

第二届全国同位素水文地质方法
学术讨论会论文选

中国同位素水文地质学之进展

(1988-1993)

地矿部水文地质工程地质研究所
中国地质学会水文地质专业委员会

天津大学出版社

序

中国地质学会水文地质专业委员会召开的第二届全国同位素水文地质方法学术讨论会论文选《中国同位素水文地质学之进展》(1988~1993), 于会前正式出版了。这对于开好此次学术会议, 促进学术交流和学科发展具有重要意义。

同位素水文地质学是本世纪六十年代诞生的一个边缘学科, 它是随着人类从本世纪五十年代进入核时代, 核检测技术取得巨大进步使同位素技术在水文地质学研究中得到日益广泛应用的结果。同位素技术深化了水文地质工作者对天然水的认识层次, 使人们从水的分子结构层次(物理学方法)和原子结构层次(化学方法)深入到原子核结构层次(同位素方法)。这种认识层次的深化, 使水文地质工作者可以利用氢氧稳定同位素质量数之差作为天然水(溶剂)起源的“标记”, 利用放射性同位素氚作为示踪浅层地下水运动和估算浅层地下水年龄的有效手段。这种研究方法的进步, 使水文地质工作者能够把大气水—地表水—地下水视为统一的“系统”, 进而定量研究其转化关系。

我国在同位素水文地质学研究方面起步较晚, 但近年来发展较快, 在理论和应用研究方面做了大量工作, 并与国际原子能机构(IAEA)建立了密切的学术和工作联系。本次会议文选报导了中国大气降水和海底烟囱物氢氧同位素组成等一系列重要的理论研究成果, 也报导了同位素技术在地热系统、地下水盐化作用、地下水年龄、区域水文地质学、矿床水文地质学、环境地质学等方面的应用研究成果, 较全面展示了中国同位素水文地质学近几年的主要成就。

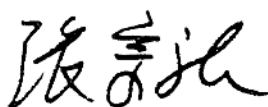
国际同位素水文地质学在日新月异的发展, 仪器设备和方法手段的迅速更新推动着理论与应用研究的前进。与发达国家相比, 我国仍有一定差距。这些差距, 以及为在会前出版文选造成编辑时间短促的情况在本文选中都有所反映。这要求会议代表充分利用会议机会加强学术讨论, 并在今后努力工作赶超国际同位素水文地质学先进水平。

中国科学院学部委员

中国科学院地学部副主任

中国地质学会水文地质专业委员会主任

地矿部水文地质工程地质研究所名誉所长、研究员



一九九三年六月

祝贺第三届全国同僚水文地质方地质学术讨论会
论文集出版，愿同僚方法在我国水文地质学科
的发展中发挥更大的作用

中国地质学会水文地质专业委员会副主任

中国地质学会工程地质专业委员会副主任

中国建筑学会工程勘察专业委员会副主任

中华人民共和国勘察大师

常志标

一九九三年六月

加强学术交流 发展同位素水文学

最近十年，核技术在我国水文学领域得到了广泛的应用。由地质矿产部水文地质工程地质研究所对国内广大地区大气降水氢氧同位素所进行的系统监测和研究，为进一步发展我国同位素水文学奠定了坚实的基础。

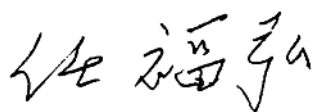
同位素水文学在我国的应用正处于方兴未艾阶段，它在解决资源、环境及重大的水文地质工程地质问题方面具有广阔的前景。

希望通过第二届全国同位素水文地质方法学术讨论会的学术交流，把我国同位素水文学研究提高到一个新的水平。

中国地质学会理事

中国地质学会水文地质专业委员会副主任

地矿部水文地质工程地质研究所研究员

A handwritten signature in black ink, appearing to read '任福源' (Ren Fuyuan), written in a cursive style.

