

碳酸盐研究与其记录的环境变化

谭红兵, 马海州, 张西营

(中国科学院盐湖研究所, 青海 西宁 810008)

摘要: 国际性的全球变化研究开展数十年来, 针对不同的研究载体建立了大量有效而实用的古气候环境代用指标, 作者对应用较广, 指示意义相对明确的各类载体碳酸盐最近几年的研究工作进行了综述。综合国内外的研究成果表明, 湖泊、黄土、洞穴、海洋沉积碳酸盐矿物及其微量元素、同位素分布特征普遍记录了全球或区域古气候环境演变历史, 可以从中提取大量量化的古气候参数, 但以前的工作侧重过程研究, 涉及机理的探索较少, 特别是碳酸盐矿物及其元素、同位素分布特征变化的化学机理, 不同影响因素的重要程度等方面的基础理论尚未完全理解清楚, 是今后需要继续探索的工作。

关键词: 碳酸盐; 地球化学指标; 环境演变

中图分类号: P532 文献标识码: A 文章编号: 1008-858X(2003) 03-0020-08

碳酸盐主要指方解石、白云石、文石等矿物, 由这些矿物组成的岩石即为碳酸盐岩。据统计研究^[1], 在我国, 沉积岩占全国总面积的75%, 而碳酸盐岩占沉积岩覆盖面积的55%, 因此碳酸盐岩在我国分布十分广泛, 又由于组成碳酸盐岩的方解石、白云石等碳酸盐矿物本身及其结合的微量元素、同位素分布特征等形成、演化与气候条件、生态环境变化密切相关, 较详细而准确的记录了过去古温度、古降水、古盐度以及古生产力等多方面环境要素的变化历史。所以古环境研究中一直把碳酸盐矿物作为提取古环境信息的主要研究载体, 特别是近十几年国际实施全球变化研究以来, 黄土、湖泊、海洋以及洞穴沉积等环境演变研究中都十分重视碳酸盐矿物含量及其赋存微量元素、稳定同位素的研究, 并将它们作为理想的排除干扰, 较准确提取古环境信息的代用地球化学指标, 得到了广泛的应用。

1 黄土碳酸盐研究及其记录的环境变化

碳酸盐是黄土沉积物的主要组成部分, 在表生环境下极易移动, 而且其迁移变化与大气降水和大气CO₂、土壤CO₂和土壤水有密切关系, 在成壤过程中经历了溶解—再沉淀而转变为次生碳酸盐, 因此黄土次生碳酸盐记录了古大气降水及其古植被变化的重要信息^[2-3]。过去的研究中一直把黄土及古土壤中的碳酸盐含量(以CaCO₃或CaO计)直接作为古季风变化的替代性指标, 因为当夏季风增强时, 便会带来大量的降水, 碳酸盐极易被淋滤迁移而浓度显著降低, 相反冬季风占主导地位时, 气候干旱而使得碳酸盐大量积聚。从宏观反映大的气候波动而言, 这一指标在黄土、古土壤中差别十分显著, 但碳酸盐的淋滤是一个渐变的过程, 对气候变动响应的灵敏性较差, 而且黄土中的原生碳

酸盐与次生碳酸盐很难通过简单的化学处理分离开来^[9],但两者代表的意义完全不同,前者是从源区被搬运而来,后者则主要为气候变化产生,方可指示古环境的变化^[10],因此如将其总含量作为指标势必影响古气候影响份额的评估。鉴于此,人们尝试用碳酸盐中的微量元素和稳定同位素作为古气候的替代性指标,取得了较好的效果。因为碳酸盐中微量元素的迁移、富积,特别是同位素的分馏主要受控于沉积环境的温度、降水和蒸发等气候环境条件,而从源区搬运的过程中,这些元素及其同位素都赋存于碳酸盐中,因此源区对其地球化学特征的影响比起气候条件的影响来说小的多。而黄土沉积物中元素的化学淋滤研究表明,在风化成土过程中,发生变化的主要为酸溶相成分,亦即碳酸盐及吸附组分,同一剖面不同时期的酸不溶物中元素的含量差别不大是源区特征的反映,对指示环境演变不具实际意义^[11-13]。在我国黄土高原中部地带黄土古环境地球化学研究中,基本都以碳酸盐为研究对象。陈骏等^[14-17]通过陕西洛川黄土沉积物微量元素地球化学研究,认为酸溶相中 Sr(主要存在于碳酸盐相中)的迁移与降水量密切相关,可以间接的指示古夏季风强弱,比磁化率具有更明确的指示意义,并据此重建了洛川剖面最近 800ka、2.6Ma 以及 130ka 来 Rb/Sr 分布特征和古夏季风变迁历史。笔者最近在对青藏高原东北部一些黄土剖面所做的研究表明,通过稀盐酸从黄土中提取的酸溶相成分中 Sr、CaO 也同样能反映高原古气候的干湿变化,而且比磁化率揭示的信息更为丰富,除与磁化率一样能提取大的古气候事件之外(如末次间冰期以来 S1 古土壤发育阶段经历的三次暖湿期,分别对应 S1S1、S1S2、S1S3 亚古土壤发育层),还可反映小气候抖动现象(如全新世以来大暖期背景下的多次气候干湿、冷暖抖动,在磁化率曲线上自末次间冰期之后,向上曲线几乎平稳变化,似乎反映不出气候的间歇性颤动,但 Sr、CaO 曲线仍然出现多次峰谷变化^[18]。

