



红海的热盐水和含矿沉积物

海水

红海表层的水温变化幅度是由冬季的 26°C 到夏季的 30°C 或更高,含盐量由东南端的37%到西北端的40%或更高。在水深100米到400米以下和热盐水层以上的这一段之内,红海海水是非常均匀的,温度为 22°C ,总含盐量40.6%,溶解氧含量是2.0毫升/升。红海东南端亚丁附近是与大洋水主要的水分交换点,大概一年四季都有来自印度洋的表层水流通过。由于盛行风的方向相反,因此冬季水流最大,夏季最小。红海海水的泄流则是在深部通过曼德海峡。经过计算得知,红海水分全部交换所需时间大约是20年。

在“大西洋Ⅱ号”盆地,有一层25米厚的正常海水在2009米以下的深部转变为中间过渡盐水体。该层也是十分均匀的,温度 44.2°C ,含盐量123‰,溶解氧几乎不存在。第二个过渡层大致只有5米厚,在这一层下面,从2042米深处开始才是主要的热盐水。该层平均水温 56.5°C ,含盐量257‰,溶解氧同样不存在。下层盐水的上部显然有一种活跃的紊流运动,因为此处温度散乱不一致,平均是 0.25°C ,约比用反转温度测定的误差高9倍。盆地底部不均匀热源上面的对流温度,大概也是紊乱不一致的。在底部沉积物上边的测热计长度范围内,发现温度在3分钟之内有 0.2°C 的变化。推测其原因可能是由内部波动造成的。水的透光率测定表明在水温为 22°C 的正常海水层的底部,以及水温为 44°C 的盐水层的上界面和水温为 56.5°C 的盐水层的上部,悬浮的沉积物颗粒含量增加。最可信的估计是这些颗粒属于生物成因的碎屑物质,飘移到密度相对较大的盐水上层。当探测仪器通过盐水上界面时,往往

会沾上一些过往船只丢下的报纸、碎布和垃圾碎屑。这些悬浮物也很可能在这一交界带加强菌类的活动。

“发现者”盆地密度大的水是在37米厚的过渡层之下。在深度2023~2027米之间有一温度为 36°C 的水层,下面又是一条厚15米的过渡层,再往下,即从2042米开始,才是底部水,温度 44.7°C ,含盐量257‰,含氧量几乎等于零。“链条”盆地的过渡层约从2010米深度开始,直到海底(据一个测站测量的深度是2042米),温度达 34°C 。盆地之间鞍部的水温和盐分都比同一深度的盆地中的数字低。这意味着盆地内部,特别是“大西洋Ⅱ号”盆地内部盐水的堆积是两面凸起的形态,它的曲率应是新补充进来的盐水速度及其变冷和被上层水稀释速度的函数。

“大西洋Ⅱ号”盆地与“发现者”盆地存在两个分层的现象可以证实盐水的进入是周期性的。但是根据理论推测与实验结果可以认为,中间有明确的分界而能很好掺混的水层,是含盐量均衡但又因自下而上受热而失去稳定性的液体。内部波动同样也会促使盐水与上面温度、盐分较低的水掺混一部分。

关于“链条”与“发现者”盆地的热盐水是由“大西洋Ⅱ号”盆地溢流进入的说法,最有力的证据就是前二者的盐水温度与后者的盐水上层温度接近,而且这一整个盐水系统的含盐量大体一致。此外,关于进入“发现者”盆地的盐水变冷问题,由于其底部以上20~40米距离内的温差梯度是负值($-0.015^{\circ}\text{C}/\text{米}$)而得到证实。底部以上20米范围内水的温差梯度负值较小,估计该层的水由于部分变冷和密度增大而下降。“发

盐水化学成分 (克/公斤)

