**Российский государственный
гидрометеорологический университет**

Сборник научных трудов

Колебания уровня в морях

Санкт-Петербург
2003

УДК 551.46

Сборник содержит результаты исследований разномасштабных колебаний уровня в Белом и Охотском морях. Основное внимание уделено анализу механизмов формирования местных колебаний уровня и выявлению причин их главных закономерностей. Рассматриваются методические вопросы классификации колебаний уровня и их учета при комплексном управлении прибрежной зоной и районировании побережий. Наряду с работами, основанными на традиционных данных прямых измерений, в сборнике представлены также статьи, посвященные различным вопросам спутниковой альтиметрии. Сборник может представлять интерес для гидрометеорологов, океанологов, географов и других специалистов, связанных с вопросами управления прибрежной зоной моря, разработкой и использованием ресурсов береговой зоны и шельфа, а также с охраной окружающей среды.

This collection of papers contains the results of research in multi-scale sea level oscillations in the White and Okhotsk seas. Particular attention is given to analysis of mechanisms responsible for the peculiarities of local level oscillations as well as to their causes and principal characteristics. Some methodical issues of classification of sea level oscillations are considered together with taking these oscillations into account in the context of the integrated coastal zone management and zoning. Along with the results based on traditional direct sea level measurements, some presented papers contain the issues related with different aspects of satellite altimetry.

The materials presented in this collection may be of interest for hydrometorologists, oceanographers, geographers and other specialists whose activities are related with the problems of coastal zone management, development and utilization of the shelf resources and environment protection.

Издание сборника осуществлено при поддержке РФФИ, грант 01-05-64941

380302

Российский государственный гидрометеорологический университет
БИБЛИОТЕКА
195196, СПб, Малоохтинский пр., 98

© Составление. Российский государственный гидрометеорологический университет. 2003

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем сборнике представлены результаты исследований, направленных на изучение колебаний уровня моря. В качестве главных географических объектов исследования рассматривается Белое море, где сильно развиты приливные и сгонно-нагонные явления, а также дальневосточное побережье России, включая Охотское море и Курило-Камчатскую зону, которые подвержены воздействию не только мощных приливных колебаний, но и таких опасных природных явлений как штормовые нагоны и цунами. Основное внимание в представленных работах уделяется анализу механизмов формирования местных колебаний уровня, выявлению их главных закономерностей и лежащих в их основе физических причин, методам их классификации и типизации, а также методическим вопросам учета колебаний уровня при реализации комплексного управления прибрежной зоной, включая различные аспекты проблемы районирования побережий.

При выполнении указанных исследований рассматривались колебания различных временных масштабов, начиная от сейшевых колебаний с периодами в несколько часов, и до межгодовых колебаний с рассмотрением также трендов, определенных по рядам наблюдений продолжительностью несколько десятков лет. Использованные методы включали как вероятностно-статистический, так и гидродинамический подходы, при этом особенно успешным для целей прогноза следует считать сочетание вероятностного анализа данных многолетних наблюдений с численным гидродинамическим моделированием. Наряду с работами, основанными на традиционных данных прямых (контактных) измерений в сборнике представлены и статьи, посвященные различным вопросам активно развивающейся сейчас спутниковой альтиметрии. Статья обзорного характера касается некоторых вопросов, связанных с изучением стерических колебаний уровня.

Проблема прогноза режимных характеристик колебаний уровня, которые могут претерпевать изменения в результате антропогенных воздействий, в частности в связи с гидротехническим строительством, нашла отражение в статье, посвященной возможной трансформации приливного режима при сооружении крупномасштабных приливных электростанций. Основное внимание здесь уделено выявлению общих закономерностей такой трансформации, определяемых не только параметрами прямого воздействия со стороны гид-

ротехнического сооружения, но и физико-географическими характеристиками рассматриваемой акватории, определяющими реакцию приливных движений на это воздействие.

Таким образом, в сборнике представлен широкий круг вопросов, связанных с изучением колебаний уровня моря — процесса, характеризующего важные особенности динамики прибрежной зоны морей, с которой тесно, и во все возрастающей степени, связаны самые различные аспекты жизни и деятельности человека. Сборник может представлять интерес для гидрометеорологов, океанологов, географов и других специалистов, связанных с вопросами управления прибрежной зоной моря, разработкой и использованием ресурсов береговой зоны и шельфа, а также с охраной окружающей среды.

МЕТОДОЛОГИЯ УЧЕТА КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ПРИ КОМПЛЕКСНОМ УПРАВЛЕНИИ ПРИБРЕЖНЫМИ ЗОНАМИ

Н.Л.Плинк, М.В.Кашарский, Нгуен Хонг Лан
Российский государственный гидрометеорологический университет

Одним из направлений обеспечения устойчивого развития прибрежных зон является развитие комплексного подхода к управлению этим развитием. Прибрежная зона рассматривается как единая система, включающая природную, экономическую и социальную компоненты, которые взаимодействуют между собой путем образования и трансформации различных материальных, финансовых и информационных потоков. Комплексное управление прибрежной зоной (КУПЗ) представляет из себя основанную на логистических принципах систему экономических, правовых и общественно-социальных механизмов, ориентированных на регулирование процесса социально-экономического развития прибрежной зоны в условиях рыночных отношений. Характеристики природной компоненты используются в системе КУПЗ при разработке и принятии решений для определения допустимых границ воздействия. Например, экологические требования выступают в качестве критериев для оценки антропогенного воздействия на окру жающую среду. Однако, также следует изучать и воздействие самой природной компоненты на социально-экономическое состояние прибрежной зоны. Одним из природных параметров, накладывающих определенные ограничения на хозяйственную деятельность в прибрежной зоне, является фактор колебаний уровня. Колебания уровня, связанные с образованием длинных волн, возникают вследствие различных природных процессов, таких как приливы, цунами, штормовые нагоны. Специфические особенности режима колебаний уровня в каждом конкретном случае могут существенно влиять на условия хозяйственной деятельности в прибрежной зоне. Приливные колебания уровня, имеющие квазипериодический характер, достаточно просто учесть при планировании развития и обеспечении хозяйственной деятельности прибрежных территорий. Возникновение экстремальных колебаний уровня, связанных со стихийными бедствиями носит случайный характер. Однако, эти относительно редкие стихийные явления могут привести к нарушению нормального функционирования располо-

женных в прибрежной зоне объектов, значительным разрушениям, материальным и социальным потерям и, как следствие, к нарушению устойчивости развития прибрежной зоны. С точки зрения методологии комплексного управления прибрежными зонами (КУПЗ) это означает необходимость разработки специальных мер, направленных на смягчение негативных последствий стихийных бедствий, которые могут включать самый широкий спектр действий: от реализации различных инженерных мероприятий до обучения населения правилам поведения при чрезвычайных ситуациях. Основой для разработки этих мер должен стать научно обоснованный учет особенностей проявления стихийных бедствий, направленный на:

— определение зон с различной степенью воздействия стихийных бедствий;

— разработку требований, регламентирующих специальные условия планирования застройки в прибрежных зонах;

— внесение дополнений к строительным нормам и правилам (СНИПам), направленных на повышение устойчивости функционирования зданий.

Необходимым условием реализации мероприятий КУПЗ является создание научно-обоснованной базы для выработки и принятия решений. Применительно к проблеме экстремальных подъемов уровня это означает, в том числе, необходимость изучения самих стихийных бедствий. Натурные исследования обычно направлены на сбор данных по проявлению уже произошедших событий. Теоретические исследования позволяют на основе моделирования проанализировать особенности возникновения и трансформации длинных волн, разработать методы прогноза, выработать рекомендации по применению различных инженерных решений по защите сооружений. Использование теоретических исследований позволяет не только восполнить недостаток данных наблюдений, но и получить прогностические оценки величины зоны затопления, которые могут быть использованы в качестве критериев в процессе планирования развития прибрежных территорий. Кроме того, использование методов моделирования может оказаться весьма полезным инструментом для разработки и получения других критериев оценки воздействия стихийных бедствий, необходимых для принятия оперативных решений в системе оповещения и предупреждения населения о неблагоприятных или опасных явлениях.

Среди мероприятий, необходимых для разработки мер по смягчению последствий от стихийных бедствий можно отметить:

— разработку планов ликвидации последствий стихийных бедствий;

— создание системы оповещения и информирования населения;

— инициацию различных инженерных мероприятий;

— обучение населения правилам поведения при стихийных бедствиях.

В рамках КУПЗ важным механизмом учета уровня как фактора, влияющего на систему хозяйствования в прибрежной зоне, может стать создание схем зонирования прибрежных зон по характеристикам колебаний уровня. Такой подход, например, используется в современной мировой и отечественной практике для оценки опасности сейсмического воздействия на различные территории. Принципиально важно, что сейсмические карты входят в состав нормативных документов, определяющих требования к сейсмостойкому строительству, планирование размещения строительных объектов различного назначения на данной территории и т.п. Отсутствие подобных схем зонирования по величине затопления сухого берега приводит к неопределенности и волюнтаризму в управлении хозяйственной деятельностью в прибрежной зоне, и, в конечном счете, увеличению экономических и социальных потерь. Конкретным примером проблем, возникающих вследствие отсутствия комплексного подхода к прибрежной зоне, является застройка опасных участков прибрежной зоны зданиями и сооружениями, не отвечающими необходимым требованиям безопасности (например, частная застройка в зоне возможного подтопления берега).

В повседневной жизни мы каждый день сталкиваемся с риском получить тот или иной материальный или моральный ущерб. В общем случае риск — это вероятность того, что произойдет определенное событие, которое может оказать потенциальное отрицательное воздействие и причинить, таким образом, ущерб. Под ущербом следует понимать: фактические или возможные экономические или социальные потери (нарушение процесса нормальной хозяйственной деятельности, утрата собственности и прочее) вследствие изменений в окружающей среде, возникающие в результате каких либо природных, техногенных или социальных событий, явлений; полную или частичную потерю здоровья и жизни человека, имущества, культурных, исторических и других природных ценностей: результат изменения состояния объектов, выражающийся в нарушении их целостности или ухудшения других свойств. Поскольку в рамках междисциплинарного подхода в КУПЗ прибрежная зона рассматривается как единая природная и социо-экономическая система, то любое негативное воздействие в той или иной степени отразится на всех аспектах функциони-

рования прибрежной зоны. Проблема осложняется также тем, что в некоторых случаях одно событие может стать «спусковым механизмом» для появления других негативных воздействий, суммарный ущерб которых может превышать ущерб от первоначального события. Например, во время цунами, произошедшего вблизи побережья Японии в 1963 году, большой материальный ущерб был причинен японскому городу Ниигата (это цунами, даже часто называют Ниигатским цунами). Однако, наибольший ущерб был причинен не столько самой волной цунами, сколько пожарами, возникшими на нефтеперерабатывающих предприятиях, причиной которых стали замыкания в сети электроснабжения, вызванные разрушениями вследствие землетрясения и волны. Аналогичная картина имела место в сентябре 2003 года при землетрясении на о. Хоккайдо. Таким образом, при оценке риска важным фактором является не только вероятность появления того или иного неблагоприятного события, но и того, при каких условиях оно произошло, т.е. его географическое положение, уровень экономического развития участка побережья, плотность населения прибрежной зоны и другие факторы. Поэтому основными показателями оценки риска являются мера и степень риска, количественно характеризующие, соответственно, возможность появления и уровень «неблагоприятности» стечения различных обстоятельств. Оценка риска, в общем случае, будет определяться несколькими факторами, т.е.:

$$P = f\ (P_a, H, P_n, B),$$

где: P — оценка риска, вероятность того, что определенное событие будет иметь место и оно будет иметь потенциальное отрицательное воздействие на население, окружающую среду, свойства зданий, промышленных объектов и прочее; P_a — вероятность появления стихийного бедствия, вычисленная по числу предшествующих случаев; H — количественная характеристика проявления стихийного бедствия, превышение которой приводит к качественно разрушительным процессам; P_n — вероятность возникновения качественно разрушительных процессов; B — параметр, характеризующий состояние данного участка прибрежной зоны (степень развития и условия производственной деятельности, плотность населения, характер производства, тип застройки и др.)

Задачей КУПЗ является не только сама оценка рисков, но и управление рисками, направленное на уменьшение возможной величины ущерба путем принятия решений и разработки мер по смягчению по-

следствий. Общая схема управления рисками в системе КУПЗ можно представить в виде четырех последовательных стадий, представленных в таблице 1. Для конкретных случаев оценки рисков могут быть привлечены различные методы, однако их общий смысл остается. Эта схема может быть использована как для различных секторов, так и для всей прибрежной зоны в целом.

Таблица 1

Общая последовательность действий при управлении рисками

Стадия	Основная цель	Действия
1 стадия	Идентификация рисков и их приоритетов	Выявление причин, вызывающих воздействие; изучение обстоятельств и возможных последствий; определение ущербов, требующих первоочередных мер по их смягчению
2 стадия	Оценка риска и его характеристика	Определение критических параметров, при которых воздействие оказывается ущербом; оценка вероятности превышения критических параметров; изучение возможных мер по смягчению ущерба.
3 стадия	Управленческие решения и их выполнение	Выбор мер по смягчению; разработка альтернатив для уменьшения риска; разработка планов по ликвидации последствий;
4 стадия	Оценка результативности мер	Оценка эффективности решений; разработка предложений по улучшению мер.

Важной задачей системы комплексного управления прибрежными зонами является управление рисками от воздействия стихийных бедствий, связанное прежде всего с затоплением сухого берега, вызванного подъемами уровня в результате образования длинных волн синоптического масштаба. Причинами таких непериодических подъемов уровня могут быть штормовые нагоны и волны цунами. Следует отметить, что в статистике стихийных бедствий штормовые нагоны и наводнения занимают первое место по величине экономического ущерба. Одним из способов уменьшения риска от воздей-

ствия этих явлений может быть предварительная оценка зоны затопления и ее учет при разработке комплексных планов территориальной застройки, а также повышение стойкости зданий и других сооружений, попадающих в зону возможного затопления в силу своих функциональных особенностей (причальные стенки, портовые сооружения и прочее).

Рассмотрим пример схемы оценки рисков экстремальных подъемов уровня, вызванных стихийными бедствиями в контексте выполнения процедуры зонирования прибрежной зоны. Процедура зонирования участка прибрежной зоны предполагает выполнение следующих этапов:

инвентаризация прибрежной зоны, включающая описание объектов, расположенных в прибрежной зоне, оценку последствий нарушения производственного цикла пожароопасность объектов, наличие вредных и токсичных веществ и т.д.;

изучение истории и сбор данных о предшествующих случаях проявления стихийного бедствия, оценка его повторяемости (P_a). Если данный участок побережья может быть подвержен воздействию различных стихийных бедствий, каждый тип изучается отдельно;

моделирование опасного явления (математическое или экспериментальное) с целью изучения и выявления механизмов, влияющих на характеристики воздействия (например, высоту подходящей волны);

определение допустимого уровня воздействия, направленное на оценку величины H;

оценка повторяемости превышения уровня допустимого воздействия (раз в 5 лет, в 50 лет, в 100 лет);

оценка (расчет) зоны затопления, соответствующей уровню воздействия с учетом его обеспеченности, и построение картосхем участков сухого берега, которые могут быть затоплены;

оценка степени риска для каждой зоны с учетом данных по инвентаризации прибрежной зоны. В первом приближении для оценки риска предлагается введение шкалы баллов (таблица 2), которая в дальнейшем может быть уточнена и конкретизирована путем выполнения социально-экономических расчетов;

составление схемы зонирования, выработка правил и рекомендаций, определяющих дополнительные требования к хозяйственному развитию отдельных участков прибрежной зоны и направленных на повышение устойчивости их функционирования в случае стихийных бедствий.

Если побережье может быть подвергнуто воздействию стихийных бедствий различного происхождения, то для каждого явления про-

водится отдельный анализ, а затем проводится обобщение, основанное на принятии для окончательного использования предельных (наиболее опасных по рангу) величин.

Таблица 2

Шкала степени риска с учетом степени развития и условий производства в прибрежной зоне

Качественная характеристика степени развития и условия производства	Балл
Неосвоенное побережье. Плотность населения менее 1 человека на километр протяженности прибрежной зоны	1
Отдельные поселки, к урезу приурочены сооружения, предназначенные для личного пользования (причалы для рыбацких лодок и катеров, небольшие марикультурные хозяйства и прочее)	2
Участки, связанные с использованием рекреационных возможностей прибрежной зоны (оборудованные пляжи, прогулочные набережные, отели, летние кафе, яхтенные причалы и прочее)	3
Застроенные территории городов с населением менее 50 тыс., промышленная сфера которых связана с морскими ресурсами (рыболовство, марикультура, переработка морских продуктов, рекреация и прочее)	4
Городская территория с развитой городской инфраструктурой и промышленностью (морские портовые города)	5
Прибрежные территории и морские акватории, имеющие объекты повышенной опасности (атомные электростанции, химические производства, содержащие вредные и токсичные вещества и прочее)	6

В окончательном варианте в качестве схемы зонирования получаем карту конкретного участка прибрежья зоны с нанесенными границами зон затопления различной обеспеченности, с указанием для каждой зоны степени риска («балла» социально-экономического развития). В качестве меры, направленной на возможность управления рисками, схема зонирования должна быть дополнена нормативными документами, регламентирующими хозяйственную деятельность в пределах зон возможного затопления. Например, в зоне затопления с 20%-ой обеспеченностью (1 раз в пять лет) может запрещать, любое строительство, за исключением случаев, когда сооружение

привязано к урезу (например, причальная стенка). В зоне затопления с обеспеченностью 2% (1 раз в 50 лет) запрещается капитальное строительство, но возможно сооружение временных построек и так далее.

Для оценки зон возможного затопления, вызванного событиями с малой обеспеченностью, в силу сложности использования данных наблюдений наиболее перспективно использование численного моделирования. На кафедре КУПЗ была реализована численная модель для расчета наката волны на сухой берег, основанная на использовании уравнений теории мелкой воды. В качестве граничного условия на урезе задавалось традиционное условие непротекания, однако сама точка уреза, в отличие от традиционных схем, задавалась подвижной, что и позволяет моделировать процесс наката волны на сухой берег. Перемещение уреза воды при повышении уровня у береговой границы расчетной области определялось на основе вариационного принципа путем сравнения высоты подъема уровня у твердой стенки (точка уреза) с высотой сухого берега в соседней с урезом расчетной точке. Если высота подъема уровня превышает высоту берега, точка уреза смещается на один шаг, моделируя тем самым процесс наката волны на сухой берег. На жидкой границе численной области задавалось неоднородное условие излучения, позволяющее реализовать как процесс излучения, так и входа волны через эту границу. Схема была реализована на перемежающейся сетке и имеет второй порядок точности относительно пространственного шага. Расчеты выполнялись в диапазоне не обрушивающихся волн ($\lambda_0 > 20$ км), соответствующего условиям линейной теории наката, и при различных значениях пространственного шага. В качестве оптимальной величины использовавшегося при расчетах пространственного шага была выбрана величина шага, равная 250 м. Временной шаг определялся из соображений устойчивости схемы (критерия Куранта).

Предложенная численная модель может быть использована для прогноза оценок затопления сухого берега при подходе длинных волн. Однако задача наката волны на сухой берег является достаточно сложной гидродинамической задачей. Поскольку для целей КУПЗ наибольший интерес представляют предельные оценки величины заплеска, то в этом случае могут быть использованы приближенные методы, одним из которых является теория линейного наката, предложенная Е.Н.Пелиновским с соавторами, позволяющая на основе аналитического решения для случая постоянного уклона получить верхнюю оценку зоны затопления используя формулу (1) [1]:

$$H_y = \begin{cases} AH_0\sqrt{L_0/\lambda_0} & L_0 > 0{,}16\,\lambda_0 \\ 2H_0 & L_0 < 0{,}16\,\lambda_0 \end{cases} \quad (1)$$

где: H_y — высота вертикального заплеска; H_0, λ_0 — высота и длина волны на некотором расстоянии L_0 от невозмущенного уреза воды; A — численный коэффициент, зависящий от формы волны и находящийся в диапазоне 4,6—6,3

Простота решения делает его удобным для практического использования в системе КУПЗ. Однако эта формула содержит числовые коэффициенты, которые требуют уточнения. Кроме того, числовое значение соотношения $L_0 / \lambda_0 = 0{,}16$ для перехода решения от одного типа решения к другому не совсем понятно, поскольку численно не совпадает с аналогичным по физическому смыслу параметром, известным под названием критерия Каджиуры ($L_0 / \lambda_0 = 0{,}05$).

Реализованная на кафедре КУПЗ численная модель наката показала качественное совпадение с аналитическим решением Пелиновского, однако числовые значения высоты наката при рекомендованном Пелиновским среднем значении коэффициента $A = 5$ несколько отличались. Выполненные дополнительные численные эксперименты позволили уточнить числовое значение коэффициента A, которое по результатам численных расчетов оказалось равным 6,5. Как показали результаты численного моделирования, при этом значении коэффициента параметр, определяющий переход решения от условия твердой стенки (удвоение амплитуды) к размазанному отражению происходит при соотношении $L_0 / \lambda_0 = 0{,}05$, а не 0,16, что существенно сказывается на результатах оценки величины вертикального заплеска (рис. 1). Дополнительным доказательством корректности выполненных численных расчетов является совпадение значения критерия L_0 / λ_0 с численным значением критерия Каджиуры.

Формула (1) была использована для составления предварительной схемы цунамирайонирования Курило-Камчатской зоны [2], которая может быть использована при учете фактора риска воздействия цунами при планировании развития прибрежной зоны Курильских островов и Камчатки. Использование предложенного ранее при составлении схемы цунамирайонирования прибрежной Курило-Камчатской зоны среднего значения A, принятого равным 5, приводит к занижению величины вертикального заплеска на 23%, что для экстремальных для этого района волн цунами дает ошибку в абсолютных величинах порядка 3—4 м. Таким образом, с учетом новых результатов

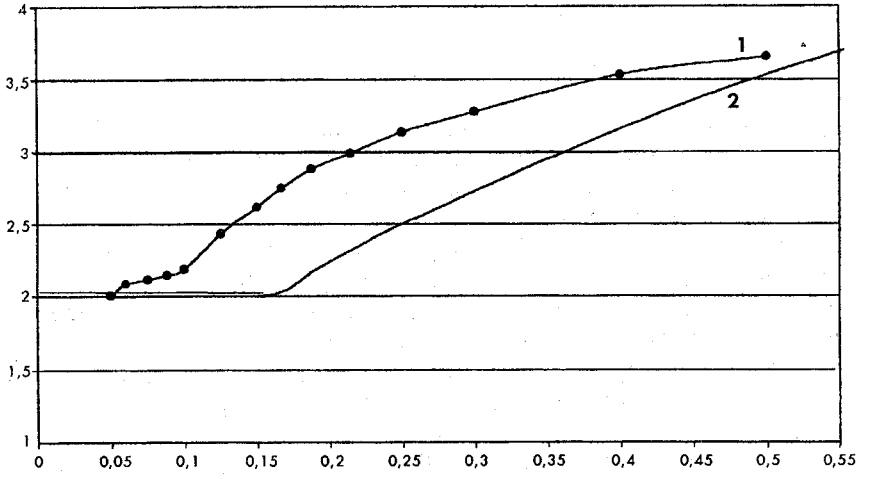


Рис. 1. Сравнение результатов численных расчетов с аналитической формулой для величины вертикального заплеска (1 — кривая, полученная с помощью гидродинамических расчетов, 2 — рассчитанная по формуле (1), • — результаты численных экспериментов)

подъемы уровня в зоне экстремального проявления цунами (в соответствии со схемой цунамирайонирования это южная часть острова Шумшу в районе 2-го Курильского пролива) составляют не 14 м, как предполагалось ранее, а 18,2 м. Уточненные величины вертикального заплеска лучше соответствуют данным наблюдений катастрофического Камчатского цунами 1952 года, когда высота вертикального заплеска в районе Северо-Курильска, расположенного между островами Шумшу и Парамушир, составила 18 м [3].

Приведенная в качестве примера схема цунамирайонирования побережья Курило-Камчатской зоны была основана на упрощенной линейной теории наката, позволившей довести решение до простой аналитической зависимости. Результаты численного моделирования были использованы для получения параметров цунами на подходе к берегу (одномерная модель) и уточнения числового коэффициента. Как уже отмечалось, простота решения делает его удобным для практического использования в системе КУПЗ. Кроме того, сочетание гидродинамических методов с аналитическим было связано с трудностями построения в рамках одной модели схемы с достаточным для практического использования пространственным разрешением, возникающими из-за большой протяженности и открытости побережья Курило-Камчатской зоны.

Однако, развитие информационно-технической средств и использование современных ГИС технологий позволяет использовать для поддержки и научного обоснования принятия решений самый широкий набор гидродинамических моделей. Рассмотрим возможности использования других методов на примере побережья Вьетнама, что может рассматриваться как распространение положительного опыта, используемого для побережья морей Российской Федерации.

Вьетнам — это государство с морским побережьем, имеющем протяженность более, чем 3000 км. Колебания уровня на побережье Вьетнама определяются наличием ярко выраженных приливных колебаний, а также колебаний, связанных с штормовыми нагонами и цунами. Актуальность исследований, связанных с изучением особенностей формирования колебаний уровня в этом регионе, не вызывает сомнений, поскольку экстремальные подъемы уровня относятся к числу опасных явлений и могут угрожать безопасности прибрежного мореплавания, а также представлять угрозу для береговых гидротехнических и портовых сооружений. Исследование штормовых нагонов именно в Южно-Китайском море, и особенно в заливе Бакбо, представляет также определенный интерес в связи с орографическими особенностями этого полузамкнутого мелководного бассейна, которые благоприятствуют здесь развитию нагонных явлений и цунами.

Характер изученности режима колебаний уровня в Южно-Китайском море является довольно типичным. Приливные явления как в Южно-Китайском море в целом, так и в заливе Бакбо изучены достаточно полно и широко представлены в работах вьетнамских и зарубежных специалистов [4—9]. Построен подробный атлас приливов в заливе Бакбо [8]. Несколько хуже изучены штормовые нагоны Южно-Китайского моря. Известно лишь несколько работ [10,11] , в которых сделана попытка исследовать возможную высоту штормовых нагонов в заливе с использованием численного моделирования. В работе [14] реализован способ получения ежечасных значений уровня моря путем обычной интерполяции данных срочных наблюдений для выделения бесприливной составляющей из суммарных колебаний уровня. Наименее изучены в Южно-Китайском море цунами. Причем, до сих пор обычно использовались описательные характеристики Южно-Китайских цунами, без попыток исследования особенностей их природы [12,13].

Главной особенностью Южно-Китайских цунами является локальный характер их проявления. В настоящее время не известно ни одного события, которое охватило бы значительную часть побережья. Так например, во время сильного цунами, произошедшего 14 ноября

1994 года в результате землетрясения в районе Филиппинских островов, высота подъема уровня составила 7,3 м, тогда как протяженность участка побережья, подвергнувшегося воздействию этого цунами, не превышала 200 км [12]. Из-за относительной замкнутости Южно-Китайского моря даже наиболее сильные цунами Тихоокеанского происхождения не имели существенного проявления на побережье Вьетнама. Таким образом, цунами в Южно-Китайском море носит региональный характер. Всего имеются данные о проявлении 62 случаев цунами в Южно-Китайском море и прилегающих районах, и о 11 случаях, которые можно идентифицировать как цунами, однако, данные о положении очага землетрясения этих возможных цунами пока отсутствуют. В то же время анализ данных наблюдений позволяет сделать вывод, что проблема возникновения цунами в Южно-Китайском море является вполне реальной. Наиболее цунамиопасными являются землетрясения, которые происходят в восточной части Южно-Китайского моря. Частота возникновения землетрясения в этом районе может быть вычислена по формуле $\lg N = 4{,}692 - 0{,}566M$, полученной на основе статистического анализа [13]. В соответствие с этой же работой, в таблице 3 представлены некоторые сведения об землетрясениях, вызвавших наиболее сильные цунами в Южно-Китайском море, а в таблице 4 сведения о цунами, произошедших в Южно-Китайском море и его окрестностях. В качестве условных обозначений в таблицах 3 и 4 использованы: M — магнитуда землетрясения, h — глубина очага землетрясения в км, R — высота цунами над уровнем моря, I — интенсивность цунами ($I = \log_2(\sqrt{2}\,R)$).

