

现代和古代湖泊沉积物

A. 马特 M. E. 塔克 主编

地质出版社

527

05

现代和古代湖泊沉积物

A. 马特 M. E. 塔克 主编

地 质 出 版 社

内 容 提 要

最近几十年来,对湖泊沉积物的兴趣日益增加。因此,1977年8月,由国际沉积学家协会主办,举行了一次专题讨论会,并出版了本专辑。本专辑共包括15篇论文,涉及到湖泊沉积学的各方面问题,如以现代的到古代的湖泊沉积,从碎屑的到化学的和生物化学的湖泊沉积。内容较丰富。对认识和研究现代和古代湖泊沉积物有参考价值。

本书可供广大地质工作者,特别是从事沉积学研究的地质科技人员及有关院校的师生参考。

Modern and Ancient Lake Sediments

Edited by A. Matter
and M. E. Tucker

Proceedings of a symposium held at the H. C.
Ørsted Institute, University of Copenhagen,
12—13 August 1977.

Published by Blackwell Scientific
Publications, Oxford, London
1978

现代和古代湖泊沉积物

A. 马特 M. E. 塔克 主编

地质矿产部书刊编辑室编辑
责任编辑:李濂清 牟相欣
地质出版社出版
(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷
(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本: $787 \times 1092^{1/16}$ 印张: $13^{3/4}$ 字数: 324,000
1984年12月北京第一版·1984年12月北京第一次印刷
印数: 1—2,420册 定价: 3.30 元
统一书号: 15038·新1054

目 录

绪言.....	<i>A. Matter, M. E. Tucker</i> (1)
盐湖及其沉积物: 沉积学研究方法	
.....	<i>L. A. Hardie, J. P. Smoot, H. P. Eugster</i> (7)
基武—坦噶尼喀盆地在晚更新世—全新世的演化	
.....	<i>P. Stoffers, R. H. Hecky</i> (34)
巴拉顿湖(匈牙利) 全新世碳酸盐的演化: 对气候和人类影响的反映	
.....	<i>G. Müller, F. Wagner</i> (41)
二叠纪萨尔—纳厄盆地和近代康斯坦次湖(西德): 两个湖成藻碳酸盐环境	
.....	<i>A. Schäfer, K. R. G. Stapf</i> (64)
美国怀俄明州湖成绿河组(始新统) 威尔金斯峰段碳酸盐沉积物的成因	
.....	<i>J. P. Smoot</i> (84)
黑海晚第三纪晚期的化学沉积作用.....	<i>K. J. Hsü, K. Kolts</i> (98)
布里恩次湖(瑞士) 的浊积岩和纹泥: 密度流形成的碎屑沉积作用	
.....	<i>M. Sturm, A. Matter</i> (112)
加利福尼亚州里奇盆地上新世里奇盆地群的湖泊相	
.....	<i>M. H. Link, R. H. Osborne</i> (130)
蒸发环境中的湖泊沉积作用: 法国东南部摩尔莫伊朗盆地的卢德阶(下第三系)	
.....	<i>G. Truc</i> (145)
南威尔士三叠纪湖泊沉积物: 湖滨带的碎屑岩、蒸发岩和碳酸盐岩	
.....	<i>M. E. Tucker</i> (155)
南非纳塔尔的卡罗盆地东部二叠纪—三叠纪湖泊沉积物	
.....	<i>D. E. van Dijk, D. K. Hobday, A. J. Tankard</i> (170)
加拿大新斯科夏湖相霍顿布拉夫组(密西西比纪) 水下碎屑裂缝喷发和沉积	
移位的其他实例.....	<i>R. Hesse, H. G. Reading</i> (183)
赞比亚铜带元古界的湖相夹层.....	<i>H. Clemmey</i> (195)
干盐湖沉积的经济意义.....	<i>C. C. Reeves, Jr.</i> (208)

绪 言

A. Matter*, M. E. Tucker**

对湖泊沉积物的研究真正起始于上世纪末。在欧洲,瑞士的一些湖泊从十九世纪中期起就受到科学家们的注意,早期的工作涉及到湖泊的水循环和水化学,以后才涉及到湖泊沉积物本身。Forel (1886—1892) 的研究证实了日内瓦湖的罗纳河三角洲上有河道和天然堤存在。Forel 认为它们是由满载沉积物的河水底流形成的。本世纪初, Nipkow (1920, 1928) 在苏黎世湖底采取沉积物样品,虽然他主要是对植物区系感兴趣,但也描述了由夏季钙质层和冬季富有机质层所组成的韵律纹层状沉积物(“非冰川纹泥”)。他还注意到根据岩心可以进行对比的、厚的碎屑层(浊积岩)。有关在冰堰湖中形成的真正纹泥的研究工作,也可回溯到上个世纪,虽然当时主要是研究它们的年代学和在地层学上的应用(例如 De Geer, 1912)。

在北美, Russell (1885) 和 Gilbert (1890) 对更新世的拉洪坦湖和邦维尔湖进行了卓越的工作。Henry Englemann, 这位横穿卡尔孙沙漠地区进行探险的地质学家,于1858—1859年首先识别出拉洪坦湖滨的特征可作为古代深水湖泊的证据。Russell (1885) 描述了整个拉洪坦湖盆,以及其湖滩阶地、沙坝、沙嘴和石灰华,并确立了该湖泊沉积物的地层学。他得以证实,在两个深湖期之间夹有一个湖泊完全干涸的时期。Russell 对湖泊历史的解释,总的来说为后来的工作 (Morrison, 1964) 所证实是正确的。并且这比关于邦维尔湖残余之一的大盐湖的详细描述的出版要早好多年。Eardley (1938) 有关大盐湖沉积物的著作仍然是少数详细阐述可与古代湖成灰岩进行对比的、现代湖成碳酸盐岩的著作之一。

对湖泊沉积物的研究,如上面提到的 Forel 所进行的研究,以及后来对水库中沉积作用的研究,例如在科罗拉多州米德湖中所进行的研究 (Grover 和 Howard, 1938; Gould, 1951), 对浊流概念的发展有重要的意义。当然,浊流是大陆边缘和海盆及海槽中沉积物搬运的重要机理。