表1

离子	“大西洋Ⅰ号” 盆地	“发现者” 盆地	“链条” 盆地	死海	大洋水
Na ⁺	92.60	93.05	24.0	32.30	10.76
K ⁺	1.87	2.14	0.78	6.17	0.36
Ca ²⁺	5.15	5.12	1.18	13.98	0.41
Mg ²⁺	0.76	0.81	1.42	34.45	1.29
Sr ²⁺	0.04	0.04	0.01	0.20	0.008
Cl ⁻	156.03	155.3	41.9	178.20	19.35
Br ⁻	0.13	0.12	0.08	4.28	0.066
SO ₄ ²⁻	0.84	0.70	2.81	0.34	2.71
HCO ₃ ⁻	0.14	0.03		0.18	0.72
Si	0.03	0.003		<0.01	0.004
Fe	0.08	0.003		<0.002	0.00002
Mn	0.08	0.05	0.005	0.004	0.00001
Zn	0.005	0.0008		<0.02	0.000005
Cu	0.0003	0.0001		<0.002	0.00001
Co	0.0002	0.0001			
Pb	0.0006	0.0002		<0.002	0.000004
Ni		0.0003		<0.002	0.0000004
含盐量	257.76	257.37	72.19	270.11	35.71
温度(℃)	56.5	44.7	29.1	22.0	
密度	1.178	1.183		1.233	1.03

现者”盆地由底部向上60米以外,温差梯度出现不大的正值(±0.0005℃/米),推测这只能是与绝热效应有关。与此相反,“大西洋Ⅰ号”盆地3个测站在相同条件下测量的温差梯度均呈较小的负值(-0.0003℃/米),说明热力是稳定的。

三个盐水盆地靠近底部的主要和次要组分浓度是不一样的(见表1)。除Na⁺、K⁺、Mg²⁺以外,所有其余离子的含量,“大西洋Ⅰ号”盆地比“发现者”盆地略高。特别值得注意的是后者盐水的硫酸盐离子与成矿金属含量少。分析其原因可能是在这种情况下金属硫化物的沉淀作用强。

“链条”盆地的主要离子含量介于其它两个盆地与普通海水之间。但离子与氯的比值说明该盆地盐水成分的这一特点不能简单地以海水稀释来解释。需着重强调的是所有这几处盐水的离子浓度,按其与氯的比值来说,都与一般的海洋水有区别。区别的关键主要在于盐水的金属元素浓度比海水大约高到1000倍,但氯的含量只高7倍。另一方

面,镁与硫酸盐离子含量普遍比一般大洋水低。死海底部的咸水据认为是大洋水经过长期蒸发而成,如把它和红海盐水作一个成分对比可以看出,主要差别就是红海盐水的钠、铁、锰含量很高,钾、钙、镁、锶、氯、硼的含量很低。

红海盐水的成分连同其它一些迹象使人可以相当肯定地认为,它们决不可能是表层水剧烈蒸发的产物。达到这种程度的蒸发,更应该使易溶的钾、镁、硼离子与氯的含量比值增加,而不是降低。此外,这样的过程本身也不会造成其余一些金属元素含量的剧增。

死海海水与红海底部盐水中的离子与易溶性很强的钾的比值,也是不相同的(见表2)。对比表中的数据说明死海的钾、氯含量少于大洋,但在红海中却富集;镁、硼含量在死海较多,在红海则低;钙在死海与红海都比较富集。死海海水相对大洋水表现出来的成分上的改变,一般认为是与氯化物降落为沉积物以及钾、镁、钙、硼在水中的浓度

大洋和海水中的离子的比值

表2

离子比值	大洋	死海	红海	死海/大洋	红海/大洋
Na/K	25.64	5.23	49.50	0.20	1.93
Ca/K	1.05	2.26	2.75	2.15	2.52
Mg/K	3.31	5.58	0.41	1.69	0.12
Cl/K	49.60	28.85	83.50	0.58	1.68
Br/K	0.17	0.69	0.07	4.06	0.41

增加有关,同时这些组分在红海盐水中的高含量则可能表明该处早先已经形成沉积物的石盐和石膏再次溶解。这就是说,可以设想红海盐水的成分与地下水的循环有关。由于古老蒸发岩类及与其互层的泥质板岩的溶解,地下水取得了主要的组分和微量元素。这种地下水可以渗透到侵入不久、尚未冷凝的玄武岩体,而且溶解力加强,因此可以饱含岩浆水中溶解的许多新的物质。由于升温,盐水的密度变小,促成了上升运动,最后流入红海海底的“大西洋Ⅱ号”盆地。

