



贡嘎山东坡植物和土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 差异

陈芃娜^①, 王国安^{①*}, 韩家懋^②, 柳晓娟^①, 刘敏^③

中国农业大学资源与环境学院, 植物-土壤相互作用教育部重点实验室, 北京 100193;

中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

北京大学环境学院, 北京 100871

* 联系人, E-mail: gawang@cau.edu.cn

2008-10-30 收稿, 2009-05-07 接受

国家自然科学基金资助项目(批准号: 40673017)

摘要 通过对贡嘎山东坡地表植被、凋落物、土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的分析, 结果显示贡嘎山东坡地表植被、凋落物、0~5, 5~10和10~20 cm土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均随海拔的升高先减小后增大, 即从海拔1200~2100 m, $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐变小, 从2100~4500 m, $\delta^{13}\text{C}$ 值则逐渐变大. 植被、凋落物和土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值沿海拔高度的这种变化是与 C_3 , C_4 植物的分布有关, C_4 植物仅仅生长于海拔高度低于2100 m的环境中, 而 C_3 在所有海拔都存在. 植被、凋落物和土壤有机质三者间的 $\delta^{13}\text{C}$ 有显著的正相关, 凋落物、0~5 cm层、5~10 cm层和10~20 cm土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 较植被分别平均偏正0.56‰, 2.87‰, 3.04‰和3.49‰. 在综合考虑工业革命以来大气 CO_2 浓度和 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化对植物同位素的影响后, 我们认为1.57‰可能是利用古土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 进行古生态重建时应该考虑的最小修正值.

关键词

贡嘎山东坡
 C_3/C_4 植物
土壤有机质
 $\delta^{13}\text{C}$ 差异
海拔

根据植物光合作用方式的不同, 陆生植物分为 C_3 , C_4 和CAM植物, 其中CAM植物比较少见. C_3 和 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值不互相重叠, C_3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围为-22‰~-34‰, 平均值约为-27‰, C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在-9‰~-19‰之间, 平均值约为-13‰^[1]. 土壤有机质主要来自陆生高等植物的凋落物, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 组成与形成该有机质的植被 $\delta^{13}\text{C}$ 组成基本一致, 如果已知某一古土壤层中有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 组成, 就可以根据下列同位素质量平衡方程估算出当时地表植被中 C_3 , C_4 植物的相对生物量.

$$\text{C}_3 (\%) = [(\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}} - \delta^{13}\text{C}_4) / (\delta^{13}\text{C}_3 - \delta^{13}\text{C}_4)] \times 100, (1)$$

$$\text{C}_4 (\%) = 100\% - \text{C}_3 (\%), (2)$$

其中, $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}}$ 为土壤有机质的碳同位素组成(‰), $\delta^{13}\text{C}_3$, $\delta^{13}\text{C}_4$ 分别是 C_3 , C_4 植物的碳同位素平均值, 一般为-27‰和-13‰, C_3 和 C_4 分别是 C_3 , C_4 植物的相对生物量(%).

然而土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 组成与形成该有机质的植被 $\delta^{13}\text{C}$ 组成并不完全一致, 土壤有机质分解过程中会发生同位素分馏, 造成土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比形成该有机质的植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正^[2~10]. 但在利用方程(1)和(2)来重建古环境的过程中这种差异仅被少数人考虑^[11~15]. 同时也有观点认为利用特殊的生物标志物(如烷烃)来估算当时植被中 C_3 , C_4 植物相对生物量时这种差异就可以忽略掉^[16], 这种观点还需进一步证实, 我们认为至少在利用土壤全有机质碳同位素来估算时应该考虑这种差异.

目前有许多研究都观察到了植物与土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 差异, 但大多数的报道结果都有一定的局限性, 一方面许多结果是来自室内和野外的培养实验^[17~20], 这些培养实验进行的时间都较短, 主要研究有机质分解初期的同位素分馏, 而没有考虑难分解化合物的同位素分馏; 另一方面, 尽管也有许多观察结果来自

引用格式: 陈芃娜, 王国安, 韩家懋, 等. 贡嘎山东坡植物和土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 差异. 科学通报, 2009, 54: 3512~3520

Chen P N, Wang G A, Han J M, et al. $\delta^{13}\text{C}$ difference between plants and soil organic matter along the eastern slope of Mount Gongga. Chinese Sci Bull, doi: 10.1007/s11434-009-0405-y

野外土壤剖面 [6,8,21~24]，但涉及的植被类型和环境条件都较单一，而有机质分解过程同位素分馏与环境和植被类型有关，因此，研究结果代表性不强。还有，有些研究其目的并不是揭示有机质分解过程中的同位素分馏，而是研究植被的变化，因此报道的植物与土壤的同位素差异可能不完全代表有机质分解过程同位素分馏，可能还包含有过去时期由于植被中C₃、C₄植物生物量发生变化而导致的δ¹³C变化。为了获得更具有代表性的结果，我们选择了垂直高差显著，温湿变化明显的贡嘎山东坡作为本次研究的区域。该区气候类型丰富，生态系统多样，包含了从热带、亚热带直到寒带的植被类型，且人为扰动较小(主要指1600 m以上的海拔高度)，植被稳定。本文目的是通过测定该地区不同海拔高度的植被、凋落物及土壤有机质的δ¹³C值，试图揭示土壤有机质和植物δ¹³C的差异，为更准确地重建古生态和古环境服务。另外，我们还通过植物和凋落物的δ¹³C估算了C₄植物在植被中的含量，揭示了C₄植物在贡嘎山东坡的分布。

