



沉积学报
Acta Sedimentologica Sinica
ISSN 1000-0550,CN 62-1038/P

《沉积学报》网络首发论文

- 题目：浊流对多段平行褶皱响应的二维数值模拟
作者：卢心炜，葛智渊，许鸿翔，王俊辉，李晋，李威，樊依霖，张春明
DOI：10.14027/j.issn.1000-0550.2024.093
收稿日期：2024-05-19
网络首发日期：2024-10-25
引用格式：卢心炜，葛智渊，许鸿翔，王俊辉，李晋，李威，樊依霖，张春明. 浊流对多段平行褶皱响应的二维数值模拟[J/OL]. 沉积学报.
<https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2024.093>



网络首发：在编辑部工作流程中，稿件从录用到出版要经历录用定稿、排版定稿、整期汇编定稿等阶段。录用定稿指内容已经确定，且通过同行评议、主编终审同意刊用的稿件。排版定稿指录用定稿按照期刊特定版式（包括网络呈现版式）排版后的稿件，可暂不确定出版年、卷、期和页码。整期汇编定稿指出版年、卷、期、页码均已确定的印刷或数字出版的整期汇编稿件。录用定稿网络首发稿件内容必须符合《出版管理条例》和《期刊出版管理规定》的有关规定；学术研究成果具有创新性、科学性和先进性，符合编辑部对刊文的录用要求，不存在学术不端行为及其他侵权行为；稿件内容应基本符合国家有关书刊编辑、出版的技术标准，正确使用和统一规范语言文字、符号、数字、外文字母、法定计量单位及地图标注等。为确保录用定稿网络首发的严肃性，录用定稿一经发布，不得修改论文题目、作者、机构名称和学术内容，只可基于编辑规范进行少量文字的修改。

出版确认：纸质期刊编辑部通过与《中国学术期刊（光盘版）》电子杂志社有限公司签约，在《中国学术期刊（网络版）》出版传播平台上创办与纸质期刊内容一致的网络版，以单篇或整期出版形式，在印刷出版之前刊发论文的录用定稿、排版定稿、整期汇编定稿。因为《中国学术期刊（网络版）》是国家新闻出版广电总局批准的网络连续型出版物（ISSN 2096-4188，CN 11-6037/Z），所以签约期刊的网络版上网络首发论文视为正式出版。

文章编号：1000-0550（2024）00-0000-00 DOI：10.14027/j.issn.1000-0550.2024.093

浊流对多段平行褶皱响应的二维数值模拟

卢心炜^{1,2}, 葛智渊^{1,2}, 许鸿翔^{1,2}, 王俊辉^{1,2}, 李晋³, 李威^{1,2}, 樊依霖^{1,2}, 张春明⁴

1. 油气资源与工程国家重点实验室, 中国石油大学(北京), 北京 102249

2. 中国石油大学(北京)地球科学学院, 北京 102249

3. 中国石油化工勘探开发研究院, 北京 102206

4. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

摘要 【目的】被动大陆边缘常发育深水褶皱带, 对以浊流为代表的深水沉积过程有着显著的控制作用。由于相关地质资料获取和浊流实地测量的困难, 浊流对多段分布排列褶皱的水动力与沉积响应机制尚缺乏定量研究。【方法】利用计算流体力学和有限体积法, 对浊流在多段平行褶皱地貌上的水动力和沉积响应进行二维数值模拟研究。【结果与结论】(1) 浊流在多段平行褶皱的影响下, 其底部会发育逆向流, 包括浊流受褶皱阻挡而产生的向上游传播的逆向底流, 以及浊流跃过褶皱后受扰动而出现的向下游传播的逆向底波。(2) 逆向流传播的距离、流动速度以及规模大小反映了浊流的流动受褶皱扰动的程度。对前后排褶皱逆向流的对比表明, 浊流在后排褶皱受到的扰动较在前排褶皱处更为剧烈。(3) 浊流在褶皱地貌上的沉积中心主要分布在褶皱迎流面及其前方, 并与褶皱形成超覆接触, 粒径向上游逐渐变细。浊流的沉积同时受到褶皱形态和浊流水力条件的控制, 褶皱越高、宽度越小、间距越大, 以及浊流流速越慢都更有利于浊流沉积。且前排褶皱所接受的沉积物往往比后排褶皱更多。(4) 前排褶皱对浊流的扰动以及褶皱间距影响着浊流流经后排褶皱时的水动力和沉积特征。当浊流受到前排褶皱的扰动, 并且褶皱间距较小使其持续呈受扰动状态时, 会更容易越过后排褶皱, 从而进一步减少后排褶皱迎面上的沉积物总量。本定量研究的主要结论与前人基于地质实例的研究结果相符。因此, 本研究有助于揭示浊流在多段褶皱地貌中的响应机制与沉积模式, 并为相关地区的油气勘探开发提供参考。

关键词 深水褶皱带; 浊流; 数值模拟; 逆向流; 浊积系统

第一作者简介 卢心炜, 女, 1998年出生, 硕士, 深水沉积, E-mail: 2021215058@student.cup.edu.cn

通信作者 葛智渊, 男, 1986年出生, 博士教授, 深水沉积和盐构造, E-mail: gezhiyuan@cup.edu.cn

中图分类号 P512.2 **文献标志码** A

0 引言

作为陆源沉积物向深水区搬运的重要沉积过程, 浊流多起源于陆架边缘或上陆坡, 流经陆坡, 最终延伸并终止于深海平原^[1-5]。被动大陆边缘盆地形成初期, 裂谷活动频繁, 形成大量拉张形态的构造样式; 而在盆地形成并进入漂移期后, 受重力驱动的构造变形影响, 也会在陆坡区形成断层、褶皱等多种复杂构造地貌。这些地貌直接控制了浊流的水动力和沉积响应, 形成了多样化的沉积特征与系统, 并与沉积物供给、海平面升降、洋流活动等

因素共同控制了深水区域的地貌形态和沉积物分布^[6-9]。其中，在被动大陆边缘盆地的深水区，沉积楔在重力作用下多形成由多段褶皱与逆冲断层排列组成的逆冲褶皱带^[10-11]，这类逆冲褶皱带也是目前深水地区油气勘探的重要区域^[10,12]。

浊流在深水褶皱带的水动力和沉积响应特征多样。当浊流流经褶皱时，会跃过或侵蚀褶皱^[13-14]，也会出现流体的反射、横向扩展，甚至被完全封堵^[15-18]。前人研究表明褶皱的排布方式与几何样式对浊流的流动与沉积都有重要的影响^[19]。例如，对于共线式排列褶皱，浊流往往选择作为褶皱间地貌低点的边界通过^[20]，而雁列式褶皱地貌的多段平行褶皱则使浊流沿褶皱间的走向流动^[21]。褶皱地貌使浊流流动出现反射或改向等突然变化的位置也往往成为浊流的优势沉积区。例如入射浊流受褶皱阻挡而褶皱坡脚位置发生改向，易在上述雁列式褶皱所提供的浊流流动通道入口处发生沉积^[21-22]。浊流在地形低洼处也容易形成沉积，上游的褶皱向斜区域会堆积相对较厚的砂体，而后砂体越来越薄，褶皱带上的优势沉积区也逐渐向下游迁移^[23-24]。尽管褶皱对浊流流动和浊积岩分布的影响已有较详尽的分析，但浊流对褶皱响应的微观机制研究大都只针对单段褶皱。前人的研究已表明单个褶皱的几何形态，浊流与褶皱走向之间的入射夹角等都会影响浊流的水动力响应与沉积特征^[16,20,22]。高度更高以及轴向长度更长的褶皱会使浊流沉积面积更广，沉积总量更多^[25,20]。当浊流垂直流向褶皱时，在褶皱的迎流面会发生减速和增厚，并反射形成逆向流，从而发生局部的沉积和侵蚀^[20,22,26-27]。深水褶皱带的褶皱往往呈现平行或近平行的多段排列^[10]，因此当前浊流对多段平行褶皱响应的定量研究尚有许多空白。当两段褶皱前后平行排列时，浊流对前排褶皱与后排褶皱是否存在水动力的差异响应和相互间的水动力扰动，以及这些水动力特征对沉积物分布的影响亟需进一步研究。

本研究将采取流体动力学数值模拟在二维上来研究浊流对前后平行排列褶皱的水动力和沉积响应特征。我们通过改变两个褶皱的地貌参数（宽度、高度和间距）和浊流初始流速设计了六组模拟实验来系统研究浊流在平行式多段褶皱地貌上的水动力变化和沉积物分布。本研究揭示了深水褶皱带中浊积岩的分布在时间与空间上的复杂性，并为深水油气勘探和开发提供一定的参考。

1 研究方法与实验设计

本研究采用了商业软件 Flow-3D 进行模拟。Flow-3D 是一款基于有限体积方法（Finite Volume Method, FVM）和雷诺平均 Navier-Stokes 方程（Reynolds-Averaged Navier-Stokes equations, RANS）模型的模拟软件。在模拟过程中，RANS 模型将流体的瞬时速度分解为

平均速度和脉动速度，并通过湍流黏性系数来描述湍流的影响。Flow-3D 的核心算法包括以下几个步骤：首先，采用有限体积法将求解域离散成有限数量的体积单元，每个单元内进行质量、动量和能量守恒的计算，从而有效地捕捉流体流动中的各种复杂特征。其次通过 RANS 方程求解流体的速度场和压力场，RANS 方程包括连续性方程和动量方程，连续性方程确保质量守恒，动量方程则考虑了流体的惯性力、粘性力和外力。本研究采用 $k-\epsilon$ 模型来描述湍流的能量传递和耗散。该模型通过湍动能 k 和湍流耗散率 ϵ 来描述湍流特性。在模拟过程中，通过设置合适的边界条件，包括入口速度、出口压力和模型边界过程，以确保数值模拟结果的准确性和稳定性。Flow-3D 同时支持二维和三维模拟，其采用高精度网格划分模拟区域，能够模拟流体中的沉积物浓度和粒度分布，预测沉积和侵蚀过程，并通过湍流模型考虑湍流的各向同性、湍流能量传输和湍流耗散等关键因素。因此，该模拟方法能较好地模拟浊流中的复杂流体状态，包括流体边界的混合与夹带，高速度和高浓度的悬浮物，流体的自加速过程等^[28]。由于本研究针对浊流在响应地貌时精细的水动力与沉积过程，需要很高空间的精度，而三维模拟所需要的运算时间过长，在综合考虑有限的研究时间和算力资源后选择了二维数值模拟方法。

实验中褶皱地貌的构建主要基于对自然界深水褶皱逆冲带实例的总结。在综合巴西近海、墨西哥湾、西非近海和亚太地区大陆边缘等地区的多段褶皱几何形态数据之后，我们设计了典型的褶皱地貌^[29-42]。而在浊流参数的选择上，我们通过对浊流的实测和实验数据进行汇总，选取其中具有代表性的流体参数来模拟浊流^[20,43-46]。

1.1 多段褶皱模型的构建

浊流流经褶皱地貌时，要与地貌表面进行交互作用。在此前的研究中已经发现，褶皱高度、宽度都对浊流的流动状态有着重要影响^[25,47-48]。同时，褶皱前后翼的斜坡坡度也受控于这两个参数。多段平行式褶皱与单个褶皱相比，还增加了褶皱间距这一参数。本研究对多段褶皱地貌的构建，主要是从以下三个参数来衡量多段褶皱的形态和排列：（1）单个褶皱两翼坡脚间的水平投影长度即褶皱宽度；（2）单个褶皱最高点到底部基准面的垂直高度即褶皱高度；（3）两段褶皱相邻坡脚之间的水平长度即褶皱间距。

本次研究中，通过对墨西哥湾褶皱带、尼日尔三角洲、奥兰治盆地、莱万特盆地、宽扎盆地、杰奎特洪哈深水褶皱带、佛罗伦萨海脊、沙巴大陆边缘、婆罗洲西北部深水褶皱带、拉穆盆地、贝特盆地的褶皱带的褶皱几何参数进行调研和测量，发现海底现存的褶皱高度在 100 m ~1500 m 之间，褶皱宽度在 0.5 km ~8 km 之间，褶皱间距在 1 km~9 km 之间^[29-42]（图 1）。

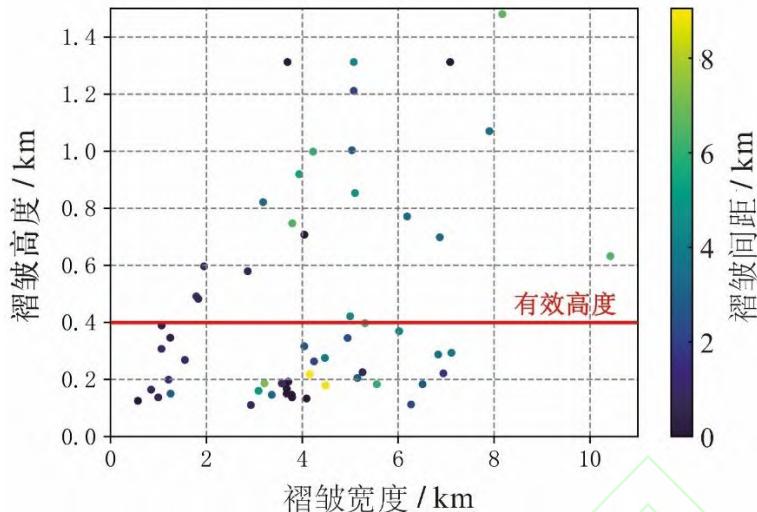


图 1 全球多个深水褶皱带褶皱起伏高度、宽度以及褶皱间距的散点统计图, 有效高度为浊流能够越过前排褶皱的高度

Fig.1 Scatter plot of the fold height, width, and spacing in multiple deepwater fold belts worldwide; effective height indicates the height of the front fold that allows the crossover of the turbidity current

褶皱地貌参数的具体选择还与浊流流体特征息息相关。一般自然浊流的主体厚度在 100 m 左右^[43-44], 而浊流最高可爬升的地貌起伏高度为浊流自身流体厚度的 4~5 倍^[47,49]。本研究中浊流的初始厚度设定为 100 m, 因此当褶皱地貌隆起大于 400 m 时, 会对浊流形成完全封堵。为了观察浊流在前排与后排褶皱上完整的水动力与沉积特征, 需要浊流流经前后排褶皱。而当浊流被前排褶皱封堵而无法流经后排褶皱时, 模型将失效并无法观察到相关现象。因此在本研究中褶皱的有效高度被限制在 400 m 以下。对自然界褶皱的分析也表明其地貌高度主要集中在 100 m~300 m 之间(图 1)。因此, 为了测试褶皱高度对浊流的控制作用, 本研究分别选取 100 m、200 m、300 m 这三个高度的褶皱。自然界中褶皱带上多段褶皱的宽度主要集中在 3 km 到 7 km 之间(图 1), 实验中将选取较为典型的 4 km 与 6 km 作为模型中的褶皱宽度参数。而常见的褶皱间距主要集中在 1 km 到 5 km 之间, 实验中将选取较为典型的 2 km 与 4 km 作为模型中的褶皱间距。在这些参数中, 我们把较为典型的褶皱地貌设为基准模型用作对照组, 其具体参数为 200 m 的褶皱高度、4 km 的褶皱宽度和 4 km 的褶皱间距。其他将作为实验组模型, 来系统研究上述三个褶皱几何参数对浊流的控制作用(图 2、表 1)。

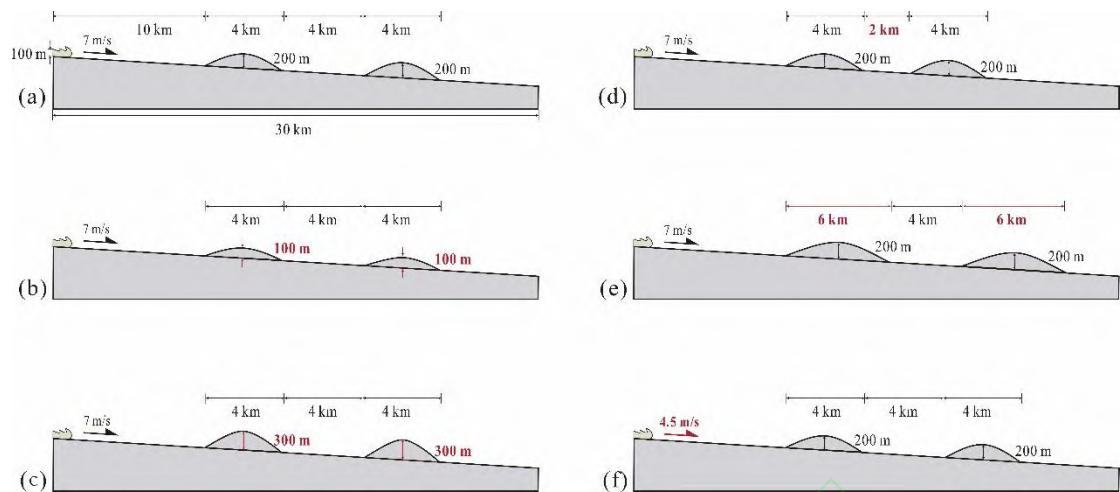


图 2 模型设计图

(a) 模型 1 (基准模型), 褶皱高度为 200 m, 宽度为 4 km, 间距为 4 km, 浊流初始流速为 7 m/s; (b) 模型 2, 褶皱高度减小到 100 m, 其他参数不变; (c) 模型 3, 褶皱高度增加到 300 m, 其他参数不变; (d) 模型 4, 褶皱间距减小到 2 km, 其他参数不变; (e) 模型 5, 褶皱宽度增加到 6 km, 其他参数不变; (f) 模型 6, 浊流初始流速减小到 4.5 m/s, 其他参数不变; 标红部分为与标准模型不同的测试参数。

Fig.2 Model Design

(a) Model 1 (benchmark model), fold height is 200 m, width is 4 km, separation is 4 km, and initial turbidity flow velocity is 7 m/s; (b) Model 2, fold height is reduced to 100 m, other parameters remain unchanged; (c) Model 3, fold height is increased to 300 m, other parameters remain unchanged; (d) Model 4, fold separation is reduced to 2 km, other parameters remain unchanged; (e) Model 5, fold width increased to 6 km, other parameters remain unchanged; (f) Model 6, turbidity initial flow velocity reduced to 4.5 m/s, other parameters remain unchanged; the red-highlighted portion represents test parameters that differ from the benchmark model.