氢、氧稳定同位素的含量也为盐水成因的推测提供了依据。盐水中这几个元素的同位素成分($\delta^{18}\text{O}=1.21\%$, $\delta\text{D}=7.5\%$),几乎与具有红海南端典型含盐量的大洋表层水一致。这同样意味着盐水不可能是大洋水简单蒸发的产物,否则在这种情况下应该使重氧、重氢的浓度有较大的增加。同样,它们也不可能是淡水溶解了盐分的产物,否则在这种情况下应该使盐水中的重氧、重氢浓度比目前所见的更低。因此,盐水的氢、氧重同位素的浓度大体上是符合下述合理推测的一种情况,就是与红海东南端的成分相似的海水,渗透了在浅海底部出露的沉积层,使红海盆地新生代地层中的埋藏蒸发岩类溶解,最后沉入红海的几个深水盆地。 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 与 $\delta^{34}\text{S}$ 的数值有不大的变化,同时“大西洋Ⅱ号”盆地与“发现者”盆地 56.5°C 和 44°C 盐水中的盐分所含主要离子与微量元素的浓度也有差别,这都证明盐水的进入是多次的。

硫同位素的一些数据最有利于解释盐水的成因问题。所有盐水和淤泥水中已溶硫酸盐离子的硫,其中 $\delta^{34}\text{S}$ 的数值大致是 $+29\%$ 。经过测定,大洋水也是这个数字。这不仅说明盐水形成时不仅没有剧烈的蒸发,而且在盐水流入红海海底之后也未出现任何有菌类加入的明显分馏作用。“大西洋Ⅱ号”盆地沉积物中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 数值变化于 $+3\sim+11\%$ 之间。根据这个幅度,可以推测硫化物中硫的形成是由于泥质板岩的有机物对硫酸盐离子的高温还原作用,而不是脱硫菌类活动的结果。

盐水所含的沼气、乙烷和其它一些轻的碳氢化物,很可能是从盐水曾经通过的沉积层中淋滤而来。这些气体含量虽然比在大洋表层水中几乎高到1000倍,但其总量仍是有限的,只不过将近0.06毫升/升。

现代热液盐水的化学亲和力不仅由溢流出来的原始盐水成分及其与上面海水的掺混所决定,而且也受后来各种蚀变的影响。由于盐水继续不断地与上面的正常海水掺混,形成一个过渡的中间层,就可以产生某些改造作用,而盐水内部的化学反应也可以促成另一些改造作用。“大西洋Ⅱ号”盆地水温 44°C 的盐水表层附近就有一种化学反应,即嫌氧的盐水所含的溶解氧渐达饱和时,立刻会出现一种暗褐色沉积物。后者主要的成分是铁的氧化物,但其中也有在沉积过程中捕获的极微量的铜、镍、钴、锰、铅。另外一些化学反应可能直接发生在嫌氧盐水上界或略偏下的部位,其中最主要的反应就是

由于菌类活动使硫酸盐离子还原为硫化物,以及成矿金属硫化物的沉积。在“发现者”盆地已经查明了菌类在这个过程中作用。该盆地沉积物中金属硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 数值低于 -20% ,与上面盐水中硫酸盐离子的 $\delta^{34}\text{S} = +20\%$ 的数值不同。虽然试图仅仅根据硫化氢的气味来测定它在盐水中的存在是无效的,但这说明目前仍有大量金属存在,因此硫化氢形成之后立即发生化学反应,并远远落下变为沉积物。送入盐水中的采样器,黄铜与铅的部件变黑,说明盐水中存在能与铜、铅发生反应的硫化物离子。测定盐水的还原势为 $\text{pH} = 5.0$ 时 mB 是 -100 ,这同样可以证实上述情况。热盐水造成的嫌氧环境,也可以促使由有机质分解而产生的氨发生菌类的脱氮作用。正是这种脱氮作用能够用来解释分子氮比在正常大洋水中更大量地存在,在盐水中与氨相比几乎占 70% 。