一九九三年六月

普及同位素技术， 推动水文地质学发展

现代经济、技术的发展造成水资源的开发规模和水污染的程度空前扩大。随着全球性对环境、人口、资源三大问题的高度关注，水文地质学正在面临着广阔的发展前景。同位素水文地质学是现代水文地质学的一个重要组成部分，同位素技术为解决许多水文地质难题提供了精确手段，它使水文地质工作者的思维能力从水的分子、原子深入到原子核内部，从而可以把不同气候期、不同纬度带和不同高程区补给的水区别开来，并能定量评价地下水的运动速度和年龄，在全球水文循环的宏观上和水质点运动的微观上对天然水系统进行深入研究。因此，可以毫不夸张地说，现代水文地质学是以同位素技术的广泛应用为其显著特征。

近十年来，中国同位素水文地质学发展很快，此次召开的第二届全国同位素水文地质方法学术讨论会论文选收入论文 50 余篇，其中包括基础理论研究和在地热系统地下水年代学、区域水文地质、矿床水文地质和环境地质等方面应用环境同位素和人工同位素的优秀成果。尤其令人可喜的是半数以上论文是由中青年水文地质工作者撰写的，这说明中国同位素水文地质学的发展方兴未艾，后继有人。相信此次学术讨论会，在开展学术交流、肯定成绩，认识差距，团结老一辈水文地质学家和中青年水文地质工作者，共同开拓进取，进一步推广和普及同位素技术，促进中国水文地质学进展，赶超国际水文地质学先进水平方面，将起到继往开来的重要作用。

借此机会，我以个人名义并代表地矿部水文地质工程地质研究所祝贺会议圆满成功。

地质矿产部水文地质工程地质研究所所长
国际水文地质学家协会理事、中国国家委员会主任


一九九三年六月

第二届全国同位素水文地质方法学术讨论会

会议时间：1993年9月4日~7日

会议地点：长春市

发起单位：

中国地质学会水文地质专业委员会

地质矿产部水文地质工程地质研究所

主办单位：

中国地质学会水文地质专业委员会

吉林省地质学会

地质矿产部水文地质工程地质研究所

赞助单位：

吉林省地质矿产局

吉林省地质矿产局环境水文地质研究所

长春地质学院

长春地质学院水文地质工程地质系

长春地质学校

中国地质学会水文地质咨询服务部

国际水文地质学家协会中国国家委员会

地质矿产部环境地质开放研究实验室

吉林地矿宾馆

目次

同位素水文地质学基础理论

海底热液烟囱物中氢氧稳定同位素的温度和环境意义	吴世迎 白黎明(1)
中国大气降水氢氧同位素浓度场的时间—空间展布及其环境效应	王东升(5)
水土环境中的氮同位素分馏机理	邵益生 纪杉(12)
焦作地区大气降水氢氧稳定同位素组成的研究	裴建国 童长水 陶友良 刘新号(18)
大气降水核素数据处理与中国大气降水核素数据库	赵迎昌 刘进达(22)
水文地质研究中氮同位素方法应用原理	焦鹏程(25)
稳定同位素在环境地质学中的应用原理	吴伟成 丁彦慧 康瑾瑜(30)

地热系统

高温水热系统的同位素水文学研究	沈敏子(36)
中国东部郯庐断裂带及附近地区地表井水及温泉水氢氧同位素特征	朱洪山(42)
赣中崇仁—临川温泉区天然水的同位素水文地质学研究	李学礼 史维浚 孙占学 张卫民(47)
江西省临川温泉热水形成的同位素研究	张卫民(57)
利用氢氧同位素分析小汤山热田开采的长期稳定性	陈宗宇(63)
盘山花岗岩裂隙水和地热水环境同位素研究	张伟 王作友(68)
用测氦技术探测地下热源	刘洪福 白春明 程小平 郭新玲(74)
腾冲热水的氢氧同位素与热海热田内金矿化	过帼颖(79)
长白山火山地热与矿泉同位素地球化学特征	赵继昌 李励红 梁静(80)

地下水盐化作用

沉积盆地地下卤水的氢氧稳定同位素及其应用	周训 李慈君(85)
应用同位素技术研究沧州地区地下咸水的形成	任荣(91)
内蒙古达拉特旗第四系下更新统芒硝矿卤水的成因研究	田孝先 冯润田 王东升 丁彦慧(95)
莱州湾滨海平原地下卤水的环境同位素组成特征研究	张翠云(102)
察尔汗盐湖区晶间卤水运动规律的环境同位素研究	李文鹏 何庆成(107)

