

湖泊化学碳酸盐与生物碳酸盐 氧同位素组成差异的环境意义

曾 承

(阜阳师范学院 历史文化与旅游学院, 安徽 阜阳 236039)

摘要:湖泊生物碳酸盐形成于湖水底层,化学碳酸盐形成于湖水表层;处于湖积物同一层位的两种成因类型的碳酸盐氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}$)差异可能反映了二者形成时的环境差异,如湖泊不同深度的水温差异、碳酸盐质生物如介形类小生境水体 $\delta^{18}\text{O}$ 值、两种成因碳酸盐形成的时间先后、湖泊表层水体蒸发情况等。在进行碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 环境意义分析时,应分开测试生物碳酸盐和化学碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 。

关键词:化学碳酸盐;生物碳酸盐;氧同位素;方解石

中图分类号:P597.2

文献标识码:A

文章编号:1008-858X(2015)02-0015-05

碳酸盐沉积可存在于湿润至干旱区包括淡水湖、咸水湖及盐湖在内的不同地区不同类型湖泊中。湖积物中自生碳酸盐矿物包括化学碳酸盐和生物碳酸盐;化学碳酸盐矿物以方解石、白云石及文石为主;而生物碳酸盐则包括以方解石为基本成分的介形类、以文石为基本成分的腹足类及双壳类等。有学者对不同种类的介形类与化学沉积碳酸盐之间氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}$)的差异做了一定程度的研究;测试显示,湖积物中同一层位的化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 较介壳碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 低^[1-2],尽管其差值似乎很小^[3]。如在相同条件下形成的介壳(*L. inopinata*)与化学碳酸盐(方解石) $\delta^{18}\text{O}$ 差值为0.8‰左右^[4]; *C. rawsoni*与化学沉积碳酸盐(方解石)氧同位素值差值为0.8‰~1‰左右^[5]。

湖泊碳酸盐往往在暖季形成,化学碳酸盐形成于湖水表层,生物碳酸盐形成于湖水底层;处于湖积物同一层位的两种成因类型的碳酸盐

$\delta^{18}\text{O}$ 差异可能反映了二者形成时的环境差异。本文对化学沉积碳酸盐与生物方解石之间 $\delta^{18}\text{O}$ 差异及其环境意义,进行了归纳和述评,并就某些研究实例尝试性地提出了一些自己的解释。

1 青海湖研究实例

青海湖 14.5 ~ 10.5 ka B. P. 期间,介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值总体较高且波动幅度较大,而化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值则总体较低,波动幅度也较小,两者测定结果间的差异十分明显^[1,6]。

湖泊表层水温与气温几乎同步,变化可能很大(注:此处的变化是指二样品间隔时间范围内暖季平均水温的变化,而非水温的年内季节变化),而湖泊底层水温变化很小,在“湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 随深度变化较稳定,其变化范围较小^[7],一般底部水略高^[8]”的情况下,沉积物同一层位的介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动范围应该小于化学沉积

收稿日期:2014-09-02;修回日期:2015-02-15

基金项目:安徽省高校省级优秀青年人才基金重点项目(2013SQRW039ZD);安徽自然灾害过程与防控研究省级重点实验室开放基金(ZH201305);安徽省哲学社会科学规划项目(AHSKQ2014D56);阜阳师范学院科学研究项目(2014FSSK12);阜阳师范学院教学研究项目(2012JYXM54,2012JYXM77,2014JYXM53,2014JYXM24);阜阳师范学院“国培计划”项目校本研修课题(FYGP1408,FYGP1409)。

作者简介:曾承(1975-),男,博士,副教授,主要从事地球化学和环境变化研究。

碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动范围。笔者曾将青海湖在 14.5 ~ 10.5 ka B. P. 期间介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动较大的原因归结为当时青海湖水位很浅, 缺少缓冲 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动的能力^[9]; 但这种解释只是在一定程度上说明了介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动范围在某些情况下可以很大, 至少有两个问题尚待解决。一是这种影响为何只造成介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值变幅较大, 而化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值变幅却相对较小; 二是为什么介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值变幅会超过化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值变幅。这表明“浅水位缺少缓冲 $\delta^{18}\text{O}$ 值波动的能力”^[9] 的解释即便合理, 也绝非唯一因素, 应该有其它方面的因素影响, 限于目前的研究成果和资料, 不能充分展开讨论; 需要更多的相关研究和资料, 比如类似情况是否在青海湖其它孔位或是青海湖以外的湖泊体系出现。