盐水中已溶有机质的含量大致与一般海洋水相同,约相当于 1.5 毫克/升的碳的含量。这些有机质的一部分,很可能是在铁的氢氧化物从紧靠盐水层上部的水层沉积下来的过程中获取的。据在考察船上的直接观察证明,铁的氢氧化物在沉积过程中大体获取到 30% 的已溶有机质,另有一部分无疑是在重力沉积途中与硅质、石灰质有机物的残骸以及无机物碎屑一同落入海底。对沉积物中有机碳的少量测定表明,该组分的数量在沉积物中占 $0.2\sim 0.7\%$,氮的含量只有 $0.02\sim 0.03\%$ 。这个含量没有超出大多数深水沉积物的数值范围,而如果把沉积物中的重金属估计在内的话,碳的含量还要略高。

有 机 物

在热盐水中,或是在沉积物中,都可以见到生存的有机物或从上层沉落下来的有机物残体。这两种来源的任何生物成因的物质,都应该使盐水和淤泥水的成分发生变化。从盐水上面的水层进入沉积物的生物成因的残体,也是大部分有机化合物的物质来源。此外,它们在沉积物当中的分布也有助于判断红海气候条件的演化和水质的改变。

对盐水中生存的菌类的研究特别有意义,因为推测盐水硫酸盐离子的还原和脱氮作用都与菌类的活动有关。甚至仅仅对盐水中存在有机物作出臆断,也是值得怀疑的。因为很高的温度,很大的盐分和很高的金属元素浓度,都会对生命活动有大的妨碍。为了用消毒法研究菌类,分别取了水、盐水和沉积物的样品。把样品置于专门的环境中,提供了在不同温度下利于菌类生长的条件。在正常水样中(采样处水温 22°C),在一般海水与 44°C 的盐水交界处所取的样品中,在盐水上界的沉积物样品中以及“发现者”盆地的沉积物样品中,都见有活的菌类。

在盐水盆地及其附近采的沉积物样品当中,见有许多深海有机物的固体残骸,系死亡之后由接近表层的水中沉落下来的,其中以介壳有孔虫类居多数。它们的种类和数目变化颇大,而且与印度洋的动物化石大致类同,说明这些有孔虫类主要的、很可能也是唯一的来源地位于东南方向。在年龄相当于近 11000 年的沉积物中,有孔虫类的种属最多,证明这个时期对它们的生命活动最有利。其中有两种可能是耐性最高的,即*Globigerinoides ruber*与*G. sacculifer*,前者对低温和高盐分的耐力更强。两者残体的数量对比,可以作为气候条件变化的良好标志。在近 11000 年的时期内,*G. sacculifer*的残体居优势。 $11000\sim 20000$ 年前形成的沉积物,两者并存,而且沿剖面向上逐渐增多,说明当时的气候是逐步变暖的。相当于 $20000\sim 45000$ 年前的沉积物之中,*G. ruber*占多数,*G. sacculifer*一般不存在。这段时间估计是在玉木冰期,当时在很长时期内水温降低、盐分很高。 $20000\sim 37000$ 年前的沉积物中,*G. sacculifer*是周期性地出现,说明有几度短时期的变暖。有孔虫类两个种属之间的这种数量对比关系,表明曾经有一个相当长期的气温变暖阶段($45000\sim 60000$ 年前),在此之前则是持续达 20000 年的气候多变时期。在一般的石灰质淤泥中见到的海底有机物的残体,其数量与深海有

机物相比是适中的,但在盐水盆地的沉积物中几乎不存在。

与有孔虫类相比,其它的深海有机物残体数量相对来说很少,在指示气候条件变化方面也没有更大的意义。但是,它们在沉积物剖面上的分布几乎都按照温度、盐分与海平面高度形成分带。曾试图找出各个分带之间的相关关系,但未成功,主要因为提供上述情况的各种样品,大多数采自盐水盆地范围以外。所见数量最多的是球石。这种热带与亚热带的有机物,在沉积柱中到处可以见到,样品所属时代约是最近的80000年。也有几种低温水所特有的种属是例外,它们存在的部位表明在年龄上相当于13000到24000年前的一段时间,也就是最近的一次冰期和海平面下降的时期。放射虫目的硅质介壳在许多沉积物样品中都可见到,但“大西洋Ⅱ号”盆地只有三个岩心状样品的少数几层中存在。这几层的时间相当于9000~12000年前。可注意的是,放射虫目的形态与印度洋的要比与地中海的更接近。在不少柱状的沉积物样品中,还见有翼足类的锥状介壳(属于深海腹足纲)。在13000~24000年前的时期内,放射虫目的种类减少,但其中属于浅海形态的占了优势。在这一时期,世界大洋的水面曾普遍降低。在两个样品当中,鞭毛纲原生动物的角质薄膜数量不一样,但与有孔虫类的数量接近,从而为红海在最近的80000年间有过四次水面上升时期的设想提供了依据。

