

## 冷水碳酸盐岩研究现状与展望

苏旺<sup>1</sup>, 江青春<sup>2</sup>, 陈志勇<sup>2</sup>,  
汪泽成<sup>2</sup>, 王龙<sup>3</sup>, 姜华<sup>2</sup>, 卞从胜<sup>2</sup>, 吴育林<sup>4</sup>

(1 中国石油勘探开发研究院西北分院; 2 中国石油勘探开发研究院)

(3 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院; 4 中国石油川庆钻探工程有限公司地球物理勘探公司)

**摘要** 长期以来,海相碳酸盐沉积物被广泛认为是温暖浅海沉积环境中的产物,然而近年来国外研究表明,在冷水陆架环境中,也可以形成规模的碳酸盐沉积,即冷水碳酸盐岩。通过对大量文献的调研,综述了冷水碳酸盐岩的概念、地质特征、沉积模式等方面的研究进展,并展望了该研究领域未来的发展方向。研究表明,冷水碳酸盐沉积是指在(古)纬度约 30°~35°以上的温带及寒带地区、温度约 20℃以下的沉积水体中,或是在富营养的寒冷上升流水体中形成的碳酸盐沉积物或岩石,其沉积特征与暖水碳酸盐岩不同。冷水碳酸盐沉积物中的生物颗粒组合以底栖有孔虫、软体动物、苔藓虫等异养生物和钙质红藻为主,缺乏造礁珊瑚和钙质绿藻以及鲕粒、集合颗粒等非骨架颗粒,而且沉积物中灰泥基质含量较少,矿物成分以方解石为主,氧同位素较重,胶结作用弱,以破坏性成岩作用为主。冷水碳酸盐沉积形态以缓坡为主,波浪磨蚀和再沉积作用较强。古代冷水碳酸盐岩的沉积特征、识别标志及其作为储层的油气资源潜力尚处于探索阶段,仍需进一步深入研究。

**关键词** 冷水碳酸盐岩; 地质特征; 沉积模式; 研究现状; 综述

中图分类号: TE122.2 文献标识码: A

长期以来,人们一致认为现代陆架碳酸盐沉积主要形成于热带暖水环境,古代的海相碳酸盐岩沉积环境也是以低纬度、洁净温暖的浅海环境为主<sup>[1-3]</sup>。但随着深海钻探和大洋调查的进行,已在全球多个高纬度地区及冷水海域发现了现代碳酸盐沉积物,如澳大利亚南部<sup>[4-5]</sup>、新西兰<sup>[6-7]</sup>、加拿大不列颠哥伦比亚<sup>[8-9]</sup>、斯堪的纳维亚半岛<sup>[10]</sup>、爱尔兰<sup>[11]</sup>等。新生代冷水碳酸盐岩在新西兰<sup>[12-13]</sup>、澳大利亚南部<sup>[14-15]</sup>、地中海<sup>[16-18]</sup>等地区也很常见。此外,一些学者还论述了发育于高纬度地区或冷水环境中的更为古老的海相碳酸盐岩,如澳大利亚的二叠系<sup>[19-20]</sup>、加拿大的奥陶系<sup>[21-22]</sup>。总的来说,冷水碳酸盐岩目前研究对象是以现代和新生代碳酸盐沉积物(岩)为主,而对于更为古老的古代碳酸盐岩论述较少,尚处于探索阶段。然而近年来,国外关于冷水碳酸盐岩的研究已逐渐发展成为一个主流研究领域,多位学者就其形成环境、结构组分(尤其是生物组合)、矿物组成、地球化学、成岩作用等方面<sup>[23-27]</sup>进行了深入探讨,并取得了一系列成果和认识。

应该说,区分非热带冷水碳酸盐岩和热带暖水碳酸盐岩可能是重新认识古代碳酸盐岩沉积环境的一个契机,同时也是恢复古气候和古纬度的重要途径之一<sup>[23,28]</sup>;此外,非热带冷水碳酸盐岩海底胶结作用十分有限,成岩作用效率低,有利于储集层的形成<sup>[3]</sup>,这为指导碳酸盐岩油气勘探提供了可能的依据。因此,冷水碳酸盐沉积及储层的研究具有重要的理论及实际意义。本文在大量资料调研的基础上,对冷水碳酸盐岩研究领域所取得的进展进行了梳理、分析和探讨,以期为下一步的深入研究奠定基础 and 指明方向。

### 1 概念的提出

“现在是认识过去的钥匙”这一现实主义原则已被地质学家广泛接受,现代碳酸盐沉积物形成环境的研究对于类比进而解释古代碳酸盐岩沉积环境具有重要意义。前人在现代碳酸盐沉积领域做了大量工作,取得了诸多认识,其中包括:(1)现代碳酸盐沉积物可形成于潮坪、陆架、深海等海洋环境和洞穴、

收稿日期: 2015-04-26; 改回日期: 2016-07-13

本文受国家科技攻关重大专项“海相碳酸盐岩油气资源潜力与大油气田形成条件、分布规律研究”(编号:2011ZX05004-001)资助

苏旺: 1991年生,2016年获中国石油勘探开发研究院硕士学位,主要从事碳酸盐岩沉积及储层研究。通讯地址:甘肃省兰州市城关区雁儿湾路535号; E-mail: suwang91@163.com

湖泊、冰川等非海洋环境,其中以低纬度的温暖浅海环境为主,主要分布于南北纬 $30^{\circ}$ 以内的热带地区<sup>[1-3]</sup>;(2)温暖海洋的表层水体中的 $\text{CaCO}_3$ 常是饱和甚至是过饱和的<sup>[23]</sup>,这有利于碳酸盐的沉积;(3)碳酸盐沉积与生物作用密切相关,而海洋有机物的分布明显受温度控制<sup>[29]</sup>,在温暖气候区能生产碳酸盐的生物最繁盛。基于以上三个原因,很多学者认为浅水碳酸盐沉积从纬度分布上来说是“热带”(包括部分亚热带)成因的,从海水温度上来说是“暖水”成因的,故称之为“热带陆架碳酸盐”或“暖水碳酸盐”<sup>[3]</sup>。根据“将今论古”的现实主义原则,传统的地质学观点自然认为古代的海相碳酸盐岩也主要形成于低纬度、洁净温暖的浅海海水中,这种观点至今仍是碳酸盐沉积环境的主流认识。

然而,随着现代和古代非热带及冷水碳酸盐沉积的不断发现,这一传统认识逐渐受到了一些学者的质疑。Askelsson早在1934年和1936年曾对冰岛南部海岸和法国西海岸非热带碳酸盐沉积物进行过描述<sup>[27]</sup>。之后,Teichert<sup>[30]</sup>(1958年)强调了冷水和深水珊瑚礁的重要性,并讨论了其中的生物组合。Briden和Iyring(1964年)根据古地磁资料,发现一些古代碳酸盐岩可能分布于高纬度地区<sup>[24]</sup>。Chave<sup>[31]</sup>(1967年)针对“暖水碳酸盐”的三个依据分别提出了质疑:(1)在全球一些高纬度和冷水的海域中,正在沉积并已形成具有一定规模的现代碳酸盐沉积物;(2)高纬度海域的表层水体中 $\text{CaCO}_3$ 也可能是过饱和的;(3)非热带地区较冷水体中的钙质有机物能够迅速钙化。因此,在非热带地区较冷气候条件下仍然具有形成石灰岩的潜力<sup>[23]</sup>。随后,Lees等<sup>[29,32]</sup>通过考察南北纬 $60^{\circ}$ 之间的现代海洋陆架环境中碳酸盐沉积物,在热带暖水和温带冷水中分别识别出chlorozoan和foramol两类生物骨架颗粒组合,并认为颗粒组合的分布受温度和盐度的共同控制。应该说,Chave的质疑以及Lees等的开创性工作为“冷水碳酸盐”或“非热带碳酸盐”概念的提出和观点的形成奠定了基础。

进入20世纪80年代后,关于非热带或冷水碳酸盐沉积的论文及经典著作不断涌现。Nelson等<sup>[24]</sup>在《非热带陆架碳酸盐》中详细描述了冷水碳酸盐缓坡的特征;James等<sup>[25]</sup>的《冷水碳酸盐》补充了大量从第四纪到古生代冷水碳酸盐沉积物或岩石的研究实例,并认为古生代石灰岩与现代冷水碳酸盐沉积物在很多方面表现出了惊人的相似性;Pedley等<sup>[27]</sup>在

《冷水碳酸盐——沉积体系和古环境控制》一书中指出,在研究冷水碳酸盐沉积环境时,应将小潮海(被陆地包围的水体,如地中海)和大潮海(即世界性大洋)区分开来,并指出两者的主要区别不是生物的多样性,更重要的是小潮海所特有的很弱的晴天再沉积作用。近年来,冷水碳酸盐在国际上已成为碳酸盐沉积学的一个热点研究领域,在2010年召开的第18届国际沉积学大会上专门设了一个冷水碳酸盐的研讨专题,并有多位学者作了发言<sup>[33]</sup>。

