УЧЕНЫЕ ЗАПИСКИ КАЗАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Том 157, кн. 3

Физико-математические науки

2015

УДК 532.592

# ГИДРОДИНАМИКА ТЕЧЕНИЙ В ГЛУБОКОВОДНЫХ КАНЬОНАХ

В.Ю. Ляпидевский, Н.И. Макаренко, Е.Г. Морозов, Р.Ю. Тараканов

### Аннотация

Статья посвящена обзору результатов недавних натурных исследований придонных стратифицированных течений в глубоководных каньонах Атлантического океана и результатов математического и лабораторного экспериментального моделирования сопутствующих гидродинамических эффектов. Основное внимание уделено таким характерным свойствам этих течений, как расщепление присклонных гравитационных потоков, формирование критических слоев в сдвиговых течениях над порогами, фрагментация полей стационарных внутренних волн над сложными препятствиями.

Ключевые слова: гравитационные потоки, глубоководные стратифицированные течения, внутренние волны.

## Введение

В настоящее время предметом активного изучения в океанологии являются холодные придонные течения, формирующиеся в полярных областях и направленные к экватору (см. [1] и цитированную там литературу). Система этих глубоководных потоков, противоположных теплым поверхностным течениям, образует существенную часть циркуляционного контура, подпитывающего теплоносителем энергетическую систему Мирового океана. Особую роль в ней играют течения в каньонах подводных хребтов, через которые происходит глубинный водообмен между смежными океаническими котловинами. Таких каньонов в океане сравнительно немного, что позволяет оценивать по результатам соответствующих наблюдений общий баланс водообмена и его динамику. Так, в южной Атлантике ключевую роль в перетоке холодной антарктической донной воды с юга на север играет канал Вима, соединяющий Аргентинскую и Бразильскую котловины. Этот естественный глубоководный каньон имеет длину около 700 км, его ширина варьируется в пределах от 18 до 30 км, а глубина русла составляет около 500 м (на фоне океанских глубин 4000 м). Аналогичную функцию в экваториальной Атлантике выполняют разломы Романш и Чейн в Срединно-Атлантическом хребте – потоки антарктической донной воды в каждом из них сравнимы по мощности со стоком реки Амазонка. Характерные скорости течения этой воды в разломах составляют 5– 10 см/с, а в водопадах над донными порогами течение ускоряется до 30–60 см/с. Сравнительно небольшие скорости в спокойных участках русел обусловлены слабым действием гравитации из-за слабой стратификации морской воды. В то же время в глубоководных водопадах над имеющимися донными порогами наблюдается резкая интенсификация перемешивания холодных придонных слоев с более теплыми вышерасположенными слоями, что заметно меняет структуру потоков и гидрологические свойства холодной воды после прохождения этих порогов. Именно поэтому большой интерес представляет изучение гидродинамических механизмов, действующих в стратифицированных течениях над донными препятствиями.



Рис. 1. Стратифицированное течение в глубоководном водопаде в восточной части разлома Романш

## 1. Стратифицированные течения в глубоководных водопадах

Экваториальные разломы Романш и Чейн активно изучались в 1991–1994 гг. в рамках французских океанологических проектов ROMANCHE-I, II, III (см. [2]). В ходе этих работ было выполнено большое количество станций зондирования и в обоих разломах устанавливались измерители скорости течений на буях. Полученные разрезы потенциальной температуры вдоль разломов показали, что каждое орографическое препятствие на пути потока вдоль канала задерживает наиболее холодную придонную воду, а через пороги переливается вышерасположенная менее холодная вода, соответствующая по температуре и солености местным глубинам этих седловин. В результате происходящего при этом интенсивного перемешивания минимальная наблюдавшаяся потенциальная температура придонной воды в разломе Романш, имеющем длину около 800 км, меняется от 0.63 °C в его западной части (19°20' з.д.) до 1.4 °C в восточной части (12°30' з.д.). Для сравнения отметим, что антарктическая донная вода, заполняющая котловины на значительной части Мирового океана, в Атлантике определяется как вода с потенциальной температурой менее 2.0 °C.