地下水年龄评价

河北平原第四系地下水 ^{36}Cl 年龄初探	刘存富 王佩仪 周炼(114)
--	-----------------

$^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$ 法测定地下水年龄与讨论	赵树森 刘明林 乔广生(119)
碳酸盐结核形成的地下水环境及其年龄	刘良梧(125)
地下水中溶解有机碳的放射性碳测年	俞福源(129)
济南泉域岩溶水年龄及贮存量的计算	蔡五田(134)
用放射性同位素氡研究洛川塬潜水的年龄	李云峰(141)
测定地下水年龄的 $^3\text{H} / ^3\text{He}$ 法	刘恩凯(144)
测定地下水年龄的氮-85 方法	丁彦慧(150)

区域水文地质勘察

环境同位素在内蒙古供水勘察中的应用	孙文承(153)
环境同位素方法在我国玄武岩地下水研究中的应用	
..... 秦志学 丁志农 许佩瑶(158)	
用环境氡和水化学资料研究贝尔格莱德地区地下水	刘进达 赵迎昌(161)
✓ 氢氧同位素在水文地质研究中的应用	田荣和 杨俊英(168)
环境同位素方法在白杨水源勘探中的应用	张茂省 齐甲林(174)
✓ 利用同位素方法确定有效补给面积及补给高程	常怀荣(180)
同位素技术在蛟龙矿泉水勘察中的应用	商万有(184)

矿床水文地质研究

淮南潘一煤矿地下水同位素测定及综合研究	
..... 潘元伯 朱宛华 朱树桢 孙兴平(188)	
应用水的同位素资料判释鸡笼山铜矿矿坑水补给来源	丁 淇(194)
江西省茅排金矿成矿热液水源探讨	彭人勇(199)
应用氢氧环境同位素评价潞安矿区北区岩溶地下水天然资源量	付利群(202)
赵各庄矿区岩溶地下水的稳定同位素研究	潘曙兰(208)

环境地质学

关中盆地地下水氮污染源的同位素研究	田春声(213)
✓ 同位素技术在水环境保护中的应用	徐镜波 景体淦(217)
黄土剖面中钙结核的稳定同位素记录	陈 云(221)
湘南泥盆系碳酸盐岩碳、氧稳定同位素组成特征与古环境关系	李建明(225)
高放废物中几种重要核素的水文地球化学特征	周文斌(229)

人工同位素示踪

用氟化水测定冬小麦根系吸水速率的探讨	蔡雪梅 杨培岭 陆锦文(232)
--------------------------	------------------

应用单井同位素技术计算含水层参数探讨	许惠义	刘应桥(236)
同位素示踪方法在降水入渗研究中的应用 ✓	张光辉	费宇红(242)
水文地质参数的确定及其应用	孙 勇	(246)
冬小麦根系吸水功能的氡示踪研究	杨培岭 罗远培	陆锦文(250)
应用 ^{15}N 同时估测土壤氮素循环多个转化过程的速率	黄元仿	李韵珠(255)

实验方法及其它

土蕊样品含氡量的测定	杨怀元	韩国胜(262)
环境同位素水文地质研究取样方案的设计与样品采集	孙继朝	(266)
国外同位素水文地质学研究的一些进展	陈礼宾	(271)

海底热液烟囱物中氢氧稳定同位素的

温度和环境意义

吴世迎 白黎明

国家海洋局第一海洋研究所

1. 概述

海底热液烟囱物是一种广泛分布于世界大洋中脊和构造活动带的海底热液喷出产物。由于它富含 Cu、Zn、Fe、Ag 等金属，越来越受到人们的重视。作为极有远景的潜在的海底矿产资源，目前所发现的百余处海底热液矿化点，已成为人们探索新型海底矿产资源、研究现代矿化作用的天然实验场。