碳酸盐与宿生水体之间存在氧同位素交换反应, $1/3\text{CaC}^{16}\text{O}_3 + \text{H}_2^{18}\text{O} = 1/3\text{CaC}^{18}\text{O}_3 + \text{H}_2^{16}\text{O}$ 。水温升高, 由于 ^{16}O 比 ^{18}O 相对较轻, 具有更高活性, 更易于迁移, 在同位素交换反应中优先吸入碳酸盐沉淀, 从而使得碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 降低; 温度降低时则正好相反; 二者负相关^[10]。但水温变化对碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响较小, 水温每变化 1°C 导致碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化, 不同学者研究结果不同, 如 $-0.29\text{‰}/^\circ\text{C}$ (文石)^[10]、 $-0.26\text{‰}/^\circ\text{C}$ ^[11]、 $-0.26\text{‰}/^\circ\text{C}$ (方解石)^[12]、 $-0.23\text{‰}/^\circ\text{C}$ ^[13]。

青海湖表层和底层水体 $\delta^{18}\text{O}$ 值在相差无几^[7-8] 的情况下, 沉积碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 则主要随温度的变化而改变。青海湖介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 值总体偏高于化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值的原因可能源于湖泊水深导致的水温差异。生物碳酸盐形成于湖泊底部, 化学沉积碳酸盐形成于湖泊表层, 对于深湖而言, 底层水体温度几乎恒定在 4°C 左右, 表层夏季水温与气温相近, 远高于 4°C ; 故形成于湖泊表层水体的化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于形成于湖泊底层水体的生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

与此同时, 青海湖的研究表明, 化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值只比生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值低约 $1\text{‰} \sim 1.7\text{‰}$, 如果这种差异只是由湖泊表层和底层水温差异所致, 则水温差只有 $4 \sim 6^\circ\text{C}$ 而已; 而目

前青海湖夏季表层平均水温可达 16°C 左右, 因此介壳 $\delta^{18}\text{O}$ 与化学碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 差值偏小可能还有其它原因。比如化学沉积和生物碳酸盐可能形成于不同的季节 (化学碳酸盐形成月份稍偏早于生物碳酸盐, 表层水温偏低, 化学碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏高); 或者也与化学沉积碳酸盐夏季形成于湖泊表层水体蒸发强烈导致表层水体氧同位素值偏高有关^[14]。

2 苏黎世湖研究实例

苏黎世湖为阿尔卑斯山前冰蚀型开放湖, 湖面海拔 406 m, 湖水最深处 143 m。湖泊表层和底层水体之间一年有两次混合过程, 湖水滞留时间为 1.4 a, 湖泊水体因蒸发的损失量只占入湖水量 1.3%, 湖泊底层水体 $\delta^{18}\text{O}$ 值并不随季节发生变动, 因蒸发而导致的水体 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大不明显。

Lister^[2] 在利用苏黎世湖碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值进行环境重建, 测试结果显示, 全新世以来形成于湖泊表层水体的化学碳酸盐 (方解石) $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-12\text{‰} \sim -10\text{‰}$ 之间变化, 而形成于湖泊底层水体的生物碳酸盐 (包括两种介形类 *Candona candida* 和 *Cytherissa lacustris*, 一种斧足类 *Pisidium conventus*) $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-8.5\text{‰} \sim -6\text{‰}$ 之间变化; 化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值约 $3.5\text{‰} \sim 4\text{‰}$ 。在表层和底层水体 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本相同的情况下, 化学与生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间约 $3.5\text{‰} \sim 4\text{‰}$ 差值被解释为二者形成时的水温差异——生物碳酸盐的宿生水体位于湖泊底层。对于苏黎世湖这种深湖而言, 底层水体温度几乎恒定在 4°C 左右; 化学碳酸盐的宿生水体位于湖泊表层, 表层夏季水温与气温相近, 远高于 4°C 。与此同时, 两条曲线基本平行, 似乎也说明了晚更新世以来苏黎世湖底水温基本上恒定不变^[2]。

