青藏高原湖泊沉积物对古气候环境变化的响应

李明慧,康世昌

(中国科学院青藏高原研究所,北京 100085)

摘 要:随着全球变化研究的不断深入,青藏高原湖泊沉积物的研究得到很大发展。作为高分辨率古环境变化的"记录仪",湖泊沉积物在重建晚第四纪全球环境变化中具有特殊的地位和意义。湖泊沉积物中储存的各种信息反映了矿物学、同位素地球化学、生物学、沉积学等方面对气候环境变化的响应。在古环境变化研究中,湖泊沉积物已经从定性化研究逐渐过渡到定量化研究。

关键词: 综述; 湖泊沉积物; 古气候环境; 青藏高原

中图分类号: P59 文献标识码: A 文章编号: 1008-858X (2007)01-0063-010

20 世纪 90 年代以来,随着过去全球变化 研究的深入和扩展,湖泊沉积物因其封闭的沉 积环境、高分辨率、连续性及其对气候和环境 变化的高敏感性等优势日益受到重视,而青藏 高原湖泊沉积物因其独特的地理位置尤其受到 学者们的青睐,从湖泊沉积物的多指标研究中 可见一斑。

1 孢 粉

孢粉由于个体小、重量轻、数量多等特 点,很容易在风、水和昆虫的搬运和采集过程 中向其它区域传输,不同时期的湖泊沉积物中 都含有大量孢粉,因此,孢粉是湖泊研究中常 用的指标。

不同植物孢粉的传播距离不同,松树具有 发达的气囊,花粉可随大气运移到950~1000 km之外,而云杉花粉的传播距离不超过300~ 400 km,草本植物和蕨类植物个体矮小,风在 地表影响很小,孢粉传播距离常常只有几米至 几百米。无论哪种植物,其孢粉大部分都降落 在生长区范围内。桦树森林范围内的花粉含量 为92%~99%,桦树林范围以外,迅速降为 5%~0.5%;松林区松属花粉浓度为5.1~22 万粒/克样品,而距离松林区450~700km处 的花粉浓度不超过100粒¹¹。从数百公里以外 的地方传来的花粉,花粉浓度一般较低,比例 极小。所以,重建古气候环境时,首先考虑优 势花粉,其次是特殊环境下才出现的种属,如 盘星藻,只在淡水环境中出现^[2-3]。荒漠草原 的主要成分蒿属和黎科,其比值则可以反映气 候的干湿变化^[4-5]。花粉记录的干湿变化主要 是由降水量来决定的,而降水量的多寡是由季 风的强弱造成,因此,花粉记录反映的湿度和 降水量的变化也反映了季风的变迁^[6-7]。

通过孢粉研究,已经建立了青藏高原晚更 新世以来的气候演变序列,如若尔盖盆地 RH 和 RM 孔^[4,6,8-10]、扎布耶盐湖^[11]、色林错^[12]、 佩枯错¹¹³、仁错和海登湖^[3]、羊湖^[14]、柴达木 盆地^[15]等湖泊沉积物的研究,都给出了不同

收稿日期: 22006-05-31

基金项目:中国科学院"百人计划"和创新项目(KZCX3-SW-339);国家自然科学基金(40401054);国家科技部"973"项目 (2005CB422004)

⁽作) 1994-2027 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnl

时期湖区植被状况以及所指示的古气候环境变 化。孔昭宸^[16]、唐领余等^{17]}认为晚更新世冰 期和间冰期的变化基本上控制了高原植被的演 替、主要为寒温的高山灌丛、草原和荒漠草原 植被。由于高原特殊的大气环流形势、全新世 植被总貌由东南向西北发生山地森林→寒冷灌 从与草甸→高寒草原→高山荒漠的地带性涕 变^{18]}: 全新世早期 (12~9.0 ka BP) 高原东 南部 (104°~98°E) 植被为落叶阔叶林/针阔 叶混交林、中部 (98°~92°E) 为草甸或灌丛 草甸. 再向西至 80°E 左右为草原植被. 气候 寒冷干燥。平均气温比现在低4.5~5.5℃。 全新世中期(9.0~3.2 ka BP) 由东向西高原 古植被依次发育为针阔混交林或硬叶阔叶林 (104°~98°E) →针阔混交林 (98°~80°E) → 灌丛草甸→草原 (92°~80°E), 中期气候比早 晚期温暖湿润、中西部出现高湖面期、年均温 高出现在5 [℃]以上; 全新世晚期 (3.2 ka BP 以 后) 由东向西依次为硬叶阔叶林→针阔混交林 →草甸→草原→荒漠。 气温降水呈非线性下 降, 越向西下降幅度越大, 而中西部则严重干 旱、湖面降低、湖水变咸^[7]。

2 矿物

在湖泊演变过程中,沉积物中的矿物记录 了大量的环境信息,下面从碳酸盐、粘土和盐 类矿物3个方面分别阐述。

2.1 碳酸盐矿物

湖相碳酸盐有两种来源,外源和内源。外 源碳酸盐为湖泊周围岩石风化的产物,颗粒较 粗;内源碳酸盐包括自生碳酸盐和生物碳酸 盐,前者受湖水物理化学性质、温度和生物作 用的影响,颗粒细小或呈隐晶质状态出现,后 者指介形类、腹足类等生物壳碳酸盐。当碳酸 盐含量较高时,以内源自生碳酸盐为主,反之 则以外源为主^[19]。

对青藏高原湖泊而言,由于气候寒冷,风 化作用弱,进入湖泊的外源碳酸盐较少,相对 内陆湖泊其生物活动也少。因此,青藏高原碳 酸盐以自生碳酸盐为主,矿物种类主要是文 石、方解石和白云石。

一般认为, 湖水的咸化和淡化控制碳酸盐 含量的变化、湖水咸淡间接地指示气候的干湿 变化,即相对湿润气候条件下,蒸发作用弱, 湖面高、湖水淡化、碳酸盐含量较低; 气候干 旱时,蒸发作用强,湖面低,湖水浓缩,碳酸 盐含量增高^[19-25]。例如青藏高原东部若尔盖 盆地 140~80 ka BP, 碳酸盐含量低, 气候暖 湿: 80~60 ka BP. 碳酸盐含量为峰值. 气候 冷干; 60~30 ka BP, 碳酸盐含量逐渐降低, 气候以温湿为主^[21]。但最近研究发现、以文 石为主的青海湖碳酸盐在气候相对暖湿时期含 量高,气候干冷时含量低^[26-27]。实验研究认 为, 低温下 (< 50 °C), Ca²⁺-Mg²⁺-HCO₃⁻⁻ Cl^--H_2O 体系中,随着 Mg^{2+} 浓度的增大,矿 物相的组成变化为纯万解石→方解石+文石→ 纯文石、温度升高是有利于文石的形成、而且 Mg²⁺离子能稳定溶液中的文石^[28],青海湖中 文石这种少见的环境变化也许与其晶体本身有 关。