1 材料与方法

1.1 研究区自然概况

贡嘎山位于青藏高原东南缘的大雪山脉中段(101°30'~102°10'E, 29°20'~30°00'N)，在地质构造上处于青藏板块与扬子板块交接带的西缘，东、西坡地貌和气候差异显著。其中，东坡属高山峡谷地貌，相对高差达6500 m [25]，气候温暖湿润，巨大的地形落差导致气候具有明显的垂直分异。随着海拔高度增加，气温逐渐降低，而降雨量逐渐升高，形成“下暖干-上凉湿”的气候梯度 [26]。由于贡嘎山山体垂直高差巨大，热量等生态因子由低至高递减，从而孕育了从亚热带至寒带的完整自然垂直带谱。从大渡河河谷至海拔4900 m，自然垂直带谱依次为山地亚热带常绿阔叶带(海拔1000~2200 m)，山地暖温带针阔混交林带(海拔2200~2800 m)，山地寒温带暗针叶林带(海拔2800~3600 m)，亚高山亚寒带灌丛草甸带(海拔3600~4200 m)，高山寒带草甸带(海拔4200~4600 m)，高山寒带疏草寒漠带(海拔4600~4800 m)和极高山冰雪带(>海拔4900 m)。

1.2 样品的采集

样品于2004年8月下旬采自于贡嘎山东坡海螺

沟。自1200~4500 m，以每上升100 m为间隔进行沿途采集。在每一采样海拔高度上，采集了我们能够见到的几乎所有植物种类。每种植物采集5~7株，之后根据叶片的大小分别从每株植物上采集相同数目的成熟叶片进行混合，组成一种植物的样品。草本和灌木是采集其顶部叶片，乔木叶片是在离地8~10 m处分别从4个方向采集相同数目的叶片进行混合作为一个样品(同种植物采集的高度一致)。所有样品均采自开阔、光照充足、距离村落较远的环境下，避免了局部地貌与微环境的影响。除了植物采集外，在同一海拔高度方圆200 m²内我们一般还设置了3个0.5 m × 0.5 m的样方，采集枯枝落叶层样品和不同深度(0~5, 5~10, 10~20 cm)的土壤样品。

1.3 样品δ¹³C值的测定

土壤样品在50℃下烘24 h，将土样中可见的石块和植物残体用镊子挑出，在研钵中研磨后过100目的筛并混匀，取其中3 g样品在室温下加过量HCl(1 mol/L)反应24 h以除去碳酸盐，然后用蒸馏水洗至中性，并在50℃下烘干，研磨。植物样品用清水洗净、晾干，置于烘箱中烘干(65℃)，研磨过40目筛。研磨后的样品在Delta^{Plus}XP质谱仪(带元素分析仪)上进行碳同位素值测定，燃烧温度为1020℃。碳同位素值用V-PDB标准表示，其表达式为

$$\delta^{13}\text{C} = (R_{\text{sample}} / R_{\text{standard}} - 1) \times 1000, \quad (3)$$

式中，δ¹³C是样品碳同位素组成(‰)；R_{sample}和R_{standard}分别为样品和标准物质中¹³C/¹²C值。本次分析误差小于0.15‰。

2 结果

2.1 贡嘎山东坡地表植被δ¹³C值随海拔高度的变化规律

植物碳同位素算术平均值随海拔的变化见表1和图1(a)。由于没有测定植物的生物量，所以尽管我们对每个样品点几乎所有的植物种进行了同位素分析，但也无法得到植被的碳同位素组成。本文中我们是用植物碳同位素算术平均值来代表植被的碳同位素值，虽然二者并不完全一致。我们的结果显示：贡嘎山东坡地表植被的δ¹³C值存在很大差异(-12.04‰ ~ -29.915‰)。δ¹³C值随海拔高度的增加先减小后增大，从海拔1200~2100 m，δ¹³C值逐渐变小，从2100~4500 m，δ¹³C值则逐渐变大。

表1 贡嘎山东坡不同海拔高度植物、凋落物和土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 算术平均值(‰)

海拔高度/m	植物	凋落物	0~5 cm 土壤	5~10 cm 土壤	10~20 cm 土壤
4500	-26.910	-24.000	-22.070	-22.495	-22.555
4400	-26.550	-24.513	-23.093		-22.907
4200	-26.840	-26.287	-25.103		
4100	-25.621	-26.733	-23.360	-23.300	-23.320
4050	-26.080				
4000	-25.733	-27.168	-24.517	-24.163	-24.190
3950	-26.474				
3930	-25.980	-26.758	-24.043	-24.040	-23.195
3820	-25.646	-26.167	-24.370		
3750	-26.760				
3700	-27.948	-27.158	-25.717	-24.495	
3650	-26.587				
3600	-27.420	-27.445	-25.905		
3550	-29.058				
3500	-28.147	-26.835	-25.160	-23.990	-24.855
3400	-27.296	-28.714			
3300	-27.112	-28.607			
3250	-27.508				
3200	-28.502	-28.312			
3100	-29.568	-28.130	-26.550		
3000	-29.025	-28.037	-25.733	-25.300	-25.737
2900	-29.331	-27.711	-25.790	-25.297	-25.383
2800	-28.709	-27.651	-26.243	-25.870	
2700	-29.076	-27.607	-24.215	-25.210	-22.030
2600	-29.915	-27.320	-25.760	-25.830	-25.900
2500	-28.807	-28.099	-24.987	-25.427	-25.033
2400	-28.807	-28.037	-26.020	-26.000	-25.645
2300	-29.329	-28.099	-25.567	-25.417	
2200	-29.530	-27.915	-26.893		
2100	-28.509	-28.038	-25.330	-25.390	-24.575
1940	-27.697	-27.615	-24.495		
1800		-27.466	-21.667	-22.925	-20.910
1730	-21.451				
1684	-25.397	-25.819	-22.483	-20.707	-20.490
1546	-13.858	-24.754	-21.743	-21.733	-21.160
1450	-23.460	-15.970	-17.713	-17.307	-16.230
1380	-26.198				
1350	-12.040	-26.676	-22.297	-22.483	-22.917
1270	-25.631				
1200	-16.068	-16.475	-17.490	-15.853	-18.090

