

察尔汗盐湖石盐的流质包裹 体氢氧稳定同位素分析及其地球化学意义*

张保珍 范海波 张彭熹

(中国科学院盐湖研究所)

T.K.洛温斯坦

R.J.斯潘塞

(纽约州立大学宾汉姆分校)

(卡尔那里大学·加拿大)

提要 本文是在建立了盐酸胍法制备样品用于氧同位素分析方法研究的基础上,测定了察尔汗湖区各类天然水及 ZK88—01 占孔岩心的原生石盐流质包裹体氢氧稳定同位素组成。该方法适用于高盐度卤水微量 $\delta^{18}\text{O}$ 分析,具有成本低、操作简便和定量转化的优点,值得在国内推广。

根据原生石盐包体水 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布特征,论述了察尔汗盐湖距今 5 万年来湖水的演化历程。划分出三种不同成盐环境下的演化期,各期中古湖水体具有波动的继承性,各期间可能存在成盐环境的突变。根据天然水 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 关系初步获得该区蒸发线为: $\delta\text{D} = 2.5\delta^{18}\text{O} - 45.3$;证实了剖面上部淤泥水与达布逊湖水下渗有关;下部明显地有侧向水补给。

主题词 石盐流质包体 同位素分析 盐湖卤水演化 柴达木察尔汗

第一作者简介 张保珍 女 49岁 副研究员 稳定同位素地球化学

察尔汗盐湖位于柴达木盆地中部,是一个具有现代钾盐沉积的大型钾镁盐、石盐沉积矿床,在湖区范围内盐类沉积厚达数十米。成盐时代属更新世末期至今。关于该盐湖的盐类沉积和卤水演化历程的研究,前人做过较多的工作,但利用盐类沉积矿物流质包裹体和其它水体氢氧同位素组成来讨论其卤水的演化还未见报道。

本文根据 1988 年在察尔汗湖区所获得的 ZK88—01 占孔岩心中的原生石盐沉积以及部分其它水体样品,在开展了样品制备及分析方法研究的基础上,利用原生石盐包体水及其它水体的 δD 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值讨论该湖区晚更新世末期至今以来卤水的演化。ZK88—01 占孔的位置见图 1。

一、样品的制备与分析方法研究

(一) 制样方法的选择

1. 用于氧同位素分析的样品制备方法的选择 目前国内外实验室常用的方法是 BrF_5 法,常温、高温 $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ 平衡法及盐酸胍法。由于前面几种方法的设备条件要求较高,装置复杂,且有的记忆效应难于消除,有的可能存在盐度效应等缺点。笔者的研究对象无论是盐湖卤水抑或是石盐矿物包体水均为高盐度卤水,避免盐度效应的干扰是十分必要的。为

* 国家自然科学基金课题

此笔者选择了盐酸胍法, 该法具有成本低、操作简便和定量转化的优点。

2.用于氢同位素分析的样品制备方法的选择 目前将水分子中的氢转化为氢气的常用方法有: 锌炉法、锌封管法和金属铀法。与铀法相比锌法毒性小, 且不存在放射性物质的处理问题。利用活性碳可把由水转化的氢气全部吸收, 在分析 $<2\mu\text{l}$ 水样时仍可得到较高的精度。金属锌不吸附氢气。因此, 笔者选择了锌炉法用以制备待测样品。

在样品制备方法中锌炉法是较为成熟的方法, 本文将着重阐述盐酸胍法。

(二) 样品制备方法的条件试验

1.盐酸胍法制备 CO_2

盐酸胍法是国外最近几年发展起来的一种氧同位素分析制样方法。该法最初是由 P.D.Boyer 等 (1961) 建立的。随后 J.A.Viglino 等 (1985)、J.P.Dugan 等 (1985) 和

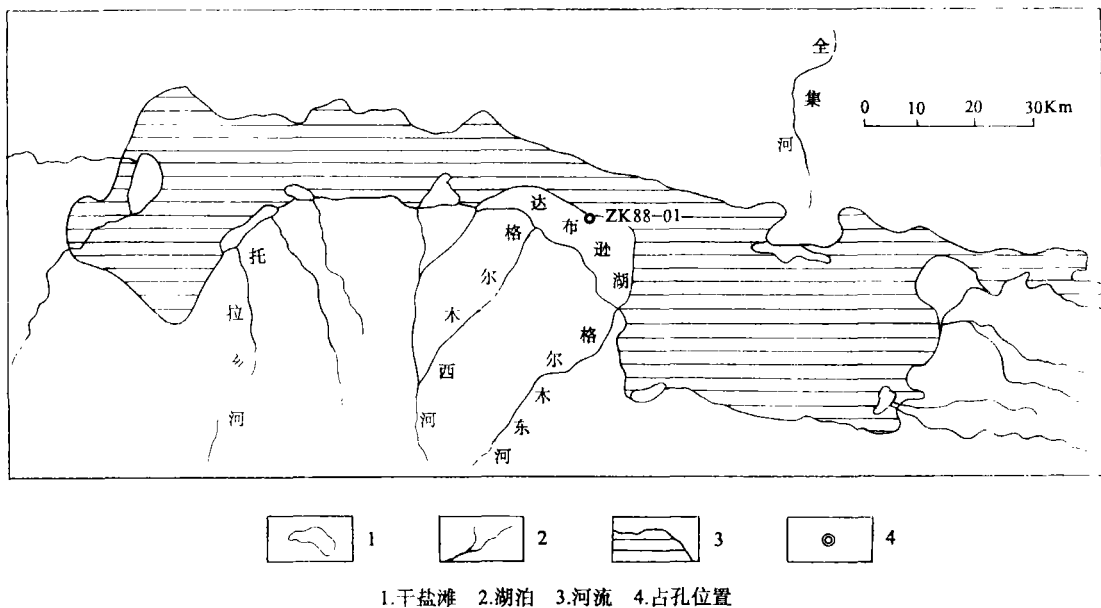


图1 察尔汗湖区 ZK88—01 占孔位置图

Fig.1 The location of the Core ZK88—01 on the Carhan Lake area

J.Bortnusick 等进行了改进。此方法的原理是: 水与盐酸胍在 260°C 反应生成 CO_2 和 NH_3 , 当温度低于 70°C 时 CO_2 与 NH_3 结合生成固态的氨基甲酸铵, 加热氨基甲酸铵并用酸吸收 NH_3 即可得到用于氧同位素测定的 CO_2 样品。

