

## 海相细粒陆源碎屑岩主要沉积构造类型及页岩气意义\*

施振生<sup>1,2</sup> 张亚雄<sup>3</sup> 曾番惠<sup>4</sup> 周天琪<sup>1,2</sup> 郭伟<sup>1,2</sup> 黄浩勇<sup>5</sup>

1 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

2 国家能源页岩气研发(实验)中心, 河北廊坊 065007

3 中国石化石油勘探开发研究院, 北京 102206

4 中国石油集团长城钻探工程有限公司地质研究院, 辽宁盘锦 124010

5 中国石油西南油气田分公司页岩气研究院, 四川成都 610051

**摘要** 沉积构造不仅能揭示海相细粒陆源碎屑岩的形成环境和沉积时的古水动力条件, 还影响到页岩气储集层的渗透性及可压裂性。文中通过系统总结国内外相关研究成果, 明确了海相细粒陆源碎屑岩沉积构造的主要类型及成因。海相细粒陆源碎屑岩主要发育物理成因、化学成因和生物成因 3 类沉积构造: 物理成因构造主要有流动成因构造和软沉积物变形构造, 前者包括交错纹理、水平层理(纹理)、块状构造、递变纹理和复合纹理, 后者包括滑塌—滑移构造、负载构造、火焰状构造、球—枕构造、包卷层理、扭曲纹理、碎裂纹理和坠石; 化学成因构造包括碳酸盐结核和黄铁矿结核; 生物成因构造主要有生物遗迹构造和生物扰动构造。该 3 类沉积构造主要为细粒浊流沉积、等深流沉积和远洋—半远洋沉积成因, 少数为沉积物变形成因。沉积构造类型直接影响页岩气储集层的渗透性、水力裂缝的生成及延展方向。

**关键词** 海相细粒陆源碎屑岩 水平纹理 交错纹理 递变纹理 软沉积物变形 沉积构造 可压裂性

**第一作者简介** 施振生, 男, 1976 年生, 高级工程师, 博士生导师, 主要从事细粒沉积学与储层地质学研究。E-mail: shizs69@petroChina.com.cn。

**通讯作者简介** 张亚雄, 男, 1983 年生, 编审, 主要从事沉积学研究。E-mail: 157498674@qq.com。

中图分类号: P512.2 文献标志码: A

## Main sedimentary structure types of marine fine-grained terrigenous clastic rocks and their significance for shale gas

SHI Zhensheng<sup>1,2</sup> ZHANG Yaxiong<sup>3</sup> ZENG Fanhui<sup>4</sup> ZHOU Tianqi<sup>1,2</sup>  
GUO Wei<sup>1,2</sup> HUANG Haoyong<sup>5</sup>

1 Research Institute of Petroleum Exploration and Development, PetroChina, Beijing 100083, China

2 National Energy Shale Gas R &amp; D (Experiment) Center, Hebei Langfang 065007, China

3 Petroleum Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Beijing 102206, China

4 Geology Research Institute, CNPC Great Wall Drilling Co., Ltd., Liaoning Panjing 124010, China

5 Shale Gas Research Institute, Southwest Oil and Gas Field Company, PetroChina, Chengdu 610051, China

**Abstract** Sedimentary structures can not only provide insights into the formation environment and

\* 中国石油天然气股份有限公司科技管理部“十四五”科技重大专项(编号: 2021DJ1901)资助。[Financially supported by the 14th Five-Year Plan of the Ministry of Science and Technology of PetroChina (No. 2021DJ1901)]

收稿日期: 2024-05-27 改回日期: 2024-06-20

hydrodynamics of marine fine-grained terrigenous clastic rocks, but also significantly influence the permeability and fracturability of shale gas reservoirs. Based on comprehensive analysis of relevant materials at home and abroad, the types and origins of marine fine-grained terrigenous clastic rocks were systematically summarized. The rocks exhibit physical, chemical and biological structures. The physical structures mainly include flow structures and soft-sediment deformation structures. Flow structures include cross lamination, horizontal bedding or lamination, massive structure, graded lamination, and composite lamination. Soft-sediment deformation structures include slumps and slides, load structures, flame structures, ball-and-pillow structures, convolute lamination, contorted lamination, disrupted lamination, and dropstones. Chemical structures comprise carbonate concretions and pyrites, with biogenic structures primarily consisting of trace fossils and bioturbation. The three major types of sedimentary structures are mainly the result of fine-grained turbidites, contourites, and pelagites-hemipelagites, with a few arising from sediment deformation. Variations in sedimentary structures directly influence the permeability of shale gas reservoirs and affect the generation and propagation direction of hydraulic fractures.

**Key words** marine fine-grained terrigenous clastic rocks, parallel lamination, cross lamination, graded lamination, soft-sediment deformation structures, sedimentary structure, fracturability

**About the first author** SHI Zhensheng, born in 1976, senior engineer, doctoral supervisor, is engaged in fine-grained sedimentary geology and reservoir geology. E-mail: shizs69@petroChina.com.cn.

**About the corresponding author** ZHANG Yaxiong, born in 1983, senior editor, is engaged in sedimentology. E-mail: 157498674@qq.com.

## 1 概述

细粒沉积是指粒径小于  $62.5 \mu\text{m}$  的沉积物或沉积岩 (Krumbein, 1932; Tucker, 2001; MacQuaker and Adams, 2003; Aplin and MacQuaker, 2011; Milliken, 2014; Lazar *et al.*, 2015; 姜在兴等, 2023), 其中具有纹理或页理构造的细粒陆源碎屑岩称为页岩 (邵龙义和张天畅, 2023)。细粒物质包括黏土级颗粒 (clay) (粒径  $< 3.9 \mu\text{m}$ ) 和粉砂级颗粒 (silt) (粒径  $3.9 \sim 62.5 \mu\text{m}$ ) (Tucker, 2001), 物质来源可能是陆源碎屑沉积物、化学沉积物、内碎屑、火山碎屑沉积物等 (操应长等, 2023)。细粒陆源碎屑岩包括粉砂岩 (粉砂含量大于%)、泥岩 (粉砂和黏土含量都不超过%) 和黏土岩 (黏土含量超过%) (邵龙义和张天畅, 2023)。细粒沉积在全球不同地质时代的沉积岩中广泛分布, 约占全球各类沉积岩分布面积的% (Blatt, 1982)。细粒沉积的矿物组成、地球化学特征能够反映沉积期古环境、古气候、物源区属性和元素迁移过程等信息 (Shi *et al.*, 2022a; Qi *et al.*, 2023)。它也是全球最重要的“碳汇”, 影响和控制着全球碳埋藏和碳循环 (Melchin *et al.*, 2013), 进而影响全球气候变化 (Munnecke *et al.*, 2010) 和海洋循环 (张兴

亮, 2022)。细粒沉积岩中蕴藏着大量石油、天然气、金属矿产及非金属矿产, 可构成油气矿产的烃源岩、储集层或盖层。

一般倾向于认为细粒沉积主要来源于静水垂直沉降, 整体为块状或薄纹层状, 内部不发育其他沉积构造 (MacQuaker and Bohacs, 2007)。因此, 学术界主要根据物质组成 (MacQuaker and Howell, 1999; MacQuaker and Adams, 2003)、粒度 (MacQuaker and Gawthorpe, 1993; MacQuaker *et al.*, 2007; Milliken, 2014) 和有机碳含量 (姜在兴等, 2013; Milliken *et al.*, 2021) 等指标来描述和定义细粒沉积岩。水槽实验研究发现, 细粒沉积不仅可形成于静水环境中, 而且在水体流速为  $15 \sim 25 \text{ cm/s}$  的环境中也可发生沉降, 并形成小型交错层 (MacQuaker and Bohacs, 2007; Schieber *et al.*, 2007)。自此之后, 关于细粒沉积的形成环境及水动力条件逐渐引起学术界的关注 (Schieber and Southard, 2009; MacQuaker *et al.*, 2010; Ghadeer and MacQuaker, 2011; Plint *et al.*, 2012; Plint and MacQuaker, 2013; Lazar *et al.*, 2015)。已有的研究发现, 细粒沉积中不仅发育小型交错层, 而且生物扰动构造 (Lobza and Schieber, 1999; Schieber,

2003)、透镜状层理 (Schieber *et al.*, 2010; Stow, 2010)、年纹层 (Schimmelmann *et al.*, 2016)、水平层理 (施振生和邱振, 2021; Shi *et al.*, 2022b; 施振生等, 2023a) 等沉积构造也广泛发育。海相细粒沉积岩以陆源碎屑沉积物为主, 沉积构造类型多样, 不仅能反映细粒沉积的形成环境及古水动力条件, 还对页岩气储集层的孔隙度、渗透率、裂缝发育特征、可压裂性产生重大影响。文中结合近年来沉积构造的研究成果, 系统、全面地梳理海相细粒陆源碎屑岩的沉积构造类型、特征及形成机理, 并初步探讨其对页岩气储集层的影响。

## 2 相关概念

细粒沉积岩的沉积构造是指细粒沉积中各组分的空间分布和排列方式, 也就是指组成细粒沉积岩的颗粒彼此间的相互排列关系。海相细粒陆源碎屑岩内部可划分出纹层 (lamina)、纹层组 (lamina-set) 和层 (bed) 等沉积单元, 这些沉积单元常通过矿物成分、结构、颜色的突变或渐变而显现出来, 在纵向上表现出明显的成层性, 从而形成不同类型的沉积构造。

纹层通常也称细层, 是细粒沉积的最基本及最小的沉积单元。纹层的形成与某一流动或沉积事件小幅度波动有关 (如浮游生物或底栖生物的季节性生长、半远洋沉降或风积作用、波浪振荡流等)。海相细粒陆源碎屑岩主要发育泥纹层 (muddy lamina) 和粉砂纹层 (silty lamina), 其中泥纹层主要由粒径小于  $3.9 \mu\text{m}$  的颗粒组成, 光学显微镜下颜色较暗, 故又称为暗纹层; 粉砂纹层主要由粒径  $3.9 \sim 62.5 \mu\text{m}$  的颗粒组成, 光学显微镜下颜色较亮, 故又称为亮纹层 (施振生等, 2018, 2020, 2023a)。纹层组由成因上相关的一套纹层组合而成。纹层组形成于相同的沉积条件下, 是一段时期内相对稳定的水动力环境沉积产物 (Campbell, 1967; Lazar *et al.*, 2015)。海相细粒陆源碎屑中, 纹层组的形成存在水流波纹、浪成波纹和悬浮沉降 3 种成因, 根据形态可分出板状、波状、弯曲状、透镜状和不规则状 5 种类型 (Stow, 2010)。层是由一组成因相关且相对整合的纹层或纹层组构成, 其顶界和底界为剥蚀面、停积面或相对整合面 (Campbell, 1967; Lazar *et al.*, 2015)。

细粒沉积中, 容易混淆的术语有“层理”

(bedding)、“纹理”(lamination)、“页理”(papery)、“裂理”(parting)等。“层理”、“纹理”和“页理”均是指细粒沉积中各组分的空间分布和排列方式, 它们均是一种沉积构造类型, 因此不能用厚度等术语来描述。一般情况下, 若页岩纹层 (laminae) 单层厚度小于  $1 \text{ mm}$  则称为纹理, 厚度  $1 \sim 10 \text{ mm}$  则称为页理 (冯增昭, 1994), 厚度大于  $10 \text{ mm}$  则称为层理 (Stow, 2010)。裂理 (parting) 是指岩石易平行层面裂开成薄板状或薄片状的习性 (Potter *et al.*, 2005; Boggs Jr, 2009), 其形成与颗粒的定向排列有关 (曾允孚和夏文杰, 1986)。剥裂裂理 (fissile partings) 厚度一般为  $0.5 \sim 1 \text{ mm}$ , 纸状裂理 (papery parting) 厚度为  $0.5 \text{ mm}$  (Boggs Jr, 2009)。裂理只在地表露头出现, 深埋在地下的细粒沉积岩没有裂理。

## 3 主要沉积构造类型及特征

### 3.1 分类依据及方案

与粗碎屑岩相似, 海相细粒陆源碎屑岩的沉积构造也有不同的分类方案。按照形态分类, 可分成层理构造、层面构造、结核等。按照形成阶段划分, 可分成沉积阶段、成岩阶段、后生阶段等。若按照成因分类, 可分为物理成因 (机械成因) 构造、化学成因构造、生物成因构造 3 大类: 物理成因构造基本上是细粒物质堆积时形成的, 它既可以是水流造成的, 也可以是同沉积变形造成的; 化学成因构造多是成岩作用的产物, 大体上与沉积作用无关; 生物成因构造是沉积过程中或沉积后生物形成的, 也大体上与沉积作用无关。因此, 前二者属于原生构造, 后者既有原生成因, 也有次生成因。

基于成因, 笔者将海相细粒陆源碎屑岩的沉积构造划分为物理成因、化学成因和生物成因 3 大类 (表 1)。对于次一级的沉积构造类型, 则按形态分类。

### 3.2 流动成因构造

流动成因构造 (current structures) 是指沉积物在搬运和沉积时, 在流体 (主要是水和空气) 的流动作用下形成的沉积构造, 包括波浪、层理 (纹理) 和冲刷—充填构造等 (冯增昭, 1994)。海相细粒陆源碎屑岩中, 常见的流动成因构造是层理 (纹理)、块状构造和冲刷—充填构造, 其中纹

表 1 海相细粒陆源碎屑岩主要沉积构造类型及环境解释

Table 1 Sedimentary structures and their formation environment interpretation of marine fine-grained terrigenous clastic rocks

成因类型	沉积构造	成因/环境解释	
物理成因	交错纹理	板状交错纹理	底流沉积
		波状交错纹理	底流沉积
		槽状交错纹理	细粒浊流沉积底部 (Stow 序列 T0 段)
	水平层理 (纹理)	泥质型水平层理	低流速、低密度浊流沉积
		书页型水平纹理	远洋一半远洋沉降
		交互型水平纹理	底流沉积, 流速为 15~25 cm/s
		层纹型水平纹理	底流沉积, 流速大于 25 cm/s
		粉砂型水平层理	底流沉积, 流速大于 25 cm/s
	块状构造	富泥型块状构造	高浓度流体泥成因, Stow 序列 T7 段
		生物碎屑型块状构造	低屈服强度的碎屑流成因
		生物扰动型块状构造	强生物扰动成因
	递变层理 (纹理)	层纹型递变纹理	低密度浊流成因, 流体流速大于 25 cm/s
		交互型递变纹理	低密度浊流成因, 流体流速 15~25 cm/s
		顺序型递变纹理	年纹层成因或流速小于 15 cm/s 的低密度浊流成因
		块状型正递变层理	浊流沉积后期的分离沉降成因
块状型复合递变层理		半远洋沉降成因	
复合纹理	束状纹理	细粒浊流沉积 T5 段	
	透镜状纹理	均质型: 微弱剪切分选作用的悬浮沉降成因 饥饿波纹理: 孤立的衰减波成因	
	波状纹理	与迁移波纹有关, 随着物源供给增加、水体流速增大, 依次形成衰减波纹理、低波高长波长型和丝带型波状纹理	
软沉积物变形	滑塌—滑移构造	重力作用下的滑移、滑塌或位移	
	负载构造、火焰状构造、球—枕构造	细粒浊流沉积的 T0 段	
	包卷层理	流体对初始波纹产生剪切和摩擦拖拽形成	
	扭曲纹理	地震震动、液化作用和沉积物脱水成因	
	碎裂纹理	沉积物快速卸载	
	坠石	冰川成因、生物成因或火山成因等	
化学成因	碳酸盐结核	成岩作用产物	
	黄铁矿结核	沉积成因或成岩成因	
生物成因	生物遗迹构造	生物活动	
	生物扰动构造	生物活动	