Таблица 3

Список землетрясений, вызывавших наибольшие цунами в Южно-Китайском море

№	Дата	Координаты очага		M	I (интенсивность)
		Широта	Долгота		
1	26.01.1872	16,0	119,0	6,0	1,5
2	28.11.1915	18,0	119,5	6,5	0,5
3	07.05.1924	16,0	119,0	6,5	1,5
4	14.02.1934	17,4	110,3	7,5	0,5 (зафиксировано на станции Фу Лиен — у побережья Вьетнама)
5	16.09.1952	14,0	120,5	7,5	1,0
6	14.11.1994	13,5	121,1	7,1	2,1

Таблица 4

Список цунами в Южно-Китайском море за период с 1965 по 1994 год

№	Дата	Координаты очага		Параметры землетрясения		Параметры цунами		Место появления цунами
		Широта	Долгота	M	h	R	I	
1	28.09.1965	14,0	121,0	0,0		—	—	Таал
2	01.08.1968	16,5	122,2	7,3	36	0,3	−1,24	Лусон
3	15.08.1968	23,0	119,8	7,8	23	—	—	Целебес
4	07.04.1970	15,8	121,7	6,5		2,0	1,50	Ю.Китай
5	30.09.1970	20,6	122,0	5,3	33	—	—	Филиппины
6	14.06.1978	8,2	122,4	6,9	24	<0,1	−2,82	Минданао
7	23.07.1978	22,5	121,8	7,1	17	0,1	−2,82	Тайвань
8	17.08.1983	18,2	120,9	6,5	29	—	—	Лусон
9	24.06.1988	18,6	121,0	5,4	53	—	—	Гонконг
10	13.12.1990	23,9	121,6	5,9	12	—	—	Тайвань
11	13.12.1990	23,7	121,6	5,9	10	—	—	Тайвань
12	05.01.1992	18,0	108,0	3,7		0,8	0,17	Сиамский залив (Вьетнам)
13	14.11.1994	13,5	121,1	7,1	32	7,3	3,36	Филиппины

Региональные особенности проявления морских опасных явлений и их локальный характер позволяет использовать для моделирования этих явлений единую численную модель с использованием ГИС технологий для визуализации результатов расчетов. Последнее обстоятельство делает более удобным использование разрабатываемой численной модели в рамках общей геоинформационной системы, которая может быть развита для информационной поддержки системы КУПЗ побережья Вьетнама.

Отмеченная ранее «локальность» проявления цунами требует не только повышения пространственного разрешения сетки, но, и что более существенно, точного учета особенностей реального очертания береговой черты, имеющей в случае побережья Вьетнама достаточно сложную конфигурацию. Последнее обстоятельство является главной проблемой, затрудняющей численное решение длинноволновых уравнений. Для интегрирования уравнений в произвольной области $\Omega(x,y)$ с криволинейной границей $\delta\Omega(x,y)$ удобно перейти к криволинейным координатам, согласованным с конфигурацией $\Omega(x,y)$. Преобразование, задающее переход, отображает исходную область на параметрический прямоугольник $\Omega^*(\zeta,\eta)$. Уравнения, преобразо-

Российский государственный гидрометеорологический ун...
БИБЛИОТЕКА
195196, СПб, Малоохтинский пр., 98

ванные к криволинейным координатам, интегрируются в $\Omega^*(\zeta,\eta)$ с граничными условиями на прямоугольном контуре $\delta\Omega^*(\zeta,\eta)$. Тип краевой задачи не меняется, и некоторое усложнение уравнений, коэффициенты которых включают элементы криволинейной метрики, несопоставимо с упрощениями, вытекающими из канонизации области. В этом заключается преимущество перехода к криволинейным координатам, и соответствующие методы оказались исключительно эффективными для решения краевых задач в областях сложной конфигурации [15].

Построение сетки с криволинейными координатами для Южно-Китайского моря осуществлялось решением краевой задачи для системы уравнений Пуассона: $\nabla^2\zeta = P(\zeta,\eta)$; $\nabla^2\eta = Q(\zeta,\eta)$, в которых правые части P, Q выступают управляющими функциями. Задача состоит в нахождении декартовых координат $x(\zeta,\eta)$, $y(\zeta,\eta)$ в прямоугольной сетке $\Omega^*(\zeta,\eta)$ путем решения приведенных выше уравнений при заданных значениях x, y на $\delta\Omega^*(\zeta,\eta)$.

В области со сложной геометрией построение равномерной сетки с использованием управляющих функций может оказаться затруднительным, а иногда и невозможным. В этом случае физическая область $\Omega(x,y)$ разбивается на подобласти, и в каждой из них строится своя сетка с граничными условиями, локализованными частично на внутренних границах, возникших при разбиении $\Omega(x,y)$. Значения x,y в узлах внутренних границ могут быть получены, например, путем предварительного расчета сетки для всей области $\Omega(x,y)$. При этом важно, чтобы координатные линии, пересекающие внутреннюю границу, обладали в ее узлах достаточной гладкостью. Резкое изменение направления координатных линий в точках стыка на внутренних границах нарушает гладкость вычисляемых метрических коэффициентов на граничных линиях и может послужить источником фиктивных возмущений при интегрировании гидродинамических уравнений. Удобным методом построения композиционных сеток является метод Томаса-Миддлкофа, поскольку он предоставляет возможность строить управляющие функции P, Q такими, чтобы координатные линии пересекали границу под заданным углом Θ). В общем случае для управляющих функций получим формулы [15]:

$$P = -2\,(\sin\Theta)_\zeta / \sin\Theta - [(x_\zeta - y_\zeta \operatorname{ctg}\Theta)x_{\zeta\zeta} + (y_\zeta + x_\zeta \operatorname{ctg}\Theta)y_{\zeta\zeta}] / g_{11}$$
$$Q = -2\,(\sin\Theta)_\eta / \sin\Theta - [(x_\eta - y_\eta \operatorname{ctg}\Theta)x_{\eta\eta} + (y_\eta + x_\eta \operatorname{ctg}\Theta)y_{\eta\eta}] / g_{22} \qquad (2)$$

где: $g_{11} = x^2{}_\zeta + y^2{}_\zeta = |r_\zeta|^2$; $g_{22} = x^2{}_\eta + y^2{}_\eta = |r_\eta|^2$

Для P, Q на других границах используется формула (2) при $\Theta_i = \pi/2$ т.е.:

$$P = -(x_\zeta x_{\zeta\zeta} + y_\zeta y_{\zeta\zeta})/g_{11} \text{ при } \eta = 1,\ \eta = N \text{ на границах по } \eta;$$
$$Q = -(x_\eta x_{\eta\eta} + y_\eta y_{\eta\eta})/g_{22} \text{ при } \zeta = 1,\ \zeta = M \text{ на границах по } \zeta;$$

На внутренних узлах P, Q находятся линейной интерполяцией:

$$P_{m,n} = P_{m,1} + (P_{m,N} - P_{m,1})\frac{n-1}{N-1};\ Q_{m,n} = Q_{1,n} + (Q_{M,n} - Q_{1,n})\frac{m-1}{M-1} \quad (3)$$

Одним из широко используемых методов построения сетки является метод последовательной релаксации [15].

С использованием этого метода была построена композиционная сетка для Южно-Китайского моря, представленная на рисунке 2. В данном случае расчетная область предварительно была разбита на две подобласти, для которых были рассчитаны криволинейные сетки, имеющие общую границу. Для построения единой (композиционной) сетки на каждом итерационном шаге производилось корректирование углов пересечения координатных линий на внутренней границе. Построенный алгоритм сглаживания позволил получить конфигурацию композиционной криволинейной сетки при достаточно небольшом количестве итераций. Представленная сетка соответствует 15-му шагу итерации и при продолжении расчета дальше практически не меняется. Полученная сетка будет использовать для дальнейших работ по моделированию длинноволновых процессов в Южно-Китайском море.

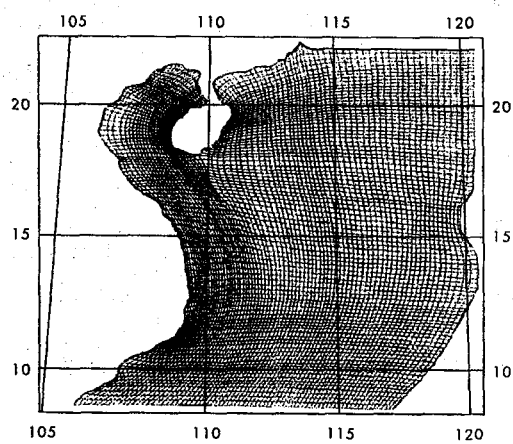


Рис 2. Вид композиционной сетки, построенной для численного моделирования длинноволновых процессов в Южно-Китайском море

Следует отметить, что при построении сетки и численной модели используется оболочка ArcView 3.2a, которая позволяет просто адаптировать численную модель распространения длинных волн в рамках проектируемой геоинформационной системы, ориентированной на информационную поддержку системы комплексного управления прибрежными зонами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 01-05-64941

Литература

1. *Мазова Р.Х., Пелиновский Е.Н.* Линейная теория набегания волн цунами на берег. Препринт № 25б, Горький: ИПФ АН СССР, 1981, 16 с.
2. *Пелиновский Е.Н., Плинк Н.Л.* Предварительная схема цунамирайонирования побережья Курило-Камчатской зоны на основе одномерных расчетов (модельный очаг). Препринт № 5, ИПФ АН СССР, Горький, 1980, 18 с.
3. *Соловьев С.Л.* Повторяемость землетрясений и цунами в Тихом океане. Тр. «Волны цунами». Вып 29, Южно-Сахалинск. 1972, С. 7—47
4. *Нгуен Нгок Тви.* Особенности формирования приливных явлений Южно-Китайского моря // Океанология. 1969. Т. 9, вып. 2. С. 235—248.
5. *Nguyen Ngoc Thuy.* Specific tidal phenomena of the East Sea and the problem of calculation of tidal characteristics // 14-th Pacific science congress Khabarovsk, 1979. 14 p.
6. *Данг Конг Минг.* Распространение приливных волн и приливного колебания уровня Южно-Китайского моря // Океанология. 1975. Т. 15, вып 4. С. 580—586.
7. *Нгуен Тхо Шао.* Моделирование приливных движений и баланс приливной энергии Южно-Китайского моря: Дис. канд. географ. наук: 11.00.08. Защищена 10.11.88. Л.: ЛГМИ, 1988. 103 с.
8. *Нгуен Нгок Тви.* Атлас приливов залива Бакбо. Ханой: Изд.ГУГМС СРВ, 1976. 70 с.
9. *Нгуен Тхи Бай.* Моделирование гидро- и лито-динамики приливов морских бассейнов: Дис. канд. физ.-мат. наук: 11.00.08. Защищена 10.11.88. СПб., 1996. 128 с.
10. *До Нгок Кунь.* Некоторые результаты численного моделирования штормовых нагонов в Южно-Китайском море /Ленинградский политехнический институт. Л.,1982. 14 с. Деп. в ВИНИТИ 27.05.82, № 4914-83.
11. *Доронин Ю.П., До Нгок Кунь, Прошутинский А.Ю.* К численному моделированию штормовых нагонов в Южно-Китайском море. / Ленинградский политехнический институт. Л., 1982. 14 с. Деп. в ВИНИТИ 27.05.82, №4914-83.
12. *Фам Ван Тхук.* Nhung dac diem song than khu vuc bien dong — Некоторые особености цунами в Южно-Китайском море //Наука и технология моря, 2001. С. 52—64.
13. *Фам Ван Тхук.* Song than o bien dong va van de du bao — Цунами в Южно-Китайском море и прогнозирование //Научная конференция «Bien Dong 2001». С. 351— 365.
14. *Савельев А.В., Ластовецк ий Е.И.* О некоторых чертах режима штормовых нагонов в заливе Бакбо по наблюдениям в Хондау. // Труды дальневосточного регионального научно-исследовательского гидрометеорологического института. Вып. 140 Гидрометеорологические особенности шельфовой зоны морей Тихого океана (Японское, Охотское, Южно-Китайское моря). Спб: Гидрометеоиздат, 2000.
15. *Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н.* Длинноволновая динамика прибрежной зоны. Л.: Гидрометеоиздат 1989, 271 с.

О ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ

С.М.Гордеева, В.Г.Малинин

Несмотря на сравнительно небольшие размеры Белого моря, колебания его уровня существенно неоднородны как в пространстве, так и во времени [1, 2]. В связи с этим возникает задача их пространственно-временной классификации. Применительно к среднемесячным значениям уровня моря данная задача может быть разбита на несколько локальных задач. Прежде всего, это районирование акватории моря по характеру межгодовых колебаний уровня, временная классификация межгодовых колебаний уровня, т.е. разбиение межгодового хода на однородные градации и, наконец, классификация сезонного хода уровня, т.е. выделение квазиоднородных сезонов года. Характер имеющихся в нашем распоряжении данных по уровню позволяет рассмотреть первые две задачи.

1. Районирование моря по особенностям межгодовых колебаний уровня. Решение данной задачи в общем случае возможно на основе трех подходов:

использование только алгоритмов кластерного анализа;

использование только методов главных компонент или факторного анализа;

комбинированный подход, основанный на совместном использовании методов главных компонент и кластерного анализа.

Как известно, главной целью кластерного анализа (КА) является разбиение множества объектов на сравнительно небольшое число однородных групп (классов) по наиболее существенным признакам их сходства. При этом принципиально важным является понятие однородности. В классической постановке КА понятие однородности двух или нескольких объектов означает близость их физических состояний, которая трактуется как геометрическая близость в многомерном пространстве признаков. Данное положение можно рассматривать как основной постулат КА. Существенно менее важным является знание числа выделяемых классов, которое в общем случае до начала классификации может быть и неизвестно.

В классической постановке КА устойчивое выделение подмножеств возможно при выполнении следующих условий:

— каждое подмножество не должно быть пустым, т.е. в каждом классе должен находиться хотя бы один вектор наблюдений;

— получаемые подмножества не должны пересекаться, т.е. каждый вектор наблюдений может одновременно принадлежать только одному из выделенных классов;

— неоднородно распределение объектов в пространстве признаков, т.е. точки образуют компактные группы. Действительно, в противном случае всякая классификация теряет свой смысл.

При этом задачу классификации можно разделить на ряд последовательных этапов: выбор исходной системы признаков; снижение признакового пространства; выбор меры близости; выбор алгоритма классификации; оценка качества классификации. Общие сведения об указанных этапах КА можно найти, например, в работах [3, 4].

Анализ алгоритмов классификации, имеющихся в современных пакетах прикладных статистических программ (Statistica, SPSS и другие), позволил установить, что совместное использование иерархических и эвристических процедур представляет наиболее рациональный и перспективный подход при решении многих задач гидрометеорологии [5]. При этом из иерархических процедур наибольшего предпочтения заслуживает алгоритм Уорда, минимизирующий сумму квадратов расстояний для двух кластеров, формирование которых происходит на каждом шаге.

Из эвристических алгоритмов, на наш взгляд, наиболее перспективным является итеративный метод k-средних (k-means). Так как он менее известен по сравнению с иерархическими алгоритмами, то кратко изложим его суть [6]. Исходную совокупность из n объектов, каждый их которых характеризуется m признаками, требуется разбить на k кластеров. Прежде всего, исходя из каких-либо априорных соображений, исследователем задаются k точек (объектов) или же они отбираются случайным образом в результате работы программы. Эти точки принимаются за первоначальные «эталоны», т.е. центры кластеров. Каждому их них присваивается порядковый номер, который одновременно является и номером кластера.

На первом шаге из оставшихся n-k объектов извлекается любая точка X_j и на основе известной матрицы расстояний строится вектор расстояний от точки X_j до всех эталонов. Данная точка присоединяется к тому эталону (центру), которому соответствует минимальное расстояние до выбранной точки затем этот эталон заменяется новым, пересчитанным с учетом присоединенной точки, а вес его (число объектов, входящих в данный кластер) увеличивается на едини-

цу. Если встречаются два или более одинаковых минимальных расстояний, то X_j присоединяется к центру с наименьшим порядковым номером. На следующем шаге выбирается новая точка $X_j + 1$ и для нее повторяются аналогичные процедуры. В результате через $n-k$ шагов все точки окажутся разнесенными по кластерам. Однако процесс классификации на этом не заканчивается. Чтобы добиться устойчивости разбиения, все точки $X_1, X_2, \ldots, X_n$ заново присоединяются к выделенным кластерам, причем веса продолжают накапливаться. Новое разбиение сравнивается с предыдущим. При их совпадении работа алгоритма заканчивается, в противном случае она продолжается. Доказано, что такой итеративный процесс не может быть бесконечным и быстро сходится. Заметим, что при случайном отборе кластеров центры их тяжести обычно не совпадают с эталонами.

Районирование на основе методов главных компонент или факторного анализа возможно в том случае, когда удается настолько сильно сжать исходную информацию, что становится возможным ее визуальная классификация. Например, было выполнено районирование по характеру межгодовых колебаний температуры поверхности океана (ТПО) для области Канарского апвеллинга [5]. Для этого использовалась исходная матрица размером 16x52, т.е. ТПО в 16 двухградусных квадратах за период с 1949 по 2000 год. В результате разложения оказалось, что первое собственное число описывает 83,6 % дисперсии, а второе — 8,9 % дисперсии. При этом в распределении первого собственного вектора выявилась высокая однородность в пространстве с малыми изменениями коэффициентов корреляции от точки к точке. В то же время в распределении второго собственного вектора были отмечены два района значимой корреляции: северный район — с положительной корреляцией, южный — с отрицательной корреляцией. Незначимые коэффициенты корреляции сформировали буферную зону, т.е. центральный район. Таким образом, получили однозначное разбиение области Канарского апвеллинга на три района, причем классообразующим признаком оказался второй собственный вектор.

Комбинированный подход заключается в том, что вначале осуществляется сжатие информации, а затем с помощью алгоритмов кластерного анализа выполняется классификация либо в пространстве собственных векторов (факторных нагрузок), либо в пространстве главных компонент (общих факторов) в зависимости от способа построения матрицы исходных данных. Для районирования акватории Белого моря нами были использованы среднегодовые значения уровня в 12 пунктах за 27 лет (с 1959 по 1985 год), любезно предоставлен-

ные Ю.И.Инжебейкиным. Результаты разложения матрицы 12х27 показали нецелесообразность использования методов главных компонент и факторного анализа. Так, если первое собственное число описывает 75 % дисперсии, то все последующие числа по абсолютной величине меньше единицы и очень слабо убывают. Классификация в пространстве только первого собственного вектора неэффективна, а другие собственные вектора недостаточно информативны. Поэтому в данной работе мы ограничились использованием уже указанными выше алгоритмами кластерного анализа.

При использовании иерархической процедуры классификации матрица расстояний рассчитывалась в двух вариантах: по аналогу евклидовой метрики $d = 1 - |r|$, где r — выборочный коэффициент корреляции, и непосредственно по евклидовой метрике

$$D(x_j, x_{j+l}) = \sqrt{\sum_{i+1}^{m} (x_{ij} - x_{ij+l})^2},$$

где j — номер точки, i — номер признака.

В первом случае предварительно рассчитывалась корреляционная матрица размером 12 х 12 для межгодовых значений уровня в 12 пунктах Белого моря, которая затем пересчитывалась в матрицу расстояний на основе метрики d.

На рис. 1 представлена дендрограмма межгодовых колебаний уровня, построенная по метрике d методом Уорда. Нетрудно видеть, что довольно четко произошло разбиение исходной совокупности на компактные группы. Самый большой класс состоит из шести станций (Северодвинск, Мудьюг, Жижгин, Унский Маяк, Сосновец, Чаваньга), во второй класс входят Соловки, Гридино, Разнаволок, Умба, а третий и четвертый классы состоят из одной станции каждый — Кандалакша и Онега. Важно, что при перенесении результатов классификации на карту вследствие территориальной связности классов также получаем четыре района.

Дендрограмма колебаний уровня, построенная на основе классической евклидовой метрики, существенно отличается от рассмотренной выше. Это связано с тем, что в первом случае классификационным признаком служит теснота линейной связи между колебаниями уровня на отдельных станциях, а во втором — по существу — различия в средних годовых значениях уровня между станциями за рассматриваемый период времени. Итак, как видно из рис. 2, вся совокупность данных отчетливо делится на два класса. Один из них — это станции

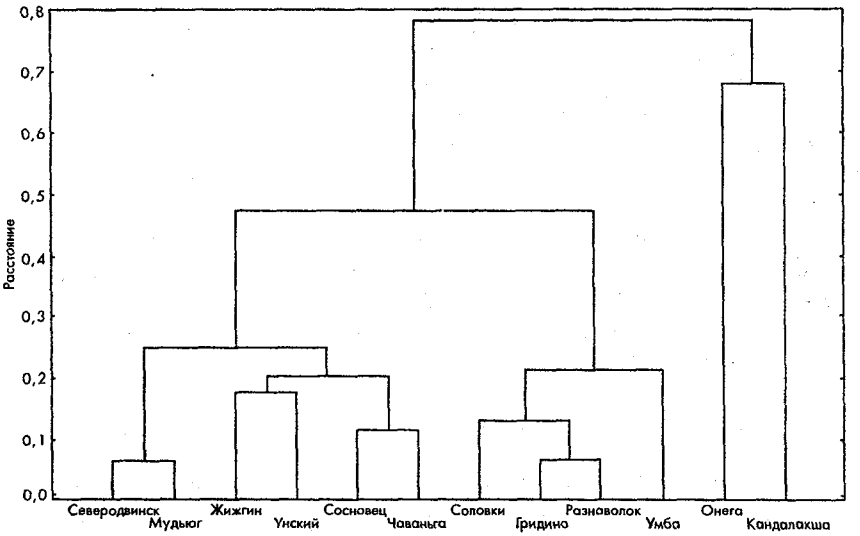


Рис. 1. Дендрограмма классификации межгодовых колебаний уровня на станциях Белого моря, построенная по метрике *d* методом Уорда

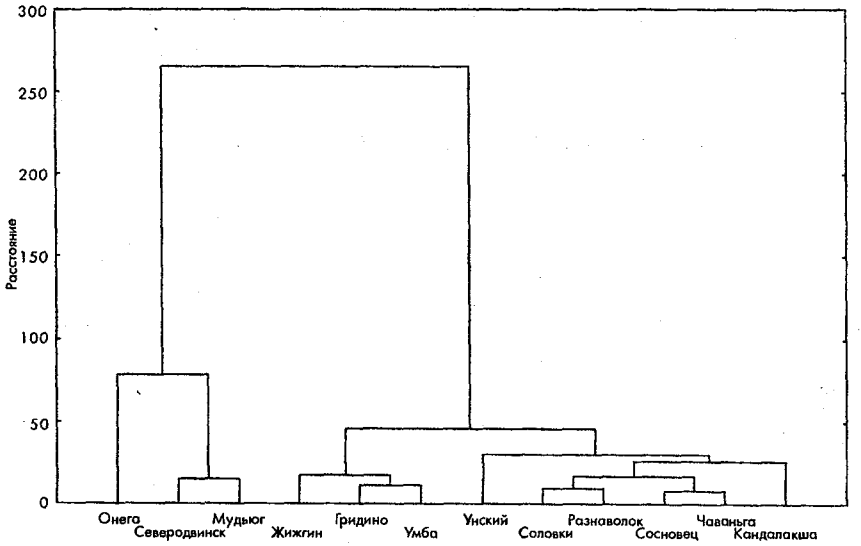


Рис. 2. Дендрограмма классификации межгодовых колебаний уровня на станциях Белого моря, построенная по евклидовой метрике методом Уорда

Онега, Северодвинск и Мудьюг, а другой — все остальные. Впрочем, в первом классе можно отделить Онегу от других станций. Результаты классификции представлены в таблице 1.

После этого осуществлялась классификация колебаний уровня с помощью метода k-средних. Поскольку оптимальное число классов нам заранее неизвестно, то последовательно задавалось несколько вариантов расчета: от двух классов до пяти. При этом в качестве критерия оптимальности классификации для оценки каждого варианта удобно использовать, например, разности (D) или отношения (D') межклассовых расстояний (D_{MK}, D_{BK}). Оптимальный вариант классификации определяется по максимальному значению указанных критериев, т.е при

$$D_{опт} = D_{MK} - D_{BK} \longrightarrow \max \quad \text{или} \quad D'_{опт} = D_{MK} / D_{BK} \longrightarrow \max.$$

Заметим, что в принципе оба критерия равнозначны. Однако в некоторых случаях при решении одной и той же классификационной задачи они могут давать различные результаты. Именно так и оказалось в нашем случае. Максимальное значение $D_{опт}$ было получено для варианта разбиения на три класса, а максимальное значение $D'_{опт}$ — для четырех классов. Распределения станций по классам, полученное методами k-средних и Уорда, приведены в таблице 1.

Таблица 1

Результаты районирования акватории Белого моря по характеру межгодовых колебаний уровня

Пункт	Метод Уорда		Метод k-средних	
	Евклидова метрика	Метрика d	Три класса	Четыре класса
Кандалакша	1	4	2	2
Умба	1	2	2	2
Сосновец	1	1	1	1
Чаванья	1	1	1	1
Унский маяк	1	1	1	1
Жижгин	1	1	2	3
Разнаволок	1	2	2	2
Соловки	1	2	1	2
Гридино	1	2	2	3
Мудьюг	2	1	3	4
Северодвинск	2	1	3	4
Онега	3	3	3	4

Сравнение результатов районирования показывает наличие существенных расхождений между разными вариантами классификации, что свидетельствует о сложном характере формирования межгодовых колебаний уровня. Достаточно очевидным для всех вариантов классификации является лишь отделение Онеги, Северодвинска и Мудьюга от собственно акватории моря. Впрочем, это понятно, поскольку Онежский и Двинский заливы, подверженные большому притоку к ним пресных вод, существенно отличаются по характеру колебаний уровня от остальных районов моря. Для акватории, прилегающей к горлу Белого моря (Сосновец, Чаваньга, Унский маяк и Жижгин), межгодовые колебания уровня практически полностью определяются процессами водообмена с Баренцевым морем, т.е. по сути внешними факторами. Станции, расположенные преимущественно на западном побережье моря, уже в меньшей степени подвержены влиянию колебаний водообмена через горло Белого моря. Колебания уровня здесь зависят также и от местных условий, т.е. от локальных факторов. На наш взгляд, имеет смысл выделить также в отдельный класс и Кандалакшский залив, отличающийся по своему гидрологическому режиму от остальной части моря. В результате получаем разбиение акватории моря на четыре класса и пять районов, схема которого приведена на рис. 3.

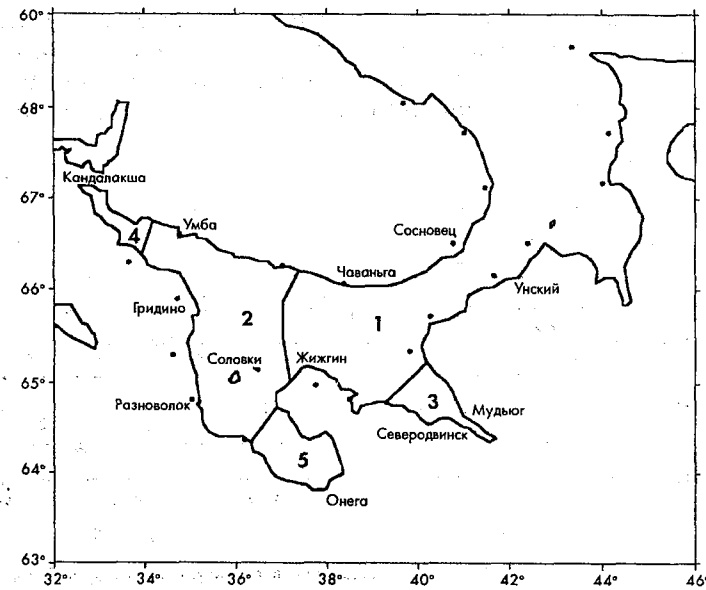


Рис. 3. Схема разбиения Белого моря на районы по однородности межгодовой изменчивости уровня.

2. Разбиение межгодового хода уровня на однородные градации. В общем случае в гидрометеорологии принято делить временной ряд на три градации («ниже нормы», «норма», «выше нормы») или пять градаций, когда дополнительно вводятся градации «значительно ниже нормы» и «значительно выше нормы». При этом чаще всего в качестве критериев служат среднее арифметическое и доли стандартного отклонения. Например, к норме могут быть отнесены значения временного ряда, попадающие в интервал $X \pm \sigma$, а те значения, которые лежат выше или ниже этого интервала, относятся, соответственно, к градациям «выше нормы» и «ниже нормы». Отметим, что в качестве границы между классами используются также значения $0{,}67\sigma$, $0{,}8\sigma$, $1{,}5\sigma$, 2σ и т.п. Естественно, такое разделение на градации во многом является искусственным, поскольку не учитывает особенности внутренней структуры временного ряда. На наш взгляд, наиболее адекватное решение данной задачи может быть получено с помощью алгоритмов кластерного анализа. Действительно, в этом случае значения временного ряда, отнесенные в одну градацию, оказываются наиболее близкими, в то время как различия между разными градациями, напротив, являются максимальными.

