

新疆柯坪中奥陶统结核状灰岩的沉积环境及成因

孙庆峰

(西北师范大学 地理与环境科学学院 甘肃 兰州 730070; 兰州大学 中德干旱环境联合研究中心, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 对新疆柯坪地区中奥陶统灰岩和泥岩交互沉积地层中的结核状灰岩的沉积环境和形成机制进行了研究。根据野外观察并结合室内偏光显微镜下阴极发光和染色等方法分析其结构和构造特征, 发现有团块状、网纹状、透镜状 3 种结核状灰岩。运用 X 光衍射仪和质谱仪等化学分析手段对其常量元素、微量元素、碳氧同位素、酸不溶物等进行了测定。综合分析矿物、岩石、生物和地球化学特征, 认为它们形成于陆棚中水体较深的沉积环境, 灰岩和泥岩交互韵律层是在表层洋流、大洋底流和物源供给的周期变化作用下形成的。结核状灰岩形成于沉积-成岩早期阶段, 它们的形成机制分别是: 团块状灰岩是在洋流活动后的平静期因水体中碳酸钙沿凝结核凝结、增大、胶结而形成; 网纹状灰岩是在盐度不饱和的深海底流的周期作用下冲刷同生期沉积的碳酸盐灰泥而形成; 透镜状灰岩是通过上覆水体与沉积物的差异压实作用而形成的。

关键词: 中奥陶统 结核状灰岩 沉积环境 形成机制 柯坪 新疆

中图分类号: P588.24⁺5; P581

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2006)02-0137-11

The sedimentary environment and genesis of Middle Ordovician nodular limestones in Keping, Xinjiang

SUN Qing-feng

(College of Geography and Environment, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China; Sino-German Center for Arid Environment and Paleoclimate Research, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The author have studied the sedimentary environment and formation mechanism of nodular limestones in the Middle Ordovician rhythms of Keping Area, Xinjiang. In these limestones, thin layers of limestone are interbedded with mudstones. According to detailed field work as well as cathode fluorescence and dyeing under microscope, these nodular stones can be classified into three types on the basis of their structures, namely, massive limestone, wavy limestone and lentoid limestone. Based on a synthetic analysis of elements with XRD, C and O isotopes with MS, and a study of mineralogy, petrology and paleontology, it is believed that they were formed in a sedimentary environment of shelf to deep basin. The carbonate-argillite rhythms were formed under the cyclic influence of surface currents, ocean bottom currents and source of sedimentary substance. Nodular limestones were formed in the early period of sedimentation - diagenesis and their formation mechanism is as follows: under the periodic influence of the surface currents and the deep currents, the massive limestone was formed around the nucleus through coagulation, multiplication and cementation during the quiet period. The wavy limestone resulted from periodic washing of the carbonate marl by the salt-nonsaturated deep water during the period of syngensis. The lentoid limestone was formed by the differential pressures between the water body and the overlying sediments. Every kind of nodular limestones had its main influential factor.

收稿日期: 2005-01-24; 修订日期: 2005-12-15

基金资助: 西北师范大学青年科技资金资助项目(NWNUQN200432)

作者简介: 孙庆峰(1964-), 男, 汉族, 讲师, 博士研究生, 主要从事沉积岩石学、第四纪地质学和自然地理学的研究与教学工作, E-mail: sunqf02@lzu.edu.cn

Key words: Middle Ordovician; nodular limestones; sedimentary environment; mechanism; Keping; Xinjiang

结核状碳酸盐岩在各时代的地层中皆有发现,但对其形成的环境,不同的学者根据所发现的结核状灰岩特征提出了不同的观点和认识,尚未有人做过全面系统的研究工作。结核状灰岩的形成环境大体上可分为两类:一是同生-成岩早期环境,结核状灰岩是在碳酸盐灰泥成岩固结之前主要受同生沉积环境因素,如水体盐度和温度、水动力条件、物源、生物等影响而形成。同生-成岩早期形成的结核状灰岩可出现在从浅海潮坪到远洋深海的不同亚环境,如潮坪(Abed and Schneider, 1980; Savrda and Botjer, 1989)台地浅滩(Soussi *et al.*, 1999)陆棚(Dvorak, 1972; Moller and Vingan, 1988; Rajshekhar, 1995; Rajshekhar and Atpalkar, 1995)斜坡(Muttoni *et al.*, 1994)深水盆地(高计元, 1988; 韩树芬, 1983; 金若谷, 1989; Yamamoto, 1995; 袁志华, 1998)等。二是构造-成岩后期环境,碳酸盐灰泥在成岩固结后主要受构造应力作用破碎改造而形成结核状灰岩(Wanless, 1979; 朱洪发等, 1992; 金振奎等, 1994; 蓝志光等, 1994; Soussi *et al.*, 1998; Wang Yao, 1995; 钟建华, 1997a, 1997b; 董兆雄, 2002)。

自 20 世纪 90 年代以来新疆柯坪地区奥陶系的研究主要是层序地层学(陈明等, 2004; 陈国俊等, 1999a, 1999b; 王毅, 1999; 史基安等, 2001)沉积环境和沉积相(杨惠明等, 1987; 朱莲芳, 1991; 李国雄, 1992; 杜小弟等, 1994; 王大锐等, 1999; 方国庆等, 2000)及油气勘探(马宝林等, 1991)等方面的研究,对本区中奥陶纪地层中的结核状灰岩尚无研究。

以往奥陶纪沉积环境和沉积相方面的研究多包含在以古生代为单位的长序列、大尺度、小比例尺范围的研究之中,研究程度比较粗略。而结核状灰岩只发育于中奥陶统中,结核状灰岩层段与其上下的灰岩和泥岩交互层多呈渐变接触,因此研究奥陶系的形成环境特征及其背景有利于对结核状灰岩形成机制的研究。本文以柯坪印干中奥陶统剖面为例,根据现代海洋地质学、海洋动力学和古海洋学的理论,对结核状灰岩的形成宏观沉积环境和微观形成机制进行详细的研究。

1 区域地质概况

柯坪地区位于塔里木盆地西北、天山山脉的南侧。北为柯坪断隆,南为巴楚断隆,东为阿瓦提凹陷。奥陶纪地层主要出露于天山南坡,和断裂方向一致,地层产状为走向 NE-SW,倾向 NW(图 1)。本区中奥陶统自下而上分为萨尔干组、坎岭组、其浪组和因干组,地层厚度分别为 14、36、210 和 39m。中奥陶统和其下的下奥陶统的巨厚层状灰岩为整合接触,和其上的志留系砂岩平行不整合接触。萨尔干组和因干组为黑色泥岩或黑色页岩,具大量的豆状或球状黄铁矿,笔石化石常见。坎岭组为紫红色灰岩和黑色泥岩交互沉积层。其浪组为黑色或灰黑色灰岩与泥岩或页岩交互层,化石类型丰富。结核状灰岩发育于坎岭和其浪组的灰岩和泥岩交互沉积韵律层中(图 2a、图 3)。