1.2 浊流水动力模拟

浊流数值模拟的参数主要基于浊流原位观测数据和物理实验水槽获得的相关参数, 这些参数主要包括: (1) 流速; (2) 流体厚度; (3) 沉积物浓度; (4) 沉积物粒度的分布。在对浊流的观测中, 浊流流动速度从小于 1 m/s 到超过 20 m/s 不等^[43-44]。为保证实验中流体最大速度在 25 m/s 以内同时, 使流体具备较大的动能和沉积物搬运能力, 实验中浊流的初始流速确定为 7 m/s, 并设定流速的水平分量向右 (与下坡方向相符) 时, 流速为正数; 水平分量向左时, 流速为负数。为研究不同水动力状态下的浊流对多段褶皱地貌的响应, 在基准模型的地貌上, 设置一个对照组模型, 浊流的初始流速为 4.5 m/s。自然条件下, 观测到的浊流流体厚度最低为数十米, 最高能达到约 300 m, 但主要集中在 100 m 左右^[43-44], 考虑到浊流在流动过程中会因褶皱地貌的阻挡发生水跃而增厚, 实验中选取浊流初始时流体的厚度为 100 m。浊流在自然尺度下的沉积物浓度从小于 1% 到 35% 不等^[43-44], 但较高的沉积物浓度会增加沉积颗粒之间的碰撞, 引发受阻沉降并阻碍流体的湍流, 因此数值模拟中沉积物浓度应控制在 10% 以下^[46,50-51]。此次研究中浊流的初始沉积物浓度设置为 6%。这种低浓度浊流中的颗粒物通常为黏土、粉砂到细砂。由于黏土沉积物在搬运和沉积过程中

有聚合特征，而在数值模拟中无法处理这种聚合过程，因此添加黏土沉积物将会对模拟流体流动和沉积物搬运的结果有效性产生影响^[20,45]。所以实验中的沉积物以粉砂和细砂为主。同时，为了对照不同粒径颗粒物的沉积特征，选用相同体积的粉砂颗粒、极细砂颗粒和细砂颗粒，三种沉积物浓度均各为 2%。调研还表明大部分深水浊流所处的海底坡度基本在 0.5° 到 5° 之间^[43-44]，为了控制浊流的加速度，使其在遇到褶皱之前的速度保持在 20 m/s 以下，经过反复测试后，我们将海底坡度设置为 1.5°。所设置的浊流出水口到第一排褶皱坡脚的距离有 10 km，因此浊流有足够的距离达到相对稳定流的状态，其与褶皱地貌所发生的交互作用也更具有代表性^[20]。从流体释放到流出实验区域大约耗时 2 500 s（约 42 min），为了确保有足量的沉积物在目标区沉积，以观察浊流在多段褶皱地貌上的沉积特征，所有模拟中浊流在出水口所释放的持续时间为 15 000 s（约 4.17 h）。而且在释放结束后，模拟又持续了 5 000 s（约 1.39 h），从而可以完整地观察浊流主体流过后沉积物的沉降过程。本次研究中，为了使模拟和观测精度足够高，同时总的计算量在硬件可负担的范围内，经过反复测试之后，最终选取的横向单个网格宽度为 5 m，纵向上的单个网格高度为 2 m。模型底型的总体长度为 30 km，高度为 400 m~600 m。网格的总长度为 30 km，总高度为 750 m，网格总数为 225 万个。

表 1 实验模型所采取的可变参数

Table 1 Parameters of the models

模型序号	褶皱宽度/km	褶皱高度/m	褶皱间距/km	浊流初始流速/ms ⁻¹
1（基准模型）	4	200	4	7
2	4	100	4	7
3	4	300	4	7
4	4	200	2	7
5	6	200	4	7
6	4	200	4	4.5

表 2 实验中所采取的其他固定参数

Table 2 Other parameters in the numerical simulations

海底坡度	流体释放时长	实验观测时长	总流动距离	出水口到 褶皱距离	网格密度	流体初始厚度	流体初始 沉积物浓度
1.5°	15 000 s (约 4.17 h)	20 000 s (约 5.55 h)	30 km	10 km	5 m×2 m	100 m	6%（2% 细砂，2% 极砂，2% 粉砂）

2 实验结果

2.1 基准模型（模型 1）

模型 1 中的褶皱高 200 m，宽 4 km，前后两段褶皱的距离为 4 km。浊流从出水口释放后流至约 600 m 处，在重力作用下沉积物迅速集中到流体底部达到较为稳定的状态（约 7%）（图 3a），流体上表面出现向上坡翻滚的 K-H 波，此时浊流的流态为超临界流（弗劳德数

为 1.25) (图 4b)。浊流在 1.5° 的斜坡继续向第一个褶皱流动并不断加速, 流速由初始的 7 m/s 增加到 21 m/s (图 4d), 底部的沉积物浓度也逐渐增长到 8%。当遇到第一个褶皱时, 浊流受到褶皱迎流面的阻挡, 在流体底部的褶皱坡脚处的位置产生了浓度低于母流的一系列独立的逆向底流 (图 3a, b)。而当流体向上爬升到褶皱迎流面约 100 m 的高度时, 流体上部由于浓度和流速较低, 动能不足无法继续爬升, 发生向后崩塌形成逆向溢流 (图 3a, b)。逆向底流的出现, 对母流是一种扰动, 使其减速增厚, 并发生水跃。在此处水跃中, 浊流流速由 21 m/s 的峰值减至 7~14 m/s, 流体厚度超过褶皱高度达到 320 m, 弗劳德数从峰值的 2.38 跌至 0.56, 后继续降低至 0.35 (图 4b、d)。此后, 逆向底流携带着悬浮在母流底部的沉积物向上游运移, 使得母流在逆向底流到达的区域都呈现亚临界的流体状态 (图 4a)。在距褶皱 4 300 m 处, 逆向底流停止向上游流动, 并在此处保持着约 -10 m/s 的流速与母流不断进行对冲 (图 4c)。而逆向溢流则是叠加在母流上方 (图 3e), 不受母流的抑制, 因此虽然浓度 (2%) 和流速 (-4 m/s) 较逆向底流更低, 但向上游传播的距离更远, 达到距褶皱约 7.5 km 处 (图 3e、f)。

浊流在褶皱迎流面上坡时, 悬浮沉积物浓度已降低至约 4%, 由于先前受逆向底流扰动而变厚的流体, 在摆脱逆向内底流控制后, 厚度减小 (图 3c, d), 底部所受阻力减少, 因此浊流在流速剖面上的平均值虽呈降低趋势, 但最大值以及流体底部流速均增大 (图 4c、d、图 5)。同时, 弗劳德数由于受流速增大和厚度减小的影响, 也逐渐增大, 流体在褶皱脊部呈临界状态 (图 4a, b)。浊流跃过脊部顺褶皱背流面下坡时, 流速继续升高, 在坡脚处达到 20 m/s, 而流体厚度从背部开始就稳定在 65 m 左右, 流体转变为超临界流且再次出现 K-H 波 (图 3c)。浊流在跃过第一个褶皱后, 在坡脚的地貌坡度转变区, 其运动方向由顺褶皱坡度 (约 5.7°) 方向转变为顺斜坡坡度 (1.5°) 方向。流体受到垂直于斜坡方向的力而厚度增加, 并且上下浮动。当流体上浮时在其底部出现了一些速度为 0 甚至具有逆向速率的流体, 不同于前文描述的逆向底流, 这部分底流总体随着流体向下游移动, 并显现出被动的特征, 我们将其称为逆向底波 (图 3c, d)。

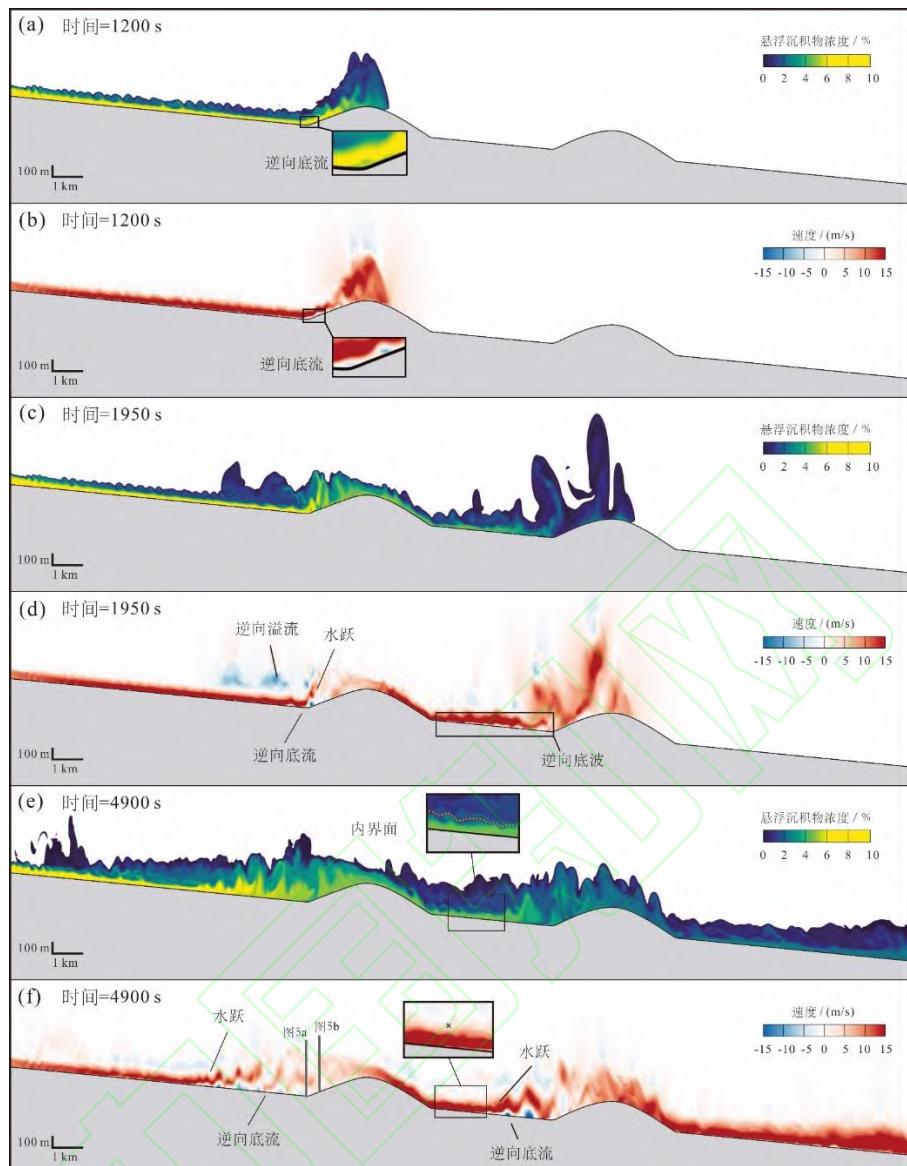


图 3 模型 1 浊流水力状态截面图

(a) 第 1200 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图, 此时浊流在第一个褶皱段发生逆向底流; (b) 第 1200 s 的浊流流速截面图; (c) 第 1950 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图, 此时第二个褶皱前发生逆向底流; (d) 第 1950 s 的浊流流速截面图; (e) 第 4 900 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图, 两段褶皱之间形成稳定的内界面; (f) 第 4 900 s 的浊流流速截面图

Fig.3 Cross-Sectional View of Turbidity Current Hydrodynamics in Model 1

(a) Cross-sectional view of suspended sediment concentration in turbidity current at 1 200 s, showing the initiation of reverse underflow by the first fold; (b) Cross-sectional view of turbidity current velocity at 1 200 s; (c) Cross-sectional view of suspended sediment concentration in turbidity current at 1 950 s, indicating the initiation of reverse underflow ahead of the second fold; (d) Cross-sectional view of turbidity current velocity at 1 950 s; (e) Cross-sectional view of suspended sediment concentration in turbidity current at 4 900 s, showing the formation of a stable internal interface between the two folds; (f) Cross-sectional view of turbidity current velocity at 4 900 s.

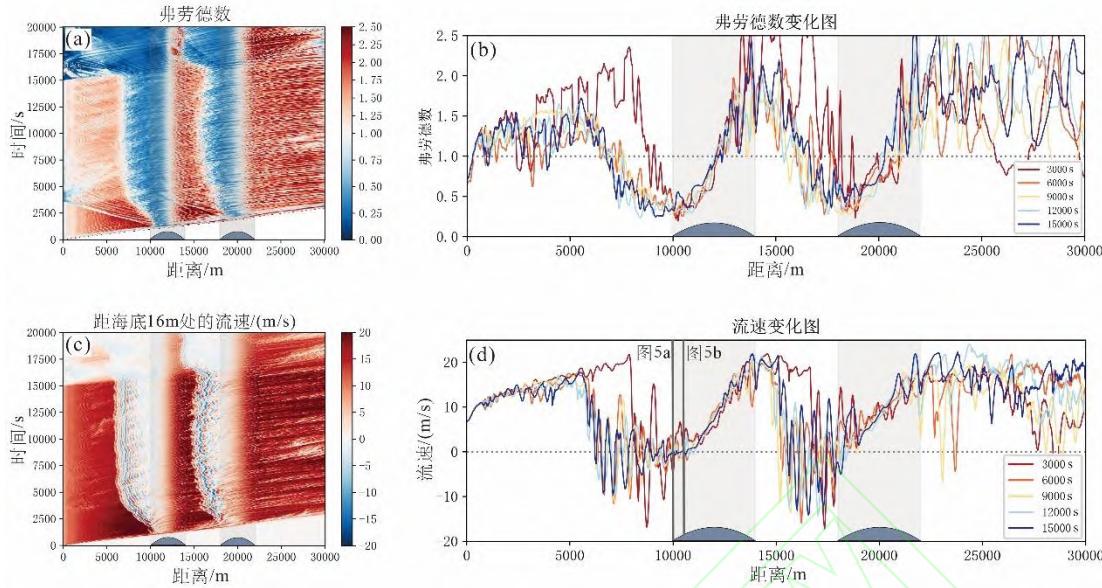


图 4 模型 1 中浊流弗劳德数与流速变化图

(a) 浊流母流弗劳德数的时间序列图; (b) 浊流母流弗劳德数在不同时间节点的折线图; (c) 距海底 16 m 高度处的流体速度时间序列图, 此高度约为逆向底流流速最大值处; (d) 距海底 16 m 高度处的流体速度在不同时间节点的折线图

Fig.4 Variation of Froude Number and Flow Velocity of the Turbidity Current in Model 1

(a) Time series plot of the Froude number for the turbidity current parent flow; (b) Line chart of the Froude number of the turbidity current parent flow at different time points; (c) Time series plot of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed, approximately at the location of maximum reverse underflow velocity; (d) Line chart of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed at different time points

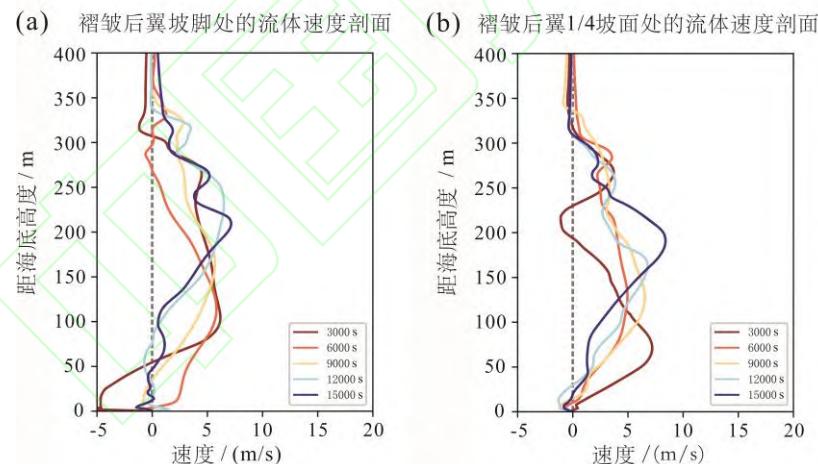


图 5 模型 1 中浊流流速剖面图

(a) 浊流在 10 000 m 处即第一个褶皱后翼坡脚处的流体速度剖面图, 位置在图 3f 和图 4b 中标出; (b) 浊流在 10 500 m 处即第一个褶皱后翼 1/4 坡面上的流体速度剖面图, 位置在图 3f 和图 4d 中标出

Fig.5 Velocity Profile of Turbidity Current in Model 1

(a) Velocity profile of turbidity current at 10 000 m, at the foot of the slope after the first fold; (b) Velocity profile of Turbidity current at 10 500 m, on the 1/4 slope surface after the first fold. Profile location is indicated in Figs.3f and 4d

