

## 第二章 下扬子地区早三叠世碳、氧同位素地层

### § 2.1 下扬子地区碳、氧同位素地层研究剖面地质概况

下扬子地区的早三叠世碳、氧同位素地层研究剖面露头较好, 交通方便, 剖面位置如图 2-1 所示。早三叠世沉积相带呈北东-南西向展布, 东南部为浅水碳酸盐台地相, 北西部为深水陆棚相, 中部为深水斜坡相, 由 SE→NW 海水深度逐渐加深<sup>[59]</sup>。长兴煤山 D 剖面位于浅水碳酸盐岩台地, 南京湖山剖面位于斜坡带, 巢湖平顶山(北坡、西坡)剖面、马家山剖面位于深水陆棚区(图 2-2)。

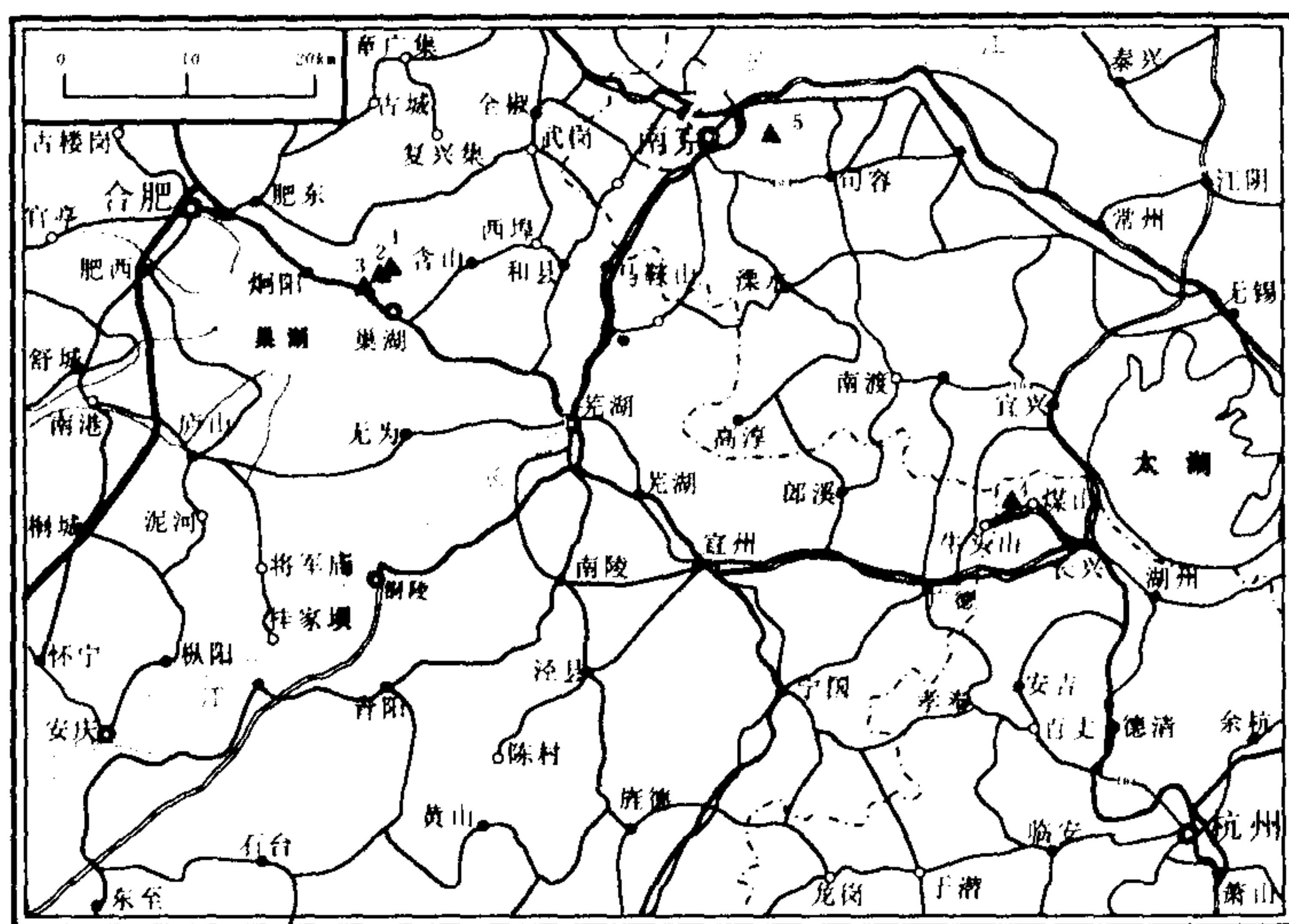


图 2-1 下扬子地区早三叠世碳、氧同位素地层研究剖面位置图

Fig. 2-1 Location of sections for carbon and oxygen isotope research of the Lower Triassic in Lower Yangtze area  
1. 巢湖平顶山北坡剖面; 2. 巢湖平顶山西坡剖面; 3. 巢湖马家山剖面; 4. 长兴煤山剖面; 5. 南京湖山剖面

#### 2.1.1 巢湖平顶山北坡、西坡、马家山剖面

巢湖地区三叠系分布于巢湖东北侧的马家山、平顶山等地。由于本区处于下扬子海盆北部深水陆棚区, 该区三叠系研究一直倍受重视。郭佩霞等<sup>[78]</sup>首先理顺下三叠统地层层序, 对其时代进行了讨论; 李金华<sup>[79]</sup>等对包括本区在内的下扬子地区中、下三叠统的分界问题作了研究; 丁梅华<sup>[80]</sup>和郭佩霞等<sup>[81]</sup>分别建立了该区早三叠世牙形石和菊石类生物地层序列; 李尚武等<sup>[82]</sup>分析了马家山剖面的岩石特征和沉积特征; 丁梅华等<sup>[83]</sup>又从生态地层学的角度进行了研究, 童金南<sup>[84]</sup>探讨了马家山剖面早三叠世层序地层。

平顶山北坡、西坡剖面位于巢湖市西北约 5km 处平顶山, 两剖面相距大约 600m。西坡剖面除下三叠统底部(厚度约 10m)因坡积物覆盖露头零星外, 其余层位出露较好。该剖面被提议为全球下三叠统 Induan 阶-Olenekian 阶界线层型候选剖面<sup>[85]</sup>。马家山剖面位于巢湖市水泥厂西侧公路旁(图 2-3)。这 3 条剖面均为当地水泥厂近年来采矿、修路开掘,



岩石风化较弱，生物化石丰富。平顶山北坡、西坡剖面控制下三叠统下部殷坑组、和龙山组，马家山剖面控制下三叠统上部南陵湖组。剖面上局部层位有被覆盖现象，但3条剖面之间可以相互弥补，构成完整的下三叠统地层序列。

殷坑组为泥岩夹泥灰岩、瘤状灰岩及少量微晶灰岩，韵律清楚。下部韵律由泥岩、泥灰岩组成，上部韵律由泥岩、瘤状灰岩组成，韵律厚度80cm左右。泥岩呈灰绿、灰黑色，含黄铁矿结核，产薄壳扁平型双壳类、菊石等化石，水平层理发育，反映较深水沉积之特点。中部夹3层灰白色凝灰质粘土岩，单层厚度1~3cm。本组厚度38m左右。

和龙山组主要为泥岩、瘤状灰岩、泥晶灰岩，向上泥晶灰岩增多，由泥岩→瘤状灰岩或泥岩→泥晶灰岩构成韵律

层。泥岩水平层理发育，呈黑色、灰绿色，产菊石。上部黑色泥岩中产较多灰岩透镜体，大小不同，长轴平行层面。中小透镜体内有鱼化石，保存完好。本组总体属潮下低能强还原环境，向上水深具变浅趋势。厚度21m左右。

南陵湖组下部为灰色块状泥晶灰岩夹灰绿色中厚层状瘤灰岩，由灰岩、瘤状灰岩构成韵律层，向上瘤状灰岩单层厚度逐渐变小，灰岩单层厚度增大。中部为灰红色、灰绿色薄层状、中厚层状瘤灰岩夹中厚层状泥晶灰岩。上部为深灰色厚层状、中厚层状灰岩夹灰黑色泥（页）岩，水平层理发育，含大量黄铁矿结核及沥青质。顶部为灰黑色中厚层状泥晶灰岩夹灰红色火山凝灰岩。沉积环境为盆地相。厚度176.6m。

### 2.1.2 南京湖山剖面

南京湖山剖面位于江宁县湖山村中国水泥厂围墙外，岩层露头好。本剖面上二叠统上部为大隆组，下三叠统由下青龙组和上青龙组构成，各组之间均呈整合接触关系。下青龙组相当于殷坑组，上青龙组相当于和龙山组及南陵湖组下部。下青龙组出露较好，层位齐全，化石丰富<sup>[86]</sup>。湖山剖面下青龙组下部岩性以灰黄、灰绿色泥岩、钙质泥岩为主夹条带状、条纹状泥晶灰岩、瘤状灰岩；上部为灰色薄层状、中层状微晶、泥晶灰岩夹灰绿色、灰黄色泥岩。代表深水斜坡相沉积（图2-2）。

### 2.1.3 长兴煤山剖面

长兴煤山剖面是全球二叠系-三叠系界线研究程度最高的剖面之一，有关此剖面的研究工作始于七、八十年代，经过中国地质工作者不懈的努力，到本世纪初煤山D剖面正式被批准为国际二叠系-三叠系界线层型剖面 and 点（GSSP）。本剖面上二叠统上部为长兴组，下三叠统由殷坑组、和龙山组、南陵湖组构成，各组之间均为整合接触关系。有关本剖面上

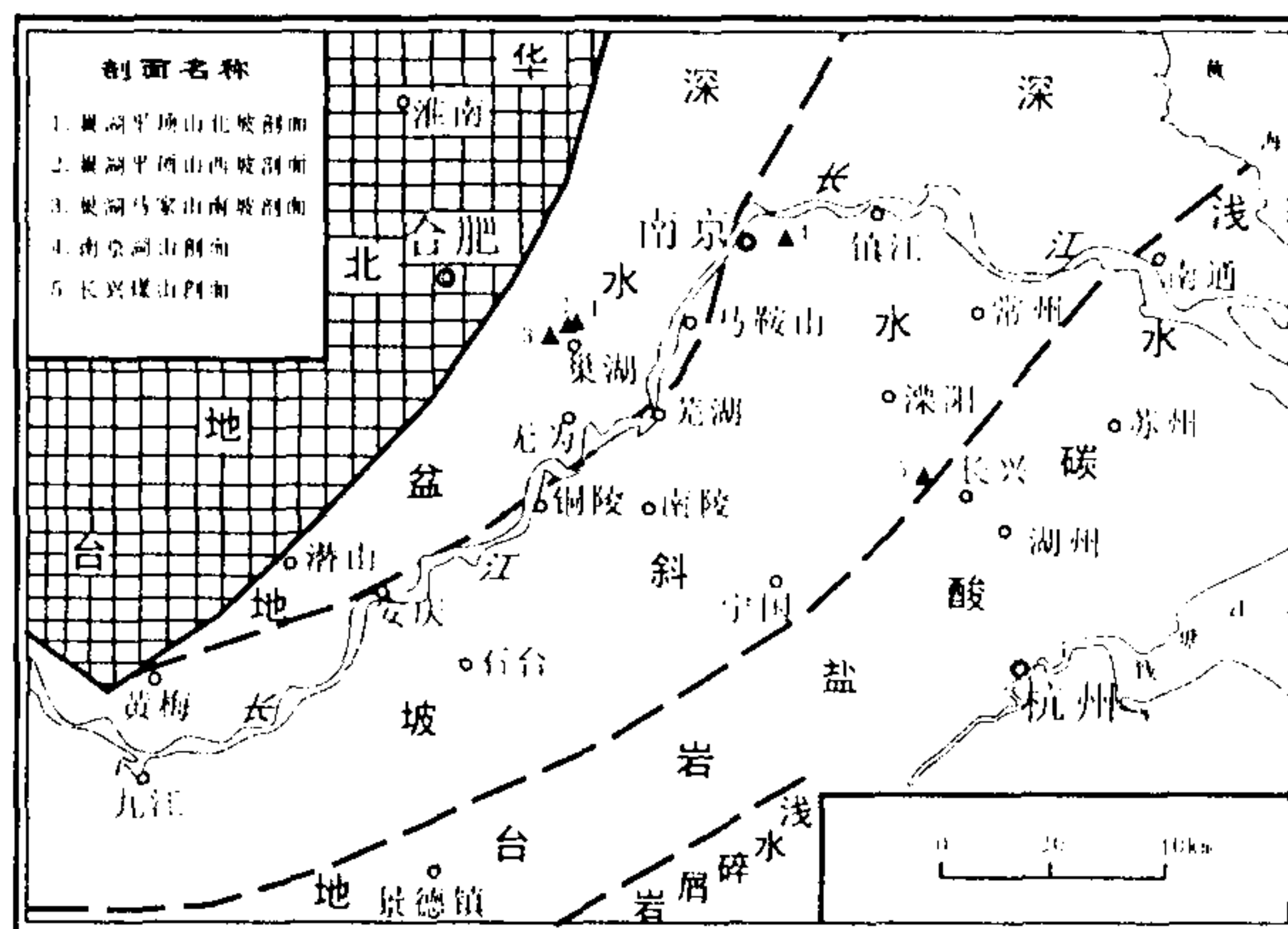


图 2-2 下扬子地区早三叠世岩相古地理略图（据冯增昭，1997）  
Fig 2-2 Sketch of litho-paleogeographic of the Lower Triassic in Low Yangtze area



二叠统长兴组、下三叠统生物地层<sup>[87-99]</sup>、岩石地层<sup>①</sup>、磁性地层、沉积环境及二叠系-三叠系界线附近的微量元素<sup>[100]</sup>、碳、氧同位素特征<sup>[6,9-12,30]</sup>、火山活动<sup>[101]</sup>等已作过较为详细研究。

殷坑组由灰、灰黑色泥岩（炭质、钙质）夹薄层状灰色泥晶灰岩、灰黄色伊利石-蒙脱石粘土岩组成。下部以炭质泥岩为主偶夹钙质泥岩、泥晶灰岩，向上泥晶灰岩夹层增多，单层厚度加大。炭质泥岩中含较多黄铁矿微粒，水平层理发育，代表早三叠世初期较深水陆棚的缺氧环境。本组厚度 13.5m，远远小于巢湖平顶山北坡剖面殷坑组。和龙山组由灰色薄层-厚层状泥晶灰岩组成，岩性单调，表现为台地相特点，厚度 179.4m。南陵湖组为灰色厚层状泥晶、微晶灰岩，上部具轻度白云岩化现象，为浅水开阔台地碳酸盐岩相。厚度大于 75m。

区域上，下扬子地区下三叠统岩性相变明显。殷坑组在盆地相区如巢湖平顶山北坡、西坡剖面主要为钙质泥岩夹有较多层泥晶灰岩、瘤状灰岩并构成显著的韵律层对，厚度较大，瘤状灰岩夹层最多。斜坡相区如南京湖山剖面的下青龙组（相当于殷坑组）上部夹有较多泥晶灰岩、瘤状灰岩，且厚度较大。浅水台地相区长兴煤山剖面的殷坑组则主要以炭质、钙质泥岩为主，泥晶灰岩夹层少，不见瘤状灰岩夹层。因此，瘤状灰岩只出现于较深水斜坡及陆棚相区，为深水沉积标志。盆地相区的和龙山组由薄层状泥晶灰岩、瘤状灰岩、灰黑色泥岩组成，而台地相区和龙山组则为单调的泥晶灰岩，不含瘤状灰岩和泥岩。盆地相区的南陵湖组含有较多瘤状灰岩、灰绿色泥岩夹层，台地相区的南陵湖组则为纯净的微晶灰岩。总之，由长兴煤山剖面（台地相）→南京湖山剖面（斜坡相）→巢湖平顶山、马家山剖面（盆地相），下三叠统中泥岩、瘤状灰岩呈逐渐增多趋势，泥晶灰岩的含量则呈逐渐减少趋势。反映水体能量降低，水体深度加大。

巢湖平顶山北坡剖面下三叠统的常量元素、微量元素特征表明成岩作用对原岩化学组分的影响较小，碳、氧同位素组成基本没有发生变化（详见第六章）。

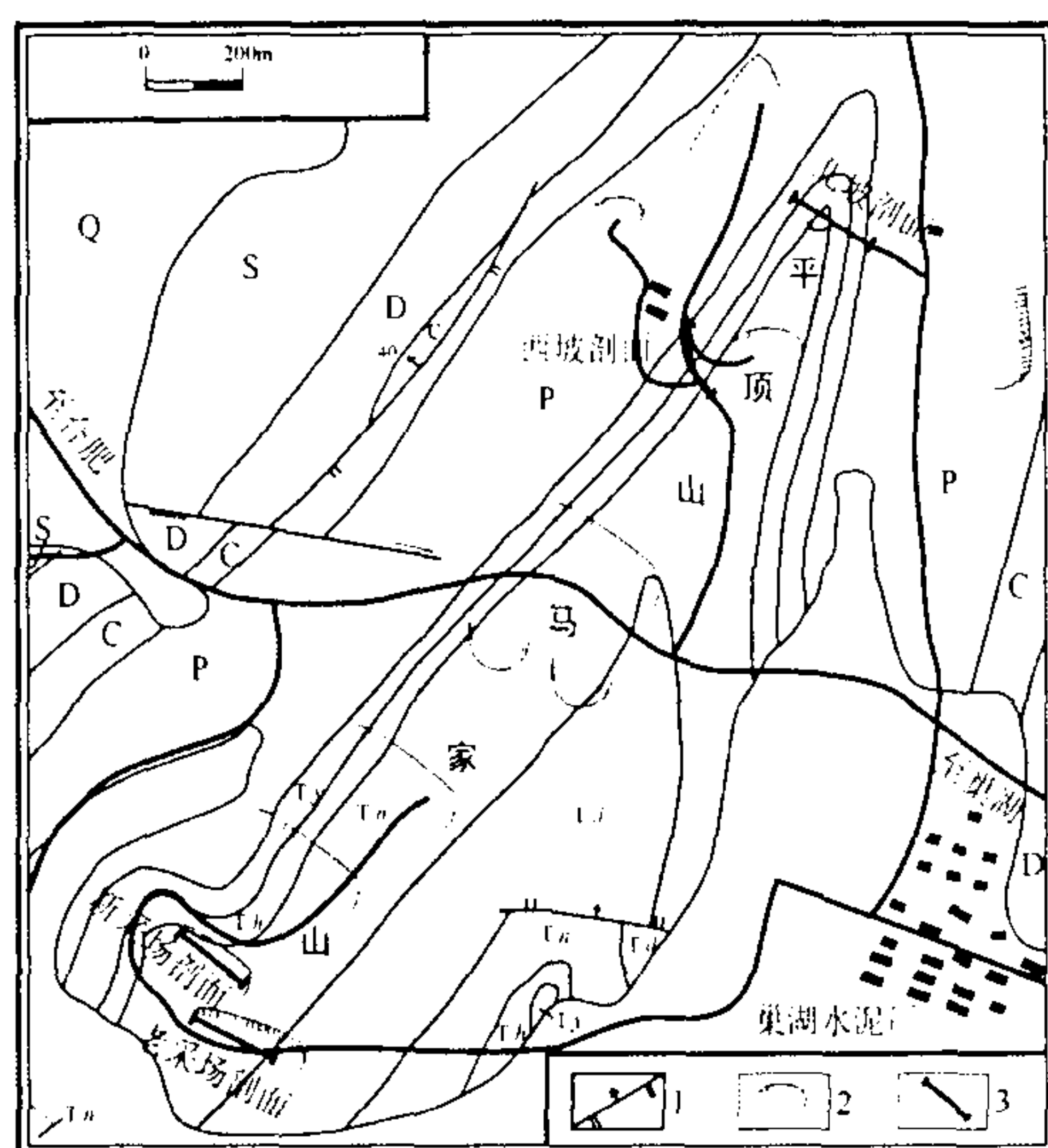


图2-3 巢湖地区下三叠统地层剖面位置图

Fig 2-3 Location of sections of the Lower Triassic in Chaohu, Anhui Province  
Q: 第四系; Tst: 中三叠统东马鞍山组; Tm: 下三叠统南陵湖组; Tsh: 和龙山组; Tn: 殷坑组; P: 二叠系; C: 石炭系; D: 泥盆系; S: 志留系; 1: 正断层; 2: 采石场; 3: 剖面位置

## § 2.2 巢湖地区下三叠统碳酸盐岩的成岩作用程度分析

碳酸盐岩原始化学成分的保存程度是碳、氧同位素地层学研究中必须考虑的问题。原始海洋沉积物经历成岩作用后其碳、氧同位素组分会发生变化。借助于微量元素研究<sup>[102]</sup>、