综合前人研究成果,“冷水碳酸盐岩”(Cool-water Carbonates)<sup>[25,27,34]</sup>,也有学者称之为“非热带陆架碳酸盐岩”<sup>[3,24,26]</sup>、“温带碳酸盐岩”<sup>[6,8]</sup>,是指在纬度约 $30^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 以上的温带及寒带地区和温度约 $20^{\circ}\text{C}$ 以下的沉积水体中,或是在富营养的寒冷上升流水体中形成的碳酸盐沉积物或岩石,其沉积特征与暖水碳酸盐岩不同。笔者认为,对于冷水碳酸盐岩概念的理解需要注意两点:第一,高纬度、深水区并不是冷水碳酸盐岩的根本限定因素,在有冷的富营养上升流侵袭的热带浅海区也有冷水碳酸盐沉积物的发育<sup>[3,27,35]</sup>,故其决定性因素在于是否有冷水的作用,因此“冷水碳酸盐岩”这一表述可能更为准确。第二,冷水是相对而言的,冷水与暖水之间没有严格的界线,已有多位学者阐述了冷水与暖水过渡类型沉积物的特征<sup>[36-38]</sup>。应该说,“冷水碳酸盐岩”概念的提出丰富和深化了人们对于碳酸盐沉积环境的理解。

## 2 冷水碳酸盐岩的主要地质特征

由于沉积物的形成环境不同,因此与暖水碳酸盐沉积相比,冷水碳酸盐在沉积物分布、结构组分(包括颗粒、基质和胶结物)、矿物成分、地球化学特征、成岩作用等方面均表现出明显的不同(表1)。

### 2.1 分布特征

根据海洋表层水的平均温度和总体的生物分布特征,Flügel等<sup>[3]</sup>划分出了3个与纬线近于平行的生物地理学分带(表2):热带、温带和极地带,其中温带和极地带又统称为非热带,各个纬度带之间的界线并非是截然的,而是过渡性变化的。

绝大部分已报道的现代冷水碳酸盐沉积物均分布在高纬度地区<sup>[39-40]</sup>(图1),即非热带海域中,因此很多学者习惯称之为“非热带碳酸盐”。而所谓的非热带环境<sup>[3]</sup>,可以粗略地认为是以现今珊瑚礁为界、

表1 冷水与暖水碳酸盐沉积物(岩)地质特征对比(据文献[3,23-24]综合与修改)

地质特征		冷水碳酸盐沉积物(岩)	热带暖水碳酸盐沉积物(岩)	
分布特征	(古)纬度	北纬30°和南纬30°之外的非热带浅水区,以及热带寒冷上升流浅水区	北纬30°与南纬30°之间的浅水区	
	沉积-构造背景	稳定—不稳定的开阔陆架或缓坡	稳定的台地、陆架	
沉积水体介质条件	平均海水温度(°C)	<20	>20	
	盐度	正常—低盐度	正常—超盐度	
	碳酸盐饱和度	饱和—欠饱和	过饱和—饱和	
结构组分	颗粒	植物	钙质红藻、大量海藻(褐藻)	钙质绿藻、钙质红藻
		动物	底栖有孔虫(量多、类少)、软体动物、苔藓虫、棘皮类、藤壶	造礁珊瑚、底栖有孔虫(量中、类多)、软体动物、棘皮类
	非骨架颗粒	不含鲕粒、集合颗粒,不含—含少量球粒	含量一般	
	孔隙物	胶结物	主要来源于成岩晚期深埋藏压溶作用	主要来源于成岩早期大气淡水或浅埋藏环境
灰泥基质		含量稀少—一般,成因主要为机械磨蚀、生物侵蚀及浸解	含量为一般—大量,成因主要为(生物)化学作用	
矿物组成	原始矿物组成	方解石>镁方解石>文石	文石>镁方解石>方解石	
	特殊矿物或岩性	白云石含量稀少	白云石含量一般	
		蒸发类矿物含量稀少	局部蒸发类矿物含量一般	
叠层石含量稀少		叠层石含量一般—大量		
地球化学特征	微量元素(石灰岩)	Fe、Mn含量较高,且Fe/Mn>1	Fe、Mn含量较低,且Fe/Mn近于1	
		Na含量较高,Sr/Na近于1	Sr含量较高,Sr/Na>1	
		Ca含量较高,Mg含量低—中	Ca含量较低,Mg含量中—高	
	碳、氧同位素(石灰岩)(‰PDB)(不考虑冰雪融水稀释的影响)	$\delta^{13}\text{C}$ 偏轻(极地-1.07~1.72;温带0.82~3.57)	$\delta^{13}\text{C}$ 偏重	
		$\delta^{18}\text{O}$ 偏重(极地2.89~5.01;温带0.80~2.77)	$\delta^{18}\text{O}$ 偏轻	
成岩作用	期次、类型、强度	早期溶解作用和浸解作用强,晚期发生深埋藏胶结作用	早期胶结作用强,晚期发生溶解作用和白云石化作用	
	成岩作用方向	破坏性	建设性	
沉积模式	沉积形态	均匀倾斜缓坡、远端变陡缓坡	镶边和孤立台地、缓坡	
	沉积速率	低,>1-10cm/ka	高,50-1000cm/ka	
	水体能量及循环	高能,开阔	高能—低能,开阔—受限	
	陆源输入	低—高	低	
	礁	稀少的牡蛎礁	大量	
	再沉积作用	强	弱,局部中—强	

表2 现代碳酸盐沉积物纬度分带(据文献[3])

分带类型		纬度范围	海水温度(°C)	亚类	纬度范围	海水温度(°C)	现代碳酸盐沉积物实例
非热带碳酸盐	Heterozoan生物	极地带碳酸盐	冷水 范围:-1.5-16 平均:<5-10	极地	>60°-70°N >60°-70°S	<5	北极圈内:格陵兰海中部,巴伦支海;南极圈内:罗斯海
				近极地	50°-60°N 50°-60°S	5-10	挪威北部,西加拿大陆架
	温带碳酸盐	30°~50°(60°)N 30°~50°(60°)S	凉水 范围:10-25 平均:10-18	凉温带	30°-50°N 30°-50°S	5-10	南澳大利亚,塔斯马尼亚岛*,新西兰
				暖温带	25°~>30°N 25°-30°S	10-18	地中海,北美沿岸,澳大利亚西南部
热带碳酸盐	Phozoan生物	热带碳酸盐	暖水 范围:18-30 平均:18->22	亚热带	30°N-30°S	18-22	巴哈马*,百慕大群岛,波斯湾,沙克湾(鲨鱼湾)*
				热带		>22	大堡礁*,印度洋,太平洋

\* 位置参见图1

一直到极地的广泛海域,或者说表层海水年平均温度约为 20℃的等温线(现今纬度约为 30°)以外的海域。然而,冷水碳酸盐沉积物的分布并不完全受纬度控制,除了非热带环境,在热带地区有寒冷富营养上

升流的水域也有冷水碳酸盐的沉积<sup>[34-35,41]</sup>。在离岸风和地球自转偏向力的驱动下,海洋表层水体向海方向(离岸方向)流动,而密度跃层和深部的水体向上涌动形成上升流,如现今在非洲和美国的西海岸<sup>[34]</sup>。

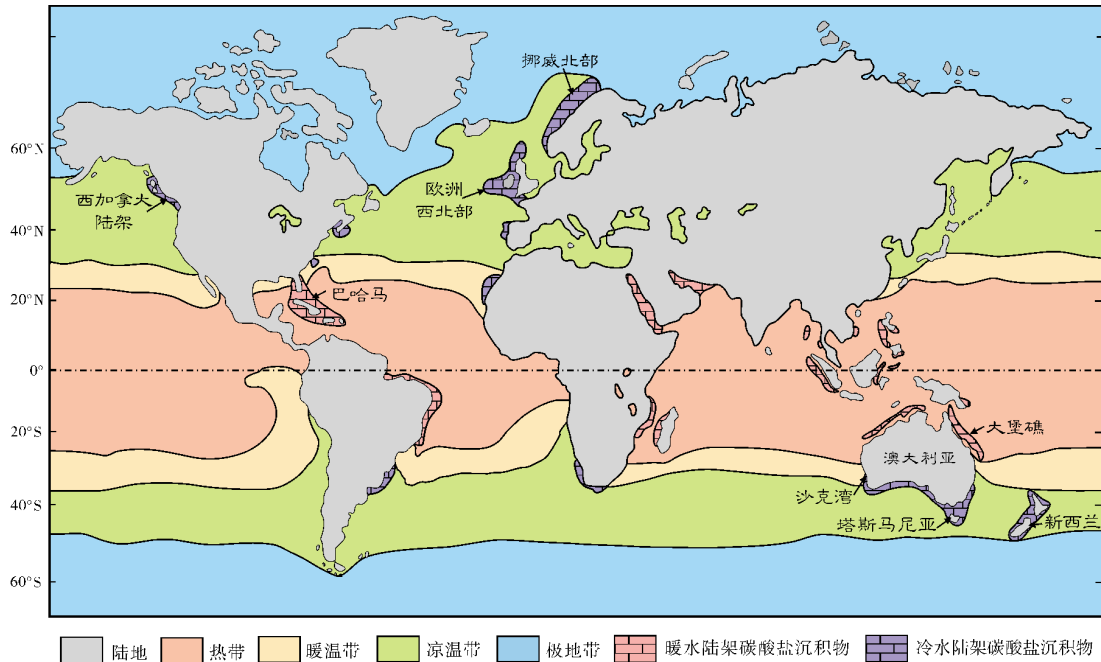


图1 全球现代陆架碳酸盐沉积物分布与纬度带(据文献<sup>[3,39]</sup>修改;底图据文献<sup>[40]</sup>)