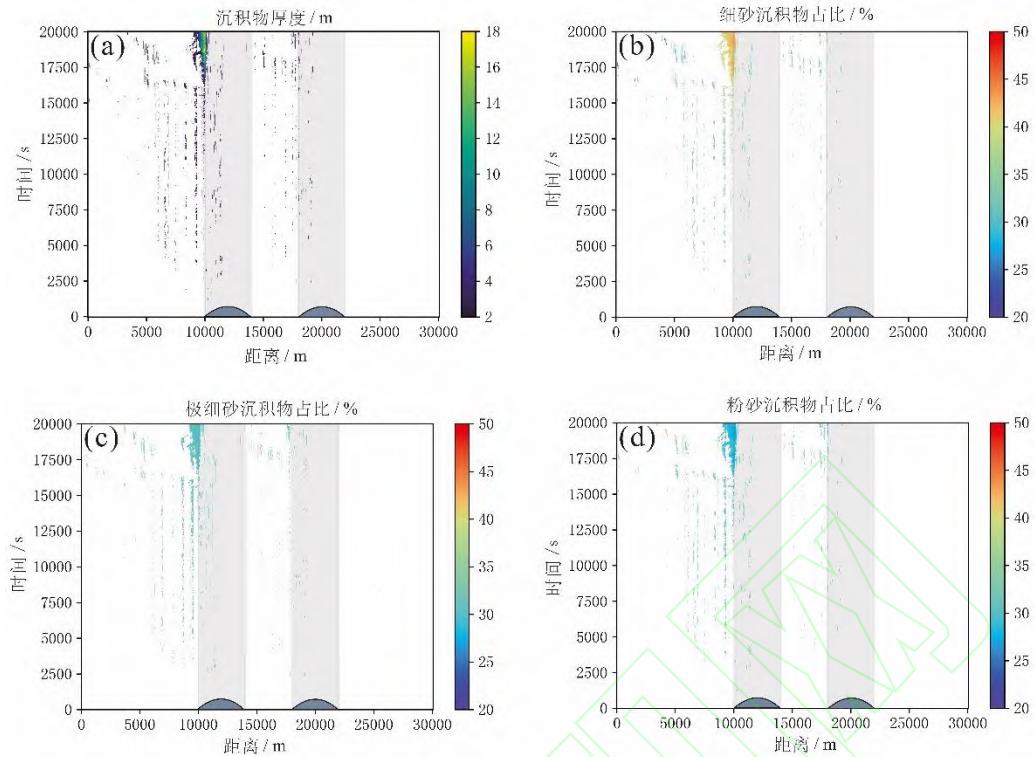


图 6 模型 1 的沉积物分布时间序列图

(a) 沉积物厚度时间序列图; (b) 细砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (c) 极细沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (d) 粉砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图

Fig.6 Time Series Plot of Sediment Distribution in Model 1

(a) Time series plot of sediment thickness; (b) Time series plot of the percentage of fine sand sediment relative to total sediment; (c) Time series plot of the percentage of very fine sediment relative to total sediment; (d) Time series plot of the percentage of silt sediment relative to total sediment

在遇到第二个褶皱时，浊流同样产生了逆向底流和逆向溢流，此时浊流才因逆向底流的扰动，而出现了水跃现象（图 3c, d）。相较于在第一个褶皱前的逆向底流，第二个褶皱引起的逆向底流仅向上游延伸了 3 000 m（图 4c）。而逆向溢流则向上游传播至第一个褶皱的背流面，在半坡处因能量不足而消失（图 3f）。两个褶皱之间，从第一个褶皱顺流面坡脚到浊流水跃处，存在着一个相对稳定的内界面，在界面以下是浓度较高（4%~5%）向下游流动的母流，界面以上是浓度较低（2%~3%）向上游流动的逆向溢流，其流速约为 -4 m/s，在界面两边几乎没有物质或能量的交换（图 3e, f）。经过两次褶皱的阻拦，跃过第二个褶皱的浊流，沉积物浓度仅有 2.5%，流体的扰动更加剧烈，弗劳德数和流速都在大幅波动，流体厚度达到 180 m，可以看到其上表面虽然出现 K-H 波，但波长较之前增长到 600~900 m 且周期不再稳定（图 3e、f）。

沉积过程的模拟结果表明沉积物的优势沉积区与褶皱地貌及其控制的浊流水动力特征直接相关。最主要的沉积中心位于第一个褶皱迎流面前方和坡面上，在浊流流动过程中，

这些条带状沉积出现的位置与亚临界流态的区域相符, 这表明褶皱造成的逆向底流对母流的减速效应使沉积物快速沉积(图 6a)。其中, 一开始细砂、极细砂和粉砂的占比较为均匀, 随着浊流释放时间的增长, 细砂沉积物的占比逐渐增高, 最终达到 43%左右。在空间分布上, 细砂沉积物的占比在褶皱坡脚处最高, 而向上游逐渐降低。第二个褶皱前和迎流面上也出现少量沉积, 沉积区同样与亚临界流态区相符(图 6、图 4a)。浊流在出水口停止释放后, 上述沉积中心的沉积物大部分堆积在坡脚处, 最厚处高达 18 m; 少部分沉积物随着仍在褶皱与出水口之间以及两段褶皱之间流动的而不断被侵蚀、搬运和沉积, 当流体逆向流动时, 悬浮沉积物因其动力不足而沉降; 当流体顺向流动时, 沉积下来的砂粒又被重新搬运。褶皱坡脚处沉降下来的沉积物以细砂为主, 粉砂占比最少, 并呈现向褶皱逐渐变粗的趋势, 在该沉积体的最高处细砂占比超过 50%。随着逆向流在距褶皱较远的上游区域沉降下来的沉积物中, 主要以粉砂为主, 细砂占比最少, 粒度向上游逐渐变细, 在沉积物粒度最细的位置, 粉砂沉积物的占比高达约 60%, 而细砂仅占约 10% (图 6)。

2.2 浊流对褶皱高度的响应(模型 2 与模型 3)

模型 2 和 3 主要考察褶皱高度对浊流沉积的控制作用, 模型 2 中褶皱的高度为 100 m, 与浊流的初始厚度相当, 第一个褶皱对浊流的阻拦作用较弱, 流体没有产生任何逆向流, 仅在上坡时减速, 流速从约 23 m/s 降低至约 16 m/s, 并且在第一个褶皱附近保持着超临界的流态(弗劳德数在 1~2.5 之间)(图 8a)。尽管如此, 浊流在流经背流面时, 仍产生了一定程度的扰动, 其厚度增大且上下浮动, 流速从 23 m/s 到 5 m/s 来回波动, 弗劳德数也发生大幅波动(1.0~2.5), 一度接近临界状态(图 7b、图 8)。而当已经产生内部扰动的浊流在遇见第二个褶皱时, 从坡脚开始就出现更加剧烈的湍流扰动, 弗劳德数在 0.4~2.1 之间波动。而 K-H 波则被完全抑制, 流体只在褶皱迎流面坡脚前留下少量沉积(图 9、图 10a)。浊流受到的扰动逐渐累积。在约 90min 后, 跃过第一个褶皱的流体发生分层现象, 它不仅仅上下浮动更是在底部出现一系列微弱的具有逆向速率的底波(图 7b), 这些逆向底波随着母流整体向下游移动。约 150min 后, 流体内部的扰动在爬上第二个褶皱时放大, 逆向底波变得更加剧烈(图 7d)。但由于褶皱高度较低, 在浊流底部仅反射出一些微弱的逆向底流, 并使母流转变成亚临界流(弗劳德数=0.75)。大部分逆向底波仍随着母流一同跃过第二个褶皱(图 8a, b), 来到第二个褶皱下游的浊流所受扰动增大, 逆向底波的幅度也随之增加, 其最大垂向高度能达到 100 m 左右。在模型 2 中全程未发现逆向溢流, 这很可能是由于褶皱高度不足导致其坡度过缓而使流体上部不能向后垮塌。

在浊流流动期间，沉积物仅在第二个褶皱坡脚前少量沉积。而浊流停止后，仍在褶皱之间反复流动的流体中携带的悬浮沉积物逐渐沉积在褶皱迎流面坡前及坡上。其中细砂沉积物占比最多，且粒径以坡脚为中心向两边逐渐变细。值得注意的是，与模型 1 不同，在高度较低的褶皱地貌上，后排褶皱所捕集到的沉积物比前排褶皱更多且总的沉积物量明显小于模型 1（图 9）。

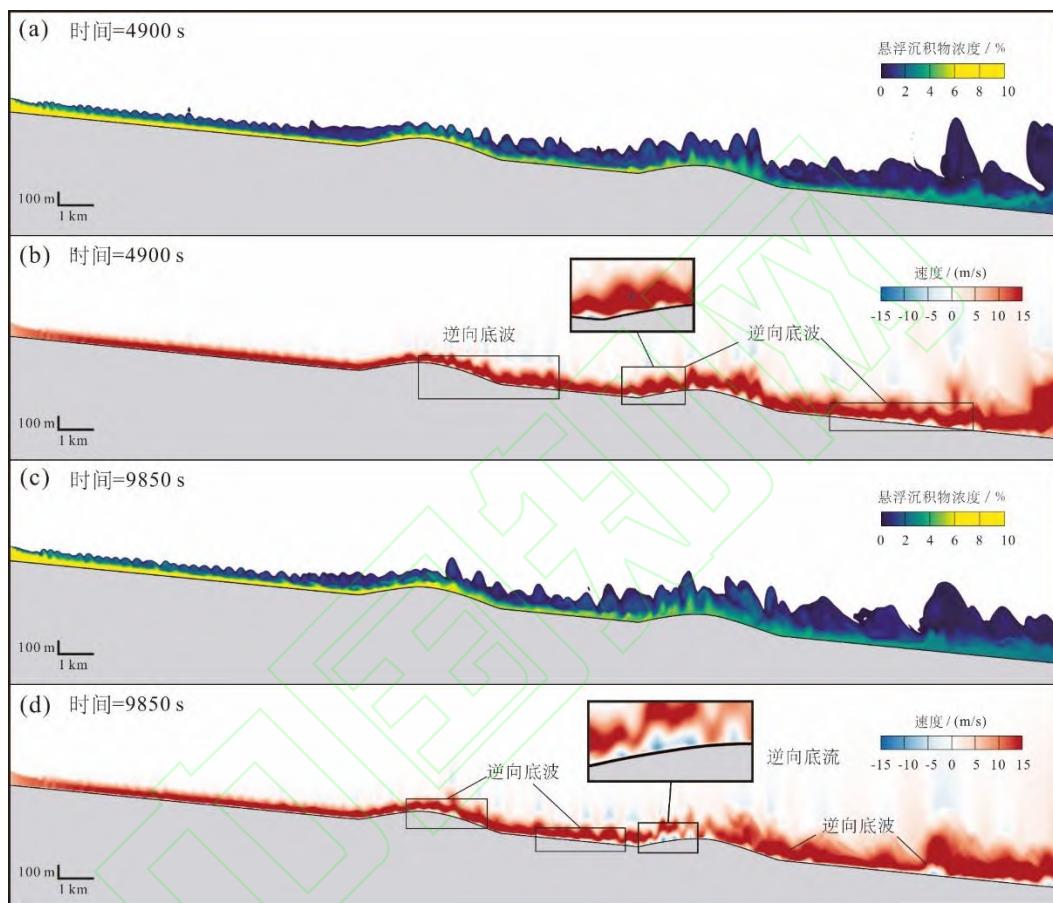


图 7 模型 2 浊流水力状态截面图

(a) 第 4 900 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (b) 第 4 900 s 的浊流流速截面图; (c) 第 9 850 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (d) 第 9 850 s 的浊流流速截面图

Fig.7 Cross-Sections of Hydrodynamic State of Turbidity Current in Model 2

(a) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 4 900 s; (b) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 4 900 s; (c) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 9 850 s; (d) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 9 850 s

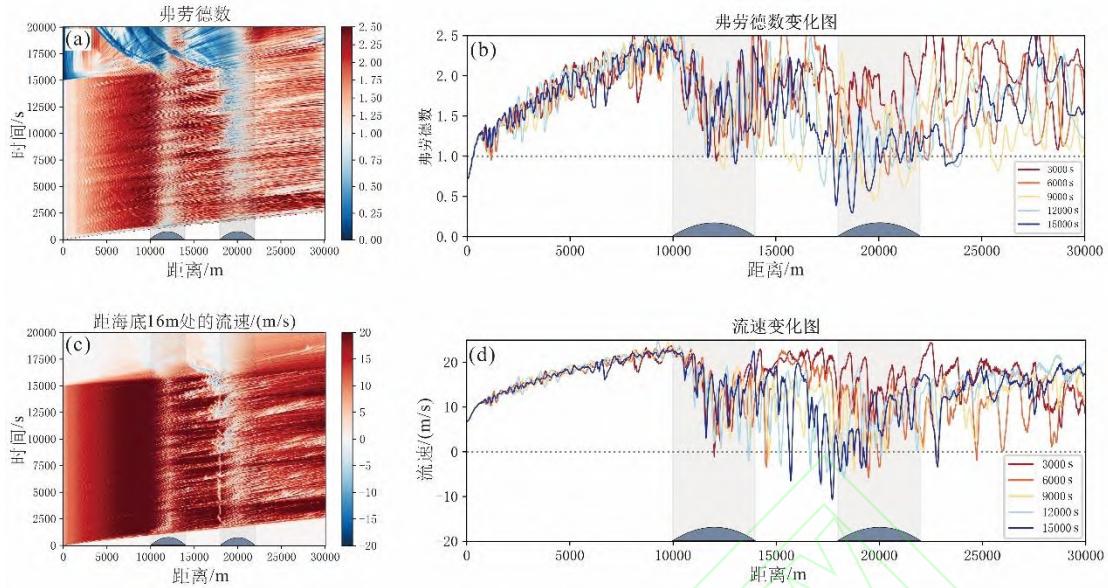


图 8 模型 2 中浊流弗劳德数与流速变化图

(a) 浊流母流弗劳德数的时间序列图; (b) 浊流母流弗劳德数在不同时间节点的折线图; (c) 距海底 16 m 高度处的流体速度时间序列图; (d) 距海底 16 m 高度处的流体速度在不同时间节点的折线图

Fig.8 Variation of Froude Number and Flow Velocity of Turbidity Current in Model 2

(a) Time series plot of the Froude number of the turbidity current parent flow; (b) Line chart of the Froude number of the turbidity current parent flow at different time points; (c) Time series plot of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed; (d) Line chart of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed at different time points

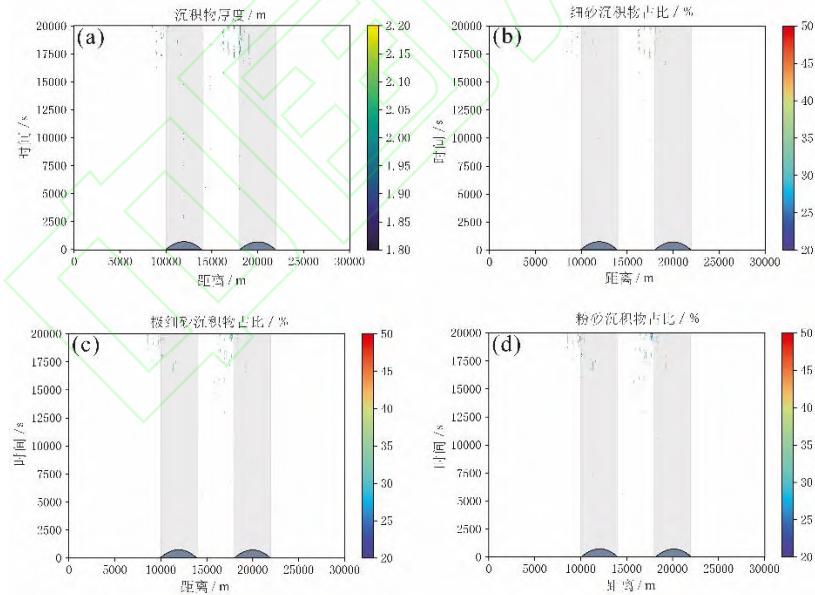


图 9 模型 2 的沉积物分布时间序列图

(a) 沉积物厚度时间序列图; (b) 细砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (c) 极细沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (d) 粉砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图

Fig.9 Time Series Plot of Sediment Distribution in Model 2

(a) Time series plot of sediment thickness; (b) Time series plot of the percentage of fine sand sediment relative to total sediment; (c) Time series plot of the percentage of very fine sediment relative to total sediment; (d) Time series plot of the percentage of silt sediment relative to total sediment

作为对比, 模型3中褶皱高度达到300 m。与模型1相比, 第一个褶皱所造成的逆向底流与逆向溢流都向上游传播了更远的距离, 逆向底流一度向上游移动约7 500 m, 而逆向溢流更是能够向上坡影响到出水口位置(图10b, d)。褶皱所引起的减速及流态转变都更加剧烈, 流速由18 m/s的峰值降至5 m/s, 亚临界流的区域更是扩大至出水口, 迎流面坡前的弗劳德数低至0.2(图11)。跃过褶皱的浊流其悬浮沉积物浓度仅剩3%~4%, 并同样出现扰动, 厚度骤增至150~200 m(图10)。当浊流来到第二个褶皱前, 所引起的逆向底流较第一个褶皱更加显著, 高度达180 m, 流速高达-15 m/s, 其向上游延伸到第一个褶皱背流面坡脚处, 甚至一度爬上坡面, 这令刚跃过第一个褶皱的浊流母流在坡脚处立刻发生水跃, 从超临界流变为亚临界流(图10, 图11a, b, d)。而逆向溢流出现后, 却被剧烈扰动的母流所影响成为断续状(图10b, d)。跃过两个褶皱后的浊流, 扰动依然非常剧烈, 在褶皱下游2 000 m位置出现水跃现象, 厚度激增至约500 m。但在120 min后, 浊流受两个褶皱影响而产生的扰动程度减轻, 仅微弱地上下浮动, 并且不再发生水跃(图10d、图11a)。

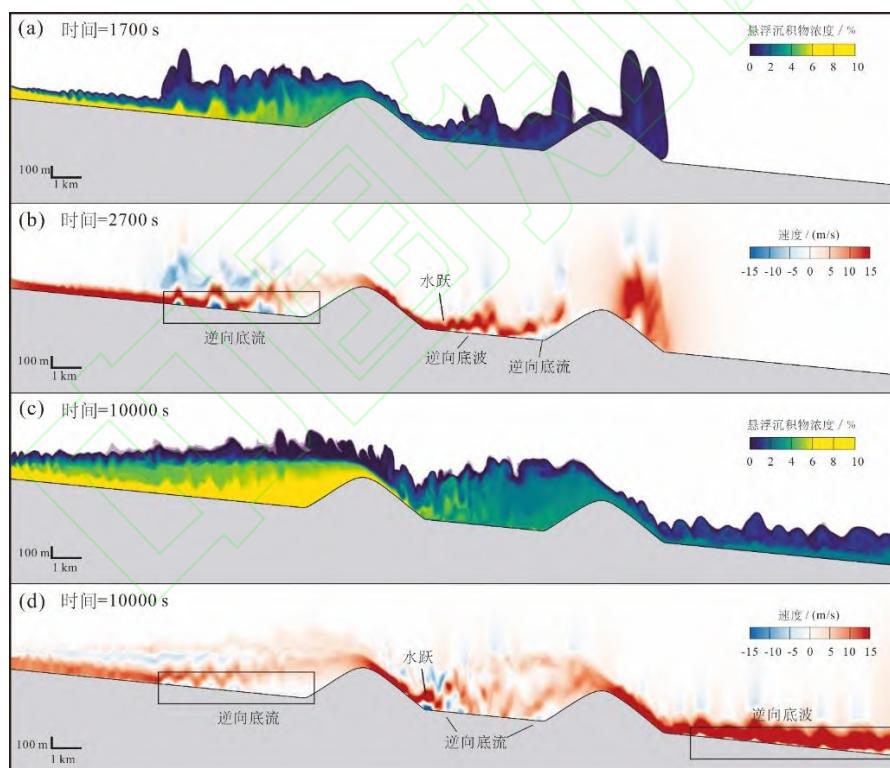


图10 模型3浊流水力状态截面图

(a) 第4 900 s的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (b) 第4 900 s的浊流流速截面图; (c) 第9 850 s的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (d) 第9 850 s的浊流流速截面图

Fig.10 Cross-Sections of Hydrodynamic State of Turbidity Current in Model 3

(a) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 4 900 s; (b) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 4 900 s; (c) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 9 850 s; (d) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 9850 s.