在所有古代湖泊层序中,一个得到普遍注意、有着最大量的文献、并且在对比中总是被引用的层序,是美国怀俄明州、犹他州和科罗拉多州的始新世绿河组 (Green River Formation) 的湖相层序,它代表了尤英塔湖和戈希乌特湖的沉积。继美国地质调查所人员在十九世纪末期进行该区域填图调查以后, Wilmot Bradley 在本世纪二十年以后 (如1929, 1931, 1964) 陆续发表了经典性著作。据 Bradley 推测,特别是在盆地中心韵律纹层状油页岩沉积时期,它是一个比较深的、持久性分层的湖泊。但是,近期研究表明,它作为一个干盐湖的模式更为合适 (Eugster 和 Surdam, 1973; Eugster 和 Hardie,

* 瑞士伯尔尼大学地质研究所。

** 英国纽卡斯尔大学地质系。

1975; 以及 Smoot, 1978)。绿河组的一个显著特征是有大量蒸发盐矿物和自生矿物存在 (Milton 和 Eugster, 1959; Bradley 和 Eugster, 1969), 其中许多矿物是该岩组所特有的。

最早被解释为湖成层序的一个岩石层序, 是苏格兰东北部克思内斯的中老红砂岩 (泥盆纪)。沉积在奥尔卡迪湖内的克思内斯薄层砂岩, 长期以来因其中特别是阿恰纳拉斯灰岩中产有鱼化石而著名。这些岩层最初由 Sedgwick 和 Murchison 于 1829 年所描述, 以后又被 Geike (1878) 及 Crampton 和 Carruthers (1914) 描述过。解释成湖成层序, 除了根据动物化石群外, 还根据薄层砂岩的暗灰色、含碳质物质和细纹层状特征, 它们与作为其他地区陆相泥盆系特征的红色砾岩、砂岩和粉砂岩明显不同。有意义的是, 在以后对奥尔卡迪湖泊沉积物进行研究时 (Rayner, 1963; Donovan, 1975), 把它们与 Nipkow (1920, 1928) 对苏黎世湖的研究结果进行了对比。薄层砂岩中发育的滑塌层和角砾岩层表明, 在奥尔卡迪湖周围有较大的斜坡。Crampton 和 Carruthers (1914) 注意到其中缺乏湖滩沉积物, 并把它作为赞成湖成解释的论据。但是, 近期研究识别出湖滨线的碎屑沉积 (Donovan, 1975) 以及叠层石 (Fannin, 1969; Donovan, 1973)。Carmpton 和 Carruthers 对叠层石作了相当准确的描述, 但却解释成陆上石灰华。

在过去的几十年中, 对湖泊沉积物的兴趣逐渐增加, 很多文章都涉及到世界各地的现代湖泊实例, 但涉及古代湖泊的较少 (例如, 可参看 Picard 和 High, 1972 的参考文献)。在法国尼斯召开的国际沉积学会议 (1972) 上, 确实使人感到很多人正在积极地从事湖泊沉积物的研究。因此, 提出由国际沉积学家协会主办, 就该课题举行一次专题讨论会。这个讨论会在 1977 年 8 月 12—13 日于哥本哈根, 与国际湖沼会议 (国际湖沼学学会) 同时举行, 讨论会的会议录构成了这本专题出版物。在征求本书的稿件时, 编者试图包括湖泊沉积学的各方面问题, 如从碎屑的到化学的和生物化学的湖泊沉积, 从现代的到古代的湖泊沉积。本书未包括的湖泊沉积物问题有工程地质性质, 如拦坝湖的淤塞, 以及有环境意义的问题, 如因工业污染而造成湖泊沉积物和湖水的毒化。

本书第一篇文章为 Hardie、Smoot 和 Eugster 的有干旱带湖泊的评论文章: 《盐湖及其沉积物: 沉积学研究方法》, 其中讨论了沉积作用的物理化学条件。确定了各种亚环境, 提出了其沉积物的特征。然后指出如何利用相序来解释湖盆的历史。在 Stoffers 和 Hecky 的《基武—坦噶尼喀盆地在晚更新世—全新世的演化》一文中, 描述了非洲的低纬度地区的湖泊。根据从基武湖采集的岩心, 描述了硅藻组合的变化和矿物学 (碳酸盐、黄铁矿—菱铁矿中的 Mg 含量)。这些变化与受最近 14000 年的气候变化所控制的、湖泊的地层发育史有关。呈湖底泉水形式的同期火山活动也被认为是重要的。Müller 和 Wagner 在《巴拉顿湖 (匈牙利) 全新世碳酸盐的演化: 对气候和人类影响的反映》一文中, 说明了气候 (及后来的人类) 对沉积矿物学的控制影响。当巴拉顿湖在前罗马时期没有出口时, 在水位高、蒸发速度低的时期, 沉淀低镁方解石; 而在低水位、高蒸发时期, 则沉淀原白云石和高镁方解石。自从罗马人为湖泊开一个出口以来, 在藻类繁盛时期, 周期性地沉淀方解石。

接着是, Schäfer 和 Stapf 在《二叠纪萨尔—纳厄盆地和近代康斯坦次湖 (西德): 二个湖成藻碳酸盐环境》一文中, 把现代的和古代的湖成碳酸盐结合起来研究。康斯坦次湖的核形石有二种主要类型: 即表面粗糙的和表面光滑的核形石, 它们是水的深度和藻类群

落的反映。二个显著的特征是，在沉淀的方解石中保存有藻丝体，以及可能与蓝绿藻属有关的各种结构的藻球。二叠纪核形石的形态和大小极其多种多样，但与康斯坦次湖核形石的区别在于不保存有藻丝体。在 Smoot 的《美国怀俄明州湖成绿河组（始新统）威尔金斯峰段碳酸盐沉积物的成因》一文中，所提及的碳酸盐主要是球粒状内碎屑白云石。Smott 认为，这种碳酸盐不是湖泊沉淀的，而是由在湖泊周围出露的泥坪上、河床中和冲积扇上发育的表面壳、石灰华和钙质层剥蚀而来的。这些陆上白云石然后以碎屑方式被暴雨后的坡面径流搬运到湖泊中。

Hsü 和 Kelts 在《黑海新第三纪晚期的化学沉积作用》一文中，报道了深海钻探的结果。该沉积物主要是方解石白垩，其下部呈纹层状，而且象 Nipkow 所描述过的苏黎世湖的碳酸盐纹泥。认为碳酸盐的矿物学是受盐度控制的，富含白云石的岩层，一种情况是在浅盐湖存在时形成的，而另一种情况则是通过盐沼（Sabkha）* 的成岩作用形成的。菱铁矿出现在二个层位上，它被认为是在高溶解性铁输入时直接沉淀的。Sturm 和 Matter 在《布里恩次湖（瑞士）的浊积岩和纹泥：密度流形成的碎屑的沉积作用》一文中，描述了较深水碎屑沉积物。浊流是由于洪水时期河流的注入和沉积物的高速供给而产生的。它们在盆地中央平原上沉积了具有冲刷底面的递变层。在河流正常水位时期，这时注入河水的密度较低，内流和溢流导致了在温跃层之下形成韵律纹层状（“纹泥状”）沉积物。均质沉积物堆积在温跃层之上的湖岸阶地和上斜坡上。