Кластерный анализ использовался для классификации межгодовых колебаний уровня Белого моря в выделенных выше пяти районах. С помощью метода Уорда установлено, что для всех этих районов оптимальное число классов равно трем. В качестве примера на рис. 4 представлено разбиение на три градации межгодового хода для среднего уровня в Горле Белого моря. Аналогичным образом может быть рас-

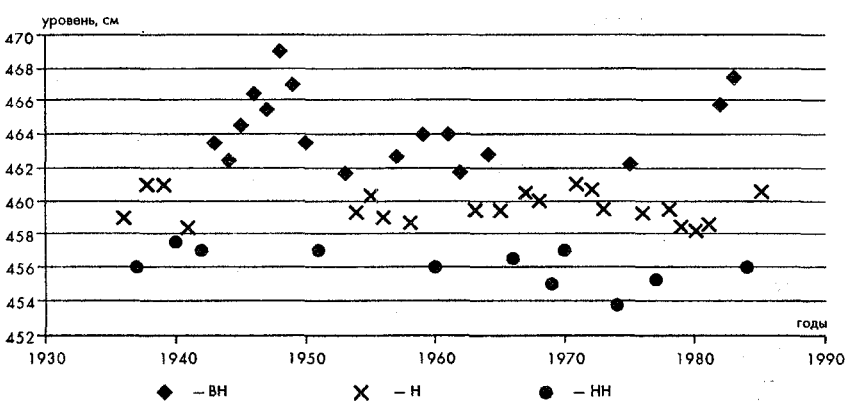


Рис. 4. Классификация межгодовых колебаний уровня для Горла Белого моря.

смотрена классификация для других районов. Статистические характеристики уровня для выделенных градаций приводятся в табл. 2. Для сравнения полученного разбиения с традиционным в табл. 3 приведены основные статистические характеристики уровня для тех же районов.

Таблица 2.

Разбиение среднегодовых значений уровня по градациям для квазиоднородных районов Белого моря

Характеристика уровня	Горло Белого моря			Западная часть моря			Двинский залив			Кандалакша			Онега		
	НН	Н	ВН	НН	Н	ВН	НН	Н	ВН	НН	Н	ВН	НН	Н	ВН
Среднее	456	460	464	457	462	466	466	472	477	454	460	467	481	489	496
Минимум	454	458	462	451	461	464	462	470	475	446	458	465	466	487	494
Максимум	457	461	469	460	464	470	468	474	482	457	463	471	484	492	503
Количество лет	11	22	17	25	18	22	12	23	14	9	21	8	20	11	7

Примечание: ВН — выше нормы, НН — ниже нормы, Н — норма.

Таблица 3

Статистические характеристики уровня, осредненного за разные промежутки времени для квазиоднородных районов Белого моря

Характеристика уровня	Горло Белого моря	Западная часть моря	Двинская губа	Кандалакша	Онега
Период наблюдений	1936—1985	1921—1985	1937—1985	1948—1985	1946—1985
Среднее значение, см	460	461	472	460	486
Стандартное отклонение σ, см	3,5	4,5	4,4	4,9	7,1
$0{,}67\sigma$	2,3	3,0	2,9	3,3	4,7

Распределение значений уровня по градациям для большинства районов явно не симметрично. Это означает, что годовые значения уровня не подчиняются нормальному закону распределения. Однако, средние значения градации «норма», как правило, совпадают со средними арифметическими значениями уровня за период наблюдений, а границы этой градации почти лежат на уровне $X \pm 0{,}67\sigma$. Исключение составляет район Онеги. Для него характерно наличие большого числа значительных отрицательных аномалий, а границы градаций очевидно не отражают средней изменчивости уровня, что позволяет выделить этот район как аномальный для бассейна Белого моря.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 01-05-64941

Литература

1. *Инжебейкин Ю.И.* Колебания уровня Белого моря. Екатеринбург: Уральское отделение РАН, 2003, 154 с.
2. Справочник по гидрометеорологическим условиям шельфовой зоны морей СССР. Т.5. Белое море. Архангельск, 1980, 241 с.
3. *Вайновский П.А. Малинин В.Н.* Методы обработки и анализа океанологической информации. Ч.2. Многомерный анализ. СПб.: Изд. РГМИ, 1992, 96 с.
4. *Николаев Ю.В.* Классификация гидрометеорологических процессов с помощью ЭВМ. Л.: Гидрометеоиздат, 1976, 36 с.
5. *Малинин В.Н.. Чернышков П.П., Гордеева С.М.* Канарский апвеллинг: крупномасштабная изменчивость и прогноз температуры воды. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002, 154 с.
6. Многомерный статистический анализ в экономике / Под ред. В.Н.Томашевича. М.: ЮНИТИ-ДАНА, 1999, 598 с.

ОДНОНАПРАВЛЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ В КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ

Ю.И.Инжебейкин
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск

Оценка значений однонаправленных тенденций в многолетнем ходе уровня моря имеет важное не только научное, но и прикладное значение, поскольку при строительстве прибрежных и морских гидротехнических сооружений необходимо определение значений экстремальных уровней. Однако в многолетнем ходе уровней моря могут иметь место периоды роста и падения. Кроме того, обычно сам линейный тренд в ходе уровня моря мал и вследствие наложения на него осцилляций, обусловленных воздействием гидрометеорологических и приливных факторов, его рассчитанные значения могут содержать существенные погрешности. В работе [1] для уменьшения погрешности при оценке скоростей вертикальных движений берегов в качестве исходных данных использовались сглаженные скользящими средними по пятилетиям значения среднего годового уровня. В работе [2] утверждается, что более эффективным является «двойное» сглаживание скользящими медианами, но не указывается, по каким критериям определялась эффективность.

Для оценки значений тренда нами в качестве исходных данных использовались значения среднегодовых уровней по 15 станциям, расположенным по берегам вокруг Белого моря (рис.1). Анализ показал, что величина достоверности аппроксимации тренда, определяемая по коэффициентам детерминации, для большинства станций оказалась выше при предварительном сглаживании исходных рядов по пятилетиям скользящими медианами, а для некоторых станций — скользящими средними. При анализе также было выявлено, что использование «двойного» сглаживания скользящими медианами по пятилетиям для станций, имеющих длинные ряды наблюдений (более 60 лет), к заметным изменению значений тренда и повышению достоверности не приводит. В то же время при длине рядов, составляющих, в основном, всего 30—40 лет и менее, «двойное» сглаживание скользящими медианами по пятилетиям в силу процедурного сокращения ряда может привести лишь к увеличению ошибки.

Для получения точных значений однонаправленных тенденций в многолетнем ходе уровня какого-либо окраинного моря или моря, связанного с Мировым океаном проливами, обычно необходимо из уров-

ней этого моря исключить тренд уровня Мирового океана. Белое море — внутреннее и связано с Мировым океаном через обширный пролив (Горло) и Баренцево море. На основании данных разных авторов, полученных на различных материках и островах, можно считать установленным, что в настоящее время уровень океана повышается со скоростью примерно 1—2 мм/год. Таким образом, при оценке тренда уровня собственно Белого моря нами выполнено предварительное сглаживание исходных рядов скользящими медианами по пятилетиям, а величина скорости линейного тренда уровня Мирового океана принята равной среднему из крайних значений ее оценок, т.е. +1,5 мм/год.

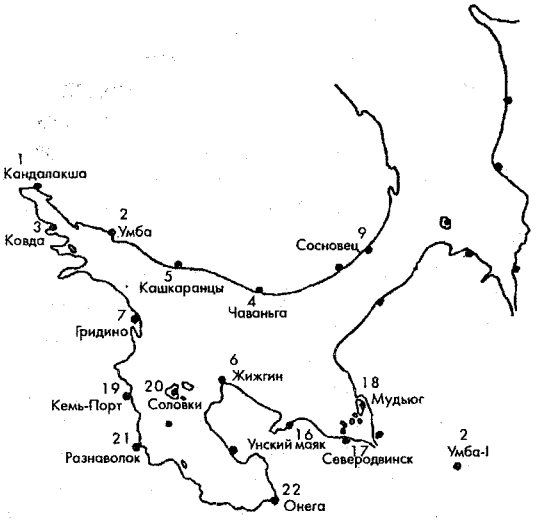


Рис. 1. Расположение гидрометстанций с наблюдениями за уровнем Белого моря

Полученные результаты показали, что тренды уровня в различных пунктах имеют разные знаки и величину: от —3,92 мм/год в Ковде до +1,04 мм/год в пункте Унский маяк (рис.2), а с учетом тренда уровня Мирового океана почти по всем пунктам наблюдается понижение уровня собственно Белого моря (таблица). Значения линейных трендов, приведенные в таблице, показывают, что среднегодовые уровни в пунктах, расположенных по Карельскому, Кандалакшскому и Терскому берегам, понижаются от ст. Гридино до ст. Кашкаранцы со средней скоростью около 2,5 мм/год, а далее, до ст. Сосновец, со средней скоростью 1,5 мм/год (таблица, рис.2). Также со средней скоростью 2,0 мм/год среднегодовые уровни понижаются в пунктах, расположенных по побережью Онеж-

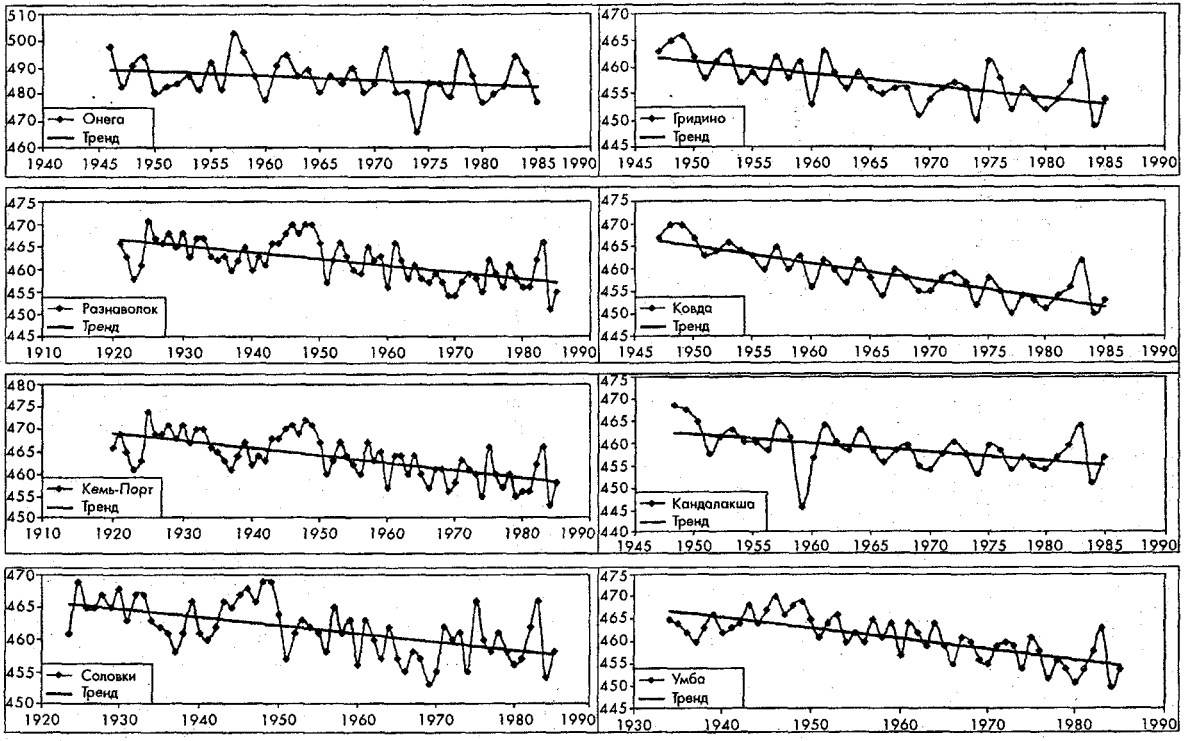
ского залива, включая пункты на островах Соловки и Жижгин. В то же время среднегодовые уровни по берегам всего Двинского залива, если не учитывать линейный тренд уровня Мирового океана, повышаются. Исключение для этого района составляет ход среднегодовых уровней в п. Северодвинск, где данные показывают понижение уровня. Но по этому посту имели место перерывы в наблюдениях и в разное время не совсем корректная привязка нуля поста к Главной высотной основе (ГВО) РФ [2], что могло привести к ошибочным результатам. О том же свидетельствует низкое значение коэффициента детерминации для этого пункта. Наибольший по абсолютной величине тренд уровня отмечается в районе Карельского берега (около — 4 мм/год, а с учетом повышения уровня Мирового океана почти —5,0 мм/год).

Полученные значения по некоторым пунктам отличаются от результатов, рассчитанных в [2], что объясняется увеличением длины ряда наблюдений и тем, что при расчетах трендов в указанной работе ряды среднемноголетних наблюдений по отдельным пунктам не были проверены на однородность. Рассмотрим возможный вклад тех или иных факторов в вековые колебания уровня моря.

Таблица

Линейный тренд уровня в пунктах Белого моря и вклад в него различных составляющих (мм/год)

Пункты	Период наблюдений	Скорость тренда наблюденного уровня моря	Коэффициент детерминации	Тренд уровня Мирового океана	Речной сток	Осадки — испарение	Скорость вертикальных движений берегов
Кандалакша	1948—1985	−2,12	0,759	+1,5	0,0	±0,05	+3,62±0,05
Умба	1934—1985	−2,46	0,793	+1,5	0,0	±0,05	+3,96±0,05
Кашкаранцы	1954—1985	−2,72	0,709	+1,5	−0,5	±0,05	+3,72±0,05
Чаваньга	1952—1985	−1,22	0,528	+1,5	−0,5	±0,05	+2,22±0,05
Сосновец	1936—1985	−1,51	0,429	+1,5	−0,5	±0,05	+2,51±0,05
Мудьюг	1937—1985	+0,56	0,026	+1,5	−1,1	±0,05	−0,16±0,05
Северодвинск	1939—1985	−0,62	0,195	+1,5	−1,1	±0,05	+1,12±0,05
Унский маяк	1959—1985	+1,04	0,170	+1,5	−1,0	±0,05	−0,54±0,05
Жижгин	1939—1985	−1,89	0,534	+1,5	−0,5	±0,05	+2,89±0,05
Онега	1946—1985	−1,64	0,320	+1,5	+2,3	±0,05	+5,54±0,05
Разнаволок	1921—1985	−1,60	0,635	+1,5	+1,0	±0,05	+4,10±0,05
Кемь Порт	1920—1985	−1,82	0,723	+1,5	0,0	±0,05	+3,32±0,05
Соловки	1924—1985	−1,40	0,587	+1,5	0,0	±0,05	+2,90±0,05
Гридино	1947—1985	−2,25	0,824	+1,5	0,0	±0,05	+3,75±0,05
Ковда	1947—1985	−3,92	0,923	+1,5	0,0	±0,05	+5,42±0,05


Онега
Тренд
Гридино
Тренд
Разнаволок
Тренд
Ковда
Тренд
Кемь-Порт
Тренд
Кандалакша
Тренд
Соловки
Тренд
Умба
Тренд

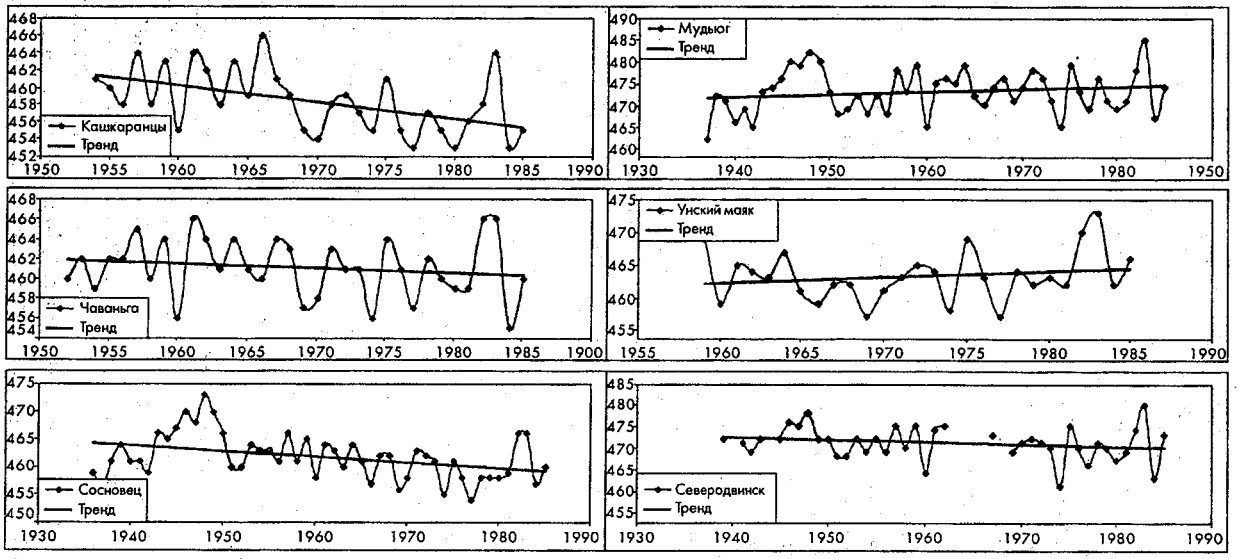


Рис. 2. Многолетний ход среднегодовых значений и линейный тренд уровня в различных пунктах Белого моря. Уровни даны в см над Единым «нулем» постов моря, составляющим -500,0 см от «нуля» Кронштадского футштока.

На тренд могут влиять эвстатические колебания (многолетние вариации уровня моря в результате изменения общего объема его воды). Одна из главных их причин — таяние покровных ледников на материках, и эти вариации происходят, в основном, согласованно для всех районов Мирового океана. Однако для отдельных его частей величины этих изменений могут отличаться, и в наибольшей степени это относится к внутренним морям [4, 5]. Кроме того, эвстатические колебания уровня Мирового океана изменяются со временем в зависимости от климатических условий [5, 6, 7]. Последнее обстоятельство (поскольку эвстатические вариации уровня моря различными авторами определялись за разные периоды), а также разнообразие использованных данных и методов расчета, по-видимому, являются причиной расхождения оценки эвстатических колебаний, приводимых в различных исследованиях. Отмеченные трудности по выявлению эвстатических вариаций не позволяют пока однозначно определить их вклад в тренды уровня отдельных морей. Однако можно считать, что их вклад в общий линейный тренд уровня Мирового океана был нами выше уже учтен.

На вековые колебания уровня моря могут влиять однонаправленные тенденции вариаций приземного атмосферного давления. Для периода уровенных наблюдений линейные тренды атмосферного давления на береговых и островных станциях изменяются от $-14{,}2 \times 10^{-2} \pm 3{,}3 \times 10^{-2}$ гП/год до $+1{,}6 \times 10^{-2} \pm 1{,}5 \times 10^{-2}$ гП/год. В соответствии с «законом обратного барометра» подобное изменение приземного атмосферного давления должно было бы приводить к повышению уровня моря со скоростью от $-0{,}02 \pm 0{,}02$ мм/год до $+0{,}14 \pm 0{,}03$ мм/год. Однако следует иметь ввиду, что вследствие малой сжимаемости морской воды полученное изменение уровня моря под статическим воздействием атмосферного давления будет иметь место только при соответствующих вариациях разности давления над районом, в котором расположен исследуемый пункт, и над прилегающими областями. Выявление таких районов проблематично, и до настоящего времени этот вопрос не решен [7].

В линейный тренд уровня моря, в особенности в районах впадения крупных рек, могут внести заметный вклад изменения речного стока. Для расчетов тренда годового стока крупных рек, впадающих в Белое море, использованы ряды средних годовых величин расходов воды на замыкающих гидростворах рек: Сев. Двины за период с 1882 по 1995 год по гидроствору Усть-Пинега; Мезени за период с 1942 по 1994 год (на основе суммирования стока по гидростворам Малонисо-

горская и Игумново); Онеги за период с 1943 по 1994 год по гидрострору Порог. На эти три реки приходится почти 70% речного стока в Белое море. За весь период наблюдений обнаружен отрицательный тренд в рядах годового стока Северной Двины (–0,082 км³/год) и Мезени (—0,049 км³/год) и положительный для Онеги (+0,035 км³/год). Вклад суммарного тренда стока этих трех крупных рек в однонаправленные тенденции уровня всего моря должен составить –1,05 мм/год. Но этот вклад по акватории моря не одинаков. Действительно, в работе [8] показано, что речной сток приводит к превышению среднего уровня в вершинах Двинского, Онежского и Мезенского заливов над уровнем остальной части заливов и всего моря. Согласно [2] доля речного стока в дисперсии межгодовых колебаний уровня моря повышается от 4% в Воронке и Горле до 9% в Онежском заливе. Считая, что примерно такое же соотношение сохраняется и в распределении по акватории моря вклада линейного тренда стока и с учетом того, что 55—60% стока рек приходится на период весеннего половодья, получим, что суммарный тренд стока трех крупных рек может привести к понижению среднегодового уровня моря со скоростью от –1,1 мм в вершинах Двинского и Мезенского заливов и до –0,5 мм/год на остальной части акватории моря. Исключение составляют Онежский и Кандалакшский заливы. В вершине Онежского залива повышение стока реки Онега должно привести к росту уровня со скоростью +2,3 мм/год, убывая мористее по мере удаления от вершины залива. Через Кольское и Карельское побережье Белого моря согласно [9] поступает 58 км³/год речного стока, что составляет 25% всего стока в море и сказывается в колебаниях уровня моря в узком Кандалакшском заливе. Значения среднегодового стока двух крупных рек, имеющих водосборные площади на Кольском полуострове, по оценке, выполненной в работе [10], так же, как сток реки Онега, имеют положительный тренд. Поэтому будем считать, что в узком, относительно изолированном Кандалакшском заливе вклады от повышения стока рек Кольского полуострова и понижения стока, главным образом, Северной Двины взаимно компенсируются.

Согласно [2] объем атмосферных осадков на поверхность Белого моря равен 47 км³/год. Из этого объема твердые осадки составляют в среднем 36%, из которых 10% (1,7 км³/год) выносятся льдами в Баренцево море при ледообмене с последним [2] и, таким образом, не участвуют в изменениях уровня Белого моря. В этой же работе [2] отмечен отрицательный тренд в рядах осадков, но их значения не приведены. Объем испарения с поверхности Белого моря по данным, полученным

В.Л.Цуриковым и приведенным в [2], составляет 23 км^3/год. В связи с отсутствием длительных рядов наблюдений над испарением, оценка однонаправленных тенденций в их ходе отсутствует. Но для изменений уровня моря важны не столько абсолютные значения осадков и испарения, сколько их разность, которая составляет около 24 км^3/год. С учетом выноса части твердых осадков со льдами в Баренцево море алгебраическая сумма объема осадков и испарения, участвующих в изменении уровня Белого моря, составляет около 22 км^3/год. Этот объем более чем в 10 раз меньше объема речного стока в Белое море, следовательно, абсолютные значения его однонаправленных тенденций находятся примерно в такой же пропорции к таковым речного стока. Действительно, объем стока рек напрямую зависит от осадков, и колебания режима увлажненности Белого моря находятся приблизительно в пределах вариаций режима увлажненности окружающих его со всех сторон площадей водосборов рек, которые впадают в Белое море и находятся в разных климатических зонах. Тогда абсолютное значение вклада линейной тенденции алгебраической суммы осадков и испарения с поверхности моря в тренд уровня моря не превышает ±0,05 мм/год.

Вековые изменения плотности воды также вносят определенный вклад в тренд уровня моря. Однако в работе [11] было выявлено, что линейный тренд температуры и солености в Белом море по данным большинства гидрометеостанций с вероятностью 95% не значим. Отсюда можно сделать вывод о незначимости вековых изменений плотности воды и их вклада в однонаправленные линейные изменения уровня Белого моря.

В тренд уровня могут внести определенный вклад долгопериодные приливные вариации уровня моря, из которых оценен лунный деклинационный прилив с периодом 18,6 года и величиной 17,1 мм [2, 12]. Вклад его может быть максимальным при длине рядов, близкой к девяти годам, и будет исключаться при длине рядов, кратной периоду данного прилива. Длина большинства исследуемых рядов составляет 30—40 лет (полтора—два периода), т.е. вклад лунного деклинационного прилива в линейных трендах уровня моря незначителен.

Различия в значениях и даже в знаках приведенных характеристик трендов (таблица) при относительно небольших линейных размерах Белого моря и, следовательно, незначительно отличающихся климатических условиях, свидетельствуют о доминирующей роли современных тектонических движений его берегов. Указанные движения довольно однородны как в районах подъема (Карельский и Терс-

кий брег поднимаются с почти одинаковой скоростью около 2,5 мм/год), так и в районах опускания (Зимний и Летний берег опускаются с различными, но также близкими скоростями). Об этом свидетельствуют высокие значения коэффициентов детерминации для Карельского и Терского берегов, которые изменяются от 0,43 до 0,90. Для пунктов, расположенных по побережью Двинского и в вершине Онежского заливов, вклад дисперсии линейного тренда в общую дисперсию исходных рядов среднегодовых уровней незначителен, составляя 2—4 % для первого и 8 % для второго районов, а после сглаживания исходных рядов скользящими медианами — соответственно 10—15 и 30%.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 01-05-64941

Литература

1. *Победоносцев С.В., Зотин М.И.* Средний уровень моря и современные вертикальные движения земной коры // Известия ВГО. Вопросы изучения, охраны и использования водных ресурсов. М., 1972.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, Т. II. Белое море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л: Гидрометиздат, 1991. 240 с.
3. *Есин Н.В.* К проблеме корреляции уровней Черного и Средиземного морей в плейстоцене // Водные ресурсы. 1987. № 2. С. 70—76
4. *Дуванин А.И., Калинин Г.П., Клиге Р.К.* О многолетних колебаниях уровней океанов, некоторых морей и озер // Вестник МГУ, География. 1975. Сер. V. № 6. С. 3—15.
5. *Калинин Г.П., Клиге Р.К.* К вопросу о вековых колебаниях уровня Мирового океана. В кн.: Формирование ресурсов вод суши.
6. *Lisitsin E.* Sea level changes. Amsterdam, 1974, 286 p.
7. *Vanicek P.* To the problem of noise reduction in sea-level records used in vertical crustual movement direction. Phys. Eath and Plan Int. 1978. № 17. P. 265—280.
8. *Инжебейкин Ю.И., Лупачев Ю.В.* О взаимодействии реки и моря в устьевых экосистемах Европейского Севера России //Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Екатеринбург, 2001. С. 259—298.
9. *Елшин Ю.А.* Приток речных вод в Баренцево и Белое моря и его колебания внутри года и в многолетнем разрезе //Водные ресурсы. 1979. №2. С. 65—69.
10. *Ivanov V.V.* Effects of global changes on the hydrological regime, surface water (freshwater) and estuarian ecology of the Barents sea // Global changes and the Barents sea region. Institute for Geophysics, University of Münster, Germany, 1999. P. 63—90.
11. *Полупанов В.Н.* Восстановление неоднородных гидрологических полей Белого моря. // Рукопись дис. на соискание ученой степени к.г.н. (Л., 1984. Архив Северного УГМС. 309 с.
12. *Инжебейкин Ю.И.* Формирование экстремальных уровней в Белом море. Рукопись диссертации на соискание ученой степени к.г.н., М., 1988. архив ГОИНа. 201 с.

ЧИСЛЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙШЕВЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ

Ю.И.Инжебейкин
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск

Работ, посвященных исследованию собственных колебаний уровня Белого моря немного, и до настоящего времени характеристики сейшевых колебаний оставались неизвестными. Это обусловлено, с одной стороны, близостью периодов приливных и сейшевых колебаний в Белом море, а с другой — сложностью его берегов и рельефа дна. Действительно, в изучении сейшевых колебаний уровня в естественных бассейнах можно выделить два направления: первое — спектральный анализ временных рядов данных наблюдений над уровнями; второе — расчет параметров указанных колебаний на основе либо аналитических зависимостей (для бассейнов с простыми морфометрическими характеристиками), либо численного моделирования. Наблюдаемые в Белом море сильные приливные движения вод с достаточно значительным количеством дополнительных обертонов, частоты которых близки к частотам сейшевых осцилляций, затрудняют выделение последних из спектра суммарных колебаний уровня. С другой стороны сложность береговой черты и рельефа дна делает невозможным применение для расчетов простых формул или аналитических методов решения уравнений, описывающих сейшевые колебания. Для сложных бассейнов произвольной формы на вращающейся Земле основные методы расчета собственных колебаний были разработаны Платцманом [1], а также Рао и Швабом [2]. Метод Платцмана основан на «резонансной итерации», а в методе Рао и Шваба численным способом путем подбора находятся две системы ортогональных функций. Оба метода сравнительно трудоемки. Имеется также работа Вюббера и Краусса [3], в которой собственные колебания в бассейне рассчитаны на основе численного решения уравнений мелкой воды с последующим спектральным анализом результатов счета. Гринберг [4] для вычисления собственного периода системы Фанди-Мэн использовал другой метод. Он исходил из того, что поток энергии W, переносимаой через открытую границу полузамкнутого бассейна, будет максимальным, когда периоды волны и собственных колебаний совпадут. Выполненные расчеты показали правдоподобные результаты, хотя точность определения резонансной частоты при этом

довольно низка, поскольку вблизи резонанса чувствительность величины W к изменению частоты в данном случае (при наличии значительных потерь на диссипацию и излучение) незначительна.

Сейши в Белом море могут быть вызваны резкими изменениями полей ветра или атмосферного давления при быстро перемещающихся циклонах и антициклонах, а также волнами штормового нагона, входящими из Баренцева в Белое море. Морфометрические особенности моря влияют на характеристики сейшевых колебаний, при этом последние могут иметь заметную амплитуду, если период собственных колебаний Белого моря, отдельных заливов или их систем совпадают с периодом вынуждающей силы.