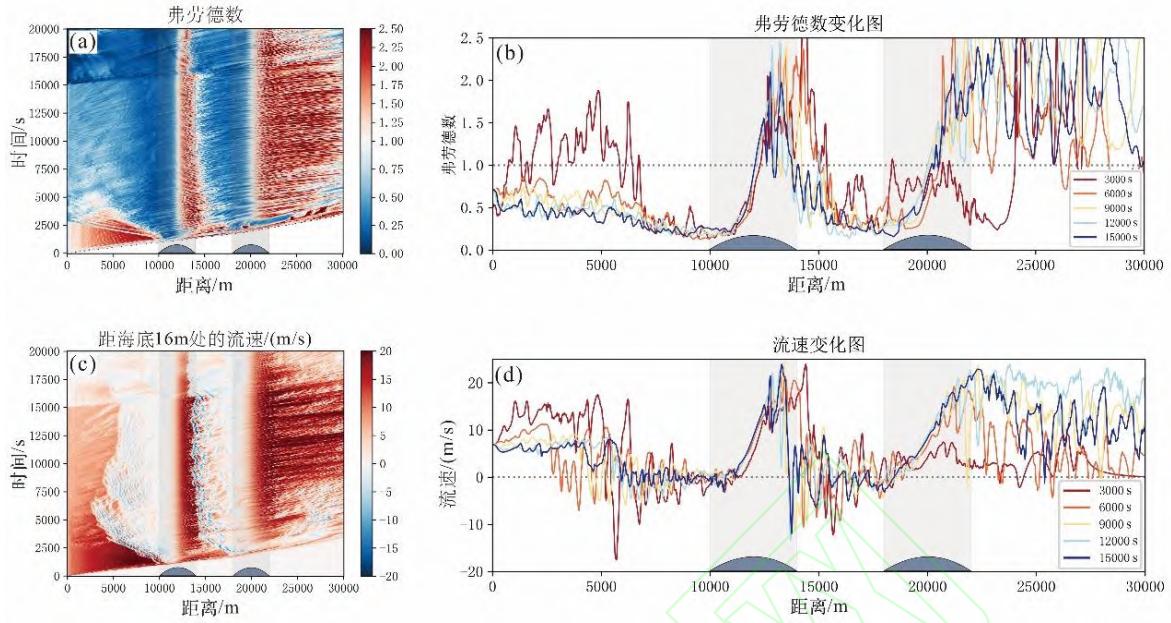


图 11 模型 3 中浊流弗劳德数与流速变化图

(a) 浊流母流弗劳德数的时间序列图; (b) 浊流母流弗劳德数在不同时间节点的折线图; (c) 距海底 16 m 高度处的流体速度时间序列图; (d) 距海底 16 m 高度处的流体速度在不同时间节点的折线图

Fig.11 Variation of Froude Number and Flow Velocity of the Turbidity Current in Model 3

(a) Time series plot of the Froude number of the turbidity current parent flow; (b) Line chart of the Froude number of the turbidity current parent flow at different time points; (c) Time series plot of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed; (d) Line chart of fluid velocity at a height of 16 meters above the seabed at different time points

浊流产生的沉积中心仍在两段褶皱迎流面前方及坡上。由于褶皱高度变高, 第一个褶皱所捕集的沉积物较模型 1 更多, 在 126min 即出现堆积成斜坡状的沉积体, 最厚处达 34 m。虽然来到第二个褶皱前的流体所携带的沉积物浓度较模型 1 更少, 但堆积的沉积物更多, 浊流停止释放后形成斜坡状沉积, 厚度高达 18 m。沉积物在整体上均以细砂占比最多, 粉砂最少, 粒径向上游逐渐变细(图 12)。

2.3 浊流对褶皱间距的响应(模型 4)

模型 4 与模型 1 有着相同形态的两个褶皱, 它们高 200 m, 宽 4 km, 但它们之间的距离从 4 km 减小至 2 km。浊流在第一个褶皱前以及跃过第一个褶皱的情况与模型 1 基本相似。浊流受褶皱阻挡而产生了向上游移动的逆向底流和逆向溢流, 并且逆向底流对母流流态与流速的遏制作用也非常明显。弗劳德数在 5 000 m 处开始下降, 从 1.2~1.5 一直下降到褶皱坡脚前的约 0.35, 流速也从 15 m/s 骤降到 2 m/s 左右(图 14)。浊流跃过第一个褶皱后, 流体厚度因扰动而增厚至约 150 m, 由于褶皱间距较短, 当浊流遇到第二个褶皱时, 浊流厚度仍未减小, 使得与褶皱的高度相差较小, 可以轻松跃过第二个褶皱。不过, 第二个褶皱迎流面的坡前和坡面上出现了有着逆向速率, 随着浊流母流而向下游移动的逆向底

波（图 13b、图 14c）。这与模型 2 中的现象相似，并且浊流同样在第二个褶皱迎流面上以及下游受到了更大的扰动，形成幅度更大的逆向底波。在接近 190min 时，也同样在褶皱迎流面坡脚处因反射产生了逆向底流（图 14c）。

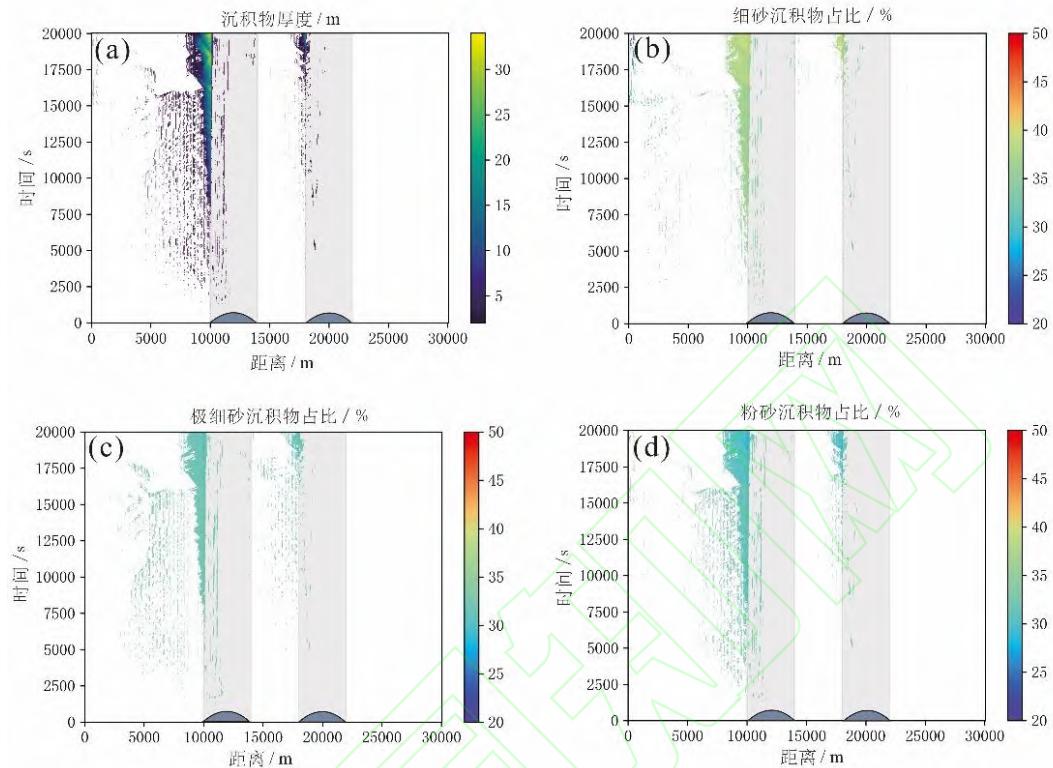


图 12 模型 3 的沉积物分布时间序列图

(a) 沉积物厚度时间序列图; (b) 细砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (c) 极细沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (d) 粉砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图

Fig.12 Time Series Plot of Sediment Distribution in Model 3

(a) Time series plot of sediment thickness; (b) Time series plot of the percentage of fine sand sediment relative to total sediment; (c) Time series plot of the percentage of very fine sediment relative to total sediment; (d) Time series plot of the percentage of silt sediment relative to total sediment

模型 4 中，第二个褶皱对沉积物的捕集作用与模型 1 相比较弱，而且两个褶皱之间几乎没有沉积物沉积（图 15），浊流也是在第二个褶皱上坡减速期间才转变为亚临界流（图 14a）。褶皱间距的缩小使刚跃过第一个褶皱的浊流缺少足够的距离来调整受到扰动的状态，浊流仍保持着较大的厚度（约 150 m）。这样的流体厚度与褶皱的高度落差较小，只有约 50 m，而持续的超临界流与模型 2 相似（图 13b）。逆向溢流则在第二个褶皱的迎流面上产生，它与下层的母流之间形成了一个相对稳定的内界面，由于下层母流未受逆向底流影响发生水跃，因此这个内界面横跨整个两褶皱之间的区域，其总长度与模型 1 中的内界面相近，达到约 1.8 km（图 13c, d）。

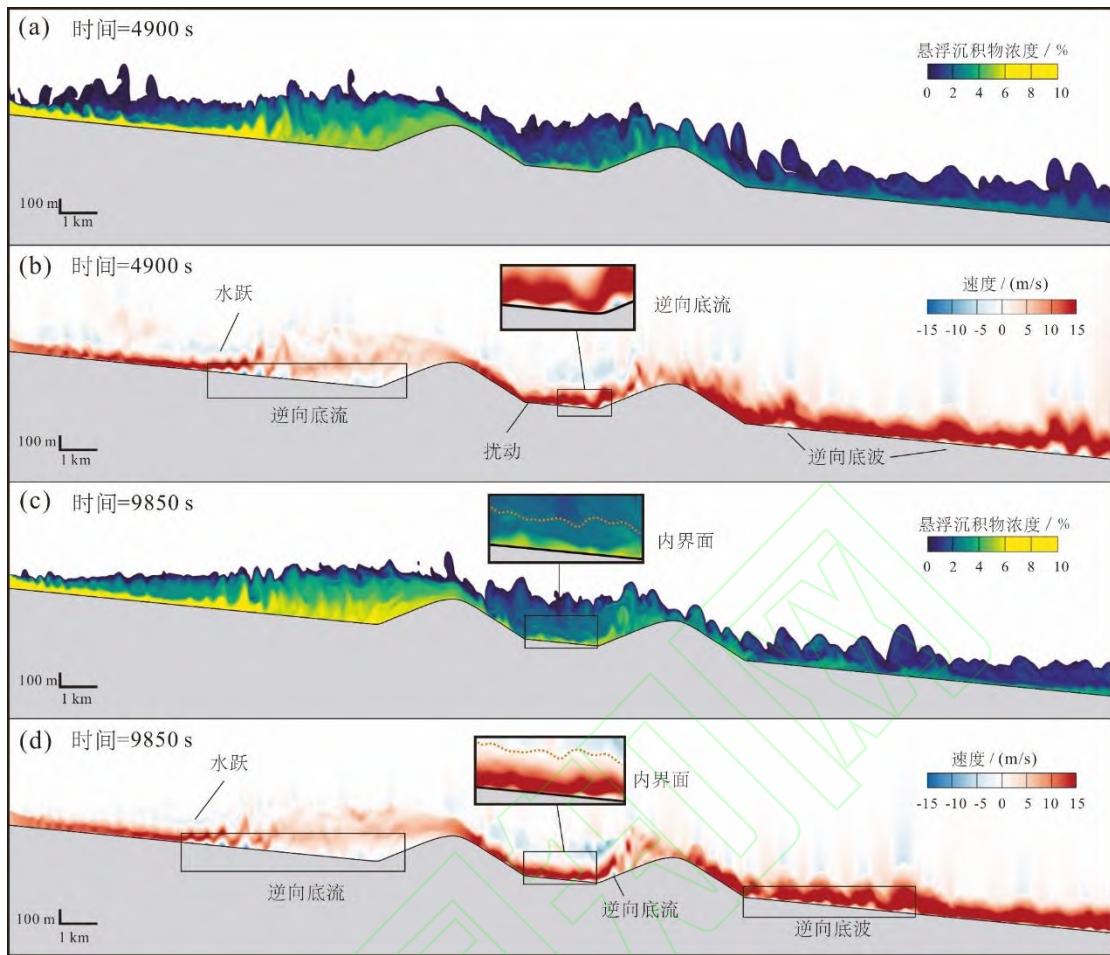


图 13 模型 4 浊流水力状态截面图

(a) 第 4 900 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (b) 第 4 900 s 的浊流流速截面图; (c) 第 9 850 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (d) 第 9 850 s 的浊流流速截面图

Fig.13 Cross-Sections of Hydrodynamic State of Turbidity Current in Model 4

(a) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 4 900 s; (b) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 4 900 s; (c) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 9 850 s; (d) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 9 850 s

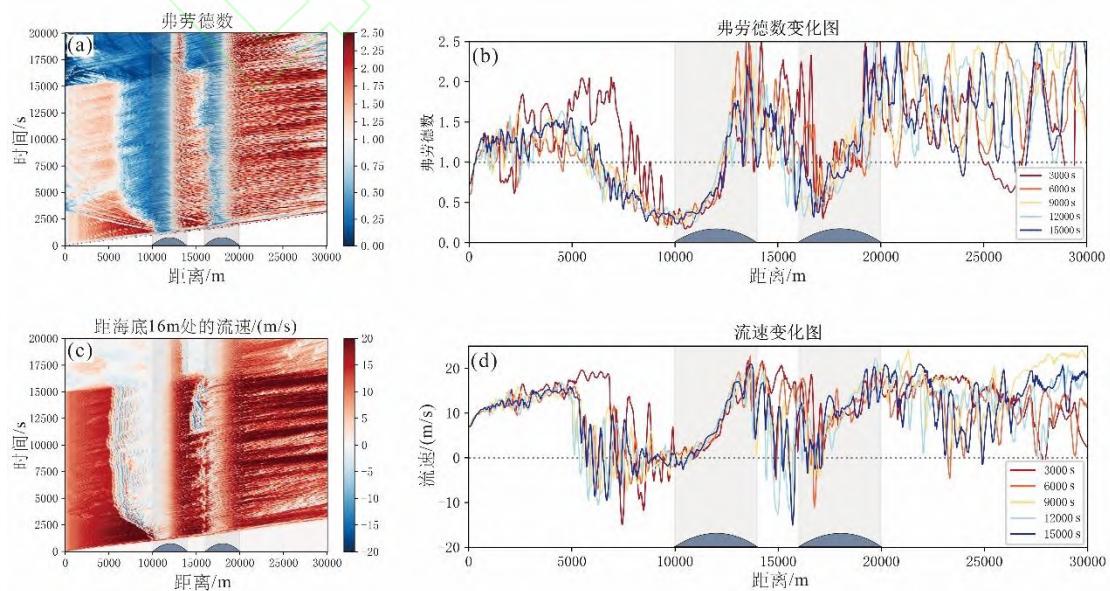


图 14 模型 4 中浊流弗劳德数与流速变化图

(a) 浊流母流弗劳德数的时间序列图; (b) 浊流母流弗劳德数在不同时间节点的折线图; (c) 距海底 16 m 高度处的流体速度时间序列图; (d) 距海底 16 m 高度处的流体速度在不同时间节点的折线图

Fig.14 Variation of Froude Number and Flow Velocity of Turbidity Current in Model 4

(a) Time series plot of the Froude number of the turbidity current parent flow; (b) Line chart of the Froude number of the turbidity current parent flow at different time points; (c) Time series plot of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed; (d) Line chart of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed at different time points

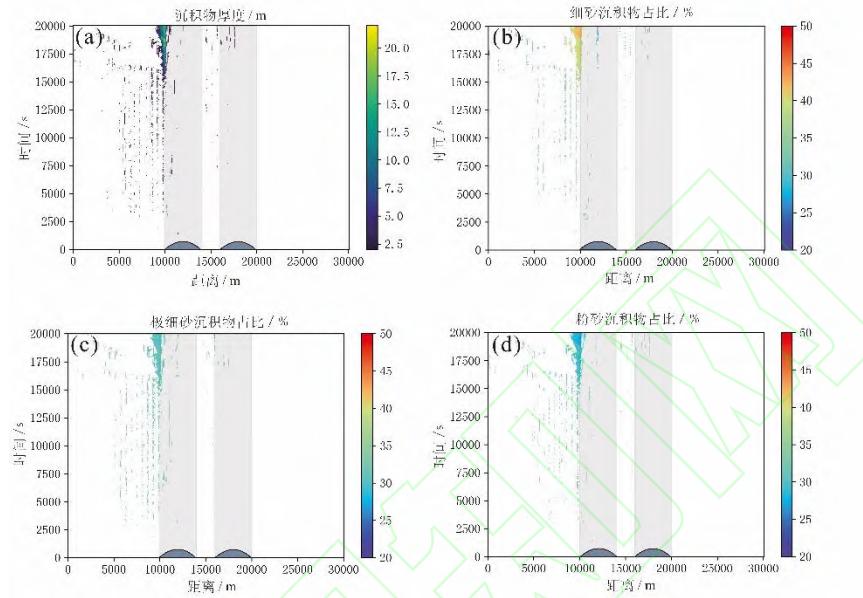


图 15 模型 4 的沉积物分布时间序列图

(a) 沉积物厚度时间序列图; (b) 细砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (c) 极细沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (d) 粉砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图

Fig.15 Time Series Plot of Sediment Distribution in Model 4

(a) Time series plot of sediment thickness; (b) Time series plot of the percentage of fine sand sediment relative to total sediment; (c) Time series plot of the percentage of very fine sediment relative to total sediment; (d) Time series plot of the percentage of silt sediment relative to total sediment.