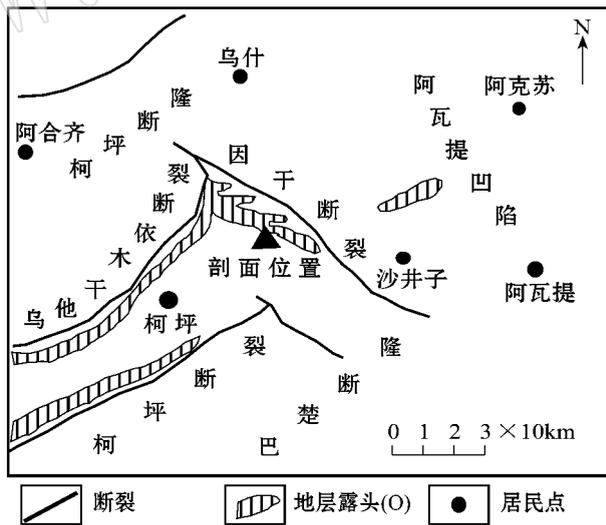


图 1 柯坪区域地质简图[据肖安成等(2005)修改]

Fig. 1 Geological map of Keping area
(modified from Xiao Ancheng *et al.*, 2005)

2 结核状灰岩的类型和野外特征

根据野外产出特征和内部结构、构造的特点,结

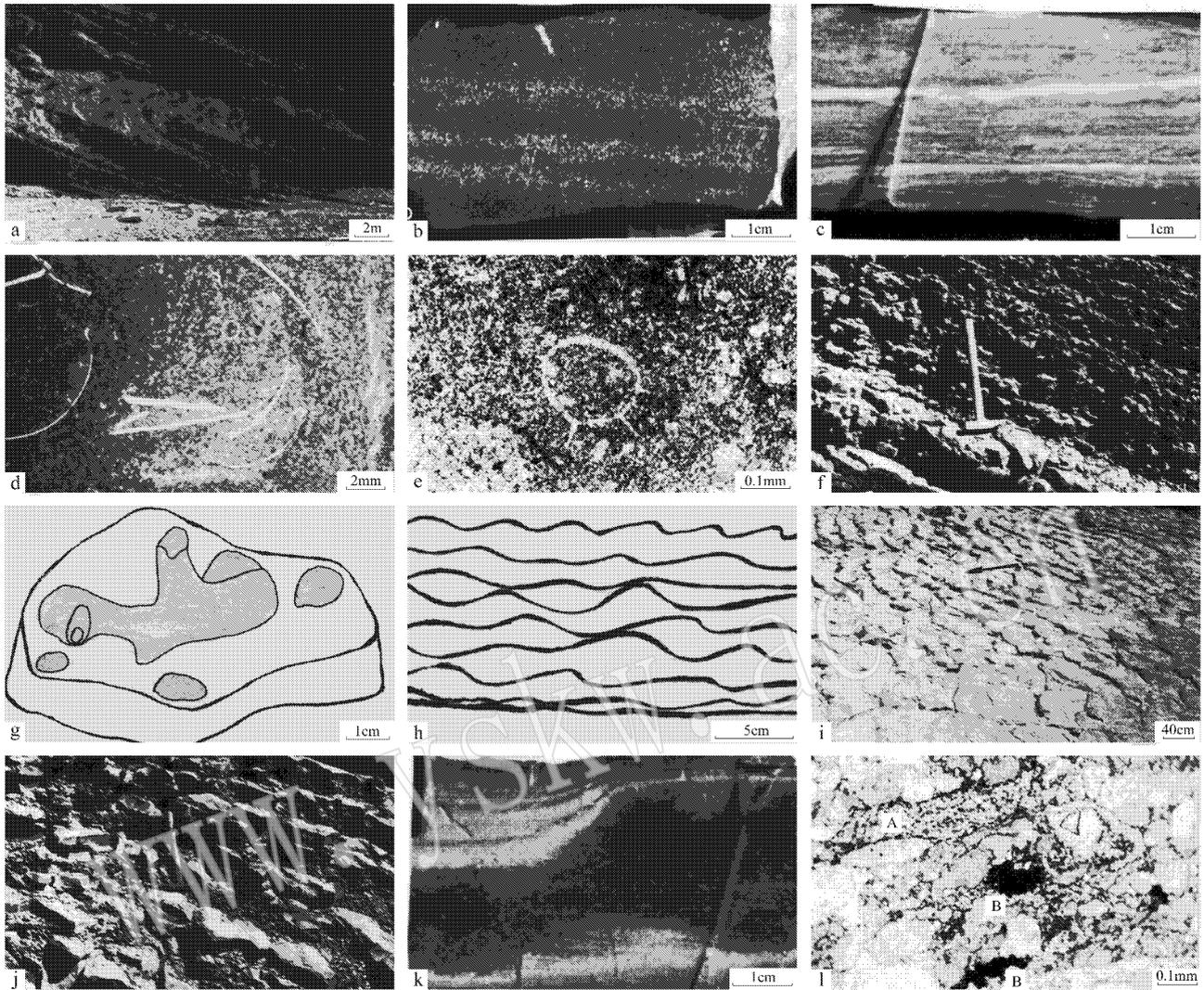


图 2 结核状灰岩的野外和镜下照片及素描示意图

Fig. 2 Photographs, microphotos and sketches of nodular limestone

a—中奥陶统灰岩与泥岩交互沉积韵律层；b—粒序层理，深色者为球粒集中层(L23-1)；c—小型波状层理(L15-2)；d—三叶虫、头足化石碎片(S11-4，单偏光)；e—放射虫(S10-1，单偏光)；f—团块状灰岩，色亮、凸起者为灰岩团块，色暗、凹进者为泥岩(地质锤长度30cm)；g—团块状灰岩中的球状、不规则状凝结核，可见凝结核的生长圈层(素描S16-1)；h—网纹状灰岩垂直于层面的切面，黑色者为泥质条带(S31)；i—灰岩上层面的流水波痕(箭头指向为水体流向)；j—透镜状灰岩，色亮、凸出者为灰岩，色暗者为泥岩(地质锤长度30cm)；k—透镜状灰岩中的压扁层理；l—透镜状灰岩中呈缝合接触的压扁球粒，A为泥质杂基，B为黄铁矿(S23-1，单偏光)

a—Middle Ordovician limestone - mudstone rhythmites；b—graded beddings, the greys are pellets(L23-1)；c—small wavy beddings(L15-2)；d—trilobites and cephalopods(S11-4, single polarized)；e—Radiolaria(S10-1, single polarized)；f—massive limestone(length of the hammer is 30cm)；g—coagulates in massive limestone(sketch map, S16-1)；h—wavy limestone(S31)；i—wave ripples on limestone；j—lensoid limestone；k—flaser beddings in lensoid limestone；l—flaser pellets in lensoid limestone, A is mud matrix, B are pyrites

