

# 新疆柯坪中奥陶统沉积特征及其环境

孙庆峰<sup>1,2</sup>,宋春辉<sup>3</sup>,邵龙义<sup>4</sup>,罗文林<sup>4</sup>

(1.西北师范大学地理系,甘肃 兰州 730070;2.兰州大学地理系,甘肃 兰州 730000;  
3.兰州大学地质系,甘肃 兰州 730000;4.中国矿业大学(北京)地质系,北京 100083)

**摘要:**运用现代海洋学和古海洋学的最新理论,通过对中奥陶统沉积特征的详细分析和研究,认为中奥陶统的灰岩/泥岩交互沉积韵律层段是在风暴流和深海-半深海洋流的作用下形成的.中奥陶统主要为半深水陆棚沉积环境,并对其沉积相模式进行了详细的重建.

**关键词:**新疆;柯坪;中奥陶统;环境;相模式

柯坪地区中奥陶统最近 10 多年来进行了不少的研究工作<sup>[1~11]</sup>.但对其沉积环境和沉积相方面的研究还比较粗略<sup>[2,4]</sup>,对中奥陶统的灰岩/泥岩交互沉积韵律层的解释为传统的风暴浊流沉积<sup>[1,4]</sup>.笔者通过对中奥陶统出露较为完整的因干山剖面的详细研究,运用现代海洋动力学和古海洋学的理论<sup>[12~15]</sup>,以洋流周期活动为主的机制能更好的解释灰岩/泥岩的交互沉积成因,并对其沉积环境和沉积模式做了详细划分,具有古海洋学与现代海洋学比较研究的重要意义.

## 1 区域地质背景

区内奥陶纪地层主要出露于柯坪地区东部的因干山和西部的依木干他乌山中(图 1).奥陶系分为 3 个

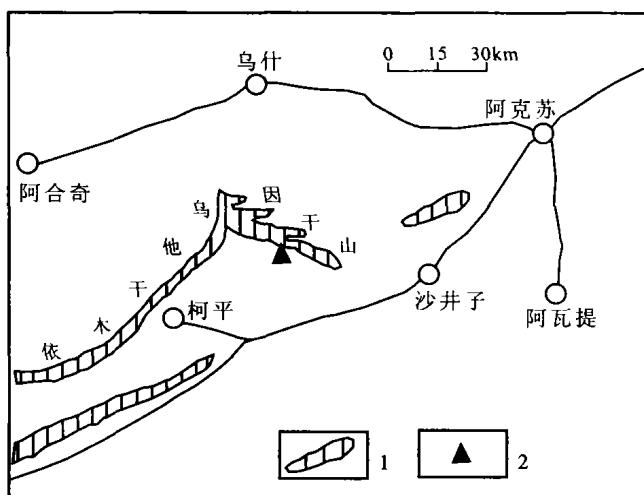


图 1 剖面位置及地层露头示意图

Fig.1 Location of the research section of outcropping Ordovician  
1.地层露头;2.剖面位置

统,下、中统分布广泛,组成区内各主要山脉的山脊或南坡,上统缺失.下统丘里塔格上亚群主要为一套富含硅质团块或条带的泥-细粉晶灰岩及砂屑灰岩,厚约 800 m.中统自下而上为(图 2):萨尔干组:岩性为黑色泥岩夹深灰色薄层状或透镜状灰岩,厚 14 m,岩性稳定;坎岭组:紫红色、灰绿色薄层灰岩和泥岩互层,厚 36 m.其浪组:灰绿色薄层灰岩、瘤状灰岩与钙质泥岩、泥岩互层,厚 210 m;最上为因干组,黑色钙质泥岩夹泥晶灰岩,部分地层缺失,厚度 39 m.奥陶系和其上的志留系呈平行不整合接触.

## 2 中奥陶统矿物、岩石、古生物及地球化学特征

### 2.1 矿物学特征

采用中国科学院兰州地质研究所日产 Rigaku-3080E 型 X 光分析仪对样品进行矿物成分及元素分析,灰岩的矿物成分主要是方解石和石英,次为长石、伊利石和绿泥石,少量的白云石和黄铁矿.泥岩的矿物成分主要是绿泥石、伊利石,次为方解石、石英和长石,少量的白云石和黄铁矿.它们为海相矿物组合.