## 2.2 结构组分特征

冷水碳酸盐沉积物在碳酸盐颗粒、基质和胶结物等结构组分上与暖水碳酸盐差异较大,以分选中等到好的粗至细粒生物碎屑灰岩为主,缺乏鲕类等非骨架颗粒,含有少量细粒沉积物和砾屑,且碳酸盐颗粒经搬运再沉积后可与其他颗粒混合。

### 2.2.1 碳酸盐骨架颗粒

骨架颗粒又称生物碎屑,由于生物类型及其演化受生态环境的控制,对于碳酸盐沉积中的生物组合而言,它必然受到海洋物理化学条件的控制,温度便是其中重要的影响因素之一(图2)。因此,与暖水碳酸盐沉积相比,冷水碳酸盐沉积在生物组合方面表现出明显的不同,多位学者对此作了详细阐述<sup>[2-3,26,29,32]</sup>。在热带暖水环境中识别出了钙质绿藻-珊瑚组合(chlorozoan)、绿藻组合(chloralgal)<sup>[26,29]</sup>、绿藻-有孔虫组合(chlorofoam)<sup>[42]</sup>;在冷水环境中识别出了有孔虫-软体动物组合(foramol)<sup>[26,29]</sup>、苔藓

虫-软体动物组合(bryomol)<sup>[24]</sup>、红藻石组合(rhodalgol)、软体动物-有孔虫组合(molechfor)<sup>[43]</sup>、藤壶-软体动物组合(barnamol)、双壳类软体动物组合(bimol)<sup>[44]</sup>、苔藓虫-棘皮动物组合(bryonoderm)<sup>[42]</sup>等。此外,James<sup>[18]</sup>根据是否对光照依赖,将生产碳酸盐的底栖生物分为自养颗粒组合(photozoan)(指示浅海暖水环境)和异养颗粒组合(heterozoan)(从极地到赤道、从潮间带到深海均有分布)两类生物组合,但需要说明的是,冷水碳酸盐沉积物基本全由异养颗粒组合组成,而异养颗粒组合的出现未必指示其为冷水碳酸盐沉积,它在暖水碳酸盐沉积物中也有分布<sup>[3]</sup>。冷水碳酸盐颗粒组合除了受温度影响,也受到盐度、养分以及颗粒搬运和再沉积作用的控制,如在高盐度或变盐度的热带—亚热带暖水环境中也可以发育有孔虫-软体动物组合<sup>[45]</sup>;由局部上升流导致的营养过剩可以抑制钙质绿藻-珊瑚组合的发育<sup>[45]</sup>;在开阔高能陆架或缓坡,受较强底流作用的影响,沿斜坡向上或向下搬运和再沉积作用可能导致不同类型颗粒的混合<sup>[3]</sup>。此外,在北大西洋等开阔陆架冷水域海岸

发现的潮下巨藻丛林(kelp forest)对冷水碳酸盐沉积也起着重要作用<sup>[3]</sup>,它为分泌钙质、产生沉积物的

大量生物(如藤壶、双壳类、海胆类、苔藓虫及龙介虫等)提供了栖息地。

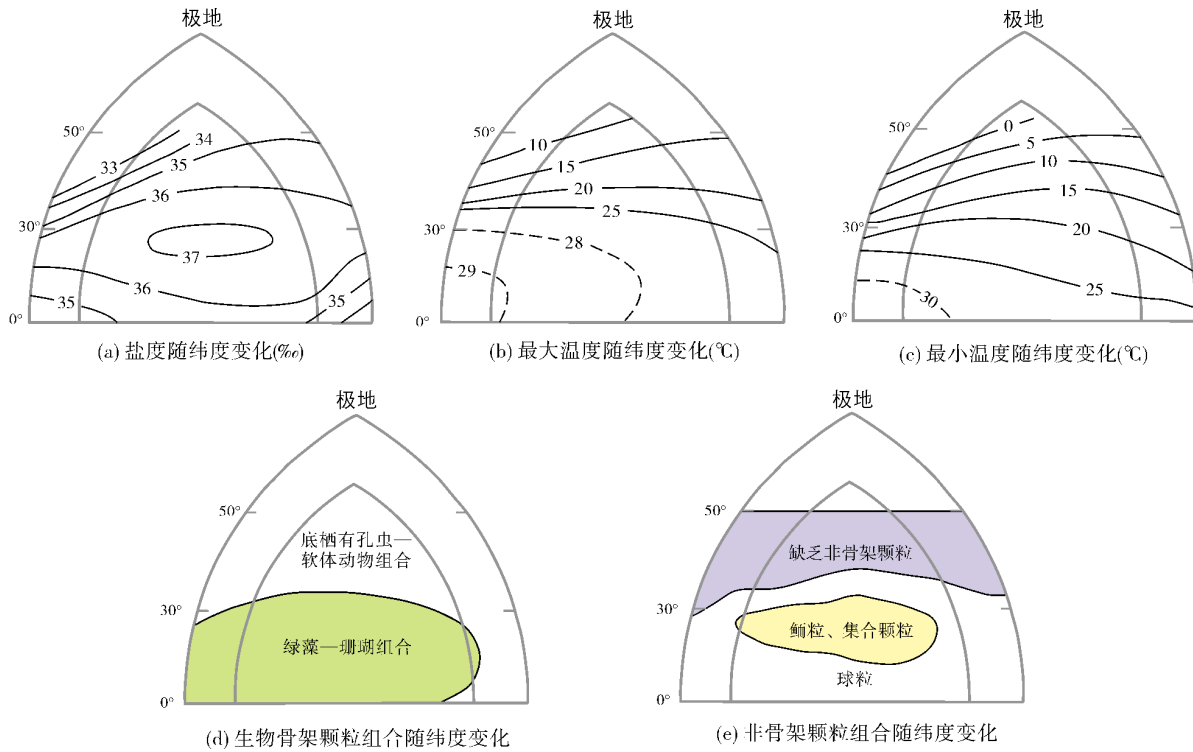


图2 碳酸盐沉积的环境条件和骨架颗粒组合的纬度变化(据文献<sup>[29]</sup>)

综上所述,在热带、亚热带浅海中,生物组合以造礁珊瑚和钙质绿藻大量发育为特征,藤壶、苔藓虫等占次要地位;而冷水碳酸盐沉积则受生物骨架碎屑所覆盖的开放海底环境所控制,这种海底环境缺乏造礁珊瑚、钙化绿藻,而以底栖有孔虫、软体动物、苔藓虫为主,此外还有海胆、藤壶、钙质红藻、龙介虫、介形虫以及非造礁珊瑚和海绵等,其中,除钙质红藻外,绝大多数为异养生物,因此,冷水碳酸盐的生产基本与光照无关<sup>[34]</sup>。

### 2.2.2 碳酸盐非骨架颗粒

非骨架颗粒是指碳酸盐沉积物(岩)中非明显生物来源的颗粒,包括鲕粒、核形石、似球粒、集合颗粒和内碎屑等<sup>[2]</sup>。以鲕粒、集合颗粒为代表的非骨架颗粒在很大程度上局限于暖水陆架环境,并与chlorozoan组合伴生发育,而在高纬度地区则基本缺失<sup>[26-27,29,32]</sup>,即冷水碳酸盐沉积缺乏非生物骨架颗粒(图2)。而球粒(pellets)则是非骨架颗粒中的一个特例,研究表明<sup>[29,32]</sup>,在靠近chlorozoan和foramol两