<sup>①</sup>1: 50000 长兴幅、煤山幅区域地质调查报告，中国地质大学（武汉）浙北区调队，2002



稳定同位素组分研究<sup>[103-105]</sup>及传统地质方法<sup>[106]</sup>可以评价碳酸盐岩原始组分的保存程度。微量元素分析法是利用 Sr、Mg、Ca、Mn、Fe 等元素研究碳酸盐岩中微量元素含量在成岩过程中的变化, 追踪成岩作用的过程及恢复古海水化学成分。海相碳酸盐沉积时及成岩作用早期, 钙质微粒中微量元素含量、碳、氧同位素组成与其沉积时海水的化学成分处于平衡状态, 具有近似相同的化学成分组成, 但在成岩过程中, 流经岩石孔隙介质溶液碳、氧同位素组成与碳酸盐沉积时的差别较大<sup>[107]</sup>, 二者相互作用时其同位素会发生交换作用。

### 2.2.1 下三叠统碳酸盐岩成岩作用的地质特征

下扬子地区下三叠统碳酸盐岩的成岩作用主要表现为压溶、白云岩化、海底胶结作用等<sup>[105,106,108]</sup>。巢湖地区下三叠统碳酸盐岩的成岩作用以压实、压溶作用为主, 另见白云岩化作用。下三叠统中普遍发育的瘤状构造可能是压实成岩作用的一种表现<sup>[109-111]</sup>。

早三叠世巢湖地区处于深水陆棚, 沉积物主要为钙泥质, 由于风暴作用将浅海区碳酸盐物质搬运到深水陆棚区, 形成纹层状泥晶灰岩与钙质泥岩互层的韵律组合。在早期成岩过程中, 富水的钙质泥岩在强大静压力作用下首先液化, 对层间泥晶灰岩起着冲压、剪切作用, 将其分离成大小不一、形态各异的块体。早期成岩作用过程中, 系统处于封闭状态, 没有外来组分加入, 钙质泥岩、泥晶灰岩孔隙中运动的液体为海水, 经过早期成岩作用, 沉积物脱水固化成岩。因此, 经受早期成岩作用岩石其化学成分基本上不发生变化。下三叠统南陵湖组灰岩中出现的缝合线构造也是压实成岩作用的结果。

### 2.2.2 常量组分指示的成岩作用程度

海洋沉积物中  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{MgO}$  等常量元素具有相同的物质来源<sup>[112]</sup>, 一般来自陆源物质向海的输入, 这几种常量元素之间呈正相关关系。 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$  在大气淡水中的溶解度极低, 在沉积期后成岩、风化过程中  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  比值不易发生变化, 因此,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  常作为评价海洋沉积物来源的良好标志<sup>[113]</sup>。海相碳酸盐岩中的 Mg、K 等元素在晚期成岩过程中受大气淡水作用后易被流失。如果岩石中 Mg、K 含量发生变化, 势必影响到  $\text{MgO}/\text{TiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$  比值, 而平顶山北坡剖面下三叠统中  $\text{TiO}_2$  与  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  仍保持良好的线性正相关关系 (图 2-4), 说明平顶山北坡剖面下三叠统岩石受后期成岩改造作用较弱, 岩石原始组分并没有发生明显变化。

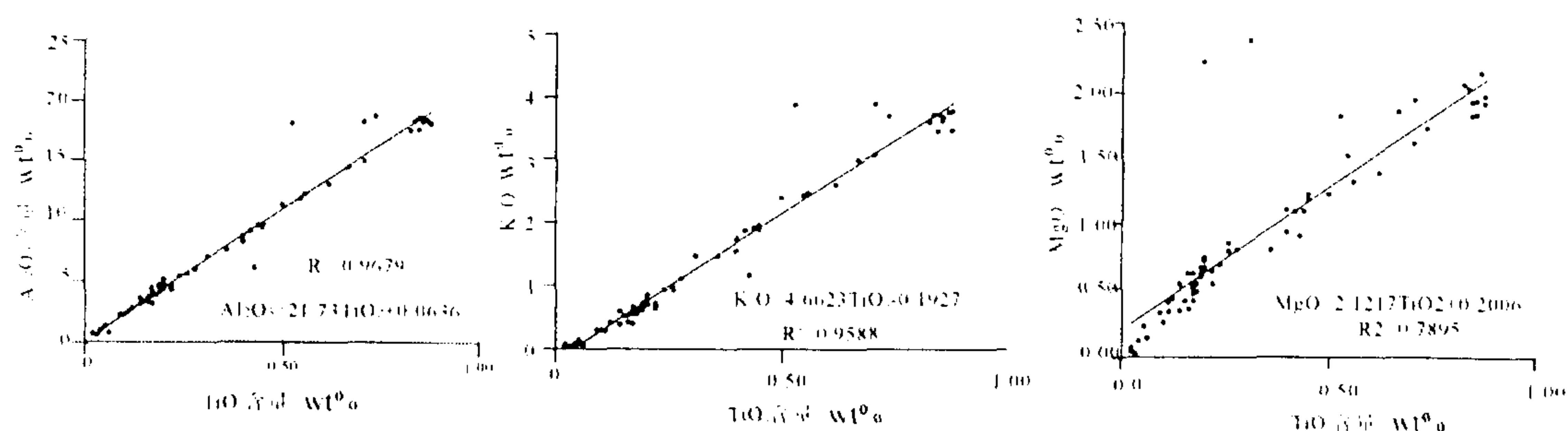


图 2-4 平顶山北坡剖面下三叠统常量元素相关性

Fig. 2-4 Relationship among  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{MgO}$  in the Lower Triassic at the North Pingdingshan section, Chaohu, Anhui Province

## 2.2.3 微量元素组分指示的成岩作用强度

### 2.2.3.1 Sr/Mg 在碳酸盐岩成岩强度判断中的意义

海相碳酸盐岩中 Sr、Mg 含量表现为良好的线性关系<sup>[102,114,115]</sup>, 并且它们之间的相关性主要取决于碳酸盐岩沉积时海水中 Sr/Mg 比值。古老的海相碳酸盐岩经历大气淡水成岩作用后 Sr/Mg 会明显降低, 并且随着成岩作用强度加大 Sr、Mg 含量大幅度降低<sup>[116]</sup>。因此, Sr/Mg 是研究成岩过程中古海水化学成分变化的较好标志。现代海相灰岩中 Sr、Mg 浓度呈较好线性关系<sup>[117]</sup>, 古代海相碳酸盐岩中 Sr、Mg 浓度有与此相似的变化趋势。Carpenter 等<sup>[115,117]</sup>、Frank 等<sup>[118]</sup>认为如果非生物成因的海相灰岩中 Sr、Mg 之间呈线性关系, 那么碳酸盐岩中 Sr/Ca、Mg/Ca 可以看作沉积时海水的 Sr/Ca、Mg/Ca。

### 2.2.3.2 Sr/Ca、Mg/Ca 比值与碳酸盐岩成岩作用

Carpenter 等<sup>[117]</sup>、Hardie<sup>[119]</sup>、Stanley 和 Hardie<sup>[120]</sup>研究了生物或非生物成因碳酸盐岩、蒸发环境中碳酸盐岩 Sr/Ca、Mg/Ca 的变化, 认为显生宙海相碳酸盐岩中 Sr/Ca、Mg/Ca 变化能反映 Sr/Mg 大小, 并且根据 Sr/Ca、Mg/Ca 之间的关系可以确定 Sr/Mg。现代海水 Sr/Ca、Mg/Ca 分别为 0.003 和 0.460<sup>[102]</sup>, 淡水中 Mg/Ca、Sr/Ca 均低于正常盐度海水, 而 Fe/Ca、Mn/Ca 高于海水。因此, 在晚期成岩过程中由于化学组分交换结果, 流经岩石孔隙淡水 Sr/Ca、Mg/Ca 会明显提高, 而碳酸盐岩中的 Sr/Ca、Mg/Ca 会显著降低。

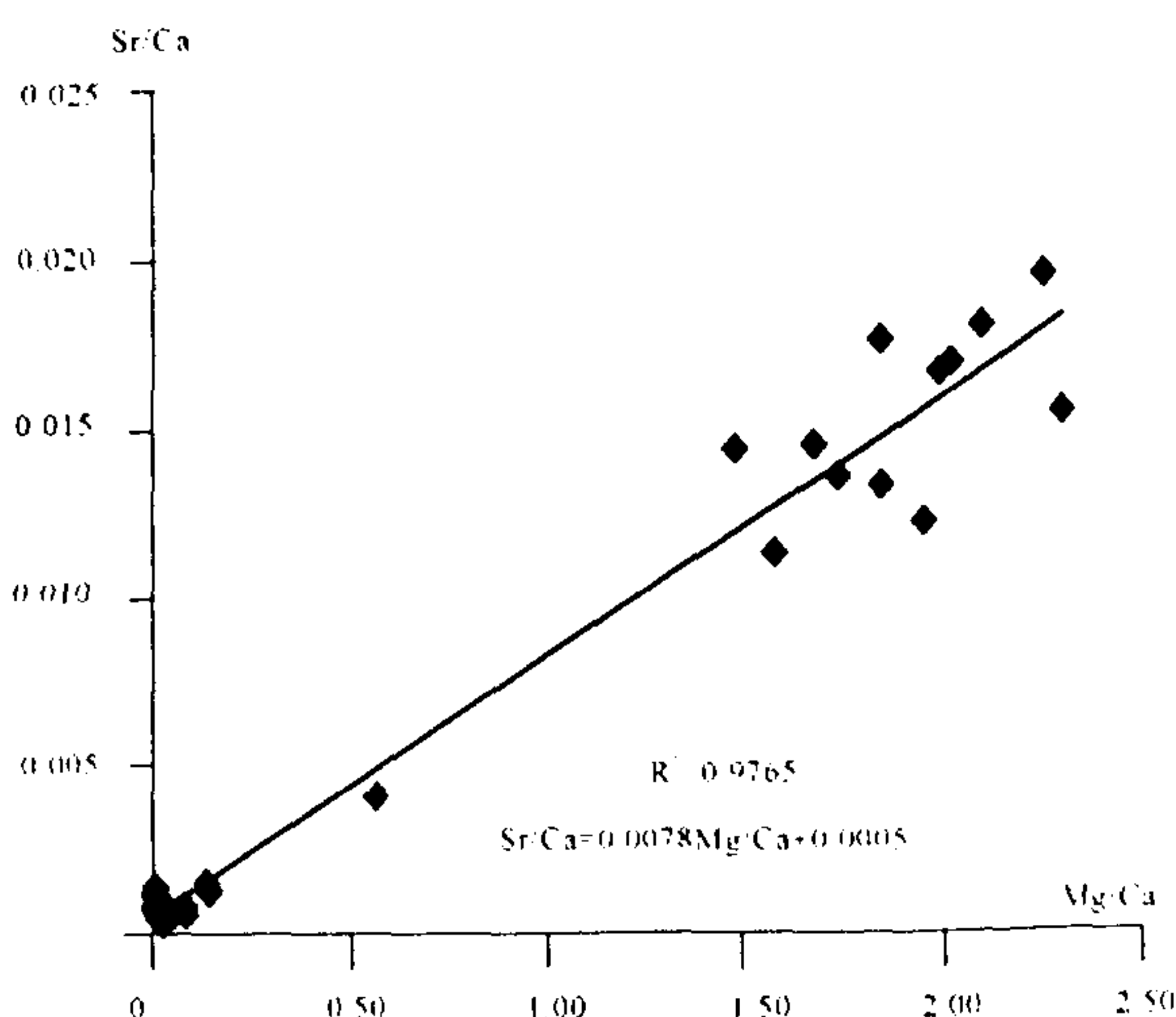


图 2-5 巢湖平顶山北坡剖面下三叠统 Sr/Ca、Mg/Ca 关系图

Fig. 2-5 Relationship between ratios of Sr/Ca, Mg/Ca in the Lower Triassic at the North Pingdingshan section, Chaohu, Anhui Province

图 2-5 为巢湖平顶山北坡剖面下三叠统 Sr/Ca 与 Mg/Ca 相关图, 从图中看出下三叠统海相碳酸盐岩 Sr/Ca 与 Mg/Ca 呈非常好的线性正相关关系 (相关系数为 0.9765), 并且二者之间关系可用下式表示:

$$\text{Sr/Ca} = 0.0078\text{Mg/Ca} + 0.0005$$

该线性方程的截距近似为 0, 可与全新世、上新世、泥盆纪、寒武纪碳酸盐岩 Sr/Ca、Mg/Ca 之间关系对比<sup>[102]</sup>, 那么, 线性方程的斜率 0.0078 即为平顶山北坡剖面下三叠统碳酸盐岩中 Sr/Mg 理论比值。据平顶山北坡剖面 Mg、Sr 实测值计算出 Sr/Mg 值见表 2-1。从表中可以看出, 大多数实际值都大于 Sr/Mg 理论值, 只有 ACP-01、ACP-31、32、33 几个样品的实际值略小于 Sr/Mg 理论值, 可能由晚期成岩作用造成。北坡剖面早三叠世 Sr/Mg 理论比值 (0.0078) 小于中三叠统 Sr/Mg 比值 0.0103<sup>[102]</sup>, 而与全新世、上新世海洋碳酸盐岩 Sr/Mg 比值<sup>[102]</sup> (0.0082, 0.0068) 接近。因此, 下三叠统碳酸盐岩后期成岩作用对岩石



原始组分的影响较小，沉积岩中微量元素的组成特征具有初始海洋沉积物的特点，即可以反映早三叠世下扬子古海洋的化学组分特点。其碳、氧同位素组成可视为原始沉积海相碳酸盐岩时的组成，基本可以代表当时海洋沉积物的同位素组成特点。

表 2-1 安徽巢湖平顶山北坡剖面下三叠统 Sr/Ca、Mg/Ca 计算结果

Tab.2-1 Results of Sr/Ca and Mg/Ca at the North Pingdingshan section, Chaohu, Anhui Province

野外号	岩性	Mg	Sr	Sr/Mg	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	野外号	岩性	Mg	Sr	Sr/Mg	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
ACP-01	硅质岩	10,855.37	73	0.0067			ACP-39-2	瘤灰岩	6,573.53	106	0.0161	-6.04	-1.14
ACP-02	粘土岩	10,252.29	100	0.0098			ACP-38-2	瘤灰岩	3,136.00	142	0.0453	-6.07	-0.99
ACP-52-2	泥岩	11,036.29	103	0.0093			ACP-37-2	瘤灰岩	3,678.76	149	0.0405	-5.98	-1.06
ACP-33	泥岩	12,242.45	88	0.0072			ACP-36-2	瘤灰岩	3,920.00	142	0.0362	-6.02	-0.12
ACP-32	泥岩	12,724.91	92	0.0072			ACP-35-2	瘤灰岩	3,196.30	140	0.0438	-6.23	-0.99
ACP-31	泥岩	11,458.45	83	0.0072			ACP-34	瘤灰岩	4,100.92	130	0.0317	-6.27	-0.83
ACP-25	泥岩	11,398.14	90	0.0079			ACP-27	瘤灰岩	3,196.30	156	0.0488	-6.19	-2.63
ACP-24	泥岩	11,518.75	97	0.0084			ACP-17	瘤灰岩	7,297.22	131	0.018	-6.95	-2.63
ACP-21	泥岩	12,061.52	102	0.0085			ACP-69	灰岩	301.54	522	1.7311	-7.23	3.66
ACP-20	泥岩	12,061.52	105	0.0087			ACP-68	灰岩	784	333	0.4247	-6.90	3.87
ACP-19	泥岩	11,699.68	101	0.0086			ACP-67	灰岩	180.92	462	2.5536	-5.91	4.64
ACP-16	泥岩	10,855.37	95	0.0088			ACP-66	灰岩	30.15	529	17.543	-7.43	3.32
ACP-15	泥岩	10,915.68	105	0.0096			ACP-65	灰岩	663.38	420	0.6331	-6.34	3.62
ACP-03	泥岩	11,579.06	73	0.0063			ACP-64	灰岩	1,507.69	247	0.1638	-6.51	2.53
ACP-59	泥灰岩	5,367.38	186	0.0347	-8.48	-2.94	ACP-62-2	灰岩	1,326.77	267	0.2012	-5.87	3.78
ACP-40-2	泥灰岩	13,327.98	137	0.0103	-6.05	0.01	ACP-61	灰岩	1,929.84	395	0.2047	-6.28	3.03
ACP-30	泥灰岩	8,201.84	89	0.0109	-7.22	-3.37	ACP-60	灰岩	2,472.61	243	0.0983	-5.64	-1.75
ACP-18	泥灰岩	9,588.91	108	0.0113	-6.89	-1.95	ACP-58	灰岩	2,110.77	244	0.1156	-9.99	-4.62
ACP-14	泥灰岩	8,985.83	85	0.0095	-8.85	-2.46	ACP-57	灰岩	3,196.30	260	0.0813	-7.46	-6.06
ACP-13	泥灰岩	5,548.30	71	0.0128	-6.54	-3.40	ACP-56-1	灰岩	2,894.77	237	0.0819	-8.63	-7.32
ACP-12-2	泥灰岩	4,764.30	55	0.0115	-7.70	-5.54	ACP-55-1	灰岩	2,050.46	330	0.1609	-9.26	-3.89
ACP-11	泥灰岩	4,764.30	63	0.0132	-7.19	-4.26	ACP-54-2	灰岩	2,532.92	266	0.105	-7.57	-3.28
ACP-10	泥灰岩	7,055.99	80	0.0113	-6.51	-3.74	ACP-53-2	灰岩	2,412.30	319	0.1322	-7.72	-2.77
ACP-09	泥灰岩	6,513.22	72	0.0111	-5.52	-4.30	ACP-51-2	灰岩	2,472.61	244	0.0987	-6.90	-1.98
ACP-08	泥灰岩	7,779.68	83	0.0107	-5.75	-5.47	ACP-50-4	灰岩	1,990.15	259	0.1301	-7.43	0.74
ACP-07	泥灰岩	6,513.22	75	0.0115	-6.64	-5.26	ACP-49-5	灰岩	5,065.84	199	0.0393	-9.25	-1.99
ACP-06	泥灰岩	7,297.22	77	0.0106	-6.63	-3.42	ACP-48-3	灰岩	3,196.30	161	0.0504	-5.79	-0.56
ACP-05	泥灰岩	14,292.90	106	0.0074	-7.02	-5.56	ACP-42-4	灰岩	3,678.76	154	0.0419	-5.92	-0.44
ACP-47-4	瘤灰岩	3,558.15	200	0.0562	-9.07	-0.51	ACP-29	灰岩	2,774.15	183	0.066	-6.50	-1.73
ACP-46-3	瘤灰岩	3,678.76	152	0.0413	-5.96	0.94	ACP-28	灰岩	2,834.46	183	0.0646	-6.45	-1.87
ACP-45-2	瘤灰岩	4,281.84	164	0.0383	-6.04	0.97	ACP-26	灰岩	3,075.69	158	0.0514	-6.23	-2.16
ACP-44-4	瘤灰岩	4,402.46	151	0.0343	-5.97	0.57	ACP-23	灰岩	3,920.00	160	0.0408	-6.55	-2.46
ACP-43-5	瘤灰岩	3,799.38	127	0.0334	-5.94	0.02	ACP-22	灰岩	4,703.99	163	0.0347	-6.31	-2.16
ACP-41-2	瘤灰岩	3,920.00	153	0.039	-6.30	-0.62							

注：表中 Mg、Sr 单位为 ppm， $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  为‰，PDB 标准。

### 2.2.3.3 其它元素受碳酸盐岩成岩作用的影响

Fe、Mn 是碳酸盐岩成岩作用强化的指示元素。在成岩作用晚期, 由于大气淡水的加入、及大气淡水富氧之特点常使岩石中  $\text{Fe}^{2+}$  氧化成  $\text{Fe}^{3+}$  形成含 Fe、Mn 质较高的方解石胶结物。从表 2-1 看出, 粘土岩、泥岩、泥灰岩中  $\text{Fe}^{2+}$  含量高, 瘤状灰岩、灰岩中  $\text{Fe}^{2+}$  含量低。泥岩、泥灰岩水平层理发育、富含黄铁矿结核, 代表沉积时海水较深的还原环境, 这种环境信息并没有因为后期成岩作用而消失。至于瘤状灰岩、灰岩中  $\text{Fe}^{2+}$  低可能与当时沉积环境有关。表 6-1 中  $\text{Mn}^{2+}$  在粘土岩、泥岩中含量低, 泥灰岩、瘤状灰岩及部分灰岩中含量稍高, 说明灰岩沉积环境仍为还原环境。因此, 从常量元素分布特征来看, 巢湖地区下三叠统沉积岩并没有受较强的后期成岩大气淡水交换作用影响。

综上所述, 巢湖地区下三叠统碳酸盐岩具有①常量元素  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  之间线性相关性好。②微量元素  $\text{Sr}/\text{Ca}$ 、 $\text{Mg}/\text{Ca}$  表现出十分好的正相关关系。③无 Fe、Mn 质方解石脉充填胶结物。④埋藏压实特征明显之特点。这些特征说明巢湖地区下三叠统碳酸盐岩受早期压实成岩作用的影响较强, 而受晚期成岩作用的影响较弱, 新鲜岩石仍保持原始沉积时的化学组分特点, 其碳、氧同位素组成基本没有发生变化。