核状灰岩可分为 3 种类型：团块状灰岩、网纹状灰岩和透镜状灰岩，它们分布于中奥陶统的 5 个层位中(图 3)。室内对样品切开并抛光，观察其在空气中、涂抹上清水或植物油时的颗粒、结构、构造和生物特征，进行素描和照相。在偏光显微镜下通过染色、阴极发光、粒度统计等对岩石薄片进行研究。

2.1 矿物、岩石学特征

结核状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和一般薄层灰岩的矿物成分相同。结核状灰岩上下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。按照福

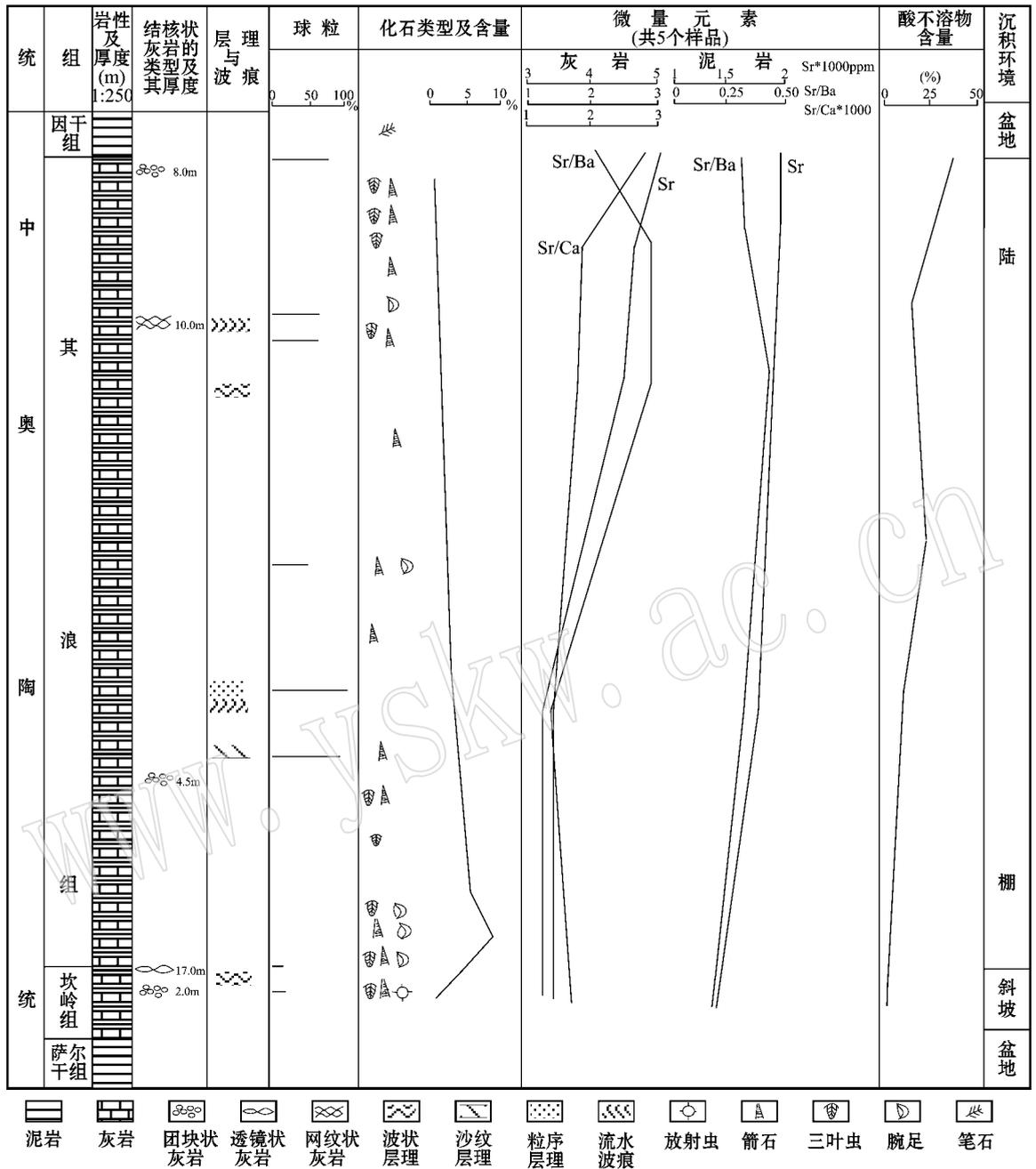


图 3 中奥陶统结核状灰岩垂向分布及沉积标志变化

Fig. 3 The vertical distribution of nodular limestones and the variations of sedimentary environment

克 (Folk, 1962) 碳酸盐岩分类方案, 本区结核状灰岩的岩石类型主要是泥晶灰岩和球粒灰岩。在结核状灰岩和薄层灰岩切开的抛光面上, 可见有小型的粒序层理 (图 2b)、波状层理 (图 2c) 和水平层理。球粒、灰泥以及小型层理反映结核状灰岩在沉积时水动力条件较弱。同生黄铁矿在整个中奥陶统灰岩中普遍存在, 呈球状、豆状或浸染状 (图 2f), 反映出灰岩沉积成岩时的水体处于强烈的还原环境中。

2.2 古生物特征

中奥陶统的古生物化石发现有笔石、牙形石、头足、三叶虫 (图 2d)、瓣鳃类、放射虫 (图 2e) 等。在其浪组中, 生物群自下向上的特点是: 显微镜下统计生物类型由多变少, 生物碎屑的含量由多变少; 头足类大化石在露头上由少变多 (图 3)。生物群以浮游类为主, 底栖生物较少。遗迹化石指示为深水环境 (方国庆等 2000)。笔石、薄壳的瓣鳃类、短刺型的放射

虫皆反映沉积水体较深,水动力条件较弱以及沉积过程中的水体逐渐加深的特点。泥岩中几乎不见生物化石,反映在泥质物沉积时水体可能浑浊,不利于生物的繁殖、生长和碳酸盐灰泥的生成。

2.3 结核状灰岩的野外特征

2.3.1 团块状灰岩

该类型灰岩为灰或灰绿色的团块状,密集地分布于灰黑色泥岩中(图 2f),从几厘米到几十厘米不等,多为 7~8 cm,团块横向上连续或不连续,团块瘤体和其周围的泥岩多呈突变接触。在样品切开的抛光面上,当涂抹上清水或植物油时,团块灰岩内部可见有深浅不一的灰色球状或不规则状的凝结斑,凝结斑在团块灰岩中分散或聚集,也可见灰色凝结斑的同心生长圈层结构,团块灰岩的团块形态明显地取决于内部凝结斑的分布。凝结斑的颜色较周围稍深,形态为球状或不规则状,有的具有圈层结构(图 2g)。但显微镜下观察发现其矿物组成、内部结构和构造与周围浅色的碳酸盐岩并无差别。团块状灰岩的岩石类型主要为泥晶或微晶灰岩。团块状灰岩层段向上向下逐渐变为薄层灰岩和泥岩交互层。团块状灰岩出现在其浪组的底部、下部和顶部,其厚度分别为 2.0、4.5 和 8.0 m(图 3)。