В 2009–2013 гг. в рамках систематических исследований распространения антарктической донной воды в абиссальных каналах Атлантики, ведущихся Российской академией наук на судах «Академик Иоффе» и «Академик Сергей Вавилов», выполнялись глубоководные измерения в разломах Романш и Чейн с помощью погружаемого CTD-зонда SBE-19 и доплеровского профилографа скорости течений LADCP RDI WHS, 300 kHz. На седловинах в восточных частях обоих разломов и во входном каньоне в западной части разлома Романш были обнаружены мощные глубоководные водопады [3, 4]. Так, на полигоне в восточной части разлома Романш (13°15′ з.д.) были выявлены придонные течения со скоростями до 35 см/с. При этом донная вода устремляется вниз по склону на 500 м с седловины разлома, расположенной на глубине 4300 м, во впадину на глубину до 4800 м, а в течении за порогом формируется гидравлический прыжок с прогибом изотермических поверхностей на 100 м. Соответствующий разрез потенциальной температуры на данном полигоне приведен на рис. 1, где изотермы показаны тонкими сплошными линиями, изолинии плотности – штрих-пунктирной линией, а вертикальные прямые отмечают расположение профилей зондирования с указанными внизу шкалами скоростей потока (см/с).

Интересным свойством, наблюдаемым в течениях типа глубоководных водопадов, является расщепление нисходящего гравитационного потока, скатывающегося



Рис. 2. Расщепление гравитационного течения над склоном

по склону после прохождения гребня порога. На рис. 2 показана соответствующая картина течения стратифицированной жидкости, реализованного ранее в лабораторных экспериментах [5, 6]. Гидродинамический эффект состоит в том, что в результате интенсивного перемешивания между присклонным слоем тяжелой жидкости и основной массой менее плотной верхней жидкости образуется подслой промежуточной плотности. Этот наклонный подслой до определенного момента движется по инерции вниз вдоль склона, но по достижении горизонта внешней жидкости, имеющей такую же по величине плотность, горизонтально отслаивается от основного гравитационного потока, ядро которого продолжает скатываться вниз. Такие расщепленные струи придонного течения хорошо различимы на рис. 1 на профиле скорости станции зондирования № 2428, а само существование этих струй фактически является одним из основных признаков для обнаружения глубоководных водопадов. Математическая модель развития турбулентного слоя смешения между слоями жидкости различной плотности над препятствием предложена в работе [7], однако вопрос о моделировании в полном объеме всех стадий процесса расщепления плотностного течения над склоном пока остается открытым.

Еще одной особенностью водопада в восточной части разлома Романш является наличие противотока, наблюдаемого выше горизонта 3900 м в течении непосредственно над седловиной (см. рис. 1). Граница раздела между этим встречным потоком и переливающейся через порог придонной струей холодной воды с потенциальной температурой менее 1.9 °C образует критический слой, где скорость на профиле течения обращается в нуль. Указанный слой затрудняет излучение вверх внутренних волн, генерируемых при взаимодействии стратифицированного течения с неровностью дна. На это косвенным образом указывают измеренные большие перепады скорости в ядре течения антарктической донной воды и малые градиенты скорости в сдвиговых профилях выше критического слоя. Простейшая математическая модель, качественно объясняющая особенности волнового движения при наличии критического слоя, получается в рамках задачи о длинных внутренних волнах в двухслойной слабостратифицированной жидкости над ровным дном, исследованной в работах [8, 9]. При этом предполагается, что в невозмущенном течении плотность  $\rho = \rho_1$  постоянна в нижнем придонном слое  $-h_1 < y < 0$ , экспоненциально зависит по закону  $\rho = \rho_2 \exp(-N^2 y/g)$  от глубины y в верхнем слое  $0 < y < h_2$  (здесь g – ускорение силы тяжести, N – частота плавучести, предполагаемая постоянной) и имеет слабый скачок  $\mu = (\rho_1 - \rho_2)/\rho_2$  на поверхности раздела

слоев y = 0, моделирующей пикноклин. Помимо параметра  $\mu$ , естественным малым параметром в этой ситуации является параметр Буссинеска  $\sigma = N^2 h_2/g$ , характеризующий градиент плотности в верхнем слое. Профиль скорости в упрощенной постановке задачи считается кусочно-постоянным, так что двухслойное течение характеризуется парой плотностных чисел Фруда

$$F_j^2 = \frac{\rho_j U_j^2}{g(\rho_1 - \rho_2)h_j}, \quad j = 1, 2,$$

где  $U_1 > 0$  и  $U_2 < 0$  – скорости встречных потоков в слоях. Волновые возмущения приводят к отклонению поверхности раздела слоев  $y = \eta(x,t)$  от ее равновесного положения y = 0. В случае бегущих уединенных волн асимптотическое моделирование в системе уравнений Эйлера невязкой слабостратифицированной жидкости дает [8, 9] обыкновенное дифференциальное уравнение для функции  $\eta = \eta(x)$  вида

$$\left(\frac{d\eta}{dx}\right)^2 = \frac{\eta^2 \left(A_0 + A_1\eta + A_2\eta^2 + A_3\eta^3\right)}{A_4 + A_5\eta + A_6\eta^2 + A_7\eta^3 + A_8\eta^4},\tag{1}$$