## § 2.3 下扬子地区早三叠世生物地层概述

下扬子地区下三叠统产有丰富的牙形石类、菊石类、双壳类化石。丁梅华<sup>[80]</sup> 将巢湖马家山剖面早三叠世牙形石划分①*Ng. carinata* 带、②*Ns. dieneri* 带、③*Ns. cristagalli* 带、④*Ns. waageni* 带、⑤*Ns. collinsoni* 带、⑥*Ns. anhuiensis-Ns. homeri* 带(图 2-6); 王成源<sup>[86]</sup> 将下扬子地区早三叠世牙形石划分为 *H. parvus* 带、*I. isarcica* 带、*Ng. carinata* 带、*Ns. kummeli* 带、*Ns. dieneri* 带、*Ns. cristagalli* 带、*Ns. waageni* 带、*Platyvillosus costatus* 带、*Ns. collinsoni* 带、*Ns. homeri* 带、*Ns. anhuiensis* 带。童金南等<sup>[99]</sup> 研究了长兴煤山 D 剖面的生物地层, 补充完善了下三叠统下部的 *H. parvus* 带、*I. isarcica* 带、*Ng. carinata* 带的牙形石资料, 并发现了 *Ns. kummeli* 带、*Ns. cristagalli* 带、*Ns. waageni* 带(图 2-7)。Zhao 等<sup>[121,122]</sup> 对巢湖平顶山北坡、西坡剖面详细取样, 在国际专家指导下将下三叠统牙形石由下向上划分为: ①*H. typicalis-Ng. planata* 带, ②*Ng. krystyni* 带, ③*Ns. kummeli* 带, ④*Ns. dieneri* 带, ⑤*Ns. n. sp. C-Ns. n. sp. D* 带, ⑥*Ns. waageni* 带, ⑦*Ns. n. sp. M* 带, ⑧*Ns. eotriangularis* 带, ⑨*Ns. abruptus-Ns. homeri* 带(图 2-8)。各剖面牙形石带对比见表 2-2。

另外, 南京湖山剖面、巢湖平顶山、马家山剖面下三叠统还产大量菊石类、双壳类化石。由下向上划分出①*Ophiceras* 带, ②*Prionolobus* 带, ③*Flemingites* 带, ④*Anasibirites* 带, ⑤*Columbites* 带, ⑥*Subcolumbites* 6 个菊石带<sup>[78]</sup> 和 *Claraia griesbachi-Claraia concentrica* 组合、*Eumorphotis inaequicostata-Eumorphotis huancangensis* 组合、*Periclaraia circularis-Guichiella stiliformis* 3 个双壳组合带(图 2-7)。其中菊石 *Ophiceras* 带对应于牙形石 *Ng. carinata* 带, 归属 Griesbachian 期; *Prionolobus* 带对应于牙形石 *Ns. dieneri* 带和 *Ns.*







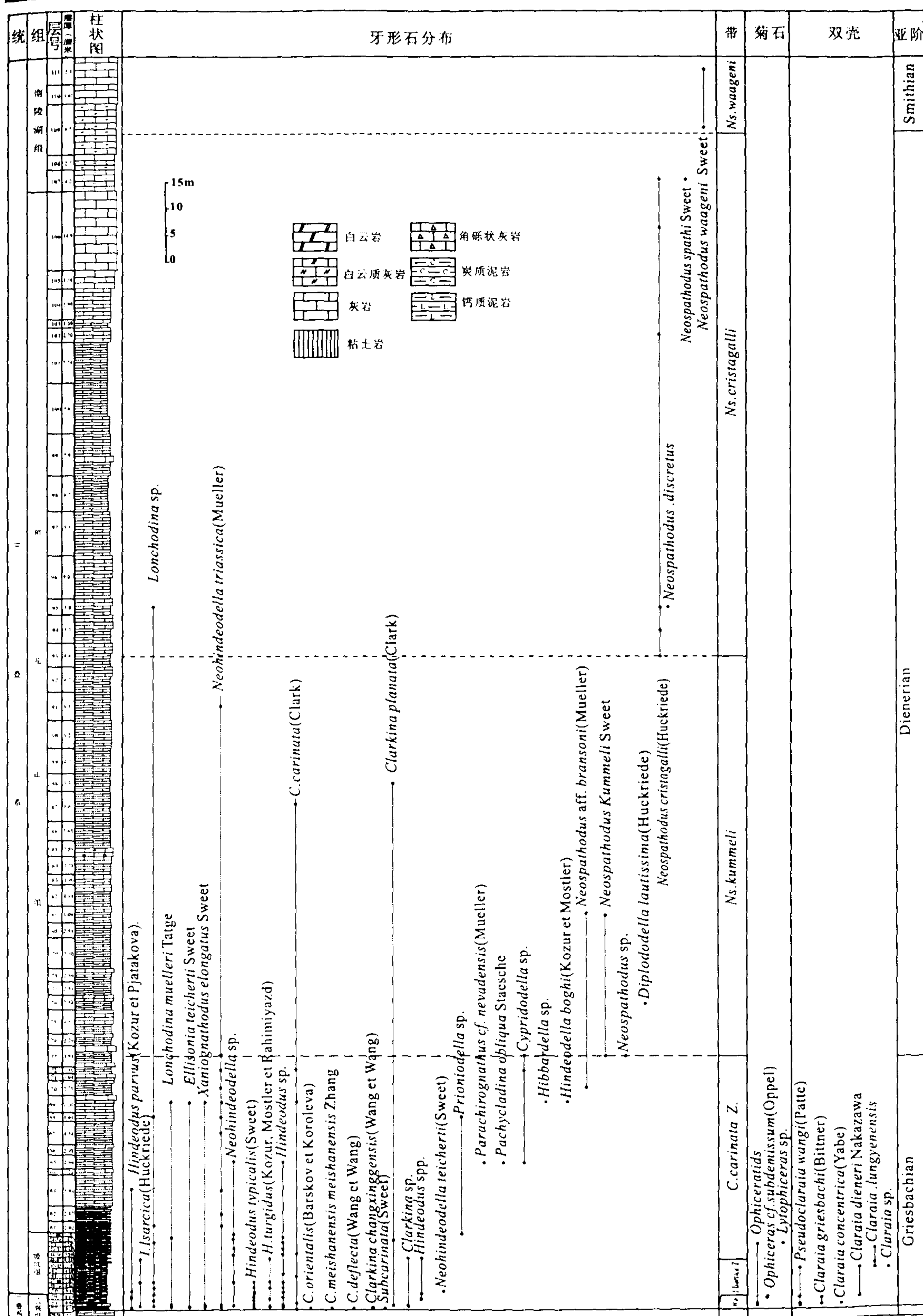
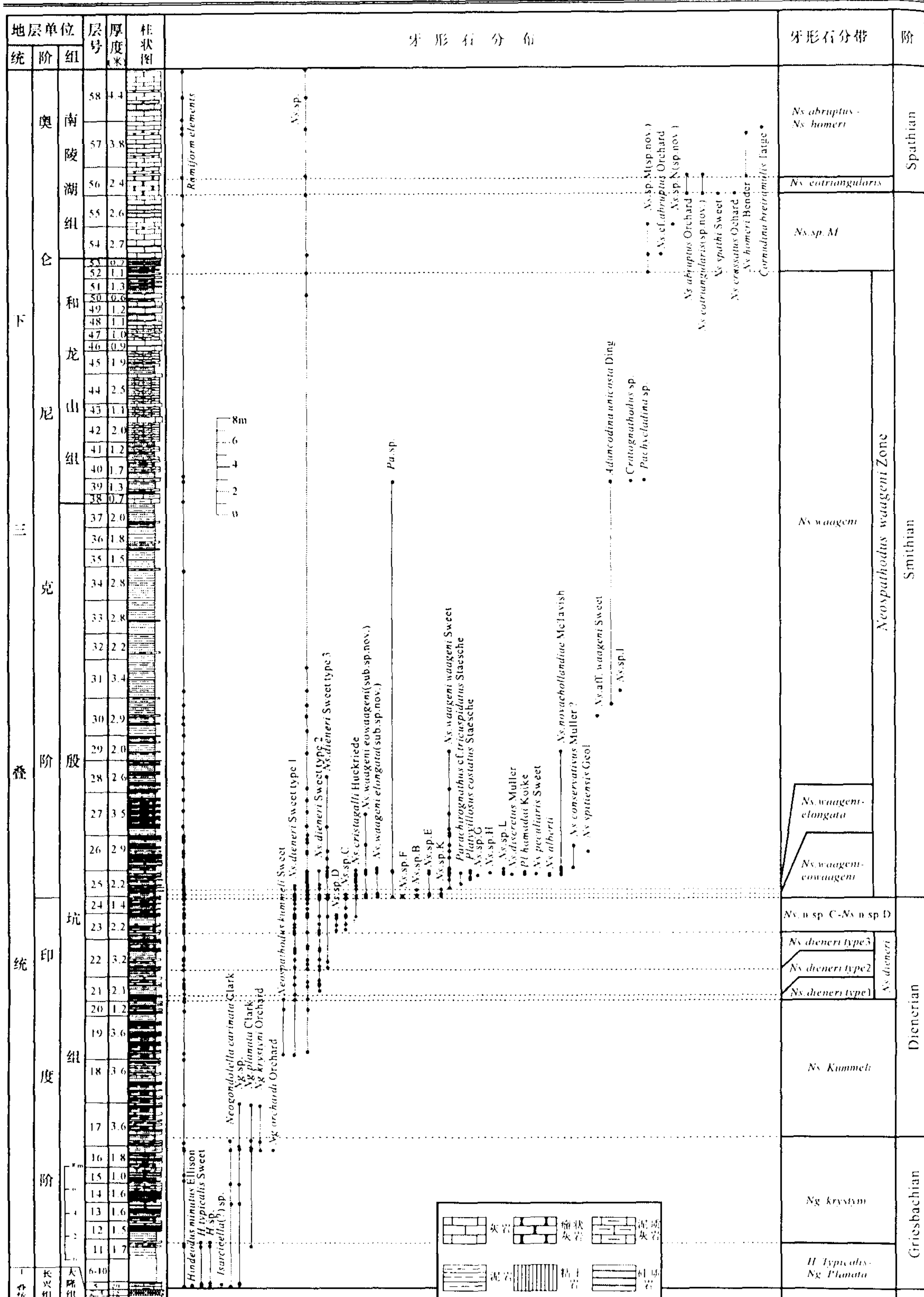


图 2-7 长兴煤山 D 剖面下三叠统生物地层 (据童金南等, 1999; 1: 5 万煤山幅区调报告, 2002)  
Fig. 2-7 Biostratigraphy of the Lower Triassic at Meishan D section, Changxing, Zhejiang Province





*cristagalli* 带, 归属 Dienerian 期; *Flemingites* 带、*Anasibirites* 带分别相当于牙形石 *Ns. waageni* 带和 *Ns. collinsoni* 带, 归属 Smithian 期; *Columbites* 带、*Subcolumbites* 带基本上与牙形石 *Ns. anhuiensis-Ns. homeri* 带对应, 归属 Spathian 期。

表 2-2 下扬子地区早三叠世牙形石分带及对比表

Tab. 2-2 Correlation of biostratigraphy of the Lower Triassic in Lower Yangtze area

地层剖面			巢湖平顶山西坡、北坡剖面 据Zhao et al (2002); 赵来时等 (2003)	巢湖马家山南坡剖面 据丁梅华 (1983)	长兴煤山剖面 据张克信 (1987); 童金南 (1999)	南京湖山剖面 据王成源 (1993)	
世	阶	期					
三叠世	早	Olenekian	Spathian	<i>Ns. abruptus-Ns. homeri</i>	<i>Ns. anhuiensis-Ns. homeri</i>		<i>Ns. homeri</i>
				<i>Ns. eotriangularis</i>			
		Smithian		<i>Ns. n. sp. M</i>	<i>Ns. collinsoni</i>		
			<i>Ns. waageni</i>	<i>Ns. waageni</i>	<i>Ns. waageni</i>	<i>Ns. waageni</i>	<i>Ns. waageni</i>
				<i>Ns. waageni elongata</i>			
				<i>Ns. waageni eowaageni</i>			
	Induan	Dienerian		<i>Ns. n. sp. C-Ns. n. sp. D</i>	<i>Ns. cristagalli</i>	<i>Ns. cristagalli</i>	
			<i>Ns. dieneri</i>	<i>Ns. dieneri</i> type 3	<i>Ns. dieneri</i>		<i>Ns. dieneri</i>
				<i>Ns. dieneri</i> type 2			
				<i>Ns. dieneri</i> type 1			
			<i>Ns. kummeli</i>		<i>Ns. kummeli</i>		
		Griesbachian		<i>Ng. krystyni</i>			
			<i>Ng. planata-H. typicalis</i>	<i>Ng. carinata</i>	<i>Ng. carinata</i>		
					<i>L. isarcica</i>		
						<i>H. parvus</i>	

## § 2.4 下扬子地区早三叠世碳、氧同位素地层

稳定同位素地层是利用地层中稳定同位素组成的变化特征来划分地层<sup>[123]</sup>, 它最早出现于 19 世纪中叶, Emilianni<sup>[124]</sup>研究加勒比海和北大西洋深海沉积物中有孔虫钙质壳体的氧同位素时发现  $\delta^{18}\text{O}$  在地层剖面上呈现有规律的变化, 并根据  $\delta^{18}\text{O}$  变化规律进行地层划分与对比。但自从同位素地层产生以来就没有具体的单位名称, 更谈不上级别, 较多研究者简单用“上升、下降、低值、高值”称谓, 或在碳同位素地层旋回之前加上生物地层单位的名称来命名同位素地层, 给同位素地层学的研究和发展带来许多不便之处。为了系统研究碳、氧同位素地层特征, 有必要定义碳、氧同位素地层单位。

众所周知, 层序地层学具有完整的体系结构, 较好地描述了海平面升降与气候变化、构造运动之间的关系。在构造稳定阶段, 全球海平面的升降由气候决定。气候变暖时, 冰川消融导致海平面上升。相反, 气候变冷时, 由于海水大量蒸发在极地凝结成冰雪, 从而导致海平面下降。同理, 海相碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  的高低受原始生产率、地球化学事件等因素制约, 而这些因素与气候变化导致的海平面升降也有密切关系<sup>[125]</sup>。气温升高时期, 海平面上升、海洋浮游植物繁盛、原始生产率大幅度提高、有机碳快速埋藏导致海相碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  升高。相反, 海平面下降期, 陆表海面积缩小, 生物生存空间受限, 原始生产率降低,

有机碳的埋藏量减少，氧化量增加，同时由于海水变浅或海底曝露导致海洋沉积物中天然气水合物裂解产生  $\delta^{13}\text{C}$  极低的有毒气体，从而使海相碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  负漂。因此，海相碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  演化不但具有地层学意义，而且也具有环境气候方面意义。

结合海相碳酸盐岩碳同位素的双重意义，采用与层序地层类比的原则建立碳同位素地层体系。高一级的碳同位素地层单位命名为“旋回”，“旋回”又可进一步划分出“区”，如碳同位素地层可划分出增碳区、正漂区、减碳区、负漂区等（图 2-9）。在碳同位素演化曲线上，从上一个  $\delta^{13}\text{C}$  低值区到下一个  $\delta^{13}\text{C}$  低值区之间的区域称为一个碳同位素旋回。在每个碳同位素地层旋回内， $\delta^{13}\text{C}$  呈逐渐增加的区段称为增碳区， $\delta^{13}\text{C}$  上升到最大值后处于暂时相对稳定的区段称之为正漂区，由最大值向低值下落的区段称为减碳区，到达最低值后暂处于相对稳定的区段称之为负漂区。各区之间的分界是以  $\delta^{13}\text{C}$  明显变化为标志。同位素地层旋回的命名采用“同位素种类（大写英文）+地理名称（小写斜体）+旋回序号（上标）”，如平顶山-马家山一带早三叠世第一个碳同位素地层旋回可表示为： $\text{Cpm}^1$ 。

据同样原则，可以划分氧同位素地层单位：负漂区、增氧区、正漂区、减氧区。海相碳酸盐岩的  $\delta^{18}\text{O}$  与温度密切相关<sup>[126,127]</sup>， $\delta^{18}\text{O}$  高低可反映气候的变化。温度升高时，海水中的  $^{16}\text{O}$  优先溢出，而  $^{18}\text{O}$  的含量相对增加，于是  $\delta^{18}\text{O}$  升高；反之，温度较低时，海水中  $^{16}\text{O}$  的含量较温度高时大， $\delta^{18}\text{O}$  则具有降低趋势。当然，海水  $\delta^{18}\text{O}$  也受淡水补给程度影响，由于“瑞利分馏作用”，极地冰盖的  $\delta^{18}\text{O}$  较低，气候变暖时，冰川消融，大量淡水向海的输入会导致近岸海水  $\delta^{18}\text{O}$  降低<sup>[126]</sup>。同样，在后期成岩作用阶段，体系处于开放状态，由于大气淡水参与到成岩作用过程中，碳酸盐岩中原始海洋沉积时的氧同位素组分受到严重影响， $\delta^{18}\text{O}$  大小反映的是后期成岩作用强度。因此，古老海相碳酸盐岩氧同位素地层学研究难度较大。而中、新生代海（湖）相碳酸盐岩沉积物的  $\delta^{18}\text{O}$  常用作地层划分与对比、古气候变化判断的标志。

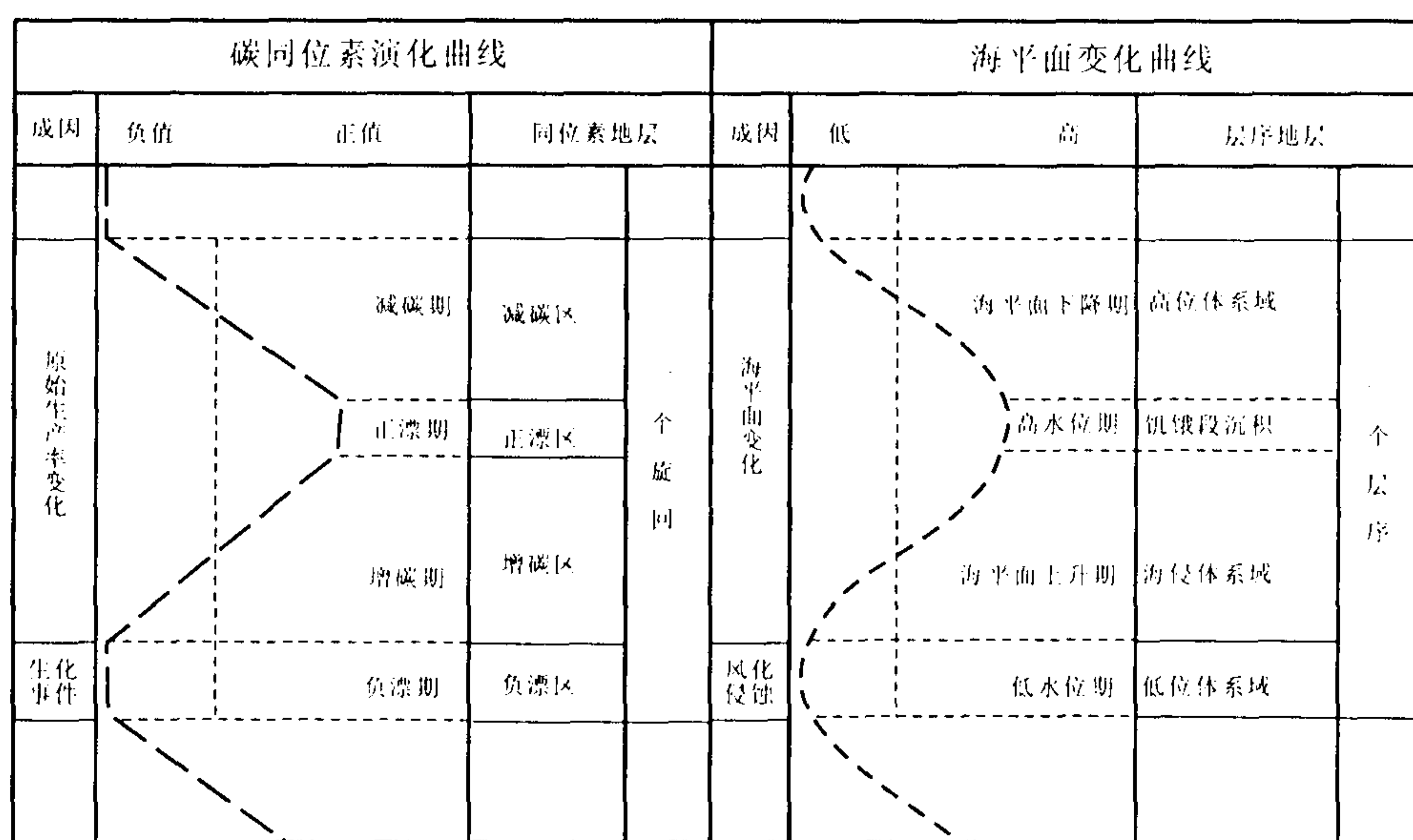


图 2-9 海相碳酸盐岩碳同位素地层概念模型示意图

Fig. 2-9 Notional model of carbon and oxygen isotope stratigraphy for marine carbonate