理的主要类型有交错纹理、递变纹理、水平纹理和复合纹理。

### 3.2.1 交错纹理

交错纹理 (cross lamination) 由一系列砂泥交互式纹层组或粉砂纹层组构成, 纹层与纹层组界面交切。纹层组界面可呈板状、波状或弯曲状, 彼此之间相互平行或交错。少数大薄片, 纹层组界面可见冲刷—充填构造和薄层滞积层。海相细粒陆源碎屑岩中, 根据纹层组界面形态及相互之间关系, 常见的交错纹理有板状 (图 1-a)、槽状 (图 1-b) 和波状 (图 1-c) 3 种类型。板状交错纹理 (tabu-

lar cross lamination) 的纹层组界面呈板状相互平行, 槽状交错纹理 (trough cross lamination) 的纹层组界面呈弯曲状交错, 波状交错纹理 (wavy cross lamination) 的纹层组界面呈波状弯曲。

细粒物质主要有 2 种沉降方式: 第 1 种是细粒物质以悬浮物的形式直接从水体中连续沉降下来 (Macquaker and Bohacs, 2007); 第 2 种是在流动水体中, 细粒物质以颗粒集合体的形式搬运, 并以水流波纹的形式聚集下来 (Schieber et al., 2007; Yawar and Schieber, 2017)。第 1 种沉降方式多形成水平纹理, 第 2 种沉降方式多形成交错纹理。海



a—板状交错纹理，川南地区五峰组；b—槽状交错纹理，川南地区五峰组；c—波状交错纹理（据 Lazar *et al.*, 2015）

图 1 海相细粒陆源碎屑岩的交错纹理特征

Fig. 1 Characteristics of cross lamination in marine fine-grained terrigenous clastic rocks

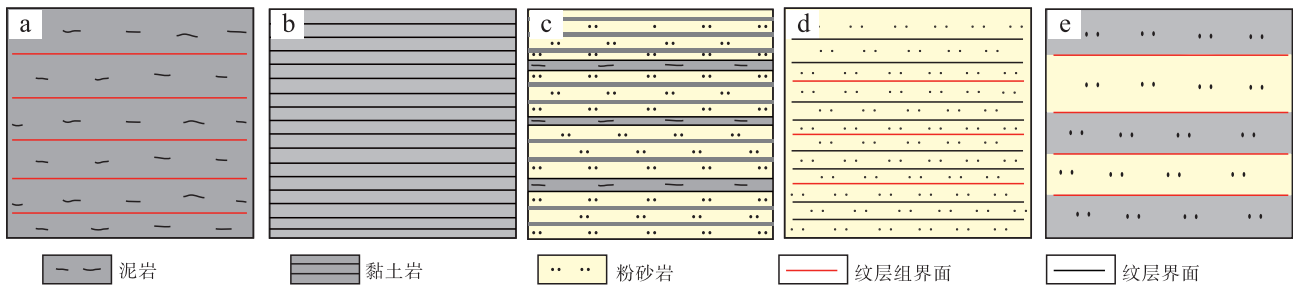
相细粒陆源碎屑岩中，板状交错纹理和波状交错纹理多出现于等深流沉积中(Stow and Lovell, 1979; Faugères and Stow, 1993; Shanmugam, 2017; Wilckens *et al.*, 2023)，而槽状交错纹理多出现于细粒浊流沉积底部(Stow 序列的 T0 段)(Bouma, 1962; Stow and Shanmugam, 1980; Talling *et al.*, 2012; Talling, 2013)。

3.2.2 水平层理（纹理）

水平层理（纹理）(horizontal bedding or horizontal lamination) 的特点是纹层和纹层组呈直线状相互平行，并且平行于层面。按照纹层组的类型，海相细粒沉积岩中的水平层理（纹理）可划分出泥质型水平层理（muddy horizontal bedding）、书页型水平纹理（paper horizontal lamination）、交互型水平纹理（silt-mud horizontal lamination）、层纹型水平纹理（silt-silt horizontal lamination）和粉砂型水平层理（silty horizontal bedding）5 种类型。它们的特征存在明显差异：(1) 泥质型水平层理由泥纹层组构成，泥纹层组厚度大于 1 mm，纹层组界面多为连续的板状，纹层组内部整体呈均质状，含

少量生物碎屑，不具有纹层构造(图 2-a；图 3-a)。(2) 书页型水平纹理由薄层状泥纹层构成，泥纹层厚度小于 1 mm，纹层界面多呈连续的板状(图 2-b；图 3-b)；生物碎屑丰富，单纹层厚度小于 1 mm，风化后多呈书页状，故常称为纹理。(3) 交互型水平纹理主要由交互型砂泥交互纹层组和泥纹层组构成(图 2-c；图 3-c, 3-d)，单纹层厚度小于 1 mm，纹层组界面呈连续的板状，纹层组内部纹层界面清晰，与纹层组界面相互平行；小型粉砂透镜体发育(图 3-d)，局部发育小型交错层。(4) 层纹型水平纹理由多层颜色相近的粉砂纹层组构成，单个粉砂纹层厚度小于 1 mm，纹层组厚度较大，整体呈层纹状(图 2-d；图 3-e)，纹层界面明显，呈连续的板状、相互平行。(5) 粉砂型水平层理主要由不同颜色的粉砂纹层组互层构成，纹层组的厚度一般为数厘米(图 2-e；图 3-f)，互层可以是近于等厚的，也可以是不等厚的，纹层组界面呈连续的板状，纹层组内部纹层界面几乎不可见。

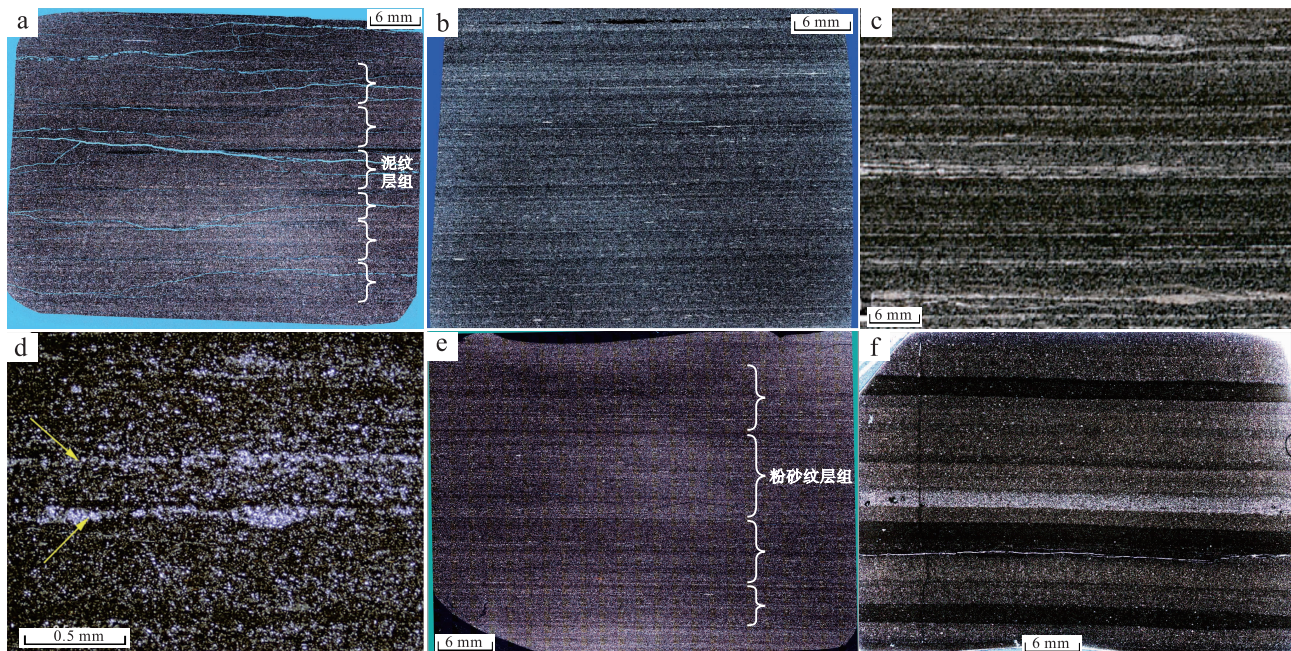
上述 5 种不同类型水平层理（纹理）的成因



a—泥质型水平层理；b—书页型水平纹理；c—交互型水平纹理；d—层纹型水平纹理；e—粉砂型水平层理

图 2 海相细粒陆源碎屑岩水平层理（纹理）示意图

Fig. 2 Schematic diagram of horizontal bedding or lamination of marine fine-grained terrigenous clastic rocks



a—泥质型水平层理；b—书页型水平纹理；c—交互型水平纹理（Yawar and Schieber, 2017）；d—小型粉砂透镜体（Yawar and Schieber, 2017）；e—层纹型水平纹理；f—粉砂型水平层理。除 c 和 d 之外的样品均来自川南地区五峰组—龙马溪组

图 3 大薄片图片展示的海相细粒陆源碎屑岩水平纹理类型及特征

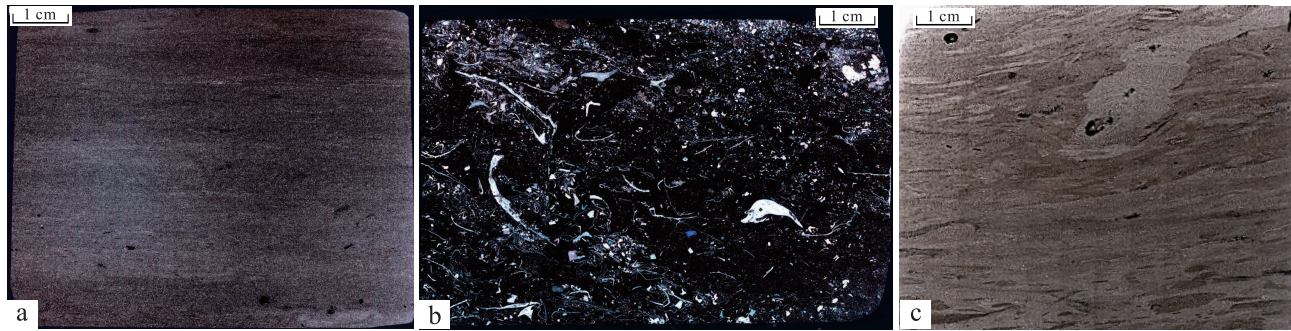
Fig. 3 Large thin section photos showing types and characteristics of horizontal bedding or lamination in marine fine-grained terrigenous clastic rocks

也具有明显差异：（1）泥质型水平层理可能为多期低流速、低密度浊流沉积的产物；低密度浊流活动晚期，流体由于流速降低、黏性增大而演变成凝胶体，凝胶体发生整体堆积而形成泥纹层组（Talling *et al.*, 2012），多个泥纹层组叠置形成泥质型水平层理（McCave and Jones, 1988）；泥质型水平层理中泥纹层组界面清晰，发育侵蚀构造，表明存在着明显冲刷作用。（2）书页型水平纹理的形成多与远洋—半远洋环境的缓慢悬浮沉降有关（Stow and Tabrez, 1998；施振生等, 2023b），细颗粒物多为生物成因（Aplin and Macquaker, 2011；赵建华等, 2016）。（3）交互型水平纹理发育小型粉砂透镜体和小型交错层，其形成可能与底流活动有关（Yawar and Schieber, 2017）；当底流流速为 15~25 cm/s 时，絮凝颗粒和粉砂颗粒组成的砂波在底床上独立迁移，二者相互叠置形成交互型水平纹理（Yawar and Schieber, 2017），沉积物沉积速率变化形成不同类型砂泥交互型水平纹理（施振生等, 2023a）。（4）层纹型水平纹理的形成与流速大于 25 cm/s 的底流活动有关，该水动力条件下絮凝颗粒难以形成，只有粉砂颗粒组成的多个

砂波在底床上迁移，从而形成层纹状的粉砂纹层组（Yawar and Schieber, 2017）。（5）粉砂型水平层理也可能形成于流速大于 25 cm/s 的底流环境，且沉积物供给速率更大，水体能量更强。

### 3.2.3 块状构造

块状构造（structureless fine-grained sediment）亦称均质层理（massive bedding），由单一型纹层组构成，呈现大致均质外貌，内部单个纹层不可识别（施振生和邱振, 2021）。块状构造的特点是内部物质均匀，无论组分和结构都没有明显分异现象，故不显层理。海相细粒沉积中，块状构造主要有富泥型块状构造（muddy structureless fine-grained sediment）和生物碎屑型块状构造（bioclastic structureless fine-grained sediment）2 种类型。富泥型块状构造整体由泥颗粒或粉砂颗粒组成，粒度基本一致，缺少较大的颗粒（图 4-a）。该类型块状构造可能由浓度较高的流体泥成因。低密度浊流中泥质颗粒缓慢沉降、流体浓度逐渐增加，最终整体固结形成凝胶体（gel）或高浓度流体泥（fluid mud layer）而沉降下来（McCave and Jones, 1988；Talling *et al.*, 2012）。该构造常见于细粒浊流沉积



a—富泥型块状构造；b—生物碎屑型块状构造；c—生物扰动型块状构造。所有样品均来自川南地区五峰组—龙马溪组

图 4 大薄片图片展示的海相细粒陆源碎屑岩块状构造类型及特征

Fig. 4 Large thin section photos showing types and characteristics of marine structureless fine-grained terrigenous clastic rocks

的  $T_{E-3}$  段 (Talling *et al.*, 2012) 或 T7 段 (Stow and Smille, 2020)。生物碎屑型块状构造整体由粉砂颗粒组成, 中间夹有大量细砂级生物碎屑 (图 4-b)。该类型块状构造可能为低屈服强度的碎屑流成因, 流体屈服强度为 0.1~5 Pa (Talling, 2013)。

另外, 海相细粒陆源碎屑岩中, 由于生物的强烈扰动, 原生层理完全混合破坏, 从而形成生物扰动型块状构造 (bioturbated structureless fine-grained sediment) (图 4-c)。该类型块状构造主要由粉砂颗粒组成, 生物扰动构造发育, 局部见有生物潜穴。生物扰动型块状构造的层界面多为生物殖居面, 局部发育侵蚀面, 侵蚀面上存在明显的地层尖灭。

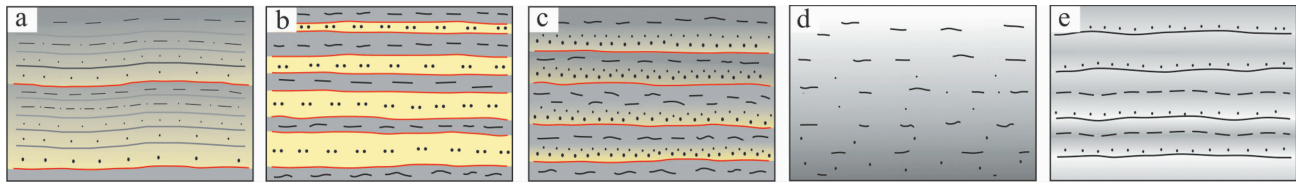
### 3.2.4 递变层理 (纹理)

递变层理 (纹理) (graded bedding or graded lamination) 又称粒序层理 (纹理), 它以组分颗粒的粒度递变为特征。递变层理 (纹理) 主要由递变型纹层组构成, 单个纹层组的厚度变化较大, 底部多呈突变接触, 顶部多呈渐变接触, 纹层组界面基本上相互平行。