Scott (1983) 和 Sardar (1978) 对于东太平洋海隆热液场和红海多金属软泥物源模式研究认为，海底热液烟囱物的成因是与海水沿地壳裂隙下渗加热后上涌有密切关系。加热后的海水，由于活度加大，在对流上涌过程中不断溶解通道中玄武岩的各种有用元素，并在溢口处，以不同喷出温度产生出不同的热液矿物类型。本着这种见解，本文作者利用中德合作机会，在西太平洋马里亚纳海槽获取的 10 余站海底热液烟囱物样品作了 δD 和 $\delta^{18}O$ 的测定和初步研究。针对烟囱物的形成温度和形成环境特点，为进一步确定马里亚纳海槽海底热液活动类型提供了新的证据。

2. 实验物料和数据

据作者研究，马里亚纳海槽海底热液烟囱物主要是以蛋白石为代表的硅酸盐相低温热液产物，其次是含黄铁矿、白铁矿和重晶石的硫化物或硫酸盐相中高温热液烟囱物。

本文选取各烟囱体中的蛋白石矿物即 SiO_2 纯试样进行 δD 和 $\delta^{18}O$ 测试，它们分别应用惯用方法锌法制氢和 BrF_5 法制氧转 CO_2 流程，在 MAT251 质谱计上测得数据（见表所示）。

3. 讨论

3.1 海底热液烟囱物的 $\delta^{18}O$ 值所反映的形成温度

从测试得到的 29 组 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值数据中可见，海槽区热液烟囱物最大值达 37.3%，最小值为 11.3%，其中大于 30.0% 者约占总数值的 70%。

为了得到热液烟囱物的形成温度，Knauth 等 (1976) 研究认为，海相燧石 $\delta^{18}O$ 值是反映海底温度变化的，Kolodny 等 (1976) 则认为燧石是在成岩过程中由蛋白石转化而来的。依此论点，蛋白石的氧同位素组成应取决于 SiO_2 沉淀时液相的同位素组成和温度变化。现在我们沿用 Knauth 等 (1975, 1976) 提出的下列方程进行计算，

$$10^3 \ln \alpha_{\text{燧石}-\text{水}} = 3.09 \times 10^6 / T^2 - 3.29$$

在设定海水的 $\delta^{18}O$ 值为零的条件下 (Craig, 1961)，根据质谱计测得的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值，即可计算出蛋白石为代表的非晶质 SiO_2 的氧同位素温度 (t℃)。由结果可见，对于较

纯的硅质烟卤物, 氧同位素温度变化范围为 2.9–38.3℃, 且有颜色偏浅温度偏低趋势; 对于伴生有黄铁矿、白铁矿和重晶石的烟卤体, 特别是颜色偏深黑的部位, 氧同位素温度偏高, 如 19GTV 站的黑色皮壳温度 142.6℃, 深褐红色物为 87.4℃, 黄铁矿砂则高达 187.2℃; 31GTV 黑色皮壳也达 46.9℃, 与 Skirrow 等 (1982) 自加拉帕戈斯断裂带热液烟卤物所得的 60–172℃ 数据区间相类似。

表

马里亚纳海槽海底热液烟卤物测试结果

站号	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	换算温度 (t℃)	δD (SMOW)	站号	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	换算温度 (t℃)	δD (SMOW)
18GTV	34.0	14.9	-61.5	48GTV-1	21.3	81.5	
19GTV-1	20.5	87.4	-32.0	-2	21.9	77.2	-65.5
-2	32.4	21.2		-3	33.9	15.3	-70.9
-3	14.6	142.6	-27.7	51GTV-1	28.6	38.3	-74.0
-4	11.3	187.2		-2	21.0	83.7	
24GTV	32.1	22.5	-78.1	54GTV	22.6	72.5	
25GTV-1	30.5	29.6	-43.8	58GTV-1	33.2	18.0	-87.4
-2	33.3	17.6	-33.5	-2	33.3	17.6	
31GTV-1	31.1	26.7	-56.1	-3	34.9	11.5	-83.9
-2	30.5	29.4	-65.9	-4	36.3	6.4	
-3	31.0	27.2	-65.9	-5	35.5	9.2	-79.6
-4	30.1	31.2		65GTV-1	36.9	4.3	-60.5
-5	28.5	38.8	-63.7	-2	34.0	14.9	
41GTV	36.6	5.3	-69.5	-3	37.3	2.9	-51.3
				-4	37.0	3.9	