## 2.4.1 巢湖地区早三叠世碳、氧同位素地层

### 2.4.1.1 碳、氧同位素分布与演化

分别按 0.5~1.0m、0.5~0.8m、1.0~2.0m 的样品间距对巢湖平顶山北坡、西坡、马家山剖面采取碳、氧同位素样品,二叠系-三叠系界线附近的样品间距控制在 6-10cm。测试结果分别见表 2-2、2-3、2-4,  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  的分布及演化见图 2-10、2-12、2-14。巢湖地区 3 个下三叠统剖面较好地记录了下三叠统底部、中部、上部的碳、氧同位素演化特征,构成完整的早三叠世碳、氧同位素演化曲线。

平顶山北坡剖面下三叠统底部的  $\delta^{13}\text{C}$  分析结果(表 2-3、图 2-10)表明, Griesbachian 亚阶底部的  $\delta^{13}\text{C}$  值较低,呈负漂趋势,  $\delta^{13}\text{C}$  已经降低到-3.5~-5.5‰,与上二叠统长兴阶上部  $\delta^{13}\text{C}$  (3.0~4.0‰)<sup>[125]</sup>相比,  $\delta^{13}\text{C}$  负漂幅度达到 6.5~9.5‰,这是中生代初期首次出现的大幅度碳同位素负漂,这种现象可能由二叠系-三叠系之交的生物大绝灭<sup>[26,27,30]</sup>和海底天然气水合物的裂解造成<sup>[61,67]</sup>。平顶山北坡、西坡剖面的  $\delta^{13}\text{C}$  分析结果表明 Smithian 亚阶中部出现第 2 次负漂。本次  $\delta^{13}\text{C}$  负漂具有与早三叠世首次负漂不同的特点:①负漂强度大,  $\delta^{13}\text{C}$  降低幅度达 8.5~9.5‰;②  $\delta^{13}\text{C}$  下降或上升都表现得十分迅速;③所跨地层厚度大,“U”型谷显著。马家山剖面  $\delta^{13}\text{C}$  分析结果表明在 Spathian 晚期存在第 3 次负漂。与前 2 次负漂不同的是,本次负漂  $\delta^{13}\text{C}$  整体降低到-2.0‰左右,漂移幅度达到 5.0‰左右,但局部降低到-8.11‰,降幅接近 12.0‰。下三叠统内 3 次显著  $\delta^{13}\text{C}$  负漂的一个共同特点是它们都出现在火山凝灰岩夹层附近。这预示着  $\delta^{13}\text{C}$  负漂可能与火山活动有着成因上的联系。

平顶山、马家山剖面  $\delta^{18}\text{O}$  分析结果表明,下三叠统  $\delta^{18}\text{O}$  总体稳定在-6.0‰左右,但在  $\delta^{13}\text{C}$  发生负漂同时,  $\delta^{18}\text{O}$  也发生小幅度波动或负漂,负漂幅度一般为 2.0~4.0‰,最大可达 6.0‰。平顶山北坡剖面下三叠统碳酸盐岩的微量元素、常量元素研究结果(见后文)表明,成岩作用对原岩化学成分影响较弱,碳酸盐岩化学组分基本保持原始沉积时的成分特点。因此,下三叠统碳酸盐岩中  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  近似正相关性说明早三叠世所发生的重大地质地球化学事件同时导致 C、O 同位素分馏作用<sup>[128]</sup>。

### 2.4.1.2 碳同位素地层

根据  $\delta^{13}\text{C}$  演化趋势可将平顶山北坡、西坡、马家山剖面早三叠世碳同位素地层划分为  $\text{Cpm}^1$ 、 $\text{Cpm}^2$ 、 $\text{Cpm}^3$  3 个旋回(图 2-10、2-12、2-14)。其中  $\text{Cpm}^1$  旋回对应于 Induan 阶,由负漂区、增碳区、减碳区构成; $\text{Cpm}^2$  旋回对应于 Olenekian 阶中下部,由负漂区、增碳区、正漂区和减碳区构成。 $\text{Cpm}^3$  对应于 Olenekian 阶上部,各旋回特征如下:

#### ①碳同位素地层旋回 $\text{Cpm}^1$

负漂区:为北坡剖面 2~13 层(图 2-10)。与牙形石 *H. typicalis*-*Ng. planata* 带对应,厚度为 5.5m。岩性为灰色薄层泥灰岩与灰黄色钙质泥互层;上部为灰色薄层状瘤灰岩与钙质泥岩互层;底部发育白色、黄色凝灰质粘土岩。泥岩水平层理发育,含黄铁矿结核,反映



表 2-3 巢湖平顶山北坡剖面碳、氧同位素样品测试结果一览表（单位：‰；标准：PDB）

Tab.2-3 Results for carbon and oxygen samples collected at North Pingdingshan section, Chaohu, Anhui Province

阶	亚阶	层号	岩性	δ 13C	δ 18O	阶	亚阶	层号	岩性	δ 13C	δ 18O	阶	亚阶	层号	岩性	δ 13C	δ 18O
奥帕斯	斯	ACP-69	灰岩	3.66	-7.23	印迪纳	迪	AP*-46-4	灰岩	0.11	-6.85	印迪纳	格	AP*-24-1	灰岩	-2.01	-7.63
		ACP-68	灰岩	3.87	-6.90			AP*-46-2	灰岩	0.99	-6.52			AP*-23-2	灰岩	-1.89	-6.52
		ACP-67	灰岩	4.64	-5.91			ACP-46-3	瘤灰岩	0.94	-5.96			ACP-23	灰岩	-2.46	-6.55
		AP*-67-1	灰岩	4.40	-5.48			AP*-45-3	灰岩	0.34	-6.82			ACP-22	灰岩	-2.16	-6.31
		ACP-66	灰岩	3.32	-7.43			AP*-45-2	灰岩	0.36	-6.67			AP*-22-1	灰岩	-1.04	-6.59
		AP*-66-1	灰岩	4.43	-6.14			ACP-45-2	泥岩	0.97	-6.04			AP*-21-3	瘤灰岩	-1.45	-6.66
		ACP-65	灰岩	3.62	-6.34			ACP-44-4	瘤灰岩	0.57	-5.97			AP*-21-1	瘤灰岩	-1.79	-6.82
		AP*-65-1	灰岩	3.66	-6.27			AP*-44-2	灰岩	1.00	-6.08			AP*-20-2	瘤灰岩	-1.79	-6.84
	帕	AP*-64-1	灰岩	2.88	-6.45		迪	AP*-43-2	灰岩	0.12	-6.14		里	AP*-20-1	瘤灰岩	-2.22	-6.54
		ACP-64	灰岩	2.53	-6.51			ACP-43-5	瘤灰岩	0.02	-5.94			AP*-19-2	瘤灰岩	-1.17	-6.32
		AP*-63-1	灰岩	3.29	-5.73			AP*-42-2	灰岩	-0.89	-5.84			ACP-18	泥岩	-1.95	-6.89
		ACP-62-2	灰岩	3.78	-5.87			ACP-42-4	灰岩	-0.44	-5.92			AP*-18-1	瘤灰岩	-1.75	-6.28
		ACP-61	灰岩	3.03	-6.28			AP*-41-2	灰岩	0.31	-6.77			ACP-17	瘤灰岩	-2.63	-6.95
		AP*-61-1	灰岩	3.97	-8.73			ACP-41-2	瘤灰岩	-0.62	-6.30			AP*-17-2	瘤灰岩	-1.68	-6.43
	奥	ACP-60	灰岩	-1.75	-5.64		纳	AP*-40-2	灰岩	-0.50	-6.37		斯	AP*-16	瘤灰岩	-1.60	-8.83
		AP*-60-1	灰岩	-2.49	-7.36			ACP-40-2	瘤灰岩	0.01	-6.05			AP*-15-2	瘤灰岩	-2.35	-6.51
		ACP-59	泥灰岩	-2.94	-8.48			AP*-39-2	灰岩	-0.25	-6.29			AP*-15-1	泥岩	-2.26	-16.13
		AP*-59-1	灰岩	-2.77	-9.45			ACP-39-2	瘤灰岩	-1.14	-6.04			AP*-14-2	灰岩	-3.80	-6.34
		AP*-58-1	灰岩	-3.54	-7.01			AP*-38-2	灰岩	-0.65	-6.15			ACP-14	泥灰岩	-2.46	-8.85
		ACP-58-1	灰岩	-4.62	-9.99			ACP-38-2	瘤灰岩	-0.99	-6.07			AP*-13-6	瘤灰岩	-2.79	-6.70
		ACP-57-1	灰岩	-6.06	-7.46			AP*-37-2	灰岩	-0.77	-6.29			AP*-13-3	泥灰岩	-5.73	-7.27
		AP*-57-1	灰岩	-7.34	-10.35			ACP-37-2	瘤灰岩	-1.06	-5.98			ACP-13	泥岩	-3.40	-6.54
克密斯	密	AP*-56-2	灰岩	-6.65	-8.85	度	亚	AP*-36-2	灰岩	-0.55	-6.50	度	巴	AP*-13-2	泥灰岩	-3.53	-13.75
		ACP-56-1	灰岩	-7.32	-8.63			ACP-36-2	瘤灰岩	-0.12	-6.02			AP*-13-1	泥灰岩	-3.88	-7.36
		ACP-55-1	灰岩	-3.89	-9.26			AP*-35-2	灰岩	-1.28	-8.02			ACP-12-2	泥灰岩	-5.54	-7.70
		AP*-54-2	灰岩	-4.09	-12.70			ACP-35-2	瘤灰岩	-0.99	-6.23			AP*-11-3	泥灰岩	-4.32	-6.91
		ACP-54-2	灰岩	-3.28	-7.57			AP*-34-2	灰岩	-0.65	-8.17			ACP-11	泥灰岩	-4.26	-7.19
		AP*-53-2	灰岩	-3.74	-11.33			ACP-34	瘤灰岩	-0.83	-6.27			AP*-11-1	泥灰岩	-3.55	-6.55
		ACP-53-2	灰岩	-2.77	-7.72			AP*-33-2	灰岩	-1.05	-6.98			AP*-10-2	泥灰岩	-3.59	-7.06
		AP*-52-2	灰岩	-2.01	-6.88			AP*-32-2	灰岩	-0.38	-6.75			ACP-10	泥灰岩	-3.74	-6.51
	斯	ACP-52-1	灰岩	-1.98	-6.90		亚	AP*-31-2	灰岩	-1.76	-6.57		赫	AP*-09	泥灰岩	-4.89	-5.33
		AP*-52-1	泥岩	-2.97	-8.42			ACP-30	泥岩	-3.37	-7.22			ACP-9	泥灰岩	-4.30	-5.52
		AP*-51-2	灰岩	1.05	-7.33			AP*-29-2	灰岩	-1.99	-6.18			AP*-08	泥灰岩	-3.23	-8.17
		ACP-50-4	灰岩	0.74	-7.43			ACP-29	灰岩	-1.73	-6.50			ACP-8	泥灰岩	-5.47	-5.75
		ACP-50-3	灰岩	1.24	-8.37			AP*-28-2	灰岩	-1.70	-6.07			AP*-07	泥灰岩	-4.27	-6.30
		AP*-50-1	灰岩	0.15	-8.96			ACP-28	灰岩	-1.87	-6.45			ACP-7	泥灰岩	-5.26	-6.64
	印	ACP-49-5	灰岩	-1.99	-9.25		阶	AP*-27-2	瘤灰岩	-2.21	-6.73		阶	ACP-6	泥灰岩	-3.42	-6.63
		AP*-49-2	灰岩	0.68	-7.19			ACP-27	瘤灰岩	-2.63	-6.19			AP*-06	泥灰岩	-4.28	-7.09
		ACP-48-3	灰岩	-0.56	-5.79			AP*-26-2	灰岩	-1.84	-6.84			AP*-5-2	泥灰岩	-3.92	-6.22
		AP*-48-2	灰岩	-0.03	-6.29			ACP-26	灰岩	-2.16	-6.23			ACP-5	泥灰岩	-5.56	-7.02
		AP*-47-2	灰岩	-0.30	-6.79			AP*-25-1	泥灰岩	-2.17	-7.93			AP*-05-1	泥灰岩	-4.91	-6.55
		ACP-47-4	瘤灰岩	-0.51	-9.07												

注：样品在中国地质大学地球表层系统与环境修复实验室完成



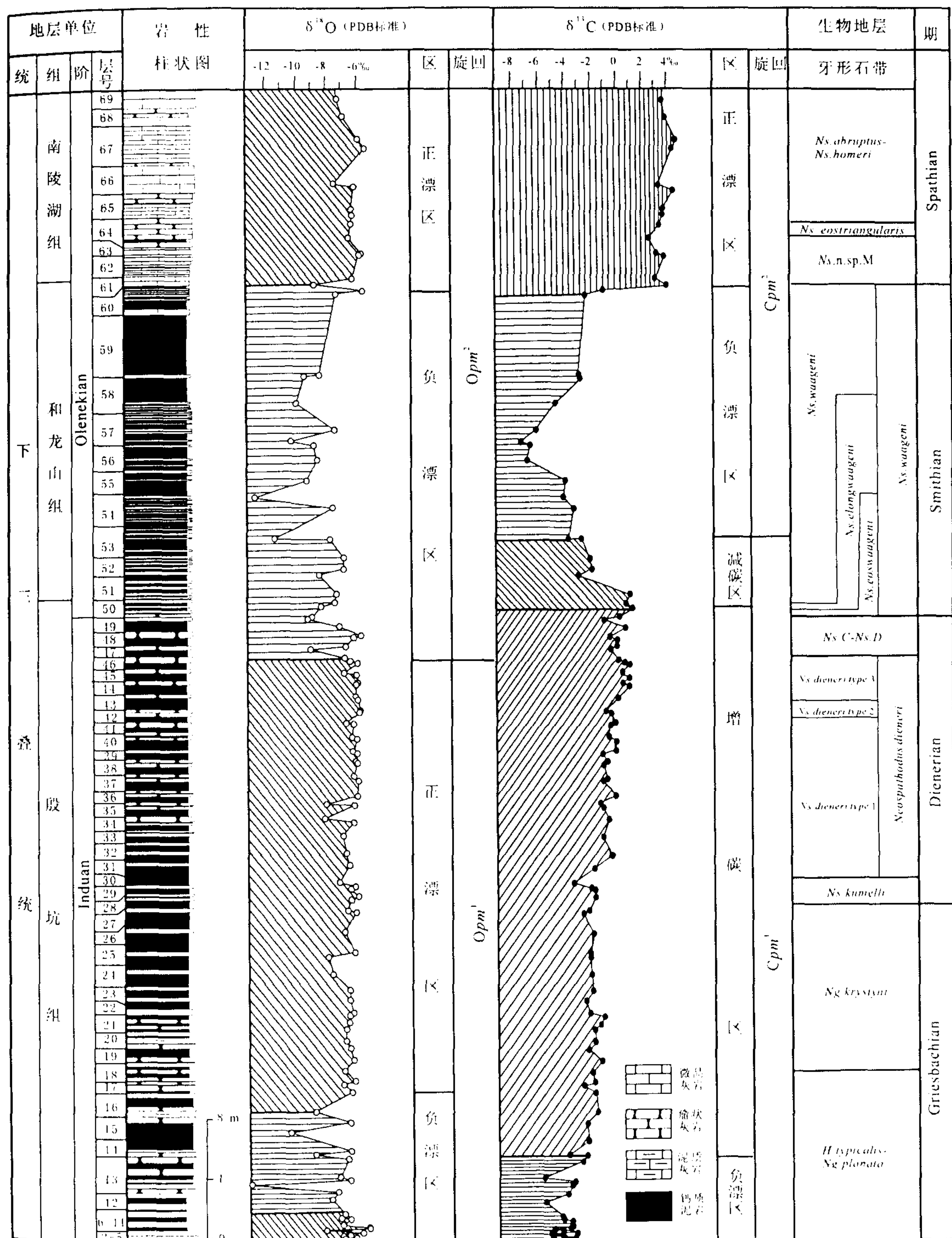


图 2-10 巢湖平顶山北坡剖面下三叠统下部碳氧同位素地层

Fig 2-10 Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Lower Triassic at the North Pingdingshan section, Chaohu, Anhui Province



深水沉积。产牙形石 *H. minutus* Ellison, *H. typicalis*, *H. sp.*, *Isarcicella(?) sp.*, *Ng. carinata*, *Ng. sp.*, *Ng. planata*。相当于菊石 *Ophiceras* 带。时代归属 Griesbachian 早期。负漂区  $\delta^{13}\text{C}$  较低, 变化范围为-2.73~-5.79‰。二叠系-三叠系界线处  $\delta^{13}\text{C}$  变化趋势见图 2-11。界线层(第 5 层)下部(二叠系-三叠系界线下 5cm 处, 相当于煤山剖面 27a 顶部)  $\delta^{13}\text{C}$  为-4.91‰(样品: ACP\*-5-1), 界线层上亚层下部(二叠系-三叠系界线之上 1cm 处, 相当于煤山剖面 27c)  $\delta^{13}\text{C}$  为-5.56‰(样品: ACP-5), 界线层上亚层底部(二叠系-三叠系界线之上 5cm 处, 相当于煤山剖面的 27d)  $\delta^{13}\text{C}$  为-3.92‰(样品: ACP\*-5-2)。可见由二叠系-三叠系界线下 5cm 处到二叠系-三叠系界线上 1cm 处再到二叠系-三叠系界线上 10cm 处,  $\delta^{13}\text{C}$  由高值降低到低值后又升高到较高值的变化规律, 变化幅度达 1.64‰。

增碳区: 为平顶山西坡剖面 11~25 层(图 2-12)。对应于牙形石 *Ng. planata*-*H. typicalis* 带-*Ns. kummeli* 带-*Ns. dieneri* 带-*Ns. n. sp. C*-*Ns. n. sp. D* 带-*Ns. waageni* 带下部、菊石 *Prionolobus* 带, 厚度约 32.3m。岩性为灰色泥岩与灰色中薄层状泥灰岩、瘤状灰岩互层, 泥岩水平层理发育, 含黄铁矿结核, 为水体较深的还原环境。向上灰岩夹层增多, 单层厚度加大, 水体深度可能变浅。25 层中部夹 3 层白色凝灰质粘土岩, 厚度 1~3cm, 表明有相当强烈的火山活动。增碳区产牙形石 *Ng. krystyni*, *Ng. orchardi*, *Ns. kummeli*, *Ns. dieneri* Sweet type 1, *Ns. dieneri* Sweet type 2, *Ns. dieneri* Sweet type 3, *Ns. dieneri sp.*, *Ns. sp. B*, *Ns. sp. C*, *Ns. sp. D*, *Ns. sp. E*, *Ns. sp. F*, *Ns. sp. K*, *Ns. cristagalli*, *Ns. waageni eowaageni*, *Ns. waageni*, *Ns. waageni* Sweet 等。产菊石类 *Ophiceras sp.*, *Lytrophiceras sp.*, *Gyronites sp.*, *Dieneroceras sp.*, *Koninckites lolowensis*, *Preflorianites sp.*, *Flemingites sp.*, *Owenites sp.* 产双壳类 *Claraia radialis*, *C. aurita*, *C. hunanica*, *C. stachei*, *C. hubeiensis*, *C. griesbachi*, *Eumorphotis huancangensis*, *Eumorphotis inaequiecostata*, *Eumorphotis cf. venetina*。时代归属 Griesbachian 期-Dienerian 期。

Griesbachian 中晚期,  $\delta^{13}\text{C}$  上升到-2.0‰左右, 并保持相对稳定状态(图 2-12)。Griesbachian 末期轻微下降,  $\delta^{13}\text{C}$  比 Griesbachian 中期低 0.4‰左右。从 Dienerian 初期开始,  $\delta^{13}\text{C}$  表现为波动性上升趋势, 西坡剖面  $\delta^{13}\text{C}$  由-2.40‰渐升到 1.47‰, 增幅为 3.87‰。北坡剖面上(图 2-10),  $\delta^{13}\text{C}$  由-2.63‰上升到 1.24‰, 变化幅度与西坡剖面相同, 也为 3.87‰。在西坡剖面 25 层、北坡剖面 50 层  $\delta^{13}\text{C}$  分别达到最大值 1.47‰、1.24‰, 因此, 两剖面  $\delta^{13}\text{C}$  变化趋势同步。据生物地层资料, 西坡剖面 24 层上部灰岩(20cm 厚)为 Induan 阶与 Olenekian 阶分界的过渡层, 上 10cm 灰岩划入 Olenekian 阶, 下 10cm 灰岩划分 Induan 阶, 在 I/O 界线附近  $\delta^{13}\text{C}$  负漂(图 2-13), 界线之下 10cm 处,  $\delta^{13}\text{C}$  为 0.41‰(CP\*-24-8), 界线之上 10cm 处  $\delta^{13}\text{C}$  为-0.40‰(CP\*-24-9), 变化幅度为 0.81‰。西坡剖面 I/O 界线之上 1.5m 内出现 A、B、C 3 层凝灰质粘土岩, 分别厚 2cm、1cm、4cm, A、C 层粘土岩含钙质。A 层的  $\delta^{13}\text{C}$  为 0.06‰, C 层钙质凝灰质粘土岩的  $\delta^{13}\text{C}$  为 1.47‰, 达到最高值。