(1) 盐酸胍的制备及纯化

利用盐酸胍法制备 CO_2 , 要求高纯胍试剂, 但目前国内无高纯盐酸胍。为此作者进行了盐酸胍的合成及纯化, 其步骤如下:

甲、取 80g 碳酸胍 (纯度 $>99\%$), 加入 50%乙醇 200ml, 加热溶解, 然后再加入 20% 的盐酸酸化溶液至 $\text{pH}=4$, 将溶液蒸干即得到原料盐酸胍。

乙、将原料盐酸胍用丙酮冲洗, 然后放置以使盐酸胍中的丙酮全部挥发。

丙、取冲洗好的盐酸胍 10g, 加入 35ml 无水乙醇, 加热溶解后再加入活性炭, 继续加热 7 分钟后过滤, 并趁热在滤液中加入 16ml 苯, 经冷却沉淀后再过滤, 即可得到初步纯化

的盐酸胍。

丁、将初步纯化的盐酸胍每 15g 加入甲醇 15ml, 溶解后放入冷浴 (-70°C) 中, 盐酸胍结晶出, 再经过滤、干燥即完成纯化。

(2) 转化装置及实验步骤

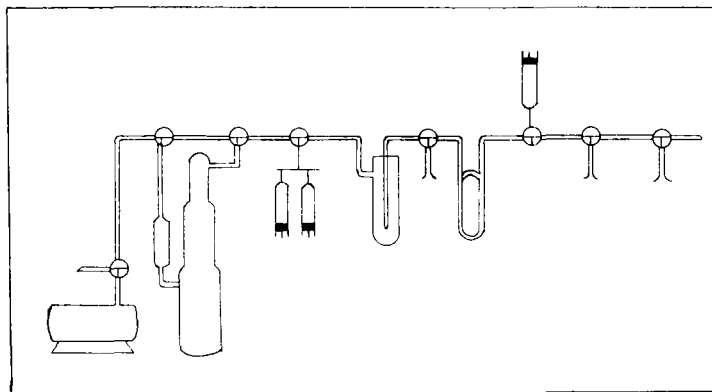
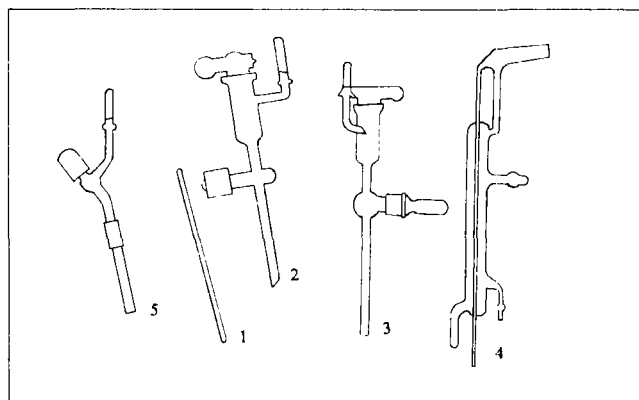


图 2 盐酸胍法真空系统装置图

Fig.2 The vacuum system for the Guanidine hydrochloride method



1.反应管 2.3.折封装置 4.手灯 5.注水装置

图 3 样品转化制备装置

Fig.3 The water sample converting vacuum instruments

为实现用盐酸胍法制样, 笔者设计了一条真空系统 (图 2) 并试制了一套反应转化装置 (图 3)。

实验步骤: 取数支反应管, 每支加入 60mg 盐酸胍放入 110°C 烘箱中恒温蓄存储备用。制样时将装有盐酸胍的反应管接通于注水装置的下端, 并使注水器与真空系统连接, 抽真空至 4×10^{-3} 毛; 用手灯加热反应管至盐酸胍熔化, 继续抽真空, 除去胍晶体吸附的空气和水。待反应管冷却后, 将管底 2cm 浸于酒精加液氮的冷浴中, 关闭接泵活塞, 通过硅橡胶垫用

微升注射器注入 8 μ l 水, 约 5 分钟后, 将冷浴器提高使反应管底部浸没至 5cm 处, 打开活塞抽去不冷凝气体, 用手灯缓慢加热反应管的上部封闭反应管。

在制备好足够的装有反应物的反应管后, 以十支为一组用铝箔包好, 放入 260 $^{\circ}$ C 炉中加热 8 小时以上, 热毕使反应管冷却, 已发生反应的管壁有一层白色物质覆盖, 反应后的管子可长期保存。

表 1 盐酸胍法对标准水的测定结果

Table 1 The oxygen isotope analytical results of some standard water samples using guanidine hydrochloride method

标样名称	测定水量 (μ l)	$\delta^{18}\text{O}$ 测定值 (%)	$\delta^{18}\text{O}$ 平均值 (%)	σ ①	报道值 (%)
ANU-P ₁	8	-4.57	-4.66	± 0.15	-4.5②
ANU-P ₁	8	-4.74			
ANU-P ₁	8	-4.47			
ANU-P ₁	8	-4.52			
ANU-P ₁	8	-4.82			
ANU-P ₁	8	-4.63			
ANU-P ₁	8	-4.86			
北大自来水	8	-8.58	-9.07	± 0.30	-9.09
北大自来水	8	-9.37			
北大自来水	8	-9.35			
北大自来水	8	-9.16			
北大自来水	8	-9.02			
北大自来水	8	-8.92			
V-SMOW	8	0.11	0.05	± 0.16	0
V-SMOW	8	0.21			
V-SMOW	8	-0.06			
V-SMOW	8	0.31			
V-SMOW	8	0.00			
V-SMOW	8	0.09			
V-SMOW	8	-0.11			
V-SMOW	8	-0.13			

① * $\sigma = \sqrt{\frac{\sum \Delta^2}{n-1}}$ 下同

② * ANU-P₁ 由澳大利亚国立大学提供

表 2 常温 CO₂-H₂O 平衡法、盐酸胍法对比测定结果

Table 2 The comparison of data taken from the normal CO₂-H₂O equilibrium and guanidine hydrochloride method