2.2 凋落物 $\delta^{13}\text{C}$ 和土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 随海拔高度的变化

图1(b)显示凋落物 $\delta^{13}\text{C}$ 随海拔高度的变化,图1(c)~(e)是不同深度土壤层的有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 随海拔高度的变化.从图1中我们可以看出,凋落物 $\delta^{13}\text{C}$ 及不同深度土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 随着海拔高度的变化规律与地表植被的变化规律几乎一致,即从1200~2100 m, $\delta^{13}\text{C}$ 随着海拔增高而减小,从2100~4500 m, $\delta^{13}\text{C}$ 值随着海拔增高而呈现逐渐增大的趋势.

2.3 有机质分解过程中的碳同位素演化

从表1中我们看到除海拔1546, 1450和1350 m三个点外,其他海拔点植物、凋落物和土壤有机质的同位素组成尽管有差别,但差别相对并不大,而在这3个点它们之间的差别要大得多.例如在海拔1546和1350 m土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 均比植物偏轻8‰~10‰,而在1450 m土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 却比植物偏重12‰.为什么会出现这种情况?我们认为海拔1546和1350 m土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 均比植物显著偏轻可能与人类活动

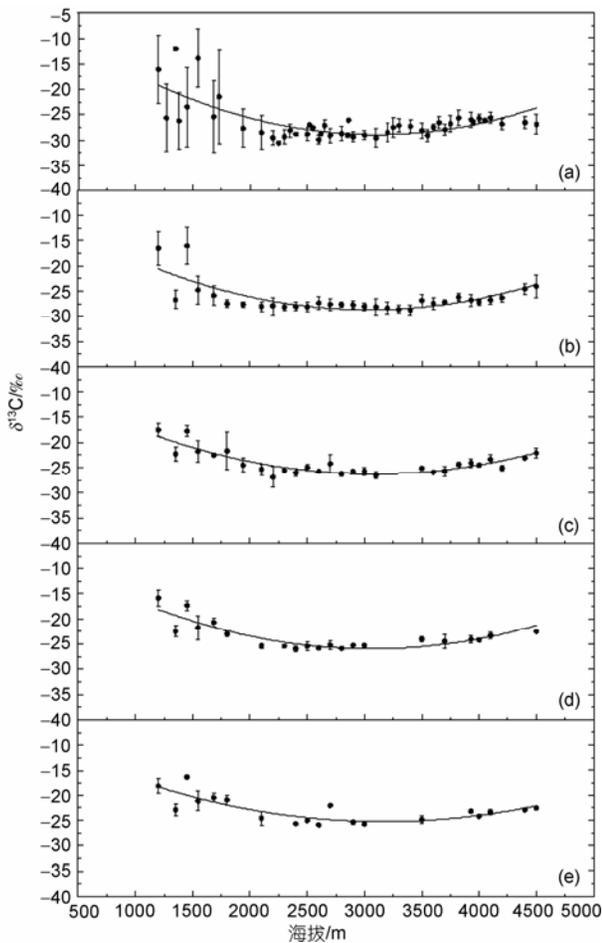


图1

(a)~(e)分别为地表植被、凋落物、0~5, 5~10, 10~20 cm 土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 值随海拔高度的变化。图中的垂直线代表 ± 1 个标准偏差

导致近年来地表植被中 C_4 植物大量增加有关。泸定县磨西镇坐落在我们采样路线(即沿贡嘎山东坡海螺沟采样)的 1600~1500 m 处。从 1250~1500 m 左右沿途也有不少居民点, 人类活动对植被的影响十分显著。众所周知, 人类对原生植被的破坏会导致以草本植物为主的 C_4 植物增多。另外我们还可以从 1200 m 的结果来看人类干扰的影响。表 1 显示 1200 m 植物、凋落物和土壤有机质同位素相差较小, 原因是该采样点位于大渡河谷的一草地上, 方圆几里没有居民点, 原生植被保存较好。至于 1450 m 土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 比植被 $\delta^{13}\text{C}$ 显著偏重的原因是由于在该点植被同位素与植物同位素平均值相差较大造成的。在该点我们采集了 7 种 C_4 植物, $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围是 -11.8‰ ~ -12.7‰ , 13 种 C_3 植物, $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围是 -27.0‰ ~ -30.9‰ , 由于表 1 中显示的地表植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值是

各种植物同位素的算术平均, 因此表 1 中地表植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值就偏负 (-23.46‰)。尽管该点 C_3 植物种数比 C_4 多, 但事实上根据我们的观察 C_4 植物在植被中的生物量比 C_3 大。土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值反映的是地表植被中 C_3/C_4 生物量的比例, 因此该点土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值较植被显著偏正。另外表 1 显示 1380 和 1270 m 植被同位素也偏负(分别是 -26.198‰ 和 -25.631‰)也是由于植被同位素与植物同位素平均值相差较大造成的, 在这 2 个点 C_4 生物量都占有较高的比例。每个点 C_3 , C_4 植物的数量和同位素均在文献 [27] 列出。由于 1600 m 以下受人类活动影响较大, 植被不稳定, 另外再加上表 1 中的植被 $\delta^{13}\text{C}$ 值没有很好地反映地表植被中 C_3/C_4 生物量的比例, 因此, 我们在研究有机质分解过程中碳同位素分馏所造成的土壤有机质同位素与植被同位素差异时应该将这几个点排除, 因为这几个点所揭示的土壤有机质同位素与植被同位素差异值中不仅仅包含了有机质分解过程中的碳同位素分馏的贡献, 而且还包含了其他影响因素的贡献, 例如 C_3/C_4 植物在群落中演替导致的土壤有机质同位素与现存植被同位素之间的差别。