类骨架颗粒组合边界的区域,球粒也可以和代表冷水环境的foramol组合伴生发育。

至于为何冷水碳酸盐沉积缺乏以鲕粒、集合颗粒为代表的非骨架颗粒,多数学者认为非骨架颗粒的硬化和保存条件的差异是其根本原因<sup>[23,29]</sup>。首先,就海水的物理化学条件而言,热带暖水环境中碳酸盐常处于过饱和状态,温度、盐度适宜,就有利于文石的沉淀,进而经包壳或粘连形成鲕粒、集合体颗粒等,且有利于它们的硬化和保存;而在非热带或冷水环境中碳酸盐浓度多为近于饱和或未饱和,且温度、盐度条件不足,就不利于非骨架颗粒的硬化和保存。其次,在生物钻孔与泥晶套形成方面,热带暖水环境中颗粒的钻孔可被过饱和的碳酸盐沉淀充填,并使颗粒泥晶化形成泥晶套;而冷水环境中的颗粒因其钻孔没有充填而被溶解和破坏<sup>[46]</sup>,很少出现泥晶套,故不利于颗粒的保存。

### 2.2.3 灰泥基质

碳酸盐沉积环境中灰泥的成因主要有物理化学

沉淀作用、生物控制作用、生物崩解作用以及生物侵蚀、机械磨蚀和破碎作用等<sup>[3]</sup>。在热带地区碳酸盐往往处于过饱和状态,灰泥的形成多以化学沉淀以及生物化学作用为主,现代海洋沉积物中的针状文石泥大多是这种成因;而在非热带地区灰泥的成因则主要为颗粒的磨蚀、生物侵蚀和浸解作用等<sup>[23,26,47]</sup>。

非热带冷水环境中碳酸盐难以饱和,不易产生化学沉淀,而且沉积速率较低、生物钻孔发育且未被充填,因此容易遭受浸解和生物侵蚀作用,再加上冷水沉积环境底流作用较强,使得颗粒易遭受机械磨损和破碎,从而形成灰泥。Farrow等<sup>[47]</sup>也证实,许多高纬度陆架的碳酸盐泥都是由生物侵蚀(如穿贝海绵、石内藻以及一些腹足类和海胆类的侵蚀)或浸解作用(如粪球粒的浸解)形成,在这一过程中,生物侵蚀作用速率可以很快,且在高纬度水深小于25m内的透光带最为强烈<sup>[3]</sup>。

### 2.3 矿物组成特征

碳酸盐沉积物的矿物组成主要有文石、方解石和白云石三种,其中方解石又可分为高镁方解石(>4 mol%  $MgCO_3$ , 又称镁方解石)和低镁方解石(<4 mol%  $MgCO_3$ , 即为通常所指的方解石)。正常海水的无机沉淀实验表明<sup>[48]</sup>:在温度 $\geq 30^\circ C$ 的条件下,无机沉淀物全为文石;而在15~30 $^\circ C$ 时,无机沉淀物则是文石和镁方解石的混合物;当温度降低到3 $^\circ C$ 时,只有低镁方解石沉淀<sup>[48-49]</sup>。现代碳酸盐沉积物的矿物组成随纬度变化的特征并不是很明显,但也有些规律可循:从现今热带、暖温带、凉温带到极地浅海环境中,陆架碳酸盐沉积物分别以文石和高镁方解石、高镁方解石(和较少的文石)、高镁到低镁方解石(文石变化范围可较大)、低镁方解石为主<sup>[3,50-51]</sup>,即方解石中Mg含量随着温度的降低有减少的趋势<sup>[52]</sup>(图3)。

因此,与暖水的陆架碳酸盐沉积物相比,冷水碳酸盐沉积物中的文石含量可能较少<sup>[23]</sup>,而方解石含量较多,镁方解石次之<sup>[55]</sup>(图4),这是因为文石和镁方解石在冷水中可能会被溶解<sup>[56]</sup>。碳酸盐沉积物的矿物组成不仅受水体温度的影响,而且还与生物种类有关,Rao等<sup>[51]</sup>研究发现,南极海苔藓虫以低镁方解石为主,温带塔斯马尼亚苔藓虫多为高镁方解石和不定量的文石,而南极和温带的双壳软体动物主要由文石和不定量的低镁方解石组成。

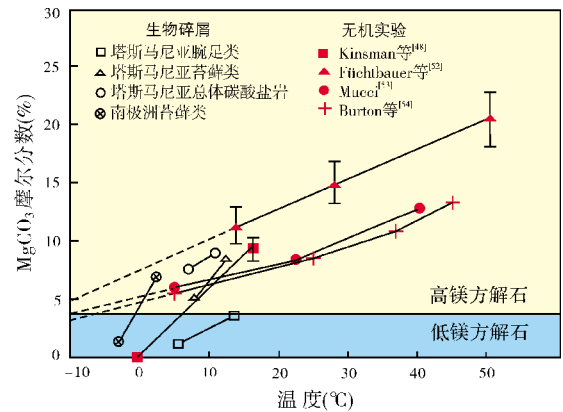


图3  $MgCO_3$  摩尔分数与水体温度的关系(据文献<sup>[51]</sup>修改)

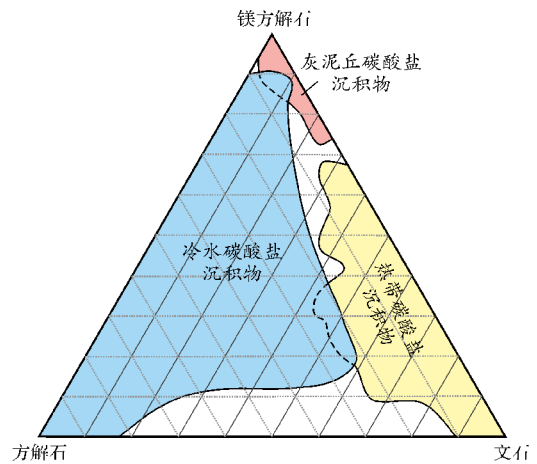


图4 热带碳酸盐、冷水碳酸盐与灰泥丘碳酸盐沉积物的矿物组成(据文献<sup>[34]</sup>简化)

图中三角图每格为10%

现代的白云岩形成于热带—亚热带等低纬区<sup>[23]</sup>;古地磁的研究也发现,古代白云岩大都出现在古赤道两侧纬度30 $^\circ$ 以内<sup>[57]</sup>;但埋藏白云岩的形成并不局限于暖水环境,在冷水碳酸盐岩中也可形成<sup>[58]</sup>。此外,蒸发岩类矿物(包括石膏、硬石膏和岩盐等)、钙质叠层石<sup>[23,50]</sup>也多出现在温暖的低纬度区,而在冷水环境中它们则普遍缺乏。

### 2.4 地球化学特征

用于碳酸盐沉积环境分析的地球化学标志主要包括微量元素和稳定同位素两个方面。在热带暖水环境中原始亚稳定的文石和镁方解石在大气淡水作用下转换成稳定的方解石,这个过程伴随着Mn的富集和Sr、Na的流失<sup>[59]</sup>;而原始冷水环境中的低镁方解

石在大气淡水成岩环境中保持稳定,因此其原始的地球化学特征大部分得以保留<sup>[50]</sup>。澳大利亚塔斯马尼亚奥陶系热带暖水碳酸盐岩(古纬度为10°N)与下二叠统近极地冷水碳酸盐岩(古纬度为80°S)微量元素组成对比表明<sup>[50]</sup>,暖水碳酸盐岩中Mn含量较低(25~244 μg/g)、Na含量中等(64~375 μg/g)、Sr含量较高(261~1 536 μg/g)、Sr/Na大于1(2.6~4.6),这与现今全新世热带文质碳酸盐沉积物特征类似<sup>[29,50]</sup>,并进一步推断该石灰岩原始的碳酸盐矿物组成以文石为主,石灰岩的形成温度约为30℃或以上;而在冷水石灰岩中Mn含量较高(100~2 500 μg/g)、Na含量(100~1 910 μg/g)与Sr含量(200~1 200 μg/g)相近、Sr/Na近于1,且Mg含量较低,表明了石灰岩原始矿物组成以低镁方解石为主,推断其形成温度在3℃以下。图5表明了冷水与暖水碳酸盐沉积物(岩)的微量元素相对丰度对比情况。在其他微量元素方面,Ca的富集量随气候变暖而降低<sup>[28]</sup>,且冷水石灰岩中钙质生物骨骼丰富,因此,冷水碳酸盐沉积物的钙含量较高。需要说明的是,碳酸盐沉积物中微量元素的含量不仅与原始沉积环境有关,如水温、盐度、岩石类型、填隙物类型及含量、矿物成分、生物种类及含量等,还受到成岩作用的影响<sup>[23,60]</sup>,若经历后期成岩作用则可能会削弱甚至消除这些微量元素组成特征。Hood等<sup>[60]</sup>研究表明,在冷水碳酸盐岩的岩石类型中,相较于颗粒灰岩,泥晶灰岩的Ca含量低,而Mg、Fe、Na、Sr、Mn含量高;(含铁)白云石化作用可使Ca相对减少,Mg、Fe大量富集,Na、Sr少量增加(图5)。