При модельных исследованиях сейшевых колебаний традиционно используют линеаризированные уравнения движения и уравнение неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv + g\frac{\partial \zeta}{\partial x} = 0 \qquad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu + g\frac{\partial \zeta}{\partial y} = 0 \qquad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(H+\zeta)u + \frac{\partial}{\partial y}(H+\zeta)v = 0 \qquad (3)$$

где: u и v (составляющие средних по глубине скоростей течений по осям X и Y; H — глубина при невозмущенном уровне; ζ — отклонение уровня от невозмущенного состояния; $f = 2\omega\sin\varphi$ — параметр Кориолиса.

Вывод уравнений (1) — (3) основан на применении приближения f-плоскости теории длинных волн к уравнениям движения (в пренебрежении эффектами нелинейности и трения)и неразрывности для однородной несжимаемой жидкости. Из допущения о преобладании горизонтального масштаба исследуемых движений над вертикальным (т.е. о малости вертикальных скоростей по сравнению с горизонтальными) следует гидростатический закон для давления:

$$P = P_a + \rho g(\zeta - z), \qquad (4)$$

где P — давление на глубине z. В принципе, эффекты трения могут быть впоследствии рассчитаны по данным об уровне моря и о течениях.

Для оценки реакции вод Белого моря на вынуждающие силы определенной частоты мы выполнили серию расчетов, используя ранее разработанную нами модель [5] и задавая на открытой границе (по разрезу Канин Нос — Св. Нос) нагоны в виде волн Кельвина:

$$\zeta_n(t) = \zeta_{cn}(t) \exp\left[-\frac{fy}{(gH)^{1/2}}\right], \quad (5)$$

с периодом волн от трех до 48 часов с шагом 0,1 часа. В выражении (5) $\zeta_{cn}(t)$ — нагонная составляющая уровней в п.Святой Нос, принятая нами при расчетах равной 1 м (обычной величине входящих из Баренцева моря нагонных волн); y — расстояние по нормали к линии берега от п.Святой Нос до той или иной точки на открытой границе. Для оценки реакции вод моря на вынуждающие колебания и выделения резонансных частот рассчитывалась и сравнивалась осредненная по времени суммарная энергия осцилляций. Очевидно, что она будет максимальной при совпадении периодов собственных и вынуждающих колебаний. При этом кинетическая составляющая суммарной энергии рассчитывалась на основании зависимости

$$E = \frac{\rho}{2T}\int_T\int_S (h+\zeta)(u^2+v^2)dsdt, \quad (6)$$

а потенциальная — по выражению

$$П = \frac{\rho g}{2T}\int_T\int_S \zeta^2 dsdt, \quad (7)$$

где ρ — плотность морской воды, T — период, S — площадь.

Параметр Кориолиса f в модели принят постоянным для всего моря, что вполне оправдано. Действительно, согласно [6] уравнения для f-плоскости, в которых пренебрегается изменениями с широтой локальной вертикальной компоненты угловой скорости вращения Земли, применимы, если выполняется условие

$$\frac{L\cos\varphi_0}{R} << 1 \quad (8)$$

где R — радиус Земли, L — масштаб бассейна.

Для исследуемых движений в Белом море при максимальной протяженности от Канина Носа до Поньгомы (Онежский залив), равной 580 км, и при средней широте $\varphi_0 = 66{,}5^\circ$ это соотношение составляет около 4×10^{-2}, что намного меньше единицы. Таким образом, в модели принято $f = 1{,}335 \times 10^{-4}$ с$^{-1}$. Ускорение свободного падения также принималось постоянным и равным $g = 9{,}82$ м/с^2. Аналогично, плотность морской воды полагалась постоянной и равной 1000 кг/м^3.

Результаты расчета суммарной энергии колебаний при различных значениях их периода приведены на рис. 1а, на которой по оси абсцисс

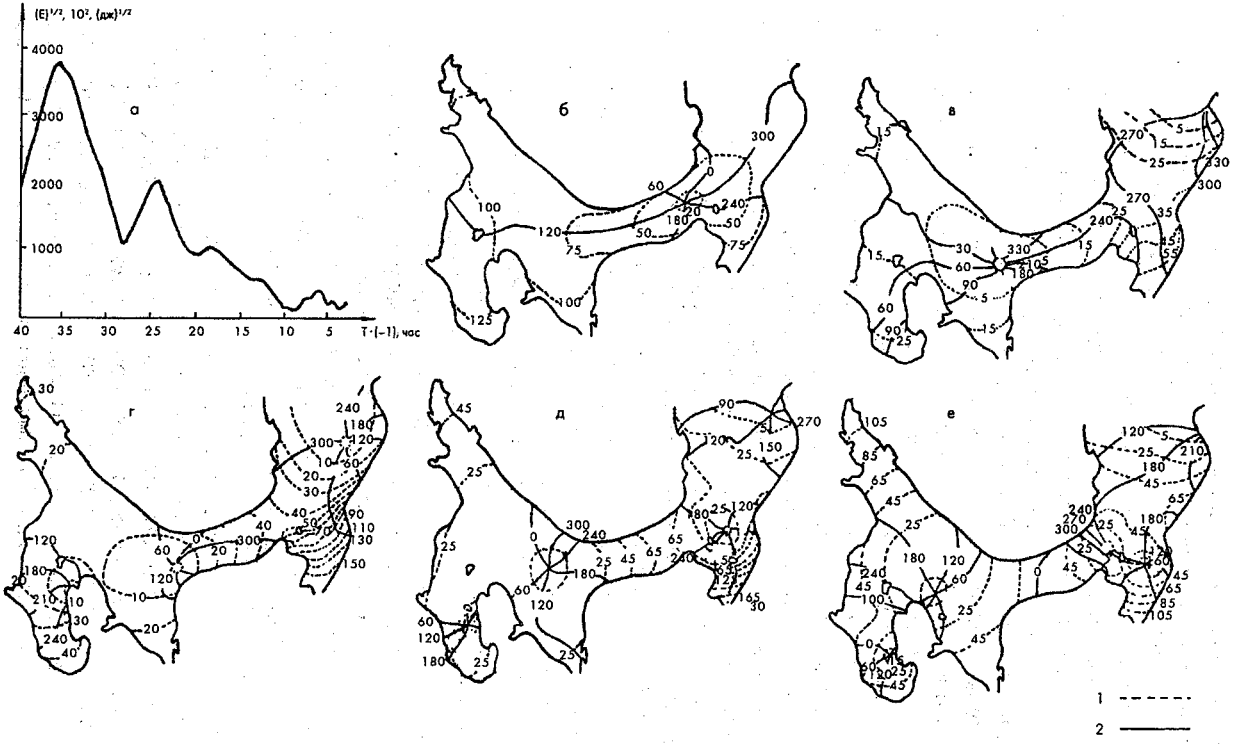


Рис. 1. Изменение суммарной энергии в зависимости от частоты (периода) вынуждающего воздействия (а) и распределение изоамплитуд (1, в см) и изофаз (2, в град.) осцилляций на резонансных частотах, соответствующих 1- (б), 2- (в), 3- (г), 4- (д) и 5-узловой (е) сейше.

отложены периоды осцилляций, а по оси ординат для удобства демонстрации — квадратный корень из значений суммарной энергии. Расчеты показали, что периоды осцилляций находятся в пределах 35,7 ч. для первой моды и 6,0 ч для пятой моды. Периоды 2-, 3- и 4-узловых колебаний составляют соответственно 18,5; 12,5 и 7,5 ч. Наблюдаемый на рис. 1а пик суммарной энергии на частоте, соответствующей периоду 24,5 ч, образован одноузловой сейшой системы Кандалакшский залив — Горло — Мезенский залив.

Амфидромическая точка первой моды колебаний на резонансной частоте, соответствующей одноузловой сейше, расположена на северо-восточной части Горла к юго-западу от середины линии, соединяющей м.Воронов и м.Данилов. Амфидромическая система образует циклонический круговорот (рис. 1 б). При заданной интенсивности внешнего воздействия наибольшие величины колебаний уровня, которые может формировать одноузловая сейша, составляют в вершине Онежского залива до 1,25 м, в вершинах Кандалакшского и Двинского заливов до 1 м, и в вершине Мезенского залива — до 0,75 м

На приведенном спектре колебаний уровня по п.Онега за период с января по апрель 1966 года (рис. 2), пик на частоте, соответствующей периоду 35,7 ч, не просматривается. Это могло быть обусловлено и характером синоптических процессов в этот период, не приводившим к осцилляциям такой частоты, и наличием ледяного покрова, искажающим колебания уровня моря.

Вторая мода резонансных колебаний, соответствующих двухузловой сейше, имеет период 18,5 ч. При этом одна амфидромическая точка расположена в восточной части Бассейна вблизи границы между Горлом и Бассейном (рис. 1в). Вторая амфидромия, представляющая собой вырожденную амфидромичекую систему, расположена в северо-восточной части Воронки, южнее м.Канин Нос. Обе амфидромические системы имеют циклонический характер. Наибольшие величины колебаний при двух-узловой сейше образуются в Мезенском заливе и могут достичь 55 см, в Воронке и Онежском заливе — до 25 см, а в Кандалакшском и Двинском — до 15 см.

Третья мода осцилляций на «сейшевой» частоте с периодом 12,5 ч образует три амфидромические системы с центрами: в восточной части Воронки, в крайней юго-западной части Горла ближе к м.Зимнегорский, а также вырожденную амфидромическую систему в районе м. Летний Орлов в северо-восточной части Онежского залива (рис. 1г). Максимальных величин сейшевые вариации при этой моде могут достичь в Мезенском заливе (до 150 см) далее в Воронке, Горле и Онежс-

ком заливе (до 40 см), а в Кандалакшском и Двинском заливах соответственно до 30 и 40 см. Все три амфидромические системы имеют циклонический характер.

Все четыре амфидромические системы колебаний на резонансной частоте, соответствующей 4-узловой сейше с периодом 7,5 ч, имеют циклонический характер, и центры их расположены: юго-западнее полуострова Канин; на границе между Воронкой и Мезенским заливом на линии, соединяющей м.Конушин и о.Моржовец, ближе к последнему; в центральной части Бассейна; а также в центральной (относительно тальвега) части Онежского залива, но ближе к Лямицкому берегу (рис. 1д). Следует заметить, что на небольшой акватории — вершине Мезенского залива — четвертая мода может вызвать колебания более 160 см, что является абсолютным максимумом из всех величин, полученных для осцилляций от первой до пятой моды во всех районах Белого моря. В то же время величины вариаций уровня при четвертой моде в остальных районах моря относительно невелики и могут достигать в Горле 65 см, в вершине Кандалакшского залива 45 см, в Воронке и вершинах Двинского и Онежского заливов 25 см, а в Бассейне 10 см (рис. 1д).

Период колебаний, соответствующих 5-узловой сейше, составляет 6,0 ч. Амфидромии, имеющие циклонический характер, расположены: в северной части Мезенского залива; перед входом в Горло на линии м.Данилов — о.Моржовец; в южной части Бассейна, (северо-восточнее от о.Жижгин); в южной части Онежского залива (вблизи Лямицкого берега), а также в северо-восточной части Воронки (вырожденная амфидромическая система). Величины колебаний уровня при пяти-узловой сейше могут достигать в Кандалакшском и Мезенском заливах 105 см, в Бассейне 25 см, а в остальных районах до 45 см.

Таким образом, в результате выполненных исследований оценены величины колебаний уровня моря, соответствующие сейшевым вариациям, и получены характеристики их пространственного распределения. Показано, что сейши могут внести существенный вклад в изменчивость уровня и течений Белого моря, а следовательно, оказать влияние и на другие абиотические компоненты экосистемы моря (например, на соленость, температуру, концентрацию гидрохимических элементов).

Следует отметить, что в спектре наблюденных за период с января по май 1966 года колебаний уровня не удалось обнаружить полученную в данной работе первую моду колебаний, соответствующую основной одноузловой сейше, имеющей период 35,7 ч. Четыре более

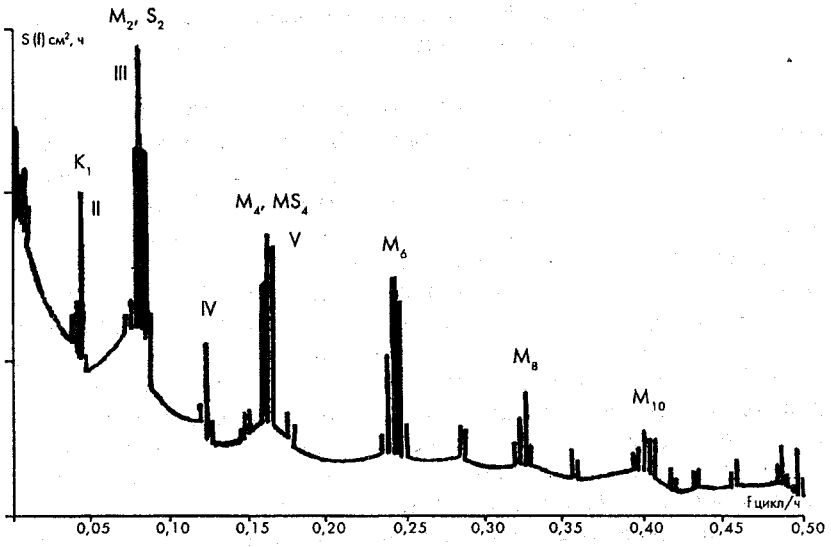


Рис.2. Спектр колебаний уровня Белого моря по наблюдениям в п. Онега за период с января по апрель 1966 года. Римскими цифрами обозначены пики, соответствующие модам сейшевых осцилляций, буквами с индексами — волнам прилива.

высокие моды осцилляций, имеющие периоды соответственно 18,5; 12,5; 7,5 и 6 ч, обнаруживаются в спектрах флуктуаций уровней на отдельных гидрометстанциях Белого моря (рис.2), но их идентификация затруднена ввиду близости некоторых из их частот к частотам наблюдаемых в море приливов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 01-05-64941

Литература

1. *Platzman G.T.* Two-dimensional free oscillation in natural basin // J. Phys. Oceanogr. 1972. Vol. 2. P. 117—138.
2. *Shwab D.J., Rao D.B.* Two-dimensional normal modes in arbitrary enclosed basins on rotating eartha: application to lakes Ontario and Superior // Phil. Trans. Roy. Soc. 1976. Vol. 281A. P. 63—98.
3. *Wubber C., Krauss W.* The two-dimensional seishes of the Baltic Sea // Oceanol. Acta. 1979. Vol. 2, N 4. P. 748—755.
4. *Greenberg D. A.* A numerical model investigation of tidal phenomena in the Bay of Fundy and Gulf of Maine // Mar. Geod. 1979. Vol. 2, N 2. P. 161—187.
5. *Инжебейкин Ю.И.* Численное моделирование штормовых нагонов в Белом море // Сб. трудов Арх. Гидрометцентра, В. 1. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 76—98.
6. *Ле Блон П., Майсек Л.* Волны в океане. Т. I М.: Мир, 1981, 480 с.

ОСОБЕННОСТИ ДЛИННОПЕРИОДНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ

Ю.И.Инжебейкин
Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск

Сезонные и многолетние колебания уровня Белого моря обусловлены, главным образом, интенсивностью и направлением атмосферных переносов над морем, водообменом между Белым и Баренцевым морями, изменением плотности воды, а также астрономическими и геофизическими факторами. В исследованиях, выполненных Е.И.Безнаевым, О.А.Гуловым и А.П.Турышевой в конце 1960-х годов (неопубликованные материалы) было установлено, что влияние атмосферного давления на межгодовые колебания уровня значимо, при этом доминирует статическая составляющая. Влияние же ветра, определяемого по разности атмосферного давления в различных пунктах, несущественно. Воздействие материкового стока ограничивается устьями крупных рек и вдали от них незначительно. Эти же выводы подтверждены позже в работе [1]. Влияние плотности воды на длиннопериодные вариации уровня рассматривались в [1, 2]. В работе [2] авторы приходят к выводу о высокой значимости вклада изменений плотности воды в сезонные колебания уровня, но не могут объяснить фазовый сдвиг в 1,4 месяца в годовом ходе условной плотности и уровня моря. В работе [1] выполнен анализ влияние различных факторов на сезонные колебания уровня моря на двух станциях (Кемь-Порт и Сосновец), находящихся, соответственно, в западной и северо-восточной частях моря. При этом показано, что стерическая составляющая в общей дисперсии сезонных осцилляций уровня не превышает 12% и основным фактором изменчивости этого масштаба на обеих станциях является атмосферное давление. Вторым по значимости фактором согласно [1] является атмосферный перенос, причем для станции Кемь-Порт значимой является его составляющая, направленая с юго-запада на сѐверо-восток, а для станции Сосновец — составляющая, направленная с юго-востока на северо-запад.

В основу настоящей работы положен анализ данных многолетних наблюдений над вариациями уровня в виде его среднемесячных и среднегодовых значений в 17 пунктах Белого моря (фактически использованы данные в 14 пунктах, приведенные ниже в таблице, поскольку в некоторых пунктах наблюдения над уровнем велись только в летнее

время). Эти материалы весьма неоднородны как по продолжительности, так и по качеству. Выявлено, что данные наблюдений некоторых уровенных постов имеют «скачки» и выбросы, которые не связаны с действительными колебаниями уровня моря. Поэтому при анализе наряду с классическими использовались робастные методы оценивания статистических характеристик случайных величин [3, 4]. При наличии непродолжительных пропусков наблюдений над уровнем моря в отдельных пунктах, отсутствующие данные были восстановлены по методу наименьших квадратов, используя данные наблюдений над уровнем на ближайших уровенных постах.

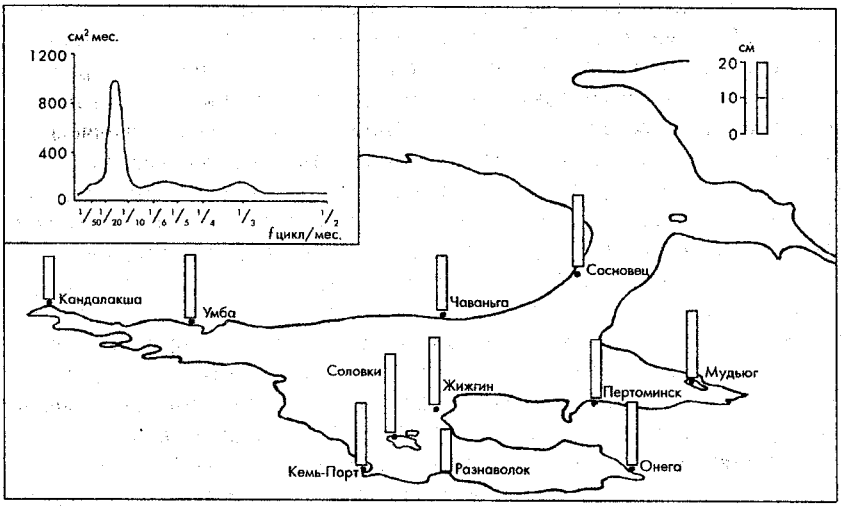


Рис. 1. Средняя многолетняя величина сезонного колебания уровня в различных пунктах Белого моря. На врезке приведен спектр колебаний уровня [2]

Анализ данных показал, что сезонные изменения уровня моря характеризуются, в целом, наличием основного максимума в октябре и основного минимума в феврале. Вторичные локальные экстремумы на кривых годового хода уровня на большей части моря выражены слабо (за исключением минимума в апреле). Величина сезонных колебаний уровня по акватории моря меняется заметно (рис. 1), причем характер годового хода уровня в отдельных районах моря имеет свои особенности. По осредненным многолетним данным можно выделить три типа с различным видом годового хода уровня (рис. 2—4):

Первый тип имеет максимум в октябре и минимум, в основном, в феврале (рис. 2). Подобный годовой ход уровней имеют почти все уровенные посты Бассейна и Кандалакшского залива. Величина сезонного колебания составляет 15—19 см;

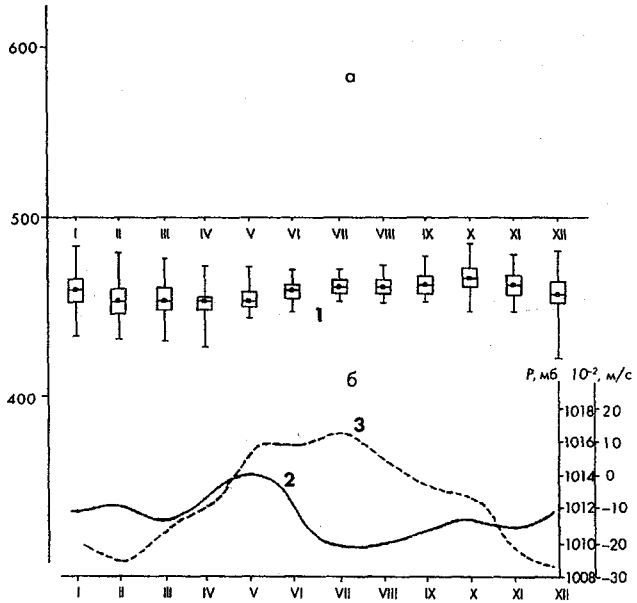


Рис. 2. Годовой ход уровня, выносного ветра и атмосферного давления:
1 — квантильные диаграммы среднемесячных уровней в п.Умба;
2 — атмосферное давление в п.Онега;
3 — проекция вектора скорости ветра в п.Унский маяк на выносное (с юго-запада на северо-восток) направление.

Второй тип кроме основных годовых экстремумов (максимума в октябре и минимума в феврале) имеет еще два хорошо выраженных максимума в июне—июле и марте и два минимума в апреле и в августе (рис. 3). Значение вторичного минимума в апреле близко, а в некоторых пунктах и ниже основного годового минимума; величина годового колебания составляет 17—21 см. К этому типу можно отнести графики годовых колебаний уровней в Горле, Двинском и Онежском заливах;

Третий тип имеет два пика —в мае и октябре— и два минимума — в августе и марте (рис. 4). Такой ход среднемесячных уровней имеет место в устьевых областях рек Онеги и Сев. Двины (а также, по-видимому, и в устьях других крупных рек), где могут наблюдаться максимальные в Белом море величины годовых колебаний среднемесячных уровней. Так в п. Архангельск (устье Сев. Двины) величина среднего за многолетний период годового колебания уровня превышает 80 см.

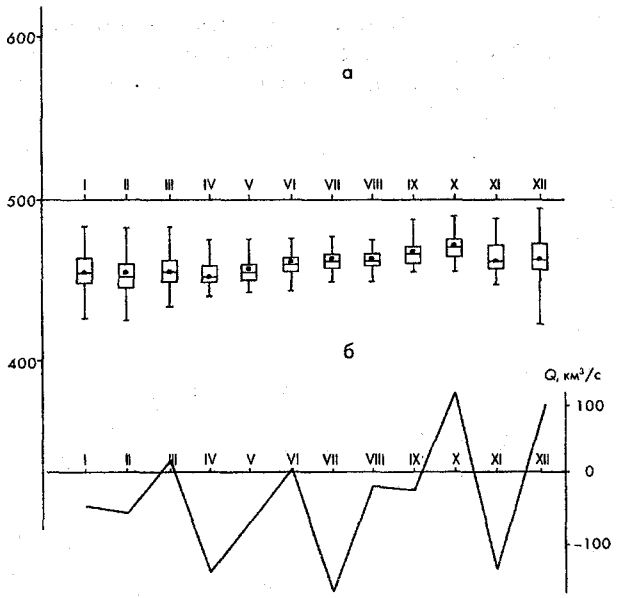


Рис. 3. Квантильные диаграммы среднемесячных уровней в п.Разнаволок (а) и годовой ход результирующего водообмена между Белым и Баренцевым морями (б).

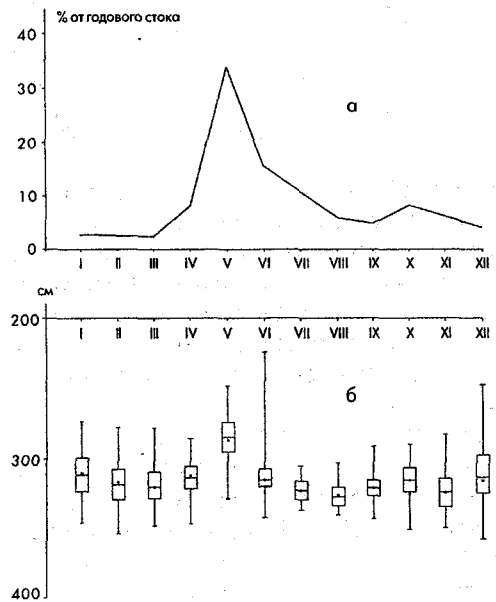


Рис. 4. Квантильные диаграммы среднемесячных уровней в п.Онега (б) и годовой ход стока р.Онега (а),

Проанализируем причины формирования указанных особенностей колебаний уровня моря.

Над Белым морем наблюдается типичная мусонная циркуляция атмосферы [5], при которой с декабря по март преобладают ветры южных направлений, а с мая по ноябрь — ветры северных румбов (рис. 2). Основной минимум в первом типе хода уровня (который наблюдается в районах с более сглаженным влиянием вторичных факторов) формируется, главным образом, выносом вод из Белого моря преобладающими юго-западными ветрами, наиболее интенсивными в феврале (рис. 2). К этому добавляется также статический эффект атмосферного давления, повышенного в это время над Белым морем по сравнению с Баренцевым. В октябре-ноябре происходит переход ветров с северных направлений на южные и увеличивается повторяемость штормов с нагонными повышениями уровня, которые и формируют основной максимум в октябре. Таким образом, мусонный режим ветра является доминирующим фактором формирования сезонного хода уровня. Отмеченная в [2] высокая когерентность уровня и условного удельного объема воды в слое 0—50 м на частоте, соответствующей годовому периоду (см.врезку на рис.1), является лишь следствием преобладания в обоих процессах амплитуды годовой гармоники. Таким образом становится понятным не объясненный в [2] фазовый сдвиг в 1,4 месяца в годовом ходе условной плотности и уровней моря. Увеличение плотности воды, вызванное, в основном, падением ее температуры и, в незначительной степени, повышением компенсационного притока более соленых баренцевоморских вод, а также снижением материкового стока, лишь обостряет минимальные уровни воды в феврале. Незначительный вклад в понижение уровня моря в этих районах в зимние месяцы вносит также уменьшение материкового стока и жидких осадков.

Второй тип годового хода с более ярко выраженными вторичными экстремумами наблюдается в районах, где одновременно усиливается влияние как материкового стока, так и результирующего водообмена с Баренцевым морем. Такими районами являются Двинский и Онежский заливы, Горло и, по-видимому, Мезенский залив и Воронка. Вторичный максимум в июне—июле формируется здесь суперпозицией вызванных активизировавшимися северными ветрами штормовых нагонов и весеннего половодья рек, а вторичные минимумы в апреле (это понижение часто бывает более низким, чем основной минимум в феврале) и в августе — незначительным речным стоком соответственно в зимнюю и летнюю межень. Слабо выраженный пик в марте, по-ви-

димому, вызван относительным ростом в этот месяц доли вод, поступающих из Баренцева моря в ходе его водообмена с Белым морем (рис. 3) [6]. Незначительная протяженность исследуемого района позволяет сделать вывод, что любой из других факторов (атмосферное давление, испарение с водной поверхности, осадки или изменения плотности воды) не может являться причиной наблюдаемых различий в сезонном ходе уровней в северо-западном и юго-восточном районах Белого моря. Использованное в [1] в качестве фактора локальное атмосферное давление, имеющее в осенне-зимний период повышенные по сравнению с давлением над Баренцевым морем значения, косвенно отражает преобладание атмосферного переноса, обусловленного преобладанием юго-западных ветров в зимнее время. Таким образом, результаты, полученные в работе [1], не противоречат нашему выводу о том, что мусонный режим ветра является преобладающим фактором формирования сезонного хода уровня на большей части Белого моря.

Вклад сезонных вариаций осадков в изменчивость уровня всего моря довольно значителен и в соответствии с данными по осадкам, приведенными в [1], может составить до 3,8 см (18—25% от величины сезонных колебаний уровня моря) с минимумом в феврале—марте и с максимумом в августе—сентябре. Однако для колебаний уровня моря существенны не столько абсолютные значения осадков и испарения, сколько их разность, характеризующая увлажненность. Сезонные колебания осадков и испарения не синхронны, поэтому внутригодовое распределение среднего по морю значения их разности имеет максимумы в январе (35 мм) и июле (7,4 мм), а минимумы в апреле (5,7 мм) и октябре (5,9 мм) [1]. Таким образом, вклад алгебраической суммы осадков и испарения в сезонные вариации уровня моря составляет 2,9 см, и минимальные уровни моря в апреле, наблюдаемые в годовом ходе уровня второго типа, обусловлены отчасти и этим фактором.