减碳区: 大致相当于西坡剖面 26~29 层, 地层厚度约 11m, 岩性为灰色、灰黑色泥岩与灰色薄层状瘤灰岩、泥灰岩互层, 泥岩水平层理发育, 为较深水还原环境。对应于牙形石 *Ns. waageni* 带下部、菊石 *Flemingites* 带下部。产牙形石: *Ns. sp. G*, *Ns. sp. H*, *Ns. sp. L*, *Ns. discretus*, *Platyvillosus hamadai*, *Ns. peculiaris*, *Ns. alberti*, *Ns. novaehollandiae*, *Ns. conservativus*, *Ns. spitiensis*, *Ns. sp.*。产菊石: *Dieneroceras sp.*, *Prionolobus sp.*,



*Preflorianites* sp., *Euflemingites* sp., *Flemingites* cf. *ellipticus*, *Owenites* sp.。产双壳类 *Eumorphotis* sp., *Posidonia* sp.。时代归属早三叠世 Smithian 早期。 $\delta^{13}\text{C}$  在本区底部首先出现急剧的单点负漂, 由 1.36‰ 突然降低到 -2.64‰, 降幅 4.00‰; 然后, 又回升到 1.15‰, 增幅 3.79‰。随后,  $\delta^{13}\text{C}$  由 1.15‰ 逐渐下降至 -3.87‰, 降幅 5.02‰, 变化速率为 0.47‰/m。值得注意的是  $\delta^{13}\text{C}$  降低出现在有火山凝灰岩夹层之上的层位, 表明  $\delta^{13}\text{C}$  的变化可能与活动有关。

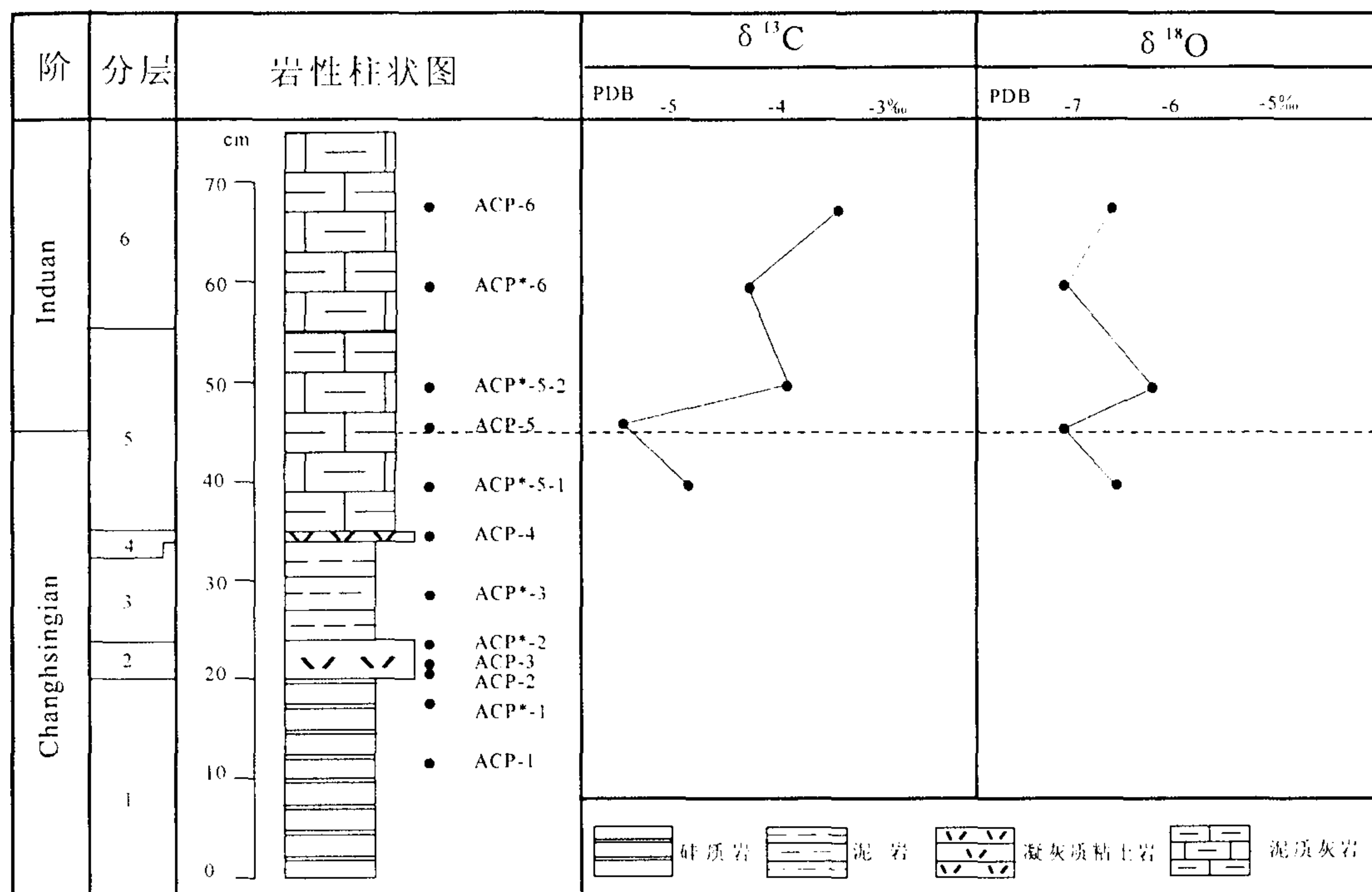


图 2-11 巢湖平顶山北坡剖面 二叠系—三叠系界线附近碳氧同位素变化曲线

Fig. 2-11 Trend of carbon and oxygen isotope across Permian-Triassic boundary at North Pingdingshan section, Chaohu, Anhui Province

## ②碳同位素地层旋回 $\text{Cpm}^2$

负漂区: 为西坡剖面上 30~49 层 (图 2-12), 厚度为 31m。下部岩性为灰色、灰绿色泥岩夹少量薄层状泥灰岩, 泥岩水平层理发育, 含较多的黄铁矿颗粒, 代表较深水沉积环境。上部岩性为灰色条纹状、条带状岩, 其代表的水体深度较下部稍浅。负漂区与牙形石带 *Ns. waageni* 带中部、及菊石带 *Flemingites* 带上部-*Anasibirites* 带对应。产牙形石: *Ns. sp.*, *Ns. aff. waageni*, *Aduncodina unicosta*, *Ns. sp.*, *Cratognathodus sp.*, *Pachycladina sp.*。产菊石: *Owenites pakunensis*, *Dieneroceras sp.*, *Arctoceras aff. lolouensis*, *Owenites sp.*, *Pseudoceltites sp.*, *Koninckites sp.*, *Wasachites sp.*, *Hemiprionites sp.*, *Juvenites orientalis* Chao。产双壳: *Eumorphotis sp.*, *Posidonia sp.*。时代归属早三叠世 Smithian 中期。

西坡剖面 Smithian 亚阶  $\delta^{13}\text{C}$  总体稳定在 -3.50‰ 左右 (图 2-12), Smithian 亚阶中部出现尖锐负漂峰值,  $\delta^{13}\text{C}$  降低到最小值 -8.12‰ (CP\*-32-5)。北坡剖面 Smithian 亚阶  $\delta^{13}\text{C}$  也表现出大规模负漂 (图 2-11), 并且, Smithian 亚阶中部与西坡剖面对应层位,  $\delta^{13}\text{C}$  降

低到-7.34‰ (AP\*-57-1), 并形成低值背景上的低谷, 该低谷两侧  $\delta^{13}\text{C}$  稳定在-3.50‰左右, 其演化趋势与西坡剖面一致。虽然, 巢湖马家山剖面 Smithian 亚阶 (图 2-15)  $\delta^{13}\text{C}$  负漂区没有完全得到控制, 但从  $\delta^{13}\text{C}$  的演化趋势上可以看出, 底部  $\delta^{13}\text{C}$  最低值-6.71‰ (C-1-1 号样) 刚好处于 Smithian 亚阶中部的尖锐低值区, 其上部  $\delta^{13}\text{C}$  总体稳定在-3.00‰左右。尽管平顶山北坡剖面、西坡剖面、马家山剖面 Smithian 亚阶  $\delta^{13}\text{C}$  的最低值存在差别, 但下扬子地区早三叠世 Smithian 期的碳循环出现异常确信无疑。

表 2-4 巢湖平顶山西坡剖面碳、氧同位素样品测试结果一览表 (单位: ‰; 标准: PDB)

Tab.2-4 Results of samples for carbon and oxygen isotope analysis at the west Pingdingshan section, Chaohu,

阶	亚阶	样品编号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	阶	亚阶	样品编号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	阶	亚阶	样品编号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
奥	斯帕	CP*-58-1	灰岩	4.43	-5.49	奥	斯	CP*28-2	泥岩	-2.48	-10.99	奥	迪	CP*-21-2	灰岩	-0.95	-6.60
		CP*-56-1	瘤灰岩	3.39	-5.19			CP*28-1	灰岩	-0.61	-7.84			CP*-20-4	泥灰岩	-1.30	-5.96
	奥	CP*-55-1	瘤灰岩	4.19	-5.65		奥	CP*27-4	灰岩	-0.84	-7.37		印	CP*-20-2	泥灰岩	-1.21	-6.34
		CP*-54-2	灰岩	3.75	-7.19			CP*-27-2	灰岩	-0.27	-6.35			CP*-19-8	灰岩	-0.55	-6.81
		CP*-53-1	灰岩	1.04	-6.24			CP*-27-1	泥岩	-0.06	-6.71			CP*-19-6	灰岩	-0.59	-7.38
		CP*-52-2	灰岩	-0.68	-8.67			CP*-26-7	灰岩	0.62	-5.96			CP*-19-4	瘤灰岩	-0.47	-6.92
		CP*-51-2	灰岩	-0.24	-9.19			CP*-26-6	灰岩	0.80	-5.96			CP*-19-2	灰岩	-0.67	-7.70
		CP*-50-2	灰岩	-1.61	-8.29			CP*-26-4	灰岩	0.43	-6.21			CP*-18-9	灰岩	-0.82	-6.80
		CP*49-1	泥灰岩	-2.43	-5.98			CP*-26-2	灰岩	1.15	-6.39			CP*-18-7	瘤灰岩	-1.49	-6.32
		CP*-48-1	灰岩	-2.55	-6.76			CP*-25-10	泥灰岩	-2.64	-7.18			CP*-18-5	灰岩	-1.34	-7.76
		CP*-47-1	灰岩	-2.99	-6.59			CP*-25-9	灰岩	1.36	-6.61			CP*-18-3	灰岩	-1.58	-7.37
		CP*46-1	灰岩	-2.54	-7.41			CP*-25-7	泥灰岩	1.47	-7.31			CP*-18-2	灰岩	-1.27	-8.56
	奥	CP*-45-1	瘤灰岩	-2.54	-7.02		奥	CP*-25-5	灰岩	0.56	-8.88		度	CP*-17-10	瘤灰岩	-1.74	-6.36
		CP*44-1	瘤灰岩	-2.69	-6.91			CP*-25-2	泥灰岩	0.06	-8.04			CP*-17-8	灰岩	-1.67	-6.81
		CP*43-1	瘤灰岩	-2.87	-7.18			CP*-24-9	泥灰岩	-0.40	-6.66			CP*-17-6	灰岩	-1.82	-8.04
		CP*-42-1	瘤灰岩	-3.31	-6.65			CP*-24-8	泥灰岩	0.41	-6.69			CP*-17-4	灰岩	-1.84	-6.40
	奥	CP*41-1	瘤灰岩	-2.91	-10.40		奥	CP*-24-4	泥灰岩	0.10	-7.13		格	CP*-17-2	瘤灰岩	-2.40	-6.55
		CP*40-2	瘤灰岩	-3.88	-6.73			CP*-24-2	泥灰岩	0.56	-7.17			CP*-16-4	灰岩	-1.49	-6.22
		CP*39-2	灰岩	-4.32	-7.19			CP*-23-9	瘤灰岩	0.02	-6.20			CP*-16-2	瘤灰岩	-1.52	-6.52
		CP*-37-1	泥岩	-3.30	-12.78			CP*-23-7	瘤灰岩	-0.41	-6.17			CP*-15-4	瘤灰岩	-2.31	-6.26
		CP*-35-2	灰岩	-8.12	-7.23			CP*-23-5	瘤灰岩	0.30	-5.91			CP*-15-2	瘤灰岩	-2.08	-6.51
		CP*34-2	灰岩	-3.96	-7.47			CP*-23-4	泥灰岩	0.83	-6.34			CP*-14-4	灰岩	-1.93	-8.36
奥	奥	CP*33-1	灰岩	-4.29	-7.87	奥	奥	CP*-23-2	瘤灰岩	0.48	-6.87	奥	巴	CP*-14-3	泥岩	-1.28	-8.90
		CP*31-1	泥岩	-3.15	-11.61			CP*-22-8	泥灰岩	0.42	-6.45			CP*-14-1	灰岩	-1.22	-6.97
	奥	CP*-30-4	灰岩	-3.68	-7.10		奥	CP*-22-6	泥灰岩	0.36	-7.80		赫	CP*-13-4	瘤灰岩	-1.59	-6.41
		CP*-30-3	灰岩	-3.98	-7.14			CP*-22-5	泥灰岩	0.58	-6.54			CP*-13-2	瘤灰岩	-1.46	-6.68
		CP*-30-2	灰岩	-2.31	-8.40			CP*-22-3	泥灰岩	0.17	-6.63			CP*-12-5	泥灰岩	-2.10	-6.25
		CP*-29-4	灰岩	-3.90	-7.30			CP*-22-2	泥灰岩	-0.17	-5.90			CP*-12-1	瘤灰岩	-2.18	-6.41
	奥	CP*29-3	灰岩	-3.87	-8.26		奥	CP*21-8	泥灰岩	-0.23	-6.40		奥	CP*-11-4	瘤灰岩	-1.60	-6.58
		CP*29-2	灰岩	-3.53	-7.34			CP*-21-5	泥灰岩	-0.91	-6.53			CP*-11-3	瘤灰岩	-1.68	-6.53
		CP*28-3	灰岩	-2.37	-7.00												

注: 样品在中国地质大学地球表层系统与环境修复实验室完成



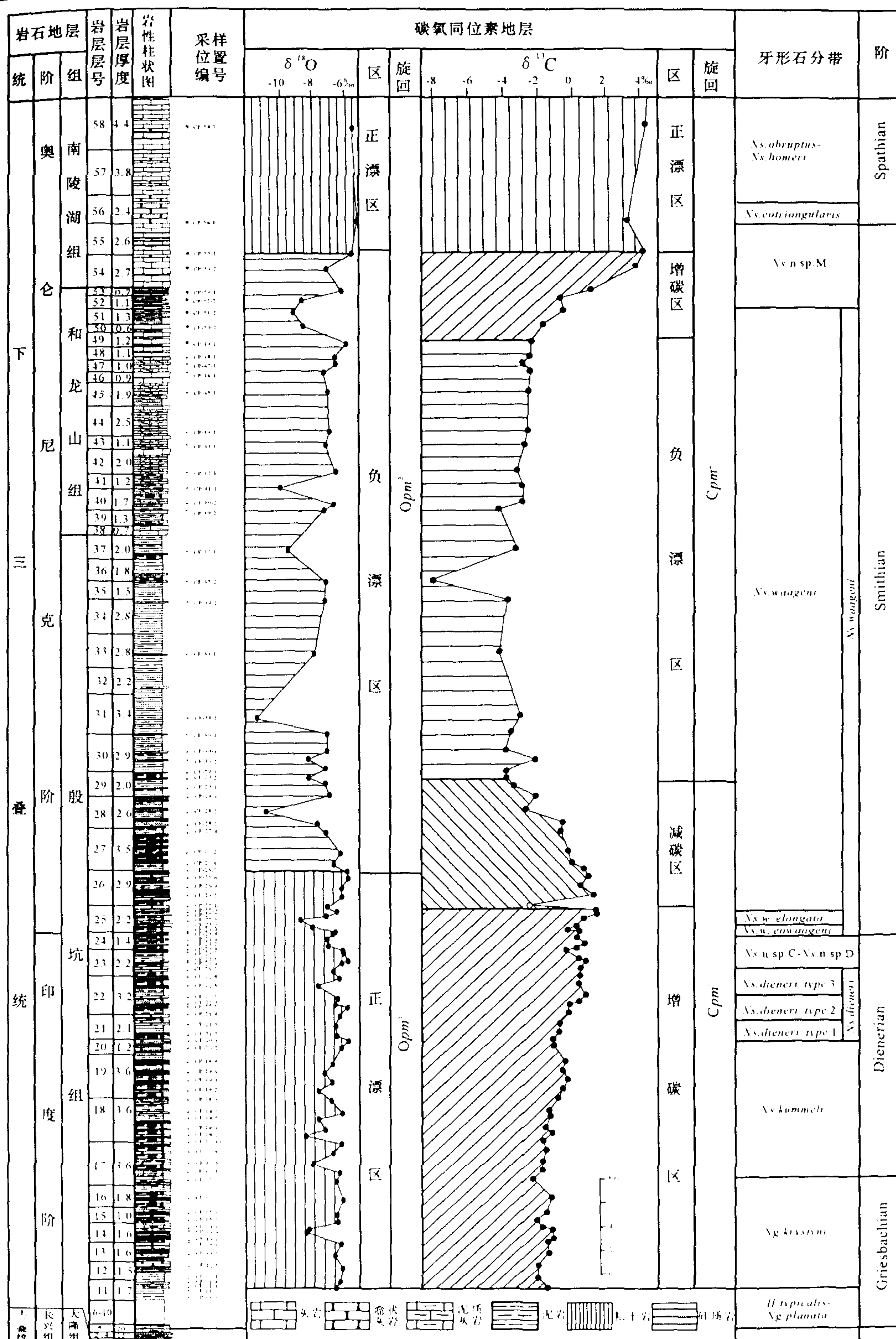


图2-12 安徽巢湖平頂山西坡下三叠统碳氧同位素地层

Fig. 2-12 Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Lower Triassic at the west Pindingshan section in Chaohu, Anhui Province

增碳区：对应于平顶山西坡剖面的 50~54 层，岩层厚度 6.4m。岩性组合表现为：下部为灰黑色泥岩与灰色薄层状灰岩互层，泥岩中产鱼化石，泥岩水平层理发育，代表较深水沉积。上部为灰色块状灰岩，局部夹灰红色薄层状瘤灰岩、暗色泥岩。生物地层上，增碳区对应于牙形石带 *Ns. waageni* 带的上部-*Ns. n. sp.* M 带下部，产牙形石：*Ns. sp.*, *Ns. sp. M*, *Ns. cf. abruptus*。产菊石 *Anasibirites cf. kwangsiana*。时代归属早三叠世 Smithian 晚期。

西坡剖面  $\delta^{13}\text{C}$  表现为快速上升趋势(图 2-12)，由底部的-2.43‰上升到顶部的 4.19‰，变化幅度达 6.62‰， $\delta^{13}\text{C}$  值增长速率较大，平均变化速率为 1.0‰/m。巢湖马家山剖面此时的增碳区表现得十分陡峭(图 2-14)，由底部的-2.83‰(C-14-1 号样)上升到顶部的 4.64‰(C-26-1 号样)，增幅 7.47‰，平均增长速率接近于 1.0‰/m。北坡剖面此时的增碳区更是陡峭，几乎不存在过渡区， $\delta^{13}\text{C}$  由 Smithian 亚阶负漂区的-2.94‰(ACP-59 号样)直接跳升为正漂区的 3.93‰(AP\*-61-1 号样，图 2-11)，变化幅度为 6.87‰。因此，Smithian-Spathian 亚阶过渡区为早三叠世  $\delta^{13}\text{C}$  增长速率最大的区域。