Link 和 Osborne 在《加利福尼亚州里奇盆地上新世里奇盆地群的湖泊相》一文中，描述了一个已知最厚的湖相层序（其厚度大于12公里）。实际上所有可能的湖泊相均有发育，其中包括各种湖岸带和三角洲的碎屑砂体、湖底扇、浊积岩、蒸发岩、有机泥岩和叠层石。地层厚度和横向及垂向的迅速相变，与沿里奇盆地边缘发育的垂直断层和平移断层有关。Truc 在下一篇文章《蒸发环境中的湖泊沉积作用：摩尔莫伊朗盆地的卢德阶（老第三系）》中，描述了法国东南部的第三纪湖泊沉积物。象许多湖泊的典型特征一样，在早卢德期，在以断层为界的湖盆周边沉积了粗粒碎屑物，而在湖盆中心堆积了富有机质的泥。早卢德期的干旱条件，使蒸发岩和白云岩与富含海泡石和镁蒙脱石的泥一起在盆地中心沉淀下来。Tucker 在《南威尔士三叠纪湖泊沉积物：湖滨带的碎屑岩、蒸发岩和碳酸盐岩》一文中，也讨论了气候对湖泊沉积物的影响。红色均质的考依波泥灰岩的沉积环境是一个有所争议的问题，而在这篇文章中，Tucker 描述了其横向上的边缘同位层，它们为湖滨带成因的。具有湖滩砾石的三叠纪湖滨阶地、发育有岩屑堆和浪蚀龛的悬崖线，全都被保存下来，并在湖泊边缘切入石炭纪灰岩。在湖滨线后退（湖退）时期，钙质砾岩发育在湖滨带沉积物中，而盐沼型蒸发岩形成于出露的湖底沉积物（考依波泥灰岩）中。Van Dijk, Hobday 和 Tankard 描述了《南非纳塔尔的卡罗盆地东部的二叠—三叠纪湖泊沉积物》的沉积学和古生态学。该沉积物由重复的、向上变粗的旋回组成，表示湖滨带和三角洲砂岩进积到湖滨外粉砂岩之上。沿岸湾被分支流的洪泛作用和决口扇所充填。气候变化导致形成具有出露构造和蒸发岩的浅水干盐湖。脊椎动物残体、鱼和植物的化石到处可见，但它们的发育和保存程度在相与相之间是不同的。

在古生代地层中，Hesse 和 Reading 描述了《加拿大新斯科夏湖成霍顿布拉夫组（密西

* Sabkha, 有音译成萨布哈的。现根据《英汉自然地理学词汇》（科学出版社，1976）译成“盐沼”。——校者注

西比纪)水下碎屑裂缝喷发和沉积移位的其他实例》。引人注目的砂岩岩墙和坍塌构造均与附近断裂活动所伴生的同期地震活动有关。Clemmey 描述了《赞比亚铜带元古界的湖相夹层》。主要根据其中保存的精细的遗迹化石(世界上最古老的遗迹化石)和沉积构造,将湖泊沉积物与上覆和下伏海相地层区别开来。沉积构造包括同生沉积褶皱和断裂、气鼓构造、脱水收缩裂隙及各种类型雨痕。在赞比亚的一个现代暂时性湖泊中也见到有同样的构造。在铜带岩石中识别出从湖滨外到近滨和盐沼的沉积物(原生蒸发岩仍然保存着)的旋回,它们被认为是湖滨线进积作用时期形成的。

在本书的最后一篇文章中,Reeves 阐述了《干盐湖沉积的经济意义》。他描述了干盐湖的各种沉积物和矿物,并且注意到了它们的工业用途。很可能随着对天然资源需求的日益增长,干盐湖在今后将显得更为重要。

对于古代沉积物,在把真正的湖泊环境(封闭的水体)与泻湖、河口湾、三角洲分支流间湾、以及其他与海水有持久性或半持久性连系的近海水体区别开来时,可能会出现一些问题。在很多情况下,仅依据动物群或植物群就足以鉴别大陆环境(例如, Van Dijk, Hobday 和 Tankard, 1978; Hsü 和 Kelts, 1978)。但是,当化石不能作为鉴别标志或者缺失时,那就必须利用沉积物本身及相序和相关关系。很少有(如果有的话)只属于湖泊环境的沉积构造(Picard 和 High, 1972),但将沉积构造组合在一起,就足以指明封闭的水体(如 Clemmey, 1978)。湖泊沉积物中常见的沉积特征包括波浪波痕、脱水收缩裂隙、开裂和“纹泥”。沉积物的矿物学和地球化学对此也有所帮助,因为某些粘土矿物和蒸发岩局限于非海相环境。湖泊的特征相序是向上变粗的单元,表示湖滨带粗粒碎屑物进积在滨外盆地中心的粉砂和泥之上(Van Dijk 等, 1978; Clemmey, 1978)。其他两个特征是,从湖滩砾石到滨外粉砂的很快的横向相变,特别是在同湖泊边缘一致时;由湖泊相到陆上相的很快的垂向相变,发生在同湖泊边缘不一致时(Donovan, 1975; Tucker, 1978)。较大范围内的相组合,例如与河流沉积物或风成沉积物的关系,也将为环境解释提供有用的资料,不过还要根据盆地的几何形态和沉积控制因素(如 Link 和 Osborne, 1978; Truc, 1978; Tucker, 1978)。

为了能够对古代湖泊沉积物进行解释,还要更多地了解现代湖泊沉积物。看来,对古代洪泛平原、风成沉积、三角洲或近海沉积岩组进行重新评价,将能揭示迄今尚未被认识的湖泊层序。希望本书对认识古代和现代湖泊沉积物将能作出一些贡献。