海相细粒陆源碎屑岩中, 按照纹层组的类型, 递变层理 (纹理) 可划分出层纹型递变纹理 (silt-silt graded lamination)、交互型递变纹理 (silt-mud graded lamination)、顺序型递变纹理 (sequential graded lamination)、块状型正递变层理 (massive and graded bedding) 和块状型复合递变层理 (massive and bi-graded bedding) 5 种类型。(1) 层纹型递变纹理由递变式纹层组构成, 纹层组顶、底界面清晰, 呈连续的板状, 底界面上发育小型粉砂透镜

体或粉砂颗粒滞积层; 纹层组内部纹层界面清晰, 与纹层组界面平行或交切 (图 5-a; 图 6-a)。(2) 交互型递变纹理由粉砂纹层组和泥纹层组互层构成, 由下至上整体构成正递变, 或者由交互型递变纹层组构成; 纹层组界面清晰, 呈连续的板状; 由粉砂纹层组和泥纹层组互层构成的互层型递变纹理中, 粉砂纹层组分选较好, 底部常发育小型交错层和粉砂纹层透镜体, 由下至上厚度逐渐减小、粒度逐渐变细 (图 5-b; 图 6-b); 泥纹层组分选较差, 由下至上粒度基本一致。(3) 顺序型递变纹理由多个顺序型正递变纹层组构成 (图 5-c; 图 6-c), 纹层组内部除了粒度递变外, 单个纹层无法识别; 纹层组底界面清晰, 呈连续的板状, 有时发育冲刷面或薄层滞积层; 顶界面多呈渐变接触, 局部发育生物扰动构造。(4) 块状型正递变层理由块状递变层构成, 内部除了粒度递变外, 单个纹层和纹层组均无法识别 (图 5-d)。(5) 块状型复合递变层理由块状型递变纹层组构成, 纹层组内部除了粒度递变外, 单个纹层无法识别; 其由块状型复合递变纹层组构成, 纹层组的顶界面和底界面均为渐变接触 (图 5-e; 图 6-d)。

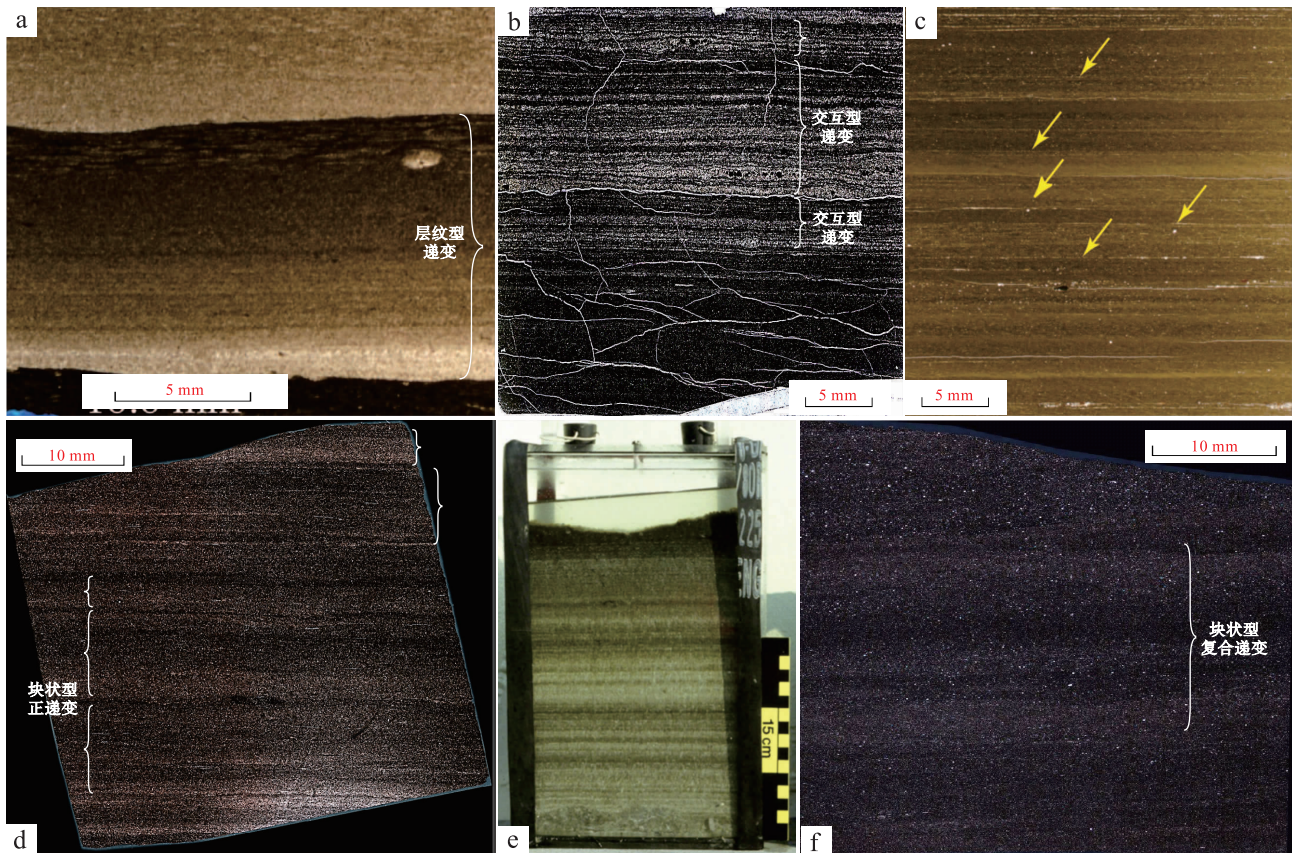
不同类型递变层理 (纹理) 的成因机制具有明显差异。前人研究表明, 由细砂、粉砂或泥组成的层纹型递变纹理可由高密度浊流底部的牵引毯 (traction carpets) (Kuenen, 1966; Hiscott, 1994) 重复坍塌形成, 也可由低密度浊流或底流形成的低波高砂波迁移叠置形成 (Best and Bridge, 1992; Schieber *et al.*, 2007; Baas and Best, 2008; Baas *et al.*, 2009, 2011, 2016; Schieber and Southard, 2009; Schieber, 2011), 还可由低密度浊流底部的



a—层纹型递变纹理；b—交互型递变纹理；c—顺序型递变纹理；d—块状型正递变层理；e—块状型复合递变层理

图 5 海相细粒陆源碎屑岩递变层理（纹理）示意图

Fig. 5 Schematic diagram showing graded bedding or lamination in marine fine-grained terrigenous clastic rocks



a—层纹型递变纹理 (Lazar *et al.*, 2015)；b—交互型递变纹理；c—顺序型递变纹理 (Plint *et al.*, 2012)；d—顺序型递变纹理；e—顺序型递变纹理 (Schimmelmann *et al.*, 2016)；f—块状型复合递变层理。样品 b、d、f 来自川南地区五峰组—龙马溪组

图 6 大薄片照片展示的海相细粒陆源碎屑岩递变层理（纹理）类型及特征

Fig. 6 Large thin section photos showing types and characteristics of graded bedding or lamination in marine fine-grained terrigenous clastic rocks

高紊流强度边界层剪切形成。高紊流强度边界层会造成絮凝颗粒破裂，所形成的细砂和粉砂颗粒在重力作用下优先沉降，从而形成层纹型递变纹理 (Stow and Bowen, 1978, 1980)。不同成因类型层纹型递变纹理的岩相特征及形成流体浓度存在明显差异。牵引毯成因的层纹型递变纹理多发育于细砂岩中；低波高砂波迁移成因的层纹型递变纹理发育于细粒陆源碎屑岩中，常伴生有大量小型粉砂透镜

体和小型交错层，形成流体中黏性泥浓度相对较低，沉积底形上可以形成砂波；高紊流强度边界层成因的层纹型递变纹理发育于细粒陆源碎屑岩中，纹层界面与纹层组界面相互平行，很少出现小型粉砂透镜体和小型交错层，形成流体中黏性泥浓度相对较高，沉积底形上无法形成砂波。海相细粒陆源碎屑岩中，层纹状递变纹理主要由粉砂颗粒组成，发育大量小型交错层 (Yawar and Schieber,

2017), 其应为低密度浊流产生的低波高砂波迁移叠置成因, 流体流速应大于 25 cm/s, 流体体积浓度应小于 0.01%~0.001% (Talling *et al.*, 2012)。

交互型递变纹理多为低密度浊流成因 (Stow and Bowen, 1978, 1980)。低密度浊流活动时, 粉砂颗粒和絮凝颗粒以相近的速率沉降。当它们沉降到底床时, 粉砂颗粒和絮凝颗粒形成独立的迁移砂波, 迁移砂波尾迹相互叠置形成泥纹层和粉砂纹层互层 (Yawar and Schieber, 2017)。随着浊流水体能量降低, 向上粉砂纹层粒度减小、厚度减薄, 形成交互型递变纹理。交互型递变纹理形成时期, 流体流速为 15~25 cm/s, 流体体积浓度为 0.01%~0.001% 至 0.7%~7%。

顺序型递变纹理可能是年纹层成因 (Schimmelmann *et al.*, 2016), 也可能是浊流成因 (Baas *et al.*, 2011)。陆源碎屑供给的季节性变化、藻类季节性勃发等造成沉积物特征及沉积速率季节性变化, 从而形成具有正粒序特征的年纹层 (图 6-d)。细粒浊流后期, 流体流速降低、黏性进一步增大, 浊流演变成高浓度 (0.7%~7%)、凝胶状的流体泥层 (gelled fluid mud layer) 或层状楔 (laminar plug), 底部发育薄层层状剪切层 (laminar shear layers) (McCave and Jones, 1988; Vrolijk and Southard, 1997)。剪切层内部, 絮凝颗粒破裂导致粉砂颗粒沉降, 同时流体浓度增大导致整体沉降形成正粒序, 此过程多次往复形成顺序型递变纹理 (图 6-e)。细粒浊流成因的顺序型递变纹理底部多发育小型冲刷面, 形成时期流体流速应低于 15 cm/s (施振生等, 2023a); 年纹层成因的顺序型递变纹理底部不发育冲刷面。

块状型正递变层理可能为浊流沉积后期的分离沉降成因, 浊流沉积后期, 由于流体流速降低、黏性增大, 低密度浊流演变成低强度的凝胶体。低强度凝胶体由于支撑强度不够, 粒度较大的粉砂颗粒率先沉降下来, 形成块状型正递变层理 (Talling *et al.*, 2012)。

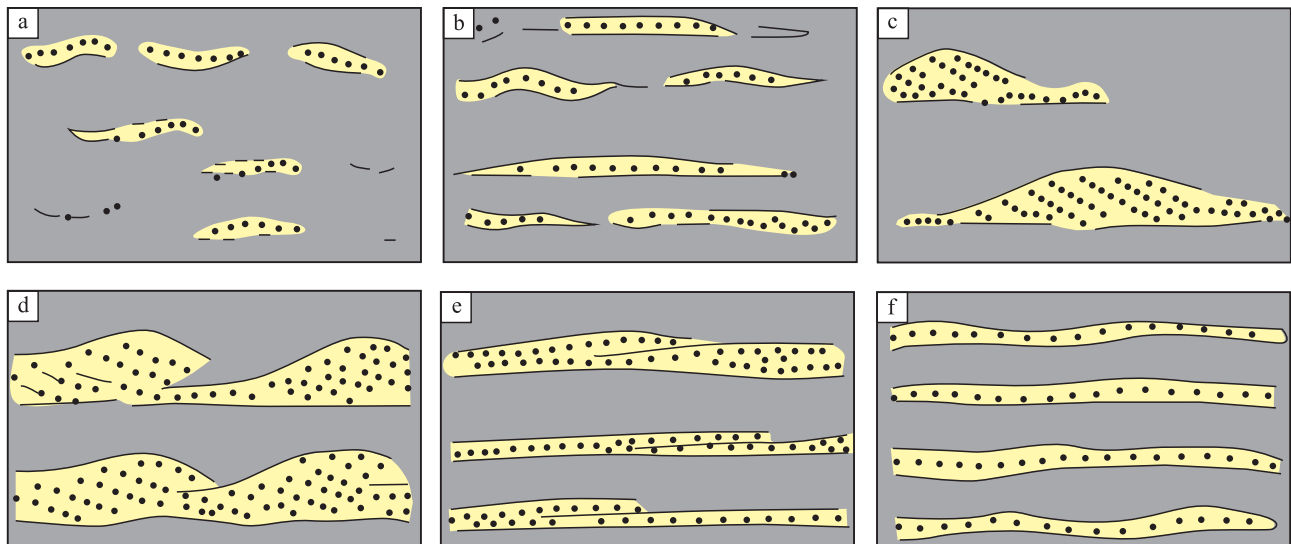
块状型复合递变层理可能为半远洋沉降成因 (Krenmayr, 1996; Stow and Tabrez, 1998; Stow and Smille, 2020) 或浊流成因 (Mulder and Alexander, 2001; Mulder *et al.*, 2003)。半远洋沉降成因的块状型复合递变层理的底界面多为连续过渡, 粒序的形成与静水环境中气候季节性变化、火山喷

发后火山灰沉降或浊流成因物质的扩散有关 (Stow and Smille, 2020; 施振生等, 2023b)。浊流成因的块状型复合递变层理底部多发育冲刷面, 递变层理的对称结构常遭到破坏 (Mulder and Alexander, 2001; Mulder *et al.*, 2003)。

### 3.2.5 复合纹理

复合纹理 (composite lamination) 主要包括束状纹理 (wispy lamination)、透镜状纹理 (lenticular lamination) 和波状纹理 (wavy lamination)。该类型纹理由粉砂纹层组 (或纹层) 和泥纹层组互层构成, 纹层组界面呈波状或透镜状。(1) 束状纹理主要由泥纹层组构成, 中间夹有极少量粉砂纹层, 粉砂纹层呈不连续的条带状或透镜状 (图 7-a)。(2) 透镜状纹理主要由泥纹层组构成, 中间夹有少量粉砂纹层组, 粉砂纹层组相对连续。透镜状纹理发育均质型透镜状纹理 (silt-mud streaky lamination) 和饥饿波纹型透镜状纹理 (isolated fading ripples or starved ripples) 2 种类型。均质型透镜状纹理的粉砂纹层组呈连续或不连续状, 内部结构均一, 纹层不可细分, 极少发育微型交错纹理 (图 7-b)。饥饿波纹型透镜状纹理的粉砂纹层组可识别出很多细小纹层, 纹层界面与纹层组界面相交 (图 7-c)。(3) 波状纹理主要由泥纹层组和粉砂纹层组互层构成, 粉砂纹层组相互叠覆或呈连续的条带状。波状纹理可细分为衰减波纹型 (fading ripples)、低波高长波长型 (low-amplitude long-wavelength ripples) 和丝带型 (silt-mud wavy lamination) 3 种。衰减波纹型波状纹理呈多个粉砂纹层组相互叠覆, 单个粉砂纹层组波长较小、波高较大, 内部可识别出多个粉砂纹层, 且纹层界面与纹层组界面高角度相交 (图 7-d)。低波高长波长型波状纹理呈多个粉砂纹层组相互叠覆, 单个粉砂纹层组的波长较大、波高较小, 内部粉砂纹层不可识别, 很少出现小型交错层 (图 7-e)。丝带型波状纹理粉砂纹层组内部结构均一, 纹层不可细分 (图 7-f)。