Влияние речного стока на сезонный ход уровней третьего типа для станций, расположенных в устьевых областях крупных рек, очевидно. Максимумы в мае и октябре здесь формируются соответственно весенними и осенними паводками, а минимумы в апреле и в августе — очень низким речным стоком соответственно в зимнюю и летнюю межень (рис. 4).

С целью анализа характера многолетних вариаций уровня моря были рассчитаны коэффициенты корреляции между его среднегодовыми величинами на отдельных уровенных постах (таблица). Из таблицы можно видеть, что в Бассейне и Кандалакшском заливе среднегодовые уров-

Таблица

Коэффициенты парной корреляции средних годовых уровней по станциям Белого моря

Станция	Жижгин	Онега	Разнаволок	Кемь-Порт	Соловки	Архангельск	Чаваньга	Умба	Кандалакша	Кашкаранцы	Мудьюг	Северодвинск	Ковда	Сосновец
Жижгин	1	0,490	0,780	0,723	0,799	0,624	0,569	0,637	0,766	0,736	0,662	0,727	0,615	0,779
Онега		1	0,533	0,579	0,534	0,499	0,540	0,534	0,532	0,603	0,628	0,433	0,506	0,586
Разнаволок			1	0,907	0,873	0,596	0,759	0,820	0,869	0,858	0,621	0,688	0,506	0,788
Кемь-Порт				1	0,888	0,542	0,732	0,913	0,896	0,872	0,729	0,754	0,885	0,849
Соловки					1	0,689	0,783	0,733	0,805	0,772	0,707	0,715	0,689	0,694
Архангельск						1	0,685	0,464	0,680	0,519	0,630	0,576	0,383	0,552
Чаваньга							1	0,708	0,758	0,771	0,736	0,792	0,532	0,729
Умба								1	0,844	0,924	0,602	0,710	0,955	0,787
Кандалакша									1	0,914	0,671	0,693	0,891	0,813
Кашкаранцы										1	0,700	0,791	0,813	0,882
Мудьюг											1	0,846	0,506	0,658
Северодвинск												1	0,612	0,693
Ковда													1	0,817
Сосновец														1

ни изменяются взаимосвязано, а в Горле, в вершине Двинского и в Онежском заливе межгодовая изменчивость среднегодовых уровней имеет свои отличительные для каждого района особенности. Наибольшая изменчивость среднегодовых уровней отмечается в вершинах Онежского и Двинского заливов, а наименьшая — на северной в северной части Бассейна (п.Чаваньга рис. 5); средне-квадратические отклонения составляют соответственно 7,2; 5,4 и 3,0 см. Размах межгодовых колебаний среднегодового уровня достигает в вершине Онежского за-

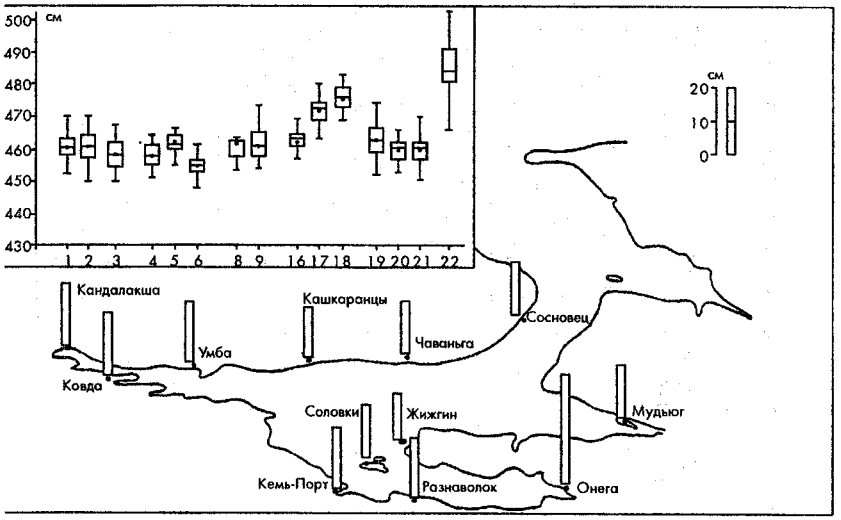


Рис. 5. Среднеквадратические отклонения среднегодовых уровней в различных пунктах Белого моря. На врезке квантильные диаграммы среднегодовых уровней в различных пунктах Белого моря. Цифры по оси абсцисс соответствуют номерам станций на рис. 1 статьи «Однонаправленные движения в колебаниях уровня Белого моря», см. с. 32

лива 37 см, в Двинском заливе 17—23, в Кандалакшском заливе 17—22, в Горле 19, а на северной части Бассейна 11—13 см (врезка на рис. 5).

В межгодовой изменчивости уровня моря содержится определенная доля долгопериодных приливов.

«Полюсный прилив» с 14 месячным периодом обусловлен свободными колебаниями оси вращения Земли и представляет собой стоячую волну с пучностями на 45° с.ш. и 45° ю.ш. и узлами на полюсах и экваторе. В Белом море, расположенном между 63° и 69° с.ш., полюсный прилив должен быть выражен заметно. Для его оценки ис-

пользован метод «разделительных таблиц» Дарвина [7], который основан на исключении из рядов наблюдений средней 12 месячной волны сезонного хода. В остатке выявляются средние (за определенный период) 14-месячные колебания уровня. Полученные указанным способом ординаты подвергались гармоническому анализу и определялись согласно [7] средние за 7 лет амплитуды и фазы. Расчеты выполнялись для пунктов Сосновец, Жижгин, Соловки и Кемь-Порт за периоды 1950—1956, 1953—1959 год и т.д. Амплитуда полюсного прилива, изменяющаяся почти синхронно во всех четырех пунктах с периодом около 18 лет, составляет 1,2—4,3 см (рис. 6). Фазы полюсного прилива в большинстве случаев подтверждают теоретическое положение о его распространении с запада на восток. Средний по пунктам «котидальный месяц» (промежуток времени между моментами прохождения мгновенным полюсом Земли через меридиан Гринвича и формирование максимума волны полюсного прилива) за 1950—1980 годы оказался равным 12,9 месяцам. Полученные сведения о полюсном приливе подтверждают результаты И.В. Максимова [8] — амплитуда этого прилива изменялась с периодом, близ-

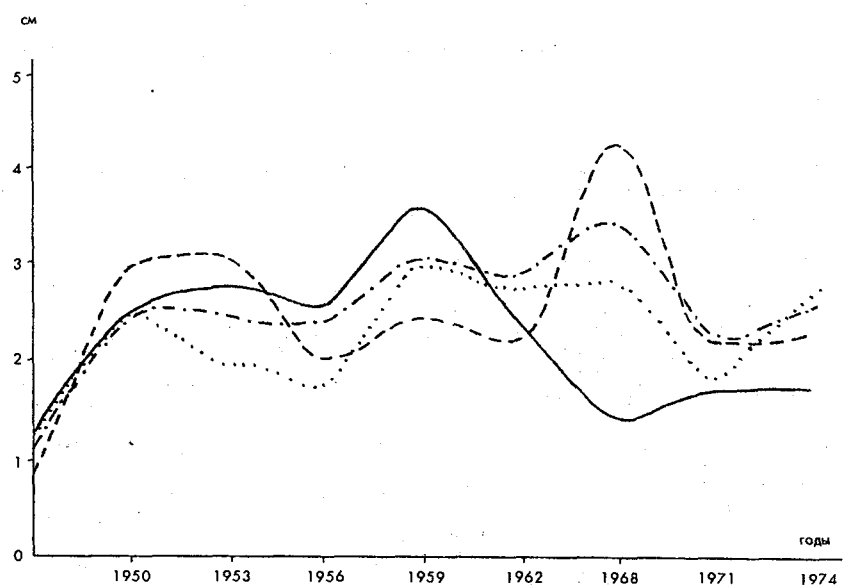


Рис. 6. Временной ход амплитуд полюсного прилива в Белом море
1 — Сосновец; 2 — Жижгин; 3 — Соловки; 4 — Кемь-Порт.

кой к 18 годам, котидальный месяц по котидальной карте данной волны для района Белого моря составлял 13,4 месяца.

Для оценки лунного деклинационного прилива с периодом 18,6 года использован метод, изложенный в [9] . Для расчетов использовались среднегодовые уровни с 1950 по 1980 год в пунктах, на уровенный режим которых материковый сток влияет в меньшей степени. С целью уменьшения влияния тренда для каждого пункта рассчитывались отклонения средних годовых высот уровня от среднего многолетнего за рассматриваемый период. Полученные фаза и амплитуда деклинационного прилива сравнивались с характеристиками статического прилива [10]:

$$\zeta_{мм} = 18{,}4\ (\sin^2\varphi - 1/3)\ \cos N', \qquad (1)$$

где φ — средняя широта моря, равная 66°30′ с.ш., $N' = -N$ — долгота восходящего узла лунной орбиты.

Оказалось, что величина полученного лунного деклинационного прилива (17,1 мм) несколько ниже статической (18,6 мм), а разность фаз, рассчитанная относительно 1950 года, составляет 73,6°.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 01-05-64941

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т II. Белое море. Вып. I. Гидрометеорологические условия. Л: Гидрометиздат, 1991. 240 с.
2. *Герман В.Х., Победоносцев С.В.* Сезонные колебания и аномалии среднего уровня Белого моря // Тр. ГОИН. 1977. Вып.138. С. 82—88.
3. Методические материалы по статистической обработке и вероятностному анализу данных временных рядов гидрометеорологических и гидролого-гидрохимических наблюдений, проект «Моря СССР». Л. 1985. 214 с.
4. *Мостеллер Ф., Тьюки Д.* Анализ данных и регрессия. Вып. I. М.: Финансы и статистика, 1982. 316 с. 5. *Добровольский А.Д., Залогин Е.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 191 с.
6. *Инжебейкин Ю.И.* О результатах расчета водообмена в Белом море. // Тезисы докладов научно-практической конференции: Проблемы Белого моря, пути решения. Архангельск, 1981. С. 38—40.
7. *Максимов И.В.* Вековые изменения «полюсного прилива» на Земле // Тр. ААНИИ. 1970. Т.293. С.88—101.
8. *Максимов И.В.* Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 447 с.
9. *Воробьев В.Н.* К изучению девятнадцатилетних приливных колебаний среднего уровня моря в высоких широтах Земли // Океанология. 1969. Т.9. № 6. С. 959—965.
10. Rossiter J.R. An analysis of Annual Sea level Variations in European Waters // Geophys. J.R.Astr. Soc. 1967. № 12. P. 259—299.

ПРОГНОСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ТРАНСФОРМАЦИИ ПРИЛИВНЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ ГИДРОТЕХНИЧЕСКОМ СТРОИТЕЛЬСТВЕ НА ПОБЕРЕЖЬЕ БЕЛОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

А.В.Некрасов
Российский государственный гидрометеорологический университет
Д.А.Романенков
Санкт-Петербургское отделение института океанологии РАН им П.П.Ширшова

1. Введение.

В ряде районов побережья Белого и Охотского морей максимальные значения приливных колебаний явно преобладают над соответствующими значениями непериодических мезомасштабных колебаний уровня. На отдельных участках указанных побережий приливные колебание уровня достигают таких размеров, что для них рассматривается возможность сооружения напорных приливных электростанций (ПЭС). Таким участком на Белом море являетя Мезенская губа (с величиной максимальных приливных колебаний до 10 м), а на Охотском море — Тугурский залив (6—9 м) и залив Шелихова с Пенжинской губой (8—13 м). В указанных районах под руководством д-ра технических наук Л.Б.Бернштейна в течение многих лет проводилось изучение природных условий и выполнялись технико-экономические проработки, направленные на подготовку проектов сооружения крупномасштабных ПЭС [1, 2]. Некоторые варианты указанных проектов предусматривают строительство плотин, отсекающих весьма обширные акватории (2650 км^2 для Мезенской, 1800 км^2 для Тугурской и 6800 км^2 для Пенжинской ПЭС, соответственно). Это должно приводить к значительной трансформации местного приливного режима и, соответственно, к изменению характеристик колебаний уровня моря, определяющих напор в створе плотины. Таким образом, возникает проблема предварительной оценки возможных трансформационных эффектов, которая нужна в первую очередь:

— для корректировки ожидаемых мощностных характеристик ПЭС;

— для оценки реального объема строительных работ;

— для оценки воздействия на природную среду.

Указанная предварительная оценка трансформационных эффектов может быть осуществлена с помощью прогностического моделирования. При этом оказывается, что полученные в результате такого моделирования ожидаемые изменения режимных характеристик приливных колебаний обнаруживают ряд четких закономерностей. В статье рассматривается физическая природа наиболее важных трансформационных эффектов, возникающих при напорном варианте крупномасштабной ПЭС. Такое рассмотрение позволяет дать достаточно логичное и сравнительно простое объяснение результатов прогностического моделирования, выполненного применительно к проектам ПЭС на Белом и Охотском морях. При этом методические вопросы моделирования в каждом отдельном случае детально не рассматриваются, а основное внимание сосредоточено на физической интерпретации полученных результатов.

2. Трансформация приливных колебаний при крупномасштабном гидротехническом строительстве

2.1. Основные виды трансформационных эффектов

При напорном варианте крупномасштабной ПЭС ее сооружение происходит в морском заливе, вся акватория которого разделяется плотиной на две части: внешнюю акваторию и отсеченный бассейн. Рассмотрим сначала трансформацию прилива во внешней акватории на примере простой аналитической модели (узкий залив прямоугольной формы, имеющий длину L и постоянную глубину h, перегораживается сплошной плотиной, расположенной на расстоянии l от вершины залива, рис. 1).

В отсутствии плотины гармонический прилив (например, гармоника M_2) в таком бассейне в основном индуцируется океанской приливной волной, отражение которой от вершины залива в случае слабой диссипации формирует в нем колебание в виде стоячей волны с пучностью в вершине залива (при $x = 0$). При значительной диссипации сформированная в заливе волна будет близка к прогрессивному типу. Степень развития приливных колебаний в заливе будет определяться тем, насколько параметры залива (L и h) близки к резонансным, а также тем, насколько сильным будет отражение от открытой («жидкой») границы залива. Такая схема формирования прилива в заливе хорошо известна и многократно описана [3, 4, 5, и др.].

Трансформационные эффекты, возникающие во внешней акватории в результате сооружения сплошной плотины, можно разделить на три основные вида:

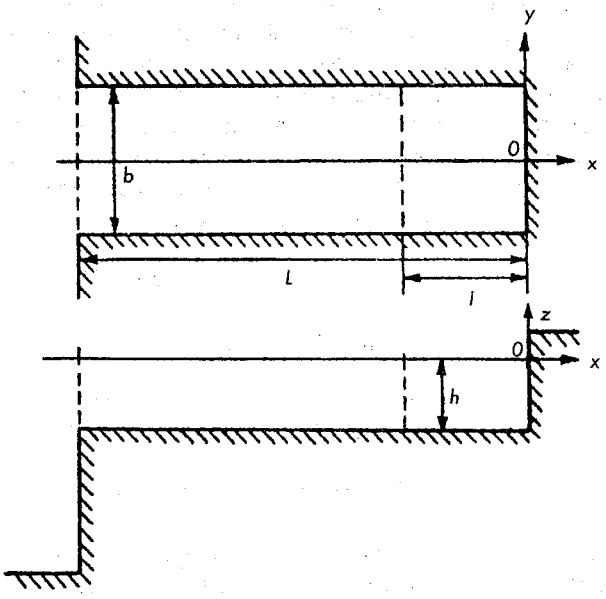


Рис. 1. Схематическое изображение залива и створа проектируемой ГЭС

(1) эффекты, обусловленные изменением геометрических параметров бассейна, а именно — сдвигом места отражения входящей в залив океанской приливной волны: это отражение происходит теперь не в вершине залива ($x = 0$), а в месте расположения плотины ($x = -l$);

(2) эффекты, обусловленные изменением диссипативных свойств бассейна. Такое изменение происходит вследствие двух основных причин: (а) отсечения (и исключения из колебательного процесса) обычно мелководной вершины природного бассейна; (б) возникновения зоны пучности и соответствующего ослабления приливных течений вблизи плотины;

(3) эффекты, обусловленные изменением резонансной настройки бассейна на внешнее приливное воздействие со стороны океана. Степень проявления этих эффектов тесно связана с геометрическими параметрами и диссипативно-радиационной «добротностью» бассейна, зависящей от интенсивности энергетических потерь за счет диссипации и излучения энергии из залива в океан.

2.2. Сдвиг места отражения приливной волны

Физическая сущность эффектов группы (1) состоит в смещении чередующихся зон пучностей и узлов относительно их положения в при-

родном бассейне (заливе без плотины), что приводит к изменениям в распределении амплитуд и фаз приливных колебаний вдоль бассейна и образованию локальных зон увеличения и падения указанных характеристик. Если считать, что диссипативная способность бассейна определяется только сосредоточенными потерями энергии при отражении и интенсивность таких потерь остается неизменной после сооружения плотины, то упомянутое распределение амплитуд (H) и фаз (g^0) приливных колебаний вдоль бассейна описывается выражениями

$$H = A(1 + 2r\cos 2kx + r^2)^{1/2}; \qquad (2.1)$$

$$g^0 = \operatorname{arctg}\left[\left(\frac{1-r}{1+r}\right)\operatorname{tg} kx\right], \qquad (2.2)$$

и

$$H_\tau = A(1 + 2r\cos 2k(x+l) + r^2)^{1/2}; \qquad (2.3)$$

$$g^0_\tau = \operatorname{arctg}\left[\left(\frac{1-r}{1+r}\right)\operatorname{tg} k(x+l)\right], \qquad (2.4)$$

где A — амплитуда распространяющейся в заливе прямой (падающей) волны, r — амплитудный коэффициент отражения этой волны в вершине залива (при $x = 0$) или от плотины (при $x = -1$).

Выражения (2.1) и (2.2) относятся к природной ситуации (без плотины), а выражения (2.3) и (2.4) — к ситуации с плотиной (в этом случае нижние индексы T при величинах H и g^0 означают, что эти величины — трансформированные). На рис.2а, (построенном для случая $r = 0{,}6$) показано, как сдвиг точки отражения изменяет распределение величин H и g^0 вдоль бассейна, приводя к образованию зон, где указанные величины после сооружения плотины либо возрастают ($H_\tau > H$; $g_\tau > g^0$), либо падают ($H_\tau < H$; $g_\tau < g^0$). Нетрудно видеть, что перед самой плотиной данный эффект всегда ведет к увеличению амплитуды и уменьшению (опережению) фазы.

2.3. Изменение диссипативных свойств

Поскольку причины эффектов группы (2) связаны с ослаблением диссипации, эти эффекты обычно приводят к росту коэффициента отражения r и, следовательно, к росту амплитуды колебаний непосредственно перед плотиной, т.е в зоне пучности. Это описывается путем замены коэффициента r на r_n в выражениях (2.3) и (2.4), причем как правило $r_n > r$. При этом тип колебаний приближается к стоячему, и поэтому на расстоянии порядка четверти длины приливной волны

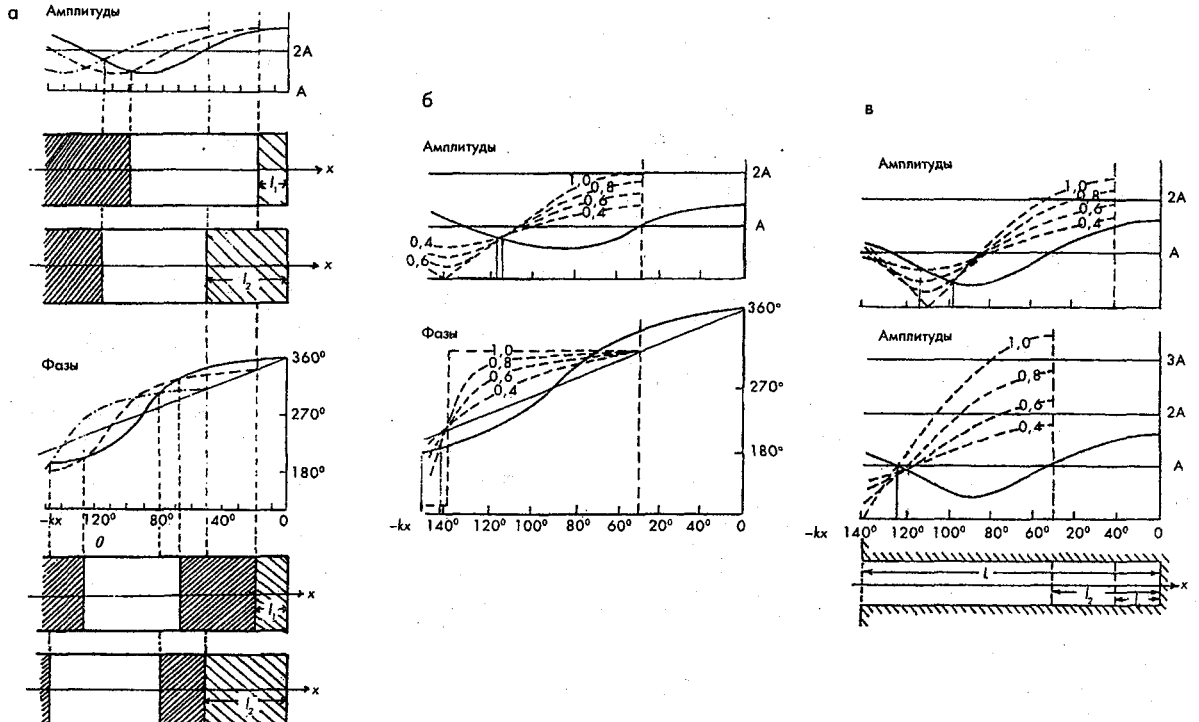


Рис.2. Трансформация прилива дамбой ПЭС в идеализированном заливе: а — эффекты, обусловленные сдвигом места отражения приловной волны при неизменном коэффициенте отражения $r = 0,6$. Показаны зоны положительных (без штриховки) и отрицательных (густая штриховка) добавок к амплитудам и фазам. Редкой штриховкой показан отсеченный бассейн; б — эффекты за счет изменения диссипативных потерь; в — эффекты за счет изменения резонансной настройки. Цифры на кривых — значения коэффициента отражения r_0

$\lambda/4 = (\pi/2)\sigma\sqrt{gh}$ от плотины, т.е. в зоне узла, происходит падение амплитуды. На рис. 2.2б показано распределение амплитуд и фаз трансформированных колебаний вдоль бассейна при постоянном сдвиге l точки отражения и различных значениях r_p (значение r в отсутствии плотины принято здесь равным 0,4). Из рисунка видно, что при постоянном сдвиге l изменение коэффициента отражения оказывает заметное влияние на величину трансформационных эффектов и гораздо слабее влияет на положение границ между ними, т.е. размер и расположение трансформационных зон при различных r_p изменяются незначительно.

2.4. Резонансная настройка

Эффекты группы (3) проявляются в том случае, когда открытая граница залива ($x = -L$) совпадает с физической границей (край шельфа, резкое изменение поперечного сечения), на которой происходит заметное *внутреннее отражение*, характеризуемое коэффициентом r_L^- (верхний индекс «минус» при r указывает на то, что этим коэффициентом описывается отражение «отрицательно направленной» приливной волны). В таком случае формирование прилива в заливе происходит в результате *многократного отражения* приливной волны, причем все нечетные отражения (характеризуемые коэффициентом r) происходят в вершине залива, а четные отражения (характеризуемые коэффициентом r_L^-) — на его жидкой границе. При этом в рамках рассматриваемой модели диссипативные потери энергии сосредоточены в районе нечетных, а радиационные потери — в районе четных отражений; поэтому относительную интенсивность потерь на каждом конце бассейна можно выразить через вышеуказанные коэффициенты r и r_L^-. Изменение резонансной ситуации, во-первых, состоит в том, что после сооружения плотины длина бассейна, определяющая время пробега и резонансную настройку, становится равной не L, а $L - l$. Во-вторых, как указывалось выше, нечетные отражения от плотины (характеризуемые коэффициентом r_l) обычно отличны по своей интенсивности от отражений в вершине залива (характеризуемых коэффициентом r_p). В результате для амплитуды и фазы прилива, трансформированного всеми указанными выше эффектами, получаем выражения:

$$H_\tau = A\sqrt{\frac{1 + 2r_p\cos[2k(x+l)] + r_p^2}{1 - 2q\cos[2k(x+l)] + q^2}} \qquad (2.5)$$

$$g_\tau = \operatorname{arctg}\frac{(1 - r_p)\sin kx + 2kl}{(1 + r_p)\cos kx + 2kl} \qquad (2.6)$$

где $q = r_p \bar{r}_L$. Для приливных колебаний у плотины (при $x = -l$) получаем:

$$H_\tau = A \frac{1 + r_p}{\sqrt{1 - 2q\cos[2k(L-l)] + q^2}} \qquad (2.7)$$

$$g_\tau = -kl \qquad (2.8)$$

В целом можно сказать, что трансформация прилива при сооружении плотины за счет резонанса обусловлена изменением как геометрических параметров бассейна, так и его «добротности», величина которой обратно пропорциональна интенсивности суммарных (обусловленных как диссипацией, так и излучением) энергетических потерь. На рис.2.2в показано влияние геометрического $(L - l)$ и диссипативного (r_p) параметров на амплитудные и фазовые трансформационные эффекты $\Delta H = H_\tau - H$ и $\Delta g^0 = g_\tau^0 - g^0$ при заданном значении $r_L = 0{,}4$.

В зависимости от исходной геометрии залива отсечение плотиной участка l может как приблизить длину оставшейся части $L - l$ к резонансному значению $L_{рез} = (2n + 1)\lambda/4$, так и удалить ее от этого значения и приблизить к антирезонансному значению $L_{анти} = (n + 1)\lambda/2$. Соответствующее увеличение либо падение амплитуды колебаний проявляется при этом тем резче, чем меньше суммарные потери энергии.

2.5. Влияние работающей ПЭС на внешнюю акваторию

Если перегораживающая залив плотина содержит работающие агрегаты ПЭС, то она не может рассматриваться как сплошная стенка. В этом случае во внешнем бассейне к указанным выше трансформационным эффектам добавляются эффекты, связанные:

— с пропуском объемов воды через створ плотины, что приводит к локальным искажениям плавного характера колебаний уровня в районе створа;

— с дополнительными энергетическими потерями (за счет передачи части энергии в отсеченный бассейн).

Первый из этих эффектов зависит от заданного режима работы ПЭС, поэтому связанные с ним искажения колебаний и соответствующие трансформационные поправки могут быть весьма разнообразными и не имеют общего характера. Предварительное исследование трансформационных эффектов такого рода должно проводиться с помощью численной прогностической модели применительно к каждому конкретному случаю отдельно. В то же время трансформация, обусловленная дополнительными энергетическими потерями за счет второго эффекта, имеет общий характер и может быть качественно исследована на

рассмотренной выше простой аналитической модели путем надлежащего уменьшения коэффициента r_p. В большинстве случаев второй эффект должен приводить к снижению амплитуды колебаний и уменьшению стоячей доли в приливе с наружной стороны плотины.

2.6. Колебания уровня в отсеченном бассейне

Если перейти к рассмотрению отсеченного бассейна, колебания уровня в котором возможны только в случае работы ПЭС за счет пропуска объемов воды через агрегаты и водопропускные отверстия, то следует иметь в виду, что эти колебания могут рассматриваться как состоящие из двух частей:

— «объемных» колебаний, обусловленных процессом наполнения-опорожнения отсеченного бассейна;

— вынужденных колебаний, приводящих к перекосам водной поверхности и накладывающихся на чисто объемные изменения уровня [5].

Если «объемные» изменения уровня полностью определяются заданным режимом расходов через плотину в процессе работы ПЭС, то характер вынужденных колебаний (и связанных с ними перекосов поверхности) зависит от размеров и диссипативных свойств отсеченного бассейна. При небольших горизонтальных размерах отсеченной акватории возмущения, порождаемые регулярными расходами через плотину, практически одновременно охватывают весь бассейн и перекосы его поверхности несущественны для работы ПЭС. Однако, если горизонтальные размеры бассейна составляют заметную долю местной длины приливной волны $\lambda = \tau\sqrt{gh}$ (где h — характерная глубина отсеченного бассейна, g — ускорение свободного падения, а τ — интервал времени между однозначными расходами через плотину — наполнениями либо опорожнениями), то для распространения возмущения по такому бассейну требуется время, сравнимое с приливным периодом, и реакция бассейна принимает волновой характер. При слабой диссипации эта реакция проявляется в движениях типа стоячей волны, наложенной на однородные по площади «объемные» изменения уровня (рис. 3) . Если же протяженность отсеченного бассейна достаточна для того, чтобы при распространении возмущения заметно проявилось действие диссипации, то реакция бассейна будет иметь характер прогресивно-стоячей волны с нарастанием фазы от плотины в сторону вершины бассейна. Предварительная оценка параметров таких колебаний может быть получена средствами численного моделирования.