2.2 粘土矿物

粘土矿物是母岩在不同环境、不同风化阶 段流失不同的元素而形成的。一般认为,高岭 石是在潮湿气候酸性介质中岩石被强烈淋滤的 条件下形成;绿泥石是基性岩和含绿泥石变质 岩的低变质特征矿物,不耐化学风化和搬运; 伊利石是在气温稍低、弱碱性条件下,由长 石、云母等铝硅酸盐矿物风化脱钾形成,如果 气候变得热湿,化学风化进行得彻底,伊利石 将进一步分解为高岭石^[29-31]。

不同来源的粘土矿物具有不同的形状。砂 岩形成的伊利石、绿泥石和高岭石单晶体分别 呈弯曲片状及毛发状,竹叶状和假六方板状, 自形或半自形假六方板状,而泥岩形成的伊利 石、绿泥石和高岭石则分别呈板状和条状,片 状或薄板状,呈等釉粒状和浑圆板状^[32]。

不同粘土矿物的含量也反映气候环境的变 化,伊利石/蒙脱石混层与伊利石的比值可以 反映水分条件的好坏,比值较小时反映水分条 件好,反之亦然。12万年以来纳木错湖区曾 有3个水分条件优越的时段,最明显的一期在 距今7~9万年间^[33]。

伊利石的形态指数 Hw (又称"开形指数 Ns"; Weaver 指数; Kübler 指数) 也是判断环境 变化的重要指标。Hw 越小,说明母岩受风化的 程度越强,即干冷条件下形成的伊利石 Hw 指 数高,而湿热条件下的 Hw 指数低^[33-34]。

青藏高原的粘土矿物主要是伊利石和绿泥 石,也有小部分湖泊如依布茶卡、玛尔果茶卡 等出现少量蒙脱石,达瓦错和茶拉卡等湖泊出 现少量高岭石,干旱气候和不同的物源是控制 盐湖粘土矿物特征的重要因素^[29]。

2.3 盐类矿物

盐类矿物是指天然盐水受蒸发而使某些组 分达到饱和形成的化学沉积矿物,多出现在海 相和湖沼沉积以及干旱气候带的盐渍土中。根 据沉积条件,郑绵平等^[35]将盐类矿物划分为 冷相、暖相和广温相3类。由于盐类矿物的形 成不仅仅与气候有关,更多地受到湖水物理化 学性质的制约,所以,除非大规模出现,否则 少量冷暖相矿物很难说明气候的冷暖变化。目 前得到广泛认可的是芒硝,这种典型的冷相矿 物在末次盛冰期的藏北高原大量出现^[36-37]。

硼酸盐矿物是青藏高原湖泊中重要的沉积 物,多出现在藏北高原盐湖中。硼酸盐对沉积 环境一般有特殊的要求,如钠硼解石形成于富 含 B、Ca、Na 等离子的碱性溶液中^[38],芒硝 一石盐卤水的弱碱性一碱性环境有利于钠硼解 石沉积。在形成过程中,地下水的活动、硼的 迁移和富集、低温条件和稳定的物理化学环境 对硼酸盐的形成起重要作用^[39]。

盐类矿物形状也可以反映气候环境变化, 如西藏秋里南木湖出现的粉末状硼砂^[37],呈 0.1~2 cm 薄层状,这种硼酸盐一般生长在浅 水、水动力条件比较安静、低卤水浓度、低 温、稳定的物理化学条件和富B、Ca、Na的 环境中,是快速沉积的产物。一般龟片状石膏 指示干旱环境,而与粘土组成微细层理的粒 状、柱状石膏,指示相对潮湿的环境,混合形 态的石膏指示干湿频繁交替的环境^[40]

3 稳定同位素

气候环境的变化在稳定同位素中也有很明显的反映。白生碳酸盐和生物碳酸盐的碳氧同位素比率(如 δ^{18} O和 δ^{13} C)是最常用的指标。影响 δ^{18} O和 δ^{13} C值的因素很多,考虑这些不同的因素以恢复湖区的气候环境,正是学者们研究的兴趣所在。

3.1 氧同位素

3.1.1 自生碳酸盐氧同位素

自生碳酸盐氧同位素的影响因素包括湖水 温度、汇水盆地大气降水中氧同位素组分、水 文条件及湖水蒸发情况等⁴¹⁻⁴³。氧同位素平 衡条件下沉积的碳酸盐,其 δ^{18} O 完全取决于 湖水温度和氧同位素自身的成分;水温变化不 大时, δ^{18} O 主要由气温控制,气温越高,越 富集 δ^{18} O^[43-44];氧同位素不平衡时沉积速率 高的碳酸盐 δ^{18} O 比平衡条件下的 δ^{18} O 高 2[%] ~3[%]

温度对 δ^{18} O 的影响一般与 δ^{13} C 结合起来 讨论。青藏高原湖泊多数是封闭的咸水、半咸 水湖泊, δ^{18} O 和 δ^{13} C 呈明显的相关关系。封 闭性越强,相关系数越大,且 δ^{18} O 值正负均 有, δ^{13} C基本为正值^[46-47]。一般认为,如果 δ^{18} O 和 δ^{13} C 呈反相变化,则 δ^{18} O 主要受水温 影响,温度越高, δ^{18} O 值越大;如果 δ^{13} C 与 δ^{18} O 呈正相关变化,则 δ^{18} O 不仅受水温控 制,还受到水体氧同位素和盐度的影响, δ^{18} O 值高,指示湖泊处于蒸发浓缩期,水体盐度 大;反之,湖泊 处于淡化 期,水体盐度 小^[21,48-59]。