2.4 浊流对褶皱宽度的响应（模型 5）

在模型 5 中褶皱高度与模型 1 相同，均为 200 m，但宽度从 4 km 增加到 6 km。相应地，褶皱两翼倾角相对模型 1 较缓，其间距与模型 1 同为 4 km（图 2e）。浊流在碰见第一个褶皱时就产生了逆向底流和逆向溢流，但逆向底流仅向上游传播了约 3 700 m，比模型 1 中逆向底流的传播距离更小了 600 m。对母流的影响区域也与逆向底流的传播区域相一致，与模型 1 相比面积减少了（图 17a, c）。但母流的流速和弗劳德数受逆向底流影响而降低的程度与模型 1 近似，分别降低到 3 m/s 和 0.35 左右（图 16, 17）。但受到第一个褶皱扰动的浊流，在模拟开始后的第 50 min、100 min、200 min 左右时，在距第一个褶皱背流面下游约 1 km 处，产生了流体分层现象，浊流底部出现多个底波，这种底波表现出逆向的流速却向下游传播（图 17c）。并且流体厚度增大至约 160 m（图 16b, d），在遇见坡度缓和的第二个褶

皱时, 能够更容易地跃过褶皱, 仅在坡面上产生了上述向下游迁移的逆向底波, 甚至在 130~60 min 之间, 连逆向底波也不再产生(图 16b, d、图 17c)。逆向溢流在第二个褶皱前同样变得更加微弱, 它伴随着逆向底流的出现而出现, 当浊流不产生逆向底流时, 逆向溢流也消失不见(图 16b, d)。浊流的流态也仅在上坡时因减速而转变成亚临界(弗劳德数由 2.1 左右降到约 0.55), 相应地, 第二个褶皱所捕集到的沉积物也十分微少, 沉积物几乎全部集中在第一个褶皱前以及迎流面上, 沉积物厚度也仅有 2 m, 在浊流停止释放后才在层流的作用下逐渐堆积变厚(图 18)。

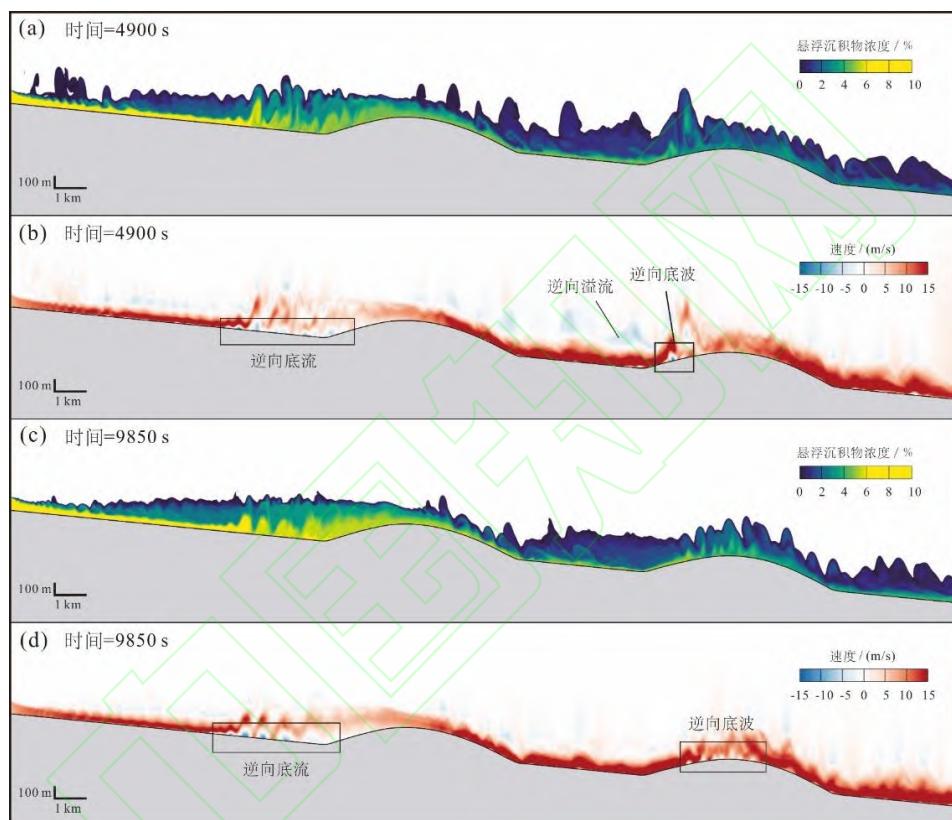


图 16 模型 5 浊流水力状态截面图

(a) 第 4 900 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (b) 第 4 900 s 的浊流流速截面图; (c) 第 9 850 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (d) 第 9 850 s 的浊流流速截面图

Fig.16 Cross-Sections of Hydrodynamic State of Turbidity Current in Model 5

(a) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 4 900 s; (b) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 4 900 s; (c) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 9 850 s; (d) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 9 850 s

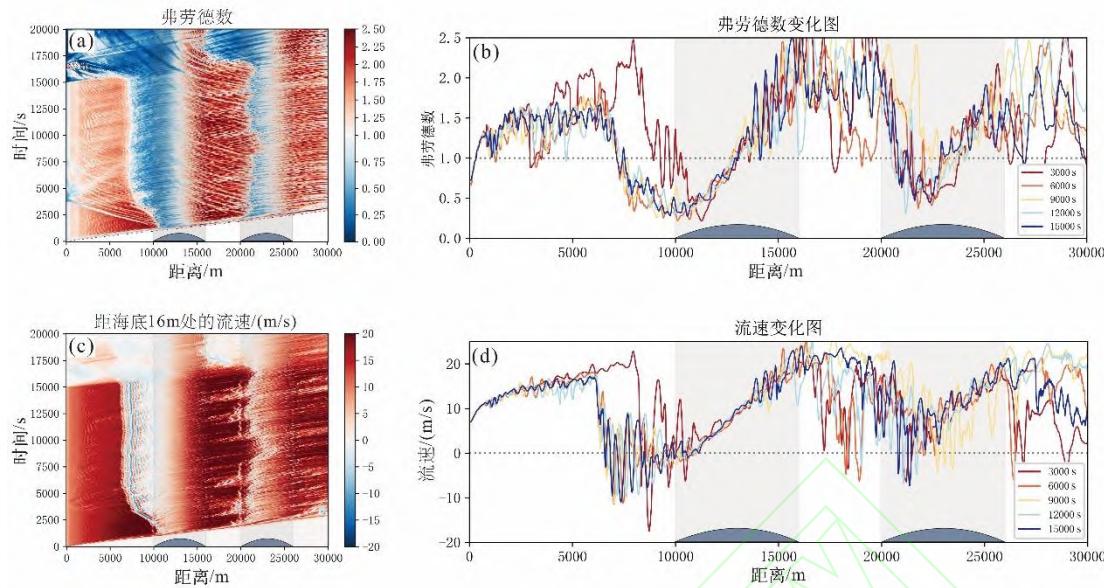


图 17 模型 5 中浊流弗劳德数与流速变化图

(a) 浊流母流弗劳德数的时间序列图; (b) 浊流母流弗劳德数在不同时间节点的折线图; (c) 距海底 16 m 高度处的流体速度时间序列图; (d) 距海底 16 m 高度处的流体速度在不同时间节点的折线图

Fig.17 Variation of Froude Number and Flow Velocity of Turbidity Current in Model 5

(a) Time series plot of the Froude number of the turbidity current parent flow; (b) Line chart of the Froude number of the turbidity current parent flow at different time points; (c) Time series plot of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed; (d) Line chart of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed at different time points

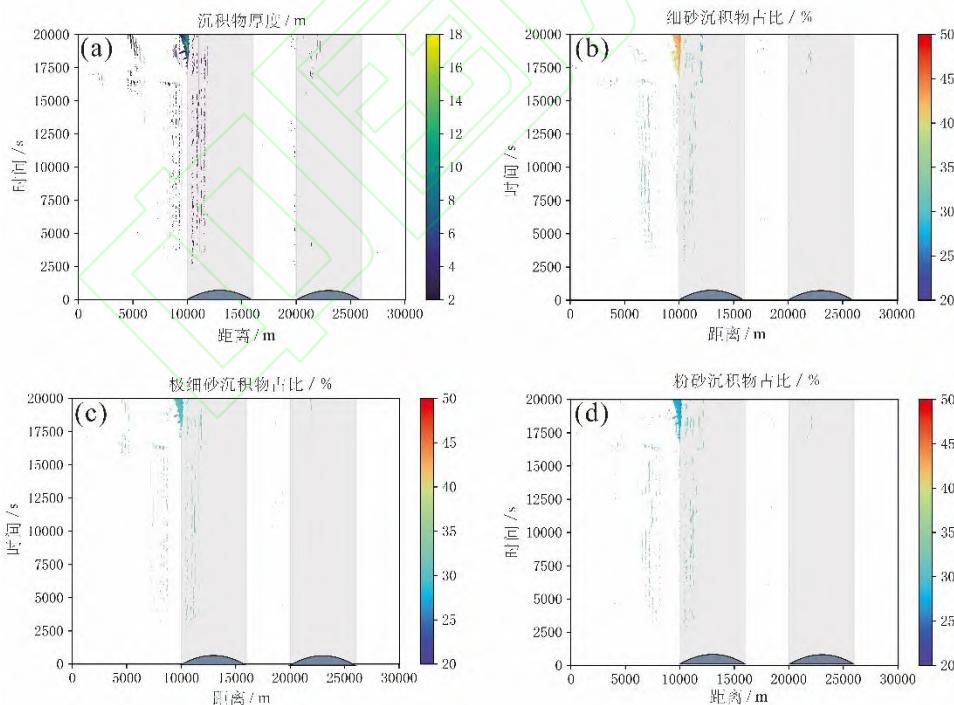


图 18 模型 5 的沉积物分布时间序列图

(a) 沉积物厚度时间序列图; (b) 细砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (c) 极细沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (d) 粉砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图

Fig.18 Time Series Plot of Sediment Distribution in model 5

(a) Time series plot of sediment thickness; (b) Time series plot of the percentage of fine sand sediment relative to total sediment; (c) Time series plot of the percentage of very fine sediment relative to total sediment; (d) Time series plot of the percentage of silt sediment relative to total sediment

2.5 浊流初始速度的控制作用（模型 6）

模型 6 中浊流的初速度与模型 1 相比由 7 m/s 降至 4.5 m/s, 褶皱形态与模型 1 相同。结果显示, 浊流从出水口释放之后持续加速, 加速度与模型 1 中相近, 整体流速略低于模型 1, 在第一个褶皱前的流速仅在 10~16 m/s 之间, 在跃过第一段褶皱之后的流速也未能超过 20 m/s (图 20c, d)。当遇见第一个褶皱时产生了逆向底流和逆向溢流 (图 19), 这两者的流速同样略低于模型 1 中的逆向底流与逆向溢流, 但由于浊流母流所具备的动能也较小, 两者抗衡之下, 逆向底流向上游传播了 4 900 m 左右并稳定下来, 向上游移动的距离明显长于模型 1 的 4 300 m。此处的逆向底流流速在 -8 到 -12 m/s 之间, 而紧临褶皱的逆向底流流速明显低于模型 1, 在 0 到 -2 m/s 之间 (图 20c, d)。浊流母流受到逆向流的阻碍而发生水跃, 弗劳德数从 1.7 降到 0.3, 变化量要小于模型 1 (图 20a, b)。第二个褶皱的迎流面斜坡同样造成了逆向底流和逆向溢流, 逆向底流的传播距离与模型 1 同为 3 000 m 左右, 母流在遇见逆向底流后发生水跃, 弗劳德数由 2.5 到 0.3, 降低幅度与模型 1 相同 (图 19、图 20a, b)。与模型 1 不同的是褶皱对于沉积物的捕集情况, 由于浊流流速降低, 使得沉积物更易沉积下来, 在 140 min 时沉积物就开始逐渐堆积, 在实验后期沉积物的最大厚度达到 30 m (图 21)。

3 分析与讨论

3.1 浊流对多段褶皱的水动力响应

在地貌对浊流的作用中, 逆向流对浊流水力状态转变有着重要影响, 也是识别浊流扰动情况的显著标志。针对浊流对第一个褶皱的响应, 本研究与 Howlett *et al.*^[20]的数值模拟实验相似, 同样识别出在流体底部和上部具有逆向速率的流体。其中流体底部的逆向流在 Howlett *et al.*^[20]的研究中表现为一种连续的流体即逆向底流, 本实验提高模拟精度后, 其表现为多个连续或不连续的流体, 这与早期的实验室结果以及近年来根据野外露头得出的反射回流形式一致^[27,52]。

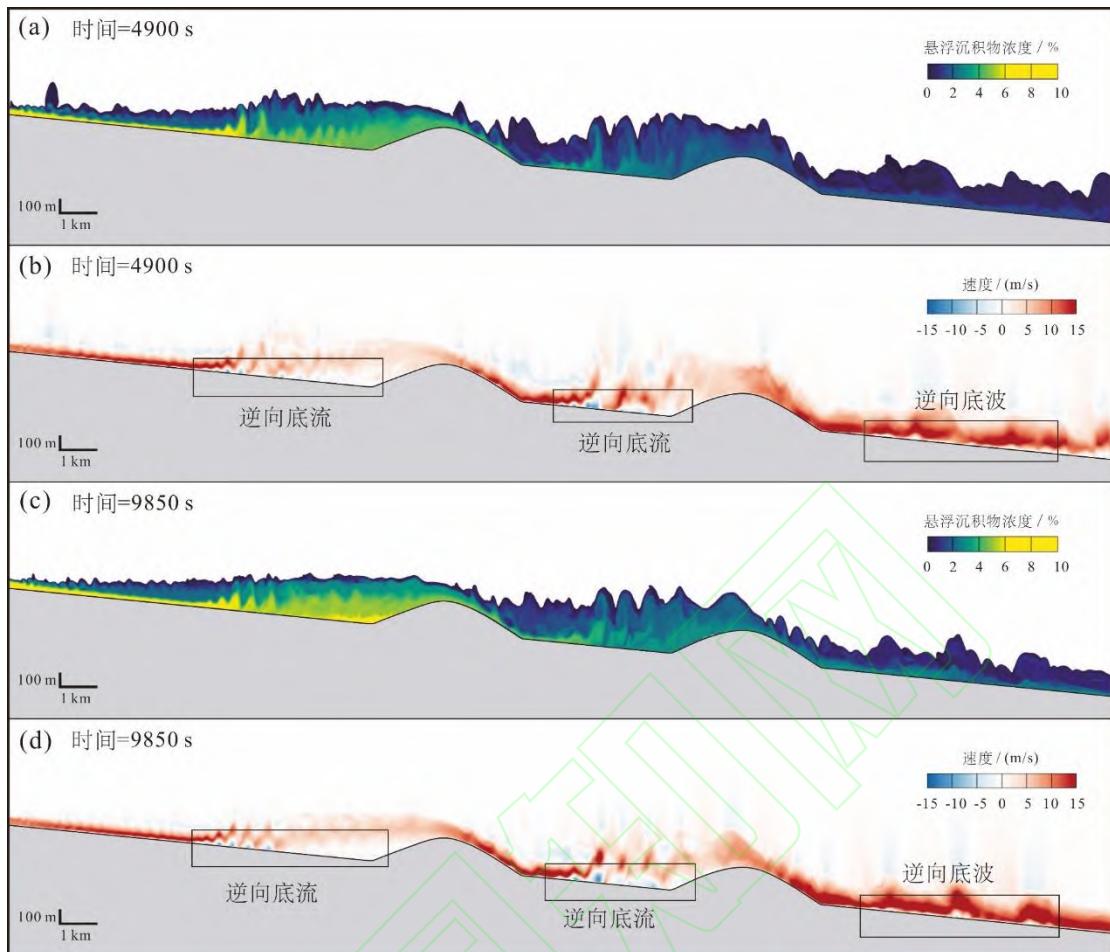


图 19 模型 6 涡流水力状态截面图

(a) 第 4 900 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (b) 第 4 900 s 的浊流流速截面图; (c) 第 9 850 s 的浊流悬浮沉积物浓度截面图; (d) 第 9 850 s 的浊流流速截面图

