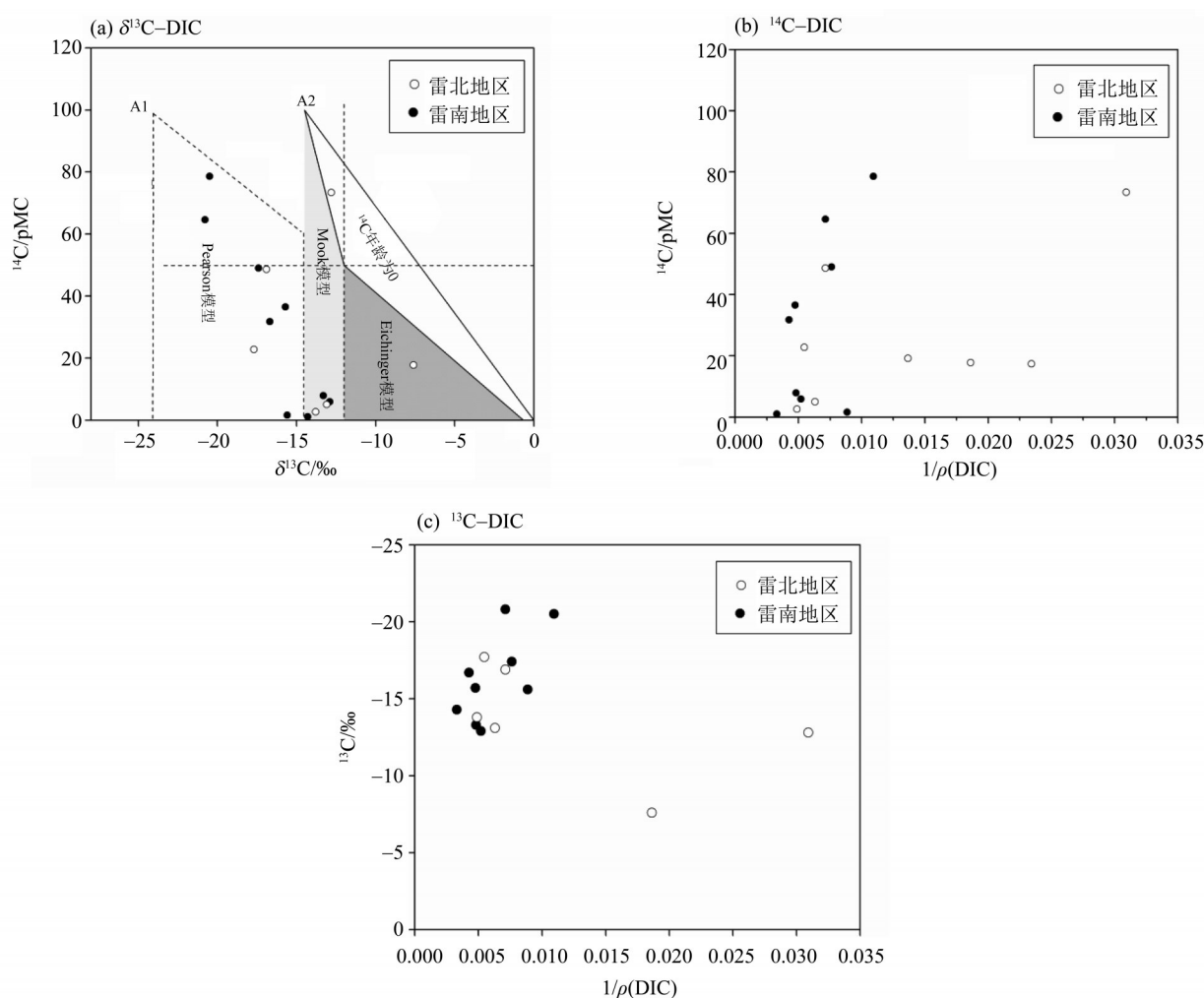


图2 雷北雷南 $\delta^{13}\text{C}$ 、 ^{14}C 和DIC(单位:mg/L)关系图

Fig. 2 The relationship between $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C and DIC