同生黄铁矿在整个中奥陶统普遍存在,呈球状、豆状或浸染状,常被方解石或铁方解石亮晶交代,有时残余黄铁矿,反映出灰岩沉积-成岩时的强还原环境.

碳酸盐岩中不溶残渣的含量从中奥陶统底部至上逐渐变高(图 2),可能当时沉积环境由浅海向深海过渡,有利于碳酸盐岩沉积的条件变差,而有利于泥质沉积的条件相对变好.

项目资助:西北师大青年科技资金(NWNUQN200432)资助

收稿日期:2004-09-27;修订日期:2004-12-06

第一作者简介:孙庆峰(1964-),男,河南杞县人,1990年获中国科学院兰州地质研究所硕士学位,兰州大学在读博士研究生,从事沉积岩石学、第四纪地质学和自然地理学的研究与教学工作

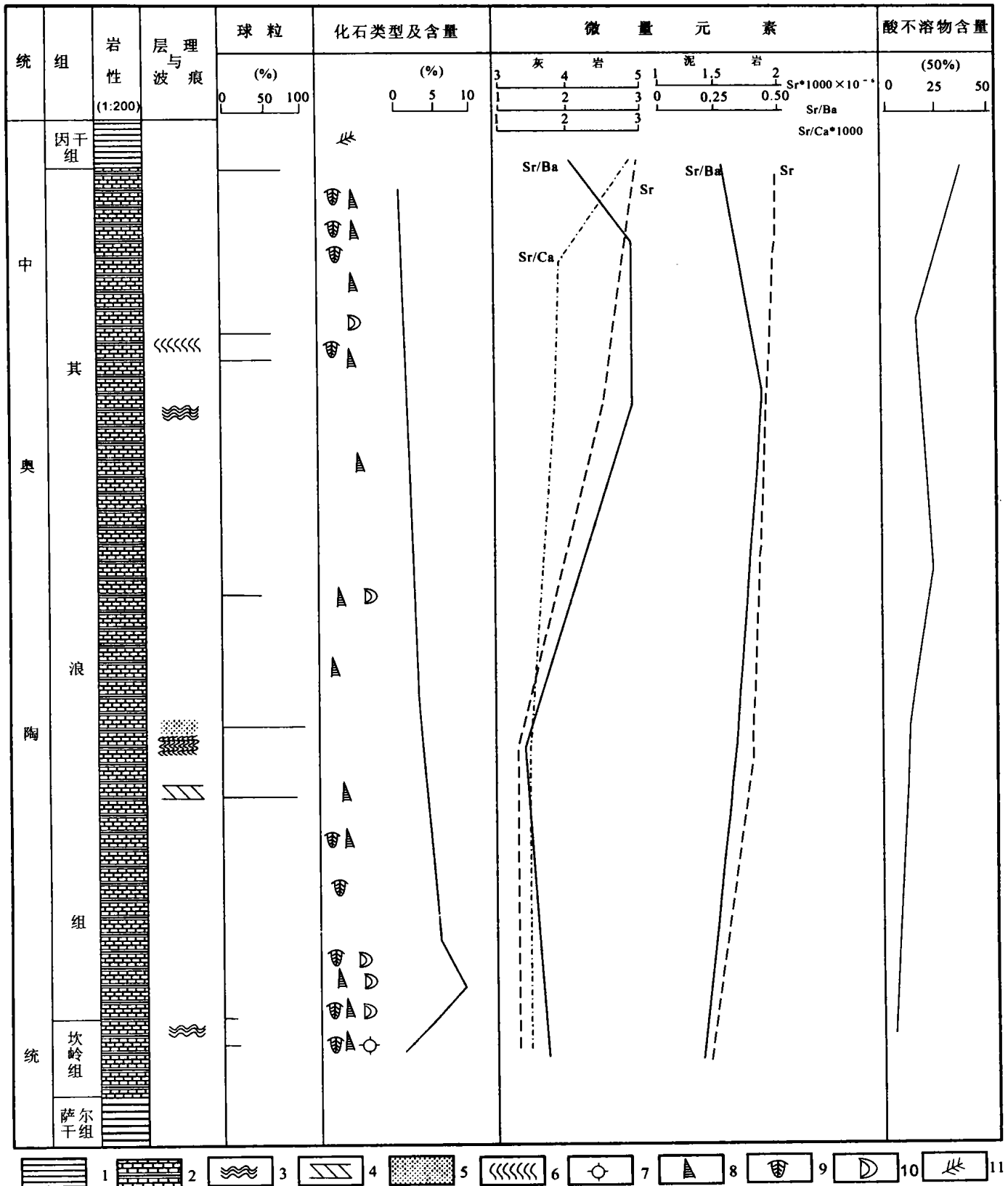


图2 中奥陶统沉积标志变化

Fig.2 Sedimentary index of Middle Ordovician

1.泥岩;2.灰岩;3.波状层理;4.沙纹层理;5.粒序层理;6.流水波痕;7.钙球;8.箭石;9.三叶虫;10.腕足;11.笔石

## 2.2 岩石学特征

中奥陶统主要有 2 种岩石类型,灰岩和泥岩.灰岩和泥岩呈交互层出现在其浪组和坎岭组中,泥岩出现在萨尔干和因干组中.

按照福克碳酸盐岩分类方案<sup>[16]</sup>,本区灰岩的岩石类型以灰色-灰黑色泥晶灰岩、泥灰岩和球粒灰岩为主.其中的颗粒组分主要为生物碎屑和球粒.生物碎屑含量很少,一般不超过 5%.球粒灰岩中的球粒含量在 10%~90%,一般多在 75%以上,球粒从细粒到粗粒皆有出现,球粒间多为灰泥充填,也可见粒状或晶簇状方解石胶结,杂基为泥质,球粒间为线接触或缝合线接触.这些特征说明水体能量较低,有时具有一定的振荡性.