Fig.19 Cross-Sections of Hydrodynamic State of Turbidity Current in Model 6

(a) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 4 900 s; (b) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 4 900 s; (c) Cross-sectional plot of sediment concentration in turbidity current at 9 850 s; (d) Cross-sectional plot of flow velocity in turbidity current at 9 850 s

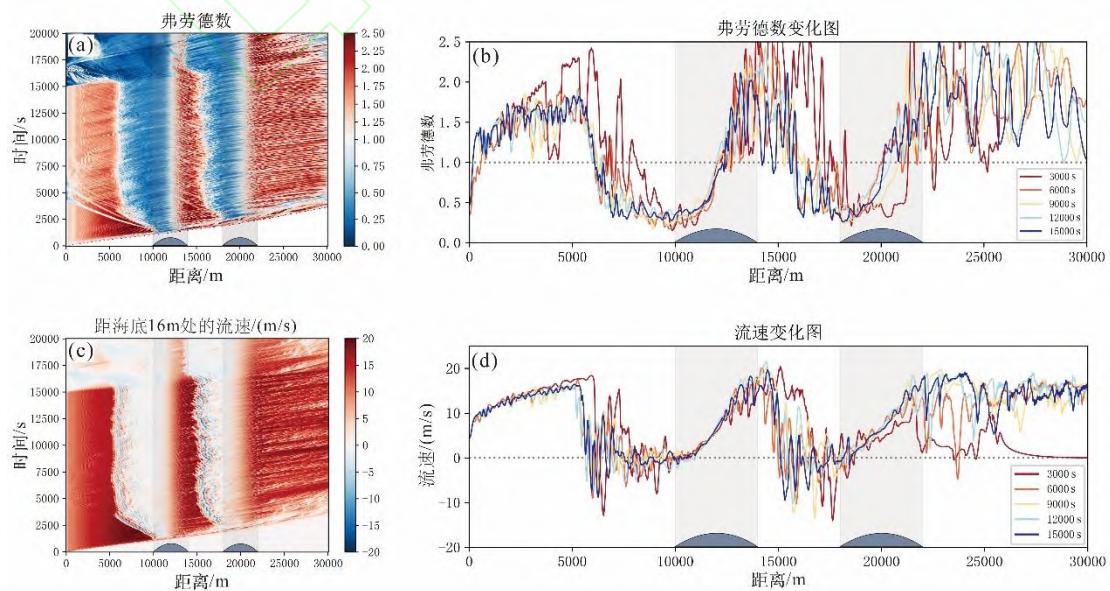


图 20 模型 6 中浊流弗劳德数与流速变化图

(a) 浊流母流弗劳德数的时间序列图; (b) 浊流母流弗劳德数在不同时间节点的折线图; (c) 距海底 16 m 高度处的流体速度时间序列图; (d) 距海底 16 m 高度处的流体速度在不同时间节点的折线图

Fig.20 Variation of Froude Number and Flow Velocity of Turbidity Current in Model 5

(a) Time series plot of the Froude number of the turbidity current parent flow; (b) Line chart of the Froude number of the turbidity current parent flow at different time points; (c) Time series plot of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed; (d) Line chart of fluid velocity at a height of 16 m above the seabed at different time points

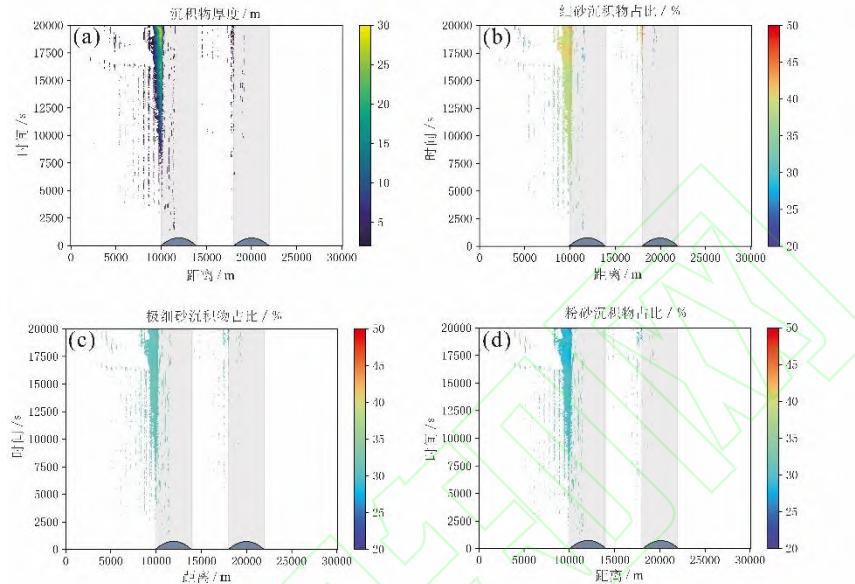


图 21 模型 6 的沉积物分布时间序列图

(a) 沉积物厚度时间序列图; (b) 细砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (c) 极细沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图; (d) 粉砂沉积物占所有沉积物百分比的时间序列图

Fig.21 Time Series Plot of Sediment Distribution in Model 6

(a) Time series plot of sediment thickness; (b) Time series plot of the percentage of fine sand sediment relative to total sediment; (c) Time series plot of the percentage of very fine sediment relative to total sediment; (d) Time series plot of the percentage of silt sediment relative to total sediment

在本实验中, 浊流底部的逆向流体可以根据成因不同划分为两种类型。其中一种是浊流受褶皱阻挡而从浊流中分离出的向上游移动的逆向底流, 这与 Patacci *et al.*^[53]以及 Howlett *et al.*^[20]的模拟结果相符。本研究进一步观察了此类逆向底流在不同褶皱形态的影响下的流动行为。模型 1、模型 3、模型 4 和模型 6 中在两段褶皱前均能观察到逆向底流的产生和延伸(图 3, 4, 7, 8, 19, 20)。但在高度降低的模型 2 和坡度降低的模型 5 中, 都无法对浊流形成有效阻挡从而没有产生逆向底流(图 8, 17), 说明褶皱的高度和坡度同时控制着逆向底流的形成。浊流母流流经逆向底流的控制区域时, 母流与其发生对冲而使其无法再向上游传播, 此时母流也被迫在其上方流动而立刻发生水跃, 母流流体厚度增厚至 1.5 到 2 倍, 流速不断降低, 在接近褶皱坡脚时甚至能达到 1 m/s 以下(图 3, 10, 16), 类似 Patacci *et al.*^[53]在水槽实验中所观察到的现象。对于浊流的首次反射, 更高更陡的褶皱会产

生流速相对较快的逆向底流，其对母流流速与流态的减弱作用更加显著，从而使得后续形成的逆向底流的速度也降低下来（图 11a, c）。因此，模型 3 与模型 1 相比较，更高的褶皱地貌使得浊流母流的减速更大，产生的逆向底流的传播距离更远，但其移动速度反而会更低（图 4c, d、图 11c, d）。模型 6 中，浊流的释放速度降低，使得逆向底流首次产生时就具有更低的移动速度。但因母流的能动也相对较低，所以母流水跃后的流速流态减弱情况与模型 1 相似，后续产生的逆向底流所移动的速度较模型 1 也更慢（图 4, 20）。模型 4 与模型 1 相比，褶皱间距减小一半，这使得受到前排褶皱扰动后的浊流在遇见后排褶皱时尚未恢复到稳定状态，流体厚度较大，在翻越与模型 1 同样的高度的褶皱时受到的阻挡更小，且在实验后期才产生逆向底流（图 4c、图 13、图 14c）。Jamali *et al.*^[54]通过计算发现浊流在起伏较小的地形下游运移一段距离后会恢复到水力稳定状态。但在本研究褶皱间距较小的模型 4 中，浊流未能恢复到水动力稳定状态，还保持着较大的厚度来到第二个褶皱前，从而使得浊流更易越过第二个褶皱，在此处因阻挡而产生的逆向底流幅度与模型 1 相比更小。因此，褶皱的间距大小对水动力稳定状态的恢复具有一定的控制作用，较大的褶皱间距有助于水动力稳态的恢复。同时，研究还揭示了褶皱高度、坡度和浊流流速、厚度同时控制下，这种逆向底流的产生和传播情况以及对浊流母流水力状态的影响，也说明前排褶皱对浊流的扰动与褶皱间距共同影响着浊流对后排褶皱的水动力响应（图 22）。

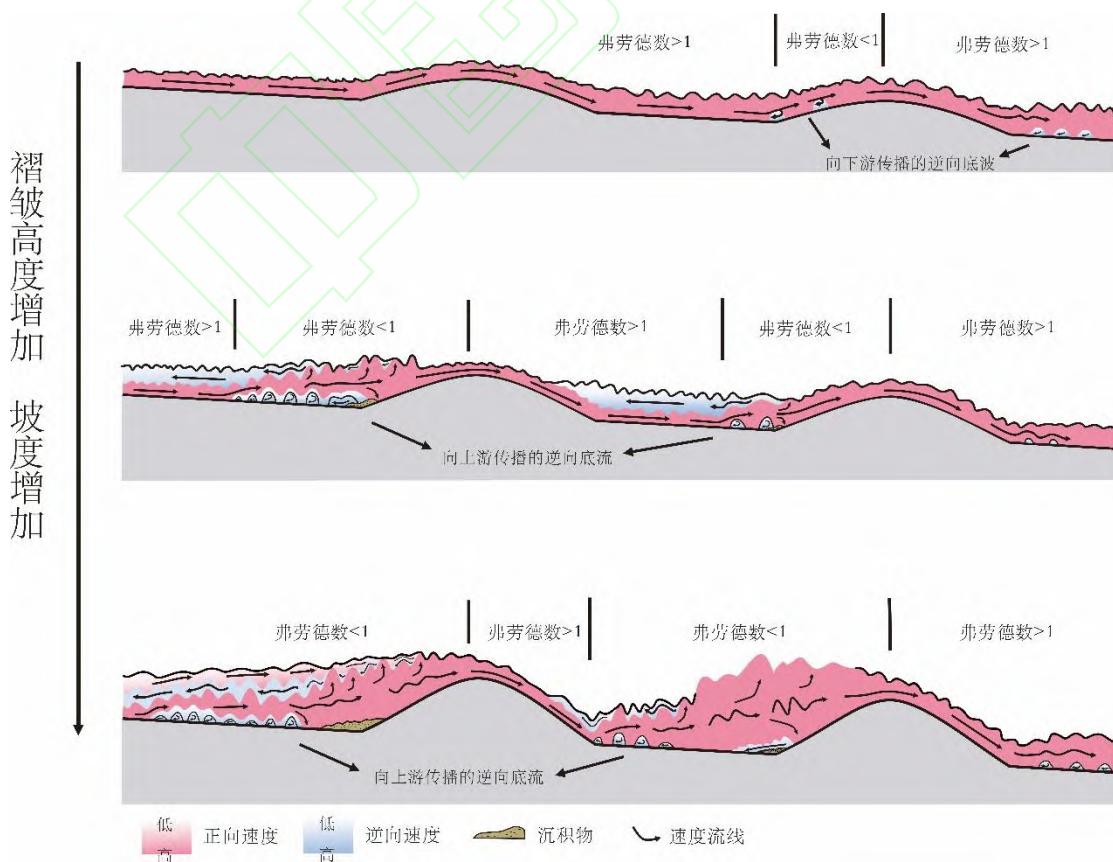


图 22 浊流对不同高度与坡度褶皱的响应模式图

Fig.22 Response of Turbidity Current to Folds with Different Heights and Gradients

另一种在浊流底部出现的逆向流，即逆向底波，在局部具有逆向速度，但总体上却向下游移动。浊流受到前排褶皱的扰动后，流体在其下游出现不稳定的水力状态，在之前的研究中往往表现出流体厚度增大、上下浮动的幅度增大，流态从背流面的超临界演变为亚临界，流体内部沉积物浓度区分明显的界面被扰乱^[53,55-56]。在本实验中，所有模型在两段褶皱下游处均出现了上述扰动现象，例如模型 1 中流体底部出现的速度为 0 的区域说明流体在上下浮动（图 3c, e）。但在模型 1、3、6 中，第二个褶皱前由于立即产生了向上游传播的逆向底流而难以观察到扰动的发展情况，仅在模型 2、4、5 中，受到扰动的浊流出现了具有逆向速率，却有着向下游传播的趋势的底波（图 7c、图 14c、图 17c、图 22），即为本研究中的逆向底波。观察流体速度场图，发现当浊流受扰动而上下波动时，向下落的部分出现了这些逆向底波（图 23a）。但底波为何表现出顺流向移动的趋势（图 23b），由于数值模拟在时间和空间精度上的限制，本研究的模型不能捕捉到这一连续过程，仅能在流速时间序列图上观察到其移动趋势（图 23b）。模型 3、模型 6 与模型 1 相比，后排褶皱下游的此类逆向底波规模更多，逆向速率更大，说明更高的褶皱以及更小的流速使得浊流受到的扰动更强烈（图 4c、图 11c、图 20c）。这与 Kneller *et al.*^[56] 所总结的浊流在褶皱地貌下游受到的影响相符合，因其研究结果表示浊流弗劳德数越小、褶皱高度越大，流体在浊流背流面产生的波动越剧烈。更多学者的研究也表明坡降程度的增大会导致流体紊流程度的增加^[57-58]。但模型 1 与模型 2 相比却不尽然。观察截面图可以发现模型 2 中，流体在后排褶皱迎流面上因受到褶皱扰动产生逆向底波后，由于褶皱高度较低，逆向底波随着浊流母流来到了褶皱背流面，导致浊流在越过后排褶皱后仍保持着受扰动的状态，因此后排褶皱下游的这种逆向底波较模型 1 数量更多（图 4c、图 8c）。另外，将两段褶皱下游分别产生的此类逆向底波之间相比较可以发现，浊流在后排褶皱受到的扰动比前排褶皱更剧烈（图 8c、图 14c、图 17c、图 22）。

在两段褶皱之间，这两种逆向流体的传播也会受到地貌的影响。例如后排褶皱造成的向上游传播的逆向底流在移动到前排褶皱背流面坡脚处时，因遭到阻挡不再继续向上游传播，而在第一个褶皱背流面上来回摆动（图 11c）。地形的影响也会使得向下游传播的逆向底波与向上游传播的逆向底流存在复杂的转换关系。例如模型 2 中较低的褶皱没有起到足够的阻挡作用，起初浊流底部并不会形成向上游传播的逆向底流，但浊流受到扰动后在前排褶皱下游产生的逆向底波在遇到后排褶皱时，无法继续向坡上运动，而此时受到第二段

褶皱地貌阻挡的浊流产生了向上游移动的逆向底流（图 8c）。

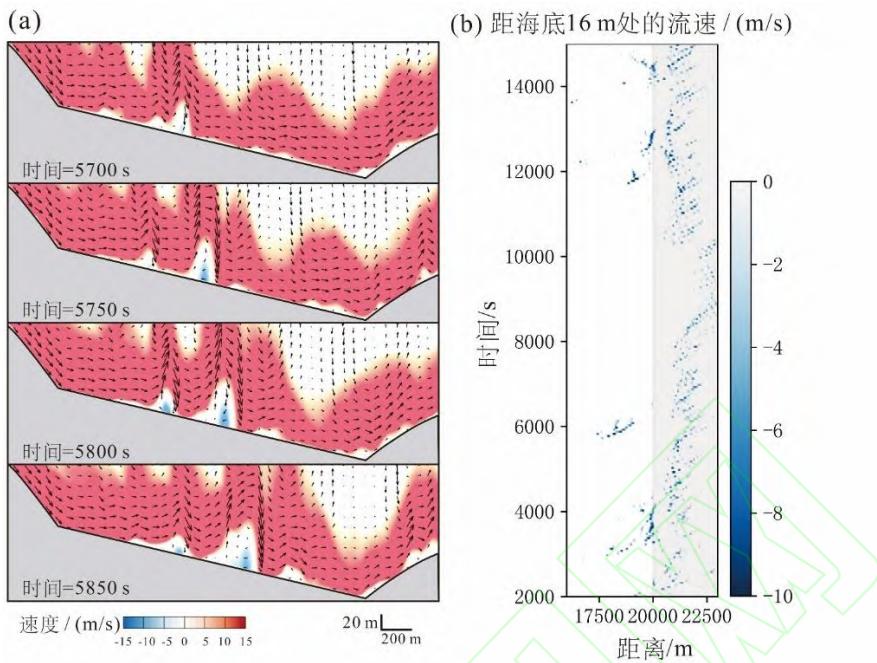


图 23 逆向底波向下游传播示意图

(a) 模型 4 两段褶皱之间的流体速度场截面图, 显示逆向底波从母流中分解出并向下游移动; (b) 模型 4 两段褶皱之间以及第二个褶皱迎流面上, 逆向底波流速的时间序列图, 示意逆向底波向下游移动并在迎流面上出现得更频繁

Fig.23 Illustration of Downstream Propagation of Type B Reverse Internal Waves

(a) Cross-sectional velocity field plot between the two folds in model 4, showing reverse under waves detaching from the parent flow and propagating downstream; (b) Time series of flow velocities of reverse under waves between the two folds and on the stoss side of the second fold in Model 4, illustrating the downstream propagation and increased frequency of reverse under waves on the stoss side of folds