编号	常温 CO ₂ -H ₂ O 平衡法			盐酸胍法		
	$\delta^{18}\text{O}$ 测定值 (%)	平均值 (%)	σ	$\delta^{18}\text{O}$ 测定值 (%)	平均值 (%)	σ
1	-7.88	-7.98	± 0.12	-8.10	-7.93	± 0.17
2	-7.91			-7.84		
3	-8.12			-7.80		
4	-8.06			-8.09		
5	-8.08			-8.02		
6	-7.84			-7.70		

测样时 CO_2 可通过下述步骤取得: 在制备好反应物的反应管的上部 4cm 处用玻璃刀刻痕, 并连同 2 滴 100% 的 H_3PO_4 放入折封装置中。折封装置的上部为接有标准磨口的油活塞, 中部是用无油活塞、标准磨口改制的折封器, 旋转折封器把手将反应管拧断。将装好反应管和 H_3PO_4 的折封装置接到真空系统上, 抽真空至 $4 \times 10^{-3} \text{mmHg}$, 关闭折封器上部活塞, 取下整个装置, 然后断开反应管, 再把装置放入 80°C 的水浴中加热一小时。

加热毕的装置接到质谱仪的进样口上, 用 -78°C 的冷浴浸没装置下部的含酸部分, 打开装置上部的活塞, 制备好的 CO_2 即进入质谱仪的进样系统, 以通常的方式即可测定 $\delta^{18}\text{O}$ 值。本文所涉及的氢氧同位素测定, 均在 MAT-251 质谱仪上完成。

表 3 察尔汗石盐矿物包体水 $\delta^{18}\text{O}$ 分析结果

Table 3 The $\delta^{18}\text{O}$ data of halite fluid inclusions in the Carhan Lake

序号	$\delta^{18}\text{O}$ 测定值 (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ 平均值 (‰)	σ
1	9.46	9.80	± 0.61
2	10.34		
3	10.10		
4	10.22		
5	8.89		

表 4 石盐包体水 δD 分析结果

Table 4 The δD data of halite fluid inclusions

序号	δD 测定值 (‰)	δD 平均值 (‰)	σ
1	-18.4	-23.7	± 4.8
2	-22.4		
3	-21.1		
4	-18.4		
5	-27.6		
6	-30.6		
7	-27.2		

(3) 标准水的测定结果

笔者对 V-SMOW、北京大学自来水、澳大利亚堪培拉国立大学 ANU-P₁, 三种标准水用盐酸胍法进行了测定, 其结果列于表 1。与此同时笔者也对西宁市中国科学院盐湖研究所的自来水用 CO_2 平衡法和盐酸胍法进行了比较测定, 其结果列于表 2。

从上述两表可清楚地看出盐酸胍法用于微量水氧同位素测定可得到满意的结果, 其误差与 ml 量级 $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ 常温平衡法相当。

(4) 石盐包体水样品的测定

选取纯净的石盐矿物并用无水乙醇冲洗后, 粉碎至毫米级, 再用无水乙醇、丙酮冲洗, 最后第三次用无水乙醇冲洗并干燥。

将处理好的石盐样品 900mg 左右装入石英管中, 把石英管、装有盐酸胍的反应管同时连接到真空系统上, 抽真空至 $4 \times 10^{-3} \text{mmHg}$, 并保持 30 分钟以上, 用以消除石盐表面的吸附水。

抽好真空后, 先用液氮冷浴浸冻胍反应管的底部, 并用手灯加热装有样品的石英管, 使管中石盐爆裂, 约 10 分钟后用酒精加液氮的冷浴更替原冷浴, 2 分钟后升高冷浴器, 抽真空并用手灯将反应管封闭, 以后的操作步骤与上节微量水的分析相同, 对石盐矿物包体水的条件试验分析结果列于表 3。

根据上述数据并考虑到其它矿物进行包体水氧同位素分析的偏差, 可以认为盐酸胍法用于石盐包体水的氧同位素分析是可行的。

2. 锌炉法制备 H_2

作者利用 MAT 公司的锌炉装置进行了石盐包体水的 δD 测定。其方法区别于水样制 H_2 时的不同之处为: 取下注水口, 接上装有石盐样品的石英管, 通过石英管加热石盐, 使包体爆裂, 并将包体水冻入冷阱中, 然后进行转化, 其步骤均与水的转化相同。条件实验结果列

上表4。由此可见, 铗炉法用于石盐包体水的氢同位素测定也是可行的。

(三) 原生石盐样品的选取及其分析结果

在现代盐湖沉积中原生石盐是指由湖水蒸发而析出的石盐。但是在现代盐湖沉积剖面中大部分石盐沉积是表面卤水垂直或侧向渗入松散含粘土的碎屑沉积层后, 经后生而成的石盐。关于原生石盐所具有的结构构造特征 L.A.Hardie 等 (1983) 和 T.K.Lowenstein

表5 察尔汗湖区 ZK88—01 占孔岩心原生石盐包体水 $\delta D, \delta^{18}O$ 测定结果
Table 5 The δD and $\delta^{18}O$ data of Primary halite fluid inclusions
in the Core ZK88—01 of Carhan Lake

样品编号	采样深度 (m)	$\delta^{18}O\%$ (SMOW)	$\delta D\%$ (SMOW)
C1—3	0.20	7.61	-23.7
C2—4	1.03	5.65	-33.3
C4—1	2.80	5.64	-27.8
C4—7	3.30	6.83	-34.9
C8—1	6.50	3.40	-41.2
C9—2	8.80	-1.34	-72.0
C11—3	9.60	0.75	-65.5
C12—1	10.40	2.21	-69.6
C14—1	12.44	1.35	-75.8
C18—2	14.35	3.38	-51.1
C18—3	14.40	2.50	-51.7
C36—4	24.33	8.66	-18.1
C56—1	36.75	8.51	-14.0
C57—3	37.27	8.46	-9.4
C58—4	38.14	8.56	-12.2
C59—1	38.36	8.92	-12.9

表6 察尔汗湖区某些天然水的 $\delta D, \delta^{18}O$ 测定结果
Table 6 The δD and $\delta^{18}O$ data of some nature water samples
from Carhan Lake