流水波痕在其浪组中的薄层灰岩层面上常见.波痕相互平行,多不对称,缓坡长 7~40 cm,陡坡 5~25 cm,波高 2~5 cm,不对称指数(RSI)为 2~5,流向为 SE140°~150°,和区域海侵方向一致<sup>[3,4]</sup>.在灰岩切开的抛光面上,可见有粒序层理,波状层理和水平层理,反映灰岩在沉积时受多种强度水流的作用.

泥岩在萨尔干和因干组中为黑色,页状-块状构造,有时泥岩渐变为钙质泥岩.其浪组和坎岭组中的泥岩为灰-灰黑色.

## 2.3 古生物学特征

中奥陶统的古生物化石发现有笔石、牙形石、头足、三叶虫、瓣鳃类等,它们为正常浅海浮游生物组合.萨尔干和因干组中的生物主要是笔石,在其浪和坎岭组中,生物群以头足、三叶虫、瓣鳃、钙球放射虫为主,但以头足类大化石为最多.

在其浪组和坎岭组中,生物在垂向上由下至上有下列变化的特点(图 2):①生物类型在显微镜下由多变少;②生物碎屑在显微镜下的含量由多变少;③头足类大化石在露头上由少变多.这些特点表明坎岭和其浪组在其沉积过程中水体深度较大且有逐渐加深的趋势.

同时在其浪组中还发育有属 *Zoophycos* 与遗迹

相的 *Phycodes-Megagrpton* 遗迹相组合,它们形成于滨外风暴浪基面以下海水较深且安静的低能环境之中<sup>[9]</sup>.

## 2.4 地球化学特征

### 2.4.1 常量元素

将全岩样品研磨至 200 目以下粉末并压制成薄片,通过 X-射线荧光光谱法(XRF)测定了 5 个碳酸盐岩和 4 个泥岩样品,灰岩的主要化学成分是 CaO、SiO<sub>2</sub>, 依次为 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·FeO,少量的 Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O、TiO<sub>2</sub>、MnO<sub>2</sub>、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 等(表 1).