样品来源		Mg	Na	Sr	Fe	Mn
温带冷水碳酸盐沉积	新西兰塔拉纳基盆地上渐新统Tikorangi组(含少量含铁白云石)	●*	●	●	●	●**
	新西兰新生界石灰岩	●	●	●	●	●
	澳大利亚塔斯马尼亚现代沉积物	●	●	●	●	●
热带暖水碳酸盐沉积	澳大利亚塔斯马尼亚奥陶系	●	●	●	●	●
	巴哈马现代沉积物	●	●	●	●	●

圆圈半径与微量元素含量成正比。参考值: \* 15515 μg/g; \*\* 273 μg/g

图5 冷水与暖水碳酸盐沉积物(岩)微量元素相对丰度(据文献<sup>[60]</sup>)

在稳定同位素方面,C、O、Sr同位素组成已广泛应用于恢复(古)海水温度。Friedman等<sup>[61]</sup>建立了与水温相关的<sup>18</sup>O分馏模式。Kroopnick<sup>[62]</sup>指出,由于大气CO<sub>2</sub>浓度、有机质的氧化作用和水体的混合作用不同,从温带至极地带海洋表层水体的δ<sup>13</sup>C值也不同。Rao等<sup>[51]</sup>发现,由于海水温度、δ<sup>13</sup>C浓度以及水体循环不同,极地生物骨架与温带生物骨架的碳氧同位素分布区域可以很好地被分开(图6)。重的δ<sup>18</sup>O值指示了非热带或超盐度环境<sup>[63]</sup>。在没有冰雪融水稀释的影响下,非热带浅海苔藓虫、底栖有孔虫和软体动物的δ<sup>18</sup>O值可以给出近似的海水温度<sup>[64]</sup>,因此可以用于古温度的确定<sup>[65]</sup>,进而识别古代冷水碳酸盐岩。需要注意的是,如果有冰雪融水稀释的强烈影响,δ<sup>13</sup>C和δ<sup>18</sup>O值均会明显减小<sup>[51]</sup>,如格陵兰现代海<sup>[66]</sup>、加拿大北极区<sup>[67]</sup>和塔斯马尼亚二叠纪极地海<sup>[68]</sup>。此外,由于生长速率不同,非热带浅海不同的生物骨架(如苔藓虫、底栖有孔虫和软体动物)的δ<sup>13</sup>C和δ<sup>18</sup>O值会有少许差异<sup>[51,69]</sup>。

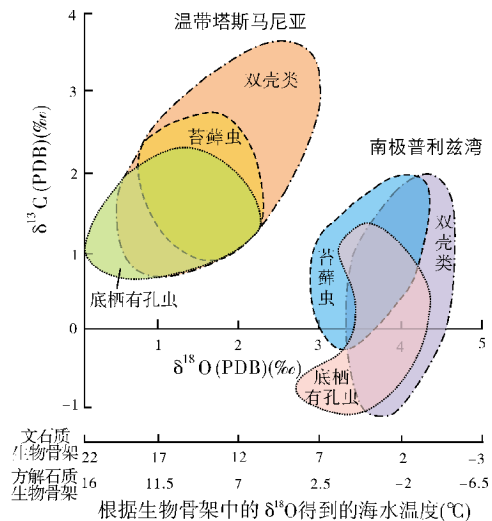


图6 极地和温带生物骨架碳氧同位素分布(据文献<sup>[51]</sup>修改)

## 2.5 成岩作用特征

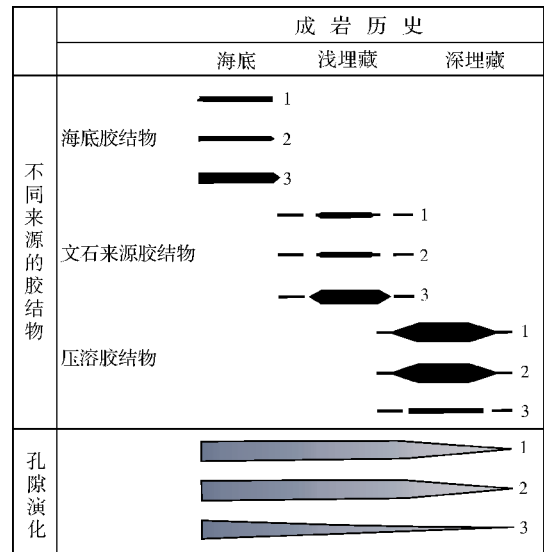
非热带环境中的碳酸盐沉积物成岩作用以破坏作用为主<sup>[70]</sup>,这是由于在非热带海水环境中的碳酸盐饱和度是很低的或者说是未饱和的,因此沉积物可以在很长时间内保持未成岩状态<sup>[3,34,71]</sup>。然而,骨架内和颗粒间的碳酸盐胶结作用在一些温带(凉水)和冷水碳酸盐沉积物中可能普遍存在<sup>[3]</sup>。研究表明,

文石含量对碳酸盐沉积物的成岩作用有重要影响<sup>[72]</sup>。在成岩早期,亚稳定的文石经溶解再沉淀可形成方解石胶结物。在大气淡水或浅埋藏环境中,富含文石的沉积物在成岩早期就开始形成大量的方解石胶结物<sup>[54,73]</sup>,从而提高了岩石硬度,增强了岩石在深埋藏环境中抵抗颗粒间机械和化学压实作用的能力,最终使得部分孔隙得以保留。对于冷水碳酸盐岩而言,由于其原始矿物组成中的文石含量很低,因此,它缺乏早期形成的大量粒间胶结物,而胶结物主要是来源于成岩晚期深埋藏颗粒间和缝合线的压溶作用<sup>[56,72]</sup>,较强的压实及压溶作用也使得粒间孔隙大大减少。Dodd等<sup>[72]</sup>研究发现,美国印第安纳州中密西西比统石灰岩和新西兰新生代非热带石灰岩相似,主要由方解石质的棘皮动物和苔藓虫组成,具有相似的成岩历史,尤其是胶结物的形成历史(图7):即海底胶结物和浅埋藏时期文石来源的胶结物较少,胶结作用较弱,孔隙可以得到很好保存;到了深埋藏时期,压溶作用成为胶结物的主要来源,胶结作用增强,孔隙空间急剧减少,显然这一演化模式与新生代热带石灰岩的成岩历史不同。冷水碳酸盐沉积物中很少发生白云石化,但Hood等<sup>[58]</sup>提供了一个很罕见的冷水碳酸盐岩埋藏白云石化的实例,该冷水石灰岩中只有泥晶基质发生部分白云石化,而骨架颗粒和亮晶胶结物没有发生白云石化;虽然没有白云石化相关的次生孔隙形成,但高脆性的白云质灰岩在后期构造运动中易形成裂缝,进而可以作为裂缝性油气储层。

### 3 冷水碳酸盐沉积模式

研究表明,冷水碳酸盐的沉积形态以缓坡为主<sup>[3,17,24,34]</sup>,这是由它的沉积及成岩特点所决定的。如前所述,冷水碳酸盐沉积物的骨架颗粒以有孔虫、软体动物、苔藓虫等异养生物为主,缺乏快速生长的造礁珊瑚、钙质绿藻等钙质造架生物,因此难以形成抗浪镶边;再加上波浪、风暴等高能底流作用强烈<sup>[3,17,34]</sup>,甚至可以直接冲刷到海岸,将生物碎屑搬运到很远,故沉积稳定性较差,海底生物建造很少超过分米级幅度<sup>[17]</sup>,且胶结作用较弱,所以冷水碳酸盐岩通常形成碳酸盐缓坡。

关于冷水碳酸盐缓坡的沉积模式,已有多位学者对其进行过探讨<sup>[24-25,27,34,74-75]</sup>。由于不同地区不同层系沉积时期的古地形和区域水动力条件不同<sup>[74]</sup>,



1 新西兰新生代非热带石灰岩  
2 美国印第安纳州中密西西比统热带石灰岩  
3 新生代热带石灰岩

图7 三种石灰岩的胶结物形成历史及孔隙演化  
(据文献[72])

由此导致的沉积相带分布也不尽相同,难以用统一的沉积模式来概括。以西班牙东南部新近系贝蒂克(Betic)山间盆地的温带碳酸盐沉积为例<sup>[75]</sup>,该区主要发育三种相模式(图8),即低能均匀倾斜缓坡沉积模式(图8a)、中等能量均匀倾斜缓坡沉积模式(图8b)和远端变陡缓坡沉积模式(图8c),相带分布由陆向海依次为海岸带、浅滩、开阔台地、斜坡脚及盆地相<sup>[75]</sup>(图8b)。其中,海岸相带包括海滩、潟湖、沙嘴、海底陡崖等诸多微相;向海方向为高能的浅滩相,以泥灰岩和粒屑灰岩为主,其中生物骨架颗粒高度破碎和磨损,发育槽状交错层理;在晴天浪基面之下,浅滩向盆地方向的相对安静的环境是最主要的碳酸盐生产区域,称为碳酸盐工厂相<sup>[16]</sup>,该区域生物骨架颗粒保存很好,为原地或准原地堆积。但对于远端变陡缓坡(图8c),由于胶结作用较弱,缺乏早期成岩作用,碳酸盐骨架颗粒易于移动<sup>[17,34,74]</sup>,在风暴期强烈底流作用下,碳酸盐工厂的骨架颗粒向陆地方向的浅滩、沙嘴及海滩搬运,也可以在重力流作用下沿较陡的斜坡向下搬运,在风暴浪基面之下的盆地海底扇叶和沟道中再沉积下来。