где коэффициенты  $A_j = A_j(\eta; F_1, F_2, \sigma, \mu, r)$  (здесь  $r = h_2/h_1$ ) являются тригонометрическими полиномами относительно искомой величины  $\eta$ . Уравнение (1) существенно упрощается для течений верхней экспоненциально стратифицированной жидкости с малыми числами Фруда  $|F_2| \sim \sqrt{\sigma}$ . В этом случае нелинейные возмущения описываются в главном порядке по  $\sigma$  уравнением Буссинеска – Рэлея, хорошо известным в теории поверхностных уединенных волн

$$r^{3}F_{1}^{2}\left(\frac{d\eta}{dx}\right)^{2} = 3\eta^{2}\left(r(F_{1}^{2}-1)-\eta\right).$$

В это уравнение входит эффективное число Фруда  $F_1 = U_1/\sqrt{g_1h_1}$ , определяемое по приведенному гравитационному ускорению  $g_1 = (\rho_1 - \rho_2)g/\rho_1$  для придонного слоя жидкости. Разумеется, отмеченный факт редукции к уравнению поверхностных волн на воде является вполне ожидаемым для малых чисел  $\Phi$ руда  $F_2$  в пределе исчезающе малой плотности верхнего слоя  $\rho_2 \to 0$ . Нестандартным оказывается то обстоятельство, что эта же приближенная модель возникает и при малых скоростях течения  $U_2 \rightarrow 0$ , но конечных плотностях жидкости  $\rho_2 \neq 0$  в верхнем слое. Детальный анализ дисперсионных свойств исходной волновой модели показывает [9], что в рассматриваемом предельном случае блокируются все старшие моды внутренних волн в непрерывно стратифицированном верхнем слое, а свободной остается только главная мода, описывающая распространение возмущений вдоль границы придонного слоя. В данном контексте можно предположить, что формирование критических слоев в стратифицированных течениях водообменного типа над порогами способствует концентрации в этих критических слоях волновой энергии, генерируемой в результате взаимодействия потока с неровным дном. А интенсификация перемешивания из-за обрушения внутренних волн в придонном слое в конечном счете способствует сохранению индивидуальных свойств антарктической донной воды после прохождения порогов.

#### 2. Поля внутренних волн в двумерных течениях над препятствиями

Поскольку внутренние волны играют важную роль в процессах, происходящих в потоках расслоенной жидкости над орографическими препятствиями, целесообразным является изучение волновых структур, образующих фоновую картину при взаимодействии неоднородных потоков с рельефом неровного дна. Характерным свойством таких течений является фрагментация стационарных волновых полей на отдельные зоны с разными характерными масштабами течения в них. Подобный распад является совместным результатом волновой анизотропии стратифицированной среды в поле силы тяжести и специфической интерференции внутренних волн при взаимодействии набегающего потока со сложной топографией дна. Ясно, что возникновение локальных зон концентрации волновой энергии способствует более интенсивному перемешиванию в этих областях в результате обрушения внутренних волн.

Модельной математической постановкой для описания полей внутренних волн здесь выступает следующая нелинейная задача о двумерных стационарных течениях в слое экспоненциально стратифицированной жидкости над неровным дном. А именно, требуется найти функцию тока  $\psi$  плоского течения, удовлетворяющую следующим уравнениям:

$$\psi_{xx} + \psi_{yy} + \lambda \left(\psi - y\right) = \frac{1}{2} \sigma \left(\psi_x^2 + \psi_y^2 - 1\right),$$
  

$$\psi = 0\big|_{y=\alpha Y_0(x)}, \qquad \psi = 1\big|_{y=1},$$
  

$$\psi(x, y) \to y \qquad (x \to -\infty).$$
(2)