2.3.2 网纹状灰岩

网纹状灰岩见于灰岩层的纵切面上,特征是厚 1~2 cm 的泥质条带呈波状把一层稍厚的灰岩分割成许多层小透镜状或肠状,透镜体的最大厚度多为 3~6 cm,这些波状起伏的泥质条带上下交叉或合并,透镜状的灰岩和周围的泥质条带呈突变接触(图 2h)。在这样一层较厚的灰岩层面上同时发育有大量的单向流水波痕(图 2i),灰岩层内泥质条带的起伏和幅度与上层面的流水波痕很相似。波痕相互平行,缓坡长一般 7~40 cm,陡坡一般 5~25 cm,波高 2~5 cm,不对称指数(RSI)为 2~5,流向为 140°~150°,和区域海侵方向(马宝林等,1991;李国雄,1992)一致。这说明碳酸盐灰泥在沉积后尚未固结时受到了底流的冲刷,底流活动趋于平静后,水体中的泥质沉积下来形成波状泥质条带。网纹状灰岩的岩石类型主要为泥晶或微晶灰岩,出现在其浪组的上部,厚 10.0 m(图 3)。

2.3.3 透镜(豆荚)状灰岩

该类型灰岩在野外的露头上呈单个的透镜状或连续呈豆荚状,单个透镜体横向上一般几厘米至几十厘米,透镜状灰岩由中心向外多渐变为泥灰岩或

泥岩。透镜状灰岩和上下渐变的泥岩互层明显(图 2j)。在样本抛光面上可见灰岩中的水平层理发生压实弯曲的现象(图 2k)。透镜状灰岩的岩性多为球粒灰岩,球粒含量在 10%~90%之间,一般多在 75%以上,球粒从细粒到粗粒皆有出现。球粒间多为灰泥胶结,球粒间为线接触或缝合线接触,球粒常具有压扁的现象,其长轴多和层面平行(图 2l)。这些特征反映球粒形成时水体活动性弱,灰泥和球粒沉积时的底部水体平静,球粒在沉积后-成岩早期受到了明显的压实作用。出现在其浪组底部,厚 17.0 m(图 3)。

3 结核状灰岩的地球化学特征

将全岩样品研磨至 200 目以下的粉末,用兰州地质研究所的日产 3080E 型 X 光分析仪测定了 5 个碳酸盐岩和 4 个泥岩样品的常量和微量元素成分。对碳、氧稳定同位素的分析,首先将样品在分析之前用 10% 的次氯酸钙浸泡 48 h 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℃ 反应生成 CO₂,再用兰州大学的 MAT-251 质谱仪对结核状灰岩、薄层灰岩、泥岩共 14 个样品分别做了碳、氧同位素测定。同位素数据以 δ 表示,为相对于 PDB 标准结果: $\delta = (R_{\text{样品}}/R_{\text{标准}} - 1) \times 100$,其中 R 为 ¹⁸O/¹⁶O 或 ¹³C/¹²C,精度分别为 ±0.1‰ 和 ±0.5‰。在对碳酸盐岩样品进行酸不溶物分析时,把样品磨到 150 目加浓度为 5% 的稀盐酸反应至 1 d 后,抽去溶液,反复此程序至 7 d,把样品烘干称重,天平误差控制在 ±0.01 g,然后计算出可溶组分与不可溶组分的百分比,不溶组分再进行粘土矿物的差热分析。

3.1 常量元素

结核状灰岩的主要化学成分是 CaO、SiO₂, 次为 Al₂O₃、Fe₃O₄, 含少量 Na₂O、K₂O、TiO₂、MnO₂、P₂O₅ 等。结核状灰岩和薄层灰岩的化学成分相同。泥岩的化学成分主要是 SiO₂、Al₂O₃, 次为 CaO、Fe₃O₄、MgO、K₂O, 少量的 Na₂O、TiO₂、P₂O₅、MnO 等(表 1)。

磷酸盐含量的变化可以指示海水的深度和活动性,磷酸盐的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

表 1 常量和微量元素分析表
Fig.1 Major and trace element composition of carbonates and clay rocks

岩石类型 岩石名称 样号	碳酸盐岩					平均值	粘土岩(泥岩)				
	灰岩		团块状灰岩		网纹状灰岩		S11-2	S21-4	S28-2	S38-1	平均值
	S9	S27-1	S20-1	S35-1	S31-3						
$w_B/\%$											
SiO ₂	5.30	9.36	18.87	30.48	5.58	13.92	63.48	54.19	48.21	55.78	55.42
Al ₂ O ₃	2.38	2.07	4.57	4.51	1.58	3.02	13.55	11.18	10.53	7.93	10.80
Fe ₃ O ₄	1.02	1.76	2.87	2.86	1.34	1.97	5.48	5.76	4.61	4.31	5.04
CaO	46.32	43.23	33.45	26.93	45.97	39.18	3.64	9.77	13.32	12.93	9.92
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.67	2.87	2.36	1.31	2.30
Na ₂ O	0.27	0.15	0.40	0.29	0.24	0.27	1.54	0.83	0.79	0.51	0.92
K ₂ O	0.92	0.67	1.45	1.39	0.51	0.99	4.14	3.42	3.59	2.32	3.37
TiO ₂	0.09	0.17	0.42	0.79	0.23	0.34	0.81	0.98	0.96	0.72	0.87
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.08	0.05	0.07	0.06	0.06	0.11	0.10	0.15	0.10
MnO	0.07	0.07	0.06	0.01	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.08	0.06
$w_B/10^{-6}$											
Ni	6	10	25	32	8	16	45	47	44	38	43
Cu	14	15	24	35	14	20	253	49	43	48	98
Zn	12	15	39	61	10	27	85	80	61	97	80
Ga	0	0	0	3	0	0	16	12	11	8	12
Pb	8	4	8	5	5	6	60	12	16	4	23
Rb	22	21	47	49	14	30	165	143	140	93	135
Sr	277	442	274	523	413	385	138	188	192	208	181
Y	11	12	16	20	13	14	20	21	18	20	20
Zr	29	32	68	94	43	53	198	152	155	117	155
Nb	7	8	13	21	9	12	29	24	25	19	24
Mo	1	1	1	1	2	1	1	1	1	0	1
Sn	1	6	2	6	3	4	6	4	5	6	5
Ba	167	158	280	237	154	249	606	495	436	518	514
V	14	19	23	47	19	24	119	97	85	87	97
Co	1	4	9	11	3	5	20	18	22	17	19
Cr	0	10	37	65	6	24	74	82	94	67	79