样品名称	采样地点	$\delta^{18}O\%$ (SMOW)	$\delta D\%$ (SMOW)
溶塘水	达布逊北部溶湖区	-3.01	-51.0
溶塘水	达布逊北部溶湖区	-0.96	-51.4
溶塘水	达布逊北部溶湖区	2.08	-47.0
溶塘水	达布逊北部砂丘带	-1.17	-58.7
承压淡卤水	察尔汗北部溶湖区	-5.72	-62.1
表面卤水	达布逊湖北缘	-0.16	-44.2
表面卤水	达布逊湖北缘	-0.45	-44.5
表面卤水	达布逊湖南缘	-1.98	-46.9
表面卤水	达西湖北缘	4.54	-32.4
表面卤水	达西湖北缘	-2.12	-46.9
晶间卤水	达布逊湖北岸	0.24	-47.7
晶间卤水	达布逊湖北岸	0.76	-46.2
晶间卤水	达布逊湖北岸	0.19	-42.0
晶间卤水	达布逊湖北岸	2.60	-36.9
河水	戈尔木电站	-9.66	-69.8
河水	昆仑桥	-11.38	-71.2

(1985) 已做过详细研究。其研究表明: 由湖水中直接析出的石盐具有人字形包体带、漏斗晶、盐船等特征。

实验室石盐溶液人工培养的石盐也确有包体带特征, 而后生石盐虽有包体但不具备人字形带特征, 且石盐晶体中常包裹有泥粒。笔者主要以人字形包体带结构作为识别标帜。

选好的原生石盐矿物样品用上述实验条件确立的方法进行了包体水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 测定。与此同时作者也分析了该湖区的其它水体, 其结果分别列于表 5、6、7。

表 7 ZK88—01 占孔岩心淤泥水 δD 、 $\delta^{18}O$ 测定结果
Table 7 The δD and $\delta^{18}O$ data of the pore fluid in core ZK88—01

样品编号	采样深度 (m)	$\delta^{18}O\%$ (SMOW)	$\delta D\%$ (SMOW)
PF—1	1.75	0.28	-43.9
PF—2	4.53	0.02	-43.2
PF—5	6.83	-0.19	-40.8
PF—6	7.72	1.27	-53.1
PF—7	9.27	-1.45	-55.7
PF—10	12.73	-1.11	-52.6
PF—12	13.49	-1.51	-48.8
PF—13	15.57	-1.27	-44.7
PF—15	17.14	-1.05	-48.3
PF—16	18.10	-3.03	-50.5
PF—18	18.65	-1.53	-52.3
PF—19	19.45	1.42	-41.8
PF—20	19.70	-1.62	-52.2
PF—21	21.58	-0.44	-46.5
PF—22	23.60	-1.44	-49.0
PF—23	25.46	-1.54	-44.0
PF—24	27.40	-3.86	-55.7
PF—25	28.70	0.32	-44.8
PF—26	30.01	-0.14	-41.0
PF—27	31.80	-1.41	-53.7
PF—28	33.90	-3.73	-53.4
PF—29	35.20	-0.33	-51.3
PF—30	36.70	1.51	-39.7
PF—32	38.42	-3.58	-49.4
PF—33	40.90	-1.79	-47.6
PF—34	43.60	-1.13	-49.5
PF—35	44.50	-1.50	-52.0
PF—37	46.40	-1.47	-54.0

二、察尔汗 ZK88—01 孔岩心原生石盐包体水及其它天然水 δD 、 $\delta^{18}O$ 测定结果的讨论

(一) ZK88—01 占孔岩心石盐沉积特征

察尔汗湖区的石盐沉积, 大体上可分为两类, 即直接由湖泊自由表面卤水析出而沉积的原生石盐和粘土碎屑沉积层中的后生形成的石盐。从笔者所获得的剖面中 (图 4) 可清楚地

看出至少有 16 层原生石盐，也就是说察尔汗盐湖至少经历了 16 次表面湖水析盐阶段，后生石盐的形成可能是相对密度较大的自由表面卤水垂直下渗，也可能是测向卤水浸入含粘土碎屑层的结果。

据黄琪等人对下部后生石盐的铀系法断代测定的结果：在剖面深度 21.68—21.84m、41.30—41.45m 的后生石盐为全新世的产物，其年龄分别为 9600 ± 590 和 8660 ± 570 (a.B.P)，它远远低于相同层位沉积物的年龄。总之察尔汗湖区的石盐沉积大部分为后生石盐沉积湖水环境沉积的原生石盐相对较少，或者是保存得较少。

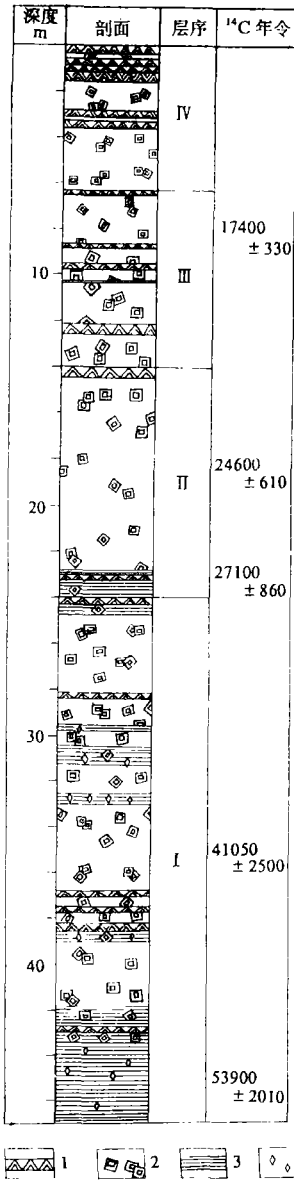
(二) ZK88—01 占孔岩心原生石盐包体水 δD 、 $\delta^{18}O$ 的垂直变化

原生石盐包体水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值反映古卤水湖各析盐阶段时的水同位素组成，从而可作为推测该湖区卤水演化的依据之一。根据笔者所获得的原生石盐包体水同位素组成变化 (图 5)，可明显地看出深度 24m 以下的原生石盐包体水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值相对较高，而且各层的值较为接近因而可以认为在 24m 以下的各析盐阶段卤水有着相同的析盐环境；在 8.8—24m 间原生石盐包体水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值波动较大，其变化趋势是由老至新为降低的过程。8.8m 以上的原生石盐包体水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值也是波动的，但其变化趋势则为增高的过程。由此可见察尔汗盐湖经历了三种不同的析盐环境。