如果单独考虑盐度因素,一般盐度较高 δ¹⁸O值也高^{42]}。碳酸盐矿物不同, δ¹⁸O也不 同,文石中的 δ¹⁸O比同条件下的方解石 δ¹⁸O 高 0.6%,白云石的 δ¹⁸O比方解石的高 3%, 湖水越淡,方解石越容易形成,随着蒸发作用 的加强,文石和白云石开始出现,如果这些矿 物同时出现,则不容易区分^[44]。但在有些湖 泊只出现一种或以一种为主,这样只考虑一种 矿物的形成条件即可。例如,如若尔盖盆地的 碳酸盐就只有方解石一种矿物^{21]}, 青海湖中 的碳酸盐则以文石为主^[26]。 但在有些冰期的 湖相沉积物中却没有自生碳酸盐出现⁴⁶, 目 前青藏高原的湖泊研究中还没有类似的报道。

理论上,给定一个矿物,根据同位素成分 方程(通常是古温度方程)就可以估计过去的 温度变化^[44]。但由于不容易分离自生碳酸盐 中的单个矿物,吴敬禄等^[51]从湖泊水体氧同 位素平衡模型入手,直接求解出自生碳酸盐氧 同位素与古温度的关系;吴艳宏等^[52]对错鄂 湖以方解石为主的自生碳酸盐矿物做近似处 理,认为所求得的碳酸盐 δ^{18} O 与温度的关系 就是方解石 δ^{18} O 与温度的关系。

3.1.2 生物碳酸盐氧同位素

由介形虫、腹足类壳等组成的生物碳酸盐 氧同位素也是湖泊研究的常用指标^[42,48,53-58]。 一般认为,生物壳体是在与水体氧同位素平衡 的条件下形成^[48,54]。壳体 δ^{18} O 取决于形成时 的温度、盐度和水体的 δ^{18} O,温度越高,壳 体 δ^{18} O 值越高;盐度和水体的 δ^{18} O 高,壳体 δ^{18} O 也高。

介形虫的生存时间很短,而且一生蜕皮频 繁,其壳体 δ^{18} O 指示的只是湖泊当年的季节 变化^[53],因此,即便是利用介形虫壳的 δ^{18} O 恢复了过去的气候环境,如青海湖介形虫壳 δ^{18} O反映了近 800 年来湖区气候冷暖和湖水盐 度变化^[54],但这只是介形虫生长季节的冷暖 变化,不是全年的情况。腹足类壳体 δ^{18} O 也是 如此,如兴措湖的腹足类化石 Gyraulfus sibirica 主要在温季形成壳体,记录的是温季而非全年 的气候信息。壳体 δ^{18} O 与温度并不呈比例, 温度最高时 δ^{18} O 并不在最高值,不过与平均 温度却呈正相关^[57]。

除了碳酸盐的氧同位素外, 硅藻 δ¹⁸0 反 映的信息近几年也得到关注。硅藻的生存时间 只有短短几周, δ¹⁸0 的大小取决于夏季湖水 温度、氧 同 位 素 和 蒸 发 量、降 雨 量 的 大 小^[59-61],温度高、降雨量大,硅藻 δ¹⁸0 值 高,反之则低。

3.2.1 有机碳 (¹³Corg)

自从 Stüiver 于 1975 年探讨了湖泊沉积物 中 δ^{13} Corg 与气候变化的关系后,尽管其影响 因素较多,气候解译也较复杂,但在湖泊研究 中依然应用广泛⁶²⁻⁶⁴。Street—Perrott 等⁶⁴ 将 有机物中 δ^{13} Corg 的影响因素总结为 5 大类; 不同物源的比例,每种物源碳基质的 δ^{13} C 值; 不同物源相对于碳基质的同位素分馏系数;不 同物源的成分组合;沉积后的过程变化。

湖泊沉积物中的 δ^{13} Cog 来源主要为陆生 植物和水生植物两种。根据光合作用途径不 同,陆生植物分为 C3 类和 C4 类植物。一般来 说,C4 植物为-21 % $< \delta^{13}$ Cog < -10 %,C3 植物为-33 % $< \delta^{13}$ Cog < -22 % ⁶⁷]。C4 植物 的 δ^{13} Cog 偏高,指示的气候暖偏干:C3 植物 的 δ^{13} Cog 值偏负 ^{[69}],同温度呈正相关 ^[68]。青 藏高原目前还没有 C3、C4 植物分布的系统研 究 ^[68],高原东部若尔盖盆地 470 ka BPC4 植物 消失 ^[21],826 kaBP 沉积物中 δ^{13} Cog 值为-29.5 % ~23.2 %,近 50 年来的 δ^{13} Cog 值为-15.5 % ~16.096 % ^{(66,69]},青海湖晚冰期主要发 育 C3 植物, δ^{13} Cog 集中在 -22.0 % ~ -27.0 % 之间 ^[62]。

湖泊水生植物分为浮游植物和沉水植物, 前者光合作用所需的 CO₂ 主要由大气提供, δ^{13} Corg 基本接近于 C3 植物。后者有机质碳与 湖水化学性质关系密切,湖水硬度大, pH 高, 温度低,则 δ^{13} Corg 值偏高^{66,70}。

湖泊沉积物中,常用有机物中的 C/N 比 值来区分水陆植物来源,水生植物的 C/N 比 值为 5~12,一般小于 10,而陆生植物的 C/N 比值为 20~30,甚至更高^[71],如青海湖, 19.3~12.1 kaBP 沉积物 C/N 比值较低, δ^{13} Corg 主要来源于水生浮游植物^[62]。不区分水 陆植物来源时,总有机碳含量(TOC)也可以 指示气候变化,温暖条件下 TOC 高,相对干 冷时 TOC 低^[72]。

青藏高原的海拔变化较大, δ^{13} Corg 值随 高度变化而明显不同 3 500 m 以下, δ^{13} Corg 值 随海拔高度的增加逐渐变小,从—20.5%逐渐 减少到—28.5%左右,3 500 m 以上, δ^{13} Corg 随海拔高度的增加而增加,从—28.5%逐渐增

3.2 碳同位素

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Puolishing Flouse. All rights reserved. This river