$\delta^{13}\text{C}$ 的数值,在红海水温为 22°C 的一般海水已溶碳酸盐中,平均等于 $+1\%$,是世界大洋热带与亚热带水的典型数值。在“大西洋Ⅱ号”盆地水温 44°C 的盐水中,这个数值是 -2% ;水温 56.5°C 的盐水中则是 -4% 。这就是说, $\delta^{13}\text{C}$ 在盐水中的值,要比在海水碳酸盐中低。这一点可以使人推测盐水里的已溶一般海水碳酸盐还混有轻同位素含量较高的碳,而后者还可能是岩浆源的。也可以设想,碳的同位素比值在过去剧烈蒸发时期由于水中的重同位素(^{13}C)比轻同位素(^{12}C)

浓度大而有变化。此外,氧的同位素比值($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)大概也发生过某些变化。这些变化应该在有孔虫类、翼足类介壳上有所反映,因为这两类有机物曾在表层和接近表层的水中生存,死亡后才降落为沉积物。对采自不同深度样品中翼足类的碳、氧同位素作了测定,结果说明 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的数值带有偶然性。这可能因为翼足类的生存位置低于海面,甚至它们的残体在沉积物中经过了次生蚀变,以及介壳上又生长了霰石的缘故。根据放射性碳法测定沉积物绝对年龄的结果, $\delta^{18}\text{O}$ 的值曾在13000、24000、42000、70000年前发生过急剧减少。在冰期之内,由于海面普遍降低,在红海与印度洋分离过程中产生闭锁的盐渍盐地,其中氧的重同位素浓度增加, $\delta^{18}\text{O}$ 的值也慢慢增大。造成 $\delta^{18}\text{O}$ 数值急剧减少的条件,显然是由于两个冰期之间海面上升到红海南端亚丁附近的坎阶,因此有印度洋的普通海水进入。

总起来看,根据有机物残体的同位素成分及其在沉积物中的分布情况,可以对这个地区的古代环境作如下的描述。

在最近的11000年当中,以及20000~24000、35000~42000、65000~70000年前的几个时期,海面较高,红海与印度洋沟通,水温高,但盐分正常。

在11000~20000、24000~35000、42000~65000和70000~80000年前的几个时期,本区的海面低,红海与印度洋分离,水温低,但盐分高。

用放射性碳法对有孔虫类、翼足类的灰质介壳作了23个绝对年龄测定。样品取自红海盐水盆地及其附近一带。这些有机物生存时,在红海表层几百公尺的水层范围内释放出碳酸钙。用放射性碳法作年龄测定有几个目的,其中之一就是要确定红海经过长期的孤立状态和强烈蒸发后,印度洋水进入的时间。测出的数据当中,11000年前的时期最有意义,因为在玉木冰期之末海面曾迅速上升。另一个目的是要确定沉积堆积的速度。对比岩心状沉积物样品中不同距离的绝对年

龄数据可以看出, 沉积速度变化于6厘米/千年和63厘米/千年之间, 含矿沉积物的堆积速度一般在40厘米/千年以上。取自盐水盆地范围以外的样品, 测定的这个速度要低得多。碳酸盐颗粒的沉积速度为8厘米/千年, 硅酸盐碎屑物大约是2厘米/千年。后者在红海的沉积速度高于大洋, 但低于地中海和加利福尼亚以南海域, 因为这两处都有大量的河流悬浮物进入。