(三) 察尔汗湖区原生石盐包体水及其它天然水 δD 、 $\delta^{18}O$ 的分布特征

笔者根据各类水体 δD 、 $\delta^{18}O$ 值做关系图 (图 6)，并通过河对河水、湖水、喀斯特水、晶间水等的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值的回归计算，初步获得一相关系数为 0.96 的直线 (图中虚线)，此线方程为： $\delta D = 2.5\delta^{18}O - 45.3$ 。笔者认为它代表了察尔汗地区的蒸发线，该线与世界雨水线的交点 ($\delta D = -71.1\text{‰}$ 、 $\delta^{18}O = -10.31\text{‰}$) 与戈尔木上游河水、昆仑山溶雪水的 δ 值相近。达布逊湖、达西湖现代湖水承压地下淡卤水、晶间卤水均落在蒸发线附近，可以认为上述这些水体主要源于昆仑山区。察尔汗盐滩北部的喀斯特水虽然也在蒸发线附近，但有的点偏离较远，众所周知湖区北部溶塘带恰巧位于柴达木盆地中部三湖深大断裂带的东部，该地区可能有深部水或油田水的补给，一些喀斯特水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 关系值出现偏离蒸发线是可以理解的，但要证实它还需做更多的工作。

原生石盐包体水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 关系可明显地分为三区。I 区即 24m 深度以下石盐包体水 δD 、 $\delta^{18}O$ 关系点比较集中并偏离于蒸发线的上方；II 区即深度 8.8—24m 之间石盐包体水



1.原生石盐 2.后生石盐 3.含粉砂淤泥 4.石膏
图 4 察尔汗盐湖 ZK88—01 占孔石盐沉积剖面

Fig.4 The profile of the core ZK88—01 Carhan Lake

δD 、 $\delta^{18}O$ 关系点对蒸发线有更大的偏离, 且居于线的下方, 它表明为相对贫氘的特征; Ⅲ区即 8.8m 以上石盐包体水 δD 、 $\delta^{18}O$ 关系点均落在蒸发线附近, 表明该期原生石盐的沉积环境与现代大体相当。这里值得指出的是: 只有达西湖北缘极浅水处的一个湖水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 关系点落入该区, 其它各点远没有那么高的 δ 值, 由此可见达布逊湖是冰后期的溶蚀湖。

(四) ZK88—01 占孔岩心淤泥水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 的分布特征

所谓淤泥水系指钻探过程中利用淤泥水采集器现场采集的淤泥沉积或含后生石盐的泥质碎屑沉积层岩心中的水。该类型水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 的垂直分布如图 7。从图中可明显看出沉积淤泥碎屑物时湖水的 δD 、 $\delta^{18}O$ 值远较析盐时期的湖水同位素组成低得多, 只有在深 10m 左右

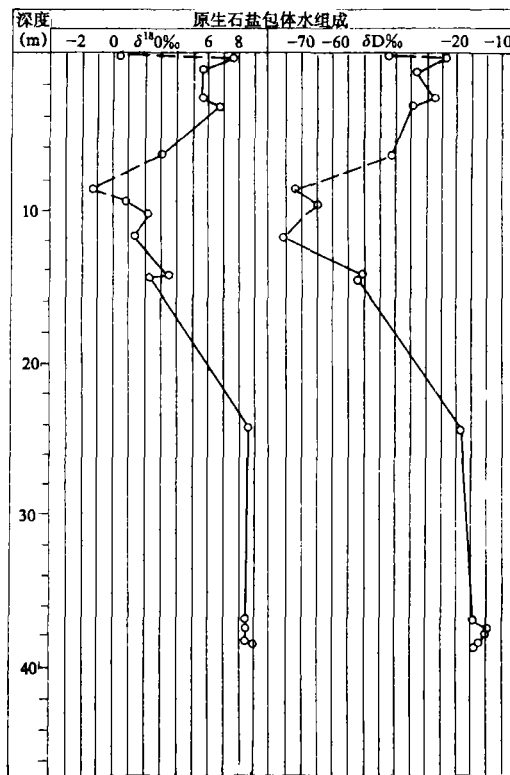


图 5 察尔汗湖区原生石盐包体水 δD 、 $\delta^{18}O$ 垂直变化

Fig.5 The vertical variation of δD 、 $\delta^{18}O$ data of the primary halite fluid inclusions taken from Carhan Lake

时才大体相当; 剖面上部即 8.8m 以上的沉积物淤泥水 δD 、 $\delta^{18}O$ 与现代湖水接近, 该段淤泥水的成因, 可以认为是表面自由卤水垂直下渗的结果; 8m 以下特别是下部后生石盐碎屑层沉积淤泥水多有后期侧向水的补给, 特别是下部虚线箭头所指处的石盐碎屑沉积层有明显地侧向水补给。

关于淤泥水的成因从图 8 可清楚地看出它与第 I、II 期形成石盐时的古湖水有较大的区别, 可以认为淤泥水主要受第 III 期沉积石盐时的古湖补给水的影响。笔者从淤泥水 δD 、 $\delta^{18}O$

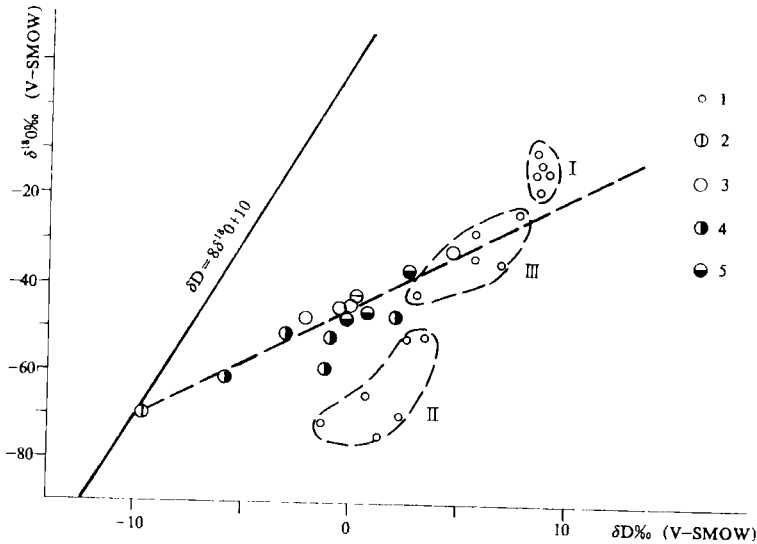
的平均值可以清楚地看出,它与承压淡卤水、晶间卤水的平均组成点一样,均落在该区的蒸发线上,可见这些水的来源主要为昆仑山区。当然并不排除个别偏离蒸发线较远的点有其它类型水掺杂。 $\delta D, \delta^{18}O$ 关系表明:现代的淤泥水是同生沉积水经历了激烈的冰后期补给水改造的结果。