众所周知,碳酸盐缓坡在热带温暖浅水环境也可形成,且很多地质学家已成功将其模式应用于古代碳酸盐岩沉积环境的解释当中,但与此相比,冷水



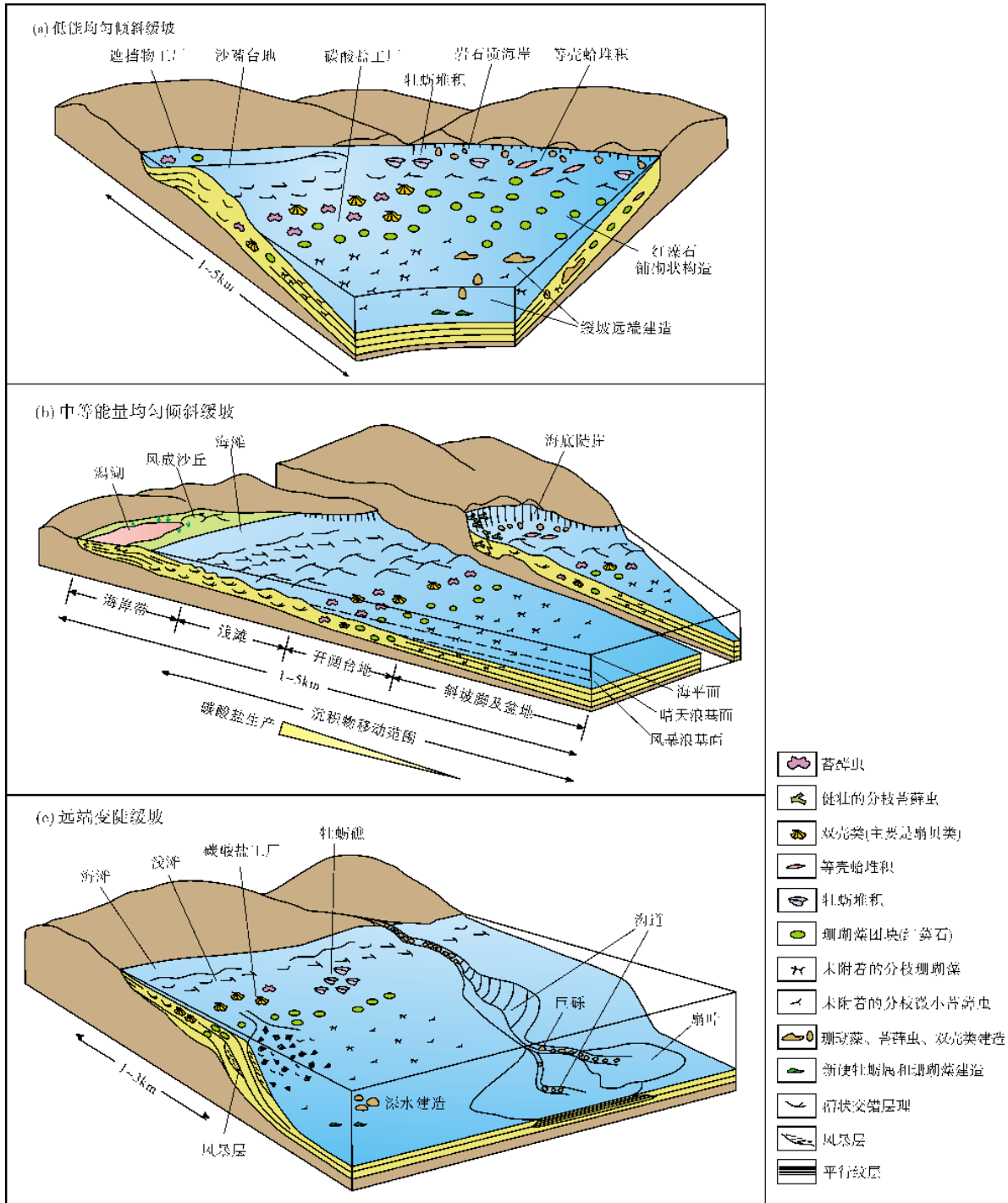


图8 西班牙东南部贝蒂克(Betic)山间盆地温带碳酸盐缓坡沉积模式(据文献[75]修改)

碳酸盐缓坡在形态演化、灰泥含量以及波浪磨蚀等方面<sup>[34]</sup>则表现出明显的不同。由于两者在镶边建造能力<sup>[17,34]</sup>和碳酸盐生产的深度窗不同<sup>[76]</sup>,热带缓坡有向镶边台地演化的强烈倾向,而冷水碳酸盐缓坡

形态则一直很稳定,这与碎屑岩陆架较为相似<sup>[34]</sup>。此外,冷水碳酸盐缓坡的沉积物分布也与碎屑岩陆架相似<sup>[34]</sup>,沿陆架的沉积物粒度分布均是水体能量的函数,水体越浅、能量越高的环境中沉积物粒度越

粗,随深度增加,泥级沉积物增加。如果冷水碳酸盐缓坡的波浪磨蚀作用很强烈,那么在其陆架中部的部分地区甚至没有沉积物堆积<sup>[77-78]</sup>。

## 4 展望

应该说,冷水碳酸盐岩是碳酸盐岩沉积岩石学一个全新的研究领域,经过近40年的发展,已取得一系列的成果和认识。然而不可否认的是,该领域的研究目前仍处于探索阶段,在很多方面还有待深入研究。

首先,在理论发展上,应继续深化研究现代冷水碳酸盐沉积物特征,在此基础上,进一步分析和解释古代冷水碳酸盐岩的沉积特征,总结出冷水碳酸盐沉积的地质特征及其与暖水碳酸盐的区别。许多古代碳酸盐岩的生物组合<sup>[79]</sup>、矿物成分、元素及同位素组成表明<sup>[80]</sup>,非热带碳酸盐岩在世界范围内可能广泛存在,且有些已经被识别,并且毫无疑问的是,有些现在被认为是“热带碳酸盐岩”的实例也将会被证明是冷水碳酸盐岩。在判别冷水和暖水碳酸盐沉积时,要综合结构组分、矿物组成、地球化学特征等多方面的资料,单方面的特征如单一门类的生物化石很难将两者区分开,而且可能得出错误的结论。

其次,在研究方法上,要明确诸如稳定同位素、古地磁、孢粉分析等传统的古气候分析方法对于判别冷水碳酸盐沉积的有效性和适用性,并尝试探索新方法,进而建立一套实用的冷水碳酸盐沉积的判别方法。

最后,在生产应用上,需明确冷水碳酸盐岩的油气地质意义,探索其储层形成机理及分布规律,总结冷水碳酸盐岩发育的沉积模式,从而更好地用于指导油气勘探。目前对于古代冷水碳酸盐岩油气储层潜力的研究还很薄弱,仅有个别学者作了相关探讨<sup>[35,58]</sup>。Martindale等<sup>[35]</sup>提供了一个在温跃层上下同时发育暖水和冷水碳酸盐岩油气储层的研究实例。我国海相碳酸盐岩分布面积广,油气资源丰富,是当前及未来油气勘探的一个重要领域,因此,冷水碳酸盐的基础性研究无论是对于碳酸盐沉积岩石学理论的完善,还是对于油气勘探的指导,都具有重要的意义。

## 5 结论

(1)冷水碳酸盐沉积是指在(古)纬度约30°~35°以上的温带及寒带地区、温度约20℃以下的沉积水体中,或是在富营养的寒冷上升流水体中所形成的碳酸

盐沉积物或岩石,其沉积特征与暖水碳酸盐不同。

(2)冷水碳酸盐沉积物中的生物颗粒组合以底栖有孔虫、软体动物、苔藓虫等异养生物和钙质红藻为主,缺乏造礁珊瑚和钙质绿藻,缺乏鲕粒、集合颗粒等非骨架颗粒;而且沉积物中灰泥基质含量较少,矿物成分以方解石为主,氧同位素较重,胶结作用弱,以破坏性成岩作用为主。