最后, 对“大西洋Ⅱ号”盆地样品的放射性碳法测定表明, 最晚的、规模最大的热液活动与成矿沉积作用时期大约在12000年以前开始, 一直持续到目前。盐水盆地范围以外采的样品, 反映了更早的含矿沉积阶段, 时间大约是在20000年以前, 沉积堆积的速度比“大西洋Ⅱ号”盆地低。估计更远的时代也还可能发生过成矿沉积作用, 但这些沉积物位于1966年考察时的取样深度以下, 因此无法论述。

沉积物

1966年, “链条”号考察期间采的底部沉积物样品都是柱状的, 其中19个用重力法, 17个用活塞式装置, 15个用采样勺, 7个用卡斯登型采样器采取。此外, 还采了2个砂样。用活塞式装置取的样品中, 有9个的长度超过7.5米。大多数样品都取自盐水盆地范围以内或其附近, 也有一些是采自红海的其它地区, 以便获得整个区域内沉积物的一般情况。

“大西洋Ⅱ号”盆地沉积物的带状结构最清晰, 层次分明, 个别部分带有细小的节理, 而且色泽变化不一, 由黑到白, 或是由黄到浅蓝、到红。沉积物的粒度成分变化幅度较大, 但在绝大多数情况下可以看作是砂质-粘土质的海泥。

根据样品中沉积物的颜色、结构与成分, 划出了7个相。

碎屑相: 栗色与褐色的粗粒沉积物, 成分包括深海有机物的灰质介壳、石英碎屑和带有粘土矿物杂质的长石碎屑。碎屑相是盐水盆地范围以外典型的沉积物相。

铁质胶岭石相: 黑色细粒沉积物, 其中大部分是粘土物质和铁的氧化物, 夹有一些闪锌矿杂质。这个沉积物相的特点是湿度大, 因为它直接处在海底与水层的交界。

针铁矿与铁的非晶质氧化物相: 橙色与黄色的细粒、中粒沉积物, 主要成分是针铁矿。后者呈小球状, 直径1~30微米。这个相的沉积物在地热沉积层中分布最广, 直接产在碎屑相或铁质胶岭石相之下, 但界限分明。这一层的厚度在“大西洋Ⅱ号”盆地达1米, 在鞍部和“发现者”盆地达4米。盐水盆地以南150公里以外的地区也可以见到厚1厘米的、主要是针铁矿的沉积物。特别引人注意的是“大西洋Ⅱ号”盆地南端采的两个样品, 其中的针铁矿向赤铁矿过渡。推测其原因可能是在热盐水进入的裂口附近温度升高所致。

硫化物相: 这是一层很单一均匀的黑色细粒沉积物, 仅见于“大西洋Ⅱ号”盆地。只有一个样品贯穿了这一层, 其厚度是174厘米, 在另外三个样品的未贯穿的剖面上也见到这种沉积物。最值得注意的是它们所含的成矿金属浓度高, 大部分是一硫化铁、铁闪锌矿、闪锌矿、黄铜矿、黄铁矿的组成成分。

锰菱铁岩相: 栗褐色的半固结夹层, 很薄, 见于铁质胶岭石相或针铁矿相沉积物之中。

硬石膏相: 白色的粗晶质致密夹层, 厚达20厘米。

水锰矿相: 外观与硫化物相近似的黑色沉积物, 但厚度小, 分布也不广。成分除水锰矿外, 还包括几种少见的锰矿物。

研究过的样品当中, 沉积物的粒度由2微米到62微米的约占90%。对这一部分进行了化学分析。根据43次分析所得的各种组分的平均含量, 明确看出不同沉积相在化学成分上的区别(表3)。

根据“魏玛”号在“大西洋Ⅱ号”盆地以北300公里、水深1486米处取的样品, 发现该地有一个单独的针铁矿沉积物地段。这

不同沉积物相的平均化学成分

表 3

组 分	碎屑相	针铁矿与铁的			水锰矿相
		铁质胶 岭石相	非晶质氧 硫化物相	氧化物相	
SiO ₂	27.3	24.4	8.7	24.7	7.5
Al ₂ O ₃	8.4	1.7	1.1	1.5	0.7
Fe ₂ O ₃	6.5	37.1	64.2	24.2	30.5
FeO	1.4	11.7	2.1	13.4	0.4
Mn ₂ O ₃	0.6	2.1	1.1	1.1	35.5
CaO	23.6	4.8	3.4	2.5	2.9
ZnO	0.08	3.2	0.7	12.2	1.4
CuO	<0.01	0.8	0.3	4.5	0.1
CO ₂	23.1	8.6	3.6	5.7	2.2
S	0.3	3.9	0.6	16.8	0.6