(五) 近五万年来察尔汗盐湖的演化

ZK88—01孔 47m 的湖相沉积物岩心,经黄琪、梁青生等用放射性碳和铀系断代法测定属距今五万年来的沉积物,其测定结果见图 9。

作者根据沉积物年代及原生石盐包体水 $\delta D, \delta^{18}O$ 值,做时间、 δ 值曲线(图 10),依其曲线变化的趋势,可将察尔汗盐湖距今五万年来成盐环境的演化划分为三期。

1. 相对稳定干化期(约 5.0×10^5 — 3.0×10^5 a.B.P.) 古察尔汗湖经历了长期的蒸发,湖水 δ 值达到了很高的程度,且各析盐阶段卤水的 $\delta D, \delta^{18}O$ 值非常接近,它表明该期古湖是



1.原生石盐包体水 2.河水 3.湖水 4.喀斯特水 5.晶间卤水

图 6 察尔汗湖区石盐包体及其它水体 $\delta D, \delta^{18}O$ 关系图

Fig.6 The $\delta D, \delta^{18}O$ relationship of the primary halite fluid inclusions and some water samples taken from Carhan Lake area

由深水往浅水过渡,在 4.5×10^5 a.B.P.时才第一次进入析盐阶段,此时湖水虽变浅,但其水体规模仍较大,从而才能保证该期各阶段的析盐卤水有着相近似的 δ 值。从原生石盐包体水 δ 值和沉积岩性分析,虽然该期经历了湖水蒸发大于补给和补给水大于蒸发的波动,但是析盐卤水环境是相对稳定的,从大量后生石盐的存在证实古湖处于干化的演化环境中。该期气候环境可能相当于玉木冰期中的间冰阶。

2. 低温波动干化期(约 3×10^5 — 1.5×10^5 a.B.P.) 该期析盐卤水 $\delta D, \delta^{18}O$ 值波动较大,随着时间的推移析盐卤水 δ 值的变化趋势为一降低的过程,在 1.5×10^5 a.B.P.时达到最低值。此期察尔汗古湖有大量贫 $\delta D, \delta^{18}O$ 水补给,以致于改变了析盐卤水的同位素组成,或者是稳定干化的末期古湖进入干枯、半干枯阶段。从包体水 δ 值可以看出,原生石盐无疑是在比现今冷得多的气温条件下析出的。推测此期相当于玉木盛冰期,大多数学者认为:冰

期在中、低纬度地区表现为雨期, 从该期的沉积剖面中也可清楚地看出, 底部有厚约十米的含粘土碎屑沉积层, 推测为雨期或冰期产物, 尽管该层有着大量的石盐, 但它们并不是同生而是后生沉积。

3. 增温波动干化期 (约 1.5×10^5 a.B.P. 至今) 原生石盐包体水的 δ 值波动变化较大,

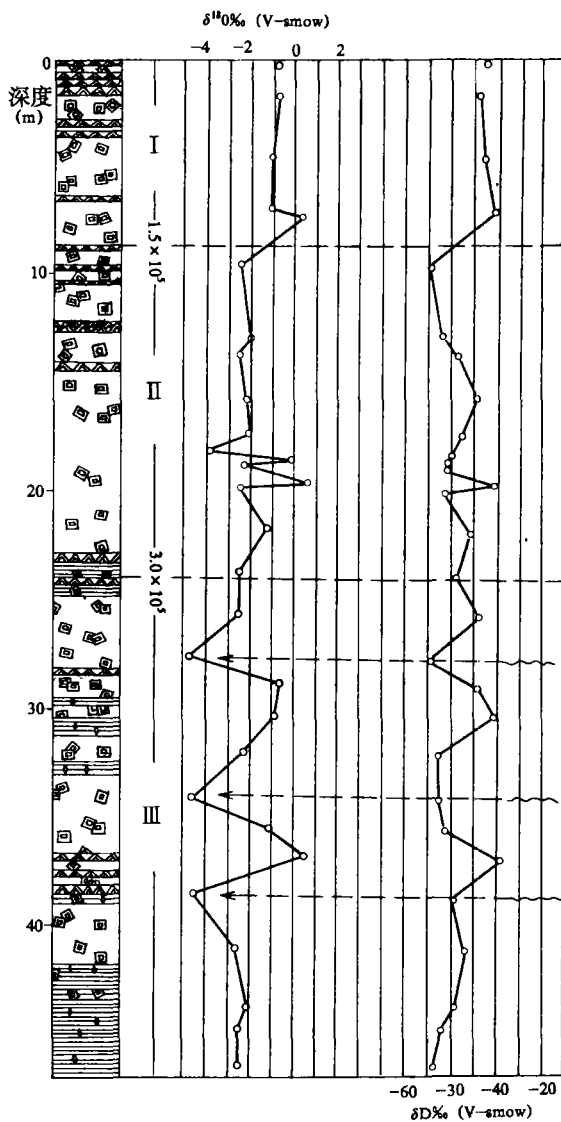
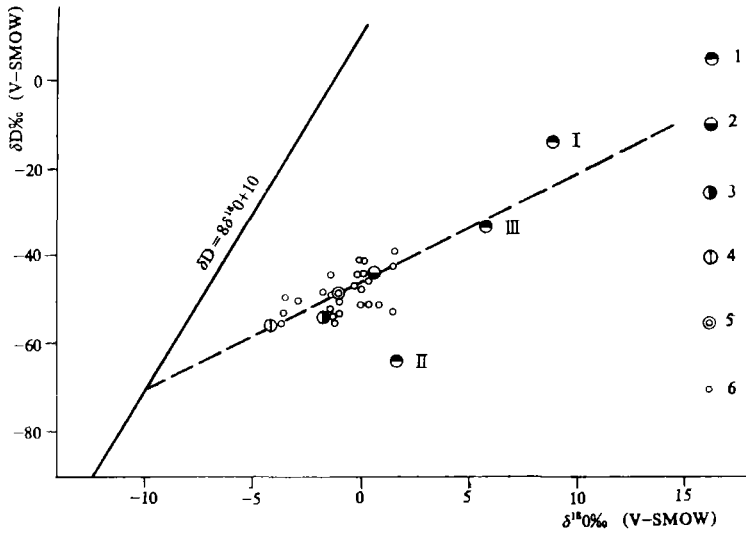