海相细粒陆源碎屑岩中, 束状纹理常出现于细粒浊流沉积的 T5 段, 其形成可能与浓度极低、流速极慢的浊流活动有关, 粉砂纹层的形成与悬浮沉降有关 (Stow and Shanmugam, 1980)。均质型透镜状纹理的形成主要为悬浮沉降成因, 但受到一定程度的沉积剪切分选作用 (Stow, 2010)。饥饿波



a—束状纹理；b—均质型透镜状纹理；c—饥饿波纹型透镜状纹理；d—衰减波纹型波状层理；e—低波高长波长型波状层理；f—丝带型波状层理

图 7 海相细粒陆源碎屑岩复合纹理类型及特征示意图 (据 Stow, 2010; 有修改)

Fig. 7 Schematic diagram showing composite lamination in marine fine-grained terrigenous clastic rocks (modified from Stow, 2010)

纹型透镜状纹理实质上是孤立的衰减波纹（饥饿波纹）成因，其形成可能与沉降物源供给少有关。透镜状层理出现于前寒武系以来不同时代的海相细粒沉积中（O'Brien and Slatt, 1990; Wignall, 1994），高含水的泥质撕裂屑遭受压实也可形成与透镜状纹理相似的沉积构造（Schieber *et al.*, 2010）。另外，粪球粒（Schmid-Röhl *et al.*, 2002）或潜穴（O'Brien and Slatt, 1990）的成岩压实过程中也可能形成透镜状纹理。与水动力成因的透镜状纹理不同，泥质撕裂屑形成的透镜体外形一般不规则、分选性差；粪球粒形成的透镜体一般呈卵形，大小不足毫米，粒径分布较窄；动物潜穴形成的透镜体一般为伸长状和弯曲状（Schmid-Röhl *et al.*, 2002）。波状纹理的形成多与迁移波纹有关，但相较于透镜状纹理，波状纹理形成时期物源供给相对充分，随着沉积时期物源供给增加、水体流速增大，依次形成衰减波纹型波状纹理、低波高长波长型波状纹理和丝带型波状纹理。

### 3.3 软沉积物变形构造

软沉积物变形构造（soft-sediment deformation structures）指的是沉积物在沉积到固结成岩之前这一阶段由于发生变形而形成的沉积构造。这类构造通常是局部分布的，基本上局限于上、下未变形层之间的某一层段内。沉积岩中，常见的软沉积物变形构造有滑塌构造（slumps）、液化砂岩脉（liqui-

fied sands）、变形层理（deformed bedding）、砂质侵入体（sand injection）、沉积岩脉（sediment-filled fractures or sedimentary dykes）、角砾碎屑层（brecciated clast layers）、砂火山（sand volcanoes）和负载构造（load casts）等（Collinson, 1994）。软沉积物变形构造的形成多与沉积物流化（fluidization）和液化（liquefaction）过程中流体逸出造成的孔隙压力改变有关（Lowe, 1975; Owen, 1996）。这种变化可能起源于沉积体的压实、滑塌等重力作用，也可能起源于波浪传播或地下水活动（Blanc *et al.*, 1998），还可能起源于地震活动引发的孔隙压力重建（Obermeier, 1996; Rossetti, 1999）。沉积物的固结程度、结构、粒度分布、胶结作用等均可影响软沉积物变形构造的类型及分布（Elliott and Williams, 1988; Berra, 2024）。海相细粒陆源碎屑岩由于含水率高、早期胶结作用微弱（van Loon, 2009; Owen and Moretti, 2011），故软沉积物变形构造发育，常见类型有滑塌—滑移构造，负载构造、火焰状构造和假结核、包卷层理、碎裂纹理、坠石、扭曲纹理等。

#### 3.3.1 滑塌—滑移构造

已沉积的、未完全固结的沉积物在重力作用下沿斜坡发生滑移、滑塌或位移等而产生的各种准同生变形构造统称为滑塌—滑移构造（slumps and slides）（Stow, 2010）。海相细粒陆源碎屑岩中，滑

移构造 (slides) 底部发育滑动面, 内部变形微弱。伴随着断裂和滑移, 可形成断层面陡而弯曲的重力断层 (图 8)。这种断层大多具有正断层的性质, 且下降盘可能加厚, 具有边断裂边沉积的特征 (图 9-a)。滑塌构造 (slumps) 具有明显的褶皱 (平卧状和不对称状), 且伴生有小型逆冲断层 (图 9-b)。当滑塌作用较强时, 沉积层有时遭到强烈揉皱, 甚至发生破碎, 形成成分不同、大小不一的沉积物碎屑和碎块混杂在一起的“混杂构造”或滑塌角砾岩 (图 9-c)。

滑塌—滑移构造可以发生于厚仅十几厘米的薄层内, 也可以涉及到厚达几十米的一套沉积层。分布范围可以是局部, 也可延伸数百米, 甚至几千米以上。沉积层在发生滑塌变形后, 厚度可变得相差很大, 下坡方向加厚, 上坡方向减薄, 甚至缺失一部分层位。引起滑塌的主要因素有地震、火山喷发、潮汐作用、海啸、过量荷载等, 但滑塌过程中则是重力起主导作用。滑塌—滑移构造大多发育于斜坡且快速沉积的环境中, 尤其在块体流沉积中特别发育 (Tripsanas *et al.*, 2008; Shanmugam, 2011)。在这种环境中, 滑塌作用往往形成分布广、厚度大的滑移—滑塌沉积, 并与其他成分均一、产状正常的岩层构成一套反复出现的韵律性沉积。

### 3.3.2 负载构造、火焰状构造、球—枕构造

负载构造 (load structures) 也称负荷构造、重荷模 (load casts) 等, 是指覆盖于泥质岩之上的粉砂层底面上的瘤状突起 (图 10-a; 图 11)。当下伏的高含水塑性软泥承受了不均匀负载时, 上覆的

粉砂物质陷入下伏软泥中, 从而产生负载构造 (冯增昭, 1994)。负载构造的立体形态有袋状、球体、短轴椭球状及各种不规则形态 (乔秀夫和郭宪璞, 2011)。当下伏软泥发生畸变时, 软泥常被挤入负载构造之间形成薄的舌状体, 称为火焰状构造 (flume structures) (图 10-a)。当上覆粉砂层完全陷入下伏的塑性软泥中, 粉砂层断裂而形成宽阔状、向斜状或球状的团块, 称为球—枕构造 (ball-and-pillow structures) (图 10-a)。

粗碎屑岩和碳酸盐岩中常发育枕状构造 (pillow structures), 其特征与球—枕构造在形态、产状及变形机制方面完全不同 (Pettijohn and Potter, 1964; Sims, 1975; Cojan and Thiry, 1992; Guiraud and Plaziat, 1993; Owen, 1996; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000; 乔秀夫和李海兵, 2008)。球—枕构造为上覆粉砂层陷入下伏的塑性软泥中形成, 常与负载构造和火焰状构造伴生, 而枕状构造为下伏强液化的粉砂层向上穿刺底辟上覆弱液化的粉砂层形成 (图 10-b)。另外, 球—枕构造位于岩层的不同部位中 (图 10-a), 而枕状构造层的枕状体则大体位于同一个高度的平面上 (图 10-b)。

负载构造、火焰状构造和球—枕构造的形成可能与强地震剪切力诱发的沉积物液化有关 (乔秀夫和李海兵, 2008), 也可能与槽模、沟模的充填或者孤立砂波的差异沉积有关 (冯增昭, 1994)。海相细粒沉积中, 负载构造、火焰状构造和球—枕构造多出现于浊积沉积中, 如细粒浊流沉积的 T0 段 (Stow and Shanmugam, 1980; Stow and Smillie, 2020), 其他环境中也偶有出现。

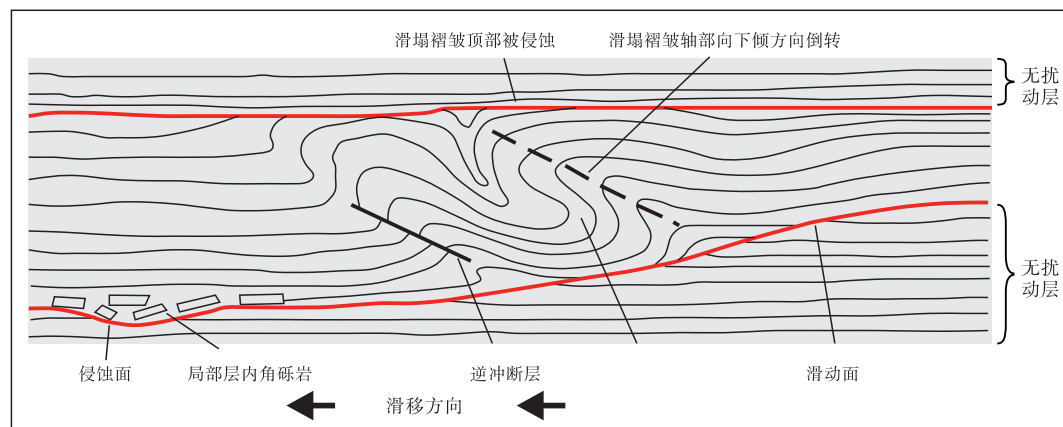
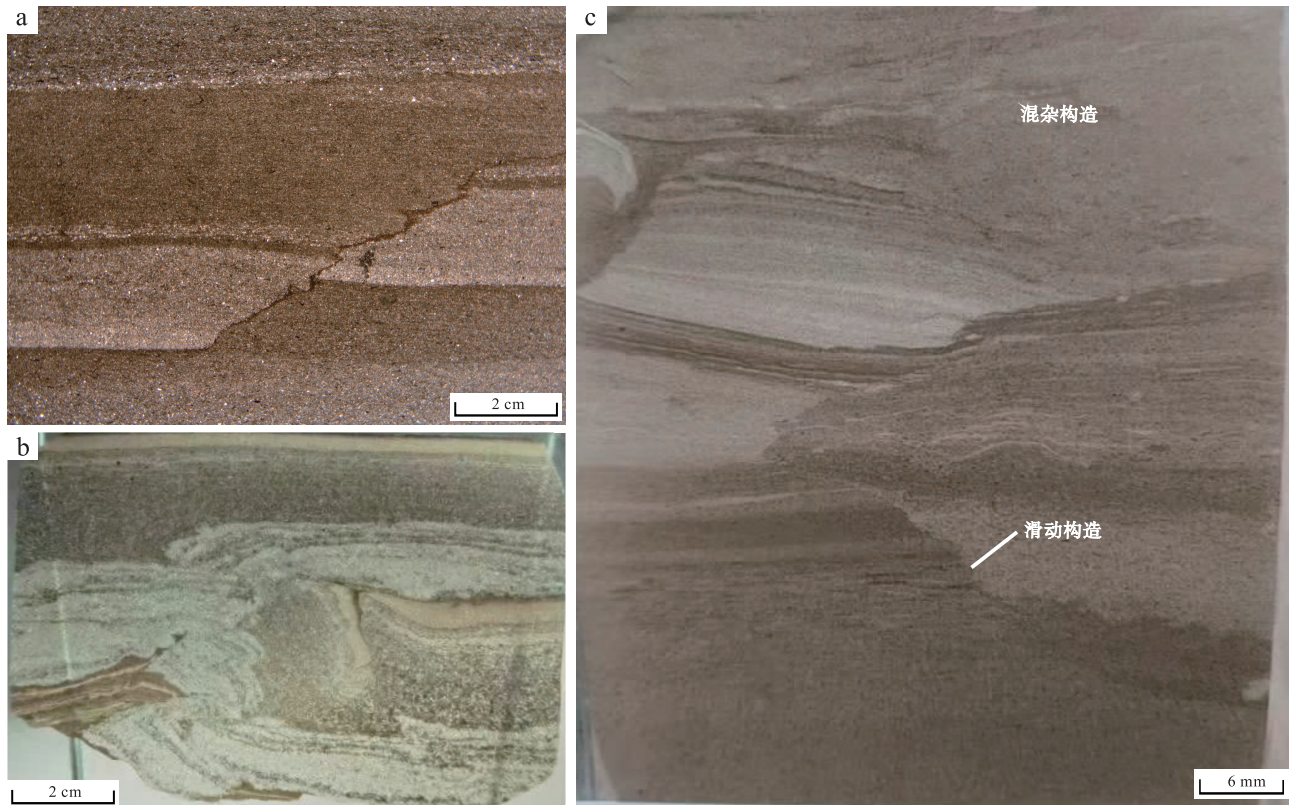


图 8 滑塌—滑移构造特征示意图 (据 Stow, 2010)

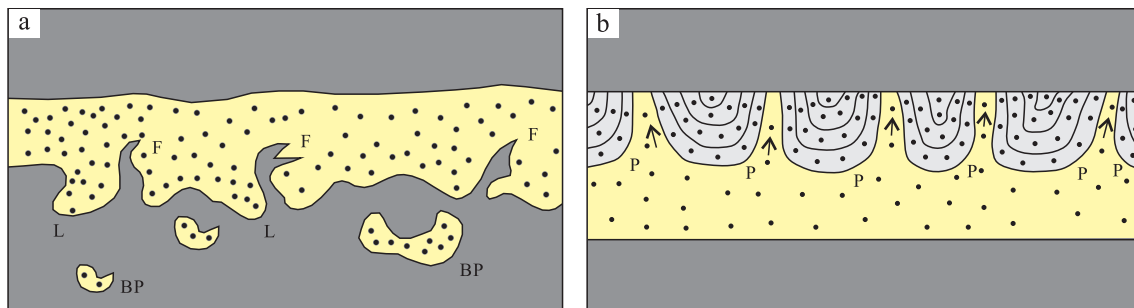
Fig. 8 Schematic diagram showing slumps and slides (after Stow, 2010)



a—滑移构造，小型重力断层，下降盘明显增厚；b—滑塌构造，明显发育褶皱，伴生小型逆冲断层；c—照片下部为滑移构造，上部为混杂构造。所有样品均来自川南地区五峰组—龙马溪组

图 9 大薄片照片展示的海相细粒陆源碎屑岩中的滑塌—滑移构造及特征

Fig. 9 Large thin section photos showing types and characteristics of slumps and slides in marine fine-grained terrigenous clastic rocks



a—软沉积物变形构造；b—枕状构造。L：负载构造；F：火焰状构造；BP：球—枕构造；P：枕状构造

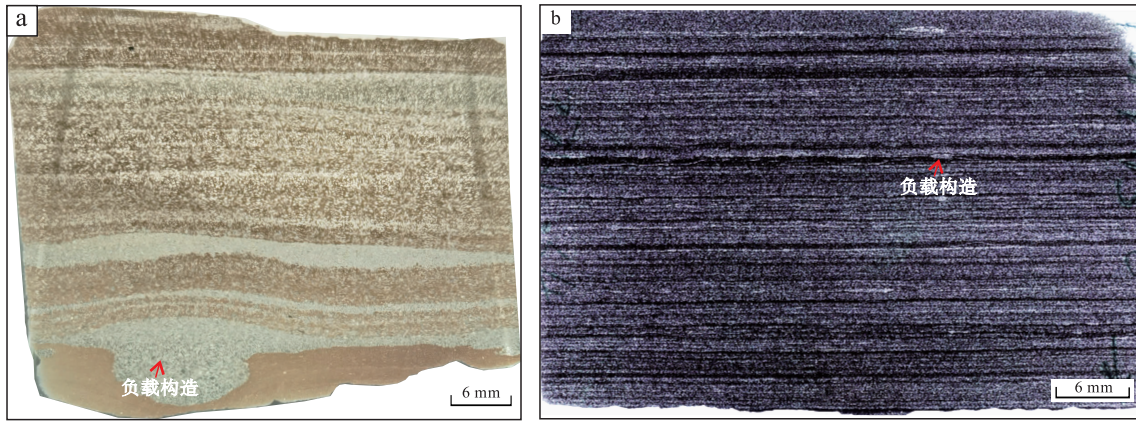
图 10 海相细粒陆源碎屑岩软沉积物变形构造示意图（据乔秀夫和李海兵，2008；Stow，2010；有修改）