海拔 1600 m 以上, 几乎不再有居民点, 因此人为活动影响甚小, 原始植被保存完好, 因此, 本文仅仅计算了 1600 m 以上不同海拔高度植物与凋落物、凋落物与 0~5 cm, 0~5 与 5~10 cm, 5~10 与 10~20 cm 土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 间的差异, 结果表明凋落物较植被平均偏正 0.56‰, 0~5 cm 土壤有机质较凋落物平均偏正 2.31‰, 5~10 cm 层较 0~5 cm 层土壤有机质平均偏正 0.17‰, 10~20 cm 土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比 5~10 cm 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值平均偏正 0.45‰。图 2 显示的是 1600 m 以上海拔高度植被、土壤有机质与凋落物间的 $\delta^{13}\text{C}$ 关系。从该图我们可以清楚地看到三者的同位素具有很强的相关性, 从图 2(a)可以看出凋落物 $\delta^{13}\text{C}$ 和植被 $\delta^{13}\text{C}$ 显著相关 ($R^2 = 0.319, P < 0.01$), 凋落物较植被平均偏正 0.56‰; 0~5 cm 层土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 明显较对应点的凋落物层 $\delta^{13}\text{C}$ 偏正, 平均偏正 2.31‰, 二者成极显著正相关 ($R^2 = 0.458, P < 0.001$)(图 2(b)); 5~10 cm 层土壤有机质较凋落物平均偏正 2.48‰ ($2.48\text{‰} = 0.17\text{‰} + 2.31\text{‰}$), 二者极显著相关 ($R^2 = 0.572, P < 0.001$)(图 2(c)); 10~20 cm 土壤层有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比凋落物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值平均偏正 2.93‰ ($2.93\text{‰} = 0.17\text{‰} + 2.31\text{‰} + 0.45\text{‰}$), 也成显著相关 ($R^2 = 0.250, P < 0.05$)(图 2(d))。

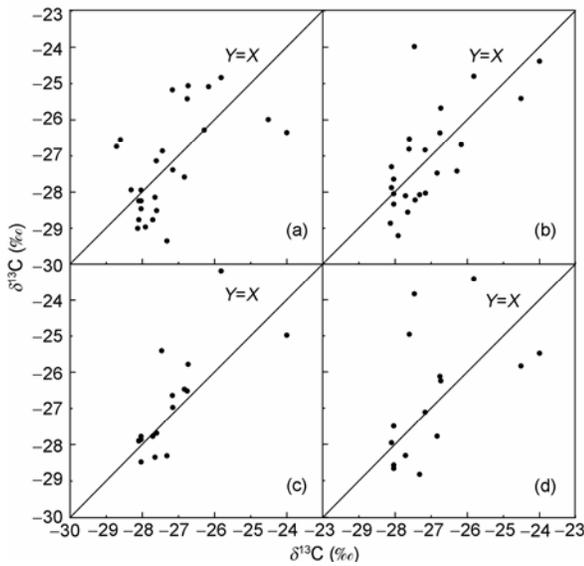


图2

(a)~(e)分别为植物 $\delta^{13}\text{C}$ 、0~5、5~10、10~20 cm土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 与凋落物 $\delta^{13}\text{C}$ 之间的相关性。横坐标均为不同海拔高度下凋落物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,纵坐标分别为不同海拔高度下植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值加上植物与凋落物的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均差值(即 $\delta^{13}\text{C}_{\text{plant}}+0.56\text{‰}$, (a));不同海拔高度下0~5 cm土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值减去0~5 cm土壤有机质与凋落物的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均差值(即 $\delta^{13}\text{C}_{0-5}-2.31\text{‰}$, (b));不同海拔高度下5~10 cm土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值减去5~10 cm土壤与0~5 cm土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均差值再减去0~5 cm土壤有机质与凋落物的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均差值(即 $\delta^{13}\text{C}_{5-10}-0.17\text{‰}-2.31\text{‰}$, (c));10~20 cm土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值减去10~20 cm土壤与5~10 cm土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均差值再减去5~10 cm土壤与0~5 cm土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均差值再减去0~5 cm土壤有机质与凋落物的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均差值(即 $\delta^{13}\text{C}_{10-20}-0.45\text{‰}-0.17\text{‰}-2.31\text{‰}$, (d))

2.4 C₃和C₄植物随海拔高度变化的分布特征

图3(a)和(b)都显示的是地表现代植被中C₃、C₄植物的相对生物量贡献,是分别根据植被碳同位素和凋落物碳同位素通过方程(1)和(2)计算出来的。根据植被碳同位素计算时只需将方程(1)中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}}$ 替换成植被 $\delta^{13}\text{C}$ 即可。而根据凋落物同位素计算时,由于凋落物同位素平均较植物同位素偏正0.56‰,因此要将方程(1)中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}}$ 替换成凋落物 $\delta^{13}\text{C}$,同时还要减去0.56‰,目的是为了修正凋落物与植被之间的同位素差异。另外,在公式(1)中C₃、C₄植物的同位素平均值是用该海拔高度生长的C₃植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值和C₄植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值,而没有使用-27‰和-13‰。从图3(a)和(b)中均可以看出C₄植物仅仅生长于海拔高度2100 m以下的环境中,C₃在所有海拔都存在。需要特别指出的是图3(a)中给出的C₃/C₄生物