3 诺尔盖古湖研究实例

当湖积物中用于研究的某种成因碳酸盐缺失时, 似乎可以或不得不考虑用其它成因碳酸盐代替, 如在利用诺尔盖 RM 孔自生碳酸盐氧

同位素进行古温度重建时^[15],由于生物壳体分布层位不连续,且壳体数量少,难以满足进行高分辨率古气候复原的需要,因此选用无机碳酸盐进行 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定^[16]。但须注意水深对二者氧同位素值的影响,除非有证据表明二者形成于相同条件(如水深)。

4 色林错研究实例

色林错为内陆封闭湖泊,位于 $31^{\circ}34' \sim 31^{\circ}57'\text{N}$, $88^{\circ}31' \sim 89^{\circ}21'\text{E}$ 之间,湖面海拔4530 m,湖水化学类型为 $\text{Na}^+ - \text{SO}_4^{2-}$ 型,盐度18‰^[17]。CH8803岩芯孔位水深27 m,其中自生无机碳酸盐矿物主要为自生方解石、文石、白云石和水菱镁矿^[18],同位素分析结果已根据方解石与其它碳酸盐矿物的同位素分馏系数^[19]和岩芯中碳酸盐矿物组成,换算成方解石的 $\delta^{18}\text{O}$ 。

青海湖水化学类型为 $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$ 型,中国科学院兰州地质研究所于1962年在青海湖进行了全面、系统的湖水采样分析,获得其湖水的平均含盐量为12.49‰^[20]。1985年中国科学院青海盐湖研究所再次进行了青海湖全湖水样的采集分析,获得其湖水平均含盐量为14.134‰^[21]。Q14B岩芯孔位水深26.5 m,碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 测自两种介形类,*Limnothere inopinata*和*Eucypris inflata*^[6]。

林瑞芬^[22]和Wei^[23]将我国季风带的青海湖Q14B介形类与色林错无机碳酸盐的 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线进行了对比,结果发现二者非常相似,说明古气候变化受相同因素驱动。尤其是全新世以来,两条曲线基本上平行,且色林错无机碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 较青海湖生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 低约3‰~4‰。Wei^[23]认为这源于“海拔效应”,以及可能还有“盐度效应”。

有研究表明^[24],在淡水湖、咸水湖中,水体 $\delta^{18}\text{O}$ 与盐度正相关;在盐湖沼及干湖中, $\delta^{18}\text{O}_w$ 与盐度负相关。干旱区封闭型湖泊水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随盐度增加而增大的现象较为普遍^[25]。实际上就目前而言,色林错湖水盐度要略高于青海湖湖水盐度^[17,20-21]。张彭熹^[21]研究结果显示,12000~7500 a B. P. 间古青海湖湖水的含

盐量大体在20 g/L上下波动,波动幅度约为 ± 10 g/L;从7600 a B. P. 以来古湖水盐度波动下降,约在5000 a B. P. 时古湖盐度降到最低值;5000~2500 a B. P. 间古湖盐度较低,约在3 g/L左右波动;从2500 a B. P. 至今湖水盐度缓慢上升。

Wei^[23]认为色林错和青海湖都受控于相似气候要素——季风降水的强弱。降水 $\delta^{18}\text{O}$ 有“海拔效应”(或叫“高程效应”)^[26],即相同水汽来源的大气在沿海拔升高运移过程中,降水 $\delta^{18}\text{O}$ 会随海拔的增加而降低。即色林错水面海拔高出青海湖水面约1334 m,色林错流域降水 $\delta^{18}\text{O}$ 低于青海湖流域。但需要注意的是,二湖面高达1334 m的海拔高度差,会导致二湖面气温差异。色林错表层水温较青海湖表层水温低,会使色林错表层水体析出的无机碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 可能比青海湖表层水体析出的无机碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 高(假定其它条件相同),进而缩小二者差异。

由此可见,“色林错化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于青海湖生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值”只能部分源于“海拔效应”——色林错流域降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于青海湖流域。“盐度效应”(色林错盐度略高于青海湖)和“二湖海拔差导致色林错湖面水温低于青海湖”都将缩小二者差异。