参 考 文 献

- BRADLEY, W.H. (1929) Algae reefs and oolites of the Green River Formation. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 154, 203-233.
- BRADLEY, W.H. (1931) Origin and microfossils of the oil shale of the Green River Formation of Colorado and Utah. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 168.
- BRADLEY, W.H. (1964) Geology of the Green River Formation and associated Eocene rocks in south western Wyoming and adjacent parts of Colorado and Utah. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 496-A.
- BRADLEY, W.H. & EUSTER, H.P. (1969) Geochemistry and palaeolimnology of the trona deposits and associated authigenic minerals of the Green River Formation of Wyoming. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 496-B.
- CLEMMET, H. (1978) A Proterozoic lacustrine interlude from the Zambian Copperbelt. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 2, 259-278.
- CRAMPTON, C.B. & CARRUTHERS, R.G. (1914) The geology of Caithness. *Mem. geol. Surv. U.K.*
- DE GEER, G. (1912) A geochronology of the last 12,000 years. *Int. Geol. Congr. XI Sess. Stockholm*, 241-253.
- DONOVAN, R.N. (1973) Basin margin deposits of the middle Old Red Sandstone at Dirlot, Caithness. *Scott. J. Geol.* 9, 203-211.
- DONOVAN, R.N. (1975) Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. *J. geol. Soc.* 131, 489-510.
- EARDLEY, A.J. (1938) Sediments of Great Salt Lake, Utah. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 22, 1305-1411.
- EUGSTER, H.P. & HARDIE, L.A. (1975) Sedimentation in an Ancient Playa-Lake Complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. *Bull. geol. Soc. Am.* 86, 319-334.

- EUGSTER, H.P. & SURDAM, R.C. (1973) Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: A preliminary report. *Bull. geol. Soc. Am.* **84**, 1115-1120.
- FANNIN, N.G.T. (1969) Stromatolites from the middle Old Red Sandstone of Western Orkney. *Geol. Mag.* **106**, 77-88.
- FOREL, F.A. (1885) Les ravins sous-lacustre des fleuves glaciaires. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris*, **101**, 725-728.
- FOREL, F.A. (1892) Le Leman, I.
- GEIKIE, A. (1878) On the Old Red Sandstones of Western Europe. *Trans. Roy. Soc. Edin.* **28**, 345-452.
- GILBERT, G.K. (1890) Lake Bonneville. *Mongrr. U.S. geol. Surv.* **1**.
- GRÖVER, N.C. & HOWARD, C.S. (1938) The passage of turbid water through Lake Mead. *Proc. Am. Soc. Civ. Engr.* **103**, 720-732.
- GOULD, H.R. (1951) Some quantitative aspects of Lake Mead turbidity currents. in: *Turbidity Currents and the Transportation of Coarse Sediments to Deep Water: a Symposium. Spec. Publs Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa*, **2**, 34-52.
- HSU, K.J. & KELTS, K. (1978) Late Neogene chemical sedimentation in the Black Sea. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **2**, 129-145.
- LINK, M.H. & OSBORNE, R.H. (1978) Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **2**, 167-189.
- MILTON, C. & EUGSTER, H.P. (1959) Mineral assemblages of the Green River Formation. In: *Researches in Geochemistry* (Ed. by P. H. Abelson), pp. 118-150. John Wiley & Sons, New York.
- MORRISON, J.B. (1964) Lake Lahontan: geology of southern Carson Desert, Nevada. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* **401**.
- NIPKOW, F. (1920) Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee. *Z. Hydrol.* **1**, 100-122.
- NIPKOW, F. (1928) Über das Verhalten der Skelette planktischer Kieselalgen in geschichtetem Tiefenschlamm des Zürich- und Baldeggersees. *Z. Hydrol.* **4**, 71-120.
- PICARD, M.D. & HIGH, L.R. (1972) Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (Ed. by J. K. Rigby and W. K. Hamblin). *Spec. Publs Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa*, **16**, 108-145.
- RAYNER, D.H. (1963) The Achanarras Limestone of the middle Old Red Sandstone, Caithness, Scotland. *Proc. Yorks. geol. Soc.* **34**, 117-133.
- RUSSELL, I.C. (1885) Geological history of Lake Lahontan, a Quaternary lake of northwestern Nevada. *Monogr. U.S. geol. Surv.* **2**.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1829) On the Old Conglomerates and other Secondary Deposits of the north coast of Scotland. *Proc. geol. Soc. Lond.* **1**, 1-77.
- SMOOT, J.P. (1978) Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peak Member of the lacustrine Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **2**, 109-127.
- TRUC, G. (1978) Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: the Ludian (Palaeogene) of the Mormal Basin, S.E. France. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **2**, 189-203.
- TUCKER, M.E. (1978) Triassic lacustrine sediments from South Wales in shore-zone clastics, evaporites and carbonates. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **2**, 205-224.
- VAN DIJK, D.E., HOBDAI, D.K. & TANKARD, A.J. (1978) Permo-Triassic lacustrine deposits in the Eastern Karoo Basin, Natal, South Africa. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker). *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **2**, 225-239.

李 蕙 生 译
王东坡 李濂清 校

盐湖及其沉积物：沉积学研究方法

L. A. Hardie, J. P. Smoot, H. P. Eugster*

摘 要

盐湖（指溶质含量大于5000ppm的湖）通常遍及世界各地的干旱地区。盐湖的分布受构造背景和气候的控制，因此在地质柱状剖面中，其沉积物具有重要的意义，而不论其规模大小和丰度如何。要利用盐湖的这个特性，就需要了解它们的沉积记录。

盐湖占据着封闭流域盆地中水位最低的地区，其四周为主要由入流特征所造成的、相互联系的沉积亚环境组合。我们的方法是识别不同的亚环境，它们经受了各种不同的水文、生物、化学和沉积作用过程，因而在其沉积物中各有一套可鉴别的沉积特征。这些亚环境有：（1）冲积扇：由网状河道沉积物、深切河道充填物、筛积物和泥石流沉积所组成的砾石质粗粒楔状体；（2）沙坪：冲积扇底部无水道的沙裙，由板状和波状纹层状粗砂（高流态底形）组成；（3）干泥坪：分布在盐湖边缘，为出露的具泥裂泥质沉积的平原，上覆一薄盐霜壳，沉积物为纹层状，但被泥裂、片裂和盐类矿物的生长所破坏；（4）暂时性盐湖：由内部盐盘（薄结晶盐层夹泥层）和外部盐泥坪（块状泥，含大量盐晶体，它们破坏层理）所组成；（5）常年性盐湖：为纹层状碳酸盐、石膏等底部沉积，如果盐分很高，则为薄岩盐层等沉积；（6）沙丘区（风成沉积）；（7）常流河泛滥平原（网状河或蛇曲河沉积）；（8）暂时性河流泛滥平原（网状河沉积）；（9）泉：纹层状石灰华和格状石灰华丘和席状沉积；（10）滨线特征（三角洲、滩脊、沙嘴等）。