3.2 δD 值所反映的环境条件及 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图

据 Poreda (1985) 研究, 马里亚纳海槽和劳海盆玄武岩的 δD 值分别在 -32.2‰ ~ -46.5‰ 和 -43.2‰ ~ -69.7‰ 之间变化, 热液沉积物的 δD 值范围也在 -50‰ ~ -80‰ 之间。本文作者从热液烟卤物中蛋白石 (SiO_2) 所测 δD 结果, 既有与玄武岩相近的值, 又有和热液沉积物相似的值, 基本反映了热液产物温度较高 δD 偏大、反之也趋于偏小的特点。这从玄武岩的形成温度大于热液沉积物的形成温度, 其 δD 值也比热液成因产物数值大些得到印证。

纵观 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图, 从各站数据的散布来看, 并不显示地域性的差异, 而仅反映出存在着两种热液烟卤类型特点。一类为 19GTV 站热液产物, 其他则属另一类。这种特点在图中的两个圈闭区已反映得十分清楚, 与我们以往研究结论十分一致。

另外, 根据许多陆地矿床或热液产物大都与大气降水参加地下循环所发生的热液矿化作用相关, 并能很明确地从 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图中标出雨水线位置。本文图示, 雨水线应出现在图的右侧很远位置, 可以看作与此没有多少联系。依此推断, 只能认为马里亚纳海槽海底

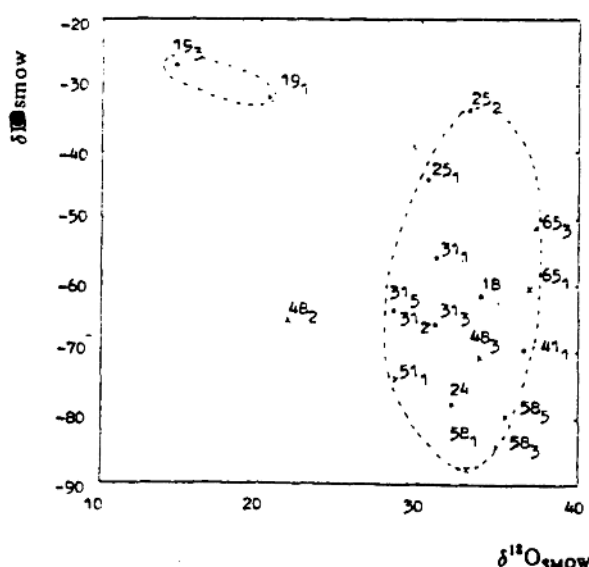


图 2 马里亚纳海槽海底热液烟囱物中 SiO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图

热液产物未受到大气降水的任何影响，而完全是在海洋环境下，即海水和溶滤的玄武岩物质所形成的海底热液循环产物。

4. 几点结论

(1) 氧同位素温度换算值体现了烟囱物的矿物类型特点，即较纯硅质烟囱形成温度偏低，仅为 $2.9\text{--}38.3^\circ\text{C}$ ；伴生有黄铁矿、白铁矿和重晶石矿物的颜色偏深黑的烟囱部位，形成温度较高，分别可达 142.6°C 和 187.2°C 。这表明，马里亚纳海槽海底热液活动性质为中低温矿物类型特征。

(2) $\delta^{18}\text{O}$ - δD 图除了仍然反映海槽区存在两种不同矿物类型热液产物外，根据图中数据落点位置特点分析，马里亚纳海槽海底热液烟囱完全是在海洋环境条件下，即海水与溶滤的海底玄武岩物质所形成的海底热液循环产物。

(3) 就方法学而言，本文应用的氢氧稳定同位素测试方法，在涉及大洋底新型矿产资源的形成及其与海水循环密切相关的海洋环境的演化研究上，所起到的作用应是十分显著的，在一些领域也是十分关键的。

致射

本文研究得到编号 49070264 国家自然科学基金资助，北京大学地质学系陈成业先生给予了大力帮助。

参 考 文 献

- (1) Scott, S.D., Proceedings OCEANS'83, San Francisco, 1983, 818-824.
- (2) Sardar, Z., Nature, 275(1978), 582-583.