Fig. 10 Schematic diagram showing soft-sediment deformation structures in marine fine-grained terrigenous clastic rocks (modified from Qiao and Li, 2008; Stow, 2010)

### 3.3.3 包卷层理、扭曲纹理、碎裂纹理、坠石

包卷层理 (convolute lamination) 是指 2 套未变形层之间的 1 套沉积层具有显著盘回褶曲或复杂揉皱的一种构造，其褶曲向斜宽阔圆滑、背斜紧密而尖锐(图 12-a；图 13-a)。与滑塌构造不同，包卷层理虽然揉皱强烈，但沉积层都是非常连续的，

很少与断层、滑移或角砾化现象伴生。扭曲纹理 (contorted lamination) 是指 2 套未变形层之间的 1 套具有显著变形或弯曲沉积层的一种构造。与包卷层理不同，扭曲纹理中粉砂层的形态一般不规则，且没有固定的倾斜方向(图 12-b)。碎裂纹理 (disrupted lamination) 是指 2 套未变形层之间的 1



样品均来自川南地区五峰组—龙马溪组

图 11 大薄片照片展示海相细粒陆源碎屑岩中负载构造特征

Fig. 11 Large thin section photos showing characteristics of load structures in marine fine-grained terrigenous clastic rocks

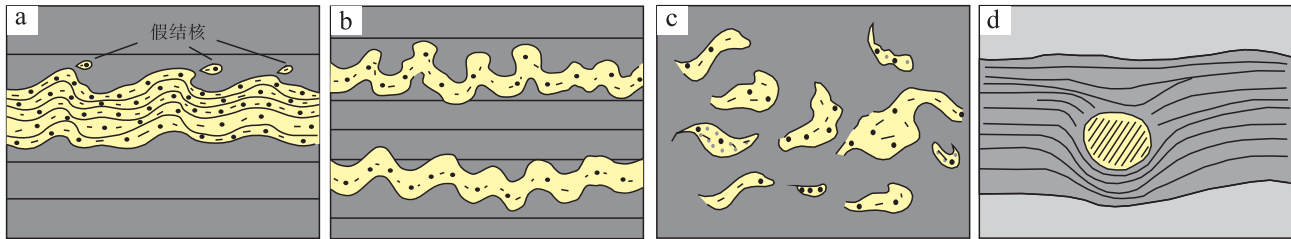
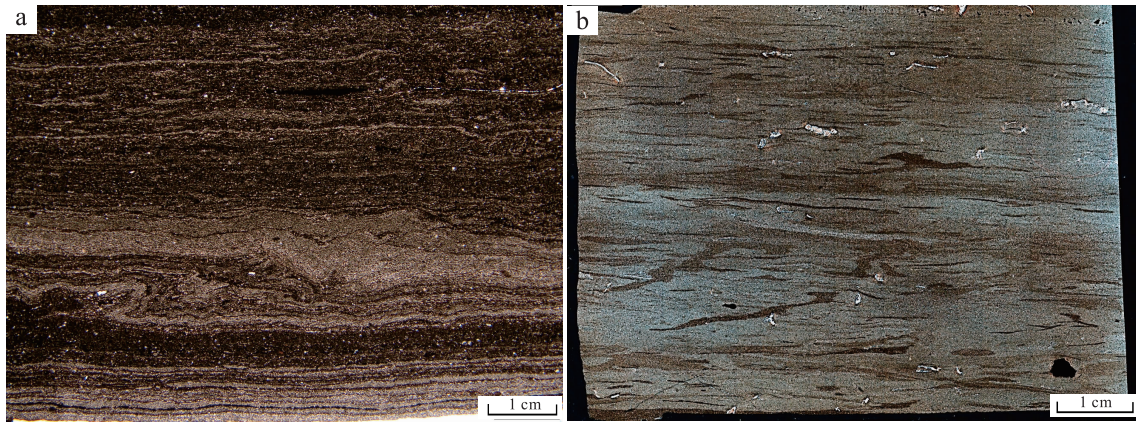


图 12 海相细粒陆源碎屑岩 (a) 包卷层理、(b) 扭曲层理、(c) 碎裂层理和 (d) 坠石示意图 (据 Stow, 2010)

Fig. 12 Schematic diagram showing (a) convolute lamination, (b) contorted lamination, (c) disrupted lamination, and (d) dropstones in marine fine-grained terrigenous clastic rocks (after Stow, 2010)



样品均来自川南地区五峰组—龙马溪组

图 13 大薄片照片展示海相细粒陆源碎屑岩 (a) 包卷层理和 (b) 碎裂层理特征

Fig. 13 Large thin section photos showing (a) convolute lamination and (b) disrupted lamination in marine fine-grained terrigenous clastic rocks

套沉积层发生了完全的变形或角砾化(图 12-c; 图 13-b)。岩心或露头上, 碎裂纹理极易与生物扰动构造相混淆, 二者之间的区别是碎裂纹理的边缘多为棱角状或次棱角状, 而生物扰动构造的边缘较平

滑, 多为次圆状至圆状。坠石 (dropstones) 是指通过生物筏运、冰筏、漂浮和投射等方式搬运来的较大颗粒沉积物陷入软泥中, 软泥沉积纹层局部凹陷或破坏而形成的构造(图 12-d)。

包卷层理、扭曲纹理、碎裂纹理和坠石构造的成因具有明显差异。包卷层理主要有 4 种成因机制：一是液化层的横向流动引起原生层理弯曲形成包卷层理（冯增昭，1994），二是沉积物沉积过程中上覆流体流动对初始波纹产生剪切和摩擦拖拽形成包卷层理（Gladstone *et al.*, 2018），三是沉积于斜坡上的沉积物由于重力剪切作用形成包卷层理（Allen, 1985），四是由沉积物内孔隙水泄出形成包卷层理（林春明，2019）。海相细粒沉积中，包卷层理常出现于 Stow 层序的“T1”段（Stow and Shanmugam, 1980），其可能是上覆流体流动对初始波纹产生剪切和摩擦拖拽形成。扭曲纹理多为地震震动、液化作用和沉积物脱水作用成因（Stow, 2010）。碎裂纹理与包卷层理和扭曲纹理相比，变形程度和碎裂程度更大。在某些情况下，由于沉积物快速卸载，包卷层理或扭曲纹理可能转变为碎裂纹理（Higgs, 2010）。坠石的成因多样，有冰川成因、生物成因或火山成因等（Bennett *et al.*, 1996; Baioumy *et al.*, 2020）。

### 3.4 化学成因构造

化学成因构造是指在沉积、成岩过程中及之后由化学作用形成的构造。这类次生成因的沉积构造多是沉淀和溶解 2 种作用的结果。海相细粒沉积常见的化学成因构造是结核（concretion）。

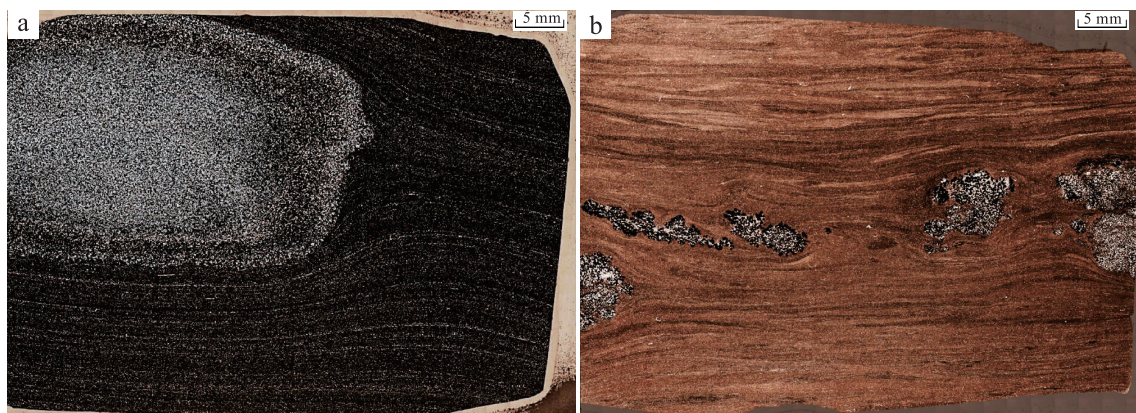
结核是岩石中自生矿物的集合体，其在成分、结构、颜色等方面与围岩有显著差别。它主要由未固结岩石中呈溶液状态的分散物质重新分配和集中并逐渐增长而成（Sellés-Martínez, 1996）。海相细

粒沉积中，结核形状通常为粒状、草莓状、团块状或不规则状等，具有同生成因、成岩成因和后生成因 3 类。同生结核是指沉积时期形成的结核，其可能是胶体物质围绕某些质点凝聚而成，也可能是直接呈凝块状析出而成，鉴别特征是结核不切穿纹层，纹层一般绕过结核呈弯曲状（冯增昭，1994）。成岩结核是成岩阶段物质重新分配的产物，它既可以切穿纹层，也可见纹层围绕结核发生弯曲。当纹层无变化地穿过结核与围岩时，反映结核在压实后形成；当结核中的纹层平行不变，而围岩中的纹层发生弯曲以及厚度发生变化时，说明结核形成于围岩压实之前；当结核中的纹层也发生弯曲时，说明结核与压实作用同时发生（Sellés-Martínez, 1996）。后生结核形成于沉积物固结以后，常沿裂隙带和层理分布，故它切穿层理而无层理弯曲现象。海相细粒沉积中碳酸盐结核和黄铁矿结核发育。

#### 3.4.1 碳酸盐结核

碳酸盐结核（carbonate concretions）由自生微晶或亮晶碳酸盐矿物组成，中心部分往往含有生物化石，形态一般呈椭球状到圆盘状（图 14-a），直径从几厘米到几米不等。结核上、下的围岩纹层绕结核弯曲，中间的纹层则被截断或穿过结核，这说明结核是在泥质沉积物沉积之后才生长的，很可能属于成岩作用的产物。周围纹层发生弯曲说明结核形成于压实作用结束之前。

最早认为，碳酸盐结核主要为同心圈层结构，圈层是多期形成的，内圈层形成较早，外圈层形成较晚（Raiswell, 1971）。后来研究发现，碳酸盐结核



样品均来自川南地区五峰组—龙马溪组

图 14 大薄片照片展示海相细粒沉积中的 (a) 钙质结核和 (b) 黄铁矿结核特征

Fig. 14 Large thin section photos showing (a) calcareous nodule and (b) pyrite nodule in marine fine-grained sediments

不仅有传统的同心圈层生长模式,还存在透入性生长模式 (Mozley, 1996; Fisher *et al.*, 1998) (图 15)。结核的生长通常与微生物活动密切相关,微生物活动通过氧化有机质为结核生长提供大量碳酸盐胶结物,从而控制了结核的形状与分布。一般认为,硫酸盐还原带中甲烷厌氧氧化或有机质厌氧氧化为结核生长的主要阶段 (Curtis *et al.*, 1972; Irwin *et al.*, 1977; Hudson, 1978; Gautier, 1982)。

### 3.4.2 黄铁矿结核

海相细粒沉积中黄铁矿结核 (pyrite) 大量发育,可分为自形黄铁矿、草莓状黄铁矿和交代型黄铁矿 3 种类型 (梁超等, 2024)。自形黄铁矿晶体形态多样,单体通常以立方体形式出现,粒度从微米级到厘米级不等,主要有普通自形黄铁矿和块状黄铁矿 2 类。自形黄铁矿通常形成于预先存在“成核支点”的环境中。草莓状黄铁矿外形为球形或椭球形 (Ohfuji and Rickard, 2005), 平均粒度  $6\ \mu\text{m}$ , 可分为普通草莓状黄铁矿、充填型草莓状黄铁矿及过度生长型草莓状黄铁矿 3 类 (Rickard, 2021)。草莓状黄铁矿的形成需要体系内具有极高的  $\text{Fe}(\text{II})$  和  $\text{S}(\text{II})$  浓度。在晚成岩阶段,外来成矿物质可对环境中存在的矿物进行交代,形成交代型黄铁矿。扫描电镜下草莓状黄铁矿发育,露头 and 岩心上肉眼见到的多为自形黄铁矿或交代型黄铁矿。露头和岩心上黄铁矿结核整体呈团块状、粒状、分散状或椭球状 (图 14-b), 单个黄铁矿颗粒多呈立方自形晶的形式分布于层面上,立方自形晶

富集到一定程度会在宏观上显示出顺层产出的细条带状或薄纹层状。黄铁矿层厚约几个毫米,极少数可达到  $1\sim 2\ \text{cm}$ 。岩层中裂隙发育部位可见到沿裂隙连续分布的自形晶黄铁矿。

黄铁矿的粒度和形态可以指示沉积古水体的氧化还原条件 (Wilkin *et al.*, 1996; Wilkin and Barnes, 1997; Rickard, 2019)。黄铁矿中的硫同位素与碳酸盐中伴生硫酸盐的硫同位素的差值可以指示古海洋的黄铁矿埋藏量及硫酸盐浓度 (Present *et al.*, 2015; Liu *et al.*, 2019)。另外,页岩中的黄铁矿可以为重建大气氧化历史提供依据 (Scott *et al.*, 2008; Large *et al.*, 2019)。

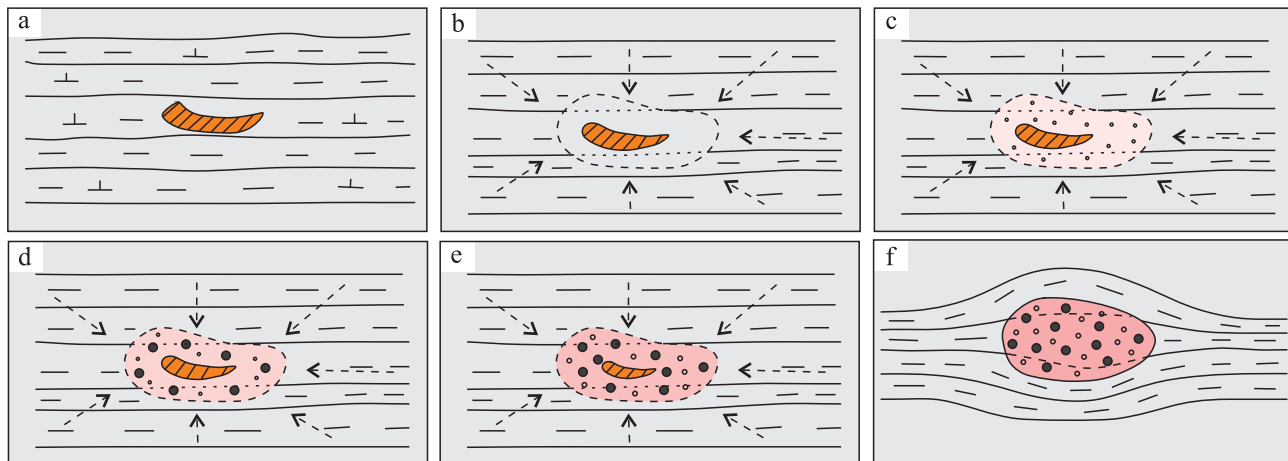
### 3.5 生物成因构造

遗迹化石是生物活动的产物或遗留物,直接反映生物生命活动时的习性规律及其所处的生态环境因素,如水深、底层性质、水体能量、水体及底层中的含氧量以及食物条件、水体盐度和温度等。海相细粒陆源碎屑岩中生物成因构造主要有生物遗迹构造和生物扰动构造。