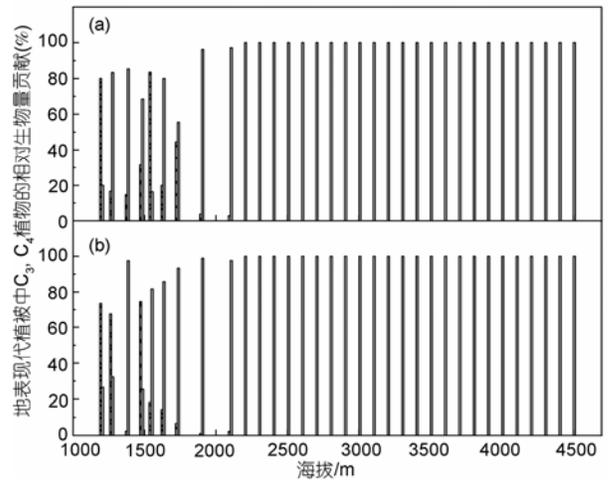


图3

(a)和(b)分别根据植被碳同位素和凋落物碳同位素通过方程(1)和(2)计算出来的不同海拔高度下地表现代植被中C₃、C₄植物的相对生物量贡献;图中带网格的柱形表示C₄植物的相对生物量,空白柱形表示C₃植物的相对生物量

量比例在1600 m以下是很不准确的,即表1中显示的植被同位素值反映的是植被中C₃/C₄种数的比例,不是生物量比例,两者有很大的差别。

3 讨论

地表植被、凋落物、0~5 cm、5~10 cm、10~20 cm土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 结果均显示:随海拔高度的增加, $\delta^{13}\text{C}$ 值先减小,到一定的海拔高度后开始逐渐增大。 $\delta^{13}\text{C}$ 随海拔变化的这种趋势是与贡嘎山东坡C₃、C₄植物随海拔的分布有关。图3显示C₄植物仅生长于2100 m以下的环境中,而C₃植物所有海拔下都存在。由于C₃植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值较C₄植物平均偏负14‰(C₃植物 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值:-27‰,C₄为-13‰),因此导致在低海拔段植被 $\delta^{13}\text{C}$ 较高海拔植被偏重。地表凋落物是由植物的残枝落叶构成,所以凋落物 $\delta^{13}\text{C}$ 值与植物 $\delta^{13}\text{C}$ 呈显著正相关。土壤中的有机质主要来自地表凋落物,所以土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值与凋落物 $\delta^{13}\text{C}$ 值也呈显著正相关,因此土壤、凋落物与植被随海拔高度的变化规律基本一致。本次野外调查初步的结果显示在2100 m以上发现仅有一种CAM植物,即四裂红景天(*Rhodiola quadrifida*)零星生长在3500 m左右的海拔高度,对当地植被的生物量贡献甚小,2100 m以上主要是C₃植被类型。已经有大量的调查发现,在湿润地区C₃植物 $\delta^{13}\text{C}$ 随海拔升高而变重 [28~34]。在青藏高原也发现存在相同的模式 [35,36]。因此,2100 m以

上植被、凋落物、土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 都表现出随海拔升高而增大的变化趋势。至于贡嘎山东坡 C_3 植物同位素随海拔高度变化的原因和机制我们在文献 [27]中有专门的讨论。

Lü等人 [37]曾经在青藏高原采集了大量的表土样品,并对样品进行了碳同位素分析,结果显示,在1500~3500 m之间土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 随海拔高度升高而变正,与本次调查发现的在2100 m以上贡嘎山东坡土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 随海拔高度的变化一致。但是在3500 m以上Lü等人 [37]的结果显示土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 反而相对3500 m以下的同位素偏负,其中的原因是在青藏高原的高海拔地区发现CAM植物在植物群落中有相当的比例,而CAM植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围大。而在本研究区,由于四裂红景天 (*Rhodiola quadrifida*)这种CAM植物在当地群落中所占比例很小,且它的 $\delta^{13}\text{C}$ 为 -30.75‰ ,也是落在 C_3 植物同位素范围内($-22\text{‰} \sim -34\text{‰}$),因此CAM植物存在并不影响贡嘎山东坡在2100 m以上植被、凋落物、土壤的 $\delta^{13}\text{C}$ 仍随海拔升高而增大的趋势。

C_3 , C_4 植物在贡嘎山东坡随海拔的分布规律与前人在全球其他地区的调查结果 [38-40]相吻合。前人的调查 [38-40]表明 C_4 植物在植被中所占的比例有随海拔高度升高而减少的趋势,主要占据低海拔地区,而高海拔地区以 C_3 植物为主,二者的转换带发生在1500~3000 m左右 [38-40]。在贡嘎山东坡 C_3 , C_4 的转换带在2100 m左右。控制 C_4 植物发生和分布的环境因素有许多,但我们认为 C_4 植物在贡嘎山东坡的这种分布可能与水分关系不密切,而是与过低的夏季(生长期)温度有关。详细的讨论见文献 [27]。