- (3) Knauth, L.P. & Epstein, S., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40(1976), 1095-1108.
- (4) Kolodny, Y. & Epstein, S., *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40(1976), 1195-1209.
- (5) Knauth, L.P. & Epstein, S., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25(1975), 1-10.
- (6) Craig, H., *Science*, 133(1961), 1833-1834.
- (7) Skirrow, R. & Coleman, M.L., *Nature*, 299(1982), 142-144.
- (8) Poreda, R., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73(1985), 244-254.

中国大气降水氢氧同位素浓度场的时间

—空间展布及其环境效应^①

王东升

地矿部水文地质工程地质研究所

1. 中国大气降水同位素组成监测

地矿部水文地质工程地质研究所同位素水文地质研究室从 1985 年开始对中国大气降水氢氧同位素时空分布规律进行研究, 至今已历时近 8 年, 目前正处于总结阶段。研究经费得到本所、中国地质科学院和地矿部环境地质研究实验室支持。监测工作得到国内 20 个单位大力协助。样品检测比对活动由国际原子能机构 (IAEA) 统一安排。检测精度良好, δD 和 $\delta^{18}O$ 分别达到 1‰ 和 0.1‰。我已向 IAEA 汇交两批监测数据, IAEA 向我提供了全球大气降水氢氧同位素数据库软磁盘。旨在为中国水文地质工作者服务的中国大气降水氢氧同位素数据库正在开发中。

2. 中国大气降水的氢氧稳定同位素

2.1 中国大气降水线

根据 1985~1991 年监测数据求得 δD 和 $\delta^{18}O$ 年均值 (见表 1)。这些均值点, 在 δD - $\delta^{18}O$ 关系图 (见图 1) 上展布于全球大气降水线 ($\delta D = 8\delta^{18}O + 10$) 的两侧近傍, 其直线方程为:

$$\delta D = 7.7\delta^{18}O + 7.5 \quad (1)$$

中国大气降水线的截距为 7.5, 比全球大气降水线截距 (10) 和北半球大气降水线截距 (9) 略小, 这与中国东临太平洋、海岸线长有关。在相对湿度大于 70%, 干燥度小于 1.0 的中国东部近海地区, 截距更小, 其直线方程为:

$$\delta D = 7.5\delta^{18}O + 5.4 \quad (2)$$

而在相对湿度小于 60%, 干燥度大于 1.5 的内陆地区, 截距较大, 其直线方程为:

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 9.2 \quad (3)$$

与北半球大气降水线一致。

2.2 中国大气降水氢氧稳定同位素浓度场

如图 2 所示, 中国大气降水 δD 值由闽粤高值区 ($\delta D > -30\%$), 向北随着纬度升高而降低, 至天山-北山-阴山一线降至 -60% 以下, 向西随着远离海洋和地势升高而降低, 至昆仑-横断山一线也降至 -60% 以下。在闽粤高值区、北部低值区和西部低值区之间, 大气降水 δD 值变化于 -60% 至 -30% 之间, 其中, 黄河流域中纬度地区为 -50% 左右, 长江

①参加研究和实验工作的有刘恩凯、孙继朝、赵迎昌、刘进达、贾艳坤、杨素更、赵荣翠、周家文、李晶等同志。本文由王东升撰写。

流域为-40‰左右。 δD 为-40‰的等值线与 0.75 的干燥线基本重合, 而 δD 值为-50‰的等值线则与 1.0 的干燥线大体上一致。

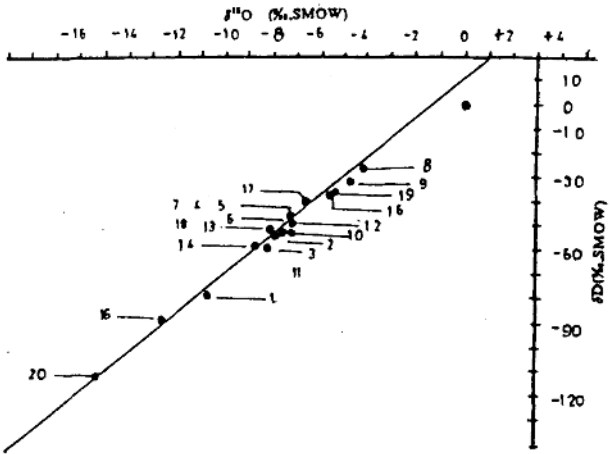


图1 中国大气降水 δD - $\delta^{18}O$ 关系图

台站编号:1-哈尔滨, 2-锦州, 3-石家庄, 4-烟台, 5-郑州, 6-南京, 7-武汉, 8-福州, 9-广州, 10-太原, 11-包头, 12-西安, 13-兰州, 14-张掖, 15-乌鲁木齐, 16-柳州, 17-遵义, 18-昆明, 19-成都, 20-拉萨。