除元素地球化学研究之外,黄土碳酸盐研究中应用最多的还有同位素分析,在 80 年代后期顾兆炎等^[19]、郑淑惠等^[20]已作过探索性研

究,90 年代以来,对黄土、古土壤中随机分布的碳酸盐 O、C 稳定同位素分析,初步揭示了碳酸盐同位素组成与气候和环境的关系^[21-23]。如对黄土高原宝鸡、洛川、渭南、古县和会宁等剖面黄土—古土壤序列全岩样品的碳酸盐同位素分析后发现,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值在不同的地层单位有明显变化^[24],与黄土碳酸盐的碳、氧同位素组分相比,古土壤碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对偏负, $\delta^{18}\text{O}$ 值相对偏正,而且不同剖面全岩样品碳酸盐的碳同位素记录具有相似的变化趋势,自东向西同一层位的 $\delta^{13}\text{C}$ 值越来越偏正,由此表明全岩样品的碳酸盐碳同位素可能记录了很多环境变化的信息,可惜这方面详细机理的研究成果报道的不是很多。另外,碳酸盐中的 Sr 同位素分析表明^[25],黄土中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值有明显的分布规律,从黄土—弱成古土壤—古土壤—纯次生方解石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的比值有规律的增大,并基于此分析了洛川剖面 130ka 来 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化曲线,其与磁化率、粒度,特别是深海沉积氧同位素曲线(SPECMAP)可以进行很好的对比,能够作为东亚夏季风变化强弱的替代性指标;刘丛强等^[26]通过对洛川黑木沟黄土剖面中碳酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 分析发现, Sr 同位素比值的变化显示人们熟悉的 100ka 左右的冰期—间冰期循环周期,而且与相同时期古海水的 Sr 同位素组成变化相似,说明黄土中碳酸盐的 Sr 同位素组成可以指示风化程度和古气候的变化。当然,从研究现状而言,黄土碳酸盐同位素确实能反映古气候环境的演变,但由于影响同位素分馏机制的复杂性,黄土物质来源及其堆积条件的不同,其同位素能否普遍反映气候环境变化,有待于今后进一步模拟对比、形成机理的深入研究。

2 湖相沉积碳酸盐研究及其记录的环境变化

就数量而言,碳酸盐类矿物是湖泊沉积物的重要组成部分,其来源以湖泊周围地区岩石风化剥蚀带来,因此其含量和变化受制于湖区的气候特征和入湖水量变化,当蒸发量远远大于降水量,湖水中的 Ca^{2+} 离子出现过饱和状