泥岩的化学成分主要是 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 依次为 CaO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>·FeO、MgO、K<sub>2</sub>O, 少量的 Na<sub>2</sub>O、TiO<sub>2</sub>、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、MnO 等(表 1).

Mg 元素在灰岩中含量为 0,泥岩中含量在 1.31%~2.87%.表明灰岩沉积时处于深水沉积环境,盐度较低,远离海岸,Mg 离子供应少.而泥岩中 Mg 离子具有一定的含量,说明粘土矿物形成于陆地或距海岸较近的浅水环境,水体盐度相对较高.

P 元素的含量在灰岩或薄层灰岩中要比基质或泥岩中的含量低(表 1),灰岩或一般的薄层灰岩中的 P 含量平均值为 0.064%,而泥岩中的 P 含量平均值为 0.1176%.P 含量在海洋中随着海水深度的加大和温度的降低含量增高,尤其在 1 000 m 深度之上表现明显.可能是浮游生物在水体表面吸收而死亡后深水释放,或深部海底底流的涌动上翻带来的大量 P 元素在浅水处沉淀富集所致<sup>[13]</sup>.

### 2.4.2 微量元素

微量元素在灰岩和泥岩中的含量有显著地差异(表 2).

由表 2 可看出,微量元素 Ni、Cu、Zn、Ga、Pb、Rb、Sr、Y、Zr、Nb、Ba、V、Co 和 Cr 的含量在灰岩中普遍低于泥岩.Al、Fe、Cr、Si、Zr、Ti 等亲陆性微量元素在泥岩中的含量较灰岩中高,V、Co、Cu、Ga、Pb 等微量元素因粘土矿物的吸附作用,其含量也远远高于灰岩,可以推断泥岩中的矿物来源于陆地,而非海洋中自生.

表 1 灰岩和泥岩常量元素分析表  
Table 1 Major element compositions of limestones

岩性	标本号	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
灰岩	S20-2	18.87	4.57	2.87	33.45	0.00	0.40	1.45	0.418	0.083	0.059
	S35-1	30.48	4.51	2.86	26.93	0.00	0.29	1.39	0.792	0.051	0.014
	S31-3	5.58	1.58	1.34	45.97	0.00	0.24	0.51	0.225	0.068	0.054
	S9	5.30	2.38	1.02	46.32	0.00	0.27	0.92	0.087	0.049	0.070
	S27-1	9.36	2.07	1.76	43.23	0.00	0.15	0.67	0.165	0.056	0.068
泥岩	S11-2	63.48	13.55	5.48	3.64	2.67	1.54	4.14	0.808	0.058	0.039
	S21-4	54.19	11.18	5.76	9.77	2.87	0.83	3.42	0.976	0.106	0.062
	S28-2	48.21	10.53	4.61	13.32	2.36	0.79	3.59	0.964	0.102	0.046
	S38-1	55.78	7.93	4.31	12.93	1.31	0.51	2.32	0.721	0.145	0.084

单位:%

表2 灰岩与泥岩微量元素分析表  
Table 2 Trace element composition of limestones and mudstones

标本号	岩石名称	单位: $\times 10^{-6}$													
		Ni	Cu	Zn	Ga	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	V	Co	Cr
S35-1	泥晶灰岩	32	35	61	3	5	49	523	20	94	21	237	47	11	65
S31-3	球粒灰岩	8	14	10	0	5	14	413	13	43	9	154	19	3	6
S27-1	泥晶灰岩	10	15	15	0	4	21	442	12	32	8	158	19	4	10
S20-2	泥晶灰岩	25	24	39	0	8	47	274	16	68	13	280	23	9	37
S9	泥晶灰岩	6	14	12	0	8	22	277	11	29	7	167	14	1	0
平均值	灰岩	16	20	27	0	6	30	386	14	53	11	249	24	5	24
S38-1	泥岩	38	48	97	8	4	93	208	20	117	19	518	87	17	67
S28-2	泥岩	44	43	61	11	16	140	192	18	155	25	436	85	22	94
S21-4	泥岩	47	49	80	12	12	143	188	21	152	24	495	97	18	82
S11-2	泥岩	45	253	85	16	60	165	138	20	198	29	606	119	20	74
平均值	泥岩	43	98	81	12	23	135	181	20	156	24	514	97	19	79