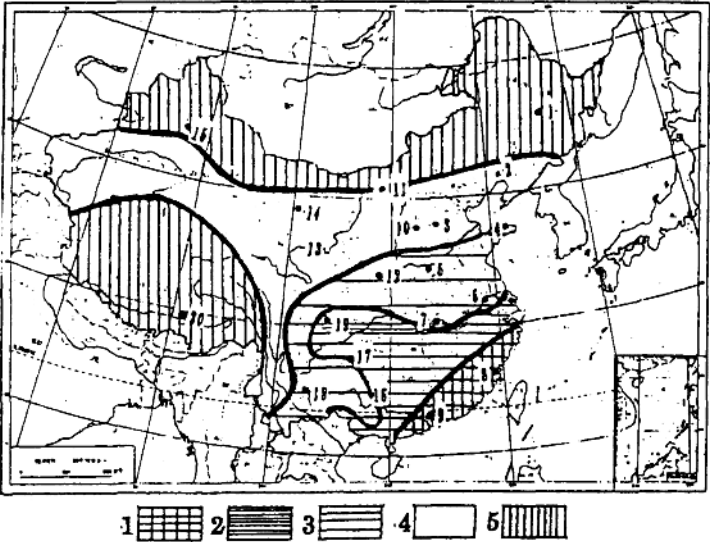


图2 中国大气降水 δD 分布图(1985-1991 年均值)

图例:1- $\delta D > -30\text{‰}$; 2- $\delta D = -40\text{‰} \sim -30\text{‰}$; 3- $\delta D = -50\text{‰} \sim -40\text{‰}$;
4- $\delta D = -60\text{‰} \sim -50\text{‰}$; 5- $\delta D < -60\text{‰}$ 。台站编号同图 1。

表 1 中国大气降水氢氧稳定同位素监测数据均值

台站编号	δD	$\delta^{18}O$	年均气温 (℃)	纬度 (° N)	高程 (m)
	(‰,SMOW)				
1	-77	-10.6	4.9	45.68	171.7
2	-54	-7.9	8.9	41.13	65.9
3	-53	-7.8	13.8	38.03	80.5
4	-48	-7.5	12.9	37.53	46.7
5	-46	-7.1	14.2	34.72	110.4
6	-49	-7.4	15.3	32.00	8.9
7	-36	-6.0	16.3	30.62	23.3
8	-26	-4.1	19.6	26.08	84.0
9	-31	-4.7	22.2	23.13	6.6
10	-51	-7.2	9.3	37.78	777.9
11	-58	-8.2	7.5	40.67	1067.2
12	-48	-7.1	13.3	34.30	396.9
13	-51	-8.0	9.1	36.05	1517.2
14	-58	-8.6	7.8	38.93	1482.7
14	-88	-12.5	6.7	43.78	917.5
16	-38	-5.7	21.0	24.35	96.9
17	-40	-6.3	15.3	27.70	843.9
18	-51	-7.9	15.0	25.02	1841.4
19	-36	-5.3	16.3	30.67	505.9
20	-111	-15.2	7.5	29.67	3648.7

2.3 中国大气降水氢氧稳定同位素的环境效应

中国大气降水氢氧稳定同位素浓度场受到多种环境因素控制, δ 值的变化归因于环境因素的变化, 表现出明显的环境效应:

(1) 海洋-陆地效应。当水汽从信风区海域(地球水汽主要生成区)向两极和陆地运移时, 由于多次降水-蒸发过程中同位素分馏而使水汽不断损失重同位素(2H 和 ^{18}O), 从而导致大气降水 δ 值从沿海向内陆降低, 就 δD 而言, 从闽粤沿海的 $> -30\%$ 至内陆降为 -88% 以下, 表现出海洋-陆地效应;