本次研究显示从植被到凋落物,再到土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 是逐渐变重,另外随着深度增加,土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 也是逐渐变大。这一结果与前人的结果完全一致 [17,41-45]。从植物到凋落物再到土壤有机质同位素逐渐偏正,以及随深度增加土壤有机质同位素增大的最主要原因是有机质分解过程中的同位素分馏。微生物分解有机质的过程中会发生同位素分馏,导致重同位素和轻同位素在反应物和产物间的不均衡分布,即相对多的轻同位素(^{12}C)进入释放出的 CO_2 中,而 ^{13}C 则更多地进入到微生物生物量碳中,最终返回到土壤有机质中。第二个原因是与大气 CO_2 的碳同位素和浓度的变化有关。自~11000 a BP至工业革命前大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值一直较稳定,为 -6.40‰ [46],工业革

命后 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值下降了 1.3‰ ,因此土壤有机质与现存地表植被之间的 $\delta^{13}\text{C}$ 差异中包含了 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值下降的贡献。不过随着土壤深度增加,土壤有机质同位素变重,一般与工业革命后 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值下降没有太大的关系,因为深层土壤往往上千年甚至上万年 [47]。同时大气 CO_2 浓度可能也会影响植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,工业革命前大气 CO_2 浓度要比现在低80 ppm,但大气 CO_2 浓度会对植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值产生多大的影响至今尚不清楚。Polley等人 [48]做了一个模拟实验,实验中的 CO_2 浓度变化范围相当于从末次冰期最盛期到现在大气的 CO_2 浓度,结果显示生长在此实验中的 C_3 植物其 c_i/c_a 值(c_i 为植物的胞间 CO_2 浓度, c_a 为大气 CO_2 浓度)保持恒定,也就说明碳同位素分馏(Δ)稳定。Feng和Epstein [49]通过研究4种树的树轮的 $\delta^{13}\text{C}$ 发现这4种树的平均 Δ 与 CO_2 浓度正相关,斜率是 $0.02\text{‰}/\text{ppm}$ 。我们最近对来自全球的68个树轮系列进行了研究,发现树轮的平均碳同位素分馏值在20世纪保持恒定,为 15.904‰ (尚未发表)。因此说明植被到凋落物,再到土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 逐渐变重以及随着深度增加,土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 逐渐变大均与大气 CO_2 浓度变化没有多大的关系。第3个原因是认为与微生物选择性吸收有关,不过,目前学术界普遍对这一观点表示怀疑,原因是木质素相对非木质素更难分解,随着有机质的分解,残留的土壤有机质中木质素的含量相对增加,而木质素的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相对于非木质素偏负一些 [18,50],因此微生物选择性吸收的结果应该是留下的土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 越来越偏负,而不是偏正。另外,根据Feng [51]所做的分解实验显示,不同有机质组分被选择性分解仅仅解释早期(一般 <10 a)的有机质同位素变化起作用。Feng [51],Poage和Feng [50]认为早期有机质同位素变化是有机质组分被选择性分解与分解过程中的同位素分馏相互竞争的结果,后期残余土壤有机质相对植物和凋落物同位素变重以及随着深度增加土壤同位素逐渐变重与选择性分解无关。

由于有机质分解过程的同位素变化导致土壤与植被的同位素存在差异,因此,在用古土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 来计算过去植被中 C_3 , C_4 植物相对生物量贡献时应该考虑这个差异。我们的结果显示凋落物较植被平均偏正 0.56‰ ,0~5 cm土壤较凋落物平均偏正 2.31‰ ,5~10 cm层土壤较0~5 cm层土壤平均偏正 0.17‰ ,10~20 cm土壤层的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比5~10 cm土壤层的 $\delta^{13}\text{C}$ 值平均偏正 0.45‰ ,因此0~5 cm层土壤有机

质 $\delta^{13}\text{C}$ 较对应点的植被 $\delta^{13}\text{C}$ 平均偏正 2.87‰ ($2.87\text{‰} = 0.56\text{‰} + 2.31\text{‰}$), 5~10 cm 层土壤较植被平均偏正 3.04‰ ($3.04\text{‰} = 0.56\text{‰} + 2.31\text{‰} + 0.17\text{‰}$), 10~20 cm 土壤较植被平均偏正 3.49‰ ($3.49\text{‰} = 0.56\text{‰} + 2.31\text{‰} + 0.17\text{‰} + 0.45\text{‰}$), 每一层土壤与植被的同位素差异不相等. 这就需要在利用土壤 $\delta^{13}\text{C}$ 估算 C_3 , C_4 植物相对生物量贡献时首先得确定古土壤是位于当时土壤剖面的哪一层, 但目前尚没有可行的方法. 假定古土壤是当时土壤的0~5 cm层, 那么至少应该在方程(1)的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}}$ 中减去 2.87‰ . 方程(1)变成以下形式:

$$\text{C}_3(\%) = [(\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}} - 2.87\text{‰} - \delta^{13}\text{C}_4) / (\delta^{13}\text{C}_3 - \delta^{13}\text{C}_4)] \times 100. \quad (4)$$

正如前面所言, 2.87‰ 的差异中不仅包含了单纯由于有机质分解导致的同位素变化, 还包含了大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值下降和大气 CO_2 浓度变化对植物同位素产生的影响, 因此我们在估算时必须扣去后面这两方面的贡献才能得到单纯由于有机质分解导致的同位素差异. 本次研究中我们没有测定土壤年龄, 但我们可以肯定0~5 cm层土壤不会形成于工业革命以