К названным особенностям уровенного режима в отсеченном бассейне может добавляться стационарное смещение среднего уровня

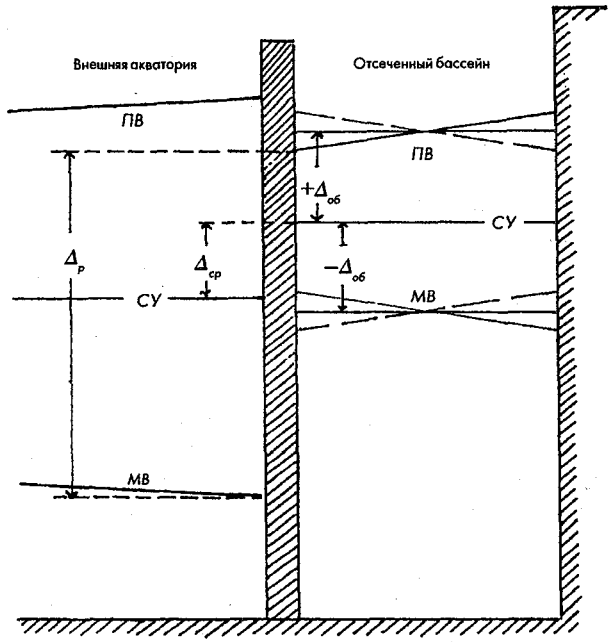


Рис. 3. Изменения уровня в отсеченном бассейне при работе «на отливе». $\Delta_{ср}$ — смещение среднего уровня; $\pm\Delta_{об}$ — «объемные» изменения уровня; $\Delta_{р}$ — рабочий напор; *ПВ, МВ* и *СУ* — максимальное, минимальное и среднее положение уровня. Показаны перекосы водной поверхности, соответствующие стоячей волне в отсеченном бассейне

относительно его положения в природных условиях. Такое смещение возникает при «односторонней» работе ПЭС, когда турбины станции работают только на одной из двух фаз прилива и поток воды вращает турбины и совершает полезную работу либо «на приливе», либо «на отливе». В ряде случаев односторонний режим работы оказывается более экономичным, поскольку позволяет добиться более значительного перепада уровня (напора) на плотине, причем из двух названных вариантов предпочтительным обычно оказывается тот, который предусматривает работу «на отливе», т.е. когда напор и рабочий поток воды направлены из отсеченного бассейна в сторону внешней акватории. Таким образом условия для водообмена через плотину становятся «несимметричными», поскольку отбор энергии лопастями турбин у вытекающей воды тормозит отток, в то время как втекающая вода такого торможения не испытывает. Преобладание притока над оттоком приводит к повышению среднего уровня в отсеченном бассейне, которое сопровождается увеличением напора и усилением оттока в период работы. Баланс между притоком и оттоком достигается при достижении средним уровнем некоторого равновесного положения, после чего

колебательный процесс и работа станции продолжаются в установившемся режиме. Существующие прогностические оценки подъема среднего уровня в отсеченных бассейнах крупномасштабных ПЭС дают величину порядка 1 м [5].

2.7. Общие закономерности трансформации режимных характеристик приливных колебаний

Из приведенного выше рассмотрения физического механизма воздействий ПЭС на природный режим колебаний уровня следует, что трансформация этих колебаний должна обладать рядом закономерностей, которые позволяют с высокой степенью вероятности качественно предсказать характер изменений основных параметров приливных колебаний в окрестностях плотины, а иногда и на значительном расстоянии от нее. Попытаемся сформулировать эти закономерности в более или менее общей форме, считая, что протяженность бассейна, отсекаемого плотиной ПЭС, не превосходит четверти длины местной приливной волны, а отражение от плотины сопровождается меньшей диссипацией, чем отражение от вершины залива в отсутствии плотины (такие допущения соответствуют большинству реальных ситуаций).

I. При сооружении плотины ПЭС, отсекающей вершину морского залива, амплитуда колебаний во внешнем бассейне вблизи створа плотины (при неработающих агрегатах) скорее всего должна *увеличиться* за счет образования в этом месте пучности стоячей доли приливной волны, а также уменьшения местной диссипации. На расстоянии от плотины порядка $\lambda/4$ зона роста амплитуд сменяется зоной их *уменьшения*. При работе ПЭС увеличение у плотины будет менее значительным, но уменьшение здесь возможно лишь в некоторых исключительных случаях.

II. Та же причина — сдвиг места отражения от вершины залива к створу ПЭС — должна привести к образованию зоны уменьшения фазы (т.е. зоны *опережения* по фазе) колебаний вблизи плотины, которая на некотором расстоянии сменяется зоной увеличения фазы (зоной *запаздывания*).

III. Если плотина сооружается в зоне значительных приливных течений, то их ослабление в зоне пучности перед плотиной создает более благоприятные условия для развития местной *плотностной стратификации*. Возникновение стратифицированной области на месте прежней зоны приливного перемешивания должно привести к формированию новых *приливных фронтов* на некотором удалении от плотины.

IV. Вышеуказанные трансформационные эффекты являются наиболее общими, поскольку являются однозначными следствиями сооружения плотины. В то же время эффекты, связанные с изменением резонансных условий могут приводить к эффектам различного знака в зависимости от того, в какую сторону — в сторону резонанса или антирезонанса — происходит изменение условий при сооружении плотины. В случае чисто полусуточного прилива (Белое море) степень резонансной настройки определяет соответствующую степень усиления колебаний и сказывается главным образом на их амплитудах, не меняя типа прилива в районах его значительного развития. В случае смешанного прилива (Охотское море) ситуация осложняется, поскольку, например, суточному резонансу соответствует полусуточный антирезонанс, и подобное сочетание условий, изменяя спектральную структуру прилива, должно приводить к существенному изменению его типа.

3. Прогностическое моделирование

3.1. Принципы прогностического моделирования

Уравнения гидродинамики, обычно используемые для описания индуцированного прилива в бассейнах типа залива, имеют вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g\frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{\kappa u\sqrt{u^2+v^2}}{h+\zeta}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{\kappa v\sqrt{u^2+v}}{h+\zeta} \qquad (2.9)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}[u(h+\zeta)] + \frac{\partial}{\partial y}[v(h+\zeta)] = 0$$

где ζ — приливное возвышение уровня; u, v — составляющие осредненной по вертикали скорости приливного течения вдоль координатных осей x и y; f — параметр Кориолиса; t — время; κ — коэффициент донного сопротивления.

Основные проблемы, возникающие при прогностическом моделировании, связаны с *краевыми условиями* на трех различных по своему характеру участках границы:

— на линии берегового контура;

— на линии створа плотины;

— на жидкой границе залива с океаном.

Для каждого из указанных случаев существуют различные варианты краевых условий. На *линии берегового контура* может задаваться либо

условие непротекания, либо условие, учитывающее береговую осушку [6]. На *линии створа плотины* ставится условие непротекания (для варианта сплошной дамбы), либо задается определенный режим расходов через плотину (для варианта дамбы с действующими агрегатами) с использованием, например, т.н. «алгоритма Хипса» [7, 8]. Последнее условие основано на гидравлических соотношениях между расходом и напором и включает задание некоторого критического напора, при достижении которого турбины агрегатов приводятся в действие. На жидкой границе краевое условие применяется также в двух вариантах: либо путем задания фиксированных параметров колебаний уровня (при воспроизведении природного прилива), либо путем использования т.н. импедансных соотношений [8, 5]. Последние соотношения основаны на предположении, что трансформационные эффекты обусловлены возмущением, возникающим в районе ПЭС и достигающим жидкой границы в форме прогрессивной волны, в которой течения u и колебания уровня ζ связаны соотношением $u = \zeta \sqrt{g/h}$. При наличии внутреннего отражения на жидкой границе «волна возмущения» многократно отражается от указанной границы и плотины, формируя трансформационную добавку к природным колебаниям. В таком случае краевое условие на жидкой границе может быть записано в виде следующего соотношения между течениями и уровнем [5]:

$$u_\tau = u \pm \frac{1 - r_L^-}{1 - r_L^-} \sqrt{\frac{g}{h_L}} (\zeta_\tau - \zeta) \quad (2.10)$$

где r_L^- — коэффициент отражения «волны возмущения» от жидкой границы; h — глубина на границе; ζ, u —природные, а ζ_τ, u_τ — трансформированные значения уровня и нормальных к границе составляющих течения.

4. Результаты моделирования

На рис. 4 показаны районы прогностического моделирования на Белом и Охотском морях, непосредственно прилегающие к зонам Мезенской, Тугурской и Пенжинской ПЭС. На Белом море моделирование проводилось на основе методики, предложенной Гринбергом [8, 6], с использованием прямоугольной системы координат. На Охотском море при моделировании использовалась численная модель, основанная на уравнениях, записанных в криволинейных координатах [9], что позволило точнее учесть реальную конфигурацию рассматриваемых бассейнов. Расчет проводился при различных комбинациях указанных выше краевых условий.

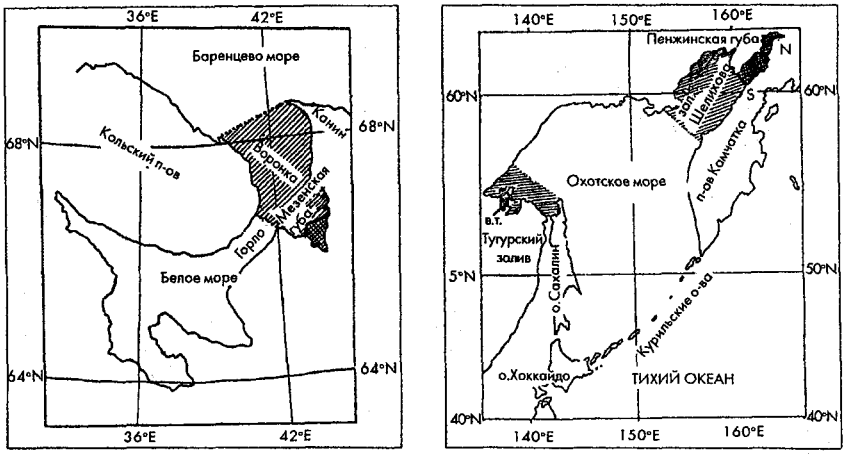


Рис. 4. Районы прогностического моделирования трансформационных эффектов в Белом и Охотском морях. Косая штриховка — область модели, крестовая штриховка — отсеченный бассейн. Буквами N и S обозначено положение северного и южного вариантов расположения створа ПЭС в Пенжинской губе

4.1. Мезенская губа

Расчетная область рассматриваемой модели охватывает помимо Мезенской губы прилегающую к ней акваторию Воронки и небольшой участок Горла, включающий о.Моржовец. Поскольку приливы в этом районе имеют почти чисто полусуточный характер, моделирование проводилось для гармоники M_2. На рис. 5 показана трансформация амплитуд ($\Delta H = H_\tau - H$) и фаз ($\Delta g^0 = g_\tau^0 - g^0$)этой гармоники для случая сплошной дамбы и для случая, когда на участке дамбы задается режим расходов, соответствующий работе «на отливе». Хорошо видно проявление общих закономерностей (I) и (II), предсказываемых на основе общих физических соображений (рост амплитуд и падение фаз перед плотиной, чередование зон с эффектами противоположных знаков по мере удаления от плотины). Четко проявляется также асимметрия трансформационных добавок ΔH и Δg_τ^0 относительно продольной оси бассейна, обусловленная действием силы Кориолиса. Поскольку полученные результаты практически соответствуют тем, которые были получены и подробно проанализированы ранее [6, 10], отметим только изменения, связанные с трансформацией зоны береговой осушки.

Оценка зоны береговой осушки была осуществлена при учете берегового уклона, величины прибрежных колебаний уровня и связанного

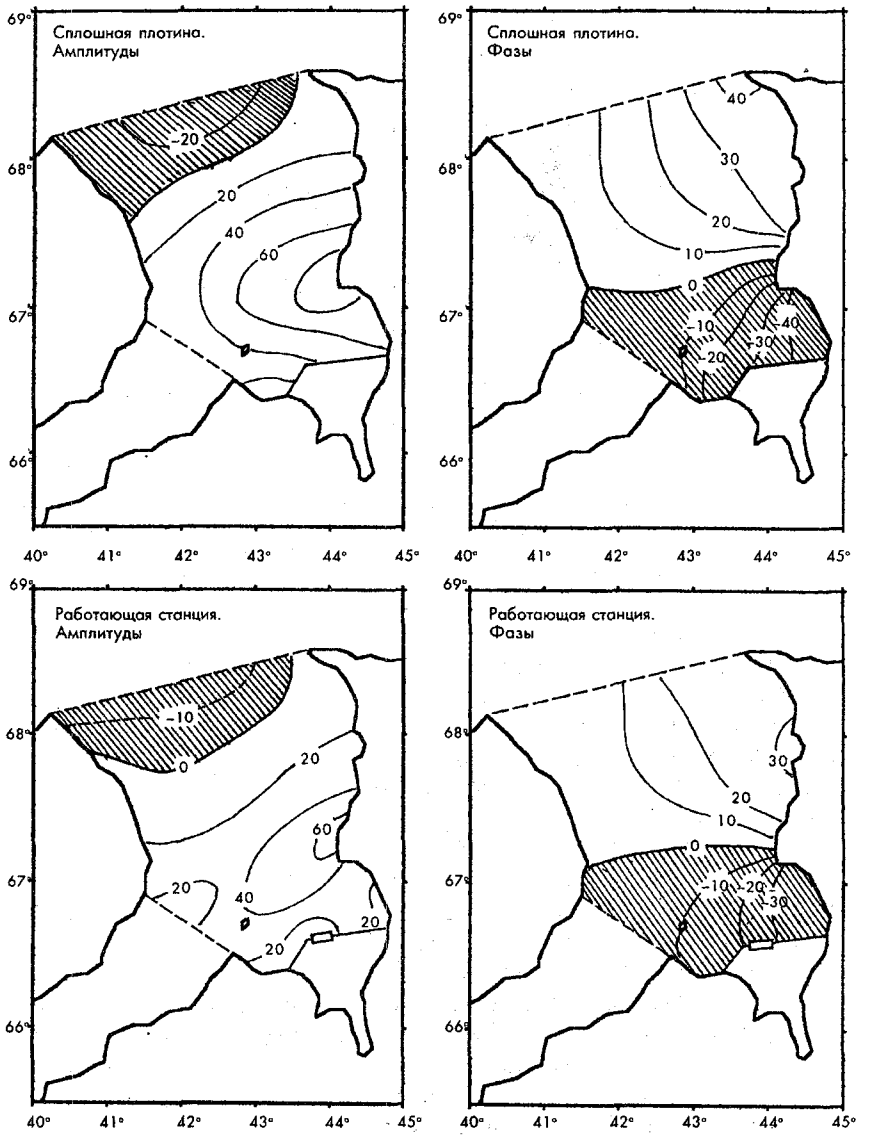


Рис. 5. Трансформация прилива M_2 в Мезенской губе сплошной плотиной и действующей ПЭС. Показаны положительные и отрицательные добавки к амплитудам (в см) и фазам (в градусах)

с этим числа и расположения дополнительных расчетных ячеек, периодически включаемых в модель и исключаемых из нее. Эта оценка показала, что в природных условиях зона осушки простирается от устья реки Мезень вдоль восточного побережья губы на расстояние более 100 км до м. Конушин, имея площадь около 500 км^2. Вдоль западного побережья эта зона выражена слабее и ее площадь составляет около 220 км^2. При сооружении плотины ПЭС большая часть природной зоны осушки (примерно 415 из 720 км^2) попадает в отсекаемую акваторию и исключается из области воздействия прилива (режим колебаний внутри отсекаемой акватории имеет специфический характер, определяемый работой агрегатов станции). В то же время на восточном побережье Мезенской губы с наружной стороны плотины рост величины приливных колебаний примерно на 120—160 см приводит к увеличению зоны осушки приблизительно на 125 км^2. На остальной части побережья губы возрастание амплитуд выражено слабее, а уклон дна и берега является менее пологим, в результате чего сколько-нибудь заметного влияния трансформации прилива на зону осушки не происходит.

4.2. Тугурский залив

Хотя в районе Тугурского залива преобладает правильный полусуточный прилив, однако роль суточных составляющих также существенна. Поэтому при моделировании трансформации прилива плотиной Тугурской ПЭС учитывалось несколько (до 10) гармонических приливных «волн», а расчеты проводились с учетом импедансного условия на жидкой границе и с использованием алгоритма осушки на линии берега. Полученный результат вполне соответствует рассмотренным выше общим закономерностям (I) и (II), однако, ввиду незначительных горизонтальных размеров Тугурского залива по сравнению с местной длиной волны трансформационные добавки (положительные к амплитудам и отрицательные к фазам) в общем невелики. Для полусуточной составляющей прилива приращение амплитуды у восточного края плотины составляет 30—60 см, а для суточной — не более 10 см. Это дает трансформационную добавку около 15—20% к сизигийной величине прилива, но практически никак не сказывается на квадратурной. Зона прибрежной осушки (довольно значительная) после сооружения плотины вся целиком оказывается в пределах отсеченной акватории и, тем самым, исключается из рассмотрения в случае сплошной дамбы.

Наиболее заметным следствием сооружения дамбы в приливном створе Тугурского залива следует считать резкое падение скоростей те-

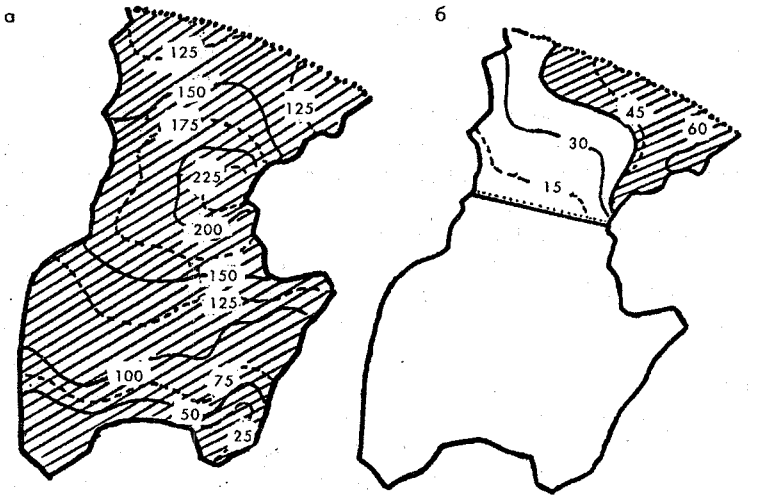


Рис. 6. Трансформация зон приливного перемешивания в Тугурском заливе в результате сооружения плотины ПЭС. Показаны изолинии максимальных скоростей приливного течения при отсутствии плотины (а) и ее наличии (б), а также (в случае б) положение приливного фронта, разделяющего перемешанную (штриховка) и стратифицированную (без штриховки) зоны

чений (с 2,4 м/с до 15—20 см/с) в непосредственной близости от нее, соответствующее общей закономерности (III) и благоприятствующее развитию стратификации в этом районе, обычно полностью охваченном приливным перемешиванием. Приближенная оценка с помощью критерия Симпсона-Хантера $\lg(h/|V|^3)$ условий, определяющих возможность формирования стратификации за счет ослабления приливных течений [11], показывает, что в случае строительства плотины такая возможность возникает. На рис. 6б показано приблизительное положение приливного фронта (разделяющего стратифицированную и перемешанную зоны), образования которого можно ожидать к северу от плотины после ее сооружения.

4.3. Пенжинская губа и залив Шелихова

В Пенжинской губе и прилегающем к нему заливе Шелихова суточные составляющие прилива преобладают над полусуточными и суммарный прилив по своему типу относится к неправильному суточному, а в южной части губы становится даже суточным. Попытки оценить изменения приливного режима в Пенжинской губе в результате сооружения ПЭС неоднократно предпринимались в 1970-х и 1980-х

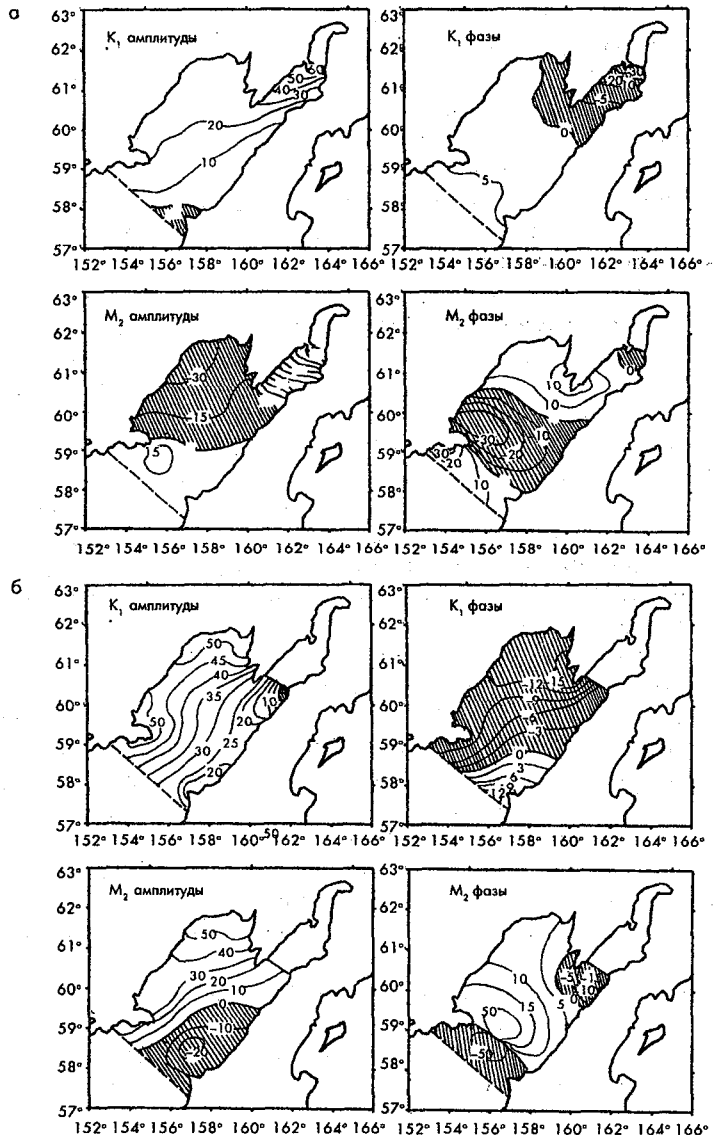


Рис. 7. Трансформация приливных гармоник в заливе Шелихова: а — при северном варианте положения дамбы Пенжинской ПЭС; б — при южном варианте положения дамбы Пенжинской ПЭС. Обозначения см. на рис. 5

годах; их результаты были изложены в [5, 10]. При этом рассматривались два варианта расположения плотины: в северном (малом) створе (м.Средний — м.Водопадный) и в южном (большом) створе (м.Поворотный — м.Божедомова). Здесь приводятся некоторые новые результаты, полученные путем прогностического моделирования с использованием криволинейных координат. Численные эксперименты проводились как для суммарного прилива, так и для отдельных приливных составляющих, что в ряде случаев помогает физически интерпретировать полученные результаты.

На рис. 7 приведено распределение трансформационных добавок к амплитудам и фазам (ΔH и Δg^0) гармоник K_1 и M_2, для двух вариантов расположения плотины в Пенжинской губе, которая в природных условиях является мощным диссипатором приливной энергии. Распределение этих эффектов хорошо соответствует общим закономерностям (I) и (II), которые были приведены выше, с учетом дополнительных соображений, связанных с влиянием силы Кориолиса. Влияние этой силы приводит к тому, что прямая и отраженная приливные волны приобретают свойства волн Кельвина, а суперпозиция таких волн в природных условиях приводит к образованию т.н. «амфидромии Тейлора» для полусуточной гармоники M_2 вблизи южного входа в залив Шелихова. Перекрытие Пенжинской губы плотиной резко снижает общую диссипацию приливной энергии, усиливая встречную волну и приводя к сдвигу амфидромической точки от западного берега залива Шелихова к его середине. Наиболее резкая трансформация амплитуд и фаз связана именно с этим сдвигом. Так же, как и в Мезенской губе максимальное возрастание амплитуд сосредоточено вблизи левой (относительно направления падающей волны Кельвина) части внешней акватории, прилегающей к плотине.

Особый интерес представляет трансформация полусуточного (M_2) прилива, ожидаемая в случае сооружения плотины по северному варианту. В этом случае протяженность оставшейся части Пенжинской губы от плотины до «устья» (соединения с заливом Шелихова) составляет приблизительно четверть полусуточной приливной волны и оказывается в условиях резонанса. В сочетании с ослаблением диссипации это приводит к тому, что полусуточные составляющие перед плотиной возрастают значительно сильнее, чем суточные. Таким образом, в данном случае мы имеем проявление закономерности (IV), которое ведет к перестройке спектральной структуры прилива и изменению его типа. На рис. 8 представлено пространственное распределение этого эффекта с использованием критерия Дуванина $D = (H_к + H_п)/H_м$

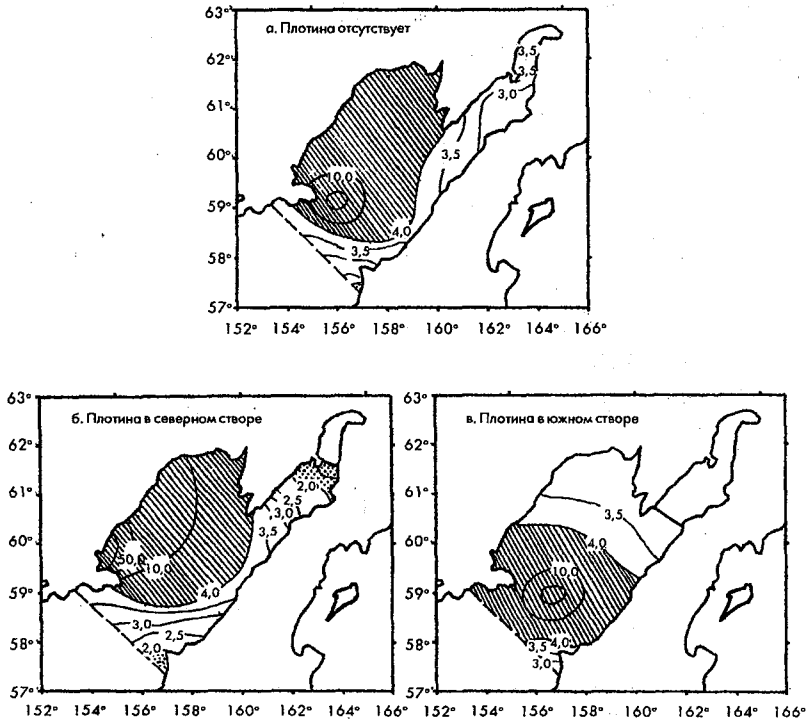


Рис. 8. Трансформация типа суммарного прилива в заливе Шелихова при двух вариантах положения дамбы Пенжинской ПЭС. Показаны изолиния значений критерия Дуванина, а также зоны правильного суточного (штриховка), неправильного суточного (без штриховки) и неправильного полусуточного (точки) прилива

для количественной характеристики типа суммарного прилива. Следует отметить, что четвертьволновой резонанс приливной гармоники в заливе должен сопровождаться усилением приливных течений того же периода с соответствующим изменением типа суммарных приливных течений в «устье», с которым совпадает узловая зона колебаний. В ближайшее время предполагается выполнить количественную оценку этого эффекта.

4.4. Охотское море

Концентрация приливной энергии в районе Пенжинской губы и ее окрестностей так высока, а отсекаемая плотиной область так велика, что заметные трансформационные эффекты могут охватыва-

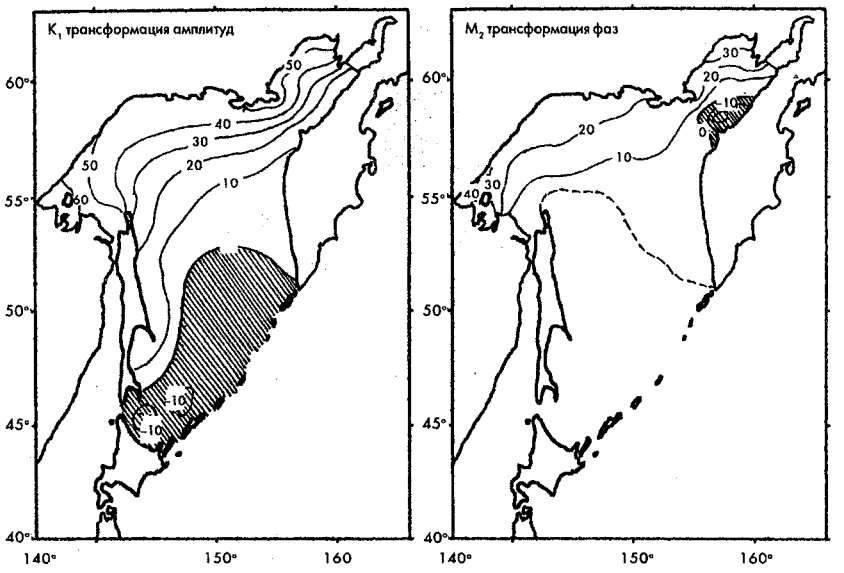


Рис. 9. Трансформация амплитуд приливных гармоник в Охотском море при южном варианте положения плотины ПЭС в Пенжинской губе. Обозначения см. на рис. 5.