表2 He同位素测试结果¹⁾
Table 2 The analyzing results of He isotopes

样品	³ He	Δ ³ He	⁴ He	Δ ⁴ He	(³ He/ ⁴ He)/Ra	¹⁴ C校正年龄/aBP
1	105.0	1.72	945	14.4	0.80	6 828
2	101.0	2.03	1 050	10.7	0.70	16 188
3	87.7	1.18	669	8.55	0.95	3 579
4	92.4	1.82	682	6.65	0.98	2 781
5	82.8	4.96	617	8.60	0.97	1 037
6	101.0	5.99	800	11.4	0.91	5 171
7	87.2	1.05	715	5.16	0.88	10 049
8	89.5	2.02	745	4.72	0.87	12 321
9	124.0	2.75	1 260	7.98	0.71	18 275
12	81.7	4.87	610	8.55	0.97	3 404

1) ³He和测定误差Δ³He的单位为10⁻¹⁵ cm³ STP/g, ⁴He和测定误差Δ⁴He的单位为10⁻¹⁰ cm³ STP/g。

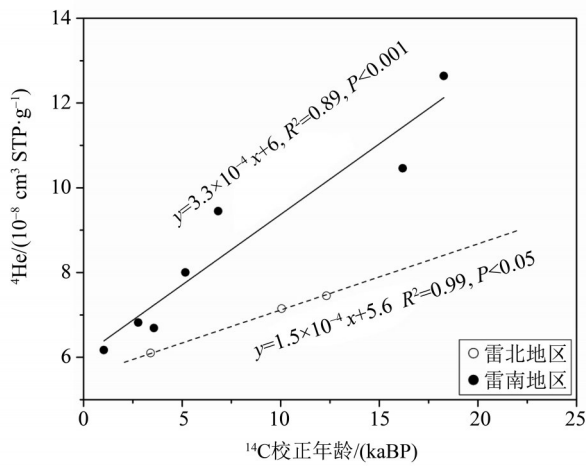


图3 ⁴He与¹⁴C校正年龄关系

Fig. 3 The relationship between ⁴He and corrected ¹⁴C age

位素的α型衰变是地下水中He同位素的主要来源。通过¹⁴C校正年龄与地下水中⁴He浓度的对比,可以发现样品中⁴He浓度随着地下水年龄的增加而增大,呈现非常明显的线性关系,这种较好的对应关系增强了¹⁴C定年结果的可信度,并可得到⁴He这一稳定同位素在雷北地区地下水中的累积速率大约为0.15 cm³STP/(g·ka),在雷南地区的累积速率大约为0.33 cm³STP/(g·ka)。对于区域内可能超过¹⁴C定年上限的地下水样品,可利用样品中⁴He的浓度和累积速率粗略估算地下水的年龄。

3.3 地下水电导率与¹⁴C

从校正后的地下水年龄与电导率的关系来看(表1和图4),地下水越老,其电导率越大。这与地下水水流系统的基本理论^[33]一致,即地下水水流从补给区至排泄区的流动过程中,年龄增大的