#### 3.5.1 生物遗迹构造

生物遗迹构造 (trace fossils or ichnofossils) 是古代生物在底层内部或层面上进行各种生命活动所留下的痕迹,其被沉积物充填、埋藏,再经石化作用形成 (胡斌等, 1997)。就目前研究程度而言,可归纳为 5 大类 18 种 (表 2)。

生物遗迹构造具有 5 大显著特性:一是原地保



a—页岩中钙质生物化石沉淀; b, c—结核生长初期,整个结核内部同时形成晶核且析出细小孤立的碳酸盐晶体; d—细小晶体逐渐长大构成相互支撑的框架并充填孔隙; e—更多矿物继续胶结,部分或完全充填剩余的孔隙; f—结核形成之后,围岩发生压实,上覆纹层围绕结核发生弯曲

图 15 海相细粒陆源碎屑岩碳酸盐结核的透入性生长模式

Fig. 15 Schematic diagram showing formation of carbonate concretions of marine fine-grained terrigenous clastic rocks

存特征，即行为习性是直接作用在沉积物中的，因此，只要不被破坏就被保存下来，不会发生搬运现象；二是地质分布时间长，生物的行为习性比其身体构造进化的慢，不同时期都有相同的生态环境，而同种环境条件下常发育相同的生物活动遗迹；三是造迹生物的非限定性，不受造迹生物本身的限制，例如，不具有硬体组织的生物同样可以产生生物遗迹构造；四保存的岩性不受限制，只要生物能在底层中造迹，就有可能保存成生物遗迹构造；五是一物多迹或异物同迹，一种生物具有不同的行为习性，而不同类的生物可具有相同的行为习性。

生物遗迹构造是生物活动的产物或遗留物，不是生物体本身，因此，其作用与实体化石有显著不同。原地保存性为判断各类沉积环境（包括水动力条件、水体氧化还原条件、营养条件、古水深、古盐度和古水温等）提供了基础。生物遗迹构造改造沉积物的特征可以阐明沉积物特性及变化，如底质条件、沉积作用、侵蚀作用、生物地球化学循环、储层改造等。前人研究表明，生物活动会造成底层沉积物混合和粒度分离，产生粒序，同时改变

着沉积底形，甚至造成地层层序倒转（Lobza and Schieber, 1999; Schieber, 2011）。生物遗迹构造受实体生物和环境影响这一特征可以用来分析重大生物环境事件演化，如生物起源、生物大辐射、大灭绝及古气候、古生态、古环境变化等（许晴昉等, 2023）。因此，生物遗迹构造对研究海相细粒沉积环境具有重要意义。

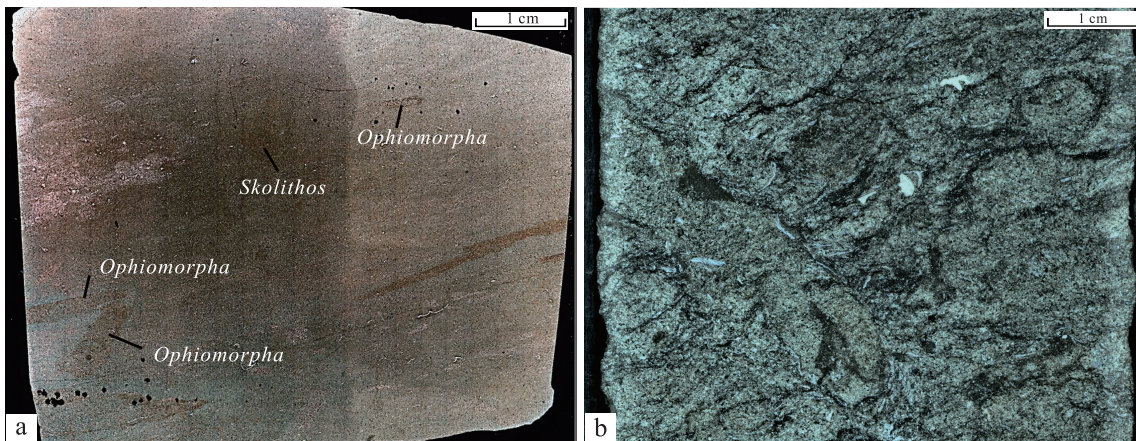
海相细粒陆源碎屑岩中生物遗迹构造十分发育，如塔中地区志留系塔塔埃尔塔格组页岩（施振生等, 2005）、贵州福泉牛蹄塘组页岩（庞艳春等, 2016）、川南地区五峰组页岩（图 16-a）等。目前在显生宙海相和过渡相沉积中共识别出 84 个遗迹属和 211 个遗迹种，新建 28 种遗迹组合及 26 种遗迹组构（胡斌等, 2021; 郑秀娟等, 2021）。海相细粒陆源碎屑岩中生物遗迹构造不仅对页岩沉积微相分析具有重要帮助，而且在地层不整合面的识别、层序的识别以及细粒储层精细表征研究等方面均发挥重要作用（张立军等, 2015; 牛永斌等, 2019）。

应当指出，虽然沉积物表面生物活动遗迹的产生是大量的，但在沉积物经常被改造的条件下，如

表 2 遗迹化石的主要类型（据 Seilacher, 1964, 1967）

Table 2 Main types of trace fossils (after Seilacher, 1964, 1967)

成因	类型
软底沉积物中的动物遗迹	足迹 (track)、足辙迹 (trackway)、拖迹 (trail)、停息迹 (cubichnia)、爬行迹 (Repichina)、潜穴 (burrow)
软底沉积物中的植物遗迹	根渗透构造 (root penetration structure)、藻类叠层石 (algal stromalolites)
硬质底层上的生物侵蚀遗迹	钻孔 (boring)、钻洞 (drill holes 或 drilling marks)、磨蚀和擦蚀痕 (rasping & scraping traces)、咬痕 (bite traces)
动物的排泄物	粪化石 (coprolite)、粪铸模 (fecal casting)、粪球粒 (fecal pellets)
非粪成因的球粒	假粪粒 (pseudofeces)、回吐球粒 (regurgitation pellets)、挖掘球粒 (excaration pellets)



样品来自川南五峰组—龙马溪组

图 16 大薄片照片展示海相细粒陆源碎屑岩 (a) 生物遗迹构造和 (b) 生物扰动构造特征

Fig. 16 Large thin section photos showing (a) trace fossils and (b) bioturbation in marine fine-grained terrigenous clastic rocks

潮间带，能够保存下来的却很少。因此，潜穴（动物摄食和穴居的孔道）比足迹、爬迹等要普遍得多。

### 3.5.2 生物扰动构造

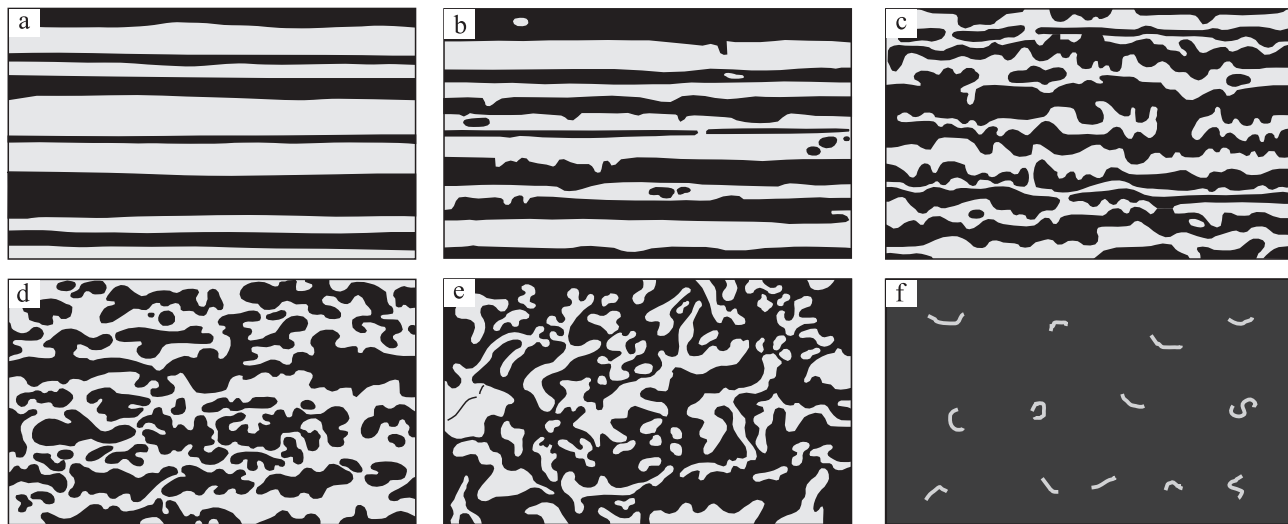
底栖生物的活动使沉积物遭到破坏，同时产生新的生物成因构造，遗迹化石就是其中的一种类型。然而，在自然界大量存在的是不具有确定形态的生物搅动现象，它们可以借助原生层理被破坏而识别出来，通常称为生物扰动构造（bioturbation）（图 16-b）。

生物扰动构造是一种典型的小规模但潜在的重要地质过程，能改造或改变海相细粒陆源碎屑岩的性质，如孔隙度、渗透率和连通性。这一过程会对原生沉积岩性造成破坏和蚀变，也是生物调节沉积物物理和化学性质的结果。生物扰动可增强或减弱油气水储层质量及其流动特性（牛永斌等，2023）。根据生物扰动对原生层理的破坏程度，可以划分出 6 个扰动等级，即生物扰动指数（bioturbation index）（图 17；表 3）。

## 4 页岩气意义

### 4.1 页岩的渗透性

沉积构造对页岩渗透性各向异性具有重要影响。页岩中同一纹层的矿物组成、有机质含量、颗粒排列方式、微裂缝特征、孔隙特征等基本一致，而不同纹层却存在显著差异。同时，纹层界面上下由于物质组成、粒度等突变，也对油气运移产生巨大影响（施振生等，2018，2020）。顺层分布的大量层理缝会造成页岩水平渗透率远高于垂直渗透率（Vernik，1994）。以川南长宁双河剖面五峰组—龙马溪组页岩为例，书页型水平层理页岩和砂泥递变型水平层理页岩水平渗透率均远大于垂直渗透率（水平与垂直渗透率比值分别为 281.35 和 17.39），递变型水平层理页岩和均质型块状层理页岩基本相近（水平与垂直渗透率比值分别为 3.81 和 1.62）。涪陵地区龙马溪组页岩水平层理广泛发育，其水平



a—B11； b—B12； c—B13； d—B14； e—B15； f—B16

图 17 生物扰动指数示意图（据 Droser and Bottjer，1986；有修改）

Fig. 17 Schematic diagram showing bioturbation index (BI) (modified from Droser and Bottjer, 1986)

表 3 根据相对于原始沉积组构的改造量而划分的生物扰动等级（据 Droser and Bottjer，1986）

Table 3 Bioturbation index based on modification of original sedimentary structure (after Droser and Bottjer, 1986)

扰动指数	扰动量/%	描述
B11	0	无生物扰动，原生沉积构造得以完整保存
B12	1~10	零星生物扰动，遗迹化石清晰可辨，极少清晰的遗迹化石和逃逸构造
B13	10~40	生物扰动程度较低，遗迹化石基本可辨，整体呈孤立状，但潜穴局部相互叠覆，层理清晰
B14	40~60	遗迹化石叠置现象普遍，少量的原生层理可见，地层边界难以确定
B15	60~99	生物扰动程度强，层理彻底破坏，但沉积物再改造程度较低，后形成的遗迹形态清晰
B16	100	原始沉积层因扰动而彻底均一化，遗迹化石无法识别

渗透率平均值为  $1.33 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ，远远高于相同深度的垂直渗透率（平均值为  $0.0032 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ），二者相差超过3个数量级（张士万等，2014）。含气页岩垂向上渗透率低，有利于页岩气的保存，而水平渗透率较高则有利于水平渗流能力的提高。

## 4.2 页岩可压裂性

沉积构造涉及地层单元（纹层、纹层组、层）、地层单元之间的几何关系和层理面3个方面，这三者对页岩岩石力学性质及裂缝扩展规律均产生重要影响。其中，地层单元影响因素有地层单元类型和厚度等；几何关系影响因素有地层单元之间叠置方式、地层单元内部叠置方式等；层理面影响因素包括层理面的黏聚力、形态、连续性、清晰性及倾角等。

地层单元类型直接影响页岩水力裂缝的生成及延展方向。地层单元若黏土矿物含量和有机质含量高，其抗拉张强度就低，容易生成水力裂缝，但后期也易于闭合（熊周海等，2019）；地层单元若生物硅含量和有机孔缝含量高，其抗拉张强度低、脆性强，容易形成复杂的水力裂缝网络（丁文龙等，2012）；地层单元若碳酸盐岩含量和长英质含量高，其抗拉张强度大、脆性强，多形成少量单一的水力裂缝体系。厚度对水力裂缝的生成及延展也有重要影响。地层单元厚度极小时，其断裂韧性对裂缝的垂向扩展止裂作用有限（陈治喜等，1997），水力裂缝可以垂直层理扩展，在弱层理面处发生分叉、转向，从而形成复杂的裂缝网络（李彦伟等，2023）；而地层单元厚度过大时，其断裂韧性较大，水力裂缝多沿着黏聚力较小的层理面生成及延展而形成单一裂缝。地层单元的具体厚度界线受控于地层单元性质及叠置方式，需要现场的岩心实验才能确定。

地层单元几何关系对水力裂缝延展方向也具有重要影响。平行叠置的地层单元（如水平纹理和递变纹理）由于层理面相互平行，容易形成单一的水平缝。非平行叠置的地层单元（如交错纹理、复合层纹理、软沉积物变形构造等）水力裂缝沿层理面延展过程中，不同地层单元交切位置由于应力集中，裂缝延展可能终止或发生方向改变，从而形成复杂的缝网体系。黑色页岩中，交错纹理、复合纹理、软沉积物变形构造由于地层单元厚度较大，在不存在单一诱导缝的情况下，形成的水力裂

缝密度应该较低。

层理面性质对页岩水力裂缝的生成及延展方向同样具有重要影响（赵海峰等，2009）。当层理面黏聚力较小时，层理面容易成为水力裂缝的延展面（许丹等，2015）。平直、连续且清晰的界面易形成平整的单一缝，而非平直、断续、不清晰的界面由于应力受阻形成的缝网体系相对复杂（施振生等，2018）。成岩过程中，地下流体活动常造成层理面发生胶结，从而黏聚力增强，此时水力裂缝多沿着岩石力学性质相对薄弱的地层单元（如高有机质含量、高微裂缝密度或高黏土矿物含量）穿行（李芷等，2015）。水平层理或递变层理页岩的地层单元呈层状，水力压裂过程中易形成水平缝（熊周海等，2019）；而交错纹理、块状纹理和复合层理页岩由于层面交切，多形成复杂的缝网体系。另外，层理面倾角也影响水力压裂的效果，即水力压裂过程中，垂直最小地应力稳定扩展的主裂缝遇到层理时，层理面与主裂缝初始扩展方向夹角越小，主裂缝越易沿着层理面方向扩展，而层理面与主裂缝初始扩展方向夹角越大，主裂缝遇层理面时越容易贯穿层理面沿原方向扩展（孙可明等，2020）。

## 5 结论

1) 海相细粒陆源碎屑岩发育物理成因（包括流动成因和软沉积物变形成因）、化学成因和生物成因3类沉积构造。物理成因中的流动成因构造有交错纹理、水平层理（纹理）、块状构造、递变层理（纹理）和复合纹理，软沉积物变形构造有滑塌—滑移构造、负载构造、火焰状构造、球—枕构造、包卷层理、扭曲纹理、碎裂纹理和坠石；化学成因构造有碳酸盐结核和黄铁矿结核；生物成因构造包括生物遗迹构造和生物扰动构造。