前, 因此 2.87‰ 的差异中大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值下降的贡献最多不会超过 1.3‰ . 大气 CO_2 浓度的上升对植物同位素影响根据前面提到的我们目前尚未发表的研究以及 Polly 等的研究可以认为是0, 那么单纯由于有机质分解导致的同位素变化应该至少为 1.57‰ ($1.57\text{‰} = 2.87\text{‰} - 1.3\text{‰}$). 我们认为 1.57‰ 可能是利用古土壤有机质碳同位素进行古生态重建时应该考虑的最小修正值. 方程(1)变成以下形式:

$$\text{C}_3(\%) = [(\delta^{13}\text{C}_{\text{SOM}} - 1.57\text{‰} - \delta^{13}\text{C}_4) / (\delta^{13}\text{C}_3 - \delta^{13}\text{C}_4)] \times 100. \quad (5)$$

目前全球变化已经成为各国科学家研究的一个热点, 利用土壤有机质碳同位素重建过去的环境有助于我们更好地认识全球气候环境变化. 要准确可靠地揭示过去历史时期的植被变化, 一方面需要多种方法和手段的相互配合, 另一方面就碳同位素手段而言, 还要考虑气候, 尤其是温度对植物碳同位素的影响, 这些方面已经有不少工作, 但仍存在很多不确定性, 有待于我们进一步探讨.

致谢 感谢马燕在碳同位素分析过程中提供的帮助.

参考文献

- 1 Dienes P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P, Fontes J C, eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry I: The Terrestrial Environment. Amsterdam: Elsevier, 1980. 329—406
- 2 Troughton J H, Stout J D, Rafter T A. Long-term stability of plant communities. Carnegie Inst Wash Yearbook, 1974, 73: 838—845
- 3 Stout J D, Rafter T A, Troughton J H. The possible significance of isotope ratios in paleoecology. In: Suggate R P, Cresswell M M, eds. Quaternary Studies. Wellington: Royal Society of New Zealand, 1975. 279—286
- 4 Goh K M, Rafter T A, Stout J D, et al. The accumulation of soil organic and its carbon isotope content in a chronosequence of soil developed on Aeolian in New Zealand. Eur J Soil Sci, 1976, 27: 89—100[DOI]
- 5 O'Brien B J, Stout J D. Movement and Turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. Soil Biol Biochem, 1978, 10: 309—317[DOI]
- 6 Stout J D, Rafter T A. The $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotopic ratios of some New Zealand tussock grassland soils. In: Robinson B W. Stable Isotopes in the Earth Sciences. Wellington: DSIR BULL, 1978. 75—83
- 7 Schleser G H, Pohling R. $\delta^{13}\text{C}$ record in a forest soil using a rapid method for preparing carbon dioxide samples. Int J Appl Rad Isotope, 1980, 31: 769—773[DOI]
- 8 Dzurec R S, Bouton T W, Caldwell M M, et al. Carbon isotope ratios of soil organic matter and their use in assessing community composition changes in Curlew Valley, Utah. Oecologia, 1985, 66: 17—24[DOI]
- 9 沈承德, 孙彦敏, 易惟熙, 等. 退化森林生态系统恢复过程的碳同位素示踪. 第四纪研究, 2001, 21: 452—460
- 10 朴河春, 刘启明, 余登利, 等. 用天然 ^{13}C 丰度法评估茂兰喀斯特森林区玉米地土壤有机碳的来源. 生态学报, 2001, 21: 434—439
- 11 李玉梅, 刘东生, 大荔黄土-古土壤序列 $\delta^{13}\text{C}_{\text{SC}}$ 值及其古环境意义. 科学通报, 2003, 48: 486—490
- 12 刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 等. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 830—836