磷元素在浅水处沉淀富集所致(Kennett, 1986)。磷酸盐的含量(以 P₂O₅ 计)在结核状灰岩和薄层灰岩中要比泥岩中的含量低(表 1)。结核状灰岩和一般的薄层灰岩中的磷酸盐含量平均值为 0.06%, 而泥岩中的磷酸盐含量平均值为 0.12%, 指示了泥质物沉积时该区当时的水体可能深度较大或受到了深部底层洋流上涌的影响, 洋流中的磷酸盐在洋流平静后富集泥质物中。灰岩沉积时为无深部底层洋流活动、正常的盐度的碳酸盐海水。

3.2 微量元素

微量元素在结核状灰岩和泥岩中的含量有显著的差异(表 1)。由表看出, 微量元素 Ni、Cu、Zn、Ga、Pb、Rb、Y、Zr、Nb、Mo、Sn、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 等微量元素可能因粘土矿物的吸附作用, 其含量也远

远高于灰岩, 结合矿物组合的特点推断, 泥岩中的矿物可能多来源于陆地。

Sr 元素在碳酸盐岩中的含量明显地高于泥岩, Sr 含量在本段灰岩中为 $277 \times 10^{-6} \sim 523 \times 10^{-6}$, 由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 Ba²⁺ 与海水中的 SO₄²⁻ 结合形成 BaSO₄ 沉淀物, 而 SrSO₄ 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 Sr 含量和 Sr/Ba 由下向上变大, Sr/Ca 都小于 1(图 3)。上述两个指标反映出本段在沉积时水体从下向上有逐渐变深的趋势。

3.3 碳、氧同位素

由表 2 的分析结果可以看出结核状灰岩和一般灰岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围分别在 $-4.1\text{‰} \sim -5.6\text{‰}$ 和 $1.2\text{‰} \sim 2.8\text{‰}$ 之间, 泥岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围分别在 $-4.4\text{‰} \sim -5.6\text{‰}$ 和 $1.3\text{‰} \sim 2.5\text{‰}$ 之间。结核灰岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值分别为 -4.9‰ 和 2.2‰ , 泥岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值分别为 -4.9‰ 和 2.0‰ 。

Craig(1965)修改的 Epstein(1953)的计算古温度 t ($^{\circ}\text{C}$) 的公式为: $t = 16.9 - 4.2(\delta\text{c} - \delta\text{w}) + 0.13(\delta\text{c} - \delta\text{w})^2$ 其中 δc 为 25°C 时碳酸盐与 100% 磷酸反应时产生 CO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, δw 为 25°C 与水平衡的 CO_2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。因假定古代大洋水与现代大洋水的氧同位素值相同, 故 $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O}) = \alpha(\text{SMOW 标准})$ 。

经实验校正 $\delta\text{c} - \delta\text{w} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}) + 0.22$, 所以 $\delta\text{c} - \delta\text{w} = \delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} + 0.22$ 。经计算得出结核状灰岩和一般薄层灰岩的碳酸盐形成时的平均海水温度大约为 7°C , 泥岩中碳酸盐形成时海水温度平均值约为 8°C 。这说明在水/沉积物界面附近碳酸盐结晶沉积时的水体温度较低, 可能是水体较深或来自于下部盆地上涌的温度较低的冷水所致。

3.4 碳酸盐岩中酸不溶物含量

酸不溶物的含量从奥陶系底部向上在碳酸盐岩中由低变高(图 3), 很可能是当时沉积环境为由浅水向深水过渡, 浅水区有利于碳酸盐的沉积。随着水体的加深, 在碳酸盐的补偿深度以下, 碳酸盐的溶解度逐渐变大, 深水区不利于碳酸盐的结晶沉积, 而粘土矿物的沉积相对比较显著所致。

表 2 灰岩与泥岩碳氧同位素值

Fig. 2 Carbonate and oxygen isotope values of carbonates and clay rocks

岩石类型 岩石名称 样号	碳酸盐岩								粘土岩(泥岩)							
	灰岩		团块状灰岩		透镜状灰岩		网纹状灰岩		平均值	S12-1S	S19-1S	S25-1S	S31-1S	S35-1S	平均值	
	S8-1C	S18-1C	S25-1C	S12-1C	S19-1C	S35-1c	S15-1C	S31-1C								S31-2C
$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	-4.2	-4.8	-4.1	-4.1	-4.9	-5.6	-4.9	-5.2	-5.5	-4.9	-4.4	-4.6	-4.8	-5.3	-5.6	-4.9
$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	2.4	2.2	2.5	2.2	2.4	1.2	2.3	1.6	2.8	2.2	2.5	1.9	2.2	1.3	2.1	2.0

4 结核灰岩的成因

4.1 结核状灰岩形成的沉积环境和水动力特征

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(朱莲芳, 1991)。根据矿物、岩石、古生物及地球化学特征推测, 其水体应为广海陆棚-半深海沉积环境(图 3、4)。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(高振中, 1996)。由此在开阔陆棚-半深海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、两股洋流的分离或涡和也可以导致深部洋流的上翻。底部洋流由深部上翻到浅部为一种低温、盐度不饱和、富磷、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, 碳酸盐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、富硅和磷为特征(Kennett, 1986; 同济大学海洋地质系, 1989; 高振中, 1996)。

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床沉积物具有冲刷、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。在表层流回返的过程中, 加之大气的共同作用, 把沿岸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和生长, 也不利于碳酸盐的沉积。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, 水体变清, 流速减小, 上层海水中的海洋生物开始发育、生长, 水体有利于碳酸盐的生成, 形成碳酸盐层。接着又一周期的深部底层流开始上翻, 因为底流水体的温度和盐度都较低, 流速有时很大, 就会对同生期的尚未固结的碳酸盐灰泥进行冲刷和溶解。因为碳酸盐灰泥仍