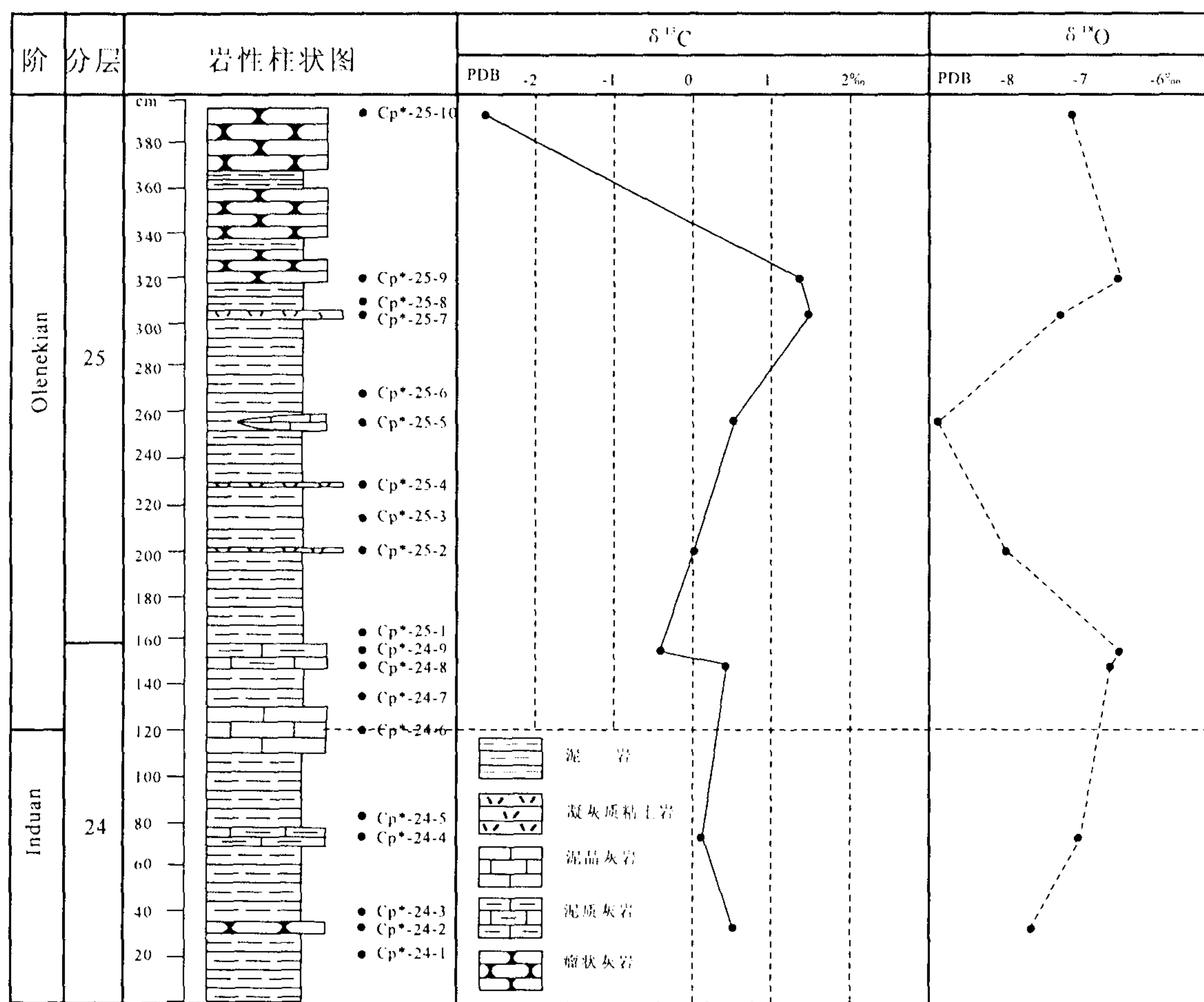


图 2-13 巢湖平顶山西坡剖面Induan阶—Olenekian界线附近碳氧同位素变化曲线

Fig. 2-13 Trend of Carbon and oxygen isotopic evolution across Induan-Olenekian boundary at west Pingdingshan Section, Chaohu, Anhui Province



表 2-5 马家山南坡剖面下三叠统碳、氧同位素分析结果一览表 (单位: ‰; 标准: PDB)

Tab.2-5 Results of samples for carbon and oxygen analysis at Majiashan section, Chaohu, Anhui Province

阶	亚阶	样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	阶	亚阶	样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	阶	亚阶	样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
安 尼 阶		CM-92-5	白云岩	0.70	-6.35			CM-76-2	黑色灰岩	-0.79	-6.71			C-51-2	灰色灰岩	3.70	-5.79
		CM-92-4	白云岩	1.57	-3.68			CM-75-1	黑色灰岩	-2.11	-7.51			C-50-1	黑色灰岩	3.60	-5.36
		CM-92-2	白云岩	-1.09	-8.66			CM-74-4	黑色灰岩	-0.71	-6.61			C-49-2	灰绿瘤灰	3.63	-5.44
奥 斯 阶		CM-91-4	云质灰岩	-1.59	-8.83	奥 斯 阶		CM-74-2	黑色灰岩	-0.73	-6.70	奥 斯 阶		C-47-4	灰色灰岩	3.50	-5.51
		CM-91-2	云质灰岩	-0.95	-8.76			CM-73-1	黑色灰岩	-1.04	-7.02			C-47-2	灰色灰岩	3.49	-5.52
		CM-90-3	黑色灰岩	-0.52	-9.11			CM-72-1	黑色灰岩	-1.23	-7.96			C-46-1	灰绿瘤灰	2.01	-6.68
		CM-90-2	黑色灰岩	-0.85	-7.65			CM-70-2	黑色灰岩	-1.84	-7.76			C-45-5	黑色灰岩	2.73	-5.57
		CM-90-1	黑色灰岩	-0.36	-7.15			CM-69-2	灰色灰岩	-0.78	-5.29			C-45-3	黑色灰岩	2.60	-5.88
		CM-89-2	红色灰岩	-2.83	-10.03			CM-68-2	灰色灰岩	-0.35	-4.53			C-45-1	黑色灰岩	2.15	-5.54
		CM-89-1	红色灰岩	-8.11	-7.98			CM-68-1	灰色灰岩	-1.08	-6.16			C-44-1	灰绿瘤灰	3.00	-4.46
		CM-88-2	灰色灰岩	-1.73	-7.19			CM-66-3	条纹灰岩	-0.95	-4.72			C-43-1	黑色灰岩	2.57	-6.27
		CM-88-1	灰色灰岩	-1.28	-9.61			CM-66-2	条纹灰岩	-1.28	-5.72			C-41-2	黑色灰岩	1.80	-7.92
		CM-87-1	红凝灰岩	-0.68	-4.08			CM-65-1	灰红瘤灰	-0.31	-6.24			C-40-1	灰色灰岩	1.82	-6.42
		CM-86-1	灰色灰岩	-1.18	-9.03			CM-63-3	灰色灰岩	0.98	-5.58			C-39-1	黑色灰岩	3.44	-5.45
		CM-85-5	黑色灰岩	-0.80	-7.36			CM-63-1	灰色灰岩	1.19	-5.64			C-37-1	灰色灰岩	3.03	-5.47
		CM-85-3	黑色灰岩	-0.43	-7.21			CM-61-2	薄层灰岩	2.30	-5.34			C-36-2	灰色灰岩	3.52	-5.32
		CM-85-1	黑色灰岩	-0.13	-7.92			CM-60-3	灰色灰岩	1.60	-5.19			C-35-1	灰色灰岩	3.83	-4.69
尼 斯 阶		CM-84-4	黑色灰岩	-0.19	-6.02	尼 斯 阶		CM-60-2	灰色灰岩	1.25	-5.42	尼 斯 阶		C-34-2	灰色灰岩	3.97	-5.65
		CM-84-2	黑色灰岩	-0.87	-8.37			CM-60-1	灰色灰岩	0.69	-5.71			C-33-5	灰色灰岩	3.30	-7.30
		CM-83-16	黑色灰岩	-0.15	-6.01			CM-58-1	黑色灰岩	1.05	-5.69			C-33-3	灰色灰岩	4.45	-6.07
		CM-83-14	黑色灰岩	-0.77	-6.07			CM-56-5	黑色灰岩	0.96	-5.74			C-33-1	灰色灰岩	4.36	-5.52
		CM-83-12	黑色灰岩	-1.03	-9.36			CM-56-4	灰色灰岩	0.98	-5.46			C-32-1	灰色灰岩	4.07	-5.52
		CM-83-10	黑色灰岩	-1.93	-9.81			CM-56-3	灰色灰岩	1.26	-5.51			C-31-1	灰色薄灰	2.98	-5.78
		CM-83-8	黑色灰岩	-1.50	-5.86			CM-56-2	灰色灰岩	1.35	-4.99			C-29-3	灰色薄灰	3.62	-4.74
		CM-83-6	黑色灰岩	-2.05	-6.94			CM-55-1	灰色灰岩	0.64	-5.50			C-29-1	灰色薄灰	4.10	-3.85
		CM-83-4	黑色灰岩	-1.02	-5.88			CM-53-3	灰红瘤灰	0.34	-5.64			C-27-3	黑色灰岩	2.04	-5.71
		CM-83-2	黑色灰岩	-0.74	-6.17			CM-53-2	灰红瘤灰	0.41	-5.45			C-27-1	黑色灰岩	3.37	-5.93
		CM-82-3	黑色灰岩	-1.21	-7.36			CM-52-1	灰色灰岩	0.52	-5.27			C-26-1	灰色灰岩	4.64	-6.19
		CM-82-1	黑色灰岩	-0.29	-6.12			CM-50-1	灰红泥灰	-0.08	-5.58			C-23-1	灰色瘤灰	0.95	-5.53
		CM-81-1	黑色灰岩	-1.66	-6.25			CM-48-2	灰红泥灰	0.06	-6.17			C-21-1	灰色灰岩	-0.93	-6.02
		CM-80-4	黑色灰岩	-1.29	-5.92			CM-48-1	灰红泥灰	0.01	-6.00			C-19-1	灰色灰岩	-1.84	-6.57
克 亚 阶		CM-80-2	黑色灰岩	-1.86	-6.26	克 亚 阶		CM-47-3	灰红泥灰	-2.37	-7.09	克 亚 阶		C-17-1	灰色瘤灰	-2.01	-6.18
		CM-79-3	黑色灰岩	-0.68	-5.93			CM-47-2	灰黄泥灰	-0.97	-6.56			C-14-1	灰绿瘤灰	-2.83	-6.47
		CM-79-2	黑色灰岩	-0.44	-5.74			CM-47-1	灰黄泥灰	-0.39	-5.87			C-12-1	灰红瘤灰	-2.88	-6.28
		CM-79-1	黑色灰岩	-0.60	-5.35			CM-46-1	灰绿泥灰	1.22	-4.59			C-11-1	灰红瘤灰	-2.99	-7.37
		CM-78-7	黑色灰岩	-2.38	-7.16			C-53-2	灰色灰岩	2.48	-5.54			C-10-1	灰红瘤灰	-2.46	-6.02
		CM-78-5	黑色灰岩	-2.16	-6.22			C-52-2	灰色灰岩	3.30	-5.52			C-7-1	灰薄瘤灰	-1.48	-10.47
		CM-78-3	黑色灰岩	-2.26	-7.36			C-51-5	灰色灰岩	3.03	-5.77			C-5-1	灰色灰岩	-2.88	-6.81
		CM-78-1	黑色灰岩	-2.25	-7.14			C-51-4	灰色灰岩	3.87	-5.52			C-3-1	透镜灰岩	-3.86	-6.70
		CM-77-2	黑色灰岩	-1.71	-7.10			C-51-3	灰色灰岩	3.80	-5.63			C-1-1	灰色灰岩	-6.71	-7.27

注: 样品在中国地质大学地球表层系统与环境修复实验室完成

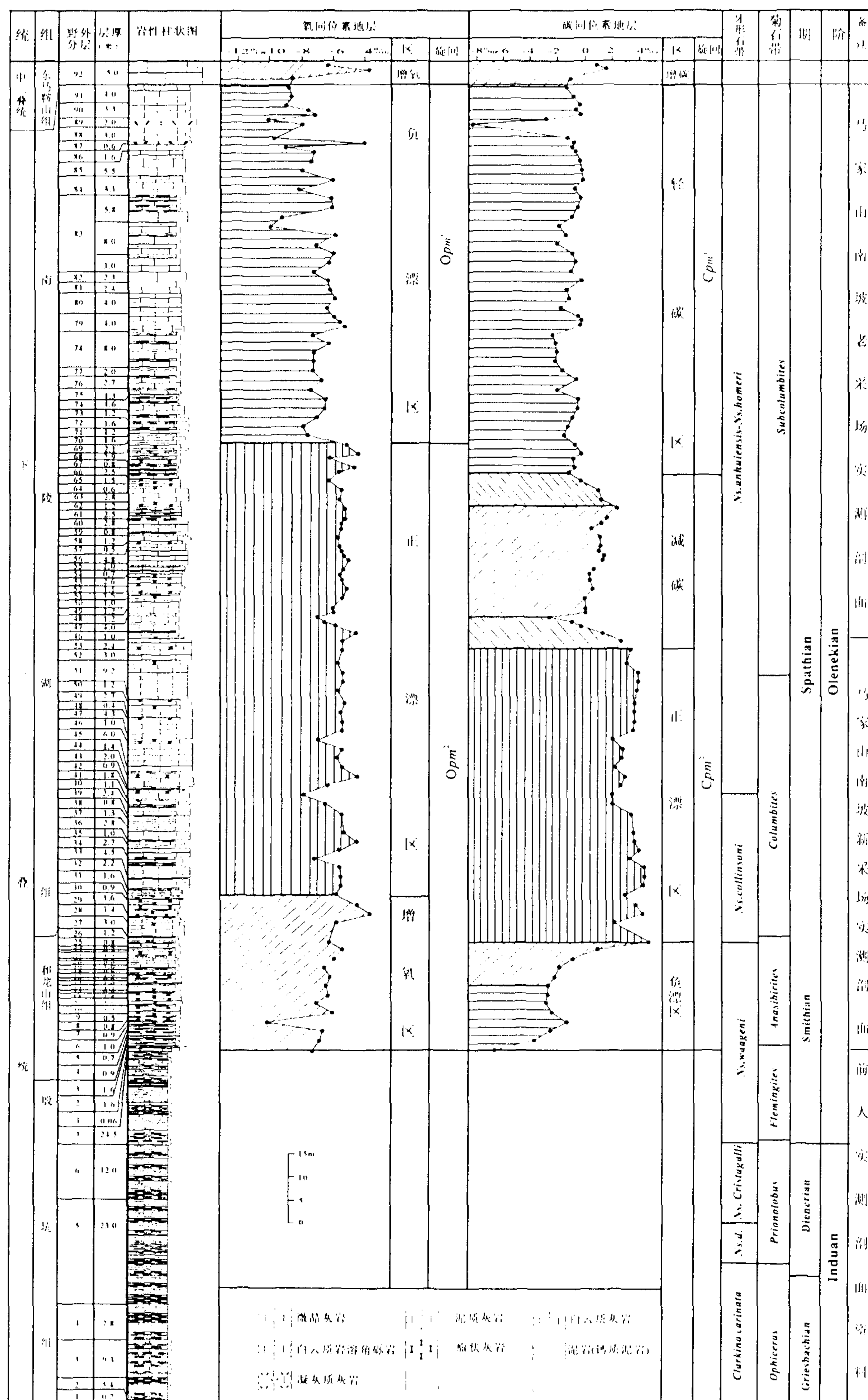


图 2-14 安徽巢湖马家山南坡剖面下三叠统上部碳、氧同位素地层

Fig. 2-14 Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Lower Triassic at Mapashan section, Chaohu, Anhui Province



正漂区：巢湖马家山剖面发育完整，对应于马家山南坡新采场剖面 26~52 层，所跨地层厚度 63.7m（图 2-14），平顶山北坡剖面的 61~69（图 2-10）、平顶山西坡的 55~58 层控制了该正漂区下部（图 2-12）。岩性组合为灰色厚层状、块状泥晶灰岩夹灰绿色中厚层状瘤状灰岩，局部夹有灰色泥岩。泥岩、瘤状灰岩中含大量的黄铁矿微粒或结核，反映其沉积环境为强还原环境。在平顶山西坡剖面上，正漂区对应于牙形石带 *Ns. n. sp. M* 带上部-*Ns. eostriangularis* 带-*Ns. abruptus*-*Ns. homeri* 组合带的下部。平顶山西坡、北坡剖面相应层位产牙形石 *Ns. sp.*, *Ns. n. sp. N*, *Ns. cf. abruptus*, *Ns. eostriangularis*, *Ns. spathi*, *Ns. crassatus*, *Ns. homeri*, *Cornudina breiranulis*（图 2-7）。马家山剖面对应牙形石带 *Ns. collinsoni* 带-*Ns. anhuiensis*-*Ns. homeri* 带下部，菊石 *Anasibirites* 带及 *Columbites* 带。产丰富牙形石（图 2-8），时代归属早三叠世 Spathian 早期。平顶山北坡、西坡剖面只见正漂区下部，碳同位素  $\delta^{13}\text{C}$  值分布于 4.0‰ 附近，并且稳定，表现为显著正漂。马家山剖面正漂区的中部  $\delta^{13}\text{C}$  表现出轻度回落，下降到 2.0‰ 左右。

减碳区：相当于马家山新采场剖面的 53 层、及老采场剖面的 46~66 层，地层厚度 37m。岩性组合表现为：下部为灰红色瘤状、条纹状泥灰岩夹灰色中厚层状泥晶灰岩；中部为灰色块状泥晶灰岩；上部为灰色厚层状、块状灰岩夹灰色泥岩、薄层泥晶灰岩。时代归属早三叠世 Spathian 期内。 $\delta^{13}\text{C}$  变化趋势表现为：新采场剖面 53 层与老采场剖面 46~48 层， $\delta^{13}\text{C}$  由 2.48‰ 降低到 -2.37‰，降幅 4.85‰，平均下降速率为 0.65‰/m；老采场剖面 49~61 层， $\delta^{13}\text{C}$  从 -2.37‰ 逐渐上升到 2.30‰，增幅 4.67‰，平均增加速率为 0.22‰/m；老采场剖面 62~66 层， $\delta^{13}\text{C}$  由 2.30‰ 降低到 -1.28‰，降幅 3.58‰，平均下降速率为 0.45‰/m。

本旋回  $\delta^{13}\text{C}$  变化极大，早期快速下降形成负漂，中期快速上升表现为正漂，晚期表现为波动性下降。 $\delta^{13}\text{C}$  突变与 I/O 界线附近火山活动及海平面变化有关。除西坡剖面 I/O 界线附近火山凝灰质粘土岩外，和龙山组中发现大量火山碎屑岩夹层<sup>[129,130]</sup>，从而说明 Olenekian 早期火山活动仍比较强烈。又据童金南<sup>[84]</sup>对巢湖马家山剖面下三叠统层序地层研究结论，Induan 晚期到 Olenekian 初期表现为高水位体系域（HST），随后出现陆棚边缘体系域（SMST），因此，由 Induan 晚期到 Olenekian 早期，海平面呈下降趋势。在因海水变浅引起的沉积物减压作用及火山活动造成的气温升高双重因素作用下，原来处于稳定状态的天然气水合物迅速裂解成甲烷（ $\delta^{13}\text{C}$  平均值=-60‰）等有毒气体<sup>[53,54]</sup>，从而引起大气、海洋沉积碳同位素值的急剧大幅度负漂。天然气的迅速释放会产生显著的温室效应<sup>[56]</sup>，从而促使海洋浮植物大量繁殖，原始生产率得到较大幅度的提高，在负漂之后的时期内  $\delta^{13}\text{C}$  会快速增大，超过负漂区之前的  $\delta^{13}\text{C}$ ，这可能是  $\delta^{13}\text{C}$  正漂的原因。

### ③碳同位素地层旋回 $\text{Cpm}^3$

本旋回  $\delta^{13}\text{C}$  控制不完整，对应于马家山老采场剖面 67~91 层（图-14），总厚度 72m。岩性组合表现为：下部为灰黑色、灰绿色泥岩与中厚层灰岩互层，上部为黑色纹层状灰岩，顶部夹肉红色中厚层状凝灰质灰岩、纹理发育的砂屑灰岩。代表水体稍深的局限海。对应牙形石 *Ns. anhuiensis* 带-*Ns. homeri* 带，菊石的 *Subcolumbites* 带，时代归属早三叠世的 Spathian 晚期。

负漂区：马家山老采石场剖面 67 层以上到南陵湖组与东马鞍山组的分界处，厚度为



72m 左右。岩性为灰黑色中厚层状灰岩与泥岩互层，沥青质含量较高，局部产鱼龙化石，主体代表水体闭塞的局限海盆。该负漂区  $\delta^{13}\text{C}$  表现为负值，跳跃性强，变化范围为  $-0.13\sim-8.11\%$ ，平均值为  $1.12\%$ 。87、89 层为肉红色凝灰质灰岩，88、90 层为灰黑色中厚层状灰岩与纹理发育的砂屑灰岩互层，自 87 层凝灰质灰岩 ( $-0.68\%$ ) 开始  $\delta^{13}\text{C}$  表现为快速降低趋势，89 层  $\delta^{13}\text{C}$  达到最低 ( $-8.11\%$ ，测试结果经过多次验证)，90 层  $\delta^{13}\text{C}$  又回升到  $-1.10\%$  左右，凝灰质灰岩以上层位  $\delta^{13}\text{C}$  非常低说明火山活动对  $\delta^{13}\text{C}$  值有较显著的影响，火山活动可能释放出大量的  $\text{CO}_2$  气体，降低沉积物的  $\delta^{13}\text{C}$ 。

中三叠统下部东马鞍山组  $\delta^{13}\text{C}$  表现为快速上升趋势，由下部的  $-1.59\%$  到上部的  $1.57\%$ ，变化幅度达  $3.16\%$ ， $\delta^{13}\text{C}$  平均增长速率为  $0.5\%/m$  左右。