一层厚50厘米，距海底面4.6米。估计它的年龄达100000年，比“链条”号取过样品的所有沉积物的年龄都老。针铁矿中含有可以计量的锌与铜，推测其成因可能与“大西洋Ⅱ号”盆地的含矿沉积物相同。

“大西洋Ⅱ号”盆地沉积物的金属元素中，还见有铅，含量为 300×10^{-11} ，比在“发现者”盆地及其附近地区的都高。此外还查明，铅在沉积物中的分布只与铜、锌相关，但与铁、锰无相关关系。对比“大西洋Ⅱ号”盆地沉积物与世界各种矿床铅的同位素成分($^{207}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$)发现红海的金属矿化作用的现代年龄与放射性碳法测定的周围沉积物的绝对年龄完全一致。

从 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与 Sr/Cl 的比值来看，“大西洋Ⅱ号”盆地与“发现者”盆地的盐水彼此近似，但与普通海水不同。盐水成分的这些特点可以使人推测它们可能来自岩浆源。这两个盆地沉积物中自生矿物的锶同位素成分，随着由海底向下的深度增加而变化，同时与海水和热盐水的同位素比值也有区别。所有这些变化，看来是反映了大陆冰期与大西洋面降低时，红海相应地被单独孤立起来的几个时期内，沉积环境有着差别。

红海沉积物中铀、钍同位素的含量与一般深海沉积物相同。这些元素一部分与盐水一起，另一部分与碎屑物一起变为沉积物，有的从水层上部向下沉积过程中成捕虏体。

根据样品的 ^{230}U 与 ^{231}Pa 含量计算得出

的绝对年龄数字判断，含矿沉积物的堆积速度不少于40厘米/百年，与放射性碳法测出的数据完全一致。

对沉积物的电子微测深结果表明，成矿金属基本上都是硫化物的组成成分。白铁矿形成一种板状晶体，与硬石膏成连晶，充填在细微的灰质化石空洞中。黄铜矿与铁闪锌矿形成连晶，围绕几个中心轮流构成同心状晶带。

红海含矿沉积物中存在的金属，对埋藏较浅或深度适中的铁、锌、铜、铅等脉状硫化矿床也是有代表性的。微量元素的含量也是相近的。但与脉状矿床不同的是金属矿物并非沿着围岩的裂隙和断裂富集，而是在沉积物的层内形成分散的矿染。沿裂隙系统从岩浆岩进入深海海底的含金属溶液，在其减压作用下所预料的也正是这种赋存方式。当缺少一个起限制作用的固体环境时，溶液应该在海水底层均衡地向四方扩散。随着溶液变冷，以及存在盐水原来所含的硫化物离子，或是原来海水中的硫酸盐离子由菌类还原成的硫化物离子，金属应该以分散杂质的形式在周围的硫酸盐沉积物与碎屑沉积物中沉积。

黄铁矿-闪锌矿-黄铜矿-方铅矿共生的脉状矿床是大家熟知的。在美国，伊利诺斯南部的某些矿床和密苏里的卓普林矿床都是这一类型。这些矿床都是在其围岩沉积形成之后，经过很长时期才产生的。如果构成矿体的这些溶液达到地表并在海水中减少了所受的压力，那么含矿沉积物随后应该经受长期的剥蚀。但是，在某些情况下，表面的含矿沉积物可能保存下来。日本的本州岛已知有一个这样的例子。该地的古老岩石中产有脉状方铅矿与闪锌矿矿体，但在岩石上边复盖的中新世层状沉积中也存在方铅矿、闪锌矿和一些共生矿物。中新世地层下部的含金属矿层被叫作黄矿层，其中主要是黄铜矿、辉铜矿和黄铁矿。上部的含金属层被叫作黑矿层，其中主要是方铅矿、闪锌矿，并带有金、银、汞等杂质。地表还有第三个含矿