态,碳酸盐开始结晶沉淀;而入湖水量增大时,湖水淡化,湖泊沉积物碳酸盐含量降低。所以湖泊沉积物碳酸盐含量的高低分别指示了湖水的咸化与淡化,间接的反映气候的干湿变化。而碳酸盐中的一些元素比值,如 Sr/Ba 、 Sr/Ca 之所以能反映气候变化,原因是入湖河流中的 Ba^{2+} 、 Ca^{2+} 离子的碳酸盐(或硫酸盐)溶解度相对较小,在早期阶段即沉淀析出,而 Sr 的碳酸盐溶解度相对较大,往往在 Ba^{2+} 、 Ca^{2+} 离子沉淀之后湖水继续浓缩才会析出,故其比值上升即意味着湖泊盐度增加,气候干旱,下降则表示气候湿润。另外,外源物质带入湖泊沉积成岩过程中,生物起了很大的作用,而生物作用与湖泊水文环境条件密切相关,因此,与环境演变有关的湖泊沉积物主要为生物碳酸盐,一些湖泊微体生物化石,特别是那些由碳酸盐形成的生物介壳历来是环境学者研究的主要材料。很早国外就利用湖相沉积物中保存的介形类、腹足类和双壳类等软体动物碳酸盐质介壳进行地球化学研究,发现微体化石介壳的碳、氧同位素可用来确定湖泊在当时的物理化学参数,如古湖泊生物产率,古温度和古湖水组成等,而碳酸盐中的微量元素如 Mg 、 Sr 等的研究则对于确定古湖泊的物理化学条件更加有效而且简单易行,是确定湖泊古温度、离子组成及盐度的上好指标^[28-29]。近几年利用湖相沉积碳酸盐含量, Sr/Ba 比值,结合其它指标,重建了内蒙古居延海、黄旗海、岱海湖泊沉积记录的环境变迁历史^[30-31];张恩楼等^[32]最近通过对青海湖沉积物碳酸盐含量,结合其它指标探讨了青海湖地区 900 年来气候环境演变历史,提取了其中记录的 5 次冷湿期和 5 次暖干期,特别是 20 世纪以来的升温在该沉积岩芯碳酸盐含量中也有清晰的记录。当然碳酸盐的这些指标在该区湖泊沉积环境中可以很好的应用,但在一些湖水离子浓度低,沉积物中缺少生物或化学沉淀的碳酸盐,如湖底常年缺氧的台湾大鬼湖^[33],这些指标便没有明确的指示意义,不能应用。对洱海沉积物化学元素的数学统计学因子分析表明^[34],其湖泊内生碳酸钙沉淀因子可视为气候冷暖变化的良好代用指标,并把这一因子指示的信息与全球变化关系进行了很好对比,揭示

了洱海沉积物记录的多次气候变动过程。民勤盆地湖泊沉积高分辨率研究发现, CaCO_3 含量与有机质含量保持了同步多次大幅度变化,证明其主要为生物成因的,二者具相近的指示意义^[35];而 Dean^[36]曾从另一个侧面总结了湖泊沉积物中碳酸盐含量与有机质含量之间的反相关变化,他发现这种反相关变化不仅出现在同一湖泊不同部位的表层沉积物中,而且还存在于同一部位不同深度的沉积物中,最近对云南程海现代沉积物的精细采样分析发现,温度及其引起的相关变化是控制沉积物碳酸盐含量、碳酸盐 ^{13}C 和有机质含量变化的主要因素,从机理上探索了碳酸盐及其 ^{13}C 同位素变化的原因以及与有机质之间的相关关系^[37]。另外,大布苏湖是我国东北地区极为罕见的盐湖,通过对该湖现代湖盆碳酸盐沉积相的分析,以及钻孔岩心碳酸盐含量和, ^{14}C 年代的测定,探讨了东北地区这一代表性盐湖全新世以来湖面波动与环境演化的详细过程^[38]。

定量恢复古气候参数的研究中,生物碳酸盐(生物壳体)已成为古气候环境的重要替代性指标。先后建立了一些很重要的碳酸盐氧同位素与气候参数之间的定量关系式,如最早建立的湖泊沉积物碳酸盐 ^{18}O 与气候变迁、水温变化及大洋水体等综合因素之间的关系式:

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{oc}} = \Delta^{18}\text{O}_{\text{oc}} + 0.7 \Delta(t - t_{\text{oc}}) - 0.24t^{[39]}$$

湖水的盐度变化对沉积物氧同位素组成影响的经验模式:水温升高 1°C , $\delta^{18}\text{O}$ 降低 0.24‰ ^[40];基于这些经验公式的思考,人们对地质历史中一些重要的古气候事件作了量化的评估,如根据湖泊沉积记录的新仙女木(YD)事件:层内生碳酸盐矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 值比其前 Allerod 和其后的 Preboreal 事件要低 $0.2\text{‰} \sim 0.3\text{‰}$,在层位上下界限 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线转折突然,这一突然性的降温根据 $\delta^{18}\text{O}$ 浓度变化推算气温降低了大约 6°C ^[41-42]。近几年对柴达木盆地盐湖、青海湖等高原湖泊沉积中的介形虫同位素和微量元素的研究也取得了很大的进展,基本重建了高原湖泊演化的历史过程,估算了很多重要的古气候参数^[43-46]。另外,基于海洋沉积物中生物壳体 Sr 同位素地球化学信息用于古海洋环境重建取得了很多成功的例子,所以近几年也引

入湖盆沉积环境研究,证明是一种有效恢复湖盆沉积古水文条件(定量判断不同水体混合比、反演盆地水域迁移、水面扩展、退缩等)的有效方法^[47],并以此为据重建了泥河湾盆地古水文演化过程^[48]。至于湖泊沉积碳酸盐的碳同位素由于各种来源碳的比例不定,所以应用不是很广,以前曾在研究荷兰 lissel 湖的碳同位素平衡时发现, $\delta^{13}\text{C}$ 增大的一半是光合作用产生的碳酸钙沉淀,而另一半是与大气 CO_2 的交换^[49],当然这一比例关系是否具有普遍性,目前并没有明确的结论。