加到-15.0%左右⁶⁸。海拔每升高1 km, C3 禾本科植物穗三毛、垂穗鹅观草、紫花针茅、 垂穗披碱草的 δ^{13} Corg 值平均升高 1.37 %^[73]; 同一纬度带上, 高海拔区的植物总是比低海拔 区植物富集重碳同位素、即 δ¹³C 值偏正, 但 也存在个别相反的情况。例如猪毛菜和狼毒的 δ^{13} C 值随海拔升高而降低^[74]: 羌塘高原东部 33°00′~34°15′N 至91°30′~93°00′E 范围内、高 山嵩草的 δ¹³C 值为一 25.63 ‰~27.95 ‰ 呈由 南东往北西方向偏正的趋势^[75]; 高原北部草 本植物叶片 δ^{13} C 值, 随着海拔升高和经、纬 度的降低呈现升高趋势^{[79};按照森林→灌丛 →高山草甸草原→荒漠草原→高寒荒漠的顺 序、 δ^{13} Corg 是逐渐变重的^[68]。 δ^{13} Corg 随海拔 高度变化而变化、这种现象主要是由降水量、 CO2 分压、温度和相对湿度及其协同变化等造 成的。

3.3.2 无机碳

无机碳同位素主要来自湖泊内源碳酸盐矿 物 (自生碳酸盐和生物壳碳酸盐), δ^{13} C 主要 受大气CO2 与湖泊水体碳交换程度的影响。影 响CO2 交换的因素主要有湖水硬度、湖泊生产 力和湖区降雨量等,湖水硬度或盐度越高,水 体溶解空气 OO_2 量越少、湖水¹³C 越富集、自 生碳酸盐的 δ^{13} C 值越高^[10, 46, 77]; 降水越多, 湖水溶解空气 CO_2 增多,水体 HCO_3^- 多、 ^{13}C 富集量减少. 沉积物中 δ¹³C 偏负^[78]。例如西 藏错鄂湖自生方解石的 δ¹³C 与降雨量呈负相 关,相关系数 $R^2 = 0.4$,与温度关系不明 显 $^{[52]}$ 。相反、生物壳碳酸盐的 δ^{13} C 与降雨量 呈正相关、降水越多、生物生长快、吸收重碳 同位素多, 生物壳的 δ¹³C 偏正, 如兴措湖腹 足类Gyraulus sibirica 壳体 δ¹³C 与温季降水量呈 正相关系,相关系数达到 0.71^[57]。

也有研究发现,温度及相关变化是控制碳 含量的主要因素,温度及引起的光合作用强度 对自生碳酸钙沉淀起主导作用时,沉积物中无 机碳和有机碳呈正相关变化,当温度及其引起 的蒸发速率等物理化学因素起主导作用时,二 者呈负相关变化^[79]。

由于影响。¹⁸Q.和 ³¹³C.的因素很多, 而且

这些因素都与环境有关,例如,温度变化会改 变湖泊碳酸盐氧同位素的平衡,也会影响湖区 和盆地降水同位素的组成以及蒸发量等;反过 来,这些因素又会影响碳酸盐同位素的组成。 因此,利用碳氧同位素进行定量或定性解释温 度,不给出某些假设条件是不可能的^[44]。

4 地球化学

湖泊沉积物元素地球化学特征及其比值, 已成为反映古气候波动的有效指标^[80-82]。沉 积物中(CaO+K2O+Na2O)/Al2O3 反映了活 动组分与惰性组分之间的关系,比值越高,入 湖的惰性组分越少,源区的风化越弱,水热条 件差;反之,风化作用增强,水热条件优越; $CIA = 100 \times Al_2O_3/$ (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO) (CaO一硅酸盐矿物的 CaO 含量) 反映了物源 区化学风化的情况, CIA 值越大, 风化强度越 \mathbf{t} : ICV = (Fe₂O₃+K₂O+Na₂O+CaO+MgO+ $MnO+TiO_2$) /Al₂O₃ 反映了矿物的风化程度, 不同的矿物具有不同的 ICV 值,非粘土矿物的 ICV 值高于粘土矿物^{80]}; K₂O、Fe₂O₃和 Al₂O₃ 的高值代表了较强的氧化环境,高含量的 MgO 和 CaO 指示着较干的气候环境 ⁸³ : C/N 比值 可以用来区分有机质的水陆植物来源,水生植 物的 C/N 比值为 5~12、陆生植物的 C/N 比值 一般为 20~30^[70-71]。

Sr 的化学性质与 Ca 相似, 化学风化作用 中极易淋失, Rb 与 K 相似, 很容易富集在风 化产物中, 而 Zr 却很稳定^[84], 因此, Zr/Rb、 Rb/Sr 比值常用来表示沉积物粗细颗粒(粘土 级)的相对含量及化学风化的强弱, Sr 含量 低, Rb/Sr、Zr/Rb 高, 说明化学风化作用较 弱; Sr 含量高, Rb/Sr、Zr/Rb 比值低, 指示 较强的化学风化作用^[63,85-89]。

Li 是青藏高原盐湖中很重要的元素,其 浓度的变化能代表盐度变化或气候的干旱程 度。青藏高原从北(柴达木盆地)至南(西 藏) 气候干旱程度逐渐增大,盐湖卤水中 Li 含量依次增大,随碳酸盐一硫酸盐-氯化物矿 物的依次沉积,Li 含量也依次增加,如硫酸 盐型盐湖中 Li 含量比碳酸盐型中的高。盐湖 中 Li 和 Mg、Ca 含量成反比关系,高 Mg 环境 不利于 Li 的富集,这与各类岩浆岩(火成岩) 中的关系相似^[8],但美国 Owens 湖的 Li 与 Mg 却呈正相关,相关系数达到 0.92,与 Ca 的浓 度没有明显的相关性^[46],可能与其所分析的 Li 来源有关。

生物壳体的 Sr、Ca、Mg 也是古环境研究 的重要指标。Sr/Ca、Mg/Ca 比值能反映沉积 水体的盐度、温度^[53]。兴措湖腹足类壳体 Mg/Ca 与夏半年气温有关,Mg/Ca 与降雨量的 关系为 (d (Sr/Ca) /dP) = -0.045/ mm^[59]。 介形虫壳的 Mg/Ca 与水体盐度的关系为:湖 水Mg/Ca>2时、水体Mg/Ca增加、介形虫壳 的 Mg/Ca 会相应增加^[78], 湖水 Mg/Ca<2时, 水体 Mg/Ca 比值稍微增加, 介形虫壳的 Mg/Ca 会出现异常高的比值^{$78,88]},湖水<math>SO_4^{-2}$ 浓度的</sup> 升高会降低介形虫壳的 Mg/Ca 比值⁷⁸。但在 西藏错鄂湖、介形虫壳的 Sr/Ca 与 Mg/Ca 之间 却是反向关系^[43],介形虫壳 Mg/Ca、Sr/Ca与 盐度关系紊乱的原因可能是沉积物中文石的存 在、当湖泊中有文石结晶析出时、会吸收水中 的Mg和Sr等元素,造成生活在其中的介形虫 壳体中相应元素与水体盐度不成线性关系[2]。