青海湖生物碳酸盐宿生底层水体温度常年恒定在4℃^[27],色林错无机碳酸盐宿生表层水体夏季温度远高于4℃。实测结果显示,色林错浅水区域表层湖水在6月份的极端最高水温为21.2℃,极端最低水温为11.0℃^[28],平均约16℃。按水温每变化1℃导致碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 约 $-0.26\text{‰}/\text{℃} \sim -0.23\text{‰}/\text{℃}$ ^[11-13]变化幅度计算,青海湖底层水体与色林错表层水体12℃的温差可能导致青海湖生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 较色林错无机碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 高出约3‰左右。

同时,介壳氧同位素也会受到介形类小生境同位素组成的影响。研究表明,部分介形喜好栖息于水生植物中,由于水生植物进行光合作用时,藻类植物会优先吸收较轻的同位素,使得湖水中氧同位素值偏重。实验室培养实验发现,介壳在形成时,是与其生存的小生境内水体达到同位素平衡,区别于整体湖水的同位素组

成。这可能也是导致介壳中的同位素值比无机碳酸盐明显偏正的一个重要原因^[27]。

由此可以认为,“色林错化学沉积碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于青海湖生物碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 值”主要源于色林错表层水温与青海湖底层水温差异,其次源于二湖海拔差异导致的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异(进而导致湖水 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异);最后源于介形类含有水生植物的小生境水体 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏正。而“盐度效应”和“海拔差异导致的表层水温差异”只是缩小了二湖两种不同成因碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 差值,而不能解释孰高孰低。

将不同湖泊碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线进行对比,通过分析其差异,探讨环境及气候信息,是十分有意义的工作。不过,在进行对比时,需要格外谨慎,尤其是将不同成因类型碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线进行对比时更需要慎重。

5 结 语

由于生物碳酸盐与化学碳酸盐之间氧同位素值存在较大差异,在进行碳酸盐氧同位素环境意义分析时,不能将生物碳酸盐和化学碳酸盐混在一起测试,否则氧同位素组成的变化很难被界定为是气候环境变化所致,还是不同成因碳酸盐百分含量变化所致^[29]。在进行相关测试时,可同时获取二者的同位素值,其差异可以在一定程度上反映水深等环境信息。当然,能否根据湖积物同一层位两种成因碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 差异求出水深是一个有趣的命题,需要考虑多方面的因素,如水温垂向变化的规律及影响因素和机制、深湖底层水温基本恒定在 4°C 的深度分布范围等,作现代湖泊沉积物化学与生物成因碳酸盐同位素值差异与水深的统计关系的研究应当只是一个方面的内容。

参考文献:

- [1] Yu J Q, Kelts K. Abrupt changes in climatic conditions across the late-glacial/Holocene transition on the NE Tibetan-Qinghai Plateau: evidence from Lake Qinghai, China [J]. *Journal of Paleolimnology*, 2002, 28(2): 195 - 206.
- [2] Lister G S. A 15000 - year isotopic record from Lake Zurich of deglaciation and climatic change in Switzerland [J]. *Quaternary Research*, 1988, 29(2): 129 - 141.
- [3] Tarutani T, Clayton R M, Mageda T K. The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969, 33(8): 987 - 996.
- [4] Grafenstein U V, Erlenkeuser H, Trimborn P. Oxygen and carbon isotope in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies [J]. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 1999, 148(3): 133 - 152.
- [5] O'Neil J R, Clayton R N, Mayeda T K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates [J]. *J Chem Phys*, 1969, 51(12): 5547 - 5558.
- [6] Lister G S, Kelts K, Chen K Z, et al. Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the last Pleistocene [J]. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 1991, 84(2): 141 - 162.
- [7] 张彭熹, 张保珍, 杨文博. 青海湖冰后期水体环境的演化 [J]. *沉积学报*, 1988, 6(2): 1 - 14.
- [8] Liu W G, Li X Z, Zhang N, et al. Evaluation of oxygen isotopes in carbonate as an indicator of lake evolution in arid areas: The modern Qinghai Lake, Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Chemical Geology*, 2009, 268(2): 126 - 136.
- [9] 曾承. 青海湖碳酸盐氧同位素环境记录再认识 [J]. *盐湖研究*, 2007, 15(1): 16 - 19.
- [10] Craig H. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures [A] // Tongiorgi E, ed. *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. Pisa: Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare [M], 1965: 161 - 182.
- [11] Valero Garcés B L, Kelts K, Ito E. Oxygen and carbon isotope trends and sedimentological evolution of a meromictic and saline lacustrine system; the Holocene Medicine Lake basin, North American Great Plains, USA [J]. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol*, 1995, 117(4): 253 - 278.
- [12] Grossman E L, Ku T L. Oxygen and carbon stable isotope fractionation in biogenic aragonite; temperature effect [J]. *Chemical Geology*, 1986, 59(1): 59 - 74.
- [13] Stiller M, Hutchinson G E. The waters of Merom: A study of lake Huleh, VI. Stable isotopic composition of carbonate of a 54m core. Paleoclimatic and paleotropical implications [J]. *Arch. Hydrobiol*, 1980, 89(3): 275 - 302.
- [14] Henderson A C G, Holmes J A, Zhang J W, et al. A carbon- and oxygen-isotope record of recent environmental change from Qinghai Lake, NE Tibetan Plateau [J]. *Chinese science bulletin*, 2003, 48(14): 1463 - 1468.
- [15] 吴敬祿, 王苏民, 施雅风, 等. 若尔盖盆地 200ka 以来氧同位素记录的古温度定量研究 [J]. *中国科学*, 2000, 30(1): 73 - 80.
- [16] 吴敬祿, 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,1997,27(3):255-259.
- [17] 中国科学院青藏高原综合考察队. 西藏河流与湖泊[M]. 北京:科学出版社,1984:182-189.
- [18] 顾兆炎,刘嘉麒,袁宝印,等. 12000年来青藏高原季风变化——色林错沉积物地球化学的证据[J]. 科学通报,1993,38(1):61-64.
- [19] 郑淑蕙,郑斯成,莫志超. 稳定同位素地球化学分析[M]. 北京:北京大学出版社,1986:68-464.
- [20] 中国科学院兰州地质研究所,中国科学院水生生物研究所,中国科学院微生物研究所,中国科学院南京地质古生物研究所. 青海湖综合考察报告[M]. 北京:科学出版社,1979:21,69-71.
- [21] 张彭熹,张保珍,钱桂敏,等. 青海湖全新世以来古环境参数的研究[J]. 第四纪研究,1994,14(3):225-238.
- [22] 林瑞芬,卫克勤. 新疆玛纳斯湖沉积物氧同位素记录的古气候信息探讨——与青海湖和色林错比较[J]. 第四纪研究,1998,18(4):308-318.
- [23] Wei K, Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: implications for post glacial changes in summer monsoon circulation [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1999, 18(12):1315-1334.
- [24] Gonfiantini R. Environmental isotopes in lake studies [M]//Fritz P, Fontes J C, eds. *Handbook of environmental isotope geochemistry*, Vol. 2, The terrestrial environment. Amsterdam: ELSEVIER, 1986:113-168.
- [25] Bowen R. *Isotopes and Climates* [M]. London and New York: Elsevier Applied Science, 1990:75-140.
- [26] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation [J]. *Tellus*, 1964, 16(4):436-468.
- [27] 卢凤艳,安芷生. 青海湖表层沉积物介形虫丰度及其壳体氧同位素的气候环境意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2010, 30(5):119-128.
- [28] 陈毅峰,陈自明,何德奎,等. 藏北色林错流域的水文特征[J]. *湖泊科学*, 2001, 13(1):21-28.
- [29] Leng M J, Marshall J D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23(7):811-831.

Environmental Significance of Oxygen Isotopic Composition Disparity between Co-existing Biogenic and Inorganic Carbonate Minerals

ZENG Cheng

(School of Historical Culture and Tourism, Fuyang teacher's College, Fuyang, 236039, China)

Abstract: The research results of Qinghai lake, Siling lake, palaeo-lake Zoige, and lake Zurich, indicate that the oxygen isotopic differences between co-existing benthic ostracods living on the lake bottom, and inorganic carbonate precipitated at the water surface, with the latter more negative, may be explained by the different water temperature, their seasonal difference in formation time, $\delta^{18}\text{O}$ of bottom water micro-environment where ostracods live in, and the evaporation of water surface. The testing of single carbonate mineral $\delta^{18}\text{O}$ becomes the best choice whilst using carbonate $\delta^{18}\text{O}$ as one of the environment proxies for the study of regional climatic evolution.

Key words: Inorganic carbonate; Biogenic carbonate; Oxygen isotope; Calcite