总而言之,生物介壳碳酸盐可以相对单纯的提取古气候信息,但不同生物种,其壳体碳酸盐组成,特别是微量元素及同位素分布特征并不相同,甚至差别很大,这对环境演变的时空定量对比研究带来了困难,应根据现代生物壳体组成与环境条件定量分离出种间差别的可能份额,以消除由于种间差别对古环境信息的干扰。

3 洞穴碳酸盐研究及其记录的环境变化

在我国南部或西南部,由于黄土等古环境研究的信息载体很难保存,给古环境面上对比研究带来一定的困难,幸运的是这些区域有另外一种古环境载体——洞穴沉积,可以作为补充。根据近几年来对岩溶信息载体的研究表明,洞穴碳酸盐沉积与其它自然材料相比,具有分布广,时间跨度大,生长机制对环境敏感,保存信息完整,适合于 U 系测年等特点,因此也可以提供高分辨率的古气候变化过程的详细信息。近几年来,洞穴沉积碳酸盐微层就象树轮、湖泊纹泥一样受到了普遍重视,微层是在沉积条件发生高频率的周期性改变时形成的,主要受到供水条件和碳酸钙浓度等多因素的控制。洞穴碳酸盐微层的稳定同位素组成、生长速率、微层结构与物质组分、微层厚度与灰度和光学特征等可以反映降水、温度、土壤成分及植被变化等信息^[50]。如利用洞穴碳酸盐函数可定量地分离出纯的温度信号,日本学者曾用现代岩溶水的 $\delta^{18}\text{O}_w$ 建立了推算石笋古温度的经验公

式: $\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w = A(t + 278)^{-2} - B^{[24]}$;我国学者对北京周口店石笋同位素记录研究证明,其同位素分布特征反映了古温度变化,并据此重建了北京地区 760kaBP ~ 550kaBP 古温度曲线^[51],对福建宁化天鹅洞—石笋的研究显示,该地区同位素记录的古温度变化可与深海沉积氧同位素很好的对比^[52]。利用石笋碳同位素变化及草原与森林生态系统光合作用的差异特征,恢复草原—森林间的演变过程,利用石笋微量元素丰度、铍及铀同位素比值研究古水文地质变化特征、水的渗滤模式及风化作用类型、强度等。如 Roberts 等利用高分辨率二次离子质谱(SIMS)对苏格兰西北部一全新世石笋进行了测定,证实了微量元素年际变化的存在,认为年际变化反映了洞穴上部岩层内水流停留时间,转而反映降雨季节性变化^[53]。对北京石花洞石笋微层理发光性研究表明,其与降水关系密切,由此建立了该区最近 1 000 多年来降水变化曲线^[54]。洞穴碳酸盐测年方面,除常见的之外,近年尝试用古岩溶洞穴中残留的次生方解石晶体作为裂变径迹测年材料取得了较好的效果,通过测定遍及青藏高原的 20 组洞穴次生方解石晶体的裂变径迹年代,阐明了晚第三纪青藏高原的古岩溶发育过程及其一些重要发育时期的年代^[55]。

4 海相碳酸盐研究及其记录的环境变化

海相碳酸盐形成时,与其结合的微量元素、同位素分布特征记录了当时的古海洋信息,而对现代海洋水体的研究证明,海洋直接与大气相通,陆地相连,表面开阔,因而对气候的变动响应相当灵敏,所以海相沉积碳酸盐自然应该记录了大量过去全球变化的信息。由于海洋沉积中保存的生物碳酸盐数量相当多,如有孔虫、介形虫、双壳类、珊瑚、生物礁等各个层位都可找到,又由于它们独特的生物学和生态学特性,成为研究海洋环境演变最主要的信息载体。如利用表层沉积物碳酸盐及元素 Ca、Sr、Ba 特征,探讨了南黄海表层沉积物的来源及其动力学成因。现代黄河物质及老黄河三角洲物质以高