层,其中锰、铁富集。各层厚度在接近中新世盆地边缘时变小,并逐渐转为石膏相。日本的这些中新世成矿沉积物,在许多方面可以使我们从三维的角度看到红海矿床。其它一些或多或少保存下来的喷气-沉积型矿床实例还见于加拿大安大略省的密西皮克登矿区和苏联哈萨克斯坦的卡拉惹耳矿田。

红海型的含矿沉积物在多数情况下可能具有过渡性,随后还要发生很大的变化。比如说,红海的金属矿床在水面降到相当程度时,就会受到强烈的剥蚀,大部分有色金属搬运到大洋,最后剩下的只是很薄的一层鲕状铁质沉积物,与北欧的侏罗纪鲕褐铁矿层和美国东南部的志留纪克林顿砂矿类似。在热盐水继续进入的情况下,现代含矿沉积物可以发生选择性溶解和一些金属的淋失,最终在原地留下来的仅是硅质-粘土质残余物。借助于淋失的金属,在另外的地方则可能与灰岩一起共生形成较富的矿石。美国密西西比河河谷型的铅锌矿床就是这样的例子。如果溶液不进一步排出,红海的现代含矿沉积物可能在脱水过程中进一步部分溶解和再沉积,致使最后产生铁矿层与硅质夹层构成的互层,也就是美国与加拿大上湖矿区的前寒武纪铁质石英岩类型。

经济问题

“大西洋Ⅱ号”盆地所含的有工业价值的组分,比目前已知任何大型的海洋沉积矿床都多。仅就采过样品的沉积物上部10米厚的一层来看,换算成固体矿产的总储量则达8300万吨。取样层以下还有含矿沉积物,厚度由20米至100米不等。“发现者”盆地也发育有含矿沉积物。“大西洋Ⅱ号”盆地上部10米这一层的主要金属矿产,按1967年的最后商品价格来计算,则是25亿美元。此外,矿石中以细小杂质形式存在的还有钴、镍、镉、砷、锡、锆、铋、铟和汞。“大西洋Ⅱ号”盆地含矿沉积物中全部有用组分换算成固体物质的平均价值是每吨30美元左右,沉积物原矿为每立方米5.2美元。

“大西洋Ⅱ号”盆地沉积物中金属的总

价值虽然很大,但作为一个矿床的工业价值还决定于开采、加工费用与其本身价值之比。对这种矿床作出充分的工业评价是很复杂的,需要采取以下措施:

1.要以更密的网度采取沉积物样品,深度也要加大,使采样工作更充分、更系统化。

2.对设想的用管道把含矿沉积物传送到水面的方法要得出实验根据。

3.对下述任何一种矿石加工方法进行工艺研究:

A) 金属用酸或碱溶解,然后通过化学沉淀或离子交换反应提取;

B) 沉积物的全部或部分精矿直接熔炼;

C) 浮选金属矿物;

D) 其它可能采取的办法。

4.对矿石加工的不同方法进行工艺、经济方面的比较评价。对采掘船上的各种加工流程作出比较评价(要保证尾矿的弃置有足够的距离,避免重新进入采区),对岸上的加工流程也作同样的评价(包括全部原矿的转运和从采掘船到矿车的转运费用)。

5.从经济上分析企业的理想生产率,既要避免经营开始前过大的基本投资,还要保证合理的经营费用。

解决上述一系列经济、技术问题是需要大量的研究工作与时间。在选定开发方案时还得考虑企业修建和设备安装问题。但是,在陆地开采大型矿山的经验证明,只有经过这样事先的仔细研究,才能看出海洋矿床的最终产品价值是否过高。显然,随着时间的进展,其它类型矿床的金属价值是会提高的,但在海底采矿的价值也会提高。因此,红海含矿沉积物的开采是否可行,目前还是个悬而未决的问题。

矿床开采之前,必然会遇到一系列法律问题,目前法学家对此解释不一。

(全文完)

龚昶行译自《Современное гидро-термальное рудоотложение》, Изд. «МИР», 1974, стр. 7~25