综上所述，从巢湖地区平顶山西坡、北坡、马家山剖面下三叠统碳同位素旋回曲线看出：早三叠世 Induan 期到 Olenekian 早期， $\delta^{13}\text{C}$  变化具显著规律性。Induan 期由早期到晚期， $\delta^{13}\text{C}$  总体呈上升趋势，由 Induan 早期的  $-2.18\%$  逐渐上升到 Induan 晚期的  $1.47\%$ 。Olenekian 期， $\delta^{13}\text{C}$  由 Induan 晚期的  $1.47\%$  快速跌落到  $-6.71\sim-8.12\%$ ，降幅  $8\sim9\%$ ，然后急转快速上升到  $4\%$  左右，增幅  $10\sim12\%$ ，随后  $\delta^{13}\text{C}$  在  $4.0\%$  左右波动变化。Induan 早期、Olenekian 早期均为  $\delta^{13}\text{C}$  的低值区，Olenekian 早期  $\delta^{13}\text{C}$  表现为早三叠世第二个显著的“U”型谷，“U”型谷可能由下扬子地区二叠系-三叠系之交、I/O 之交的火山活动及其诱发的天然气水合物裂解造成  $\delta^{13}\text{C}$  负漂形成。Olenekian 晚期  $\delta^{13}\text{C}$  轻度负漂可能与早三叠世末期巢湖地区深水海盆逐渐转化局限海盆有关。

#### 2.4.1.3 巢湖地区早三叠世氧同位素地层

华南地区早三叠世氧同位素地层研究不作为本文研究的重点，仅就各个剖面上  $\delta^{18}\text{O}$  变化趋势与  $\delta^{13}\text{C}$  之间的关系进行简单分析。从巢湖平顶山西坡、北坡、马家山剖面下三叠统  $\delta^{18}\text{O}$  曲线上可以看出  $\delta^{18}\text{O}$  演化具以下几个特点：①  $\delta^{18}\text{O}$  总体分布相对稳定，集中于  $-6.5\%$  左右；② 与  $\delta^{13}\text{C}$  负漂区对应  $\delta^{18}\text{O}$  表现出明显的跳跃，并且， $\delta^{13}\text{C}$  负漂的程度越大， $\delta^{18}\text{O}$  跳跃的越强烈。③  $\delta^{18}\text{O}$  演化的周期性没有  $\delta^{13}\text{C}$  明显，在同位素地层结构上没有象  $\delta^{13}\text{C}$  地层所拥有清楚的负漂区、增碳区、正漂区、和减碳区。因此，氧同位素地层单元较难清楚地划分。尽管如此，依据下三叠统  $\delta^{18}\text{O}$  演化趋势仍可以划分出不同的地层单位，其中正漂区表现为  $\delta^{18}\text{O}$  相对高值区；减氧区和增氧区分别表现为波动下降和上升，大区段的  $\delta^{18}\text{O}$  负漂区并不明显。如平顶山（北坡、西坡）剖面的氧同位素地层（图 2-10、12），与 Induan 阶底部  $\delta^{13}\text{C}$  负漂区对应的  $\delta^{18}\text{O}$  为低值集中区（负漂区），与 Induan 阶中上部增碳区对应的  $\delta^{18}\text{O}$  则表相对高值区（正漂区）， $\delta^{18}\text{O}$  平均值为  $-6.82\%$ 。与 Olenekian 阶早期  $\delta^{13}\text{C}$  负漂区对应的  $\delta^{18}\text{O}$  表现为低值集中区（负漂区），中部低值集中区  $\delta^{18}\text{O}$  平均值为  $-7.79\%$ 。与 Olenekian 期中期对应的  $\delta^{13}\text{C}$  正漂区对应的  $\delta^{18}\text{O}$  表现为相对高值区（正漂区）， $\delta^{18}\text{O}$  平均值为  $-5.44\%$ 。又如巢湖马家山剖面的氧同位素地层（图 2-14），在 Olenekian 晚期， $\delta^{13}\text{C}$  负漂的区段  $\delta^{18}\text{O}$  也表现为相对低值区（负漂区）， $\delta^{18}\text{O}$  平均值为  $-6.75\%$ 。因此， $\delta^{18}\text{O}$  变化趋势基本上与  $\delta^{13}\text{C}$  演化趋势一致。



## 2.4.2 南京湖山早三叠世碳、氧同位素地层

### 2.4.2.1 碳、氧同位素的分布与演化

湖山剖面的碳、氧同位素样品采集主要针对下三叠统下青龙组, 样品间距控制在 1m 左右, 下青龙组底部样品间距控制在 0.3~0.5m, 对沉积韵律清楚的第 24 层按 0.1m 间距取样。制样分析时, 下青龙组下部所采样品全部分析, 上部按 2m 间距分析样品。本剖面共采样品 117 件, 获得结果的样品有 68 件 (表 2-6),  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  演化趋势见图 2-15。由表 2-7、图 2-15 可以看出, 湖山剖面下三叠统下青龙组  $\delta^{13}\text{C}$  分布集中, 其主要分布区间为 -4.89~4.30‰ (标准: PDB)。下青龙组底部 Griesbachian 亚阶  $\delta^{13}\text{C}$  表现为负漂, 最低达到 -7.27‰, 下青龙组上部 Smithian 亚阶下部  $\delta^{13}\text{C}$  表现出显著正漂, 最高达到 5.71‰, 下青龙组中部 Dienerian 亚阶部分样品  $\delta^{13}\text{C}$  表现出微弱负漂。下青龙组  $\delta^{13}\text{C}$  平均值为 0.60‰, 比地史中海相碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  平均值高 0.60‰。湖山剖面下青龙组大部分样品  $\delta^{18}\text{O}$  分布范围为 -5.62~-9.56‰, 下青龙组底部个别样品  $\delta^{18}\text{O}$  表现出负漂, 最低值为 -13.70‰,  $\delta^{18}\text{O}$  平均值为 -6.78‰, 比地史中海相碳酸盐岩  $\delta^{18}\text{O}$  平均值低 -0.78‰。

总的来说, 南京湖山剖面早三叠世 Griesbachian 亚阶  $\delta^{13}\text{C}$  较低, 表现为负漂, Dienerian 亚阶中下部  $\delta^{13}\text{C}$  分布于 -1.0‰ 左右, Smithian 亚阶下部  $\delta^{13}\text{C}$  较高, 由 Griesbachian 亚阶到 Dienerian 亚阶到 Smithian 亚阶,  $\delta^{13}\text{C}$  演化呈上升趋势。 $\delta^{18}\text{O}$  分布及演化趋势明显不同于  $\delta^{13}\text{C}$  演化趋势, 除 Griesbachian 亚阶  $\delta^{18}\text{O}$  表现为明显负漂外, Dienerian、Smithian 亚阶  $\delta^{18}\text{O}$  则稳定在 -6.0‰ 左右。

### 2.4.2.2 碳同位素地层

据同位素样品控制, 南京湖山剖面早三叠世碳同位素地层可划分为 1 个旋回:  $\text{Chs}^1$ 。相当于 Induan 阶及 Olenekian 阶底部地层。该旋回可与巢湖地区下三叠统碳同位素地层旋回  $\text{Cpm}^1$  对比, 由负漂区、增碳区、正漂区、和减碳区构成 (图 2-15)。下三叠统底部碳同位素演化曲线呈 “V” 谷, 没有表现出大范围内  $\delta^{13}\text{C}$  低值区。旋回内各地层单位  $\delta^{13}\text{C}$  的演化特征如下:

$\text{Chs}^1$  相当于湖山剖面 1~67 层 (图 2-15), 厚度 68.7m。下部为灰黄色、灰色泥岩 (钙质) 夹灰色条带状、条纹状、薄层状泥晶灰岩、瘤状灰岩。对应于下三叠统下部的牙形带 *Ns. dieneri* 带及 *Ns. waageni* 带下部、菊石带 *Lytophicerias-Ophicerias* 带-*Gyrantites* 带-*Flemingites* 带下部, 时代归属 Griesbachian 期-Dienerian 期-Smithian 早期。底部,  $\delta^{13}\text{C}$  负漂形成 “V” 型谷, 上部,  $\delta^{13}\text{C}$  呈缓慢上升趋势。

负漂区: 分布于下三叠统底部近二叠系-三叠系界线处, 为湖山剖面 1~22 层下部, 厚度 13.6m。相当于菊石 *Lytophicerias-Ophicerias* 带底部, 产丰富 *Lytophicerias* sp., *Ophicerias* sp., 时代归属早三叠世 Griesbachian 早期。负漂区下部 1~2 层岩性为灰、灰黄色泥岩, 3 层为灰黄色泥灰岩, 泥岩水平层理发育。 $\delta^{13}\text{C}$  呈陡然下降趋势, 由 2 层到 3 层,  $\delta^{13}\text{C}$  由 -3.10‰ (H-2-1 号样) 下降到 -7.27‰ (H-3-1 号样), 降幅 4.17‰, 平均减碳速率为 4.0‰/m。负漂区上部 3~22 层为灰色泥岩夹薄层状泥晶灰岩、瘤状灰岩。 $\delta^{13}\text{C}$  呈上升趋势, 由 -7.27

‰快速上升到-0.96‰ (H-22-1 号样), 增幅 6.31‰, 平均增碳速率为 0.52‰/m。该负漂区与巢湖平顶山北坡剖面、长兴煤山剖面<sup>[10~12]</sup>、上扬子地区下三叠统剖面<sup>[32]</sup>西藏色龙剖面<sup>[35]</sup>、及印度北部等地<sup>[7,8]</sup>下三叠统底部负漂区可以对比。

增碳区：湖山剖面 22 层上部~67 层，厚度 55.1m。下部以泥岩为主夹泥晶灰岩，上部则以泥晶灰岩为主夹泥岩，对应于菊石化石带 *Gyronites* 带-*Flemingites* 带（下部）；与牙形

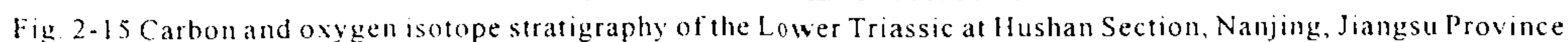
表 2-6 南京湖山剖面下三叠统碳、氧同位素样品分析结果（标准：PDB）

Tab. 2-6 Results of samples for carbon and oxygen analysis collected through Hushan section, Nanjing, Jiansu Province

期	亚期	样品	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	期	亚期	样品编号	岩性	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
奥 斯 密 尼 克 期	期	H-82-1	薄层灰岩	-0.47	-6.74	印 度 期	迪 纳	H-34-1	薄层灰岩	-4.74	-7.10
		H-79-2	块状灰岩	0.77	-6.93			H-33-1	薄泥灰岩	-3.02	-6.58
		H-78-1	块状灰岩	0.78	-7.06			H-31-2	瘤状灰岩	-1.25	-6.17
		H-75-1	块状灰岩	1.20	-6.30			H-30-2	瘤状灰岩	-1.16	-6.14
		H-74-1	中层灰岩	1.32	-7.48			H-29-3	瘤状灰岩	-1.03	-6.00
		H-72-2	透镜灰岩	2.49	-6.29			H-29-1	瘤状灰岩	-3.78	-6.93
		H-71-2	块状灰岩	3.30	-6.30			H-28-1	瘤状灰岩	-0.88	-5.96
		H-70-1	薄层灰岩	2.52	-6.27			H-27-1	薄泥灰岩	-0.95	-6.16
		H-69-1	块状灰岩	5.06	-5.62			H-25-2	薄层灰岩	-0.75	-5.96
		H-67-1	厚层灰岩	5.71	-5.80			H-24-11	薄泥灰岩	-1.18	-5.84
		H-65-1	薄层灰岩	5.67	-6.00			H-24-10	薄泥灰岩	-1.42	-6.44
		H-63-1	中层灰岩	4.30	-6.32			H-24-9	中层泥灰	-1.50	-6.32
		H-61-2	中层灰岩	3.80	-6.20			H-24-8	薄泥灰岩	-1.57	-6.43
		H-60-1	瘤状灰岩	3.98	-6.69			H-24-7	薄层灰岩	-1.72	-6.31
		H-58-2	中层灰岩	2.30	-6.69			H-24-6	薄泥灰岩	-1.05	-6.25
		H-58-1	薄层灰岩	2.69	-6.46			H-24-5	薄层灰岩	-1.27	-6.32
		H-56-1	厚层灰岩	1.99	-6.44			H-24-4	薄层灰岩	-1.91	-6.05
		H-55-1	块状灰岩	1.18	-6.81			H-24-3	薄层灰岩	-2.10	-5.80
印 度 期	期	H-54-1	块状灰岩	0.49	-6.13	期	格 里 斯 巴 赫 期	H-24-2	薄层灰岩	-1.40	-5.91
		H-53-1	薄层灰岩	2.41	-6.42			H-24-1	薄层灰岩	-3.74	-6.70
		H-51-1	薄层灰岩	1.81	-5.80			H-23-2	瘤状灰岩	-0.91	-6.12
		H-50-1	块状灰岩	1.34	-5.96			H-22-3	瘤状灰岩	-2.44	-5.91
		H-48-1	块状灰岩	0.99	-5.85			H-22-1	瘤状灰岩	-0.96	-5.80
		H-47-1	块状灰岩	0.59	-6.58			H-20-3	条带灰岩	-1.70	-5.86
		H-46-1	中层灰岩	0.37	-5.83			H-20-1	条带灰岩	-1.67	-5.76
		H-44-1	薄层灰岩	-0.36	-6.31			H-18-1	钙质泥岩	-3.13	-8.46
		H-43-1	薄泥灰岩	0.42	-5.89			H-16-1	钙质泥岩	-4.89	-8.71
		H-41-1	薄层灰岩	-0.03	-7.00			H-15-1	中层泥灰	-3.36	-9.45
		H-40-1	薄层灰岩	-1.23	-7.13			H-13-1	薄层泥灰	-3.43	-10.69
		H-39-1	薄泥灰岩	-4.26	-6.84			H-11-1	钙质泥岩	-4.41	-9.56
		H-38-3	灰岩条带	-1.94	-6.47			H-9-1	中层泥灰	-4.13	-10.66
		H-38-1	灰岩条带	-2.86	-6.69			H-7-1	透镜灰岩	-5.20	-7.76
		H-36-1	薄泥灰岩	-1.50	-7.23			H-3-1	中层泥灰	-7.27	-8.82
		H-35-1	薄层灰岩	-1.32	-6.19			H-2-1	钙质泥岩	-3.10	-13.70

注：样品在中国地质大学地球表层系统与环境修复实验室完成





石带 *Ns. dieneri* 带-*Ns. waageni* 带的下部对应。上部产牙形石 *Ns. dieneri*, *Ns. waageni*, *Ns. sp.*, *Cypridodella sp.*, *Ns. biangulari*; 下部产丰富菊石: *Lytophyceras sp.*, *Ophiceras sp.*, *Gyronites sp.*, *Koninckites sp.*, *Flemingites sp.*, *Flemingites kaoyunlingensis*, *Pseudosageceras sp.*; 双壳: *C. wangi*, *C. cf. stachei*, *C. concentrica*, *C. aurita*, *C. sp.*, *Guichiella angulata*, *Bakuvellis sp.*, 时代归属 Griesbachian 晚期-Dienerian-Smithian 早期。

增碳区  $\delta^{13}\text{C}$  总体表现为缓慢增长趋势, 由-0.96‰上升到 5.71‰, 增幅 6.67‰, 平均增长率为 0.12‰/m。但在 Griesbachian 亚阶上部-Dienerian 亚阶下部,  $\delta^{13}\text{C}$  一般稳定在-1.50‰左右, 而部分样品 (H-29-1、H-33-1、H-34-1、H-39-1)  $\delta^{13}\text{C}$  表现出降低趋势, 最低下降到-4.72‰ (H-34-1), 与两侧岩层  $\delta^{13}\text{C}$  相比, 降低幅度达到 3.2‰左右。相应层位  $\delta^{13}\text{C}$  向负值波动趋势见于长兴煤山剖面和广西作登剖面 (见下文)、平顶山北坡剖面 (微弱, 见前文) 等下三叠世 Induan 阶。南京湖山剖面 54 层为 Induan 阶、Olenekian 阶分界过渡层 (图 2-15), 上部附近产牙形石 *Ns. waageni* 和菊石 *Flemingites*。岩性为灰色中厚层状泥晶灰岩, 厚度 1.5m。该层灰岩上下  $\delta^{13}\text{C}$  表现出明显差异, I/O 界线之下附处 (43-54 层下部)  $\delta^{13}\text{C}$  表现为稳定上升趋势, 当  $\delta^{13}\text{C}$  上升到 2.4‰ (H-53-1 号样) 时突然下降到 0.49‰, 下降幅度将近 2.0‰, 随后 55~67 层  $\delta^{13}\text{C}$  又恢复稳定上升趋势, 到 67 层中部  $\delta^{13}\text{C}$  达到最高值 5.71‰。 $\delta^{13}\text{C}$  这种变化规律见于巢湖平顶山西坡剖面 (图 2-10、2-12)。

减碳区: 相当于剖面上的 68~81 层, 厚度约 27.5m。岩性为灰色块状、中厚层灰岩夹灰绿色泥岩, 韵律发育。对应于牙形石 *Ns. waageni* 带上部-*Ns. homeri* 带中部, 菊石带的 *Flemingites* 带中部。产牙形石: *Ns. waageni*, *Ns. sp.*, *Cypridodella sp.*, *Ns. dieneri*。产菊石 *Flemingites sp.*。 $\delta^{13}\text{C}$  表现为缓慢下降趋势, 即由增碳区顶部的最大值 5.71‰逐渐下降到-0.47‰, 变化幅度达 6.18‰, 平均下降速率为 0.22‰/m, 即 Smithian 早期  $\delta^{13}\text{C}$  表现为下降趋势。

### 2.4.2.3 氧同位素地层

湖山剖面下三叠统下部  $\delta^{18}\text{O}$  演化趋势与  $\delta^{13}\text{C}$  演化不同步, 沿其演化方向也可划分出负漂区、正偏区。早三叠世 Griesbachian 早期  $\delta^{18}\text{O}$  表现出明显负漂, 其变化范围为-13.70~-5.76‰; 变化幅度达 7.94‰。Dienerian 期-Smithian 期  $\delta^{18}\text{O}$  比较稳定, 其值大致在-6.23‰上下变化。

综上所述, 湖山剖面的碳、氧同位素地层反映的是下三叠统下部特征,  $\delta^{13}\text{C}$  表现为由 Induan 阶早期高负值逐渐上升到 Olenekian 初期的高正值, Induan 阶底部  $\delta^{13}\text{C}$  负漂形成“V”型谷, 随后呈缓慢上升趋势。Olenekian 早期  $\delta^{13}\text{C}$  显示显著的正漂特征, Olenekian 早期  $\delta^{13}\text{C}$  可能表现为下降趋势并形成早三叠世第 2 个“U”型谷 (推测)。氧同位素地层 Induan 阶底部表现为负漂, 上部稳定在较高值之上, 与碳同位素演化呈不协调关系, 但二叠系-三叠系界线之上附近层位, 无论是  $\delta^{13}\text{C}$  或是  $\delta^{18}\text{O}$  都表现出负漂之特点, 说明二者可能受共同地质事件的影响, 表现相同的演化趋势。

### 2.4.3 长兴煤山 D 剖面碳、氧同位素地层

有关煤山 D 剖面碳、氧同位素地层研究<sup>[7,10-12]</sup>大都集中在二叠系-三叠系界线附近, 其



研究结果表明在二叠系-三叠系界线上下存在不同幅度的无机碳同位素负漂。曹长群等<sup>[11]</sup>对长兴煤山 B 剖面二叠系-三叠系界线附近 23~30 层精细采样作无机、有机碳同位素对比分析,发现从 25 层开始到 30 层有机碳、无机碳同位素的演化趋势基本相同。为了对比研究华南地区早三叠世碳、氧同位素地层特征,将长兴煤山 D 剖面采样层位向上扩展到 111 层。对长兴组顶部的灰岩按 0.5m 间距采样,殷坑组下部按灰岩出现的自然层位取样,殷坑组上部及和龙山组按 1m 间距取样,南陵湖组下部由于岩性比较单一,岩层厚度大,则按 1.5~2.0m 间距取样。由 24~111 层共采碳、氧同位素样品 196 件。分析时对于长兴组顶部、殷坑组内部所有样品全部制样分析,而和龙山组、南陵湖组的样品则按 2m 间距制样测试,共测试样品 105 件,分析结果见表 2-7。

#### 2.4.3.1 碳、氧同位素的分布与演化

由表 2-7、图 2-16 可以看出,长兴煤山 D 剖面  $\delta^{13}\text{C}$  分布比较集中,大部分数据分布在 -3.0~5.0‰ (PDB 标准) 之间,与地质历史时期海相碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  (-5.0~5.0‰) 分布吻合。上二叠统长兴阶上部  $\delta^{13}\text{C}$  表现为较高正值,平均值为 2.27‰,最高达到 3.72‰,并且,长兴阶顶部  $\delta^{13}\text{C}$  快速下降。下三叠统 Griesbachian 亚阶  $\delta^{13}\text{C}$  变化范围为 -1.81~2.73‰,平均值为 1.34‰;本亚阶下部  $\delta^{13}\text{C}$  表现出显著负异常,最低达到 -1.81‰,与长兴阶顶部  $\delta^{13}\text{C}$  相比负漂幅度达到 5.0‰ 左右;上部  $\delta^{13}\text{C}$  快速上升达到正高值 2.5‰ 左右。Dienerian 阶  $\delta^{13}\text{C}$  分布在 -0.63~4.41‰ 之间,  $\delta^{13}\text{C}$  平均值为 1.90‰,下部和上部均呈轻度正漂趋势,中部显示轻度负漂,与南京湖山剖面早三叠世下青龙组的  $\delta^{13}\text{C}$  演化趋势有其相似之处。Smithian 亚阶  $\delta^{13}\text{C}$  在 2.70~4.0‰ 之间,呈较高正值,平均值为 3.25‰。