ют весьма обширную зону за пределами залива Шелихова. Представляет интерес оценка характера и зоны действия этих эффектов в масштабе всего Охотского моря. Ниже приводятся результаты, соответствующие южному варианту расположения плотины.

На рис. 9 показано распределение амплитудных трансформационных добавок (ΔH) для двух основных приливных гармоник M_2 и K_1. В целом трансформационные эффекты, вызванные усилением отражения в районе плотины и вершины залива Шелихова, убывают с удалением от района возмущения, однако, указанные выше общие зако- номерности соблюдаются для обеих гармоник в пределах всего моря. Характерным для каждой гармоники является образование перед плотиной зоны роста амплитуд, которая, как видно из рис. 9, распространяются практически на все Охотское море за исключением сравнительно ограниченных участков, лежащих у правой (если смотреть по ходу падающей волны) границы бассейна, где отмечается падение амплитуд. Для гармоники M_2 участок с уменьшенными амплитудами расположен у северо-западного побережья Камчатки (на расстоянии около четверти длины полусуточной приливной вол-

ны от места отражения) и связан с упомянутым выше смещением амфидромической системы в южной части залива Шелихова. Аналогичный участок для гармоники K_1 прилегает к Курильским островам, т.е. лежит гораздо дальше от места отражения, однако, с учетом разницы в характерных глубинах, указанное расстояние участка от места отражения оказывается порядка четверти длины приливной волны суточного периода. Таким образом, данный эффект (возникновение «пятна» отрицательных амплитудных добавок) для обеих гармоник приурочен к области их узловых зон и имеет общую природу, характеризуя закономерности общего характера.

Привлекает внимание тот факт, что на фоне общего ослабления трансформационных эффектов с удалением от плотины выделяется район Тугурского залива, где, несмотря на большую удаленность от места отражения, увеличение амплитуд оказывается даже более значительным, чем у самой плотины. Эта особенность может быть объяснена тем, что отраженная от плотины мощная приливная волна, распространяясь вдоль материкового охотоморского побережья в виде волны Кельвина, достигает Тугурского залива и проникает в него, локально увеличивая свою высоту за счет выхода на мелководье. Этот пример показывает, что при определенных условиях трансформационные эффекты могут быть весьма «дальнобойными».

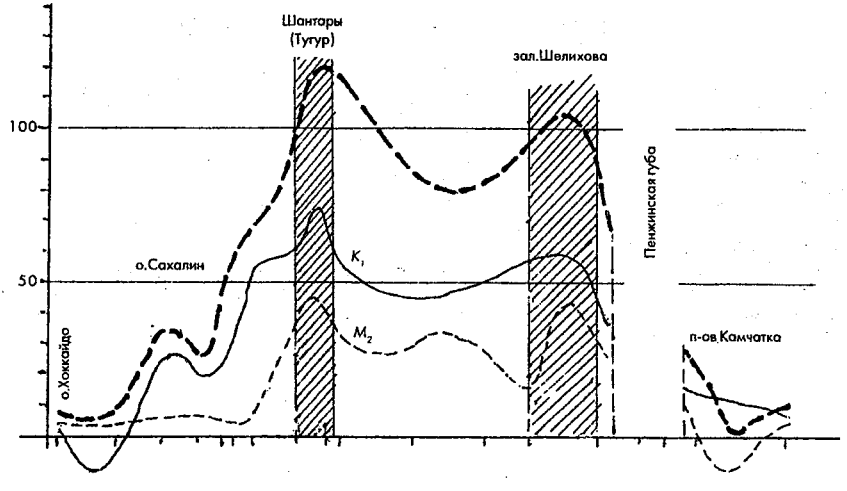


Рис. 10. Распределение трансформационных приращений амплитуд приливных гармоник вдоль побережья Охотского моря. На горизонтальной оси отмечены пункты наблюдений

На рис. 10 показано распределение амплитудных трансформационных добавок для гармоник и M_2 и K_1 (а также их суммы, характеризующей до некоторой степени изменение амплитуды суммарных приливных колебаний) вдоль побережья Охотского моря за исключением Курильских островов, где эти изменения невелики. Наиболее ощутимы трансформационные добавки на участке побережья от залива Шелихова до Шантарского района включительно (общей протяженностью более 2000 км), где величина таких добавок к максимальной величине суммарного прилива может составлять порядка 150 см при пиковых значениях в заливе Шелихова (около 2 м) и в Тугурском заливе (до 2,5 м).

Таким образом, выполненные оценки, в частности, показывают, что сооружение плотины в «устье» Пенжинской губы оказывает существенное влияние на ситуацию в районе Тугурского залива, и при рассмотрении соответствующих проектов этому обстоятельству должно быть уделено надлежащее внимание.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 01-05-64941

Литература

1. *Бернштейн Л.Б.* Приливные электростанции. М.: Энергоатомиздат, 1987, 296 с.
2. *Bernshtein L.B.* (ed.) Tidal Power Plants. Korea Ocean Research and Development Institute, 1996, 444 p.
3. *Defant A.* Physical Oceanography. Vol. 2, Pergamon Press, 1961, 598 p.
4. *Garrett C.J.R.* Tides in Gulfs. Deep-Sea Research, 1975, v. 22, No 1, p. 23—35.
5. *Некрасов А.В.* Энергия океанских приливов. Л.: Гидрометеоиздат, 1990, 288 с.
6. *Горелков В.М., Некрасов А.В.* Моделирование полусуточного прилива в мелководном бассейне с учетом береговой осушки. Тр. ЛГМИ, 1982, вып. 77, с.140—146.
7. *Heaps N.S.* Tidal effects due to water power generation in the Bristol Channel. Tidal Power. London, Plenum Press, 1972, p. 435—455.
8. *Greenberg D.A.* Mathematical studies of tidal behaviour of the Bay of Fundy. Man. Rep. Ser. Mar. Sci. Dir. Dept. Env., Ottawa, 1977, No 46, p. 161—187.
9. *Романенков Д.А.* Прогностическое моделирование приливов в Охотском море. Автореф. диссертации. СП,: РГГМИ, 1996. 16 с.
10. *Nekrasov A.V., Romanenkov D.A.* On effects produced by tidal power plants upon environmental conditions in adjacent sea areas. La Houille Blanche, 1997, v. 52, № 3, p. 89—95.
11. *Simpson J.H.* Shelf sea fronts, implications of their existence and behaviour. Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A 302, p. 531—546.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В.Р.Фукс

Развитие спутниковой альтиметрии за последние 10 лет привело к революционным сдвигам в получении информации об изменчивости океанографических условий в широком диапазоне пространственно-временных масштабов, ранее практически не охватываемых регулярными наблюдениями. Спутниковая альтиметрия — измерения расстояния между спутником и поверхностью отражения по времени прохождения сигнала бортового радарного высотомера, передающего со скоростью света высокочастотные радиосигналы (1700 импульсов/с) и получающего отраженный от морской поверхности сигнал. Независимое определение орбиты спутника (широта, долгота, высота) относительно земного эллипсоида дает возможность определить высоту уровенной поверхности.

Уровенной поверхностью Мирового океана называют поверхность нормальную к направлению силы тяжести, которая является равнодействующей силы притяжения Земли и центробежной силы суточного вращения. Эта поверхность является эквипотенциальной поверхностью, т.е. поверхностью равновесия. Уровенная поверхность Мирового океана принимается за форму Земли и называется геоидом, от которого отсчитываются высоты суши и глубины океана.

Форма геоида очень сложна из-за неравномерности распределения масс внутри Земли. Поэтому за фигуру Земли в практических расчетах принимают правильную геометрическую фигуру — референц-эллипсоид, центр которого находится в центре массы Земли. Высота геоида определяется как его отклонение от референц-эллипсоида. Эти отклонения обычно не превышают несколько десятков метров, но в отдельных аномальных районах достигают 200 м. Естественно, что высота геоида зависит от водного баланса Мирового океана в целом и его отдельных частей. Разность между количеством испаряющейся воды и осадков может привести к изменениям уровня в несколько десятков сантиметров. За геоид приблизительно принимают средний многолетний уровень моря, включая, таким образом, стационарные динами-

ческие возмущения. Динамическая топография — возвышение уровня океана над поверхностью геоида.

Основная задача альтиметрических измерений — геодезическая, уточнение формы морского геоида и гравитационной модели Земли. Однако спутниковые альтиметрические съемки открыли широчайшие возможности оценки динамической топографии и чрезвычайно большие перспективы в исследовании динамики морей и океанов.

Первые спутники, несущие альтиметры, были запущены в США в 1970-х годах: Skylab, (1973); Geos-3, (1975); Seasat (1978). В 1990-х годах с запуском европейских спутников ERS-1 с 1991 года и ERS-2 с 1995 года, американского спутника Topex/Poseidon (T/P) с 1992 года, российских спутников ГЕОИК началось широкое внедрение альтиметрических методов в океанографию и метеорологию. Космические аппараты Topex/Poseidon разработаны и запущены в рамках французско-американского проекта по долговременному изучению глобальной циркуляции океана и топографии океанской поверхности. Первый космический аппарат этой серии был запущен 10 августа 1992 года. Орбита спутника 1331—1332 км с наклоном 66,05° и периодом обращения 112 мин 26 с. С периодом 127 витков (около 9,9 суток) трек ИСЗ проходит на расстоянии не более 1 км от соседнего трека. Два радиолокационных высотомера (ALT и SSALT) обеспечивают точность измерения высоты спутника над поверхностью океана 2—5 см. В 2001 году был запущен спутник Ясон-1, а в 2005 году выйдет на орбиту спутник Ясон-2. Главная их цель — продолжить миссию T/P, обеспечить продолжение изучения изменчивости океана и его роли в климате, гидрологических и биогеохимических циклах на Земле. Сегодня спутниковые альтиметрические измерения достигают точности 2—3 см, дают пространственное вдольтраковое разрешение 5—7 км с повтором измерений через 3—35 суток. Это позволяет картировать динамическую топографию поверхности моря, оценивать высоту ветровых волн и скорость приводного ветра. Открываются уже реализуемые перспективы расчета по уклонам уровня полей течений, зон дивергенций и конвергенций, а также усвоения альтиметрической информации в гидродинамических моделях. Только еще начинается имеющее большую перспективу совместное использование спутниковой альтиметрической информации с дистанционным зондированием океана в различных диапазонах спектра излучения океана, прежде всего с данными микроволновых и ИК-радиометрических съемок.

В последнее время по каналам Интернета в реальном масштабе времени ежесуточно с десятидневным скользящим осреднением пе-

редаются альтиметрические карты возвышений уровня и течений, рассчитанных по гидродинамической модели с усвоением альтиметрических уклонов уровня. Сравнивая альтиметрическую информацию с «температурной», следует признать ее большую репрезентативность для описания термодинамических особенностей океанологических полей. Альтиметрическая информация обычно представляется в виде изоплет уровня, которые наглядно передают особенности синоптической, внутригодовой и межгодовой изменчивости океанграфическихических полей. Опыт использования альтиметрии для изучения океана обобщен в многочисленных публикациях, в том числе в [1].

Уровень моря является более показательным предиктором океанографических условий, чем температура воды. Это связанно с тем, что:

— уровень моря отражает термодинамические условия всей толщи моря, а не только поверхности моря;

— дает более адекватное описание течений, вихрей, фронтальных зон, зон апвеллинга и даунвеллинга;

— прямо, а не опосредованно связан с изменчивостью динамических условий в атмосфере и отражает глобальные климатические тренды.

Отклонение уровня океана от геоида связано с различными статическими и динамическими эффектами. К статическим эффектам можно отнести действие «обратного барометра» (повышение атмосферного давления на 1 мб приводит к понижению уровня на 1 см), а также стерические эффекты — увеличение плотности воды за счет уменьшения температуры воды или увеличения ее солености приводит к понижению уровня. Максимальные величины барических изменений уровня обычно не превышают 10—20 см. Величина стерических изменений уровня может составлять от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров.

Динамические изменения уровня возникают под действием внешних сил: тангенциального напряжения ветра, силы градиента атмосферного давления и приливообразующих сил Луны и Солнца. Эти силы, а также силы инерции, отклоняющая сила вращения Земли и силы трения формируют поле течения и соответствующие им уклоны уровня моря, возникающие как результат приспособления поля масс к полю скоростей течения.

Динамические неоднородности в поле уровня обычно превышают статические в несколько раз и достигают 1—2 м, а штормовые нагоны иногда доходят до 4 м, высота волн цунами достигает 15—20 м и более.

Если определять геоид как средний уровень океана, отсчитываемый от референц-эллипсоида, то в геоид входят также стационарные возмущения в поле уровня, а также связанные со стационарной океанской циркуляцией, обусловленные пространственной неоднородностью плотности воды и стационарными неоднородностями в поле атмосферного давления и ветра. В связи с этим спутниковые альтиметрические измерения, отсчитываемые от поверхности геоида, показывают возмущения относительно среднего стационарного состояния уровенной поверхности океана.

Оценка основных факторов, определяющих колебания уровня моря, может быть дана на основе уравнения неразрывности массы, представленном в следующем виде:

$$\frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt} + \mathrm{div}V + \frac{\partial w}{\partial z} = \Pi, \qquad (1)$$

где ρ — плотность воды, V — вектор горизонтальной скорости течения, w — вертикальная составляющая скорости течения, пресный баланс $\Pi = O - И + C/S$, где О — осадки, И — испарение, С — сток, S — площадь акватории. Пренебрегая для интересующих нас масштабов времени пресным балансом и интегрируя это уравнение от поверхности моря до дна при приближенном кинематическом условии на поверхности моря при $w \approx -\partial\xi / \partial t$ (где ξ — превышение уровня моря над средним уровнем) и условии непротекания на дне моря (при $z = H(x,y)$, $w = 0$), получим

$$\frac{d\xi}{dt} = -\mathrm{div}\bar{V}H - \int_o^H \frac{1}{\rho}\frac{d\rho}{dt}\,dz \qquad (2)$$

где $\bar{V}$ — средняя по вертикали скорость течения, а $\bar{V}H$ имеет смысл полного потока.

Первое слагаемое в правой части уравнения (2) имеет смысл скорости «динамического» изменения уровня, а второе слагаемое характеризует скорость стерического изменения уровня моря.

В условиях, когда стерические эффекты малы,

$$\frac{d\xi}{dt} = -\mathrm{div}\bar{V}H \qquad (3)$$

Если дивергенция полного потока положительна, происходит понижение уровня моря, когда она отрицательна (конвергенция), уровень повышается.

Интегрирование уравнения неразрывности движения может охватывать не всю толщу моря, а только ее верхнюю часть h. Тогда (3) примет вид

$$\frac{d\xi}{dt} = w_h - \mathrm{div}\overline{V}h. \qquad (3)$$

где w_h — вертикальная скорость на глубине h.

В соответствии с теорией Экмана в чисто дрейфовых потоках его составляющие выражаются через составляющие тангенциального напряжения ветра

$$uh = \frac{\tau_x}{\rho f}\ ,\ vh = -\frac{\tau_y}{\rho f} \qquad (5)$$

где f — параметр Кориолиса.

При этом, как показано в [2] на β-плоскости

$$\mathrm{div}\overline{V}H = \frac{-\beta vH + \mathrm{rot}\overline{\tau}}{\rho f} \qquad (6)$$

Спутниковые альтиметрические данные, передаваемые по каналам Интернет в цифровом виде, включают также оценку высоты ветровых волн. Эта оценка может быть использована для расчета толщины слоя волнового перемешивания.

С этой целью воспользуемся полуэмпирическими формулами [3]:

$$h = 10a - k_1 \cdot 0{,}1a_2 + \Delta h$$
$$k_1 = t_0 / t_{12} - t_{200} \qquad (7)$$

где h — глубина слоя ветрового перемешивания, a — наибольшая высота волны, полученная по альтиметрическим оценкам, k_1 — коэффициент устойчивости слоя скачка, t_0 и t_{12} — температура поверхности в момент прогноза и за предшествующий срок, t_{200} — температура воды на глубине 200 м, оцениваемая по месячным картам, $\Delta h = \mathrm{div}\,(\overline{V}h)\Delta t$ — поправка за счет дивергенции или конвергенции потока в верхнем слое океана, которая может быть оценена по формуле (6).

Таким образом, в рассматриваемом приближении скорость изменения уровня определяется меридиональным переносом из-за «β-эффекта» (главным образом, волнами Россби) и ротором тангенциального напряжения ветра. Знак скорости изменения уровня определяет границы зон дивергенции или конвергенции, апвеллинга или даунвеллинга.

Отметим, что указанные уравнения позволяют оценить только среднюю по глубине скорость. Оценка скоростей для отдельных горизонтов требует задания коэффициентов вертикального турбулентного обмена количеством движения, что можно сделать либо на основе полуэмпирических соотношение, либо заданием дополнительных условий типа уравнения баланса турбулентной энергии.

Оценивая сравнительный вклад в колебания уровня водного баланса, стерических и ветровых колебаний, следует признать наряду с водным балансом особую роль завихренности поля ветра.

Аномалии в поле возвышений уровня океана, регистрируемые спутниковыми альтиметрами, соответствуют аномалиям в поле температуры воды. Это связано как со стерическими эффектами, так и с адвекцией тепла. Как правило, положительным аномалиям уровня соответствуют положительные аномалии температуры поверхности воды и увеличение глубины залегания термоклина.

Для оценки нестационарных течений по альтиметрическим уклонам уровня в качестве исходной системы уравнений примем уравнения движения и неразрывности в приближении «теории мелкой воды»

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} - fv &= g\frac{\partial \xi}{\partial x} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial P_a}{\partial x} - ru + \frac{\tau_x}{\rho h} + F_x, \\
\frac{\partial v}{\partial t} + fu &= g\frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial P_a}{\partial y} - rv + \frac{\tau_y}{\rho h} + F_y, \qquad (8) \\
\frac{\partial uH}{\partial t} &+ \frac{\partial yH}{\partial t} + \frac{\partial \xi}{\partial t} = 0
\end{aligned}$$

В этом уравнении составляющие скорости течения u и v имеют смысл средних по вертикали скоростей течения, P_a — атмосферное давление, ρ — средняя плотность воды, h — глубина, охватываемая дрейфовым течением, r — коэффициент трения в приближении Гуль-

дберга-Мона [4], F_x и F_y — зональная и меридиональная составляющие приливообразующей силы Луны и Солнца, остальные обозначения прежние.

Для интересующих нас временных масштабов преобразуем систему уравнений, выразив из первых двух уравнений системы (8) каждую из составляющих скорости течения

$$D(u) = -fd(v_g) + f^2 u_g,$$
$$D(v) = fd(u_g) + f^2 v_g, \qquad (9)$$

где оператор $D = d^2 + f^2$, оператор, $d = \partial / \partial t + r$, а

$$u_g = \frac{1}{f}\left(g\frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho h}\right),$$
$$v_g = -\frac{1}{f}\left(g\frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho h}\right), \qquad (10)$$

Три слагаемые в последних уравнениях описывают соответственно чисто геострофическое течение, бароградиентное течение и чисто дрейфовое течение.

Оценим оператор D в уравнении (9):

$$D = d^2 + f^2 = \frac{\partial^2}{\partial t^2} + 2r\frac{\partial}{\delta t} + r^2 + f^2,$$

$$O\left(\frac{\partial}{\partial t}\right) = O\left(\frac{1}{T}\right) \qquad O\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2}\right) = O\left(\frac{1}{T^2}\right),$$

$$O(f) = O\left(\frac{1}{T_p}\right) \qquad O(f^2) = O\left(\frac{1}{T_p^2}\right),$$

где T — характерный временной масштаб, $O(T) = 10$ суток; $T_p = 1/f$ — период инерционных колебаний, примем для средних широт $O(Tp) = 1$ сутки. Обычно принимается [2] $O(r) = 10^{-6}$ сек$^{-1} \approx 0{,}1$ сутки$^{-1}$.

Для этих масштабов движения $O(d^2) < O(f^2)$ и из (9) следует

$$u = u_g - \frac{1}{f} d(v_g),$$

$$v = v_g - \frac{1}{f} d(u_g),$$

или

$$u = u_g - \frac{1}{f}\left(\frac{\partial v_g}{\partial t} + r v_g\right), \qquad (11)$$

$$v = v_g + \frac{1}{f}\left(\frac{\partial u_g}{\partial t} + r u_g\right),$$

Вторые слагаемые в этих уравнениях представляют собой агеострофические поправки к геострофическим значениям скорости течения, определяемые нестационарностью движения и диссипацией. По определению они тем больше, чем больше величины T_p / T и rT_p.

Величины u_g и v_g рассчитываются по формулам (10), используя «альтиметрические уклоны уровня», градиенты атмосферного давления и полуэмпирические формулы, связывающие тангенциальное напряжение ветра и его скорость.

Для расчета касательного напряжения ветра наибольшее распространение в практических расчетах получили полуэмпирические формулы Манка-Андерсона [2].

$$\tau = \gamma \rho_a w^2,$$

где w — скорость ветра (см/с), $\rho_a = 1{,}29 \cdot 10^{-3}$ г·см$^{-3}$ — плотность, γ — безразмерный коэффициент.

При $w < 6{,}6$ м·с$^{-1}$ (3 балла по шкале Бофорта) $\gamma = 8 \cdot 10^{-3}$; при $w > 6{,}6$ м·с$^{-1}$ $\gamma = 26 \cdot 10^{-3}$. Скачкообразное изменение значения γ подтверждается экспериментальными данными.

Справедливость сделанных приближений и надежность принятых полуэмпирических коэффициентов может быть независимо оценена с помощью проверки того, насколько точно удовлетворяется уравнение неразрывности движения. Для этого следует сравнить величину дивергенции полного потока $\mathrm{div}\bar{V}H = \partial uH / \partial x + \partial vH / \partial y$ со скоростью изменения альтиметрического уровня. Более того, целесообразна процедура «подгонки» полученных оценок скоростей путем изменения значений полуэмпирических коэффициентов таким образом,

чтобы уравнение неразрывности полностью удовлетворялось. Наиболее простой путь для этого решение «обратной задачи» — нахождения коэффициента трения r по альтиметрическим данным и заданным анемобарическим условиям.

Для этого, подставляя (11) в третье уравнение системы (8), получим уравнение относительно возвышений уровня

$$\frac{\partial u_g H}{\partial x}+\frac{\partial v_g H}{\partial y}-\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{H}{f}\frac{\partial v_g}{\partial t}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{H}{f}\frac{\partial u_g}{\partial t}\right)+$$

$$+r\left[-\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{v_g}{f}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{u_g}{f}\right)\right]=-\frac{\partial \xi}{\partial t} \qquad (12)$$

и находим

$$r=\frac{\frac{\partial \xi}{\partial t}-\frac{\partial}{\partial x}\left[H\left(u_g+\frac{1}{f}\frac{\partial v_g}{\partial t}\right)\right]-\frac{\partial}{\partial y}\left[H\left(v_g-\frac{1}{f}\frac{\partial u_g}{\partial t}\right)\right]}{\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{v_g}{f}\right)-\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{u_g}{f}\right)} \qquad (13)$$

что дает возможность независимого определения r.

В проблеме синоптической изменчивости океанологических полей дискуссионным остается вопрос об особенностях и сравнительном энергетическом вкладе синоптических вихрей и низкочастотных волн [5,6]. При анализе и интерпретации альтиметрических карт, на которых циклонические и антициклонические образовния являются, как правило, основным элементом топографии поверхности моря, решение этого вопроса особенно важно как с теоретической точки зрения, так и для различных приложений, например, при разведки промысловых скоплений рыбы.

Очевидным кажется основное существенное отличие синоптических вихрей от низкочастотных волн: вихри при своем движении переносят водную массу и течения в них близки к круговым; в волне же перемещается лишь форма, а частицы жидкости совершают движения по сильно вытянутым в меридиональном направлении эллипсовидным орбитам.

Синоптические вихри и градиентно-вихревые волны могут быть описаны одними и теми же гидродинамическими уравнениями, которые в линейном квазигеострофическом приближении приводят к выражениям (11).

Для оценки кинематических характеристик вихревых и волновых движений с целью интерпретации экспериментальных данных зададимся простейшими моделями возвышения уровня в вихрях и волнах. Возвышение уровня в волновой модели представим в виде зональной волны

$$\xi = Ae^{-n|y|}\cos(kx - \sigma t),$$

где A — амплитуда волны, k — волновое число, σ — частота, n — параметр затухания, выбранный так, чтобы на границе области захвата (ширина 200 км) волны затухали. Частота рассчитывалась по дисперсионному соотношению для зональных бездивергентных волн Россби: $\sigma = -\beta / k$.

Возвышение уровня в вихре представим в виде колоколообразной функции

$$\xi = Ae^{-a(x-x_0)^2 - b(y-y_0)^2}$$

где A — амплитуда, a и b — параметры «колокола».

На основе эмпирических оценок фазовая скорость зональной волны, как и скорость перемещения вихря, задавались равными 2 см/с, длина волны принималась равной 200 км.

Обратимся к рисункам, на которых представлены модельные поля скорости течения. Как и следовало ожидать, в волне (рис. 1) доминируют поперечные колебания. Горизонтальные эллипсы течений на различных расстояниях от оси *0X* представлены в правой части рисунка. Эллипсы вытянуты в меридиональном направлении. Вектора скоростей равномерно изменяют направление и величину, совершая полный цикл. При удалении от главной оси роза векторов скоростей пропорционально уменьшается.

Поля скоростей течения в вихре и волне существенно отличаются: в вихре (рис.2) образуется антициклонический круговорот со скоростью течения в центре, равной нулю, с максимальными скоростями на расстоянии 50 км от центра и уменьшением ее далее к периферии вихря. Роза векторов скорости течений в вихре (рис. 2) несимметрична. На главной оси зональные составляющие скорости вообще отсутствуют,

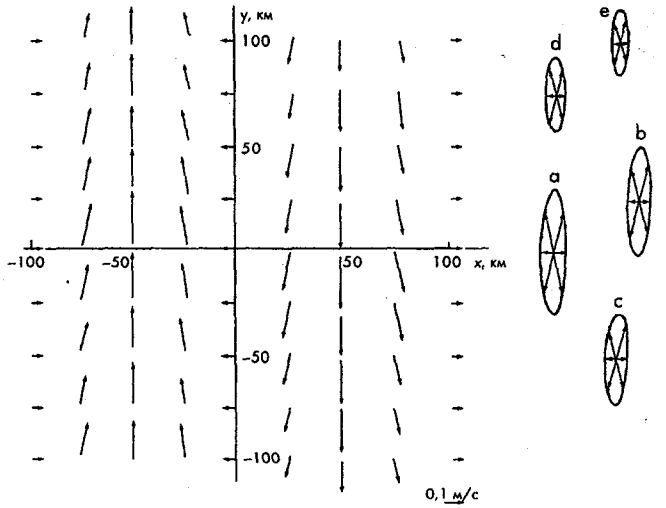


Рис. 1. Пространственное распределение векторов скоростей течений в волне, перемещающейся с фазовой скоростью 0,2 см/с. Розы скоростей течений на различных расстояниях от оси OX: a — 0 км; b— 7,5 км; c — 10 км; d — 25 км; e — 50 км.

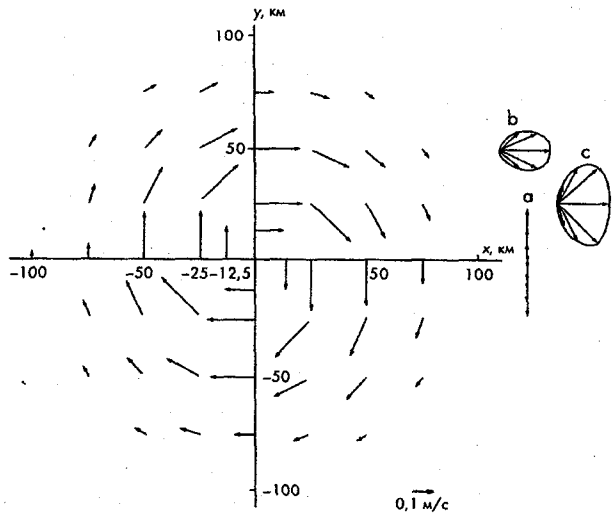


Рис. 2. Пространственное распределение векторов скоростей течений в вихре, перемещающемся со скоростью 0,2 см/с. Розы скоростей течений на различных расстояниях от оси OX: a — 0 км; b — 50 км; c — 25 км.

а при удалении к периферии роза векторов скоростей вытягивается в зональном направлении. При этом изменение направлений скоростей ограничено диапазоном 180°.

Таким образом, например, на основе наблюдений за течениями на автономных буйковых станциях, по характеру пространственно-временной изменчивости можно с достаточной определенностью сделать заключение о доминировании вихревых или волновых движений.

Следовательно, анализ пространственных и временных изменений динамических и термодинамических характеристик может дать в ряде случаев достаточно определенную информацию о вихревой или волновой природе наблюдаемых явлений.