(2) 纬度效应。水汽从信风区海域向两极运移过程中重同位素的贫化导致大气降水 δ

值随纬度升高而降低,表现出纬度效应。在中国东部,由南向北,随着纬度由 $N20^\circ$ 增至 $N46^\circ$, δD 值由 -30% 降至 -77% 以下,该区 δ 值与纬度 (L) 呈线性关系:

$$\delta D = -1.7L + 9.0 \quad (4)$$

$$\delta^{18}O = -0.23L + 4.8 \quad (5)$$

(3) 高程效应。在中国南部低纬度地带,从东到西,随着高程 (ALT) 由 $7m$ 增至 $3600m$ 以上, δD 值由 -30% 降至 -111% ,表现出高程效应:

$$\delta D = -0.02ALT(m) - 27 \quad (6)$$

$$\delta^{18}O = -0.003ALT(m) - 4.3 \quad (7)$$

(4) 季节效应。中国大部分地区四季分明,冬寒夏暖。随着气温、风向和降水量的季节变化,大气降水 δ 值一般呈冬低夏高之势,表现出季节效应。

(5) 温度效应。天然水在蒸发-凝聚过程中氢氧稳定同位素的分馏强度与环境温度呈反比,这一温度效应具体地表现为高程效应和季节效应,部分地表现为纬度效应,并且成为引起大气降水 δ 值发生年际变化或多年变化的主要因素。根据 1985~1991 年监测数据统计,中国大气降水 δ 值与年均气温之间的线性关系较显著:

$$\delta D = 3.0t - 92 \quad (8)$$

$$\delta^{18}O = -0.4t - 13 \quad (9)$$

3. 中国大气降水的放射性同位素氙

3.1. 中国大气降水氙浓度的天然场和人工场

大气降水中氙来源于同温层宇宙射线产生的中子与氮原子的相互作用、热核装置爆炸和核设施泄漏等。地球上宇宙射线成因氙 (简称宇成氙) 总量约 $3 \sim 10kg$ 。1952 年以前大气降水中氙仅来源于宇宙射线,其浓度为 $5T.U.$ (低纬度沿海地区) 至 $20T.U.$ (高纬度内陆地区),构成大气降水氙浓度的天然场。

1952 年以后,热核装置的爆炸产生大量人工氙 (简称核爆氙),仅 1961~1962 年间即达 $200kg$,使北半球大气降水氙浓度在 1963 年增加三个数量级 (例如,石家庄地区 1963 年氙浓度约为 $2000T.U.$),成为叠加于天然场之上的人工场。1964 年暂停大气层核试验以后,大气降水中核爆氙浓度开始下降。

1986~1990 年的监测数据表明,如图 3 所示,中国大气降水氙浓度场的高值区在北纬 40 度附近,称“中纬度高氙带”,包括松辽盆地、鄂尔多斯盆地、柴达木盆地和塔里木盆地诸盆地的大部,其氙浓度变化于 $>60T.U.$ 或 $>40T.U.$ 之间。在中纬度高氙带以北,如准噶尔盆地和锡林浩特草原,以及在中纬度高氙带以南,如黄河中下游和长江中上游地区,统属“中氙带”,其氙浓度变化于 $35 \sim 60T.U.$ 或 $20 \sim 40T.U.$ 之间。中氙带被高氙带分隔为北南两部分,分别谓“北中氙带”和“南中氙带”。在“南中氙带”的东南,即长江下游和珠江流域为“东南低氙带”,而在“南中氙带”的西南,即雅鲁藏布江流域为“西南低氙带”,二者统称“低氙带”,其氙浓度小于 $25T.U.$ 或小于 $15T.U.$ 。在“低氙带”和“南中氙带”之间为“亚中氙带”其氙浓度变化于 $25 \sim 35T.U.$ 或 $15 \sim 20T.U.$ 。大气降水氙浓度场的上列分带是氙的时间效应和空间效应综合作用的结果。

3.2. 氙的时间效应

氙是放射性元素,半衰期 12.43 年,服从放射性衰变定律

$$N_t = N_0 \exp(-\lambda t) \quad (10)$$