长兴煤山剖面  $\delta^{18}\text{O}$  离散性强,呈带状分布,变化范围为 -10.19~-5.63‰,与地史中海相碳酸盐岩  $\delta^{18}\text{O}$  分布 (-10.0~-2.0‰) 一致。上二叠统长兴组  $\delta^{18}\text{O}$  变化范围为 -8.96~-6.19‰、平均值为 -7.55‰;下三叠统 Griesbachian 亚阶  $\delta^{18}\text{O}$  变化范围为 -8.20~-5.63‰、平均值为 -6.63‰;Dienerian 亚阶  $\delta^{18}\text{O}$  变化范围为 -8.81~-5.93‰、平均值为 -7.16‰;Smithian 亚阶底部  $\delta^{18}\text{O}$  变化范围为 -10.19~-8.59‰、平均值为 -9.22‰;因此,由早叠世 Griesbachian → Dienerian → Smithian,  $\delta^{18}\text{O}$  呈逐渐降低的变化趋势。Smithian 亚阶下部  $\delta^{18}\text{O}$  最低。

长兴煤山剖面下三叠统  $\delta^{13}\text{C}$  演化曲线与下扬子地区其它剖面  $\delta^{13}\text{C}$  曲线有较大的差异,这种差异性表现在早三叠世 Griesbachian 到 Dienerian 早期  $\delta^{13}\text{C}$  不是缓慢上升而是快速上升到达较高的正值,然后又回落,Dienerian 中期  $\delta^{13}\text{C}$  接近于“0”,晚期才表现出缓慢上升趋势。因此,依据该剖面早三叠世  $\delta^{13}\text{C}$  演化曲线可划分为 1 个规模较大的  $\delta^{13}\text{C}$  旋回,包含 3 个规模较小的次级  $\delta^{13}\text{C}$  旋回。次级旋回内部又可细分为减碳区、增碳区或负漂区(如图 2-16),各旋回特征如下:

##### ① 碳同位素地层亚旋回 $Cms^{1-1}$

由负漂区、增碳区、减碳区构成(图 2-16)。叠覆于上二叠统顶部  $\delta^{13}\text{C}$  旋回的减碳区上。上二叠统顶部  $\delta^{13}\text{C}$  旋回的减碳区对应于煤山 D 剖面 22 层(上部)~24 层,厚度 2.18m。岩性为深灰色中厚层状泥晶灰岩夹灰黑色极薄层状含硅质、钙质泥岩。产丰富的菊石、牙形石、蜓、非蜓有孔虫、珊瑚、腕足、藻类、双壳类等化石,这些海洋生物到 PTB 界线处



表 2-7 长兴煤山剖面下三叠统下部碳、氧同位素样品测试结果 (标准: PDB)

Tab.2-7 Results of samples for carbon and oxygen isotope collected through Meishan D section, Changxing, Zhejiang Province

期	亚期	样品编号 岩性	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$	期	亚期	样品编号 岩性	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$	期	亚期	样品编号 岩性	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{18}\text{O}\%$
奥	斯	CX-111-1 细晶灰岩	3.38	-8.59			CX-93-3 泥晶灰岩	1.53	-7.45			CX-73-3 微晶灰岩	2.30	-6.27
仓	密	CX-110-2 泥晶灰岩	3.38	-8.60			CX-93-1 泥晶灰岩	1.89	-8.11			CX-73-1 微晶灰岩	2.64	-6.87
尼	森	CX-110-1 泥晶灰岩	3.40	-10.19			CX-92-3 泥晶灰岩	1.68	-7.06			CX-72-1 细晶灰岩	2.32	-6.73
克	亚	CX-109-4 微晶灰岩	2.70	-8.46	印	迪	CX-92-1 泥晶灰岩	1.61	-6.75	印	格	CX-71-2 细晶灰岩	1.82	-7.93
期	期	CX-109-3 微晶灰岩	3.32	-9.98			CX-91-4 泥晶灰岩	1.46	-7.13			CX-70-3 微晶灰岩	2.30	-6.64
		CX-109-2 微晶灰岩	3.30	-9.50			CX-91-2 泥晶灰岩	1.57	-6.64			CX-70-1 微晶灰岩	2.17	-6.23
		CX-108-1 云质灰岩	3.75	-7.34			CX-90-5 泥晶灰岩	1.26	-7.22			CX-69-2 细晶灰岩	2.38	-6.63
		CX-107-2 泥晶灰岩	4.00	-6.43			CX-90-3 泥晶灰岩	1.00	-7.16			CX-68-2 微晶灰岩	2.65	-6.78
		CX-107-1 泥晶灰岩	3.92	-6.76			CX-90-1 泥晶灰岩	-0.03	-8.67			CX-67-4 泥晶灰岩	2.41	-6.82
		CX-106-7 砾屑灰岩	2.94	-8.01			CX-89-4 微晶灰岩	0.40	-7.86			CX-67-2 泥晶灰岩	1.94	-6.83
		CX-106-5 砾屑灰岩	3.06	-7.41			CX-89-2 微晶灰岩	0.64	-7.79	里		CX-66-2 细晶灰岩	2.54	-7.20
印	迪	CX-106-3 砾屑灰岩	3.91	-6.72			CX-88-3 泥晶灰岩	1.19	-6.89			CX-65-2 微晶灰岩	2.48	-6.23
		CX-106-1 砾屑灰岩	4.41	-6.79			CX-88-1 泥晶灰岩	1.07	-7.24			CX-64-2 微晶灰岩	2.61	-6.17
		CX-105-2 泥晶灰岩	3.96	-7.54	度	纳	CX-87-4 泥晶灰岩	0.76	-7.39	度		CX-63-6 细晶灰岩	2.73	-5.75
		CX-104-4 泥晶灰岩	3.11	-7.44			CX-87-2 泥晶灰岩	1.28	-6.99	斯		CX-63-4 细晶灰岩	2.40	-6.23
		CX-104-2 泥晶灰岩	3.10	-7.29			CX-86-4 泥晶灰岩	1.46	-8.56			CX-63-2 细晶灰岩	2.48	-6.40
		CX-103-1 泥晶灰岩	2.59	-7.35			CX-86-2 泥晶灰岩	1.64	-6.41			CX-62-3 微晶灰岩	2.71	-6.12
		CX-102-1 泥晶灰岩	2.51	-7.08			CX-85-3 泥晶灰岩	1.02	-7.38			CX-62-1 微晶灰岩	2.58	-5.94
		CX-101-4 泥晶灰岩	3.37	-7.06			CX-85-1 泥晶灰岩	1.34	-6.48			CX-60-1 泥晶灰岩	1.47	-7.45
		CX-101-2 泥晶灰岩	2.31	-6.47	亚		CX-84-2 泥晶灰岩	0.68	-7.46	巴		CX-59-1 泥晶灰岩	1.19	-6.78
度	纳	CX-100-6 泥晶灰岩	2.07	-7.20			CX-83-2 泥晶灰岩	-0.63	-8.27			CX-56-1 泥晶灰岩	0.84	-6.66
		CX-100-4 泥晶灰岩	1.76	-7.17			CX-82-4 泥晶灰岩	1.11	-6.39			CX-53-1 泥晶灰岩	0.75	-6.73
		CX-100-2 泥晶灰岩	2.24	-6.63			CX-82-2 泥晶灰岩	0.60	-8.81			CX-52-1 泥晶灰岩	0.10	-6.94
		CX-99-5 泥晶灰岩	2.22	-6.04	期	期	CX-81-4 泥晶灰岩	1.57	-6.19	期		CX-51-1 泥晶灰岩	-0.71	-6.56
	亚	CX-99-3 泥晶灰岩	1.94	-6.99			CX-81-2 泥晶灰岩	1.77	-6.18	契		CX-50-1 泥晶灰岩	-0.72	-5.68
		CX-99-1 泥晶灰岩	2.08	-7.59			CX-80-2 泥晶灰岩	0.70	-7.83			CX-42-1 钙质泥岩	-0.42	-5.63
		CX-98-4 泥晶灰岩	2.20	-7.74			CX-79-5 微晶灰岩	1.73	-5.97	亚		CX-41-1 钙质泥岩	-0.91	-6.69
		CX-98-2 泥晶灰岩	1.52	-7.65			CX-79-3 微晶灰岩	1.96	-7.06			CX-38-1 钙质泥岩	0.60	-6.38
期	期	CX-97-6 泥晶灰岩	1.34	-8.80			CX-79-1 微晶灰岩	1.47	-6.70	期		CX-27-2 泥晶灰岩	-1.81	-7.33
		CX-97-4 泥晶灰岩	2.28	-7.35			CX-77-2 粉晶灰岩	1.72	-6.33			CX-27-1 泥晶灰岩	-1.49	-8.20
		CX-97-2 泥晶灰岩	2.20	-6.80			CX-76-3 微晶灰岩	1.88	-6.78			CX-1 泥晶灰岩	-2.42	-6.84
		CX-96-5 泥晶灰岩	1.92	-7.27			CX-76-1 微晶灰岩	1.93	-5.93	长		CX-2 泥晶灰岩	2.39	-6.19
		CX-96-3 泥晶灰岩	1.86	-7.28			CX-75-3 微晶灰岩	0.99	-7.82	兴		CX-3 泥晶灰岩	3.45	-7.78
		CX-96-1 泥晶灰岩	1.39	-8.50			CX-75-1 微晶灰岩	1.89	-6.53	期		CX-4 泥晶灰岩	3.72	-7.96
		CX-95-1 泥晶灰岩	1.60	-6.92			CX-74-2 微晶灰岩	2.07	-6.33			CX-5 泥晶灰岩	3.39	-8.96

注：样品在中国地质大学地球表层系统与环境修复实验室完成



几乎全部绝灭。23 层内由底部→中部→顶部,  $\delta^{13}\text{C}$  的变化趋势为 3.72‰ → 3.45‰ → 2.39‰, 24 层顶部  $\delta^{13}\text{C}$  为 -2.42‰, 故由 23 层顶到 24 层顶  $\delta^{13}\text{C}$  表现为陡然降低趋势, 降低幅度达 4.81‰, 平均负漂速率达 9.6‰/m。上二叠统长兴组顶部  $\delta^{13}\text{C}$  演化趋势与前人<sup>[10~12]</sup> 认识一致。

负漂区: 相当于剖面上的 25~50 层, 厚度 8.3m。25、26 层分别为火山物质的“白色粘土岩”和“黑色粘土岩”, 含有二叠纪生物化石。27 层为灰黄色泥晶灰岩。28~52 层岩性主体以炭质泥岩、钙质泥岩为主夹薄层灰岩、透镜状灰岩, 向上灰岩层数增加、厚度变大, 泥岩中富含黄铁矿微粒, 代表水体局限的还原环境。对应于生物地层的 *H. parvus* 带-*I. isarcica* 带, 时间归属早三叠世 Griesbachian 早期。 $\delta^{13}\text{C}$  变化趋势表现为: 27a、d 层的  $\delta^{13}\text{C}$  分别为 -1.49‰、-1.81‰, 由 24 层顶部到 27a 层,  $\delta^{13}\text{C}$  由 -2.42‰ 上升到 -1.49‰, 表现为增高趋势, 增长幅度为 0.93‰, 平均增长速率为 9.3‰/m, 但由 27a 到 27b 层,  $\delta^{13}\text{C}$  则又表现为下降趋势, 即由 -1.49‰ 降低到 -1.81‰, 降幅为 0.32‰, 随后由 28 层到 50 层  $\delta^{13}\text{C}$  稳定在 -1.80‰ 左右。国内外对下三叠统底部  $\delta^{13}\text{C}$  演化趋势研究结果趋同, 自上二叠统顶部  $\delta^{13}\text{C}$  跌落到低谷, 下三叠统底部  $\delta^{13}\text{C}$  出现小规模暂时回升, 然后又下落。

增碳区: 对应于 D 剖面 51~62 层, 厚度 11.4m。岩性组合为灰绿色钙质泥岩、泥岩夹灰色薄层状泥晶灰岩, 对应于牙形石 *Ng. carinata* 带的下部, 时代属 Griesbachian 晚期。 $\delta^{13}\text{C}$  由 -0.71‰ 上升到 2.71‰, 变化幅度为 3.42‰, 平均增长速率为 0.3‰/m。

减碳区: 分布于和龙山组下部, 剖面上 63~83 层, 厚度为 64.3m。岩性为灰色薄层状泥晶灰岩, 不含泥岩, 为台地相沉积。对应于生物地层 *Ng. carinata* 带上部-*Ns. kummeli* 带下部, 时代归属 Griesbachian 中晚期-Dienerian 早期。 $\delta^{13}\text{C}$  变化表现为: 下部基本稳定在 2.39‰ 左右, 上部的  $\delta^{13}\text{C}$  呈波动性缓慢下降趋势, 由 2.07‰ 下降到 -0.63‰, 变化幅度为 2.70‰, 平均下速率为 0.04‰/m,  $\delta^{13}\text{C}$  下降极其缓慢。

## ②碳同位素地层旋回 $\text{Cms}^{1-2}$

增碳区: 剖面上的 84~86 层下部, 厚度 8m, 岩性为灰色薄层状泥晶灰岩夹灰色厚层角砾岩。对应于生物地层 *Ns. kummeli* 带的中部,  $\delta^{13}\text{C}$  呈上升趋势, 由底部的 -0.63‰ 上升到顶部的 1.64‰, 变化幅度为 2.27‰, 平均增长速率为 0.28‰/m。

减碳区: 剖面上 86 层上部~89 层, 厚度为 15.4m, 岩性为灰色薄层状泥晶、微晶灰岩, 仍属 *Ns. kummeli* 带, 产牙形石 *Ng. planata* Clark,  $\delta^{13}\text{C}$  变化表现为下降趋势, 由下部的 1.64‰ 下降到上部的 -0.03‰, 变化幅度为 1.67‰, 平均下降速率为 0.01‰/m。

## ③碳同位素地层旋回 $\text{Cms}^{1-3}$

增碳区: 剖面上的 90~111 层, 厚度为 m, 岩性为灰色中、厚层状泥晶、微晶灰岩, 上部呈巨厚层状、块状, 具微弱白云岩化现象。对应于生物地层的 *Ns. cristagalli* 带、*Ns. waageni* 带, 时代归属 Dienerian 期-Smithian 期,  $\delta^{13}\text{C}$  变化表现为缓慢上升趋势, 由 -0.03‰ 逐渐上升到 4.0‰ 左右。







从  $\delta^{13}\text{C}$  演化趋势及生物地层来看, 长兴煤山剖面的碳同位素地层相当于 Griesbachian 期-Smithian 期下部, Spathian 期  $\delta^{13}\text{C}$  演化并没有控制, 本剖面碳同位素地层大体上可与南京湖山剖面早三叠世下青龙组的相对比, 但长兴剖面也有特殊的一方面, 表现在 Griesbachian 早期,  $\delta^{13}\text{C}$  负漂形成的“U”型谷狭窄, 并且,  $\delta^{13}\text{C}$  增加的速率大, Dienerian 期, 长兴剖面  $\delta^{13}\text{C}$  化显示轻度负偏, 形成 2 个小的低谷, 而南京湖山剖面的  $\delta^{13}\text{C}$  显示 3 次小幅度的负偏, 尽管如此, 长兴煤山剖面 Induana 阶  $\delta^{13}\text{C}$  演化仍表现出上升趋势。

#### 2.4.3.3 氧同位素地层

长兴剖面的氧同位素地层曲线的变化比较简单, 仅表现出 1 个氧同位素地层旋回 (图 2-16)。该旋回由一个增氧区、一个正漂区、和一个减氧区构成, 分别对应于 Griesbachian 亚阶底部、Griesbachian 亚阶中部到 Dienerian 亚阶与 Smithian 亚阶分界处、和 Smithian 亚阶下部。 $\delta^{18}\text{O}$  具体变化趋势表现为: 长兴阶上部  $\delta^{18}\text{O}$  最低为 -8.96‰, 长兴阶顶部  $\delta^{18}\text{O}$  有所上升, 到 27 层下部  $\delta^{18}\text{O}$  又下降, 27 层上部  $\delta^{18}\text{O}$  又表现出上升趋势, 与  $\delta^{13}\text{C}$  变化趋势相反。由 Changhsingian 上部到 Induan 阶底部  $\delta^{18}\text{O}$  上升到 -5.63‰, 上升幅度达 3.27‰。Olenekian 阶底部  $\delta^{18}\text{O}$  表现为下降趋势, 即由 -6.43‰ 下降到 -10.19‰, 下降幅度达 3.76‰; Induan 阶中上部  $\delta^{18}\text{O}$  呈跳跃性变化趋势, 但总体上看  $\delta^{18}\text{O}$  大体稳定在 -6.98‰。

#### 2.4.4 下扬子地区早三叠世碳、氧同位素演化的生态环境意义

早三叠世 Griesbachian 早期,  $\delta^{13}\text{C}$  负漂, 降幅为 5.0~9.5‰, 形成  $\delta^{13}\text{C}$  演化史上首个“U”型谷。Griesbachian 中期到 Dienerian 晚期,  $\delta^{13}\text{C}$  上升缓慢, 可能与早叠世环境修复缓慢、生物复苏延迟<sup>[70]</sup>有关。Griesbachian 末期或 Dienerian 早期  $\delta^{13}\text{C}$  表现出不同程度降低, 巢湖平顶山北坡、西坡剖面  $\delta^{13}\text{C}$  不明显, 南京湖山剖面  $\delta^{13}\text{C}$  降幅稍大、长兴煤山剖面  $\delta^{13}\text{C}$  降低趋势显著。由深水盆地→深水斜坡→浅水台地,  $\delta^{13}\text{C}$  降低程度逐渐增加。表明 Griesbachian 晚期海侵<sup>[54]</sup>对原始生产力发展存在明显影响。浅水台地相有机碳生产率高、埋藏较快, 深水盆地有机碳生产率低、埋藏较慢, 而斜坡相区原始生产率则处于二者之间。海水加深时浅水台地区原始生产力受到较大抑制,  $\delta^{13}\text{C}$  表现出明显降低。

早三叠世 Smithian 期,  $\delta^{13}\text{C}$  大幅度负漂形成大规模的“U”型谷, 在“U”型谷中央出现尖锐低峰值。“U”型谷两侧,  $\delta^{13}\text{C}$  变化剧烈, 尤其“U”型谷上部  $\delta^{13}\text{C}$  增加迅速, 在较短时间内  $\delta^{13}\text{C}$  升至 4‰左右, 远远超过“U”型谷下部  $\delta^{13}\text{C}$ 。 $\delta^{13}\text{C}$  负漂的同时伴随  $\delta^{18}\text{O}$  降低。 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  共同降低趋势可能暗示 Smithian 期出现气温升高事件, 海底原处于稳定状态的天然气水合物迅速裂解成甲烷 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{平均值}} \approx -60\text{‰}$ ) 气体<sup>[131]</sup>, 从而引起大气、海洋沉积物  $\delta^{13}\text{C}$  急剧降低。天然气具有显著的温室效应<sup>[54]</sup>, 短期内会促使海洋浮游植物大量繁殖, 原始生产力骤然提高, 有机碳生产及埋藏量增大, 海水及沉积物中  $\delta^{13}\text{C}$  快速上升, 抵消因甲烷气体释放所造成的  $\delta^{13}\text{C}$  降低, 并于  $\delta^{13}\text{C}$  负漂之后出现显著正漂。

早三叠世 Spathian 早期  $\delta^{13}\text{C}$  呈明显正漂, 晚期表呈负漂。负漂区内部出现尖锐低峰值。由 Spathian 早期到晚期, 随着泥晶灰岩由厚变薄、瘤状灰岩消失、灰岩颜色由灰变黑、富沥青质灰岩、黑色泥岩、砂屑灰岩、白云质灰岩的出现, 下扬子海盆在逐渐变浅, 巢湖地区也同时向局限海盆转化。在水体相对平静的局限海域, 海洋沉积物中有机质的氧化消

耗大量的海水中溶解氧，而溶解氧的降低得不到及时补充，从而在局限海盆内形成强还原环境。有机质氧化产生  $\text{CO}_2$  同时与海底沉积物发生同位素交换作用，降低海洋沉积物  $\delta^{13}\text{C}$ 。

早三叠世  $\delta^{13}\text{C}$  降低形成的“U”型谷都分布于火山凝灰质粘土岩、火山碎屑岩夹层附近，暗示着  $\delta^{13}\text{C}$  负漂与火山活动之间存在必然的联系。除西坡剖面二叠系-三叠系界线、I/O 界线附近火山凝灰质粘土岩外，和龙山组、南陵湖组中都发现有火山碎屑岩夹层<sup>[129,130]</sup>，从而说明早三叠世火山活动强烈。因火山活动频繁导致的气候变暖，促使海洋沉积物中天然气水合物等有机质的裂解氧化。