(3)冷水碳酸盐沉积形态以缓坡为主,且很稳定;受波浪、风暴等高能底流作用影响,波浪磨蚀作用和再沉积作用较强。

(4)冷水碳酸盐岩是碳酸盐岩沉积岩石学一个全新的研究领域,在很多方面还有待深入研究,在理论发展上,应继续深化研究其地质特征以及与暖水碳酸盐沉积的区别;在研究方法上,需明确各种方法的适应性,并探索新方法;在生产应用上,需明确其油气地质意义,进而指导油气勘探。

### 参考文献

- [1] Scholle P A, Bebout D G, Moore C H. Carbonate depositional environments[M]. Tulsa, Oklahoma: AAPG Memoir 33, 1983: 1-708.
- [2] Tucker M E, Wright V P. Carbonate sedimentology[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1990: 28-70.
- [3] Flügel E, Munnecke A. Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application[M]. New York: Springer, 2004: 7-46.
- [4] James N P, Bone Y, Borch C C V D, et al. Modern carbonate and terrigenous clastic sediments on a cool water, high energy, mid-latitude shelf: Lacepede, southern Australia[J]. Sedimentology, 1992, 39(5): 877-903.
- [5] Boreen T D, James N P. Holocene sediment dynamics on a cool-water carbonate shelf: Otway, southeastern Australia[J]. Journal of Sedimentary Research, 1993, 63(4): 574-588.
- [6] Nelson C S, Hancock G E, Kamp P J J. Shelf to basin, temperate skeletal carbonate sediments, Three Kings Plateau, New Zealand[J]. Journal of Sedimentary Research, 1982, 52(3): 717-732.
- [7] Nelson C S, Keane S L, Head P S. Non-tropical carbonate deposits on the modern New Zealand shelf[J]. Sedimentary Geology, 1988, 60(1/4): 71-94.
- [8] Nelson C S, Bornhold B D. Temperate skeletal carbonate sediments on Scott shelf, northwestern Vancouver Island, Canada[J]. Marine Geology, 1983, 52(3/4): 241-266.
- [9] Carey J S, Moslow T F, Barrie J V. Origin and distribution of Holocene temperate carbonates, Hecate Strait, western Canada continental shelf[J]. Journal of Sedimentary Research, 1995, 65A(1): 185-194.

- [10] Henrich R, Freiwald A, Betzler C, et al. Controls on modern carbonate sedimentation on warm-temperate to arctic coasts, shelves and seamounts in the Northern Hemisphere: Implications for fossil counterparts[J]. *Facies*, 1995, 32(1): 71-108.
- [11] Bosence D W J. Sedimentary facies, production rates and facies models for recent coralline algal gravels, Co. Galway, Ireland[J]. *Geological Journal*, 1980, 15(2): 91-111.
- [12] Nelson C S. Temperate shelf carbonate sediments in the Cenozoic of New Zealand[J]. *Sedimentology*, 1978, 25(6): 737-771.
- [13] Hood S D, Nelson C S. Cementation scenarios for New Zealand Cenozoic nontropical limestones[J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 1996, 39(1): 109-122.
- [14] James N P, Bone Y. Origin of a cool-water, Oligo-Miocene deep shelf limestone, Eucla Platform, southern Australia[J]. *Sedimentology*, 1991, 38(2): 323-341.
- [15] Boreen T D, James N P. Stratigraphic sedimentology of Tertiary cool-water limestones, SE Australia[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1995, 65 B(1): 142-159.
- [16] Martin J M, Braga J C, Betzler C, et al. Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga basin, southern Spain) [J]. *Sedimentology*, 1996, 43(2): 263-277.
- [17] Pedley H M, Carannante G. Cool-water carbonate ramps: A review[M]//Pedley H M, Carannante G. Cool-water carbonates: Depositional systems and palaeoenvironmental controls. London: Geological Society, Special Publications, 2006, 255(1):1-9.
- [18] James N P. The cool-water carbonate depositional realm [M]//James N P, Clarke J A D. Cool-water carbonates. Tulsa, Oklahoma: SEPM(Society for Sedimentary Geology) Special Publications, 1997, 56: 1-20.
- [19] Rao C P. Criteria for recognition of cold-water carbonate sedimentation: Berriedale Limestone(Lower Permian), Tasmania, Australia[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1981, 51(20): 491-506.
- [20] Draper J J. Permian limestone in the southeastern Bowen Basin, Queensland: An example of temperate carbonate deposition[J]. *Sedimentary Geology*, 1988, 60(1/4): 155-162.
- [21] Brookfield M E. A mid-Ordovician temperate carbonate shelf—The Black River and Trenton Limestone Groups of southern Ontario, Canada[J]. *Sedimentary Geology*, 1988, 60(1/4): 137-154.
- [22] Lavoie D. A Late Ordovician high-energy temperate-water carbonate ramp, southern Quebec, Canada: Implications for Late Ordovician oceanography[J]. *Sedimentology*, 1995, 42(1): 95-116.
- [23] Leonard J E, Cameron B, Pilkey O H, et al. Evaluation of cold-water carbonates as a possible paleoclimatic indicator [J]. *Sedimentary Geology*, 1981, 28(1): 1-28.
- [24] Nelson C S. An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates[J]. *Sedimentology Geology*, 1988, 60(1/4): 3-12.
- [25] James N P, Clarke J A D. Cool-water carbonates[M]. Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publication, 1997, 56: 1-429.
- [26] 颜佳新. 非热带浅海碳酸盐岩研究的新进展[J]. *地质科技情报*, 1991, 10(4): 15-18.
- [27] Pedley H M, Carannante G. Cool-water carbonates: Depositional systems and palaeoenvironmental controls[M]. London: Geological Society Special Publications, 2006: 1-365.
- [28] 周启永, 陈佩英. 沉积物中冷水碳酸盐的古气候意义——以贵州草海两个钻孔剖面为例[J]. *贵州地质*, 1989, 6(4): 347-356.
- [29] Lees A. Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation[J]. *Marine Geology*, 1975, 19(3): 159-198.
- [30] Teichert C. Cold-and deep-water coral banks[J]. *AAPG Bulletin*, 1958, 42(5): 1064-1082.
- [31] Chave K E. Recent carbonate sediments—An unconventional view[J]. *Journal of Geological Education*, 1967, 15: 200-204.
- [32] Lees A, Buller A T. Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted[J]. *Marine Geology*, 1972, 13(5): 1767-1773.
- [33] 吴因业, 朱如凯, 罗平, 等. 沉积学与层序地层学研究新进展——第18届国际沉积学大会综述[J]. *沉积学报*, 2011, 29(1): 199-206.
- [34] Schlager W. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy[M]. Tulsa, Oklahoma: SEPM(Society for Sedimentary Geology) Special Publications, 2005: 24-63.
- [35] Martindale W, Boreen T D. Temperature-stratified Mississippian carbonate as hydrocarbon reservoirs: Examples from the foothills of the Canadian Rockies[M]//James N P, Clarke J A D. Cool-water carbonates. Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publications, 1997: 391-409.
- [36] Collins L B, France R E, Zhu Z R, et al. Warm-water platform and cool-water shelf carbonates of the Abrolhos shelf, southwest Australia[M]//James N P, Clarke J A D. Cool-water carbonates. Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publications, 1997: 23-36.
- [37] Beauchamp B, Desrochers A. Permian warm- to very cold-water carbonates and cherts in northwest Pangea[M]//James N P, Clarke J A D. Cool-water carbonates. Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publications, 1997: 327-347.
- [38] Reuter M, Brachert T C, Kroeger K F. Shallow-marine carbonates of the tropical-temperate transition zone: Effects of hinterland climate and basin physiography(late Miocene, Crete, Greece) [M]//Pedley H M, Carannante G. Cool-water carbonates: Depositional systems and palaeoenvironmental controls. London: Geological Society Special Publications, 2006: 157-178.
- [39] Bosence D W J, Wilson R C L. Carbonate depositional systems [M]//Coe A L, Bosence D W J, Church K D. The sedimentary record of sea-level change. The Open University and Cambridge