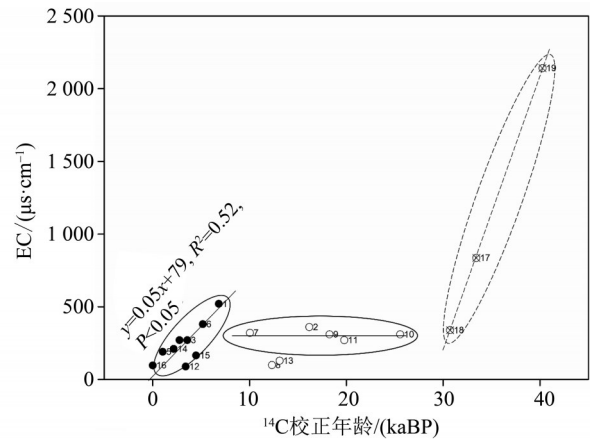


图4 电导率与¹⁴C校正年龄关系

Fig. 4 The relationship between EC and corrected ¹⁴C age

同时盐分或电导率增加。在雷州半岛,地下水的年龄与电导率的关系可以分为3个区间:年龄小于6 800 aBP, 6 800~30 000 aBP和大于30 000 aBP(图4)。在年龄小于6 800 aBP的区间内,地下水年龄与电导率呈现较好的线性关系,现代地下水的电导率约为100 μs/cm,地下水年龄每增加100 a,其电导率增加约5 μs/cm。利用这种关系及电导率的实测值,可以简单估算较年轻地下水的年龄。在年龄介于6 800~30 000 aBP的区间,地下水中电导率比较稳定,介于300~400 μs/cm,不随着年龄的增加而增加,有两个点位(8和13号)的电导率较低,这可能与该两处的空间区位及大量的地下水开采导致的水流加速有关。大于30 000 aBP的区间,由于点位较少,实际规律有较大不确定性,但基本可以推断,随着地下水年龄的增加,电导率也增加;此外,受¹⁴C测年半衰期的限制,

超过 30 000 aBP 的地下水年龄存在很大的不确定性, 其实际年龄可能远大于 30 000 aBP^[32]。

3.4 基于¹⁴C定年的地下水补给区与排泄区的空间识别

地下水的年龄一般有垂向和水平方向的差异或演化。从垂直方向来看, 含水层越深, 其地下水的年龄越大, 如 19 号点位的井深是 600 m, 校正后的¹⁴C 年龄大于 40 000 aBP, 同时其电导率也是最高的, 超过 2 000 $\mu\text{s}/\text{cm}$ (图 4)。除 19 号点位外, 其他点位井深基本位于 200~300 m, 垂向的年龄差距较难分开。而从水平方向来看, 补给区地下水的年龄较小, 随着从补给到排泄的流动过程, 其年龄逐步增加。

依据图 4 中的¹⁴C 定年与电导率关系划分的 3 个区间, 年龄小于 6 800 aBP 的地下水在空间上基本可划为雷州半岛的补给区, 中间和右侧区间较老的地下水可划为地下水流系统中的中间区和排泄区, 也即中间区和排泄区的年龄大多介于 6 800~30 000 aBP。较老地下水的测定受限于¹⁴C 方法且采样点还不够多, 但可以较为确定的是排泄区(如 17 和 19 号点位)的地下水年龄超过了 30 000 aBP。依此推断, 雷州半岛的两个主要补给区分别在北侧的螺岗岭和南侧的石岭岭。这个空间格局与雷州半岛的地形地貌特征一致, 也即海拔较高的两个山岭是雷州半岛的主要补给区。东海岛的两个点(14 和 15 号点位)依据图 4 的关系分析, 也应该划为补给区。由于湛江市区(含东海岛)自 20 世纪 80 年代以来大量抽取地下水, 加速了地下水流的流动, 可能使大量的地下水水源从北侧补给区流向东海岛, 导致该岛地下水的年龄偏小。若假定 17 号点位处 200~300 m 深含水层的补给来源来自南侧的石岭岭处, 其直线距离约 30 km, 17 号点位的地下水年龄约 30 000 aBP, 依此可以简单计算得到雷州半岛 200~300 m 深层含水层的水平方向的平均流速约为 1 m/a。

参考文献:

- [1] GLEESON T, VANDERSTEEN J, SOPHOCLEOUS M A, et al. Groundwater sustainability strategies [J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(6): 378-379.
- [2] TAYLOR R G, SCANLON B, DÖLL P, et al. Groundwater and climate change [J]. *Nature Climate Change*,

4 结论

通过对雷州半岛 19 口中深层承压含水层监测井进行地下水样品采集和同位素及主要理化指标分析, 可得出如下结论:

1) 利用 Han-Plummer 图形法, 结合地下水样品中的 $\delta^{13}\text{C}$ 、¹⁴C 及 DIC 含量, 可有效识别影响地下水中碳同位素演化的主要因素并选择合适的¹⁴C 地下水定年校正模型。研究发现固态碳酸盐岩的影响和开放系统下 DIC 与土壤 CO₂ 的同位素交换是影响当地地下水中碳同位素特征的主要因素, 另外, 雷南雷北两个地区的碳同位素演化过程不同。