2) 海相细粒陆源碎屑岩中交错纹理有板状、槽状和波状3类，水平层理（纹理）有泥质型水平层理、书页型水平纹理、交互型水平纹理、层纹型水平纹理和粉砂型水平层理5类，块状构造有富泥型、生物碎屑型、生物扰动型3类，递变层理（纹理）有层纹型递变纹理、交互型递变纹理、顺序型递变纹理、块状型正递变层理和块状型复合递变层理5类，复合纹理有束状、透镜状和波状3类。

3) 海相细粒陆源碎屑岩中沉积构造的形成主要与细粒浊流沉积、等深流沉积和远洋一半远洋沉积相关,少数为生物活动形成或地震作用引发的软沉积物变形形成。

4) 海相细粒陆源碎屑岩的沉积构造对页岩的渗透性及水力裂缝生成及延展方向具有重要影响,沉积构造中地层单元、几何关系和层理面三大要素中任何一个要素的差异都会造成渗透性及可压裂性差异。

### 参考文献 (References)

- 操应长,梁超,韩豫,惠克来,王俊然,籍士超,梅俊芳. 2023. 基于物质来源及成因的细粒沉积岩分类方案探讨. 古地理论, 25(4): 729-741. [Cao Y C, Liang C, Han Y, Xi K L, Wang J R, Ji S C, Mei J F. 2023. Discussions on classification scheme for fine-grained sedimentary rocks based on sediments sources and genesis. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 25(4): 729-741]
- 丁文龙,李超,李春燕,许长春,久凯,曾维特. 2012. 页岩裂缝发育主控因素及其对含气性的影响. 地学前缘, 19(2): 212-220. [Ding W L, Li C, Li C Y, Xu C C, Jiu K, Zeng W T. 2012. Dominant factor of fracture development in shale and its relationship to gas accumulation. *Earth Science Frontiers*, 19(2): 212-220]
- 陈治喜,陈勉,黄荣樽,沈忠厚. 1997. 层状介质中水力裂缝的垂向扩展. 石油大学学报(自然科学版), 21(4): 23-26. [Chen Z X, Chen M, Huang R Z, Shen Z H. 1997. Vertical growth of hydraulic fracture in layered formations. *Journal of the University of Petroleum (Edition of Natural Science)*, 21(4): 23-26]
- 冯增昭. 1994. 沉积岩石学(第二版). 北京:石油工业出版社, 1-298. [Feng Z Z. 1994. *Sedimentary Petrology (Second Edition)*. Beijing: Petroleum Industry Press, 1-298]
- 胡斌,王冠忠,齐永安. 1997. 痕迹学理论与应用. 江苏徐州:中国矿业大学出版社, 1-209. [Hu B, Wang G Z, Qi Y A. 1997. *Theory of Ichnology and Its Application*. Jiangsu Xuzhou: China University of Mining and Technology Press, 1-209]
- 胡斌,齐永安,宋慧波,牛永斌,张立军,郑伟,王长征. 2021. 中国遗迹学研究十年进展. 古地理论, 23(2): 284-320. [Hu B, Qi Y A, Song H B, Niu Y B, Zhang L J, Zheng W, Wang C Z. 2021. Research progress of Chinese ichnology in recent ten years. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 23(2): 284-320]
- 姜在兴,梁超,吴靖,张建国,张文昭,王永诗,刘惠民,陈祥. 2013. 含油气细粒沉积岩研究的几个问题. 石油学报, 34(6): 1031-1039. [Jiang Z X, Liang C, Wu J, Zhang J G, Zhang W Z, Wang Y S, Liu H M, Chen X. 2013. Several issues in sedimentological studies on hydrocarbon-bearing fine-grained sedimentary rocks. *Acta Petroli Sinica*, 34(6): 1031-1039]
- 姜在兴,张建国,孙祥鑫,谢环羽,程浩,王力. 2023. 中国陆相页岩油气沉积储层研究进展及发展方向. 石油学报, 44(1): 45-71. [Jiang Z X, Zhang J G, Kong X X, Xie H Y, Cheng H, Wang L. 2023. Research progress and development direction of continental shale oil and gas deposition and reservoirs in China. *Acta Petroli Sinica*, 44(1): 45-71]
- 李彦伟,朱超凡,曾壹坚,水浩澈,范存翰,郭威. 2023. 层理特征对页岩水力压裂裂缝扩展规律影响的数值模拟研究. 煤田地质与勘探, 51(11): 44-54. [Li Y W, Zhu C F, Zeng Y J, Shui H C, Fan C H, Guo W. 2023. Numerical simulations of the effects of bedding planes on hydraulic fracture propagation law in oil shale. *Coal Geology & Exploration*, 51(11): 44-54]
- 李芷,贾长贵,杨春和,曾义金,郭印同,衡帅,王磊,侯振坤. 2015. 页岩水力压裂水力裂缝与层理面扩展规律研究. 岩石力学与工程学报, 34(1): 12-20. [Li Z, Jia C G, Yang C H, Zeng Y J, Guo Y T, Heng S, Wang L, Hou Z K. 2015. Propagation of hydraulic fissures and bedding planes in hydraulic fracturing of shale. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 34(1): 12-20]
- 梁超,籍士超,操应长,刘可禹,吴靖,郝芳. 2024. 深水页岩黄铁矿特征、形成及意义. 中国科学:地球科学, 54(2): 327-359. [Liang C, Ji S C, Cao Y C, Liu K Y, Wu J, Hao F. 2024. Characteristics, origins, and significance of pyrites in deep-water shales. *Scientia Sinica (Terrae)*, 54(2): 327-359]
- 林春明. 2019. 沉积岩石学. 北京:科学出版社, 1-399. [Lin C M. 2019. *Sedimentary Petrology*. Beijing: Science Press, 1-399]
- 牛永斌,齐永安,胡斌,宋慧波,邢智峰,代明月,李姐. 2019. 遗迹结构的精细分析功能及其应用:第15届国际遗迹组专题研讨会综述. 古地理论, 21(5): 767-782. [Niu Y B, Qi Y A, Hu B, Song H B, Xing Z F, Dai M Y, Li D. 2019. Fine analysis functions and their application of ichnofabric: outline of the 15th international ichnofabric workshop. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 21(5): 767-782]
- 牛永斌,荆楚涵,邵威猛,程怡高,李志远. 2023. 生物扰动油气水储层的研究现状及展望. 沉积学报, 41(6): 1934-1953. [Niu Y B, Jing C H, Shao W M, Cheng Y G, Li Z Y. 2023. A review and perspective of bioturbated hydrocarbon and water reservoirs. *Acta Sedimentologica Sinica*, 41(6): 1934-1953]
- 庞艳春,林丽,徐可,薛园,郑世雯,隗延章. 2016. 贵州福泉牛蹄塘组蠕虫状化石组合的发现. 地球科学, 41(4): 612-618. [Pang Y C, Lin L, Xu K, Xue Y, Zheng S W, Kui Y Z. 2016. Worm-like fossil assemblage from Niutitang Formation of Fuquan County, Guizhou Province. *Earth Science*, 41(4): 612-618]
- 乔秀夫,李海兵. 2008. 枕-球-一枕构造:地层中的古地震记录. 地质论评, 54(6): 721-730. [Qiao X F, Li H B. 2008. Pillow, ball-and-pillow structures: paleo-seismic records within strata. *Geological Review*, 54(6): 721-730]
- 乔秀夫,郭宪璞. 2011. 新疆西南天山山下侏罗统软沉积物变形研究. 地质论评, 57(6): 761-769. [Qiao X F, Guo X P. 2011. On the Lower Jurassic soft-sediment deformation of southwestern Tianshan Mountains, Xinjiang, China. *Geological Review*, 57(6): 761-769]
- 施振生,朱筱敏,王贵文,钟大康,张新培. 2005. 塔里木盆地塔中地区志留系塔塔埃塔格组潮坪沉积中的遗迹化石. 沉积学报, 23(1): 91-99. [Shi Z S, Zhu X M, Wang G W, Zhong D K, Zhang X P. 2005. Trace fossils of tidal flat Tataertage Formation (Silurian) in central Tarim Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 23(1): 91-99]

- 施振生, 邱振, 董大忠, 卢斌, 梁萍萍, 张梦琪. 2018. 四川盆地巫溪 2 井龙马溪组含气页岩细粒沉积纹层特征. 石油勘探与开发, 45(2): 339-348. [Shi Z S, Qiu Z, Dong D Z, Lu B, Liang P P, Zhang M Q. 2018. Laminae characteristics of gas-bearing shale fine-grained sediment of the Silurian Longmaxi Formation of Well Wuxi 2 in Sichuan Basin, SW China. *Petroleum Exploration and Development*, 45(2): 339-348]
- 施振生, 董大忠, 王红岩, 孙莎莎, 武瑾. 2020. 含气页岩不同纹层及组合储集层特征差异性及其成因: 以四川盆地志留统龙马溪组一段典型井为例. 石油勘探与开发, 47(4): 829-840. [Shi Z S, Dong D Z, Wang H Y, Sun S S, Wu J. 2020. Reservoir characteristics and genetic mechanisms of gas-bearing shales with different laminae and laminae combinations: a case study of Member I of the Lower Silurian Longmaxi shale in Sichuan Basin, SW China. *Petroleum Exploration and Development*, 47(4): 829-840]
- 施振生, 邱振. 2021. 海相细粒沉积层理类型及其油气勘探开发意义. 沉积学报, 39(1): 181-196. [Shi Z S, Qiu Z. 2021. Main bedding types of marine fine-grained sediments and their significance for oil and gas exploration and development. *Acta Sedimentologica Sinica*, 39(1): 181-196]
- 施振生, 赵圣贤, 周天琪, 孙莎莎, 袁渊, 张成林, 李博, 祁灵. 2023a. 海相含气页岩水平层理类型、成因及其页岩气意义: 以川南地区古生界五峰组—龙马溪组为例. 石油与天然气地质, 44(6): 1499-1514. [Shi Z S, Zhao S X, Zhou T Q, Sun S S, Yuan Y, Zhang C L, Li B, Qi L. 2023. Types and genesis of horizontal bedding of marine gas-bearing shale and its significance for shale gas: A case study of the Wufeng-Longmaxi shale in southern Sichuan Basin, China. *Oil & Gas Geology*, 44(6): 1499-1514]
- 施振生, 王红岩, 赵圣贤, 周天琪, 赵群, 祁灵. 2023b. 川南地区上奥陶统一志留统五峰组—龙马溪组快速海进页岩特征及有机质分布. 古地理学报, 25(4): 788-805. [Shi Z S, Wang H Y, Zhao S X, Zhou T Q, Zhao Q, Qi L. 2023. Rapid transgressive shale characteristics and organic matter distribution of the Upper Ordovician-Lower Silurian Wufeng-Longmaxi Formations in southern Sichuan Basin, China. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 25(4): 788-805]
- 邵龙义, 张天畅. 2023. 泥质岩定义及分类问题的探讨. 古地理学报, 25(4): 742-751. [Shao L Y, Zhang T C. 2023. Discussion on definition and classification of mudrock. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 25(4): 742-751]
- 孙可明, 冀洪杰, 张树翠. 2020. 页岩层理方位及强度对水力压裂的影响. 实验力学, 35(2): 343-348. [Sun K M, Ji H J, Zhang S C. 2020. Influence of bedding azimuth and strength on hydraulic fracturing in shale. *Journal of Experimental Mechanics*, 35(2): 343-348]
- 熊周海, 操应长, 王冠民, 梁超, 石晓明, 李明鹏, 付尧, 赵寿强. 2019. 湖相细粒沉积岩纹层结构差异对可压裂性的影响. 石油学报, 40(1): 74-85. [Xiong Z H, Cao Y C, Wang G M, Liang C, Shi X M, Li M P, Fu Y, Zhao S Q. 2019. Influence of laminar structure differences on the fracability of lacustrine fine-grained sedimentary rocks. *Acta Petrolei Sinica*, 40(1): 74-85]
- 许丹, 胡瑞林, 高玮, 夏加国. 2015. 页岩纹层结构对水力裂缝扩展规律的影 响. 石油勘探与开发, 42(4): 523-528. [Xu D, Hu R L, Gao W, Xia J G. 2015. Effects of laminated structure on hydraulic fracture propagation in shale. *Petroleum Exploration and Development*, 42(4): 523-528]
- 许晴畅, 范若颖, 龚一鸣. 2023. 海相遗迹化石对显生宙生物大辐射事件的响应. 古地理学报, 25(2): 431-450. [Xu Q Y, Fan R Y, Gong Y M. 2023. Marine ichnofossils as a record of major biodiversification events in the Phanerozoic. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 25(2): 431-450]
- 曾允孚, 夏文杰. 1986. 沉积岩石学. 北京: 地质出版社, 1-142. [Zeng Y F, Xia W J. 1986. *Sedimentary Petrology*. Beijing: Geological Publishing House, 1-142]
- 张士万, 孟志勇, 郭战峰, 张梦吟, 韩驰宇. 2014. 涪陵地区龙马溪组页岩储层特征及其发育主控因素. 天然气工业, 34(12): 16-24. [Zhang S W, Meng Z Y, Guo Z F, Zhang M Y, Han C Y. 2014. Characteristics and major controlling factors of shale reservoirs in the Longmaxi Fm, Fuling area, Sichuan Basin. *Natural Gas Industry*, 34(12): 16-24]
- 张兴亮. 2022. 海洋惰性溶解有机碳库与海侵黑色页岩. 科学通报, 67(15): 1607-1613. [Zhang X L. 2022. Marine refractory dissolved organic carbon and transgressive black shales. *Chinese Science Bulletin*, 67(15): 1607-1613]
- 张立军, 胡斌, 齐永安, 宋慧波, 郑伟, 牛永斌, 邢智峰, 范若颖. 2015. 连结过去、现在和未来的遗迹组构研究: 第 13 届国际遗迹组构专题研讨会综述. 古地理学报, 17(5): 611-615. [Zhang L J, Hu B, Qi Y A, Song H B, Zheng W, Niu Y B, Xing Z F, Fan R Y. 2015. Ichnofabric studies linking past, present and future: Outline of the 13th international ichnofabric workshop. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 17(5): 611-615]
- 赵海峰, 陈勉, 金衍. 2009. 水力裂缝在地层界面的扩展行为. 石油学报, 30(3): 450-454. [Zhao H F, Chen M, Jin Y. 2009. Extending behavior of hydraulic fracture on formation interface. *Acta Petrolei Sinica*, 30(3): 450-454]
- 赵建华, 金之钧, 金振奎, 温馨, 耿一凯, 颜彩娜. 2016. 四川盆地五峰组—龙马溪组含气页岩中石英成因研究. 天然气地球科学, 27(2): 377-386. [Zhao J H, Jin Z J, Jin Z K, Wen X, Geng Y K, Yan C N. 2016. The genesis of quartz in Wufeng-Longmaxi gas shales, Sichuan Basin. *Natural Gas Geoscience*, 27(2): 377-386]
- 郑秀娟, 杜远生, 朱筱敏, 刘招君, 胡斌, 吴胜和, 邵龙义, 旷红伟, 罗静兰, 钟大康, 李华, 何登发, 朱如凯, 鲍志东. 2021. 中国古地理学近十年主要进展. 矿物岩石地球化学通报, 40(1): 94-114. [Zheng X J, Du Y S, Zhu X M, Liu Z J, Hu B, Wu S H, Shao L Y, Kuang H W, Luo J L, Zhong D K, Li H, He D F, Zhu R K, Bao Z D. 2021. The main progresses of Chinese palaeogeography in the past decade. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 40(1): 94-114]
- Allen J R L. 1985. *Principles of Physical Sedimentology*. London: George Allen & Unwin, 272.
- Aplin A C, MacQuaker J H S. 2011. Mudstone diversity: origin and implications for source, seal, and reservoir properties in petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 95(12): 2031-2059.