图 7 ZK88—01 孔淤泥水 $\delta D, \delta^{18}O$ 垂直变化图

Fig.7 The vertical Variation of $\delta D, \delta^{18}O$ data of the pore fluid in Core ZK88—01

其变化总趋势为 δ 值增高。古湖经历了晚冰期极低温后, 进入冰后期, 随着温度的回升、蒸发量的加大, 湖水重同位素又在不断积累, 从而使原生石盐包体水的 $\delta D, \delta^{18}O$ 值具有波动上升的特征。

目前在察尔汗湖区尚未发现与第一期 δ 值相近似的水体，高 δ 值的第一期原生石盐包体水是古湖长期稳定蒸发，水的重同位素不断富集的结果；随后进入盛冰期大量贫重同位素的



- 1.原生石盐包体水平均值 2.晶间水平均值 3.卡斯特水平均值
- 4.承压淡卤水值 5.淤泥水平均值 6.淤泥水值

图8 察尔汗湖区淤泥水及其它水体 $\delta D, \delta^{18}O$ 关系图
 Fig.8 The $\delta D, \delta^{18}O$ relationship of the pore fluid and some water samples taken from Carhan Lake area

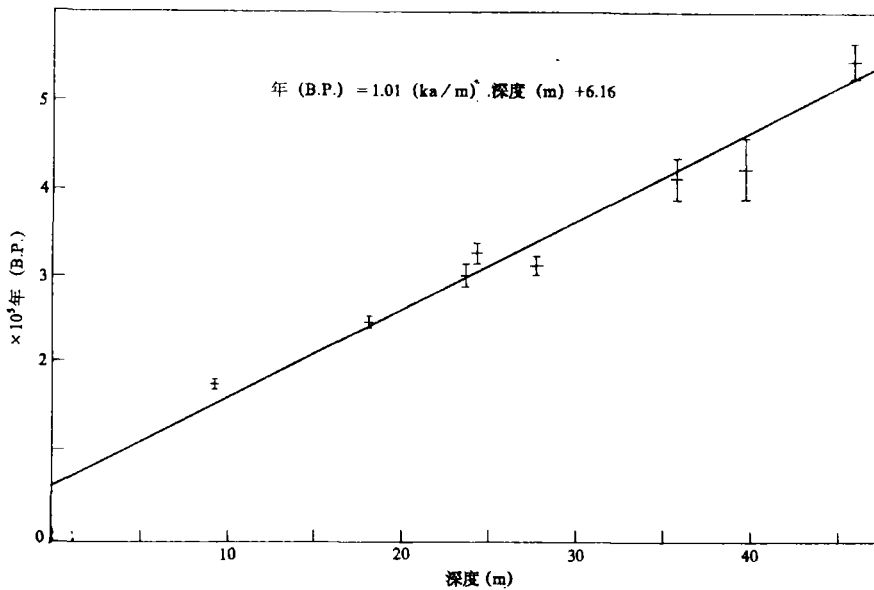


图9 ZK88—01孔沉积物深度与年龄关系图

Fig.9 The relationship between the depth of sediments and its age in ZK88—01 hole

水补给湖区, 由于补给水溶解了第一期形成的石盐, 尽管湖水的 δ 值很低, 但是盐度仍很高, 所以在该期干冷的气候条件下析出了贫重同位素包体水的原生石盐; 冰后期察尔汗古湖

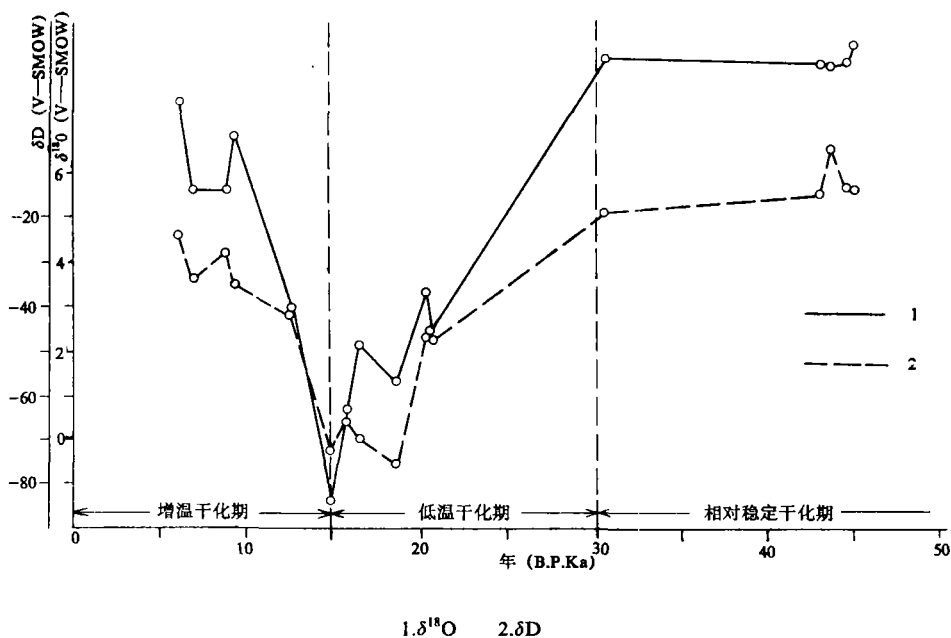


图 10 ZK88—01 析盐卤水 $\delta D, \delta^{18}O$ 与时间关系曲线

Fig.10 The relationship curve between brine $\delta D, \delta^{18}O$ and time

进入第三演化期, 由与现代补给水 δ 值相近的昆仑山区水补给, 溶解了低温波动干化期顶部的石盐沉积, 再经蒸发而形成第三期石盐沉积。现代察尔汗湖区的广大干盐滩属此期石盐沉积。