注:碳酸盐样品5个,泥岩样品4个

Sr元素在碳酸岩中的含量明显高于泥岩, Sr含量在本段灰岩中为  $277 \times 10^{-6} \sim 523 \times 10^{-6}$ , 由下奥陶统底部向上含量由低变高. Sr/Ba 值常用来区分淡水和海水, 因淡水和海水混合时, 淡水中的  $Ba^{2+}$  与海水中的  $SO_4^{2-}$  结合形成  $BaSO_4$  沉淀物, 而  $SrSO_4$  的溶解度较大, 可迁移到远海再沉淀, 因而可利用这一比值进行古盐度的分析. 本段 Sr/Ba 为 2.21~2.80, 比值皆大于1, 且其值由下向上也逐渐变大; Sr/Ca 值也是反映古盐度的一个指标, 一般认为在海相沉积物中低, 而在陆相沉积物中高. 本段中 Sr/Ca\*1 000 的值为 0.84~2.72, 且其值也是由下向上变大. 而本段中 Sr 含量和 Sr/Ba 由下向上变大, Sr/Ca 都小于1(图2). 反映出水体从下向上盐度变小, 可能是水体从下向上有逐渐变深和盐度呈负相关的趋势.

### 2.4.3 碳、氧同位素

样品在分析之前, 先用10%的次氯酸钙浸泡48h, 除掉其中的有机质, 然后用蒸馏水洗净干燥, 最后按常规的方法在真空管中与纯磷酸在  $25^\circ C$  反应生成  $CO_2$ . 使用兰州大学资环学院的 MAT-251 质谱仪对灰岩和泥岩共14个样品分别做了碳氧同位素测定(表3).

表3 灰岩与泥岩碳、氧同位素值  
Table 3  $\delta^{18}O$  and  $\delta^{13}C$  isotope values of limestones and shales

标本号	岩石类型	灰岩 (PDB‰)		泥岩 (PDB‰)	
		$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
S35-1S	泥岩			-5.6	2.1
S35-1S	灰岩	-5.6	1.2		
S31-2C	灰岩	-5.5	2.8		
S31-1S	泥岩			-5.3	1.3
S31-1C	灰岩	-5.2	1.6		
S25-1S	泥岩			-4.8	2.2
S25-1C	灰岩	-4.9	2.5		
S19-1C	灰岩	-4.9	2.4		
S19-1S	泥岩			-4.6	1.9
S18-1C	灰岩	-4.8	2.2		
S15-1C	灰岩	-4.9	2.3		
S12-1S	泥岩			-4.4	2.5
S12-1C	灰岩	-4.1	2.2		
S8-1C	灰岩	-4.2	2.4		

由表3分析结果可以看出, 灰岩中的  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C$  值变化范围分别在  $-4.10\% \sim -5.61\%$  和  $1.18\% \sim 2.49\%$  之间, 泥岩中的  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C$  值变化范围分别在  $-4.41\% \sim -5.57\%$  和  $1.25\% \sim 2.54\%$  之间. 灰岩中的  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C$  平均值分别为  $-4.89\%$  和  $2.17\%$ , 泥岩中的  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{13}C$  平均值分别为  $-4.932\%$  和  $2.006\%$ . 灰岩和泥岩中的碳、氧同位素值并无二致, 表明它们形成时环境基本是相同的.