2) 根据¹⁴C 地下水定年校正结果, 绝大部分样品的年龄介于 1 037~40 310 aBP, 过半地下水样品的校正年龄超过了 10 000 aBP, 表明中深层地下水可能形成于气候环境与现在大不相同的末次冰期期间, 含水层更新速率十分缓慢, 较难在短时间内得到更新。

3) ⁴He 同位素在地下水中的累积与¹⁴C 同位素定年结果表现出显著的正相关关系, 增强了定年结果的可信度。⁴He 在雷北及雷南地区地下水中的累积速率分别为 0.15 和 0.33 $\text{cm}^3\text{STP}/(\text{g}\cdot\text{ka})$, 对于区域内可能超过¹⁴C 定年上限的地下水样品, 可利用样品中⁴He 的浓度和累积速率粗略估算地下水的年龄。

4) 根据地下水样品的电导率与¹⁴C 校正年龄的关系, 发现总体上随着地下水从补给区到排泄区的流动, 电导率逐渐增加。对于其中地下水年龄小于 6 800 aBP 的样品, 电导率与地下水年龄有显著正相关关系, 可通过电导率简单推算较年轻地下水的年龄。

致谢: 广东省水文局湛江分局在学术研讨会和野外调研上给予了大力支持, 张国桃、曹基富、肖子平等参与了 2014 年 2018 年的两次会议及部分调研。此外, 参加 2014 年野外调研和研讨会的人员有: CHKIR Najiba, CURREL Mathew, SEDIQQUE Ashraf, 涂乐义、张胜华、李丹、朱爱萍、梁冬梅、易鸣、王卓微、谢丽纯; 参加 2018 年野外调研和研讨会的人员有: 张向阳、DHAOUI Zahra, ARSLAN Sebnem、张慧、张焱、肖爽、谢正兰、吴愈和李睿。

2013, 3(4): 322-329.

- [3] BETHKE C M, JOHNSON T M. Groundwater age and groundwater age dating [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2008, 36(1): 121-152.
- [4] SUCKOW A. The age of groundwater — Definitions,