- Baas J H, Best J L. 2008. The dynamics of turbulent, transitional and laminar clay-laden flow over a fixed current ripple. *Sedimentology*, 55: 635–666.
- Baas J H, Best J L, Peakall J, Wang M. 2009. A phase diagram for turbulent, transitional, and laminar clay suspension flows. *Journal of Sedimentary Research*, 79: 162–183.
- Baas J H, Best J L, Peakall J. 2011. Depositional processes, bedform development and hybrid bed formation in rapidly decelerated cohesive (mud-sand) sediment flows. *Sedimentology*, 58: 1953–1987.
- Baas J H, Best J L, Peakall J. 2016. Predicting bedforms and primary current stratification in cohesive mixtures of mud and sand. *Journal of the Geological Society*, 173(1): 12–45.
- Baioumy H, Anuar M N A B, Nordin M N M, Arifin M H, Al-Kahtany K. 2020. Source and origin of Late Paleozoic dropstones from Peninsular Malaysia: First record of Mississippian glaciogenic deposits of Gondwana in Southeast Asia. *Geological Journal*, 55: 6361–6375.
- Bennett M R, Doyle P, Mather A E. 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121: 331–339.
- Berra F. 2024. Soft-sediment deformation structures and Neptunian dykes across a carbonate system: evidence for an earthquake-related origin (Norian, Dolomia Principale, Southern Alps, Italy). *Sedimentology*, 71: 827–849.
- Best J, Bridge J. 1992. The morphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon upper stage plane beds and the preservation of planar laminae. *Sedimentology*, 39: 737–752.
- Blanc E J P, Blanc-Alétru M C, Mojon P O. 1998. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the uppermost Aptian to lowermost Albian transgressive deposits of the Chihuahua basin (Mexico). *Geologische Rundschau*, 86: 875–883.
- Blatt H. 1982. *Sedimentary Petrology*. New York: Freeman, 564.
- Boggs Jr S. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks (2nd Edition)*. Cambridge: Cambridge University Press, 194–219.
- Bouma A H. 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam: Elsevier, 168.
- Campbell C V. 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8: 7–26.
- Cojan I, Thiry M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206: 79–89.
- Collinson J. 1994. Sedimentary deformational structures. In: Maltman A (ed). *The Geological Deformation of Sediments*. Dordrecht: Springer Netherlands, 95–125.
- Curtis C D, Petrowski C, Oertel G. 1972. Stable carbon isotope ratios within carbonate concretions: a clue to place and time of formation. *Nature*, 235: 98–100.
- Droser M L, Bottjer D J. 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Research*, 56: 558–559.
- Elliott C G, Williams P F. 1988. Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *Journal of Structural Geology*, 10(2): 171–182.
- Faugères J C, Stow D A V. 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, 82: 287–297.
- Fisher Q J, Raiswell R, Marshall J D. 1998. Siderite concretions from non-marine shales (Westphalian A) of the Pennines, England: controls on their growth and composition. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 1034–1045.
- Gautier D L. 1982. Siderite concretions: indicators of early diagenesis in the Gammon shale (Cretaceous). *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 859–871.
- Ghadeer S G, MacQuaker J H S. 2011. Sediment transport processes in an ancient mud-dominated succession: a comparison of processes operating in marine offshore settings and anoxic basinal environments. *Journal of the Geological Society*, 168(5): 1121–1132.
- Gladstone C, McClelland H L O, Woodcock N H, Pritchard D, Hunt J E. 2018. The formation of convolute lamination in mud-rich turbidites. *Sedimentology*, 65(5): 1800–1825.
- Guiraud M, Plaziat J C. 1993. Seismites in the fluvialite Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493–522.
- Higgs R. 2010. Hybrid sediment gravity flows—Classification, origin and significance: Comment. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 2062–2065.
- Hiscott R N. 1994. Traction-carpet stratification in turbidites: fact or fiction. *Journal of Sedimentary Research*, 64: 204–208.
- Hudson J D. 1978. Concretions, isotopes and the diagenetic history of the Oxford Clay (Jurassic) of central England. *Sedimentology*, 25: 339–370.
- Irwin H, Curtis C D, Coleman M L. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, 269: 209–213.
- Krenmayr H G. 1996. Hemipelagic and turbiditic mudstone facies associations in the Upper Cretaceous Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Sedimentary Geology*, 101: 149–172.
- Krumbein W C. 1932. The mechanical analysis of fine-grained sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 2(3): 140–149.
- Kuenen P H. 1966. Experimental turbidite lamination in a circular flume. *The Journal of Geology*, 74: 523–545.
- Large R R, Mukherjee I, Gregory D, Steadman J, Corkrey R, Danyushkevsky L V. 2019. Atmosphere oxygen cycling through the Proterozoic and Phanerozoic. *Mineralium Deposita*, 54: 485–506.
- Lazar O R, Bohacs K M, MacQuaker J H S, Schieber J, Demko T M. 2015. Capturing key attributes of fine-grained sedimentary rocks in outcrops, cores, and thin sections: nomenclature and description guidelines. *Journal of Sedimentary Research*, 85: 230–246.
- Liu X T, Fike D, Li A C, Dong J, Xu F J, Zhuang G C, Rendle-Bühning R, Wan S M. 2019. Pyrite sulfur isotopes constrained by sedimentation rates: evidence from sediments on the East China Sea inner shelf since the late Pleistocene. *Chemical Geology*, 505: 66–75.
- Lobza V, Schieber J. 1999. Biogenic sedimentary structures produced by worms in soupy, soft muds: observations from the Chattanooga Shale (Upper Devonian) and experiments. *Journal of Sedimentary Re-*

- search, 69(5): 1041–1049.
- Lowe D R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157–204.
- MacQuaker J H S, Gawthorpe R L. 1993. Mudstone lithofacies in the Kimmeridge Clay Formation, Wessex Basin, Southern England; implications for the origin and controls of the distribution of mudstones. *Journal of Sedimentary Research*, 63(6): 1129–1143.
- MacQuaker J H S, Howell J K. 1999. Small-scale (< 5.0 m) vertical heterogeneity in mudstones: implications for high-resolution stratigraphy in siliciclastic mudstone successions. *Journal of the Geological Society, London*, 156: 105–112.
- MacQuaker J H S, Adams A E. 2003. Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive nomenclature for mudstones. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 735–744.
- MacQuaker J H S, Bohacs K M. 2007. On the accumulation of mud. *Science*, 318: 1734–1735.
- MacQuaker J H S, Taylor K G, Gawthorpe R L. 2007. High-resolution facies analyses of mudstones; implications for paleoenvironmental and sequence stratigraphic interpretations of offshore ancient mud-dominated successions. *Journal of Sedimentary Research*, 77: 324–339.
- MacQuaker J H S, Bentley S J, Bohacs K M. 2010. Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. *Geology*, 38(10): 947–950.
- McCave I N, Jones K P N. 1988. Deposition of ungraded muds from high-density non-turbulent turbidity currents. *Nature*, 333: 250–252.
- Melchin M J, Mitchell C E, Holmden C, Štorch P. 2013. Environmental changes in the Late Ordovician-early Silurian: review and new insights from black shales and nitrogen isotopes. *Geological Society of America Bulletin*, 125(11–12): 1635–1670.
- Milliken K L. 2014. A compositional classification for grain assemblages in fine-grained sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 84: 1185–1199.
- Milliken K L, Zhang T W, Chen J P, Ni Y Y. 2021. Mineral diagenetic control of expulsion efficiency in organic-rich mudrocks, Bakken Formation (Devonian-Mississippian), Williston Basin, North Dakota, U.S.A. *Marine and Petroleum Geology*, 127: 104869.
- Mozley P S. 1996. The internal structure of carbonate concretions in mudrocks: a critical evaluation of the conventional concentric model of concretion growth. *Sedimentary Geology*, 103: 85–91.
- Mulder T, Alexander J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269–299.
- Mulder T, Syvitski J P M, Migeon S, Faugères J C, Savoye B. 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 861–882.
- Munnecke A, Calner M, Harper D A T, Servais T. 2010. Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea level, and climate: a synopsis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296: 389–413.
- O'Brien N R, Slatt R M. 1990. *Argillaceous Rock Atlas*. New York: Springer-Verlag, 141.
- Obermeier S F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis: an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1–76.
- Ohfuji H, Rickard D. 2005. Experimental syntheses of framboids: a review. *Earth-Science Reviews*, 71: 147–170.
- Owen G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43: 279–293.
- Owen G, Moretti M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235: 141–147.
- Pettijohn F J, Potter P E. 1964. *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures*. Berlin: Springer, 1–370.
- Plint A G, MacQuaker J H S, Varban B L. 2012. Bedload transport of mud across a wide, storm-influenced ramp: Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, Western Canada Foreland Basin. *Journal of Sedimentary Research*, 82: 801–822.
- Plint A G, MacQuaker J H S. 2013. Bedload transport of mud across a wide, storm-influenced ramp: Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, Western Canada Foreland Basin: Reply. *Journal of Sedimentary Research*, 83: 1200–1201.
- Potter P E, Maynard J B, Depetris P J. 2005. *Mud and mudstones: introduction and overview*. Berlin, Germany: Springer, 297.
- Present T M, Paris G, Burke A, Fischer W W, Adkins J F. 2015. Large Carbonate Associated Sulfate isotopic variability between brachiopods, micrite, and other sedimentary components in Late Ordovician strata. *Earth and Planetary Science Letters*, 432: 187–198.
- Qi L, Wang H Y, Shi Z S, Zhou T Q, Li G Z, Sun S S, Cheng F. 2023. Mineralogical and geochemical characteristics of the deeply buried Wufeng-Longmaxi shale in the southern Sichuan Basin, China: implications for provenance and tectonic setting. *Minerals*, 13: 1502.
- Raiswell R. 1971. The growth of Cambrian and Liassic concretions. *Sedimentology*, 17: 147–171.
- Rickard D. 2019. Sedimentary pyrite framboid size-frequency distributions: a meta-analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 522: 62–75.
- Richard D. 2021. *Framboids*. Cambridge: Cambridge University Press, 72.
- Rodríguez-Pascua M A, Calvo J P, De Vicente G, Gómez-Gras D. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135: 117–135.
- Rossetti D D F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology*, 46: 1065–1081.
- Schieber J. 2003. Simple gifts and buried treasures: implications of finding bioturbation and erosion surfaces in black shales. *The Sedimentary Record*, 1(2): 4–8.
- Schieber J, Southard J, Thaisen K. 2007. Accretion of mudstone beds from

- migrating floccule ripples. *Science*, 318: 1760–1763.
- Schieber J, Southard J B. 2009. Bedload transport of mud by floccule ripples: direct observation of ripple migration processes and their implications. *Geology*, 37(6): 483–486.
- Schieber J, Southard J B, Schimmelmann A. 2010. Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds: interpreting the rock record in the light of recent flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, 80: 119–128.
- Schieber J. 2011. Reverse engineering mother nature: shale sedimentology from an experimental perspective. *Sedimentary Geology*, 238: 1–22.
- Schmid-Röhl A, Röhl H J, Oschmann W, Frimmel A, Schwark L. 2002. Palaeoenvironmental reconstruction of Lower Toarcian epicontinental black shales (Posidonia Shale, SW Germany): global versus regional control. *Geobios*, 35(1): 13–20.
- Schimmelmann A, Lange C B, Schieber J, Francus P, Ojala A E K, Zolitschka B. 2016. Varves in marine sediments: a review. *Earth-Science Reviews*, 159: 215–246.
- Scott C, Lyons T W, Bekker A, Shen Y, Poulton S W, Chu X, Anbar A D. 2008. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nature*, 452: 456–459.
- Seilacher A. 1964. Biogenic sedimentary structures. In: Imbrie J, Newell N D (eds). *Approaches to Paleocology*. New York: Wiley, 413–428.
- Seilacher A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413–428.
- Sellés-Martínez J. 1996. Concretion morphology, classification and genesis. *Earth-Science Reviews*, 41: 177–210.
- Shanmugam G. 2011. Transport mechanisms of sand in deep-marine environments—insights based on laboratory experiments; discussion. *Journal of Sedimentary Research*, 81(11): 841.
- Shanmugam G. 2017. Contourites; physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology. *Petroleum Exploration and Development*, 44(2): 183–216.
- Shi Z S, Zhao S X, Zhou T Q, Ding L H, Sun S S, Cheng F. 2022a. Mineralogy and geochemistry of the Upper Ordovician and Lower Silurian Wufeng-Longmaxi shale on the Yangtze Platform, South China; implications for provenance analysis and shale gas sweet-spot interval. *Minerals*, 12: 1190.
- Shi Z S, Zhou T Q, Wang H Y, Sun S S. 2022b. Depositional structures and their reservoir characteristics in the Wufeng-Longmaxi shale in southern Sichuan Basin, China. *Energies*, 15: 1618.
- Sims J D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29: 141–152.
- Stow D A V, Bowen A J. 1978. Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. *Nature*, 274: 324–328.
- Stow D A V, Lovell J P B. 1979. Contourites; their recognition in modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 14: 251–291.
- Stow D A V, Bowen A J. 1980. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. *Sedimentology*, 27: 31–46.
- Stow D A V, Shanmugam G. 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25: 23–42.
- Stow D A V, Tabrez A R. 1998. Hemipelagites: processes, facies and model. In: Stoker M S, Evans D, Cramp A (eds). *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass Wasting and Stability*. Geological Society, London, Special Publications, 129: 317–337.
- Stow D A V. 2010. *Sedimentary Rocks in the Field: A Colour Guide*. Australia: CSIRO Publishing, 1–318.
- Stow D A V, Smillie Z. 2020. Distinguishing between deep-water sediment facies: turbidites, contourites and hemipelagites. *Geosciences*, 10: 68.
- Talling P J, Masson D G, Sumner E J, Malgesini G. 2012. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59: 1937–2003.
- Talling P J. 2013. Hybrid submarine flows comprising turbidity current and cohesive debris flow: deposits, theoretical and experimental analyses, and generalized models. *Geosphere*, 9: 460–488.
- Tripsanas E K, Piper D J W, Jenner K A, Bryant W R. 2008. Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. *Sedimentology*, 55: 97–136.
- Tucker M E. 2001. *Sedimentary Petrology*. Wiley-Blackwell, 92–93.
- Van Loon A J. 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, 15: 3–55.
- Vernik L. 1994. Hydrocarbon-generation-induced microcracking of source rocks. *Geophysics*, 59(4): 555–563.
- Vrolijk P J, Southard J B. 1997. Experiments on rapid deposition of sand from high-velocity flows. *Geoscience Canada*, 24: 45–54.
- Wignall P B. 1994. *Black shales*. Oxford, U.K.: Oxford University Press, 130.
- Wilckens H, Schwenk T, Lüdmann T, Betzler C, Zhang W Y, Chen J Y, Hernández-Molina F J, Lefebvre A, Cattaneo A, Spiess V, Miramontes E. 2023. Factors controlling the morphology and internal sediment architecture of moats and their associated contourite drifts. *Sedimentology*, 70: 1472–1495.
- Wilkin R T, Barnes H L, Brantley S L. 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(20): 3897–3912.
- Wilkin R T, Barnes H L. 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 323–339.
- Yawar Z, Schieber J. 2017. On the origin of silt laminae in laminated shales. *Sedimentary Geology*, 360: 22–34.

(责任编辑 张西娟; 英文审校 刘贺娟)