## 3 中奥陶统沉积水动力学分析

中奥陶世柯坪地区位于赤道附近, 在当时古环境格局的控制下, 本区为广海陆棚环境<sup>[2]</sup>. 根据结核灰岩的矿物、岩石、古生物及地球化学特征推测, 其水体应为200m以下更深的沉积环境. 热带广海陆棚的风力、潮汐力以及海水密度的差异皆可以引起表层洋流和底部洋流的活动, 由于蒸发、温度不均、盐度的差异等也可以引起海洋中形成不同类型的牵引流, 如底层流、等深流和下沉流<sup>[14]</sup>. 由此在开阔陆棚中引起底部洋流的上升或流动, 并导致和上部表层洋流交换形成循环. 由信风引起的表层海水的周期运动可导致深部洋流的补偿上翻, 两股洋流的分离或涡和也可以导致深部洋流的上翻<sup>[12]</sup>. 底部洋流由深部上翻到浅部为一种低温、盐度不饱和、富P、还原性的水体, 同时, 深部洋流上翻到浅部, 破坏了上部自由氧的分布, 碳酸岩的沉积补偿面也相应地发生变化, 底部沉积物的性质也会发生相应的改变, 洋流上翻形成的沉积物以黑色、富含有机质、富Si和P为特征<sup>[15]</sup>.

底部洋流的动力作用对沉积物具有一系列的影响, 沿洋底运动的底层流对底质沉积物具有冲刷、侵蚀、悬浮、溶解和搬运作用. 由于底流的牵引力往往与坡向沉积物重力相反, 使得蠕移和跳跃搬运不明显, 而以悬浮搬运为主. 底流到达浅部在陆棚区上翻到表

层然后扩散,沿表层水体回返<sup>[12,17]</sup>.在表层流回返的过程中,加之大气的共同作用,把沿岸由河流和大气搬运的细碎屑物质,主要为粉沙及粘土一同搬运到广海中沉积,此时表面水体动荡、浑浊,不利于海洋生物的繁殖生长.在表层洋流趋于平静后,悬浮的物质沉积下来成为泥质薄层,此时水体能量减小,盐度发生中和,水体变清,流速减小,海洋生物开始发育生长,水体有利于碳酸盐的生成,形成碳酸盐层.接着深部底层流开始上翻,因为底流水体温度低,盐度不饱和,流速有时很大,这样对尚未固结的碳酸盐岩灰泥进行冲刷和溶解.

海水中碳酸盐含量随深度的变化是明显的<sup>[18]</sup>.在方解石补偿面以上,碳酸盐的供给大于溶解,形成碳酸岩灰泥沉积.在补偿面以下方解石的供给小于溶解,其原因是补偿面以下水体静压力相对较大,有机质分解产生 CO<sub>2</sub> 分高压,且水体温度低造成的.因此,水体在深部不饱和,在其沿低床上翻时,对灰泥具有溶解作用.所以,在方解石补偿面以下,因方解石的不足而以泥质的粘土矿物沉积占主导地位.

在由陆棚浅海区向深海盆地的过渡地带,由于盐度不饱和和洋流的周期作用,就易形成碳酸岩灰泥和粘土矿物的交互层沉积.

#### 4 中奥陶纪沉积相模式和沉积环境演化

根据沉积标志和水动力条件的综合分析,并和威尔逊的碳酸岩沉积模式相比拟<sup>[19]</sup>,中奥陶纪的沉积环境为深水盆地和深水-半深水陆棚沉积环境.中奥陶统从下至上,萨尔干组为深水盆地相,坎岭和其浪组为陆棚相,因干组为深水盆地相(图 2,3).

#### 4.1 沉积相模式

**深水盆地相** 本相水体深度大,不利于碳酸岩盐的沉积,沉积作用的强度决于粘土质和硅质的注入量、浮游生物雨的数量以及外来的碳酸岩碎屑等.本区的萨尔干和因干组为深水盆地相,生物主要是上层水体的浮游类生物,以笔石和三叶虫为主,底栖生物很少.下部水体温度低,压力大,盐度饱和度低,深部洋流的活动有时频繁,碳酸岩盐沉积下来的数量相对较少,而随洋流或大气环流或风暴搬运的细粒粘土却容易沉积下来.因为水体深,多为还原环境,黄铁矿结核较多.