钙、高碳酸盐和高 Ca/Sr 比值为特征;海区东北部物质以低钙、低碳酸盐、低 Ca/Sr 与 Sr/Ba 比值为特征,长江物质以碳酸盐及 GaO 含量、Ca/Sr 与 Sr/Ba 比值中等为特征。表层沉积物碳酸盐、CaO 含量及 Ca/Sr、Sr/Ba 比值的分布对不同特征沉积物的搬运和沉积具有很好的指示意义,南黄海北部 Sr/Ba 低值带沿 NE—SW 向延伸大体反映了黄海暖流的入侵路线^[59]。对海相沉积生物碳酸盐,主要是有孔虫壳体同位素的研究,其中著名的深海沉积 73 万年以来氧同位素标准曲线,成为后来全球变化研究中黄土沉积和湖泊沉积、冰芯等研究进行对比的标准,其建立就是通过深海钻探获取有孔虫进行氧同位素分析得到的,后来各个地区不同的研究载体对此又做了大量的对比验证和补充完善;而对冲绳海槽中部一钻孔中的浮游有孔虫¹³C 进行了分析,验证了末次间冰期、冰消期热带低纬度太平洋表层水的¹³C 宽幅低值事件的影响范围,为热带太平洋低纬度海区的水体演化在影响大区域乃至全球碳循环变化过程中所发挥的重要作用提供了新的证据^[57];其次,近几年还通过 Sr 同位素分析,发现锶是对海水变化反应最灵敏的元素之一,锶同位素的变化与海平面升降有内在联系,可以用海相沉积碳酸盐记录的古海水⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值随时间变化特征来研究地质历史时期海平面升降,进一步讨论有关全球对比问题^[38]。Veizer 等^[59]据此建立了海水最新 Sr 同位素演化曲线,在此基础上, Sr 同位素记录的海平面变化与全球气候研究取得了很大进展,黄思静^[60]在研究上扬子晚古生代海相碳酸盐 Sr 同位素发现,海相碳酸盐 Sr 同位素与大陆的相对大小、海平面变化有密切的关系;另外,近几年在研究青藏高原隆起的过程中紧密结合海洋锶同位素演化,将青藏高原的隆升与全球气候变化、大陆化学风化速率及海洋锶同位素组成的演化相联系,根据海洋锶同位素的演化历史来研究全球气候变化规律及青藏高原的构造演化历史取得了较好的成果^[61],如对西沙珊瑚礁锶同位素的研究发现了西沙海域海水锶同位素的波动与青藏高原隆升的阶段性相关,隆升的速率增高,同位素的正异常出现的频率也越高^[62]。另外孙敏等^[63]还通过西沙珊瑚碳

酸锶建立了便捷高精度海洋古水温与 Sr 含量之间的直接关系,为研究热带海洋古水温开辟了一条新途径;韦刚健等^[64]利用热电离质谱方法分析了南海不同水域的现代珊瑚和全新世珊瑚样品的 Sr、U 同位素组成,探讨了大陆物质输入对南海海水同位素组成的影响;通过对南海北部雷州半岛角孔珊瑚礁剖面的研究,发现在全新世高温期背景下存在至少 9 次高频率大幅度的气候突然变冷事件,并将其命名为“雷州事件”^[65]。除此之外,珊瑚骨骼“年轮”的发现和 TIMS 铀系法高精度测年的应用奠定了珊瑚时间序列研究的基础,珊瑚骨骼的生长率、钙化率以及其中所含的元素、同位素也成为示踪环境的重要手段^[66]。当然,海相碳酸盐,特别是珊瑚、生物礁等尽管已证明是一种良好的古环境研究材料,但其在海洋中的保存条件是一个复杂的问题,不同的深度溶解的程度相差很大,因此研究过程中应该与水深条件密切结合起来考虑,否则往往会得到错误的信息。

5 结 语

随着全球变化研究工作的深入,各类古环境替代性指标相继建立,其中如上所述的碳酸盐研究,由于材料分布广,易于分析,而且普遍适用于不同的载体(黄土、湖泊、洞穴、海洋),相互间可进行很好的对比。因此近几年从其矿物含量本身,矿物中赋存的微量元素、同位素分布特征与气候环境演变的关系,以及应用技术等各方面都取得了很大的进展。

但也存在着不足和需要补充完善的地方,主要有以下几点:

- 1) 对碳酸盐的研究,综合前人的研究成果,基本都以环境演变过程的信息提取为主,而涉及碳酸盐矿物含量、物质来源及其比例、其中赋存元素及同位素分布特征的变化机理等方面的最基础工作研究较少,影响了不同记录信息的准确分离和相互对比,是今后需要继续探索的工作;

- 2) 不论是湖相沉积还是黄土沉积或海洋沉积,碳酸盐具有多源性,既有源岩风化带入的母岩盐,又有内生作用产生的次生碳酸盐,前者代

表陆上环境,后者主要受湖泊、盆地、海洋环境控制,特别是目前多用稀酸提取的碳酸盐溶液中无可避免的带入了一些非碳酸盐的相应组分,因此以前所谓的碳酸盐中各种元素、同位素并不具有十分明确的气候环境指示意义,环境演变研究中应该尽可能反复实验、控制酸度和优化溶剂组合以尽可能提取次生碳酸盐成分,或镜下鉴定挑取次生单矿物进行分析,以排除母岩的干扰;