通过对各种亚环境的沉积记录的认识，以及了解它们在空间和时间上的分布，我们就可以解释无论是现代的或是古代的盐湖盆地的历史。

引 言

现今在世界各干旱区域，水位最低地区有盐湖占据的封闭流域盆地是常见的。所谓盐湖，我们指的是一般水体中所含溶质大于5000ppm的湖泊，这个盐度是大部分淡水生物生存的上限（Beadle, 1974, 第264页）。这种盐湖可以是常年性的（如犹他州的大盐湖），也可以是暂时性的（如南非的伊托歇潘盐沼），可以是几百米深的（如中东的死海），也可以是只被几厘米深的卤水所覆盖的（如加利福尼亚州的盐谷），可以很稳定地延伸几千平方公里（如澳大利亚南部的埃尔湖），也可以不大于零点几平方公里（如不列颠哥伦比亚的巴斯克湖），湖面高度可在海平面以下（如加利福尼亚州的死谷盐盆），也可高出海平面几千米（玻利维亚的乌尤尼湖）。所有这些盐湖都有一个共同的环境背景条件，即年蒸发量大

* 美国马里兰州巴尔的摩市霍普金斯大学地球及行星学系。

于年流入量,因此它们的分布和特征主要受盆地气候所控制。但是,构造作用能够在干旱亚热带的南端或北端产生地形性沙漠(雨影区沙漠),因此,许多盐湖的分布的首要控制因素是构造因素。正是这些气候和构造控制因素,使盐湖及其沉积物所具有的地质意义,大大超过地质记录中有关它们的大小和丰度的记录。

盐湖中所发生的作用有水文、化学、生物和沉积作用过程,它们是密切相关的。关于盐湖卤水的化学特性现已了解得很好(例如,见Hardie和Eugster, 1970; Eugster和Hardie, 付印中),对于封闭湖泊体系的水文学已有一些了解(Langbein, 1961; Jones, 1965; Reeves, 1968, 第134—153页),关于盐湖中独特的生物群也有一点了解(Beadle, 1974, 第259—282页),但是关于盐湖盆地的沉积学研究却做得很少。虽然我们将讨论上述各方面的问题,但在本文中着重研究最后一个问题,即沉积学问题。沉积学研究对古代盐湖沉积最为重要,因为正是这些沉积物(无论是碎屑沉积还是化学沉积),保存着有关水文环境和物理环境的最清楚的记录,如果没有这些记录,对化学作用过程也不可能作出正确的解释。

我们在这里所提出的盐湖盆地的沉积特征,只是个不成熟的开端,远不够完善,因为还缺乏许多关键性的沉积学观测。但是,我们希望这能鼓励其他研究工作者更仔细地观察研究古代和现代盐湖盆地的沉积特征的细节,特别是相模式。

盐湖的水文特征

我们在此只是概述盐湖盆地水文学的一般特征,特别是由什么因素决定一个湖是否成为盐湖,是常年性的还是暂时性的湖,以及使盆地内的水、溶质和碎屑沉积物发生运动的人流体系的类型。

形成盐湖所必须满足的条件为:(1)蒸发必须超过入流;(2)盆地在水文特征上应当是封闭的,或者至少流出量必须非常有限。年蒸发率大于年入流率的干旱(沙漠)或半干旱(干草原)气候,发生在下列一些环境中:(a)亚热带的干旱、高压副热带无风带;(b)与纬度无关的地形性沙漠(雨影区沙漠)和干草原;(c)远离海洋潮湿源区的中纬度大陆中部沙漠和干草原(这些干旱地区如戈壁、土耳其斯坦和塔里木沙漠及附近广阔的干草原,至少有部分可能是地形性沙漠);(b)干旱、高压极地“沙漠”。无排水口的封闭流域盆地和湖泊有许多成因(见Hutchinson, 1957),比较常见的是:(a)构造盆地,特别是断块谷和裂谷;(b)风蚀凹地;(c)风成沙丘区的沙丘间洼地;(d)火山口,等等;(e)被熔岩流和山崩堵塞的谷地;(f)截断的蛇曲河;(g)被河道天然堤隔开的河流泛滥盆地。对于盐湖发育最有利的环境也许是雨影区构造盆地,如美国西部的断块沙漠盆地,它具有干旱气候和水文封闭相结合的条件。这些盆地的周围山脉(地垒)起着有效地聚集降雨的作用,在保持盆底(地堑)干旱的同时,又为在盐湖中聚集大量溶质提供足够的入流。加利福尼亚的死谷是这种类型环境的最好例子,该处谷底的雨量每年 < 6 厘米,而上升断块巴拿马特山脉高出谷底2500米,年平均降雨量大于35厘米(Hunt等人, 1966, 第5—7页)。

盐湖的入流性质,是常年的还是间歇性的;与蒸发率相比,入流量是高还是低,将决定盐湖是常年性的还是暂时性的。常年的入流和蒸发-入流比值低,将有利于稳定的常年湖条件的形成,而间歇性入流和蒸发-入流比值高,将造成暂时性湖条件。例如,虽然死

海的蒸发率达160厘米/年,其失水量达1.58公里³/年,但它仍保持为常年深水湖(400米),其年水位变化不大于50厘米。此平衡的保持主要是靠约旦河的常年流入,它每年提供估计达1.25公里³的水(Neev和Emery, 1967, 第72—73页)。另一种情况是,在澳大利亚的埃尔湖,年蒸发率约为215厘米/年,无常流河流入,并保持干旱,只有当罕见的山洪暴发时,淡水径流通过大规模暂时性网状河体系的水道冲入湖中而淹没湖盆(见Bonython和Mason, 1953)。

进入盐湖的入流形式有:(a)常流河直接流入湖泊;(b)暂时性河,其水流是偶然的风暴径流或者可能是季节性的山上春天融化水;(c)风暴时的无水道坡面径流;(d)湖泊边缘的长年性或间歇性泉;(e)常年性或暂时性地下水流入。加利福尼亚的盐谷(Hardie, 1968; Eugster和Hardie, 1978)是一个暂时性盐湖例子,它只有靠暴雨的坡面径流、泉和地下水补给。高出盐谷底3000米的伊尼欧山脉能聚集足够的雨量供给山区的常年小溪。当这些山溪从峡谷中涌出时,立即渗入多孔的冲积扇砾石层中,然后水向下流入谷底成为常年性地下水体。在干盐湖边缘的一些地方,地下水呈孤立的常年泉出露,但是大量的地下入流在渗流带被蒸发而产生高浓度的卤水,它整年浸泡干盐湖的沉积物而使得盐分不断聚集。象埃尔湖一样,盐谷湖只是在偶尔发生的暴洪后才有地面水体,但此水流是从边缘冲积扇通过坡面径流直接流入湖中,而不是通过暂时性河流水道进入。只有当山洪暴发时,碎屑沉积物才能被搬运和沉积在盐谷盆地中。