**陆棚相** 陆棚指在碳酸盐岩台地斜坡以下、深海盆地以上坡度较小的中间过渡地带.现代陆棚一般指水深小于 200 m,坡度较小(一般不超过几度)、向海洋倾斜的部分.地质历史中的陆棚可在水深几百米或更深的环境中<sup>[13]</sup>.海底一般在浪底以下,大的风暴也可以影响底部沉积物,同时,深海-半深海陆棚地区还受到深海盆地底部洋流的作用.生物为正常盐度的生物组合,从台地向广海随着陆棚水体逐渐加深,沉积于陆棚地带的生物类型和数量亦有相应的变化.

坎岭组和其浪组为陆棚相,有大量生物的繁殖和生长,生物以笔石、三叶虫、头足、牙形石、瓣鳃类为主,沉积物以富含生物化石的碳酸岩沉积为主.上部水体具有一定的振荡性,产生粉-砂级球粒内碎屑,但仍以泥晶-微晶碳酸盐沉积为主.在受到深层洋流,尤其是上翻洋流的影响时,洋流水体盐度饱和度低、或动力条件强,在灰泥层面上产生侵蚀面、波痕等沉积构造.洋流上翻到台地边缘受阻回返,上层的波浪、潮汐、风暴流和浊流的共同作用,水体较原来有更大的活动性,陆缘随屑被搬运到陆棚中,使得陆棚的水体较正常海环境浊度增加,沉积物主要为泥质,形成波状层理和砂纹层理等沉积构造.

#### 4.2 沉积环境演化

早奥陶世柯坪地区海域继承了晚寒武世的特征,海域范围略有扩大,海水深度明显增加.柯坪向北为广海方向,大地构造上为柯坪-南天山克拉通边缘凹陷,柯坪南部为陆缘方向,大地构造上为开阔台地<sup>[10]</sup>.早奥陶世的

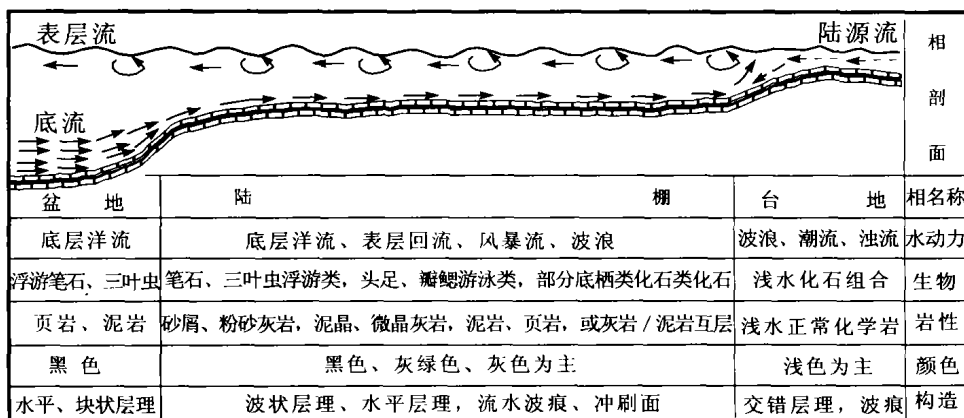


图 3 中奥陶统沉积相模式图  
Fig.3 Sedimentary pattern of Middle Ordovician.

台地与外海海水交换畅通,海水清澈,普遍沉积了灰色灰岩.靠近陆缘的地方为局限台地环境,白云岩沉积增加<sup>[11]</sup>.在中奥陶纪萨干期可能因受构造活动的影响,海水急剧加深,为深水的盆地环境,沉积了黑色泥岩和页岩.经过这次海侵之后,海水略有变浅,为深水或半深水盆地转为水体较浅的陆棚沉积环境,沉积了灰岩和泥岩交互韵律层.在陆棚环境不断沉积的过程中,海水又逐渐的加深,在中奥陶世晚期又变为深水盆地环境,沉积了黑色泥岩.至晚奥陶世,陆壳抬升,海水退却成陆遭受剥蚀,直至志留纪遭受新的海侵形成潮坪相的砂岩沉积<sup>[11]</sup>.