- University Press, 2003: 209-233.
- [40] Schlager W. Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms: A short course (AAPG continuing education course note series #34) [M]. Tulsa, Oklahoma: AAPG Bulletin, 1992: 4-6.
- [41] Brandley R T, Krause F F. Upwelling, thermoclines and wave-sweeping on an equatorial carbonate ramp: Lower carboniferous strata of western Canada [M]//James N P, Clarke J A D. Cool-water carbonates. Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publication, 1997: 365-390.
- [42] Beauchamp B. Permian climatic cooling in the Canadian Arctic [M]//Klein G D. Pangea: Paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent. Boulder: Geological Society of America Special Paper, 1994: 229-246.
- [43] Carannante G, Esteban M, Milliman J D, et al. Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: Problems and limitations [J]. *Sedimentary Geology*, 1988, 60(1/4): 333-346.
- [44] Hayton S, Nelson C S, Hood S D. A skeletal assemblage classification system for non-tropical carbonate deposits based on New Zealand Cenozoic limestones [J]. *Sedimentary Geology*, 1995, 100(1/4): 123-141.
- [45] Hallock P, Schlager W. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms [J]. *Palaios*, 1986, 1(4): 389-398.
- [46] Alexandersson T. Micritization of carbonate particles: Processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments [J]. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, New Series*, 1972, 3: 201-236.
- [47] Farrow G E, Fyfe J A. Bioerosion and carbonate mud production on high-latitude shelves [J]. *Sedimentology*, 1988, 60(1): 281-297.
- [48] Kinsman D J J, Holland H D. The co-precipitation of cations with  $\text{CaCO}_3$ -IV. The co-precipitation of  $\text{Sr}^{2+}$  with aragonite between  $16^\circ$  and  $96^\circ\text{C}$  [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1969, 33(1): 1-17.
- [49] Schlager W, James N P. Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas [J]. *Sedimentology*, 1978, 25(5): 675-702.
- [50] Rao C P. Geochemical differences between tropical (Ordovician) and subpolar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia [J]. *Geology*, 1981, 9(5): 205-209.
- [51] Rao C P, Amini Z Z, Franlin D C. Comparison between modern polar and temperate skeletal carbonate mineralogy and oxygen and carbon isotopes, Antarctic and Tasmanian shelves [J]. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 1996, 130(2): 87-93.
- [52] Füchtbauer H, Hardie L A. Experimentally determined homogeneous distribution coefficients for precipitated magnesian calcites: Application to marine carbonate cements [C]// Geological Society of America Annual Meeting, 1976: 877.
- [53] Mucci A. Influence of temperature on the composition of magnesian calcite overgrowths precipitated from seawater [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51(7): 1977-1984.
- [54] Burton E A, Walter L M. The effects of  $\text{P}_{\text{CO}_2}$  and temperature on magnesium incorporation in calcite in seawater and  $\text{MgCl}_2$ - $\text{CaCl}_2$  solutions [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55(3): 777-785.
- [55] Al-Hashimi W S. Recent carbonate cementation from seawater in some weathered dolostones, Northumberland, England [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1977, 47(3): 1375-1391.
- [56] Choquette P W, James N P. Limestones—the burial diagenetic environment [M]//McIlreath I A, Morrow D W. Diagenesis. Ottawa: Geoscience Canada, Reprint Ser. 4, 1990: 75-112.
- [57] Briden J C, Irving E. Palaeolatitude spectra of sedimentary palaeoclimatic indicators [M]//Nairn A E M. Problems in Palaeoclimatology. New York: Interscience, 1964: 199-224.
- [58] Hood S D, Nelson C S, Kamp P J J. Burial dolomitisation in a non-tropical carbonate petroleum reservoir: The Oligocene Tikorangi Formation, Taranaki Basin, New Zealand [J]. *Sedimentary Geology*, 2004, 172(1/2): 117-138.
- [59] Pingitore N E. The behavior of  $\text{Zn}^{2+}$  and  $\text{Mn}^{2+}$  during carbonate diagenesis: Theory and applications [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1978, 48(3): 799-814.
- [60] Hood S D, Nelson C S, Kamp P J J. Discriminating cool-water from warm-water carbonates and their diagenetic environments using element geochemistry: The Oligocene Tikorangi Formation (Taranaki Basin) and the dolomite effect [J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 2004, 47(4): 857-869.
- [61] Friedman I, O'Neil J R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest [M]//Fleischer M. Data of Geochemistry. Washington D. C.: Geological Survey, U. S. Department of the Interior, 1977: 1-12.
- [62] Kroopnick P M. The distribution of  $^{13}\text{C}$  of  $\Sigma\text{CO}_2$  in the world oceans [J]. *Deep Sea Research*, 1985, 32(1): 57-84.
- [63] Taviani M. Stable isotope composition of Recent Antarctic biogenic carbonates and its bearing to the problem of ancient cold water limestones [C]// Abstracts of 6th international symposium on Antarctic earth sciences. Tokyo: National Institute of Polar Research, 1991: 577.
- [64] Rao C P. Implications of isotopic fractionation and temperature on rate of formation of temperate shelf carbonates, eastern Tasmania, Australia [J]. *Carbonates and Evaporites*, 1994, 9(1): 33-41.
- [65] Taviani M, Aharon P. An assessment of the stable isotope composition of calcareous modern benthic fauna from the Ross Sea, Antarctica [J]. *Antarctic Journal of the United States*, 1989: 131-132.
- [66] Israelson C, Buchardt B, Funder S, et al. Oxygen and carbon isotope composition of Quaternary bivalve shells as a water mass indicator: Last interglacial and Holocene, East Green-

- land [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 111(1/2): 119-134.
- [67] Hillaire-Marcel C. Palé-oceanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1981, 35: 63-119.
- [68] Rao C P, Green D C. Oxygen and carbon isotopes of Early Permian cold-water carbonates, Tasmania, Australia [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1982, 52(4): 1111-1125.
- [69] Mcconnaughey T.  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53(1): 151-162.
- [70] Alexandersson E T. Destructive diagenesis of carbonate sediments in the eastern Skagerrak, North Sea [J]. *Geology*, 1978, 6(6): 324-327.
- [71] Opdyke B N, Wilkinson B H. Paleolatitude distribution of Phanerozoic marine ooids and cements [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1990, 78(1/2): 135-148.
- [72] Dodd J R, Nelson C S. Diagenetic comparisons between non-tropical Cenozoic limestones of New Zealand and tropical Mississippian limestones from Indiana, USA: Is the non-tropical model better than the tropical model? [J]. *Sedimentary Geology*, 1998, 121(1/2): 1-21.
- [73] Tucker M E. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy [M]//Wright V P. *Sedimentology Review 1*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1993: 51-72.
- [74] Scoffin T P, Bowes G E. The facies distribution of carbonate sediments on Porcupine bank, northeast Atlantic [J]. *Sedimentary Geology*, 1988, 60(1/4): 125-134.
- [75] Braga J C, Martín J M, Betzler C, et al. Models of temperate carbonate deposition in Neogene basins in SE Spain: A synthesis [M]// Pedley H M, Carannante G. *Cool-water carbonates: Depositional systems and palaeoenvironmental controls*. London: Geological Society, Special Publications, 2006, 255(1): 121-135.
- [76] Schlager W. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic [J]. *International Journal of Earth Sciences*, 2003, 92(4): 445-464.
- [77] Hood S D, Nelson C S, Kamp P J J. Petrogenesis of diachronous mixed siliciclastic-carbonate megafacies in the cool-water Oligocene Tikorangi formation, Taranaki Basin, New Zealand [J]. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 2003, 46(3): 387-405.
- [78] James N P, Bone Y, Collins L B, et al. Surficial sediments of the Great Australian Bight: Facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2001, 71(4): 549-567.
- [79] Wilson J L. *Carbonate facies in geologic history* [M]. New York: Springer-Verlag, 1975: 471.
- [80] Rao C P, Jayawardane M P J. Major minerals, elemental and isotopic composition in modern temperate shelf carbonates, eastern Tasmania, Australia: Implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 107(1/2): 49-63.

编辑:黄革萍

## Cool-water Carbonates: A Review of the Current Status and Prospects

Su Wang, Jiang Qingchun, Chen Zhiyong, Wang Zecheng,  
Wang Long, Jiang Hua, Bian Congsheng, Wu Yulin

**Abstract:** Marine carbonate sediments is widely considered to be the products deposited in a warm and shallow sea environment for a long time, however, in recent years some overseas researches showed that the massive carbonates also can deposit in a cool-water shelf environment, namely cool-water carbonates. Based on the investigation of a large number of literatures, this paper reviews the concept, geological characteristics, sedimentary models of cool-water carbonates. Cool-water carbonates refers to the carbonate sediments or rocks deposited on the bottom of water bodies in a temperate zone or a polar zone with the latitude/palaeolatitude above about  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$  and the temperature below  $20^{\circ}\text{C}$ , or in a upwelling cool nutrient-rich water, so its sedimentary characteristics are different from the warm-water carbonates. The skeletal grain assemblages in cool-water carbonate sediments mainly consist of heterotrophic organisms, including benthic foraminifera, mollusks and bryozoans, and calcium red algae, but lack hermatypic coral reefs, calcified green algae and non-skeletal grains such as ooids and grain aggregates. The cool-water carbonates has less lime mud, more calcite, and heavier oxygen isotope. Its cementation is weak and its diagenesis is predominantly destructive. The cool-water carbonates has the geometry of ramp predominantly with strong wave erosion and re-sedimentation.

**Key words:** Cool-water carbonates; Geological characteristics; Sedimentary model; Oil /gas potential

Su Wang: Geology Engineer. Add: PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration & Development-Northwest, 535 Yanerwan Rd., Lanzhou, Gansu, 720030, China