有关具体盐湖的水文学的详细资料,读者可以参阅Jones (1965), Phillips和Van Denburgh (1971)等人的著作,关于封闭盆地湖泊水文循环的综合性讨论,建议参阅Langbein (1961)的论文。

盐湖卤水的化学演变

对盐湖环境的化学特征, Jones (1966), Jones和Van Denburgh (1966), Hardie和Eugster (1970)已进行过讨论,还有, Eugster和Hardie (1978)作了比较详细的总结。这两位作者认为,由入流水体获得溶质,由碱土碳酸盐和石膏的早期沉淀而使水的成分改变,浓卤水进一步变浓,从而使大量可溶性盐类矿物结晶出来,最后,在沉积物和所含卤水之间产生成岩作用反应。在本报告中,我们将对这些问题作一简要说明。读者如要了解详细资料,可查阅上述著作。

业已知道,盐湖的成分极其广泛,受溶质SiO₂、Ca、Mg、Na、K、HCO₃、CO₃、SO₄和Cl所支配。其中最丰富的阳离子为Na,而阴离子浓度的变化很大。主要的卤水类型为:(a) Na—CO₃—Cl—SO₄, (b) Na—Cl—SO₄, (c) Na—Mg—Cl—SO₄, (d) Ca—Mg—Na—Cl。Hardie和Eugster (1970)查明了决定某一具体盐湖的成分的因素。他们发现,卤水的最终成分是从水演变的最早期阶段,即发生在集水区的风化反应继承而来的。因为这些反应是由所含矿物的性质和成分所决定的,也就是说,基本上是由基岩岩性控制着水的成分。基岩的风化反应有几种:(a)非硅酸盐矿物如石盐、石膏、方解石、白云石的均等溶解;(b)非铝硅酸盐矿物如橄榄石的均等溶解和水解;(c)铝硅酸盐矿物如长石的非均等溶解和水解,形成粘土;(d)金属硫化物氧化产生金属氧化物和硫酸盐离子,例如,黄铁矿变成针铁矿和SO₄²⁻。应当指出,碳酸(大气中CO₂溶于雨水)风化作用在干旱封闭盆

地中是主要的化学作用，这已由在封闭盆地入流水中以 HCO_3^- 为主所证实（例如，见 Jones, 1965 和 Hardie, 1968 的分析），也被冲入沙漠盆地中的细沉积物中粘土矿物的丰度所证实（Droste, 1961）。在这方面，富含斜长石的火成岩和变质岩的风化作用，象石灰岩的溶解一样，能够供给入流水体大量的 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 离子。

当入流水体带着由高地上的风化反应而新获得的溶质向下流入封闭湖泊时，它们遭受蒸发浓缩。这包括地表水的直接蒸发，渗流带地下水的地下蒸发，以及蒸发-蒸腾作用。当饱含 CO_2 的地下水出露并与大气交换时，会产生 CO_2 的脱气作用。这些蒸发作用和脱气作用使得溶质的浓度不断增加，直到使最小可溶性化学沉淀物达到过饱和。我们测试的所有入流水体（Hardie 和 Eugster, 1970），不管其源区的基岩类型如何，首先饱和的是碱土碳酸盐，方解石或文石或镁方解石（Nesbitt, 1974）。 Ca 、 Mg 和 CO_3 的早期沉淀，对卤水化学成分的后期的变化有着深远的影响。当碱土碳酸盐开始沉淀时，如果 $\text{HCO}_3^- \gg \text{Ca} + \text{Mg}$ ，则随后的蒸发浓缩将会形成一种富含 $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3$ 而耗尽 $\text{Ca} + \text{Mg}$ 的水，即碳酸钠卤水。对于起初 $\text{Ca} + \text{Mg} \gg \text{HCO}_3^-$ 的水，会形成富含碱土而耗尽 $\text{CO}_3 + \text{HCO}_3$ 的卤水。所形成的碳酸盐的数量决定于原始 $\text{HCO}_3^-/\text{Ca} + \text{Mg}$ 的比值，如比值很小或很大，很少有碳酸盐能够形成。相反，如果克分子比接近于1，将大量形成碳酸盐。在这种情况下，在低镁方解石之后出现高镁方解石，最后出现原白云石，有时甚至出现菱镁矿，因为镁在残留水中非常丰富（Füchtbauer 和 Hardie, 1976）*。这些效应以图1中的简图表示（比较完整的示意图见 Eugster 和 Hardie, 付印中，图5）。

由于进一步蒸发浓缩，许多水体紧接着饱含石膏。这仍是一种早期沉淀物，而首先沉淀石膏的水体，其离子强度一般小于1（Hardie 和 Eugster, 1970, 第279页）。象方解石