3) 生物介壳碳酸盐是环境演变研究相对理想的实验材料,但不同的种群由于生活习性的差异,其壳体碳酸盐组成(矿物、微量元素、同位素等)并不相同,使系统对比研究受到了限制,应加强现代生物壳,特别是人工环境实验工作,建立不同种群对同一气候环境反映的标准模式,作为研究地质历史环境演化的对照;

4) 近几年碳酸盐中微量元素的研究以分散性元素锶为主,同位素以氧、碳为主,但它们各自建立的气候演化曲线并不完全一致,有时出现很大的差异,事实上,元素、同位素的分布不同的区域由于地壳、甚至地幔以及大地构造等地质因素的影响而有各自的特征,因此针对不同的区域,应继续加强寻找碳酸盐中更多能反映气候环境特征的高分辨率、高灵敏度的新指标,如生物碳酸盐B同位素分馏机理与气候环境变化之间的关系等研究,作为互相对比验证的依据,以推进该领域未来更深层次的探索和研究。

参考文献:

- [1] 曾允孚,夏文杰. 沉积岩石学[M]. 北京:地质出版社, 1989. 158—189.
- [2] 刘东生,等. 黄土与环境[M]. 北京:科学出版社, 1985. 191—302.
- [3] 顾兆炎,韩家懋,刘东生. 中国第四纪黄土地球化学研究进展[J]. 第四纪研究, 2000, 20(1): 41—55.
- [4] 杨守业,李从先,李徐生. 长江下游下蜀黄土化学风化的地球化学研究[J]. 地球化学, 2001, 30(4): 402—406.
- [5] 赵景波. 黄土地层化学成分迁移深度与含量研究[J]. 陕西师范大学学报, 1999, 27(3): 103—107.
- [6] 卢演伟. 黄土地层 CaCO_3 含量与更新世气候旋回[J]. 地质科学, 1981, (2): 122—131.
- [7] 赵景波. 黄土地层中的 CaCO_3 与环境[J]. 沉积学报, 1993, 11(1): 136—142.
- [8] 刁桂仪,文启忠. 渭南黄土剖面碳酸盐和铁变化的古气候记录[J]. 地球化学, 1995, 24(增刊): 75—82.
- [9] 陈骏,仇刚,杨杰东. 黄土碳酸盐 Sr 同位素组成与原生和次生碳酸盐识别[J]. 自然科学进展, 1997, 7(6): 731—734.
- [10] 田均良,彭祥林. 黄土高原土壤地球化学[J]. 北京:科学出版社, 1994. 106—109.
- [11] 刘连文,陈骏,王洪涛. 一个不受风力风选作用影响的化学风化指标: 黄土酸不溶物中 Fe/Mg 值[J]. 科学通报, 2001, 46(7): 578—582.
- [12] 陈骏,季峻峰,仇刚等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究[J]. 中国科学, 1997, 27(6): 531—536.
- [13] 陈骏,汪永进,陈勇等. 中国黄土地层 Rb 和 Sr 地球化学特征及其古季风气候意义[J]. 地质学报, 2001, 75(2): 259—266.
- [14] 陈骏,王洪涛,鹿化煜. 陕西洛川黄土沉积物中稀土元素及其它微量元素的化学淋滤研究[J]. 地质学报, 1996, 70(1): 61—72.
- [15] Chen J, An Z S, Head J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of central China during the last 130 000 years and their implications for monsoon Paleoclimatology[J]. Quaternary Research, 1999, 51: 215—219.
- [16] 陈骏,安芷生,汪永进,等. 最近 800ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁[J]. 中国科学, 1998, 28(6): 498—504.
- [17] 陈骏,仇刚,鹿化煜,等. 最近 130ka 黄土高原夏季风变迁的 Rb 和 Sr 地球化学证据[J]. 科学通报, 1996, 41(21): 1963—1966.
- [18] 谭红兵,马海州,鹿化煜,等. 高原黄土 Sr、CaO 的古气候意义以及记录的环境变化[J]. 地球化学, 2002, 31(5): 409—414.
- [19] Gu Z Y, Liu T S, Zheng S H. A preliminary study on quartz oxygen isotope in Chinese loess and soils[A]. Aspects of Loess research[M]. Beijing: China Ocean Press, 1987. 291—301.
- [20] Zheng S H, Wang Y, Chen C Y. Studies on the stable isotopes in carbonates in Luochuan Loess section application of the Caduities as paleoclimate indicators[A]. Aspects of Loess Research[M]. Beijing: China Ocean Press, 1987. 283—290.
- [21] Gu Z Y. The carbonate isotopic composition of the loess-paleosol sequence and its implication of paleoclimatic change[J]. Chinese Science Bulletin, 1991, 36(20): 1979—1983.
- [22] Gu Z Y, Liu R M, Liu Y. Response of the stable isotopic composition of loess-paleosol carbonate to paleoenvironmental changes[A]. In: Liu T S ed. Loess, Environment and Globe change[M]. Beijing: Science Press, 1991. 82—92.
- [23] Franks L A, Sun J Z. A carbon isotope record of the upper Chinese loess sequence: Estimates of plant types during stadial and interstadials[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1994, 108: 183—189.
- [24] 杨忠芳,朱立,陈岳龙等. 现代环境地球化学[M]. 北京:

- 地质出版社, 1999, 117—118.
- [25] Jie dong Yang, Jun Chen, Zhisheng An ect.. Variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios Of calcites in Chinese loess; a proxy for chemical weathering associated with the East Asian summer monsoon [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 157: 151—159.
- [26] 刘丛强, 张劲, 李春来. 黄土中 CaCO_3 及其 Sr 同位素组成变化与气候波动记录[J]. *科学通报*, 1999, 44(10), 1089—1092.
- [27] 刘从强, 张劲, 李春来. 黄土中 CaCO_3 含量及其 Sr 同位素组成变化与古气候记录[J]. *科学通报*, 1999, 44(10): 1088—1092.
- [28] 刘东生, 等编译. 第四纪环境[M] 北京: 科学出版社, 1997. 93—95.
- [29] 谭红兵, 于升松. 湖水面演变历史与古湖沼学证据[J]. *盐湖研究*, 1999, 7(4): 55—58.
- [30] 王苏民, 冯敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱变化的关系[J]. *中国科学(B)*, 1991, 21(7): 759—768.
- [31] 李华章, 刘清泗, 汪家兴. 内蒙古高原黄旗海岱海全新世湖泊演变研究[J]. *湖泊科学*, 1992, 4(1): 31—39.
- [32] 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.
- [33] 罗建育, 陈镇东. 台湾大鬼湖沉积物元素分布所反映的古环境意义[J]. *湖泊科学*, 1998, 10(3): 13—17.
- [34] 陈敬安, 万国江, 陈振楼, 等. 洱海沉积物化学元素与古气候变化[J]. *地球化学*, 1999, 28(6): 562—570.
- [35] 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 等. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百年尺度夏季风快速变化[J]. *科学通报*, 2001, 46(17): 1414—1419.
- [36] Dean W E. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments[J]. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 21(4): 375—393.
- [37] 陈敬安, 万国江, 汪福顺. 湖泊现代沉积物 C 环境记录研究[J]. *中国科学*, 2002, 32(1): 73—80.
- [38] 介冬梅, 吕金福, 李志民, 等. 大布苏湖全新世沉积岩心的碳酸盐含量与湖面波动[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2001, 21(2): 77—82.
- [39] 王苏民, 等编译. 湖泊的化学地质学和物理学[M]. 北京: 地质出版社, 1989. 11—22.
- [40] 李玉成, 王苏民, 黄耀生. 气候环境变化的湖泊沉积学响应[J]. *地球科学进展*, 1999, 14(4): 412—416.
- [41] Goslar T, Kuc M. High resolution lacustrine record of the late Glacial Holocene transition in central Europe[J]. *Quaternary Science Review*, 1993, 12: 287—294.
- [42] Von Gafersstein U, Erlenkeuser H, Kleinmann A et al. High-frequency climatic oscillation during the last deglaciation as revealed by oxygen isotope records of benthic organism[J]. *Journal of paleolimnology*, 1994, 11: 349—357.
- [43] 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, 3: 225—238.
- [44] 陈克造, Bower J M, Kelts K. 四万年来青藏高原的气候变迁[J]. *第四纪研究*, 1990, 1: 21—31.
- [45] Lister G S, Kelts K, Chen Kezao et al. Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the last Pleistocene[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1991, 84: 141—162.
- [46] 吴敬禄, 王苏民. 青藏高原东部 RM 孔碳酸盐氧同位素揭示的末次间冰期气候特征[J]. *科学通报*, 1996, 41(17): 1601—1604.
- [47] Holmes J A. Trace element and stable isotope geochemistry of non-marine ostracod shells in quaternary palaeoenvironmental reconstruction[J]. *Journal of Paleolimnology*, 1996, 15(3): 223—235.
- [48] 刘秀明, 贾玉鹤, 王世杰. 生物壳体锶地球化学恢复盆地古水文—以泥河湾盆地为例[J]. *湖泊科学*, 13(3), 2001: 211—219.
- [49] Mook W G. Palaeotemperatures and chlorinities from stable carbon and oxygen isotope in shell carbonate[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1997, 9: 245—263.
- [50] 王先锋, 刘东生. 洞穴碳酸盐微层研究及其发展方向[J]. *地球科学进展*, 1999, 14(3): 286—291.
- [51] 陈跃, 黄培华, 朱洪山. 北京周口店地区洞穴第四纪石笋的同位素古温度研究[J]. *科学通报*, 1986, 20: 1576—1577.
- [52] 李平, 彭子成, 洪阿实, 等. 福建宁化天鹅洞石笋年代和古温度[A]. 谢云鹤等主编. 人类活动与岩溶环境[M]. 北京: 北京科学技术出版社, 1994. 133—139.
- [53] 章程, 袁道先. 洞穴滴水石笋与陆地古环境记录研究进展[J]. *地球科学进展*, 2001, 16(3): 374—382.
- [54] 刘东生, 谭明, 覃小光, 等. 洞穴碳酸盐微层理在中国的首次发现及其对全球变化的研究意义[J]. *第四纪研究*, 1997, (1): 41—51.
- [55] 高全洲, 崔之久, 刘耕年. 青藏高原洞穴次生方解石的裂变径迹年代及地貌学意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2000, 20(3): 61—66.
- [56] 陈志华, 石学法, 王相芹. 南黄海表层沉积物碳酸盐及 Ca, Sr, Ba 分布特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2000, 20(4): 9—16.
- [57] 李铁刚, 刘振夏, M. A Hall. 冲绳海槽末次冰消期浮游有孔虫 ^{13}C 的宽幅低值事件[J]. *中国科学*, 2002, 47(4): 298—302.
- [58] 李荣西, 魏家庸, 杨卫东, 等. 用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 研究海平面变化与全球对比问题[J]. *地球科学进展*, 2000, 15(6): 729—733.
- [59] Veizer J, Ala D. et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{13}C and ^{18}O evolution of Phanerozoic seawater[J]. *Chemical Geology*, 1999, 16(1—3): 58—88.