3.2 浊流对多段褶皱的沉积响应

浊流一般在亚临界流态下沉积, 在超临界流态下进行侵蚀^[59-63], 在本实验中浊流也遵循着这样的沉积行为。因此, 研究结果表明最为重要的优势沉积区是在前排褶皱迎流面坡脚处, 即浊流减速的区域^[64]。在单个褶皱的地貌上, 沉积物会堆积在褶皱迎流面坡脚处, 而褶皱下游会形成一个没有沉积的“阴影区”^[20,22]; 在微盆地这样类似于褶皱但更为封闭的可容空间内, 浊流的沉积划分为“阻塞—剥离—过路—回填”四个阶段^[65-69]。处于不同沉积物充填阶段的微盆地, 可容空间逐渐降低, 其反向斜坡的坡度和高度也逐渐减小, 这与本研究中不同形态的多段褶皱以及它们形成的多个可容空间相类似。模型 1、模型 3 和模型 6 的褶皱高度相对较高, 两排褶皱都有一定的沉积物捕集能力, 对应着微盆地的剥离阶段, 经过流体剥离的浊流在前排褶皱前所堆积的沉积物会更厚, 粒径更粗^[70] (图 6, 12, 21)。这三个模型相比较, 褶皱高度越高, 浊流在迎流面上的流速越小, 所堆积的沉积物面积更广, 厚度更大 (图 6, 12, 21)。褶皱间距减小的模型 4 和褶皱坡度降低的模型 5 在后排褶皱前都几乎没有沉积物堆积 (图 15, 18), 因为受前排褶皱扰动的浊流厚度较大, 其

与后排褶皱的高度差减小, 因此能够越过后排褶皱。浊流在前排褶皱处于剥离阶段。而在后排褶皱前处于过路阶段。在模型 2 中, 褶皱高度较小, 沉积物几乎没有沉积下来(图 9), 反映了上述沉积模式中的浊流过渡阶段。这说明浊流在多段褶皱地貌上的多种沉积模式类似于微盆地的“浊流剥离”“浊流过路”等沉积阶段, 多段褶皱的沉积模式取决于其褶皱的形态与浊流的水力状态, 并且前排褶皱往往更易捕集沉积物(图 22)。

本研究结果还表明在浊流从出水口释放的过程中, 沉积体呈条带状分布在褶皱的迎流面前方, 并以斜坡状堆积在迎流面坡脚处(图 6, 12, 15, 18, 21, 22), 这与尼日尔三角洲深水褶皱带的地震数据、巴斯克坎塔布里亚盆地的野外露头, 以及数值模拟实验结果中褶皱两翼的地层超覆现象相符^[8,70-72]。沉积区域与浊流在褶皱前的减速区域/亚临界区域相一致(图 4a, c、图 6), 同样验证了浊流的沉积过程与水动力状态密切相关^[20,45]。各粒径沉积物占比均匀, 分选较差, 仅在模型 1、3、6 中有着向上游变细的沉积物分选(图 6b~d、图 12b~d、图 21b~d)。浊流流过之后, 一方面, 沉积物大部分集中堆积到坡脚处, 呈向上游逐渐变细的斜坡状; 另一方面, 前排褶皱反射回来的流体携带着极细砂、粉砂等细粒沉积物沉积到距褶皱较远的上游区域, 且向上游逐渐变细。而两段褶皱之间的流体会在两个斜坡之间来回反射, 如此往复直到其动能消耗殆尽(图 6b~d、图 12b~d、图 21b~d)。

3.3 与自然实例的比较

前人研究中的实际地质资料与本研究中数值模型进行比对分析, 进一步验证了本次模拟结论的有效性。对浊流在褶皱冲断带的水动力响应, 虽然还未有直接的实测资料, 但通过对浊流沉积结果分析, 能够部分反映出浊流在褶皱上的流体特征。Mitchell *et al.*^[14]对尼日尔三角洲深水褶皱带区域内的浊流水道形态与构造变形之间的关系进行了详尽的研究。结果显示水道的宽度和深度与地貌的起伏有着显著的相关性, 即流体的侵蚀与沉积作用都一定程度上受到地貌的控制。研究人员通过两种不同方法计算得出流体的流速等水动力参数, 得出褶皱带对于浊流的水动力状态也有着显著的控制作用^[14]。观察水道内流体的流速与沉积物浓度变化, 能够发现流体在遇见前排褶皱时发生了减速, 并且减速区域一直延伸到上游距褶皱一定距离处。流体从褶皱上坡时速度开始提升, 而后排褶皱形成的减速区域延伸到了前排褶皱背流面坡面上^[14](图 24)。该研究区内流体的水动力特征受褶皱地貌影响的大体趋势, 与本研究所得出的结论基本相符。

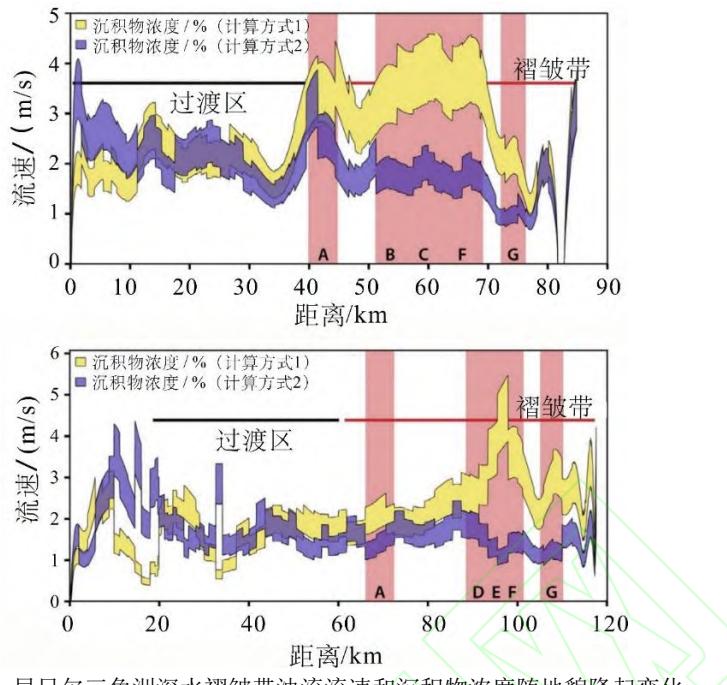


图 24 尼日尔三角洲深水褶皱带浊流流速和沉积物浓度随地貌隆起变化

黄色与紫色区域的纵向厚度表示浊流的沉积物浓度，高度表示流速。粉色区域 A、B、C、F 和 G 为背斜^[14]

Fig.24 Variation of turbidity current flow velocity and sediment concentration with topographic relief in the deepwater fold belt of the Niger Delta

The vertical width of the yellow and purple areas depicts sediment concentration of the turbidity current and the height depicts its flow velocity. Pink areas A, B, C, F and G denote anticlines^[14]

此外，前人还通过地震数据等地质资料对浊流在褶皱带上的沉积分布进行了分析研究。

其中，Morley *et al.*^[73]研究了西北婆罗洲近海深水褶皱逆冲带，揭示了大约 3.5 Ma~5 Ma 期间大陆斜坡上生长的褶皱与沉积过程之间的相互作用。该研究表明浊流的运移路径受褶皱地貌的影响。沉积物往往沉积在褶皱带中的向斜盆地内，并随着时间推移向下游推进。而向斜盆地内部沉积量的相对变化大多由浊流所携带沉积物的量与褶皱高度之间的关系来决定。例如图 25 所示，当褶皱 VI 停止生长，被沉积物所覆盖，导致倾角变小后，C 层中主要的沉积中心 Q 在 A、B 层中的沉积厚度相对减小^[73]。这些结论与前文所总结的，浊流沉积分布受褶皱高度和间距控制的规律相一致。

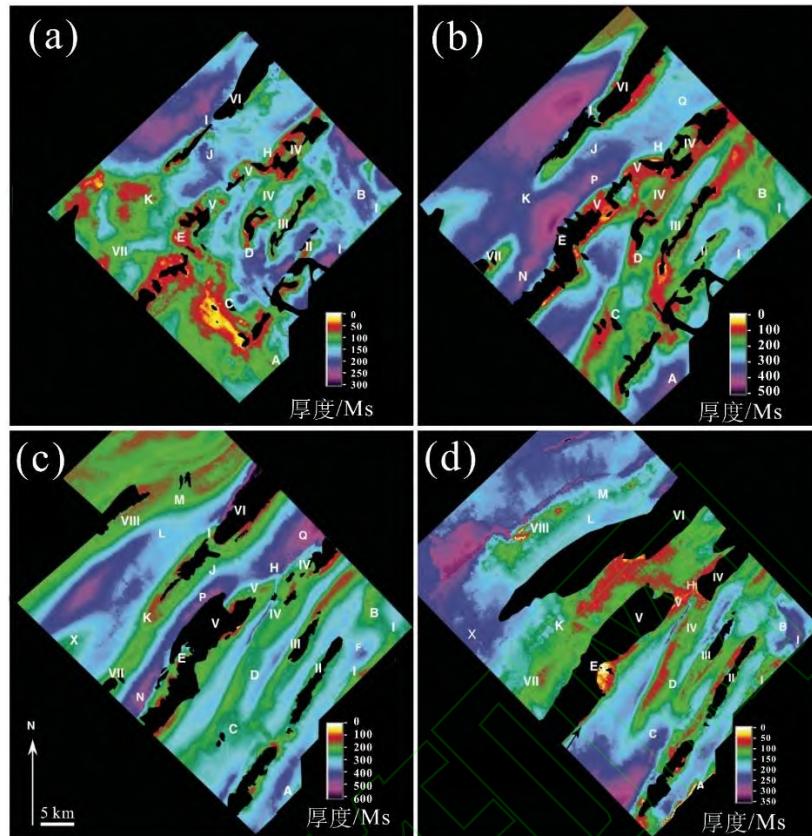
图 25 西北婆罗洲 A~D 层的沉积等厚图, I~X 为背斜, A~M 为沉积路径^[73]

Fig.25 Isochron map for the horizons A–D in NW Borneo. I–X indicate anticlines. A–M indicate sediment pathways^[73]

3.4 研究的局限性

数值模拟方法尽管可以按照自然尺度来模拟浊流对地貌的响应,但在技术方面还是有一定限制性^[20,45],例如与水槽实验相比难以识别较小的沉积构造。本实验也因算力不足而限制在二维模拟,这一选择在一定程度上限制了对于浊流对多段褶皱地貌响应的全面理解。因为二维模拟仅能捕捉流体在一个平面内的流动,而三维模拟能够揭示流体在整个空间中的流动路径。例如,流体受阻挡会在褶皱迎流面发生侧向扩散,这会导致流体在褶皱两翼的流速和沉积物浓度发生相应改变^[18]。此外,二维模拟中沉积物的分布仅限于一个面上的特征。而三维模拟能够更准确地反映沉积物在褶皱地貌中堆积厚度与空间分布的变化。未来的研究中,我们计划在对硬件设备进行升级,以便开展三维模拟,并更全面地揭示浊流在多段平行褶皱地貌中的响应机制。此外,也受限于硬件条件限制,本次模拟的时间精度仍然不足以捕捉到逆向内波是如何以逆向的速率顺上游移动的。而在模型设计方面,为了探究浊流对地貌纯粹的水动力响应,而设置了不可侵蚀性基底,在自然界中,浊流在流经褶皱时可能会下切侵蚀而改变褶皱的形态。

此外,浊流沉积一般属于事件沉积。因为数值模拟方法能够在秒级时间尺度上捕捉到

关键的水动力和沉积过程，有效地再现相关区域的沉积特征。但实际地震和野外研究中观察到的地层通常是十万或百万年累积的沉积产物。因此，数值模拟的结果适用于理解浊流在不同地貌条件下的水动力和沉积响应，为地质解释提供理论支持，但并不能直接等同于实际的沉积地层。另一方面，自然界的褶皱地貌样式繁多且不同的浊流事件差异较大，本实验中只设置了五组简化的多段褶皱地貌和一组对浊流水动力条件的进行对比。难以反映所有褶皱带的浊积岩特征。在实际地貌中，前后排褶皱的形态往往有一定差异，而各次浊流自身的水动力条件往往也有一定差异，也会影响实验结果。因此未来的研究中，上述局限性都需要进一步优化模拟参数，并结合地质实测数据，提升模拟结果的准确性和有效性。

本研究结果对于理解浊流在多段褶皱地貌中的水动力响应和沉积行为作出初步尝试，同时也为深水褶皱带对浊积岩发育的控制模式提供理论指导。然而，研究中还存在一定局限性，未来还需进一步定量地研究浊流与复杂褶皱地貌相互作用的机理。

4 结论

(1) 浊流对多段褶皱水动力响应的一个重要表现是逆向流。在褶皱上游和下游出现在浊流底部的逆向流按成因分为两种，一种是浊流受褶皱阻挡而反射出的向上游移动的逆向底流；一种是跃过褶皱的浊流受扰动而产生的具有局部逆向速率的逆向底波，其会随着浊流母流向下游移动。逆向底流会使浊流母流发生水跃现象，从而在褶皱前产生亚临界的减速区域。另一种逆向底波则是分析浊流跃过褶皱时所受扰动程度的重要标志。通过比较此类逆向底波可以得出，浊流在后排褶皱受到的扰动比前排褶皱更剧烈。

(2) 对浊流的控制作用占据主导的是褶皱高度。足够高的前后排褶皱都会使浊流形成逆向底流，褶皱前的浊流减速区域也随褶皱高度增加而变大，说明对浊流形成的阻挡作用较大。当褶皱高度较高且不完全形成阻挡时，浊流也更易在跃过褶皱后形成逆向底波，表明浊流受到的扰动较强烈。褶皱间距和褶皱宽度也会对浊流有一定的影响作用。受前排褶皱扰动后，褶皱间距较小或褶皱宽度较大时，浊流在后排褶皱处难以产生逆向底流。

(3) 多段褶皱地貌上浊流的流动与沉积还受其水动力状态所控制。更低的浊流初速度会使其在褶皱地貌上流动时所受到的扰动更大，沉积作用加强，使得浊积岩沉积面积更广，厚度更大。

(4) 浊流流动期间，沉积物呈条带状分布在褶皱迎流面前方以及迎流面上。浊流流过多段褶皱地貌后，沉积物顺褶皱迎流面呈斜坡状淤积在坡脚处，与褶皱形成超覆接触，粒

径向褶皱逐渐变粗。前排褶皱往往比后排褶皱沉积更多的沉积物。并且受前排褶皱扰动而增厚的浊流会更易翻越后排褶皱，而减少在后排褶皱前的沉积。

参考文献 (References)

- [1] Gerber T P, Pratson L F, Wolinsky M A, et al. Clinoform progradation by turbidity currents: Modeling and experiments[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2008, 78(3): 220-238.
- [2] Puig P, Palanques A, Martín J. Contemporary sediment-transport processes in submarine canyons[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2014, 6: 53-77.
- [3] Mountjoy J J, Howarth J D, Orpin A R, et al. Earthquakes drive large-scale submarine canyon development and sediment supply to deep-ocean basins[J]. *Science Advances*, 2018, 4(3): eaar3748.
- [4] 王大伟, 白宏新, 吴时国. 浊流及其相关的深水底形研究进展[J]. 地球科学进展, 2018, 33 (1): 52-65. [Wang Dawei, Bai Hongxin, Wu Shiguo. The research progress of turbidity currents and related deep-water bedforms[J]. *Advances in Earth Science*, 2018, 33(1): 52-65.]
- [5] Posamentier H W, Kolla V, 刘化清. 深水浊流沉积综述[J]. *沉积学报*, 2019, 37 (5): 879-903. [Posamentier H W, Kolla V, Liu Huaqing. An overview of deep-water turbidite deposition[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2019, 37(5): 879-903.]
- [6] 王海荣, 王英民, 邱燕, 等. 南海东北部台湾浅滩陆坡的浊流沉积物波的发育及其成因的构造控制[J]. *沉积学报*, 2008, 26 (1): 39-45. [Wang Hairong, Wang Yingmin, Qiu Yan, et al. Development and its tectonic activity's origin of turbidity current sediment wave in manila trench, the South China sea[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2008, 26(1): 39-45.]
- [7] 黄璐, 张家年, 吴昊雨, 等. 弯曲海底峡谷中浊流的三维流动及沉积的初步研究[J]. *沉积学报*, 2013, 31 (6): 1001-1007. [Huang Lu, Zhang Jianian, Wu Haoyu, et al. Preliminary study of three-dimensional flow and deposition of turbidity currents in sinuous submarine canyons[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2013, 31(6): 1001-1007.]
- [8] Cumberpatch Z A, Kane I A, Souter E L, et al. Interactions between deep-water gravity flows and active salt tectonics[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2021, 91(1): 34-65.
- [9] 侯云超, 樊太亮, 李一凡, 等. 盐构造与深水重力流的相互作用及响应: 以墨西哥湾 Sureste 盆地中新统为例[J]. *沉积学报*, 2022, 40 (1): 22-33. [Hou Yunchao, Fan Tai liang, Li Yifan, et al. Interactions and responses between salt structures and deep water gravity flow: A case study from the Miocene strata in the Sureste Basin, Gulf of Mexico[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2022, 40(1): 22-33.]
- [10] Morley C K, King R, Hillis R, et al. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review[J]. *Earth-Science Reviews*, 2011, 104(1/2/3): 41-91.
- [11] Ogawa K, Back S. Deepwater fold-thrust belt contraction driven by mixed deformation components[J]. *Tectonophysics*, 2022, 841: 229574.
- [12] 崔敏. 深水褶皱冲断带的构造变形和油气地质特征[J]. *海洋地质前沿*, 2014, 30 (6): 20-26. [Cui Min. Deformation in deepwater fold and thrust belts and its bearing on hydrocarbon accumulation[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2014, 30(6): 20-26.]
- [13] Jolly B A, Whittaker A C, Lonergan L. Quantifying the geomorphic response of modern submarine channels to actively growing folds and thrusts, deep-water Niger Delta[J]. *GSA Bulletin*, 2017, 129(9/10): 1123-1139.
- [14] Mitchell W H, Whittaker A C, Mayall M, et al. Quantifying the relationship between structural deformation and the morphology of submarine channels on the Niger Delta continental slope[J]. *Basin Research*, 2021, 33(1): 186-209.
- [15] Clark I R, Cartwright J A. Key controls on submarine channel development in structurally active settings[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2011, 28(7): 1333-1349.
- [16] Oluboyo A P, Gawthorpe R L, Bakke K, et al. Salt tectonic controls on deep-water turbidite depositional systems: Miocene, southwestern Lower Congo Basin, offshore Angola[J]. *Basin Research*, 2014, 26(4): 597-620.
- [17] 赵家斌, 钟广法. 构造活动对海底峡谷地貌形态的影响[J]. *海洋地质前沿*, 2018, 34 (12): 1-13. [Zhao Jiabin, Zhong Guangfa. A review on geomorphic response of submarine canyons to tectonic deformation[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2018, 34(12): 1-13.]