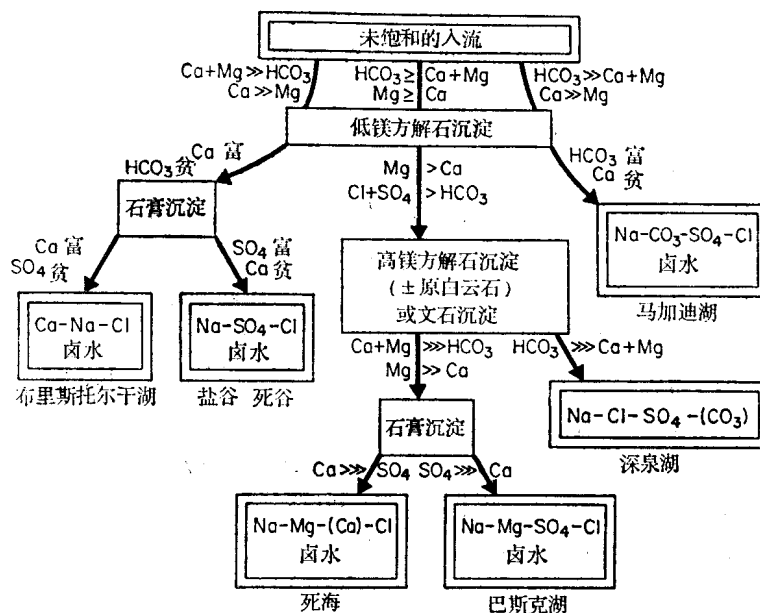


图1 卤水演变的蒸发浓缩过程（箭头方向）流程示意图

* 根据分子运动理论，文石可取代方解石，特别是在 Mg/Ca 原始比值高的淡化表层湖水中（Füchtbauer 和 Hardie, 编写中）。

一样,石膏沉淀是一个重要分支点,以后水的变化主要决定于 Ca/SO_4 的比值,也就是说,水体现在可以是耗尽 Ca 或 SO_4 ,相应地形成 $\text{Na}-\text{Cl}-\text{SO}_4$ 或 $\text{Ca}-\text{Na}-\text{Mg}-\text{Cl}$ 型卤水(图1)。沉淀物的性质和结果将在后面讨论,但十分清楚的是,将形成环带状分布,蒸发盆地的外围是不大溶解的碳酸盐,它与较淡的水接触,而接近盆地中心为石膏(Hunt等人,1966;Hardie,1968)。

靠蒸发作用形成的后面的矿物通常是易溶的,除非溶质负载增加许多倍,否则它们达不到饱和。在这个蒸发浓缩阶段,另一种能增加溶质负载的作用,即盐霜壳被雨水或暂时性径流溶解,就变得重要了。这种壳形成在地表或地表附近,它们是地表水或由于蒸发抽吸到地表的地下水完全蒸发干的产物(Hsu和Siegenthaler,1969)。另一方面,溶解作用是局部的,使最易溶盐首先被溶解掉。含在盐霜壳中的大部分碱土碳酸盐不再被溶解,因此它们从演变中的卤水中永远消失了。对于这些以及氧化硅的消失,Eugster(1976),Jones,Eugster和Retting(1977)以及Eugster和Jones(1978)曾作过讨论。其他所观察到的重要消失是钾(通过离子交换反应)和硫酸盐(与细菌还原作用有关)。在盐霜壳溶解中, Na 、 Cl 以及一些丰度较小的元素如 Br 、 B 、 F 有很大的增长。

到此时,卤水溶质负载已比入流水体增加一千多倍,并处于最后的矿物沉淀阶段。这会出现下列两种模式中的一种:(a)在开阔湖泊卤水的表面上,或(b)在封闭卤水的沉积物的内部。从这些卤水中沉淀出来的矿物的性质,当然受到卤水以前所遵循的演变路线的控制。常见的产物是芒硝($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$),无水芒硝(Na_2SO_4),石盐(NaCl),天然碱($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$),碳酸钠矾($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$),白钠镁矾($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$),泻利盐($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$)。由于封闭卤水与较早期形成的沉淀物的反应而在沉积物内形成的常见盐类有:斜钠钙石($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$),钙水碱($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$),钙芒硝($\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$),苏打石(NaHCO_3)。

封闭卤水与碎屑沉积物的相互作用也可形成不大溶解的矿物,如自生硅酸盐。了解最好的例子是由火山玻璃与碱性卤水起反应而形成的沸石(见Eugster和Hardie,1978,最近的综述)。许多这些沉积物显示出矿物分带性,这可能是记录了地下卤水中的浓度梯度。从淡化的周边到盐中心,其一般连续序列为:蒙脱石—沸石(钙十字沸石、斜发沸石、毛沸石、发光沸石)—方沸石—钾长石。由类似方式形成的种类繁多的其他矿物已有报道,对始新世绿河组编制了一份最引人注目的清单(Milton,1971)。

盐湖中的生物作用

有些生物对于高盐度(50%以上)和(或)高碱性的忍受能力使人惊奇,如少见的非洲鲫鱼*Tilapia*,盐水虾*Artemia*,轮虫类、桡足类、线虫类、昆虫幼虫、蠕虫、蓝绿藻、细菌和较高等盐地植物的一些种(见Beadle,1974,第259—280页,盐湖生物区的综述)。这些耐盐生物是盐湖沉积记录的重要内容,特别是与碳酸盐沉淀作用、底部沉积物的生物扰动以及有机物质的沉积和分解等有关。

在非盐的温带常年湖中,浮游藻类在夏季的茂盛繁殖,据认为是方解石沉淀的原因。光合作用从水中消耗掉 CO_2 ,使 pH 值增加,因而使 CO_3^{2-} 的活性增加,这可能导致 CaCO_3 的过饱和。这就是Nipkow(1920)用来解释苏黎世湖中的 CaCO_3 年纹层的模式。这种模式

是否适用于盐湖,这还不清楚。在死海,文石沉积不是季节性的而是全年连续性的,并且看来是非生物沉淀的(Neev和Emery, 1967)。加利福尼亚的深泉湖也是这样,碱土碳酸盐明显地是非生物沉淀的(Jones, 1965; Peterson, Von der Borch和Bien, 1966; Clayton, Jones和Berner, 1968)。

在盐湖盆地中,蓝绿藻一定是与入流水道中和泉眼周边沉淀的纹层状石灰华和格状石灰华共生(例如, Dunn, 1953; Scholl, 1960; Slack, 1967)。但仍然不清楚的是,是由于藻类的代谢作用导致碳酸盐沉淀,还是藻类简单地被无机沉淀的碳酸盐所掩埋。对纹层状石灰华和格状石灰华,将在“泉亚环境”一节中更详细地讨论。

盐湖盆地沉积物中的生物扰动作用,在湖周围的沉积物中特别明显。例如,在冲积扇、沙坪、沙丘和泥坪中,沉积层理可被盐地植物的根(参看Glennie和Evamy的*dikaka*, 1968; Glennie, 1970, 第113—117页)、昆虫潜穴、寡毛类蠕虫潜穴、鸟食坑及陆生动物潜穴等所破坏或断开。在常年性盐湖湖底沉积物中可被蠕虫或盐水虾钻孔或搅成球粒状。

在含溶解 SO_4^{2-} 的盐湖卤水中,硫酸盐还原细菌(Baas-Becking和Kaplan, 1956; Goldhaber等人, 1977),在底部沉积物中起着重要的成岩作用:它们造成厌氧条件而有利于石膏的溶解和铁的硫化物和磷酸盐的沉淀(在下面的“常年性湖亚环境”一节中讨论)。