В этой безразмерной формулировке параметр Буссинеска <br/>  $\sigma$ и обратное плотностное число Фруда<br/>  $\lambda$  даются формулами

$$\sigma = \frac{N^2 h}{g}, \quad \lambda = \frac{\sigma g h}{U^2}.$$

где h – полная глубина слоя жидкости под крышкой, U – скорость набегающего равномерного потока. Форма дна задается в виде  $y = \alpha Y_0(x)$ , где безразмерный параметр  $\alpha$  характеризует типичную высоту неровности дна. К настоящему времени хорошо изучен классический случай локализованного одиночного донного препятствия, порождающего цуги стационарных внутренних волн с периодической асимптотикой на бесконечности. В частности, для линеаризованной постановки задачи (2) имеется аналитическое решение Кожевникова – Майлса, описывающее течения над барьером полукруглого или полуэллиптического сечения (экскурс в историю вопроса и соответствующие ссылки можно найти в наших работах [10, 11]). Нелинейная задача о течениях над системой из нескольких порогов остается малоисследованной. Нами предложен и реализован полуаналитический подход, базирующийся на использовании преобразования исходной криволинейной области течения в плоскости (x, y) к прямолинейной полосе  $0 < \psi < 1$  в плоскости независимых переменных Мизеса  $(x, \psi)$  с последующим применением метода возмущений, учитывающего нелинейные поправки по параметрам  $\alpha$  и  $\sigma$  при отыскания формы линий тока  $y = \psi + \alpha Y(x, \psi)$ .

На рис. 3 показан пример расчета стратифицированного течения над комбинированным донным препятствием конечной протяженности для значений параметров  $\alpha = 0.04$ ,  $\lambda = 17$ ,  $\sigma = 0.2$ , соответствующих главной моде внутренних волн в докритическом набегающем потоке. Здесь наблюдается четкое отделение области придонного течения непосредственно над обтекаемой поверхностью дна от вышерасположенной зоны слабомодулированных групп волн. Распад волнового поля в этой системе происходит из-за одновременного действия сразу нескольких факторов. Это доминирование гидростатической моды над всеми волновыми модами в придонном слое, наложение волновых следов столбовых мод над соседними порогами, нелинейная модуляция волновых пакетов и их интерференция в области перехода к регулярному цугу волн за локализованной неровностью дна.



Рис. 3. Внутренние стационарные волны в течении над волнистым участком дна



Рис. 4. Структура течения в Западном проходе Восточно-Азорского хребта

## 3. Трехмерные структуры в придонных течениях

Следует отметить, что свойства течений в естественных глубоководных каналах не исчерпываются перечисленными выше характеристиками квазидвумерных потоков. Так, в некоторых глубоководных проходах помимо расслоения потока по вертикали часто отмечается еще и наличие существенной горизонтальной стратификации воды, приводящей к нетривиальным пространственным конфигурациям гравитационных течений. В частности, это имеет место для потоков воды в глубоководных проходах Восточно-Азорского хребта [12]. Указанный хребет расположен зонально на широте 37° с.ш. и разделяет котловину Мадейра, расположенную южнее, и Иберийскую котловину на севере. Этот подводный барьер с глубинами 3500-4500 м над гребнем является конечным препятствием для распространения в восточной части Атлантического океана донных вод антарктического происхождения с потенциальной температурой менее 2.0 °C. Близкая по температуре холодная вода попадает в Иберийскую котловину через седловину Западного прохода в хребте на глубине 4707 м, причем ширина канала в этом месте составляет около 15 км. На рис. 4 представлено поперечное сечение придонного стратифицированного течения над седловиной по данным наших измерений в сентябре 2013 г.

На рис. 4 (слева) сплошными линиями показаны изобаты, а штрих-пунктирными линиями – изотермы. На рис. 4 (справа) приведены скорости потока, нормальные к плоскости сечения, при этом знак «плюс» и более темный цвет означают течение на север, а знак «минус» и светлый тон – встречное течение на юг; отдельной штриховой линией на этом же рисунке отмечено положение изотермы 2.05° С. Хорошо видно, что ядро холодной наиболее тяжелой воды, перетекающей на север, смещено к восточному берегу канала и расщеплено на две струи. Это смещение связано с геострофическими свойствами рассматриваемого меридионально ориентированного течения в Северном полушарии. Соответственно, наличие такой двойной вертикально-горизонтальной стратификации обусловливает и более сложную пространственную структуру встречных придонных потоков и разделяющих их критических слоев. Похожие пространственные конфигурации расщепленных стратифицированных течений наблюдались также в узком входном каньоне в западной части разлома Романш [4].

Дальнейшее развитие методов математического и лабораторного моделирования подобных течений представляет существенный теоретический и прикладной интерес. Отметим, что за пределами рассмотренного здесь круга задач глубоководной гидродинамики остался ряд важных вопросов, таких как нестационарные явления в придонных течениях (приливные возмущения гравитационных потоков, генерация вихревых образований и т. п.).