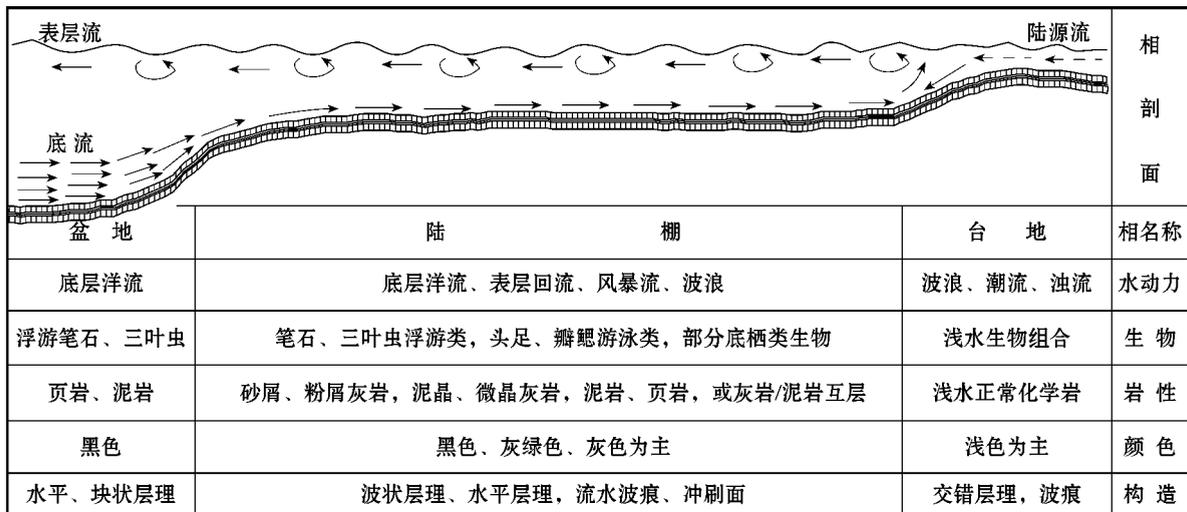


图 4 中奥陶统柯坪地区沉积环境模式

Fig. 4 Environmental model of Keping area in Middle Ordovician

处于未胶结状态, 很容易被不饱和的深层底流溶解而无任何残留痕迹 (Kennett, 1986)。

在海水中碳酸盐的含量随深度的变化是明显的。在方解石补偿面以上, 碳酸盐的供给大于溶解, 形成碳酸盐灰泥沉积。在补偿面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_2 分压高, 且水体温度低。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。

在浅海至深海的过渡地带如陆棚中水体较深的区域和大陆斜坡等地, 由于洋流的周期作用和方解石补偿面的影响, 就容易形成碳酸盐灰泥和粘土矿物的交互层沉积。

4.2 结核状灰岩的形成机制

4.2.1 团块灰岩

在表层洋流活动趋于平静后, 悬浮在海水中的粘土缓慢下沉形成泥质薄层。海水变清有利于碳酸盐流水波痕的碳酸盐灰泥层面上, 形成一层很薄的泥

盐的生成和生物的繁殖与生长, 海水中的 Ca^{2+} 、 CO_3^{2-} 等离子在已沉积的粘土中某一凝核的作用下就会发生凝结沉淀, 类似于大气中云、雪、雨、雾、雹、霰等需要凝结核才能生成一样, 这样碳酸盐就围绕一核心逐渐胶结增大, 形成团块状。可能是水体介质性质的周期变化导致形成不同的生长圈层。同时海水中仍有相当数量的悬浮粘土矿物质在碳酸盐凝核增大的过程中也不断地沉积, 这样粘土质就在已形成的团块之间或团块之上沉积, 团块灰岩就会被泥质所包围。当水体中这种循环条件得以持续进行, 就会形成团块状灰岩层段 (图 5)。

4.2.2 网纹状灰岩

在一次较为活跃的洋流趋于平静之后, 沉积一层较薄的碳酸盐灰泥。尔后, 一股来自于碳酸盐补偿面以下、饱和度很低、流速较快的深部底层流上翻, 对这一层尚未固结的碳酸盐灰泥进行冲刷和溶解, 从而形成流水波痕。之后, 底流很快地趋于减弱, 被底流搬运的粘土矿物质然后快速沉积在具有质层。此后水体又恢复了较为有利于碳酸盐岩的正

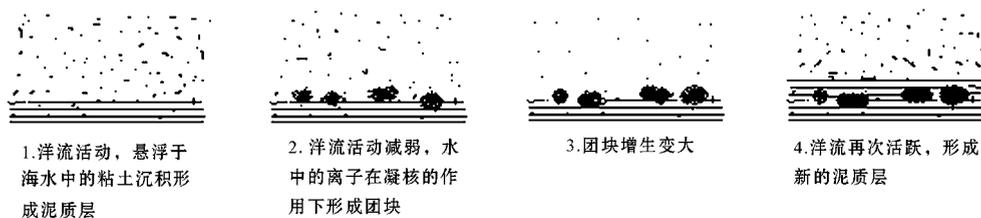


图 5 团块状灰岩形成示过程示意图

Fig. 5 The formation process of massive limestone

常海水,从而又沉积碳酸盐灰泥薄层。随后,又一次的底流对第二层碳酸盐灰泥层进行冲刷和溶解,在第二层灰泥表面上留下流水波痕,底流活动如此循环往复,在正常海水中有利于碳酸盐沉积的背景下,

就会在碳酸盐灰泥厚层中形成类似于网纹状的沉积构造,直至这种水动力条件破坏,形成一般特征的灰岩和泥岩交互层沉积(图6)。

4.2.3 透镜(豆荚)状灰岩

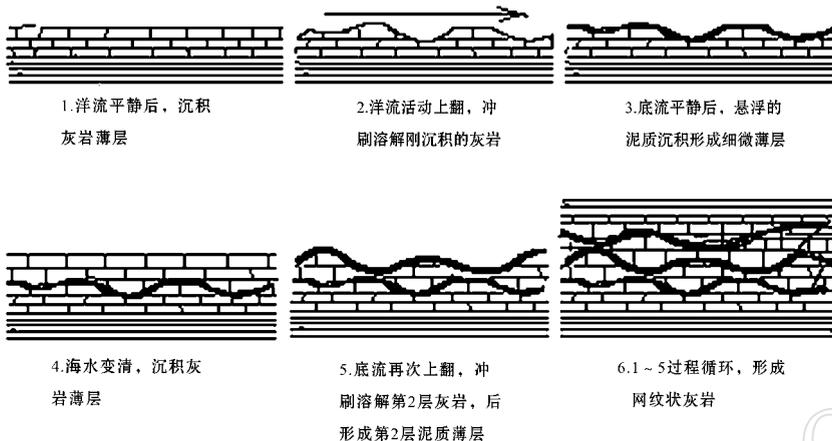


图6 网纹状灰岩形成过程示意图

Fig.6 The formation process of wavy limestones

当碳酸盐灰泥和泥质层交互沉积相对较快时,碳酸盐岩胶结成岩的速度相对较慢,刚沉积的碳酸盐灰泥或球粒因尚未固结,强度极低,在较深的上覆水体和沉积物的压力作用下,易于变形。泥质沉积物以粘土矿物的伊利石和绿泥石为主。粘土矿物颗粒细小,比表面积极大,而且疏松、多孔,具有极强的吸附性,易于充水。粘土矿物的晶形为片状,堆积后在横向上因受上覆水体或沉积物的压实而具有较大的流动性。在同生和成岩早期,碳酸盐胶结的速度比粘土矿物固结的速度快,抗压强度较粘土大。碳酸盐灰泥内部因粘土含量的差异,灰泥的抗压强度不均匀。同时絮凝状的粘土矿物极易被压实、脱水,体积缩小,片状晶体发生定向排列而产生较为明显的变形,而碳酸盐相对变形的程度较弱一些。鉴于此,差异压实使得碳酸盐灰泥有的地方变薄,有的地方尖灭,形成透镜或豆荚状。上覆压实作用对絮凝的片状粘土矿物产生定向压缩,使得粘土矿物形成围绕透镜状或豆荚状碳酸盐灰泥渐变层理构造的特征。