蓝绿藻丛和颗石藻软泥可聚集在盐湖的底部,这些藻类沉积物将是成岩转化为“干酪根”的原始物质,这种烃络合物是组成始新世绿河组油页岩的有机组分(Bradley, 1973)。在盐湖变得太咸之前,硅藻可以繁殖,硅藻软泥将堆积在底部,从湖水中有有效地吸取 SiO_2 ,并使其作为沉积物保存下来(例如死海, Neev和Emery, 1967, 第81页)。

最后,一般分布很广泛的潜水湿生植物,在潜水面浅的扇趾、沙坪、泥坪上生长丰富,这些植物通过蒸发-蒸腾作用,使地下水中可溶性盐的浓度增加。Hunt (1966)对加利福尼亚死谷中的这种潜水湿生植物以及旱生植物作了很好的描述。

盐湖沉积组合的亚环境

盐湖的周围是一种在成因上相互有关的、主要由湖的入流的各种特征所造成的沉积亚环境*组合。因此,从沉积学的观点出发,必须把封闭盐湖盆地作为一个统一整体,即把盐湖作为亚环境组合体系的一部分来考虑。根据我们的经验,没有两个完全相同的现代盐湖盆地,因此很难提出一种盐湖沉积的典型模式。而我们的研究方法是划分出与现代盐湖有联系的单个沉积亚环境,描述它们的沉积物的鉴别特征(沉积构造,结构,几何形态等),以及形成这些特征的作用。这种研究方法是把单个亚环境看作为单个积木块,当需要对一个具体盐湖沉积组合的沉积作用作全面描述时,可将它们组合起来。实际存在的是哪些亚环境,它们在空间和时间上如何排列,这是在一个具体盐湖盆地中正在发生或已经发生过的各种具体作用过程的灵敏的反映。Hardie (1977, 第188—189页)概述过用这种方法对碳酸盐潮坪沉积所作的研究,只要从现代沉积能获得适当的标志,那么这种研究方法对

* 所谓亚环境,我们指的是具有特征的自然地理条件,特征的物理、化学和生物作用过程的、盆地表面的某一部分(见Hardie, 1977, 第3页)。亚环境的岩石记录称为“亚相”(Reinhardt和Hardie, 1976, 第16页)。

再建古沉积环境就很有用处。

考虑到这种研究方法，我们在下面概述从现盐湖盆地所识别的几种主要沉积亚环境的重要特征。所研究的亚环境有：(1) 冲积扇，(2) 沙坪，(3) 泥坪，(4) 暂时性盐湖（盐泥坪和盐盘），(5) 常年性盐湖，(6) 沙丘区，(7) 常流河泛滥平原，(8) 暂时性河流泛滥平原，(9) 泉，(10) 盐湖的岸线特征。

我们将首先讨论各亚环境的特征，然后简要地提出现代盐湖盆地，例如：加利福尼亚的死谷（图4）、盐谷（图5a和b）和深泉谷（图6）；澳大利亚的埃尔湖盆（图7）；中东的死海盆地；以及犹他州的大盐湖盆地（图8）中的、亚环境典型组合的一些例子。

冲积扇和沙坪亚环境

许多盐湖盆地是由于断块和裂谷而形成的。在这种地堑-地垒体系中，所形成的地形高差大（图3c），使得砾石质粗粒冲积楔状体发育，它们包围着谷底平坦的盐湖（例如，参见Hunt和Mabey, 1966的图3, 4, 5, 28, 57, 58, 61和75）。这些砾石质楔状体连接成冲积扇，而冲积扇是从山中河流源点呈放射状堆积在平坦谷底上的很粗粒沉积物的锥形体（见Bull, 1972; Cooke和Warren, 1973, 第174页）。我们发现，盐湖盆地中的冲积扇常常往下逐渐变为边缘沙裙，其特点与冲积扇和河流冲积平原都不相同。Hardie (1973) 把这种不同于冲积扇的沙裙称之为沙坪亚环境。

冲积扇在径向剖面上是中凹的，而在横切扇的剖面上是中凸的（Bull, 1972, 第63页），其平均坡度一般 $<10^\circ$ （Cooke和Warren, 1973, 图3.5）；在美国西部起伏不平的盆地和山区，扇的坡度一般 $>4^\circ$ 。在下加利福尼亚，在加利福尼亚海湾西北角，从扇顶到扇趾，在20公里距离范围内，地形起伏达500米。如有长期活动的断裂存在，则可堆积很厚的（但比较狭窄）、厚达数千米的扇积物。

冲积扇表面被一些特征的放射状的暂时性河流网状水道所切割，这些水道向着扇趾变浅，变得不明显。这种形式反映了冲积扇形成的主要沉积过程：山区灾难性的暴雨洪水造成水量骤增，向下涌入峡谷补给河流，并在扇上蔓延开来（McGee, 1897, 第99—105页）。这些洪水在扇上形成四种主要的沉积物（见Bull, 1972, 第66—71页；Blissenbach, 1954, 第178—179页）：(1) 浅的网状河道沉积物，(2) 深切河道充填物，(3) 筛积物，(4) 泥石流沉积物。

网状河道沉积物（Bull的片流沉积物，1972, 第66—68页）以粗砾石坝的形式出现于扇面上，被河道很浅（深度 <1 米）的网状体系，或被底面为粗砂、砂砾和细砾的冲刷带所隔开（图2a，也可见Hunt和Mabey, 1966, 图77和78）。在垂向剖面中，这些沉积物象典型的网状河道沉积物一样（见Doeglas, 1962; Williams和Rust, 1969）呈一系列横切的透镜体（Spearing, 1975, 图1）。厚度一般小于1米。砾石坝是由支撑骨架的漂砾和砾石的透镜体所组成（图2b），其分选中等，有些情况下成叠瓦状。砂和粗砂由于渗滤作用而充填于骨架孔隙中。坝间冲刷沉积物可根据板状—平行水平纹理和低角度倾斜纹层状粗砂质砂层来识别。向扇下方，砾石部分的最大粒度明显减小（Krumbein, 1942）。这表明在洪水速度最大时，砾石透镜体形成为大型透镜状纵向坝。当洪水变小时，水变浅，河流能量变小，细砾、粗砂和砂则以高流态底形（板状层、反沙丘、“冲刷”沙丘）沉积在坝间水道中（Williams, 1971, 第8页；Simons, Richardson和Nordin, 1965, 第37页）。

深切河道充填物是向下游延伸的狭窄的砾石质透镜体，一般要比网状河道沉积物厚得