Расчеты, связанные с моделированием стратифицированных потоков, проведены с привлечением ресурсов Информационно-вычислительного центра Новосибирского государственного университета.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 13-01-00249-а, 14-08-00107-а, 15-01-03942-а и экспедиционные проекты 11-08-10001-к, 13-08-10001-к, 14-08-10002-к).

#### Summary

V.Yu. Liapidevskii, N.I. Makarenko, E.G. Morozov, R.Yu. Tarakanov. Hydrodynamics of Abyssal Channel Flows.

This paper presents a survey of the recent results of field observations over near-bottom stratified flows in the abyssal channels of the Atlantic Ocean, as well as the results of mathematical modeling and laboratory experiments related to generic hydrodynamic phenomena. The main attention is devoted to such characteristic features of these flows as splitting of inclined gravity currents, formation of critical layers in the shear flows over the obstacles, and fragmentation of near-field structures formed by the internal stationary waves in the vicinity of complex obstacles.

Keywords: gravity currents, abyssal stratified flows, internal waves.

## Литература

- 1. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows. Dordrecht: Springer, 2010. 266 p.
- Mercier H., Speer K.G. Transport of bottom water in the Romanche Fracture Zone and the Chain Fracture Zone // J. Phys. Oceanogr. - 1998. - V. 28, No 5. - P. 779-790.
- 3. *Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю., Ляпидевский В.Ю., Макаренко Н.И.* Глубоководные водопады в разломах Романш и Чейн // Докл. РАН. 2012. Т. 446, № 5. С. 575–579.
- Тараканов Р.Ю., Макаренко Н.И., Морозов Е.Г. Поток антарктической донной воды в западной части разлома Романш по данным измерений в октябре 2011 г. // Океанология. – 2013. – Т. 53, № 6. – С. 737–749.
- Зацепин А.Н., Гриценко А.В., Кременецкий В.В., Поярков С.Г., Строганов О.Ю. Лабораторное и численное исследования процесса распространения плотностных течений по склону дна // Океанология. – 2005. – Т. 45, № 1. – С. 5–15.

- Gusev A.V., Liapidevskii V.Yu., Zatsepin A.G., Nizov S.S. Dynamics of downslope gravity currents in stratified fluid // Selected papers of Int. Conf. "Fluxes and Structures in Fluids". – Moscow: IPMech RAS, 2006. – P. 155–159.
- 7. *Ляпидевский В.Ю.* // Слой смешения на подветренной стороне препятствия // Прикл. матем. и техн. физика. 2004. Т. 45, № 2. С. 62–67.
- 8. *Макаренко Н.И., Мальцева Ж.Л.* // Асимптотические модели внутренних стационарных волн // Прикл. матем. и техн. физика. – 2008. – Т. 49, № 4. – С. 151–161.
- Макаренко Н.И., Мальцева Ж.Л. О спектре фазовых скоростей внутренних волн в слабостратифицированной двухслойной жидкости // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. – 2009. – № 2. – С. 125–145.
- Makarenko N.I., Maltseva J.L. Interference of lee waves over mountain ranges // Nat. Hazards Earth System Sci. – 2011. – V. 11. – P. 27–32.
- 11. Макаренко Н.И., Мальцева Ж.Л. // Стационарные волны в стратифицированном течении над комбинированным препятствием // Прикл. матем. и техн. физика. 2014. Т. 55, № 2. С. 141–147.
- Тараканов Р.Ю., Морозов Е.Г., Гриценко А.М., Демидова Т.А., Макаренко Н.И. Перенос антарктической донной воды через проходы в Восточно-Азорском хребте (37° с.ш.) в восточной Атлантике // Океанология. – 2013. – Т. 53, № 4. – С. 486–496.

Поступила в редакцию 15.06.15

**Ляпидевский Валерий Юрьевич** – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН, г. Новосибирск, Россия.

E-mail: liapid@hydro.nsc.ru

Макаренко Николай Иванович – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева СО РАН; заведующий кафедрой гидродинамики, Новосибирский государственноый университет, г. Новосибирск, Россия.

E-mail: makarenko@hydro.nsc.ru

Морозов Евгений Георгиевич – доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия. E-mail: egmorozov@mail.ru

**Тараканов Роман Юрьевич** – кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия. E-mail: *rtarakanov@gmail.com*