5 介形虫与硅藻

5.1 介形虫

除了介形虫壳的元素分析外,其生活习性 和形态特征也是恢复古气候环境的重要指标。 不同的种属可以在不同盐度和温度的水体中生 活。如高原西北部甜水海湖中的 Limnocythere dubiosa Daday 主要生活在碱性碳酸盐或硫酸盐 型的微咸盐湖中,羌塘高原扎布耶盐湖的 Limnocythere bispinosa Pang 大量繁殖的盐度为 0.67~0.72 g/L; Limnocythere kun lunensis Pang 则为广盐性种属,可以生活在不同的盐度范围 内,Candoniella mirabilis Schneider 为厌热性种 属,多数生活在10 [°]C以下的环境中^[89-90],西 藏地方种 Candona xizangenisis 和 Leucocytherella sinensis 则喜冷或偏冷环境^[91]

介形类的丰度、分异度也是近年青藏高原 古气候环境的研究热点之一。丰度和分异度 低,则气候较寒冷。不适宜介形类的生长发 育;介形类丰度、分异度高,则气候较温暖, 利于介形类的生长发育^[88,92-93]。

介形虫大小对气候环境的反映也很明显, 典型的湖相介形虫一般长 0.5~2.5 mm, 生命 周期一般为 3~5 周,一生中蜕壳 8~9 次^[53], 一般认为冷水、低盐度环境中个体较大^[88,94]。 尹宇等 [94] 对青藏高原东部、藏北、藏南和 藏中 50 多个湖泊中特异湖浪介的体长进行了 研究,给出了体长与古盐度的经验公式,张恩 楼等^{27]} 利用此公式对青海湖 0.9 ka 以来的湖 水盐度进行了定量恢复,与其它指标对比发 现,介形虫体长恢复盐度具有较高的可信度。

5.2 硅藻

硅藻属于狭温性生态类群。其种数、组 合、生态习性等受到温度和盐度的制约,一旦 水温和盐度变化,这些特征就会出现明显变 化[95-97]。与介形虫相似,不同种类的硅藻对 湖水盐度也有不同的要求^[99],如 Mastogloia elli ptica 生活在高盐度环境中; NavicuLa schEnf eldii 在淡水环境容易生存⁹⁷。硅藻生存时间短, 主要反映夏季或碳循环良好季节的湖水环 境^[59,96,98]。硅藻丰富则气候温暖、适宜生长。 如藏南沉错的硅藻组合反映了近 300 年湖水盐 度的变化^[95] :昂仁湖全新世硅藻组合、种数、 生态习性反映了该地区 11 ka 以来的气候变 化: 寒冷期(11 095~9 970 aBP)→温和期 (9970 ~ 9870 aBP) → 升温期 (9870 ~ 9770 aBP) →凉干期 (9770~8740 aBP) → 超高温期(8740~8590 aBP) → 高温期 $(8590 \sim 5970 \text{ aBP})^{[97]}$.

6 结 语

以上简要回顾了青藏高原湖泊沉积物对气 候环境变化的反应,虽然有一些指标没有讨 论,如磁化率、古地磁、有机质的氢指数、矿 物磁学等,但基本上可以看出,大多数指标都 是定性地反映气候环境的冷暖干湿变化。近年, 来,随着研究的深入发展,定量化研究已经受 到学者的关注,如介形虫体长与盐度的经验公 式等^[94],自生碳酸盐氧同位素与温度的定量 关系等^{51]},由于各自的局限,还有许多有待 进一步解决和应用的问题,定量化的研究任重 道远。

参考文献:

- [1] 王开发,王宪曾. 孢粉学概论 [M] 北京:北京大学 出版社, 1983. 7-20.
- [2] 萧家仪,吴玉书,郑绵平.西藏扎布耶盐湖晚第四纪 孢粉植物群的初步研究[J].微体古生物学报,1996, 13 (4):395-399.
- [3] 唐领余,沈才明,廖淦标,等.末次盛冰期以来西藏东南部的气候变化--西藏东南部的花粉记录[J].中国科学(D),2004,34(5):436-442.
- [4] Campo. V., Gasse, F. Pollen— and Diatom— Inferred Climatic and Hydrological Charges in Sumxi Co Basin (Western Tibet) since 13, 000 yr B P. [J]. Quaternary Research, 1993, 39 (3): 300—313.
- [5] 刘兴起,沈吉,王苏民,等。青海湖 16ka 以来的花粉
 记录及其古气候古环境演化 [J] . 科学通报, 2002,
 47 (17): 1351-1355.
- [6] 沈才明,唐领余,王苏民,等.若尔盖盆地 RM 孔孢 粉记录及其年代序列 [J].科学通报,2005,50 (3): 246-254.
- [7] 唐领余,李春海. 青藏高原全新世植被的时空分布 [J] .冰川冻土, 2001, 23 (4): 367-374.
- [8] 刘光琇, 沈永平, 张平中. 青藏高原若尔盖地区 RH 孔 800-150 ka B P. 的孢粉记录及古气候意义 [J]. 沉积学报, 1994, 12 (4): 101-109.
- [9] 沈才明,唐领余,王苏民.若尔盖地区25万年以来的 植被与气候[J].微体古生物学报,1996,13(4): 373-385.
- [10] 薛滨,王苏民,吴艳宏,等.若尔盖盆地 RM 孔揭示
 的过去 14 万年古环境 [J].湖泊科学,1999,11
 (3):206-212.
- [11] 吴玉书,肖家仪.西藏扎布耶湖地区三万年以来的花粉记录[J].海洋地质与第四纪地质,1996,16(3): 115-121.
- [12] 孙湘君,杜乃秋,陈因硕,等.西藏色林错湖泊沉积物的花粉分析[J].植物学报,1993,35(12):943-950
- [13] 黄翡. 西藏佩枯错 (2^{8°} 50[']N, 8[°] 20[']E) 13000 5000aB P. 植被与环境 [J]. 古生物学报, 2000, 39 (3): 441-448.
- [14] 刘爱民,喻建新,贺永忠,等.藏北申扎羊湖河谷 (C)140 ka B-P-以来古环境的初步研究」[J], i 第四纪研 (C)140 ka B-P-2021 (C) I 和 名 C) C) The formation of the company of the comp

究, 2003, 23 (1): 84-91.