- 13 顾兆炎, 刘强, 许冰, 等. 气候变化对黄土高原末次盛冰期以来的 C_3/C_4 植物相对丰度的控制. 科学通报, 2003, 48: 1458—1464
- 14 何勇, 秦大河, 任贾文, 等. 塬堡黄土剖面末次间冰期古土壤有机质碳同位素记录的夏季风演化历史. 科学通报, 2002, 47: 943—945
- 15 饶志国, 陈发虎, 曹洁, 等. 黄土高原西部地区末次冰期和全新世有机碳同位素变化与 C_3/C_4 植被类型转换研究. 第四纪研究, 2005, 25: 107—114
- 16 Zhang Z H, Zhao M X, Yang X D, et al. A hydrocarbon biomarker record for the last 40 Kyr of plant input to Lake Heqing, Southwestern China. *Org Geochem*, 2004, 35: 595—613[DOI]
- 17 Natelhoffer K J, Fry B. Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter. *Soil Sci Soc Am J*, 1988, 52: 1633—1640
- 18 Wedin D A, Tieszen L L, Dewey B, et al. Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation. *Ecology*, 1995, 76: 1383—1392[DOI]
- 19 Fernandez I, Mahieu N, Cadisch G. Carbon isotopic fractionation during decomposition of plant materials of different quality. *Glob Biogeochem Cycle*, 2003, 17: 1075, doi: 10.1029/2001GB001834[DOI]
- 20 Connin S L, Feng X H, Virginia R A. Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem. *Soil Biol Biochem*, 2001, 33: 41—51[DOI]
- 21 Gregorich E G, Ellert B H, Monreal C M. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural ^{13}C abundance. *Can J Soil Sci*, 1995, 75: 161—167
- 22 Balesdent J, Girardin C, Mariotti A. Site-related $\delta^{13}C$ of trees and soil organic matter in a temperate forest. *Ecology*, 1993, 74: 1713—1721[DOI]
- 23 Boutton T W. Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: Boutton T W, Yamasaki S I. *Mass Spectrometry of Soils*. New York: Marcel Dekker, Inc., 1996. 47—82
- 24 Bowman D M J S, Cook G D. Can stable carbon isotopes ($\delta^{13}C$) in soil carbon be used to describe the dynamics of Eucalyptus savanna-rainforest boundaries in the Australian monsoon tropics? *Austral Ecol*, 2002, 27: 94—102[DOI]
- 25 程根伟. 贡嘎山极高山区的降水分布特征探讨. 山地学报, 1996, 14: 177—182
- 26 陈富斌, 高生淮. 贡嘎山高山生态环境研究. 成都: 成都科技大学出版社, 1993
- 27 李嘉竹, 王国安, 刘贤赵, 等. 贡嘎山东坡 C_3 植物碳同位素组合及 C_4 植物分布沿海拔高度的变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 1387—1396
- 28 Körner C, Farquhar G D, Roksandic Z. A global survey of carbon isotope discrimination in plants from high altitude. *Oecologia*, 1988, 74: 623—632[DOI]
- 29 Körner C, Farquhar G D, Wong S C. Carbon isotope discrimination by plants follows latitudinal and altitudinal trends. *Oecologia*, 1991, 88: 30—40[DOI]
- 30 Sparks J P, Ehleringer J R. Leaf carbon isotope discrimination and nitrogen content for riparian trees along elevational transects. *Oecologia*, 1997, 109: 362—367[DOI]
- 31 Klooppel B D, Gower S T, Treichel I W, et al. Foliar carbon isotope discrimination in *Larix* species and sympatric evergreen conifers: A global comparison. *Oecologia*, 1998, 114: 153—159[DOI]
- 32 Kelly C K, Woodward F I. Ecological correlates of carbon isotope composition of leaves: A comparative analysis testing for the effects of temperature, CO_2 and O_2 partial pressures and taxonomic relatedness on $\delta^{13}C$. *J Ecol*, 1995, 83: 509—515[DOI]
- 33 Warren C R, McGrath J F, Adams M A. Water availability and carbon isotope discrimination in conifers. *Oecologia*, 2001, 127: 476—486[DOI]
- 34 Shi Z M, Liu S R, Liu X L, et al. Altitudinal variation in photosynthetic capacity, diffusional conductance and $\delta^{13}C$ of butterfly bush (*Buddleja davidii*) plants growing at high elevations. *Physiol Plantarum*, 2006, 128: 722—731[DOI]
- 35 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. 沉积学报, 1999, 17: 325—329
- 36 Wang Y, Kromhout E, Zhang C F, et al. Stable isotopic variations in modern herbivore tooth enamel, plants and water on the Tibetan Plateau: Implications for paleoclimate and paleoelevation reconstructions. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2008, 260: 359—374[DOI]
- 37 Lü H Y, Wu N Q, Gu Z Y, et al. Distribution of carbon isotope composition of modern soils on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Biogeochem*, 2004, 70: 273—297

- 38 Long S P. C₄ photosynthesis at low temperatures. *Plant Cell Environ*, 1983, 6: 345—363
- 39 P'yankov V I, Mokronosov A T. General trends in changes of the Earth's vegetation related to global warming. *Russ J Plant Physl*, 1993, 40: 443—458
- 40 Tieszen L L, Senyamba M M, Imbamba S K, et al. The distribution of C₃ and C₄ grasses and carbon isotope discrimination along an altitudinal and moisture gradient in Kenya. *Oecologia*, 1979, 37: 337—350
- 41 Feng X, Peterson J C, Quideau S A, et al. Distribution, accumulation and fluxes of soil carbon in four monoculture lysimeters at San Dimas Experimental Forest, California. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1319—1333[DOI]
- 42 陈庆强, 沈承德, 彭少麟, 等. 华南亚热带山地土壤有机质更新特征及其影响因子. *生态学报*, 2002, 22: 1446—1454
- 43 沈承德, 易惟熙, 孙彦敏, 等. 鼎湖山森林土壤 ¹⁴C 表现年龄及 $\delta^{13}\text{C}$ 分布特征. *第四纪研究*, 2000, 20: 335—344
- 44 Torn M S, Lapenis A G, Timofeev A, et al. Organic carbon and carbon isotopes in modern and 100-year-old-soil archives of the Russian steppe. *Globe Change Biol*, 2002, 8: 941—953[DOI]
- 45 Wang G A, Feng X H, Han J M, et al. Paleovegetation reconstruction using $\delta^{13}\text{C}$ of soil organic matter. *Biogeosciences*, 2008, 5: 1325—1337
- 46 Marino B D, McElroy M B, Salawitch R J, et al. Glacial-to-interglacial variations in the carbon isotopic composition of atmospheric CO₂. *Nature*, 1992, 357: 461—466[DOI]
- 47 邢长平, 沈承德, 孙彦敏, 等. 鼎湖山亚热带森林土壤有机质 ¹⁴C 年龄初步研究. *地球化学*, 1998, 27: 493—499
- 48 Polley H W, Johnson H B, Marino B D, et al. Increase in C₃ plant water-use efficiency and biomass over Glacial to present CO₂ concentrations. *Nature*, 1993, 361: 61—64[DOI]
- 49 Feng X, Epstein S. Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmosphere CO₂ concentration. *Geochim Cosmochim Acta*, 1995, 59: 2599—2608[DOI]
- 50 Poage M A, Feng X H. A theoretical analysis of steady state $\delta^{13}\text{C}$ profiles of soil organic matter. *Glob Biogeochem Cycle*, 2004, 18: GB2016, doi: 10.1029/2003GB002195[DOI]
- 51 Feng X H. A theoretical analysis of carbon isotope evolution of decomposing plant litters and soil organic matter. *Glob Biogeochem Cycle*, 2002, 16: 41119, doi: 10.1029/2002GB001867[DOI]