[60] Huang Sijing. Carbon and Sr isotope of late Palaeozoic marine carbonates in the upper Yangtze paltform, southwest China[J] . Acta Geologi ca Sinica. 1997, 17(3) :282— 292.

[61] 李春雷, 陈骏, 季峻峰. 青藏高原的隆起与海洋锶同位素组成的演化[J] . 地球科学进展, 1999, 14(6) : 582— 589.

[62] 孙志国, 刘宝桂. 西沙珊瑚礁锶同位素特征及其古环境意义[J] . 科学通报, 1996, 41(5) : 434— 437.

[63] 孙敏, 李太枫, 孙亚莉. 西沙珊瑚锶温度计: 便捷高精度海洋古水温代用指标[J] . 地球化学, 2001, 30(1) : 102— 105.

[64] 韦刚健, 李献华, 聂宝符. 南海表层海水 Sr-U 同位素记录及其环境意义[J] . 海洋与湖沼, 2000, 31(4) : 426— 433.

[65] 余克顺, 刘东生, 沈承德, 等. 雷州半岛全新世高温期珊瑚生长所揭示的环境突变事件[J] . 中国科学, 2002, 32(2) : 149— 156.

[66] 何学贤, 彭子成, 王兆荣. 珊瑚的古环境信息研究进展[J] . 地球科学进展, 1999, 14(5) : 505— 512.

Study on Carbonates and its Record for Environmental Changes

TAN Hong-bing, MA Hai-zhou, ZHANG Xi-ying
(*Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, China*)

Abstract: With the development of researches on global changes, a great amount of proxy indices has been established for different kinds of carrier in recent years. Among these indices, carbonates’ characteristics of mineral components, distribution of trace element in them and stable isotopes contained in them have long been important geochemical tracers to indicate environmental changes. Investigations revealed that the distribution of carbonates in lake, loess, ocean and cave sediments as well as the trace elements and isotopes predominantly recorded the evolution of global or regional environments, from which many paleoenvironmental parameters, such as paleotemperature, paleoprecipitation, paleosalinity, and paleozoology can be extracted. However, previous researches laid too much stress on the process study of environmental evolutions, with few explorations of their mechanisms. In particular, the mechanisms of the changes of the distribution of carbonates, as well as their elements and isotopes, the contribution of each factor, and other problems are still unclear, which need still further investigations.

Key words: Carbonate; Geochemical index; Environmental evolution