在各成盐环境演化期内, 从包体水的 $\delta D, \delta^{18}O$ 值比较接近或变化趋势方向基本一致的特征判断, 各演化期内的成盐环境、析盐水体具有其继承性。但是, 各演化期间则存在着突变, 或者是水体的不连续性, 或者是气候环境的突变。

现在的达布逊湖湖水的 $\delta D, \delta^{18}O$ 值比第三演化期沉积的顶部原生石盐包体水的 δ 值低, 很难设想达布逊湖是第三演化期末的残余母液。应该说达布逊湖与达西湖一样, 是在察尔汗干盐湖基础上新生的溶蚀湖。

三、结 论

(一) 盐酸胍法制备氧同位素分析待测样品是一种快速、简便、低成本和定量转化的新方法, 它对高盐度卤水、矿物包体水、吸附水和氧化物中氧同位素的测定, 具有一定的优越性, 值得在我国推广。微量石盐矿物包体水同位素分析方法的建立, 对蒸发岩类沉积地球化学研究、对沉积环境学研究等具有一定意义。

(二) 在察尔汗湖区 ZK88—01 孔 40 余米的石盐、含粘土碎屑石盐沉积层中, 直接由表面湖水沉积而形成的石盐相对较少, 大量的石盐沉积是后生的。这是因为表面湖水原生沉积

的石盐有相当部分被溶解和具有大量松散碎屑层沉积使后生石盐有着良好的生成环境之故。

(三) 原生石盐包体水 δ 值的垂直变化, 反映了古湖卤水的三个不同演化阶段。第一期包体水具有较高的 δ 值是察尔汗古湖经历了长期演化连续蒸发的结果, 第二期约始于 3×10^5 a.B.P. 而结束于约 1.5×10^5 a.B.P. 析盐卤水处于玉木盛冰期, 原生沉积的石盐包体水有着较低的 δ 值, 只有第三期 (约始于 1.5×10^5 a.B.P. 至今) 的卤水演化析盐环境与现代相当。各演化期中水体是连续的, 然而各演化期间则存在着突变性。

(四) 现代察尔汗湖区的各类天然水的 δ 值分布呈线性关系, 并初步获得该湖区的蒸发线方程为: $\delta D = 2.5\delta^{18}O - 45.3$ 。湖区现代各类天然水的补给源, 以昆仑山分水岭北侧的地表、地下水为主, 各别喀斯特水、淤泥水的 δ 关系值偏离蒸发线表明, 不能排除有深部水补给的可能性, 但可以肯定其补给量远小于昆仑山区补给水。淤泥水的 δ 值表明, 上部受现代湖水下渗影响强烈, 下部明显地有侧向低 δ 值水补给。

收稿日期 1989 年 8 月 17 日

参 改 文 献

- (1) 张彭熹等, 1987, 柴达木盆地盐湖. 科学出版社.
- (2) 中国科学院中澳第四纪合作研究组编, 1987, 中国—澳大利亚第四纪学术讨论会文集. 科学出版社.
- (3) 袁见齐, 1980, 察尔汗盐湖钾矿床的形成条件. 地质研究, 第2期.
- (4) P.D. Boyer *et al.*, 1961, *Anal. Chem.* Vol. 33, p. 1906-1909.
- (5) J.A. Viglino *et al.*, 1985, *Chem. Geol.* Vol. 49, p. 141-157.
- (6) J.P. Dugan *et al.*, 1985, *Anal. Chem.* Vol. 57, p. 1734-1736.
- (7) L.A. Hardie *et al.*, 1983, The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. Sixth International Symposium on Salt, Vol., 1, p. 11-39.
- (8) T.K. Lowenstin *et al.*, 1985, *Sedimentology*, Vol. 32, p. 627-644.

HYDROGEN AND OXYGEN STABLE ISOTOPE ANALYSES OF FLUID INCLUSIONS IN HALITE IN CHARHAN SALT LAKE WITH GEOCHEMICAL IMPLICATIONS

Zhang Baozhen Fan Haibo Zhang Pengxi

(The salt lake Institute, Academy Sinica, Xining)

Abstract

The stable isotope composition of primary fluid inclusions in a crystal represents the isotopic composition of the liquid in which that crystal formed. By studying the isotope composition of the primary fluid inclusions in evaporite minerals from ancient lake deposits, we can explore the history of ancient salt lakes. An analysis of the hydrogen and oxygen isotopic ratios of primary halite fluid inclusions was conducted in a long core (about 47m) on the north shore of Dabusun Lake, Charhan saline pan, Qaidem basin, China. Brine samples were also collected in the vicinity of Dabusun lake.

An analytical method suitable for micro-water samples, including fluid inclusions (typically less than 8 mg) has been established. The method involves reaction of water with zinc to produce H_2 and water with guanidine hydrochloride to produce CO_2 . The standard deviation of the guanidine hydrochloride method is $\pm 0.15 - \pm 0.30\%$ in water samples and $\pm 0.61\%$ in samples from fluid inclusions. The standard deviation of the zinc method for fluid inclusion samples is $\pm 4.8\%$.

The texture of halite and the stable isotopic relationships of primary halite fluid inclusions in a long core show that the history of Charhan Lake (from about 50,000 years ago to now) can be divided into 3 evolution periods with different salt-forming environments: the relatively stable desiccation period (50,000-30,000 a.B.P.), the fluctuation desiccation period with low temperature (30,000-15,000 a.B.P.) and the fluctuation desiccation period with temperature increasing (from 15,000 a.B.P. to now). For all three periods there appear to have been minor fluctuations between fresh and saline water, the lake never became dried, but there appear to have been sudden changes on salt-forming environment between these periods.

Modern Dabusun Lake originated as a dissolution lake, like the newborn (1967) West Dabusun Lake, however, Dabusun Lake is concentrated enough to form potash salts on its northern shore. The water supply to the modern Charhan saline pan is dominated by meteoric water (mainly from the Kunlun Mountains to the south), however, smaller amounts of oil field brines do flow to the surface along the north edge of the Charhan saline pan.