- models and why we do not need this term [J]. *Applied Geochemistry*, 2014, 50: 222–230.
- [5] CARTWRIGHT I, CURRELL M J, CENDÓN D I, et al. A review of the use of radiocarbon to estimate groundwater residence times in semi-arid and arid areas [J]. *Journal of Hydrology*, 2020, 580: 124247.
- [6] MA H, YANG Q, YIN L, et al. Paleoclimate interpretation in northern Ordos Basin: Evidence from isotope records of groundwater [J]. *Quaternary International*, 2018, 467: 204–209.
- [7] 黄冠星,孙继朝,齐继祥,等. 鄂尔多斯地下水同位素组成与气候变化关系 [J]. *地球学报*, 2007(6): 550–554.
- [8] 漆继红,许模,张强,等. 西藏盐井地区盐泉同位素特征示踪研究 [J]. *地球与环境*, 2008(3): 237–244.
- [9] 杨丽芝,张光辉,胡乃松,等. 利用环境同位素信息识别鲁北平原地下水的补给特征 [J]. *地质通报*, 2009, 28(4): 515–522.
- [10] 翟远征,王金生,左锐,等. 地下水年龄在地下水研究中的应用研究进展 [J]. *地球与环境*, 2011, 39(1): 113–120.
- [11] LU Z T, SCHLOSSER P, SMETHIE W M, et al. Tracer applications of noble gas radionuclides in the geosciences [J]. *Earth Science Reviews*, 2014, 138: 196–214.
- [12] JIANG W, WANG G, SHENG Y, et al. Isotopes in groundwater (^2H , ^{18}O , ^{14}C) revealed the climate and groundwater recharge in the Northern China [J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 666: 298–307.
- [13] KREUZER A M, von ROHDEN C, FRIEDRICH R, et al. A record of temperature and monsoon intensity over the past 40 kyr from groundwater in the North China Plain [J]. *Chemical Geology*, 2009, 259(3/4): 168–180.
- [14] WEI W, AESCHBACH–HERTIG W, CHEN Z. Identification of He sources and estimation of He ages in groundwater of the North China Plain [J]. *Applied Geochemistry*, 2015, 63: 182–189.
- [15] CHEN Z Y, QI J X, XU J M, et al. Paleoclimatic interpretation of the past 30 ka from isotopic studies of the deep confined aquifer of the North China plain [J]. *Applied Geochemistry*, 2003, 18(7): 997–1009.
- [16] EDMUNDS W M, MA J, AESCHBACH–HERTIG W, et al. Groundwater recharge history and hydrogeochemical evolution in the Minqin Basin, North West China [J]. *Applied Geochemistry*, 2006, 21(12): 2148–2170.
- [17] 何建华,凌新颖,马金珠. 我国河西走廊典型盆地深层地下水 ^{14}C 年龄分布特征 [J]. *甘肃水利水电技术*, 2018, 54(2): 1–4.
- [18] 黄晓梅,简茂球,刘桂兴. 雷州半岛干旱的特征及其环流分析 [J]. *广东气象*, 2013, 35(3): 20–24.
- [19] 王壬,陈建耀,江涛,等. 近30年雷州半岛季节性气象干旱时空特征 [J]. *水文*, 2017, 37(3): 36–41.
- [20] 张得胜,江涛,黎坤,等. 基于 Copula 函数的雷州半岛气象干旱风险分析 [J]. *人民珠江*, 2019, 40(9): 110–120.
- [21] 张国梅,劳浣冰,陈丽芬,等. 雷州半岛 1:20 万区域水文地质普查报告 [R]. 广州:广东省地质局, 1981.
- [22] LI S, DONG L, CHEN J, et al. Vertical groundwater flux estimation from borehole temperature profiles by a numerical model, RFLUX [J]. *Hydrological Processes*, 2019, 33(11): 1542–1552.
- [23] 温汉辉. 雷州半岛地下水循环规律及合理开发利用研究 [D]. 武汉:中国地质大学(武汉), 2013.
- [24] AESCHBACH–HERTIG W, SOLOMON D K. Noble gas thermometry in groundwater hydrology [M]// BURNARD P, ed. *The noble gases as geochemical tracers*. Berlin: Springer, 2013.
- [25] 卫文,陈宗宇. 地下水中的惰性气体古气候研究进展 [J]. *水利水电科技进展*, 2016(6): 8–14.
- [26] CLARK I D, FRITZ P. *Environmental isotopes in hydrogeology* [M]. Boca Raton: CRC press, 1997.
- [27] 陈彭,王威,马震,等. 河北省唐山市陡河流域地下水年龄评价 [J]. *地质调查与研究*, 2014(4): 288–293.
- [28] MÜLLER T, OSENBRÜCK K, STRAUCH G, et al. Use of multiple age tracers to estimate groundwater residence times and long-term recharge rates in arid southern Oman [J]. *Applied Geochemistry*, 2016, 74: 67–83.
- [29] KUTSCHERA W. Accelerator mass spectrometry: State of the art and perspectives [J]. *Advances in Physics*, 2016, 1(4): 570–595.
- [30] SYNAL H A. Developments in accelerator mass spectrometry [J]. *International Journal of Mass Spectrometry*, 2013, 349/350: 192–202.
- [31] HAN L F, PLUMMER L N. A review of single-sample-based models and other approaches for radiocarbon dating of dissolved inorganic carbon in groundwater [J]. *Earth–Science Reviews*, 2016, 152: 119–142.
- [32] HALDORSEN S, van der PLOEG M, CENDON D, et al. Groundwater and global palaeoclimate signals (G@GPS) [J]. *Episodes*, 2016, 39(4): 556–567.
- [33] TÓTH J. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations [J]. *Hydrogeology Journal*, 1999, 7(1): 1–14.