5 结论

中奥陶统的地层基本特征是具灰岩和泥岩交互沉积韵律,它们是在表层洋流、盆地上翻底流和物源供给等多种因素的周期影响下形成的。

中奥陶统中发现的团块状、网纹状和透镜状3种结核状灰岩,它们的沉积环境是从陆棚到深水盆地地带。

结核状灰岩的形成是在沉积物和水界面附近因沉积-成岩因素的变化所致。团块状灰岩在洋流活动后的平静期因水体中碳酸钙沿凝结核的凝结、增大、胶结而形成,网纹状灰岩是在盐度不饱和的深海底流的周期作用下在同生期冲刷刚刚沉积的碳酸盐灰泥而形成,透镜状灰岩是因上覆水体与沉积物的差异压实作用而形成。

致谢 中国矿业大学(北京)邵龙义教授对本文进行了指导并提出了宝贵的建议,谨致谢忱!

Reference

- Abed A M and Schneider W. 1980. A general aspect in the genesis of nodular limestones documented by the Upper Cretaceous limestones of Jordan [J]. *Sediment. Geol.*, 26: 329~335.
- Chen Guojun, Shi Ji'an, Xue Lianhua, et al. 1999a. Sequence stratigraphy of the Paleozoic in West Tarim Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 17(4): 560~565 (in Chinese with English abstract).
- Chen Guojun, Xue Lianhua, Wang Qi, et al. 1999b. Sea-level changes and formation of cyclic-sequence of Cambrian - Ordovician in Akesu-Bachu Area, Xinjiang [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 18

- (2): 192~197 (in Chinese with English abstract).
- Chen Ming, Xu Xiaosong, Wan Fang, *et al.* 2004. Study on outcrop sequence stratigraphy of the Lower Middle Ordovician Strata in Keping, Tarim Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 22(11): 110~116 (in Chinese with English abstract).
- Craig H. 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures [A]. Toongiorgi E. *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* [C]. 122~128.
- Department of Marine Geology, Tongji University. 1989. Introduction to Paleooceanography [M]. Shanghai: Tongji University Press, 253~258 (in Chinese).
- Dong Zhaoxiong. 2002. Study on the origin of a special limestone [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 20(1): 20~24 (in Chinese with English abstract).
- Du Xiaodi, Liu Wanzhu and Wang Dongpo. 1994. Carbon oxygen isotopes and sea level change [J]. *World Geology*, 13(13): 120~123 (in Chinese with English abstract).
- Dvorak J. 1972. Shallow-water character of the nodular limestones and their paleogeographic interpretation (Upper Devonian - Lower Carboniferous of the Rhenohercynium and Sudeticum) [J]. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol., Monatsch.*, 509~511.
- Fang Guoqing and Liu Deliang. 2000. Paleoenvironmental significance of trace fossils tempsites of Qilang Formation (Middle Ordovician) of Northwestern Tarim Basin in China [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 18(1): 68~72 (in Chinese with English abstract).
- Folk R L. 1962. Spectral subdivision of limestone type [A]. Ham W E. *Classification of Carbonate Rocks* [C]. AAPG Memoir, 1: 62~85.
- Gao Jiyuan. 1988. Origin of nodular limestone in Devonian in South China [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 6(2): 77~86 (in Chinese with English abstract).
- Gao Zhenzhong. 1996. Deep-Water Tractive Current Deposits—The Study of Internal-Tide, Internal-Wave, and Contour Current Deposits [M]. Beijing: Science Press, 1~112 (in Chinese).
- Han Shufen. 1983. Preliminary study on origin of the Lower Triassic nodular limestones in the region along the Yangtze River [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 3: 232~238 (in Chinese with English abstract).
- Jin Zhenkui and Feng Zengzhao. 1994. The origin of the Permian nodular limestone in Yunnan - Guizhou Region [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 13(2): 133~137 (in Chinese with English abstract).
- Jin Ruogu. 1989. A deep water sedimentary criteria - "Knotty Nodule" and its origin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 7(2): 51~61 (in Chinese with English abstract).
- Jones B, Oldershaw A E and Narbonne G M. 1979. Nature and origin of rubby limestone in the Upper Silurian Read Bay Formation of Arctic Canada [J]. *Sediment. Geol.*, 24: 227~252.
- Kennett J R. 1986. *Marinology* (Translated in Chinese by Chen Minben) [M]. Taipei: Nanshantang Press, 581~618, 767~837 (in Chinese).
- Lan Zhiguang, Zhang Tingshan and Gao Weidong. 1994. Classification, genesis and significance of nodular limestone of Early Silurian in NW Sichuan [J]. *J. of Southwestern Petroleum Institute*, 16(3): 1~6 (in Chinese with English abstract).
- Li Guoxiong. 1992. Sedimentary faces of Late Sinian to Earlier Permian of Keping Area, Xinjiang [M]. Beijing: Geological Press, 66~87 (in Chinese).
- Ma Baolin and Wen Changqing. 1991. Formation-Evolution of Sedimentary Rocks and Oil-Gas in Tarim [M]. Beijing: Geological Press, 110~111 (in Chinese).
- Moller N K and Vingan K K. 1988. The genesis of nodular limestone in the Ordovician and Silurian of the Oslo Region (Norway) [J]. *J. Sedimentology*, 35: 417~422.
- Muttoni G, Channell J E T, Nicora A, *et al.* 1994. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of an Anisian-Ladinian (Middle Triassic) boundary section from Hudra (Greece) [J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 111: 249~262.
- Rajshekhkar C. 1995. Foraminifera from the Nodular Limestone, Bagh Beds, Madhya Pradesh, India [J]. *Journal Geological Society of India*, 38: 151~168.
- Rajshekhkar C and Atpalkar S. 1995. Foraminifera from the Nodular Limestone, Bilthana, Gujarat: Stratigraphic Significance [J]. *Journal Geological Society of India*, 45: 585~593.
- Shi Ji'an, Chenguojun and Wang Qi. 2001. Sequence Stratigraphy, Sedimentary and Diagenetic Evolution in the Western Tarim Basin [M]. Beijing: Science Press, 52~53 (in Chinese).
- Savrda C E and Bottjer D J. 1989. Relationship between nodular limestone growth and trace fossils [J]. *Geology*, 16: 908~911.
- Soussi M, Boughdiri M and Enay R, *et al.* 1998. Faciès à affinité ammonitico rosso d'âge Toarcien supérieur de la Tunisie tlasique nord-occidentale: consequence pour les correlations et la paléogéographie [J]. *Earth and Planetary Science*, 327: 135~140.
- Soussi M, Enay R and Boughdiri M, *et al.* 1999. L'Ammonitico Rosso (formation Zaress) de la dorsale tunisienne [J]. *Earth and Planetary Science* 329: 279~286.
- Wang Darui and Bai Yulei. 1999. Stable isotopes indicating paleoclimate in carbonat [J]. *Petroleum Exploration and Development*, 26(5): 30~32 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yi. 1999. Sequence Stratigraphy of the Sinian - Middle Devonian System in the Tarim Basin [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 17(3): 414~421 (in Chinese with English abstract).
- Wang Yao. 1995. Middle Ordovician Cracked Limestones of Polygonal structure in the Upper Yangtze River Area, South China: A new interpretation of their origin [J]. *Sci. Geol. Sin.*, 30(3): 268~274.
- Wanless H R. 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization [J]. *J. Sedimentary Petrology*, 49(2): 437~462.
- Wobber G J. 1967. Post-depositional structures in the Lias, South Wales [J]. *J. Sediment. Petrol.*, 37: 166~174.
- Xiao Ancheng, Yang Shufeng, Li Yuejun, *et al.* 2005. Main period for creation of fracture system in the Bachu uplift, Tarim Basin [J].