- [15] 康安,朱筱敏,韩德馨,等.柴达木盆地第四纪孢粉
 组合及古气候波动[J],地质通报,2003,22 (1):
 12-15.
- [16] 孔昭宸,杜乃秋,山发寿.青藏高原晚新生代以来植 被时空变化的初步探讨[J].微体古生物学报,1996, 13 (4): 339-351.
- [17] 唐领余,沈才明. 青藏高原晚新生代植被史及其气候 特征[J],微体古生物学报,1996,13(4):321-337.
- [18] 唐领余,沈才明. 青藏高原全新世花粉记录 [J]. 微体古生物学报, 1996, 13 (4): 407-422.
- [19] 王小天,李世杰.青藏高原苟鲁错近几十年环境变化的湖泊沉积记录[J].湖泊科学,2002,14(3):217 - 222.
- [20] 王国志,汪品先.湖相碳酸盐的环境信息[A].见:
 含油盆地古湖泊学研究方法[C].汪品先,刘传联主编,北京:海洋出版社,1993:78-95.
- [21] 吴敬禄,王苏民,潘红玺,等.青藏高原东部 RM 孔
 140ka以来湖泊碳酸盐同位素记录的古气候特征 [J].
 中国科学(D),1997,27(3):255-259.
- [22] 李世杰,区荣康,朱照宇,等.24万年来西昆仑山甜 水海湖岩芯碳酸盐含量变化与气候环境演化[J].湖 泊科学,1998,10(2):58-65.
- [23] 沈吉,张恩楼,夏葳岚.青海湖近千年气候环境变化的湖泊沉积记录[J].第四纪研究,2001,21(6): 508-513.
- [24] James L B. and Cummins K Wisconsin Glaciation of the Sierra Nevada (79000-15000yr B P.) as Recorded by Rock Flour in Sediments of Owens Lake, California [J]. Quatemary Research, 2001. (55) 14-24.
- [25] 张恩楼,沈吉,王苏民,等.青海湖近 900 年来气候 环境演化的湖泊沉积 记录 [J] .湖泊科学,2002,14 (1):32-38.
- [26] 刘兴起,沈吉,王苏民,等.16 ka BP 以来青海湖湖相 自生碳酸盐沉积记录的古气候[J].高校地质学报, 2003,9 (1):38-46.
- [27] 张思楼,沈吉,王苏民,等.近09ka以来青海湖湖 水盐度的定量恢复[J],科学通报,2004,70(7): 697-701.
- [28] 周根陶,郑永飞. 文石一水体系 氧同位素 分馏系数 的 低温实验研究 [J] . 高校地质学报, 2000, 6 (1): 89 - 105.
- [29] 徐昶.我国盐湖粘土矿物研究进展[J] .盐湖研究, 1993, 1 (2):72-77.
- [30] Vital H, K Stattegger, C. D. Garbe—Schönberg, Composition and Trace—element Geochemistry of Detrital clay and heavy—mineral suites of the lowermost amazon fever, a provenance study [J]. Journal of Sedimentary Research,

- [31] Müller J, Oberhänsli H , Melles M, et al Late Pliocene sedimentation in Lake Baikal: implications for climatic and tectoric change in SE Siberia [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoocology, 2001, 174: 305–326.
- [32] 赵东升, 贺鹏, 孔红喜, 等. 柴达木盆地粘土矿物特征及其演化. 沉积学报, 2001, 19 (1): 66-70.
- [33] 朱大岗,孟宪刚,赵希涛,等.西藏纳木错晚更新世以来湖面变化和湖相沉积中粘土矿物显示的环境信息
 [J] .地质力学学报,2004,10(4):300-309.
- [34] 王诗佾.伊利石"开形指数"的地质意义探讨[J]. 沉积学报,1987,5(1):58-68.
- [35] 郑绵平,赵元艺,刘俊英.第四纪盐湖沉积与古气侯 [J] 第四纪研究,1998,4,297-307.
- [36] 张保珍,张彭熹,T.K. Iowenstein,等.青藏高原末次 冰期盛冰阶的时限与干盐湖地质事件[J].第四纪研 究,1995,3:193-201.
- [37] 李明慧. 西藏扎布耶秋里南木湖晚更新世以来古气候 古环境演化初步研究 [D]. 博士研究生论文, 2004.
- [38] Barker, M. J and Lefond, S. J. Borates; Economic Geology and Production [M]. Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, Inc. 1985; 37–136.
- [39] 孙大鹏.柴达木盆地小柴旦湖硼酸盐的形成[J].矿 物岩石,1991,11(4):57-95.
- [40] 李秉孝. 柴达木盆地盐湖盐类矿物及其沉积条件 [A].中国一澳大利亚第四纪合作研究论文集[C], 1984: 138-141.
- [41] 刘传联.稳定同位素地球化学方法在古湖泊学研究中的应用[A].见:含油盆地古湖泊学研究方法[C]. 汪品先,刘传联主编,北京:海洋出版社,1993:96 -123.
- [42] Hodell, D.A., M. Brenner, J. H. Curtis, et al Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little lce Age [J]. Quatemary Research, 2005, 63 (2): 109–121.
- [43] 吴艳宏,王苏民,夏威岚,等.青藏高原中部0.2ka
 来的环境变化[J].中国科学(D辑),31(增刊).
 2001:264-269.
- [44] Leng M., Jim D. Marshall Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives [J]
 Quatemary Science Reviews, 2004, 23: 811-831.
- [45] Fronval T., Jensen N B., Buchardt B. Oxygen isotope disequilibrium precipitation of calcite in Lake Arreso, Denmark
 [J] . Geology, 1995, 23 (5): 463-466.
- [46] 李红春,朱照宇.美国西部 Owens 湖地球化学记录及 其古气候意义 [J].第四纪研究,2002,22 (6):578 -588.
- [47] 刘传联,赵泉鸿,汪品先.湖相碳酸盐氧碳同位素的 相关性与生油古湖泊类型[J].地球化学,2001,30 (4):363-367.