### 参 考 文 献

- [1] 扬惠明,罗孝质,郝继鹏.新疆柯坪地区下古生代风暴沉积[J].海相沉积区油气地质,1987,1(1):79-85.
- [2] 朱莲芳.塔里木盆地阿克苏—柯坪地区寒武—奥陶系的沉积环境[J].沉积学报,1991,9(2):55-61.
- [3] 马宝林,温常庆.塔里木沉积岩形成演化与油气[M].北京:地质出版社,1991,110-111.
- [4] 李国雄.新疆柯坪地区晚震旦至早二叠世沉积相[M].北京:地质出版社,1992,66-87.
- [5] 杜小弟,刘万洙,王东坡.碳氧同位素与海平面变化——以柯坪震旦至奥陶系碳氧同位素剖面为例[J].世界地质,1994,13(13):120-123.
- [6] 陈国俊,史基安,薛莲花,等.塔里木西部古生代层序地层特征[J].沉积学报,1999,17(4):560-565.
- [7] 王大锐,白玉雷.碳酸盐岩中稳定同位素对古气候的表征[J].石油勘探与开发,1999,26(5):30-32.
- [8] 王毅.塔里木盆地震旦系—中泥盆统层序地层分析[J].沉积学报,1999,17(3):414-421.
- [9] 方国庆,刘德良.塔里木盆地西北缘中奥陶统其浪组中遗迹化石及环境意义[J].沉积学报,2000,18(1):68-72.
- [10] 魏国齐,贾承造,宋惠珍,等.塔里木盆地塔中地区奥陶系构造-沉积模式与碳酸盐岩裂缝储层预测[J].沉积学报,2000,18(3):408-413.
- [11] 史基安,陈国俊,王祺,等.塔里木盆地西部层序地层与沉积、成岩演化[M].北京:科学出版社,2001,52-53.
- [12] Kennett J P. 著,陈民本译.海洋地质学[M].台湾:南山堂出版社,1986,212-258.
- [13] 冯增昭.碳酸盐岩相故地理学[M].北京:石油工业出版社,1989,1-180.
- [14] 高振中.深水牵引流沉积——内潮汐、内波和等深流沉积研究[M].北京:科学出版社,1996,1-112.
- [15] 同济大学海洋地质系.古海洋学概论[M].上海:同济大学出版社,1989,8-258.
- [16] 福克 R L,冯增昭译.石灰岩类型的划分(1962)[A].地质资料汇编(第三集)[C].重庆:科学技术文献出版社重庆分社,1975,5-38.
- [17] 扬子庚.海洋地质学[M].北京:海洋出版社,2000,10-298.
- [18] Leggett J K. Deep-sea pelagic sediments and paleo-oceanography: a review of recent progress. In Sedimentology: Recent Developments and applied aspects (Geological society special publication No. 18) [M]. Blackwell Scientific Publication 1985,95-122.
- [19] Wilson J L. Carbonate facies in geologic history [M]. N.Y. Springer-Verlag, 1975,248-280.

## SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF THE MIDDLE ORDOVICIAN, KEPING, XINJIANG

SUN Qing-feng<sup>1,2</sup>, SONG Chun-hui<sup>3</sup>, SHAO Long-yi<sup>4</sup>, LUO Wen-lin<sup>4</sup>

(1. Department of Geography, Northwest Normal University, Lanzhou, Gansu, 730070, China; 2. Department of Geography, Lanzhou University, Lanzhou, Gansu, 730000, China; 3. Department of Geology, Lanzhou University, Lanzhou, Gansu, 730000, China; 4. Department of Geology, China University of Mining Technology, Beijing, 100083, China)

**Abstract:** Detailed study and analysis of the Middle Ordovician at Keping, Xinjiang shows the Middle Ordovician has rhythmically interbedded limestone and mudstone formed under the influence of the deep and semi-deep sea currents and the storm tides. Periodic currents moving towards the continent are influenced by shallow platform deposits and transport terrigenous deposits such as clay which influence carbonate production and periodically causes rhythmic limestone-mudstone deposition. The sedimentary environment is mainly semi-deep water shelf.

**Key words:** Xinjiang; Keping; Middle Ordovician; sedimentary environment; rhythmic bedding