- Chinese Journal of Geology, 40(2):291~302.
- Yamamoto S. 1995. Cyclinic deposition of pelagic micritic limestone and flint nodules on a Mesozoic seamount, Hokkaido, Japan[J]. *Compass of Sigma Gamma Epsilon*, 74(4):147~158.
- Yang Huiming, Luo Xiaozhi and Hao Jupeng. 1987. Early palaeozoic storm deposits in Keping Area, Xinjiang[J]. *Oil-gas Geology of Sea-face Depositional Area*, 1(1):79~85(in Chinese with English abstract).
- Yang Zigeng. 2000. *Marine Geology*[M]. Beijing: Ocean Press, 10~298.
- Yuan Zhihua. 1998. Origin of nodular limestone within Daye Formation of Lower Triassic in the middle Yangtze region[J]. *Geochimica*, 27(3):276~282(in Chinese with English abstract).
- Zhong Jianhua. 1997a. Study on shear structures in Baisha oil-bearing nodular limestone[J]. *J. of Xiangtan Mining Institute*, 12(2):33~37(in Chinese with English abstract).
- Zhong Jianhua. 1997b. A peculiar super hypabyssal brittle-ductile shear zone Baisha oil-bearing nodular limestone zone, Western Hunan[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 13(4):515~528(in Chinese with English abstract).
- Zhu Hongfa and Wang Shuyi. 1992. The origin of the Triassic nodular and vermicular limestones in South Jiangsu - South Anhui Provinces[J]. *Experimental Petroleum Geology*, 14(4):454~460(in Chinese with English abstract).
- Zhu Lianfang. 1991. The sedimentary environment of Cambrian - Ordovician in the Aksu and Keping Areas of Tarim Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 9(2):55~61(in Chinese with English abstract).
- 方国庆,刘德良. 2000. 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*, 18(1):68~72.
- 高计元. 1988. 中国南方泥盆系瘤状灰岩的成因[J]. *沉积学报*, 6(2):77~86.
- 高振中. 1996. 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, 5~112.
- 韩树芬. 1983. 安徽沿长江地区三叠纪灰岩成因研究[J]. *地质科学*, 3:232~238.
- 金若谷. 1989. 一种深水沉积标志——“瘤状结核”及其成因[J]. *沉积学报*, 7(2):51~61.
- 金振奎,冯增昭. 1994. 云贵地区二叠系瘤状灰岩的成因[J]. *岩石矿物学杂志*, 13(2):133~137.
- Kennett J R(陈民本译). 1986. *海洋地质学*[M], 台北: 南山堂出版社, 581~618, 767~837.
- 蓝志光,张廷山,高卫东. 1994. 川西北地区早志留世瘤状灰岩的类型、成因及意义[J]. *西南石油学院学报*, 16(3):1~6.
- 李国雄. 1992. 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, 66~87.
- 马宝林,温常庆. 1991. 塔里木沉积岩形成演化与油气[M]. 北京: 地质出版社, 110~111.
- 史基安,陈国俊,王琪,等. 2001. 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, 52~53.
- 同济大学海洋地质系. 1989. *古海洋学概论*[M]. 上海: 同济大学出版社, 253~258.
- 王大锐,白玉雷. 1999. 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*, 26(5):30~32.
- 王毅. 1999. 塔里木盆地震旦系-中泥盆统层序地层分析[J]. *沉积学报*, 17(3):414~421.
- 肖安成,杨树锋,李月俊,等. 2005. 塔里木盆地巴楚隆起断裂系统主要形成时代的新认识[J]. *地质科学*, 40(2):291~302.
- 杨惠明,罗孝质,郝继鹏. 1987. 新疆柯坪地区下古生代风暴沉积[J]. *海相沉积区油气地质*, 1(1):79~85.
- 杨子庚. 2000. *海洋地质学*[M]. 北京: 海洋出版社, 10~298.
- 袁志华. 1998. 中扬子地区下三叠系大冶组瘤状灰岩成因研究[J]. *地球化学*, 27(3):276~282.
- 钟建华. 1997a. 白沙含油瘤状灰岩的剪切构造[J]. *湘潭矿业学院学报*, 12(2):33~37.
- 钟建华. 1997b. 一条特殊的超浅成脆-韧性剪切带:湘西白沙镇含油瘤状灰岩带[J]. *岩石学报*, 13(4):515~528.
- 朱洪发,王恕一. 1992. 苏南、皖南三叠纪瘤状灰岩、蠕虫状灰岩的成因[J]. *石油实验地质*, 14(4):454~460.
- 朱莲芳. 1991. 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*, 9(2):55~61.

附中文参考文献

- 陈国俊,史基安,薛莲花,等. 1999a. 塔里木西部古生代层序地层特征[J]. *沉积学报*, 17(4):560~565.
- 陈国俊,薛莲花,王琪,等. 1999b. 新疆阿克苏-巴楚地区寒武-奥陶纪海平面变化与旋回层序的形成[J]. *沉积学报*, 18(2):192~197.
- 陈明,许效松,万方,等. 2004. 塔里木盆地柯坪地区中下奥陶统碳酸盐露头层序地层学研究[J]. *沉积学报*, 22(11):110~116.
- 杜小弟,刘万洙,王东坡. 1994. 碳氧同位素与海平面变化——以柯坪上震旦至奥陶系碳氧同位素剖面为例[J]. *世界地质*, 13(13):120~123.
- 董兆雄. 2002. 一种特殊瘤状灰岩的成因研究[J]. *沉积学报*, 20(1):20~24.