York, Elsevier Applied Science, 1990, 140–175.

- [49] 段丽萍,王兰生,杨立锋,等.岷江溪古堰塞湖沉积物碳酸盐碳氧同位素记录所揭示的古气候演化特征
 [J].中国地质灾害与防治学报,2002,13(2):91-96.
- [50] 吴敬禄,王苏民.若尔盖盆地 RM 孔自生碳酸盐 δ¹⁸0 和 δ¹³C 记录所揭示的环境演化特征 [J].海洋地质 与第四纪地质,1997b,17 (4):63⁻⁷¹.
- [51] 吴敬禄,王苏民,施雅风,等.若尔盖盆地 200 ka 以
 来氧同位素记录的古温度定量研究[J].中国科学
 (D), 2000b, 30 (1): 73-80.
- [52] 吴艳宏,王苏民,夏威岚,等.1770年以来青藏高原 错鄂地区古气候定量恢复[J].海洋地质与第四纪地 质,2003,23(4):115-120.
- [53] 赵泉鸿,汪品先.非海相介形虫的古环境意义[M].
 含油盆地古湖泊学研究方法,汪品先,刘传联主编, 北京:海洋出版社,1993,124-176.
- [54] 张倩,张保珍.青海湖浅层沉积物中介形虫及湖底泉
 华C、0同位素组成及其古环境意义[J].地球化学,
 1994,23(4):386-391.
- [55] Bridgewater N.D., Heaton T.H.E, O'Hara S.L, A late Holocene palaeolimnological record from central Mexico, based on faunal and stable⁻⁻ isotope analysis of ostracod shellS [J]. Journal of Paleolimnology, 1999, 22 (4): 383-397.
- [56] 吴敬禄, G. H. Schleser, 夏威岚, 等, 青藏高原东部兴 措湖生物壳体元素及同位素记录的气候环境信息[J].
 湖泊科学, 2001, 13 (3): 220-226.
- [57] 吴敬禄, Andreas Lucke, 李世杰, 等. 青藏高原兴措 湖腹足类壳体同位素组成特征与环境意义[J]. 古生 物学报, 2003, 42 (2): 292-296.
- [58] 李军,余俊清.黄旗海湖相介形类和介壳稳定同位素
 环境记录[J].盐湖研究,2003,11(3):69-70.
- [59] Jones V., Melanie J. Leng, Nadia Solovievaa Hobcene climate of the Kola Peninsula; evidence from the oxygen isotope record of diatom silica [J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23; 833-839.
- [60] Rosqvist G, C. Jonssona, R. Yamb, et al Diatom oxygen isotopes in pro-glacial lake sediments from northern Sweden:
 a 5000 year record of atmospheric circuiation [J]
 Quaternary Science Reviews, 2004, 23: 851-859.
- [61] Shemesh A, Rosqvist G., Rietti Shati. M., et al Holocene climate change in Swedish Lapland inferred from an oxygen isotope record of lacustrine bigenic silica [J]. The Holocene, 2001, 11: 447-454.
- [62] 沈吉,刘兴起,R Matsumoto,等.晚冰期以来青海湖
 沉积物多指标高分辨率的古气候演化[J].中国科学
 (D),2004a,34 (6):582-589.

[63] 沈吉,吕厚远,王苏民,等.错鄂孔深钻揭示的青藏

[48] C) Bowen B. Isotopes, and Climates [M] London, and New高原中部 2.8MaBP.以来环境演化及其对构造事件响应

- [J]. 中国科学 (D), 2004b: 34 (4): 359-366.
- [64] Street—Perrott E. A, K.J. Ficken, Y. Huang, et al Late Quaternary changes in carbon cycling on Mt Kenya, East Africa; an overview of the δ¹³C record in lacustrine organic matter [J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23 (7– 8): 861–879.
- [65] Filipp M. L., Michael R. Talbot The palaeolimnology of northern Lake Malawi over the last 25 Ka based upon the elemental and stable isotopic composition of sedimentary organic matter[J]. Quatemary Science Reviews, 2005, 24 (10– 11); 1303–1328.
- [66] 吴敬禄,沈吉,王苏民.湖泊沉积物中有机质 δ¹³C 形 成条件兼论若尔盖盆地中 δ¹³C 所示古气候特征[A].
 见:青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究-学术论文年刊(1994) [C].青藏项目专家委员会编,
 北京:科学出版社,1995:175-181.
- [67] Smith B. N, Epstien S. Two categories of ¹³ C/ ¹² Cratio for higher plants [J]. Plant Physiology, 1971, 47: 380-384.
- [68] 吕厚远,顾兆炎,吴乃秦,等.海拔高度的变化对青 藏高原表土 δ¹³Corg 的影响 [J].第四纪研究,2001, 21 (5):399⁻⁴⁰⁶.
- [69] 吴敬禄,李世杰,王苏民,等.若尔盖盆地兴措湖沉积记录揭示的近代气候与环境[J].湖泊科学, 2000a,12(4):291-296.
- [70] StuiverM, Cimate versus changes in ¹³C content of the organic component of lake sediments during the late Quatemary [J]. Quatemary Research, 1975, 5: 251-262.
- [71] KrishnamunthyRV, Bhattacharya S K, Sheela K Palaeoclimatic changes deduced from ¹³C/ ¹²C and C/ N ratios of Karewa lake sediments, India [J]. Nature, 1986, 323; 150-152.
- [72] 张平中,王先彬,陈践发,等.若尔盖盆地 RH 孔沉 积有机质的 δ¹³C 值和氢指数 (IH) 记录及其环境意义
 [A] . 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统
 研究——学术论文年刊 (1994) [C]. 青藏项目专家委员会编,北京:科学出版社,1995;209-216.
- [73] 旺罗,吕厚远,吴乃琴,等.青藏高原现生禾本科植物的 δ¹³C 与海拔高度的关系 [J].第四纪研究,2003,23 (5):573-580.
- [74] 李相博,陈践发,张平中,等.青藏高原(东北部)
 现代植物碳同位素组成特征及其气候信息[J].沉积
 学报,1999,17(2):325-329.
- [75] 王谋,李勇,黄润秋,等.青藏高原腹地植物碳同位素组成对环境条件的响应[J].山地学报,2005,23
 (3):274-279.
- [76] 陈拓,杨梅学,冯虎元,等.青藏高原北部植物叶片 碳同位素组成的空间特征 [J] .冰川冻土,2003,25 (1):83-87.

tope ratios in swale sequences of Lake Superior a S indicators of climate and lake level fluctuations during the Late Holocene [J] . Quaternary Science Reviews, 2005, 24: 1941 – 1951.