- [18] 葛智渊, 许鸿翔. 浊流对复杂构造地貌的水动力和沉积响应[J]. 古地理学报, 2023, 25(5): 1090-1117. [Ge Zhiyuan, Xu Hongxiang. Hydraulic and sedimentary responses of turbidity current to structurally-controlled topography[J]. Journal of Palaeogeography, 2023, 25(5): 1090-1117.]
- [19] Mayall M, Lonergan L, Bowman A, et al. The response of turbidite slope channels to growth-induced seabed topography[J]. AAPG Bulletin, 2010, 94(7): 1011-1030.
- [20] Howlett D M, Ge Z Y, Nemec W, et al. Response of unconfined turbidity current to deep-water fold and thrust belt topography: Orthogonal incidence on solitary and segmented folds[J]. Sedimentology, 2019, 66(6): 2425-2454.
- [21] Clark I R, Cartwright J A. Interactions between coeval sedimentation and deformation from the Niger delta deepwater fold belt[M]//Prather B E, Deptuck M E, Mohrig D, et al. Application of the principles of seismic geomorphology to continental slope and base-of-slope systems: Case studies from SeaFloor and near-sea floor analogues. Tulsa: SEPM Society for Sedimentary Geology, 2012.
- [22] Souter E L, Bell D, Cumberpatch Z A, et al. The influence of confining topography orientation on experimental turbidity currents and geological implications[J]. Frontiers in Earth Science, 2021, 8: 540633.
- [23] 李磊, 王英民, 张莲美, 等. 尼日尔三角洲下陆坡限定性重力流沉积过程及响应[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2010, 40(11): 1591-1597. [Li Lei, Wang Yingmin, Zhang Lianmei, et al. Confined gravity flow sedimentary process and its impact on the Lower continental slope, Niger Delta[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2010, 40(11): 1591-1597.]
- [24] 高毅凡, 李磊, 程琳燕, 等. 块体搬运沉积构型及其对后期浊流沉积的影响: 以琼东南盆地陵水凹陷L区为例[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2022, 42(2): 101-109. [Gao Yifan, Li Lei, Cheng Linyan, et al. Sedimentary architecture of mass transport deposits and its influence on later turbidity deposition—An example from the L area of Lingshui Sag in Qiongdongnan Basin[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2022, 42(2): 101-109.]
- [25] Abhari M N, Iranshahi M, Ghodsian M, et al. Experimental study of obstacle effect on sediment transport of turbidity currents[J]. Journal of Hydraulic Research, 2018, 56(5): 618-629.
- [26] Pantin H M, Leeder M R. Reverse flow in turbidity currents: The role of internal solitons[J]. Sedimentology, 1987, 34(6): 1143-1155.
- [27] Edwards D A, Leeder M R, Best J L, et al. On experimental reflected density currents and the interpretation of certain turbidites[J]. Sedimentology, 1994, 41(3): 437-461.
- [28] 季雪瓜, 陶丽云, 黄河清. 突然释放型浊流在不同坡折渠道中的流动与沉积[J]. 沉积学报, 2022, 40(3): 730-738. [Ji Xuehua, Tao Liyun, Huang Heping. Numerical simulation of flow and deposition of sudden release turbidity on different slope breaks[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2022, 40(3): 730-738.]
- [29] Weimer P, Buffler R T. Structural geology and evolution of the Mississippi fan fold belt, deep gulf of Mexico[J]. AAPG Bulletin, 1992, 76(2): 225-251.
- [30] Trudgill B D, Rowan M G, Fiduk J C, et al. The Perdido fold belt, northwestern deep gulf of Mexico, part 1: Structural geometry, evolution and regional implications[J]. AAPG Bulletin, 1999, 83(1): 1320-1336.
- [31] Corredor F, Shaw J H, Bilotti F. Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta[J]. AAPG Bulletin, 2005, 89(6): 753-780.
- [32] Netzeband G L, Hübscher C P, Gajewski D. The structural evolution of the Messinian evaporites in the Levantine Basin[J]. Marine Geology, 2006, 230(3/4): 249-273.
- [33] De Vera J, Granado P, McClay K. Structural evolution of the Orange Basin gravity-driven system, offshore Namibia[J]. Marine and Petroleum Geology, 2010, 27(1): 223-237.
- [34] Hesse S, Back S, Franke D. The structural evolution of folds in a deepwater fold and thrust belt – a case study from the Sabah continental margin offshore NW Borneo, SE Asia[J]. Marine and Petroleum Geology, 2010, 27(2): 442-454.
- [35] King R C, Backé G. A balanced 2D structural model of the hammerhead delta–deepwater fold-thrust Belt, bight Basin, Australia[J]. Australian Journal of Earth Sciences, 2010, 57(7): 1005-1012.
- [36] Adam J, Ge Z Y, Sanchez M. Salt-structural styles and kinematic evolution of the Jequitinhonha deepwater fold belt, central Brazil passive margin[J]. Marine and Petroleum Geology, 2012, 37(1): 101-120.
- [37] Durand-Riard P, Guzofski C, Caumon G, et al. Handling natural complexity in three-dimensional geomechanical restoration, with

- application to the recent evolution of the outer fold and thrust belt, deep-water Niger Delta[J]. AAPG Bulletin, 2013, 97(1): 87-102.
- [38] Sellier N C, Loncke L, Vendeville B C, et al. Post-Messinian evolution of the Florence Ridge area (western Cyprus Arc), Part I: Morphostructural analysis[J]. Tectonophysics, 2013, 591: 131-142.
- [39] Cruciani F, Barchi M R, Koyi H A, et al. Kinematic evolution of a regional-scale gravity-driven deepwater fold-and-thrust belt: The Lamu Basin case-history (East Africa)[J]. Tectonophysics, 2017, 712-713: 30-44.
- [40] Yarbuah I, Contreras J. The interplay between deformation, erosion and sedimentation in the deep-water Mexican Ridges foldbelt, western Gulf of Mexico Basin[J]. Basin Research, 2017, 29(Suppl. 1): 446-464.
- [41] Totake Y, Butler R W H, Bond C E, et al. Analyzing structural variations along strike in a deep-water thrust belt[J]. Journal of Structural Geology, 2018, 108: 213-229.
- [42] Howlett D M, Gawthorpe R L, Ge Z Y, et al. Turbidites, topography and tectonics: Evolution of submarine channel-lobe systems in the salt-influenced Kwanza Basin, offshore Angola[J]. Basin Research, 2021, 33(2): 1076-1110.
- [43] Talling P J, Masson D G, Sumner E J, et al. Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types[J]. Sedimentology, 2012, 59(7): 1937-2003.
- [44] Talling P J, Paull C K, Piper D J W. How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve? Direct observations from monitoring of active flows[J]. Earth-Science Reviews, 2013, 125: 244-287.
- [45] Ge Z Y, Nemec W, Gawthorpe R L, et al. Response of unconfined turbidity current to normal-fault topography[J]. Sedimentology, 2017, 64(4): 932-959.
- [46] Vellinga A J, Cartigny M J B, Eggenhuisen J T, et al. Morphodynamics and depositional signature of low-aggradation cyclic steps: New insights from a depth-resolved numerical model[J]. Sedimentology, 2018, 65(2): 540-560.
- [47] Simpson R L. Two-dimensional turbulent separated flow[J]. AIAA Journal, 1987, 25(6): 775-776.
- [48] Alexander J, Morris S. Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles[J]. Journal of Sedimentary Research, 1994, 64(4a): 899-909.
- [49] Lane-Serff G F, Beal L M, Hadfield T D. Gravity current flow over obstacles[J]. Journal of Fluid Mechanics, 1995, 292: 39-53.
- [50] 杨田, 操应长, 田景春. 浅谈陆相湖盆深水重力流沉积研究中的几点认识[J]. 沉积学报, 2021, 39 (1): 88-111. [Yang Tian, Cao Yingchang, Tian Jingchun. Discussion on research of deep-water gravity flow deposition in lacustrine Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2021, 39(1): 88-111.]
- [51] Vellinga A J. Froude supercritical geophysical flows: Their related bedforms and frontal structure [D]. Southampton: School of Ocean and Earth Science, University of Southampton, 2019: 25-101.
- [52] Tinterri R, Magalhaes P M, Tagliaferri A, et al. Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France)[J]. Sedimentary Geology, 2016, 344: 382-407.
- [53] Patacci M, Haughton P D W, McCaffrey W D. Flow behavior of ponded turbidity currents[J]. Journal of Sedimentary Research, 2015, 85(8): 885-902.
- [54] Jamali M. Non-hydrostatic layered flows over a sill[J]. Fluid Dynamics Research, 2013, 45(2): 025502.
- [55] Lawrence G A. The hydraulics of steady two-layer flow over a fixed obstacle[J]. Journal of Fluid Mechanics, 1993, 254: 605-633.
- [56] Kneller B, Buckee C. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications[J]. Sedimentology, 2000, 47(S1): 62-94.
- [57] Durran D R. Mountain waves and downslope winds[M]//Banta R M, Berri G, Blumen W, et al. Atmospheric processes over complex terrain. Boston: American Meteorological Society, 1990: 59-83.
- [58] 陈亮, 季汉成, 张帆, 等. 裂陷盆地重力流沉积对基准面变化的响应: 以乌里雅斯太南洼腾一下亚段为例[J]. 沉积学报, 2016, 34 (3): 487-496. [Chen Liang, Ji Hancheng, Zhang Liang, et al. Responses of gravity flow deposits to base-level variation in rift Basin using a case study of Lower Teng1 Formation in south Wuliyasitai Sag[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2016, 34(3): 487-96.]
- [59] Cartigny M J B, Postma G, Van Den Berg J H, et al. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries,

- internal structures and numerical modeling[J]. *Marine Geology*, 2011, 280(1/2/3/4): 40-56.
- [60] Covault J A, Kostic S, Paull C K, et al. Cyclic steps and related supercritical bedforms: Building blocks of deep-water depositional systems, western North America[J]. *Marine Geology*, 2017, 393: 4-20.
- [61] 王大伟, 孙悦, 司少文, 等. 海底周期阶坎研究进展与挑战[J]. 地球科学进展, 2020, 35 (9): 890-901. [Wang Dawei, Sun Yue, Si Shaowen, et al. Research progress and challenges of submarine cyclic steps[J]. *Advances in Earth Science*, 2020, 35(9): 890-901.]
- [62] 李爽, 李伟, 詹文欢. 南海东北部陆缘浊流活动的地貌记录及其形成机制分析[J]. 热带海洋学报, 2021, 40 (1): 111-121. [Li Shuang, Li Wei, Zhan Wenhuan. Geomorphological records of turbidity current activity in the northeastern margin of the South China Sea and analysis of triggering mechanism[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2021, 40(1): 111-121.]
- [63] 钟广法. 超临界浊流之地貌动力学和沉积特征[J]. 沉积学报, 2023, 41 (1): 52-72. [Zhong Guangfa. Morphodynamics of supercritical turbidity currents and sedimentary characteristics of related deposits[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2023, 41(1): 52-72.]
- [64] 龚广传, 李磊, 何旺, 等. 块体搬运沉积顶面沉积过程模拟: 以南海北部坡为例[J]. 海洋地质前沿, 2022, 38 (12): 75-83. [Gong Guangchuan, Li Lei, He Wang, et al. Numerical simulation of post-mass transport deposition: A case study of the margin slope of South China Sea[J]. *Marine Geology Frontiers*, 2022, 38(12): 75-83.]
- [65] Sinclair H D, Tomasso M. Depositional evolution of confined turbidite basins[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72(4): 451-456.
- [66] Lamb M P, Hickson T, Marr J G, et al. Surging versus continuous turbidity currents: Flow dynamics and deposits in an experimental intraslope minibasin[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2004, 74(1): 148-155.
- [67] Violet J, Sheets B, Pratson L, et al. Experiment on turbidity currents and their deposits in a model 3D subsiding minibasin[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2005, 75(5): 820-843.
- [68] Lamb M P, Toniolo H, Parker G. Trapping of sustained turbidity currents by intraslope minibasins[J]. *Sedimentology*, 2006, 53(1): 147-160.
- [69] Toniolo H, Lamb M, Parker G. Depositional turbidity currents in diapiric minibasins on the continental slope: Formulation and theory[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2006, 76(5): 783-797.
- [70] Wang X X, Luthi S M, Hodgson D M, et al. Turbidite stacking patterns in salt-controlled minibasins: Insights from integrated analogue models and numerical fluid flow simulations[J]. *Sedimentology*, 2017, 64(2): 530-552.
- [71] Li L, Wang Y M, Zhang L M, et al. Confined gravity flow sedimentary process and its impact on the Lower continental slope, Niger Delta[J]. *Science China Earth Sciences*, 2010, 53(8): 1169-1175.
- [72] Nyantakyi E K, Li T, Hu W S, et al. Structural and stratigraphic characteristics on distal parts of the outer fold and thrust belt of southern Niger Delta, Nigeria[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2015, 8(9): 6677-6695.
- [73] Morley C K. Growth of folds in a deep-water setting[J]. *Geosphere*, 2009, 5(2): 59-89.

Two-dimensional Numerical Simulation of Turbidity Current Responses to Multi-segment Folds

LU XinWei^{1,2}, GE ZhiYuan^{1,2}, XU HongXiang^{1,2}, WANG JunHui^{1,2}, LI Jin³, LI Wei^{1,2}, FAN YiLin^{1,2}, ZHANG ChunMing⁴

1. State Key Laboratory of Petroleum Resources and Engineering, China University of Petroleum (Beijing), 102249 Beijing, China

2. China University of Petroleum (Beijing), College of Geosciences, 102249 Beijing, China

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

4. Research Institute of Petroleum Exploration & Development, 100083 Beijing, China

Abstract: [Objective] Continental margins often develop fold and thrust belts, which have a major control over

deep-water deposition processes, such as turbidity currents. These structures play a crucial role in shaping the seafloor and influencing sediment transport and deposition patterns. However, due to the difficulties in obtaining relevant geological data and conducting field measurements of turbidity currents, quantitative research on the hydraulic and depositional responses of turbidity currents to multi-segment folds is largely understudied. [Methods] In this study, computational fluid dynamics (CFD) and the finite volume method (FVM) were used to conduct a two-dimensional numerical simulation study on the hydraulic and depositional responses of turbidity currents to multi-segment parallel folds. Using the Flow-3D software and the Reynolds-Averaged Navier-Stokes (RANS) equations, six simulation experiments were designed by systematically varying fold morphology parameters (width, height, and spacing) and initial turbidity flow velocity. These parameters are based on in situ observations and physical flume experiments to ensure realistic input conditions. [Results and Conclusions] The research results show that: (1) under the influence of multi-segment parallel folds, reverse flows develop at the bottom of the turbidity current, including upstream-propagating reverse underflows generated by the blockage of the folds and downstream-propagating reverse under waves arising from perturbations after the turbidity current flows over the folds. (2) The propagation distance, velocity, and scale of the underflow reflect the extent to which the turbidity current is disturbed by the folds. By comparing the reverse flows, the turbidity current is shown to experience more severe disturbances at the back row folds than at the front row folds. This suggests that the spatial arrangement of the folds plays a critical role in modulating the flow dynamics and sedimentation patterns of turbidity currents. (3) The depocenters of turbidity currents on folded morphologies are primarily distributed on the upstream-facing slopes and in front of the folds, forming overlapping strata and gradually fining upstream. The deposition of turbidity currents is controlled both by the morphology of the folds and the hydraulic conditions of the turbidity current. Higher folds and slower flow velocities of the turbidity current promotes more deposition, indicating a strong coupling between the physical characteristics of the folds and the flow properties of the turbidity currents. Additionally, the front row folds accumulate more sediment than the back row folds, highlighting the influence of fold positioning on sediment dispersal. (4) The disturbance of the turbidity current by the front row folds and the separation distance between the two folds affect the hydraulic characteristics and depositional processes of the turbidity current flowing through the back row folds. When the turbidity current is disturbed by the front row folds and the separation distance between two folds is sufficiently small to maintain its perturbed state, the current is more likely to flow over the back row folds, further reducing the total amount of sediment deposited on the upstream-facing slope of the back row folds. The main findings of this study are consistent with those of previous studies focusing on natural examples. Therefore, this study helps to reveal the hydraulic and depositional patterns of turbidity currents occurring in multi-segment folds and provides a reference for oil and gas exploration in related regions.

Keywords: deepwater fold belt; turbidity current; numerical simulation; reverse flow; turbidite system