- [78] Rickett, R.D., T.C. Johnsona, E.T. Browna, et al The Holocene paleolimnology of Lake lssyk-Kul, Kyrgyzstan: trace element and stable isotope composition of ostracodes
 [J] . Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 176 (1-4): 207-227.
- [79] 陈敬安,万国江,王福顺,等.湖泊现代沉积物碳环 境记录研究[J].中国科学(D),2001,32(1):73 - 80.
- [80] 吴艳宏,李世杰,夏威岚.可可西里苟仁错湖泊沉积物元素地球化学特征及其环境意义[J].地球科学与环境学报,2004,26(3):64-68.
- [81] Li, H , James L Bischof, et al Climate and hydrology of the Last Interglaciation (MIS 5) in Owens Basin, California: isotopic and geochemical evidence from core OL-92 [J], Quatemary Science Reviews, 2004, 23: 49-63.
- [82] Russell, J. M., T. C. Johnson, A high—resolution geochemical record from Lake Edward, Uganda Congo and the timing and causes of tropical African drought during the late Hoiocene [J]. Quaternary Science Reviews, 2005, 24: 1375-1389.
- [83] 李世杰,王小天,夏威岚,等.青藏高原苟鲁错湖泊 沉积记录的小冰期气候变化[J].第四纪研究,2004, 24 (5):578-584.
- [84] Dypvik H, Harris N B. Geochemical facies analysis of finegrained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (ZR+Rb) / Sr ratios [J] . Chemical Geology, 2001, 181: 131-146.
- [85] 陈诗越,王苏民,金章东,等.青藏高原中部 2 8Ma
 以来的化学风化与环境演化的湖泊沉积记录[J].高
 校地质学报,2003,9(1):19-29.
- [86] Jin Zh, Yanhong Wua, Xiaohui Zhang, et ai Role of late glacial to mid— Holocene climate in catchment weathering in the central Tibetan Plateau [J]. Quaternary Research, 2005, 63, 161—170.
- [87] 韩凤清.青藏高原盐湖Li地球化学[J].盐湖研究, 2001,9(1):55-61.
- [88] Deckker, P. D., Allan R Chivash, J. Michael et al Ostracod shell chemistry: A new palaeoenvironmental indicator applied to a regressive/transgressive record from the gulf of Carpentaria, Australia [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1988, 66 (3-4): 231-241.
- [89] 李明慧,郑绵平.西藏扎布耶盐湖晚更新世沉积学及 古气候意义 [J].湖泊科学,2005,17 (1):24-27.
- [90] 李元芳,张青松,李炳元.青藏高原西北部 17000 年 以来的介形类及环境演变 [J] .地理学报, 1994, 49 (1):46-54.

71

[77] C) Shamma, S. 2.1 G. Moraa, J. W. Johnstonb, et al. Stable iso-[91] · 彭金兰, 西藏佩枯错距今, 13000-4500, 年间的介形类 及环境变迁 [J] . 微体古生物学报, 1997, 14 (3): 239-254.

- [92] 孙镇城,曹丽,张海泉等.柴达木盆地全球末次冰期 介形类动物群的演变 [J].古地理学报,2003,5 (3):365-377.
- [93] 彭金兰.湖泊沉积介形类丰度、分异度是环境的敏感 指标[J].第四纪研究,2000,20(3):296.
- [94] 尹宇,李万春,羊向东,等.特异湖 浪介对水 化学环境因子的形态学响应 [J].中国科学 (D),2001,31 (增刊):252-257.
- [95] 羊向东,王苏民,C.Kamenik,等.藏南沉错钻孔硅藻 组合与湖水古盐度定量恢复[J].中国科学(D),

2003, 33 (2): 163-169.

- [96] Gasse E Diatom⁻⁻⁻ inferred salinity and carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa) [J]. Quaternary Science Reviews, 2002, 21 (7): 737-767.
- [97] 李升峰,王富葆,张捷,等.西藏昂仁湖全新世硅藻 记录与环境演变[J].科学通报,1999,44(3):320 - 323.
- [98] Leng M., Bamker P, Greenwood Oxygen isotope analysis of diatom silica and authigenic calcite from Lake Pinarhasi, Turkey [J]. Journald of Paleolimnology, 2001, 25 (3): 343-349.

Responses of Lake Sediments to Paleoenvironmental and Paleoclimatic Changes in Tibetan Plateau

LI Ming-hui, KANG Shi-chang

(Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China)

Abstract: As high-resolution recorders of paleoenvironmental and paleoclimatic changes, lake sediments have great significance in climatic and environmental reconstruction of late Quaternary in Tibet. Much qualitative and quantitative progress has been made in minerals, isotopes, geochemistry, ostracoda, pollen, etc. The present paper gives a tentative review on such progress.

Key words: Review; Paleoenvironmental and paleoclimatic; Lake sediment; Tibet

(上接第33页)

Thermodynamic Model and Prediction of Solubilities for the System Na^+ , K^+ , Mg^{2+}/NO_3^- , Cl^- , $SO_4^{2-}-H_2O$ at 298. 15 K II. Pitzer Mixing Parameters for the System Na^+ , K^+/NO_3^- , Cl^--H_2O and Their Applications

SONG Peng-sheng¹, HUANG Xue-li²

(1. Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, 810008, China;

2. College of Chemistry and Chemical Engineering, Xinjiang University, Unumchi, 830046, China)

Abstract: We have obtained Pitzer parameters for the single electrolytes in the system Na⁺, K⁺, Mg²⁺/NO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻-H₂O at 298. 15K, which can be used to describe thermodynamic properties and predict solubilities of the system in the previous paper. Pitzer mixing parameters for the reciprocal quaternary system Na⁺, K⁺/NO₃⁻, Cl⁻-H₂O at 198. 15K and their applications are given in this paper. **Key words:** Thermodynamics; Solubility; Pitzer parameter

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnl

72