Наблюдающиеся в океане синоптические вихри иногда обнаруживают некоторые черты волн Россби, а именно: распространение с западной составляющей фазовой скорости и неплохое количественное совпадение пространственно-временных масштабов колебаний с масштабами, диктуемыми дисперсионными соотношениями для волн Россби. В настоящее время нет однозначного ответа на вопрос, почему это происходит. Одни исследователи считают, что это можно объяснить с точки зрения статистической динамики, рассматривая синоптические вихри как своеобразную крупномасштабную турбулентность, уравнение которой содержит при вполне допустимых условиях не только вихри, переносящие с собой воду, но и волны Россби. Другие связывают синоптические вихри с существенной нелинейностью и дисперсией волновых движений, поэтому эти вихри интерпретируются как солитоны Россби. Существует также еще одна трактовка синоптических движений в океане как системы движущихся интенсивных вихрей несолитонного типа, излучающих волны Россби. В этом случае один из наиболее характерных путей эволюции поля вихрей в океане следующий: небольшие по сравнению с внутренним радиусом Россби бароклинные вихри, взаимодействуя друг с другом, укрупняются по законам двумерной турбулентности. Данный процесс сопровождается уменьшением частоты и волнового числа, в результате чего параметры вихрей совпадают с параметрами волн Россби. Возможен и иной вариант развития событий: вихри в процессе эволюции баротропизуются и, в конце концов, приобретают параметры волн Россби [7,8].

Таким образом, сходство вихрей и волн может быть обусловлено тем, что, с одной стороны, динамическая неустойчивость волн является источником синоптических вихрей, а с другой — релаксация синоптических вихрей, вероятно, может происходить в виде волн Россби. Кроме этого, теоретические исследования показывают, что для

двухслойной квазигеострофической модели, учитывающей средний уклон дна, линейная суперпозиция пары низкочастотных волн с одинаковой амплитудой, распространяющихся под углом друг другу, приводит к образованию чередующихся ячеек высокого и низкого давления. Внутри ячеек линии тока замкнуты и близки к эллипсу. Таким образом, в месте встречи двух систем волн могут возникать образования, похожие на стационарные синоптические вихри [9].

Приведенные результаты говорят о некоторой условности разделения возмущений синоптического масштаба на вихревые и волновые. Однако очевидно, что существуют районы океана и условия, при которых синоптические вихри и градиентно-вихревые волны проявляются в «чистом виде». Наш опыт говорит о том, что сложившиеся представления об энергетическом доминировании синоптических вихрей в общей динамике моря кажутся несколько преувеличенными.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 03-05-64755

Литература

1. AVISO Altimetry Newsletter 6,1998; 8 , 2001.
2. *Мамаев О.И.* Морские течения. Изд-во МГУ, 1986.
3. *Левасту Т., Хела И.* Промысловая океанография. Пер. с англ. Л.: ГИМИЗ. 1974.
4. *Нейман Г.Н.* Океанские течения. ГИМИЗ. 1973.
5. *Фукс В.Р.* К классификации низкочастотных баротропных волн в океане // Вестн. С.-Петерб. ун-та. 1999. Серия 7: Геология, география. Вып. 2 (№ 14).
6. *Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р.* Градиентно-вихревые волны в океане. Изд-во СПбГУ. 2003.
7. *Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С.* Синоптические вихри в океане. Л., 1982.
8. *Коняев К. В., Сабинин К. Д.* Волны внутри океана. СПб., 1992.
9. *Ле Блон П., Майсек Л.* Волны в океане. Т.1,2. М.,1981.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПРИЛИВА В ОХОТСКОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Г.В.Шевченко
Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (СахНИРО)
А.А.Романов
Всероссийский научно-исследовательский институт экономики, информации и автоматизированных систем управления рыбного хозяйства (ВНИЭРХ)

Введение

Данные об изменении поверхности Мирового океана, получаемые при помощи альтиметрического датчика, установленного на искусственном спутнике Земли в рамках проекта Topex-Poseidon (TP), получили в последнее время широкое распространение при исследовании большого числа океанографических явлений. Наиболее часто они используются при изучении циркуляции в различных его районах (отражением которой являются сезонные колебания уровня), выделении вихревых структур и для решения ряда других задач, имеющих важное научное и прикладное значение. Выделение вихревых образований с одновременным измерением температуры поверхности моря и концентрации хлорофилла-А по данным сканера SeaWIFS интенсивно используются в гидробиологических исследованиях, в том числе и в управлении рыбным промыслом. Этим вопросам посвящен целый ряд работ российских и зарубежных специалистов [1, 2, 3].

Однако для прибрежных районов океана, и в особенности для внутренних морей, использование альтиметрии наталкивается на существенные трудности, обусловленные недостаточной точностью фильтрации приливных колебаний, которая осуществляется обычно при помощи глобальной модели океанских приливов [4, 5, 6]. Для каждой конкретной акватории разрабатываются различные способы коррекции, в основе которых чаще всего лежит более точная региональная численная модель с усвоением имеющихся данных о характеристиках прилива, полученных с береговых самописцев уровня моря или автономных буйковых станций. Несколько таких попыток было предпринято в последнее время для Японского моря, хотя величина приливов здесь сравнительно невелика [7,8].

Гораздо острее стоит вопрос о надежной фильтрации приливов для Охотского моря, что обусловлено значительной величиной приливов. Размах колебаний приливного уровня в его северо-западной и особенно в северо-восточной частях достигает величины в несколько метров. Для сравнения, величина сезонных вариаций среднего уровня моря, характеризующая циркуляцию в масштабах бассейна, по данным береговых наблюдений, составляет 25—30 см [9]. Приблизительно такую же величину имеют отклонения уровня, связанные с вихревыми структурами и иными представляющими интерес объектами. Поэтому при анализе данных спутниковой альтиметрии, идентификации синоптических вихрей и исследовании других динамических процессов в этом районе очень важна надежная фильтрация приливов, так как их искажающее влияние может приводить к значительным погрешностям при обработке данных и интерпретации полученных результатов.

Пространственная структура приливов в Охотском море имеет весьма сложный характер. Приливные волны, проникая из Тихого океана через проливы Курильской гряды, испытывают рефракцию и отражение от береговых границ, так что в результате наблюдается сложная интерференционная картина, для приливных волн полусуточного образуются области амфидромий и т.д. Из-за влияния льдов, проявляющегося в образовании устойчивого ледяного покрова и даже полного промерзания на некоторых мелководных участках, а также в образовании устойчивых зон свободных ото льда (в районах с сильными приливами и отжимными ветрами), и нелинейных эффектов, наблюдается значительная сезонная изменчивость амплитуд и фаз приливных волн [10,11]. Все это делает задачу моделирования приливов в Охотском море весьма сложной, при этом результаты расчетов в рамках существующих региональных и глобальных моделей [5, 12, 13, 14], не обеспечивают точности, которая необходима при обработке спутниковых данных о колебаниях уровня моря.

Одним из наиболее действенных методов решения данной проблемы является подход, предложенный канадскими учеными [15] и основанный на анализе характеристик приливных колебаний непосредственно в заданной точке моря из полученного в ней альтиметрического ряда, прямом расчете гармонических постоянных и вычитании предвычисленного прилива.

К настоящему времени накоплены достаточно продолжительные ряды, что позволяет корректно решить поставленную задачу, получить надежные, свободные от влияния приливов, данные о непери-

одических колебаниях уровня для решения упомянутых выше задач, а также определить особенности пространственной структуры приливных волн в Охотском море, что является самостоятельной важной задачей. Именно она, помимо разработки надежного метода фильтрации приливов из ТР данных, являлась основной целью настоящего исследования.

Исходные данные

Радарный альтиметр (РА) — это, как правило, смотрящий в надир активный микроволновый сенсор, излучающий в диапазоне 13—14 ГГц. Излучаемый вертикально вниз импульсный сигнал взаимодействует с земной или морской поверхностью и отражается назад к антенне альтиметра. Время полного цикла прохождения импульса от РА до поверхности и назад измеряется с высокой точностью, а затем умножением его на скорость распространения электромагнитного излучения рассчитывается высота приемной антенны спутника над отражающей поверхностью.

Атмосфера и ионосфера замедляют скорость радиоимпульса в соотношении, пропорциональном полной массе атмосферы («сухих» газов и водяного пара в атмосфере) и числу свободных электронов в ионосфере. Кроме того, радиоимпульс не отражается от среднего морского уровня, но отражается от уровня, который зависит от высоты волны и скорости ветра. Ошибки в определении высоты морской поверхности альтиметром вследствие вышеописанных процессов не могут игнорироваться и должны быть учтены. В качестве исходных данных использовались измерения альтиметра, установленном на франко-американском спутнике Topex/Poseidon. Эти данные предоставлены центром PO.DAAC, JPL, NASA.

Для расчета уровня моря относительно отсчетного эллипсоида (модель поверхности земли, эллипсоид вращения с параметрами: экваториальный радиус — 6378,1363 км и поправка на сплюснутость — 1/298,257) по данным спутникового альтиметра применялось следующее соотношение:

$$H_O = H_c - (H_A + C_{AO} + C_{NO} + C_E + C_Y) - H_{IA},$$

где H_O — уровень моря, H_C — высота орбиты спутника, H_A — высота измеренная альтиметром, C_{AO} — поправка на влажную тропосферу, C_{NO} — поправка на сухую тропосферу, C_E — поправка на ионосферу, C_Y — электромагнитное смещение, H_{IA} - обратный барометр.

Все необходимее поправки брались стандартным образом из набора данных спутника Topex/Poseidon MGDR-B и учитывались согласно рекомендациям [16].

Далее, полученные вдоль трека спутника альтиметрические измерения стягивались в узлы регулярной сетки следующим образом. Выбиралась область в окрестности узла сетки с радиусом в 2,5°, в которой выбирались значения уровня океана, полученные со спутника Topex/Poseidon. Затем, в том случае, если спутниковых значений уровня в области было больше одного, происходило усреднение значений, причем усреднялись точки с учетом того, что в окрестность узла могли попасть данные с различных подспутниковых треков, в этом случае группа точек делилась на некоторое число подгрупп, которые соответствовало количеству треков. Таким образом, усреднялись между собой только те точки, которые принадлежали одному подспутниковому треку и были близки по времени. На рис.1 представлено расположение узлов регулярной сетки с шагом 1° х 1°, выбранной для региона, и подспутниковые треки, представляющие собой исходное положение линий, вдоль которых имеются альтиметрические данные. В некоторых узлах регулярной сетки, особенно в южной части области, в силу увеличения расстояния между подспутниковыми треками, в область вокруг узла не попало ни одной точки, в этом случае, узел просто не участвовал в дальнейшем исследовании.

Методика расчета гармонических постоянных прилива

Приливной уровень в некоторой точке моря в заданный момент времени t можно представить в виде комбинации набора из L гармоник (приливных волн) [17, 18]:

$$X(t) = S + \Sigma f_j(t)\, H_j \cos(\omega_j t - U_j(t) - g_j)$$

где S — средний уровень, $f_j(t)$ — амплитудный множитель, $U_j(t)$ — фазовая поправка, оба параметра для каждой волны зависят от времени, но известны (определяются астрономическими условиями на момент проведения измерений), ω_j — частота волны, H_j, g_j — гармонические постоянные амплитуды и фазы. Именно определение из наблюдений гармонических постоянных и есть основная задача приливного анализа.

Речь идет о модификации известной схемы метода наименьших квадратов [18] для случая, когда данные регистрируются нерегулярно или когда измерения охватывают слишком большой интервал

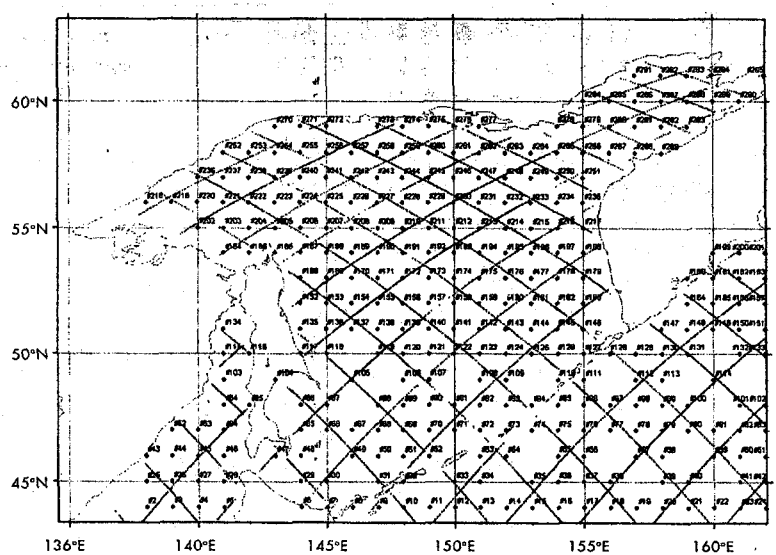


Рис. 1. Схема выбранных точек в узлах одноградусных квадратов, покрывающих Охотское море, северную часть Японского моря и прилегающие акватории Тихого океана, в которых формировались ряды данных спутниковой альтиметрии, и положения подспутниковых треков

времени, на котором астрономические параметры нельзя считать постоянными.

Для каждого отсчета t_k можно заранее определить $f_j(t_k)$ *и* $U_j(t_k)$ и, пользуясь разложением косинуса по формуле разности углов

$$X(t) = S + \Sigma f_j(t)\, H_j \cos(\omega_j t - U_j(t) - gj) =$$
$$S + \Sigma f_j(t)\, H_j \{\cos(\omega_j t - U_j(t) \cos g_j) + \sin(\omega_j t - U_j(t) \sin g_j)\},$$

введем

$$A_j(k) = f_j(t_k) \cos(\omega_j t - U(t_j)),$$
$$B_j(k) = f_j(t_k) \sin(\omega_j t - U(t_j));$$

а также новые переменные, подлежащие определению $Y_j = H_j \cos g_j$, $Z_j = H_j \sin g_j$, относительно которых мы получаем систему уравнений

$$X(t_k) = S + \Sigma A_j(k)\, Y_j + B_j(k)\, Z_j.$$

Эта система уже линейная, что позволяет применить метод наименьших квадратов по стандартной схеме с применением алгоритма Холецкого для обеспечения более высокой устойчивости при решении системы линейных уравнений.

Если программа обнаруживает, что столбцы матрицы линейно зависимы с машинной точностью, или итерации расходятся, выдается сообщение о невозможности решения системы.

Подобная проблема возникает обычно для приливных волн с близкими частотами. Для обычных рядов, полученных стандартным прибором типа самописца уровня моря и представляющих из себя наборы значений с фиксированной дискретностью, для определения возможности разделения таких волн существует критерий Рэлея [18]. Однако для TP данных, учитывая их существенную разрывность вследствие значительных пропусков в наблюдениях в зимний период из-за формирования ледяного покрова на большей части Охотского моря, сформулировать аналогичный критерий не удается. В данном случае при формировании набора гармоник мы ограничивались приведенным выше формальным определением устойчивости решения системы.

Необходимо отметить, что отсутствие альтиметрических данных в зимний период времени приводит к неустойчивости расчета годовой (Sa) и полугодовой (Ssa) составляющих, которые использовались в работе [15] для северо-восточной части Тихого океана, однако для условий Охотского моря их пришлось исключить.

Аналогичная проблема возникла также при исследовании сезонных колебаний уровня в районе Берингова пролива [3]. Это не позволило решить на данном этапе задачу исследования пространственной структуры сезонных колебаний в изучаемом районе и, в частности, формирования зимнего максимума уровня в Охотском море [9].

О надежной оценке гармонических постоянных приливных волн свидетельствует высокая степень соответствия между исходными значениями уровня и предвычисленным приливом, а также между полученными значениями амплитуд и фаз в соседних точках. Величина остаточных колебаний, включающих сезонные вариации и отклик поверхности моря на воздействие вариаций приземного атмосферного давления и скорости ветра, составляет в среднем около 10 см. Это значение близко к оценке средней величины непериодических вариаций, рассчитанных по береговым мареографным станциям о.Сахалин [19].

Пространственное распределение амплитуд и фаз основных волн

Рассмотрим теперь полученные результаты гармонического анализа данных спутниковой альтиметрии с точки зрения особенностей пространственной структуры основных приливных волн. На рис.2 представлены карты изолиний амплитуды и фаза для главной суточной волны K_1, построенные по результатам расчетов в заданной сетке точек посредством графического пакета Surfer. Наименьшие амплитуды эта гармоника имеет в юго-западной части исследуемой акватории, где ее величина составляет 10—15 см. Амплитуда K_1 возрастает в северо-восточном направлении, достигая наибольших значений, превышающих 2 м, в заливе Шелихова на подходах к заливу Пенжинская Губа, что хорошо согласуется с результатами анализа береговых измерений [20]. Отметим, что при численном моделировании приливов в Охотском море именно для данного района возникают наибольшие трудности, и расчетные высоты суточного прилива получались обычно существенно ниже реальных значений [5, 146]. Более точные результаты для данного района были получены в [13], а также в работе [12], при расчетах, выполнявшихся для оценки эффективности планируемой приливной электростанции в районе Пенжинской Губы.

Распределения амплитуд и фаз главной суточной волны, полученные в результате численного моделирования [13, 12], представлены на рис.3. Сравнительный анализ показывает, что пространственная структура и диапазон изменений амплитуды гармоники K_1 по данным спутниковой альтиметрии (рис. 2а) хорошо согласуется с распределениями, полученными в результате модельных расчетов.

Существуют, однако, и некоторые существенные различия. Так, при численном моделировании обычно (за исключением работы [13]).не выделялась в таком явном виде область больших значений амплитуды, вытянутая от входа в залив Шелихова в открытое море, приблизительно вдоль кромки шельфа,

Область более низких, чем наблюдается по береговым станциям, величин суточного прилива у юго-восточного побережья Сахалина обусловлена, скорее всего, тем, что точки с данными спутниковой альтиметрии номер 65 и 86 (рис.1) были слишком удалены от берега. Пространственная картина изофаз гармоники K_1 имеет более простой характер и хорошо согласуется с результатами численного моделирования. Она указывает на зональное, ориентированное на запад направление волны в прилегающем районе Тихого океана и на проникновение приливной волны в Охотское море через проливы в

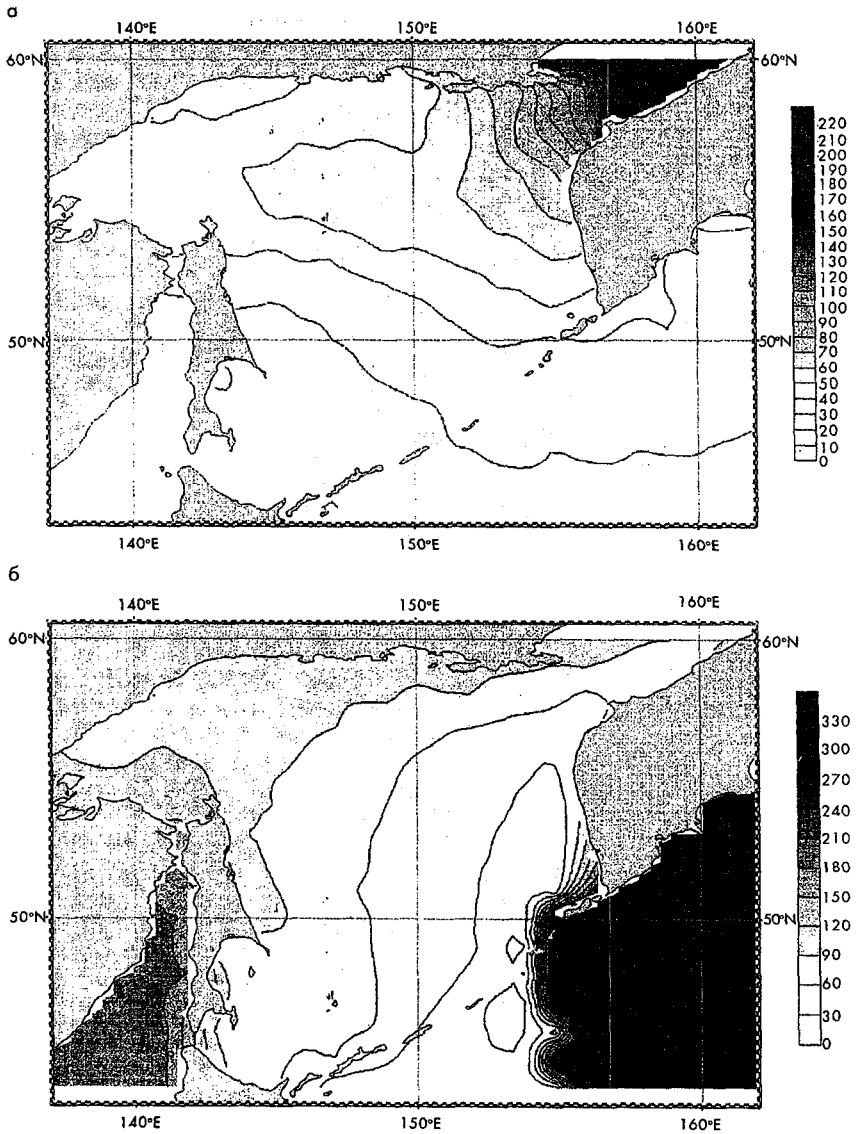


Рис. 2. Карты распределения амплитуд (а, см) и фаз (б, град) суточной гармоники K_1 в Охотском море и прилегающих районах

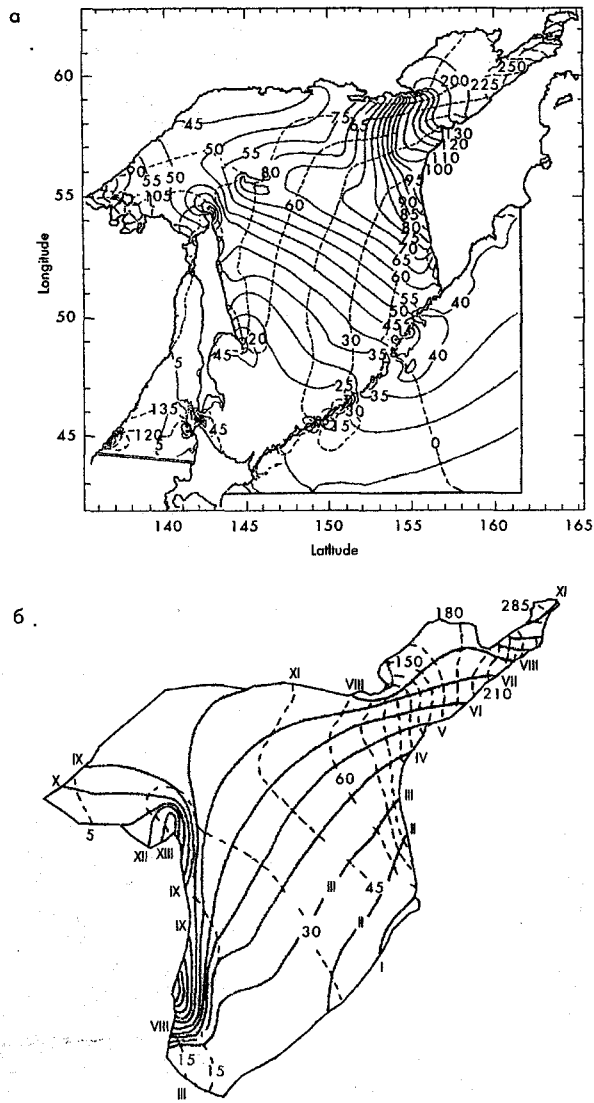


Рис. 3. Приливная карта гармоники K_1 в Охотском море по результатам численного моделирования [20] (а) и [5] (б). Сплошная линия — изоамплитуды в сантиметрах, пунктирная линия — изофазы в градусах (а) и наоборот на рис. б

северной части Курильской гряды. Внутри моря наблюдается преимущественное распространение суточного прилива от района Северных Курил в северо-западном направлении, к побережью Сахалина и району Магадана он подходит приблизительно в одно время, а затем, через несколько часов, достигает Шантарских островов. Любопытно значительное изменение фаз суточных гармоник в проливе Лаперуза — вероятно, таким образом проявляется существующая здесь амфидромия [21], которая не проявляется полностью из-за малого числа точек сетки в пределах данной акватории.

Пространственная картина изофаз гармоники K_1, полученной по данным спутниковой альтиметрии, неплохо согласуется с аналогичной картиной, полученной при численном моделировании [13,12] (рис.3). Некоторые расхождения, наблюдаемые на шельфе острова Сахалин и выражающиеся в более гладких линиях фазы по данным спутниковой альтиметрии, вероятно, связаны с достаточно разреженной сеткой данных.

Пространственное распределение амплитуд и фаз другой важной суточной волны O_1 имеет структуру, аналогичную полученной для K_1, повторяя все особенности даже в деталях. Обращает внимание только область малых амплитуд в южной части Татарского пролива, которая указывает на наличие вырожденной амфидромии. Отметим, что комбинация двух основных суточных волн создает характерную для Охотского моря двухнедельную изменчивость величины приливов, которая проявляется как в колебаниях уровня моря, так и в приливных течениях [21, 22, 23]. Весьма вероятно, что при неудовлетворительной фильтрации приливов из данных спутниковой альтиметрии именно эта модуляция создает ложные аномалии «чисто приливного происхождения», воспринимаемые как быстро смещающиеся вихревые структуры.

Более сложная и интересная картина была получена для основной полусуточной волны M_2 (рис.4). Распределение амплитуд обнаруживает резкое возрастание их величины в северной части Татарского пролива, вдоль материкового побережья в северной части моря (более 1 м), у камчатского побережья залива Шелихова и на подходах к заливу Пенжинская Губа, что также хорошо согласуется с данными анализа измерений на береговых самописцах уровня моря.

Не меньший интерес вызывают амфидромии полусуточного прилива — области с очень малыми значениями амплитуд волны M_2, которые обнаруживаются в южной части Татарского пролива, у восточных берегов Сахалина и у северной оконечности острова, а также

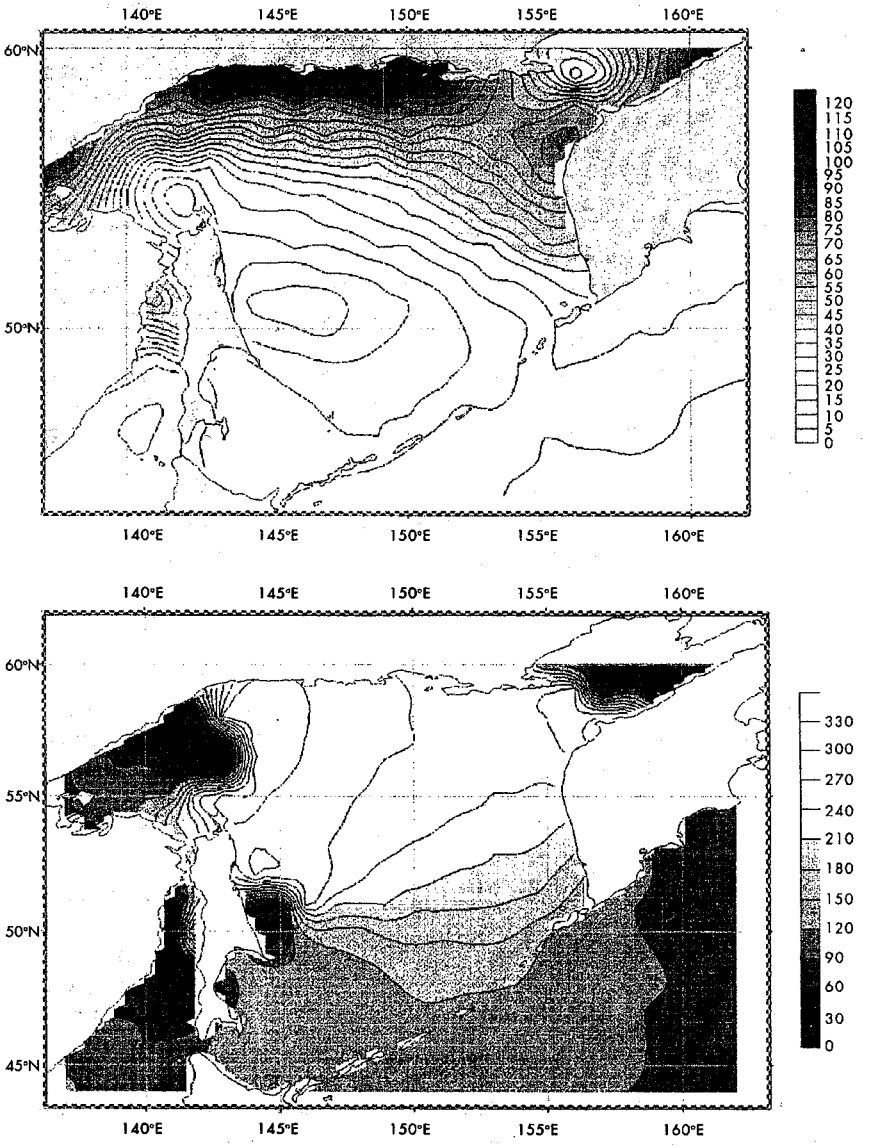


Рис. 4. Карты распределения амплитуд (а, см) и фаз (б, град) полусуточной гармоники M_2 в Охотском море и прилегающих районах

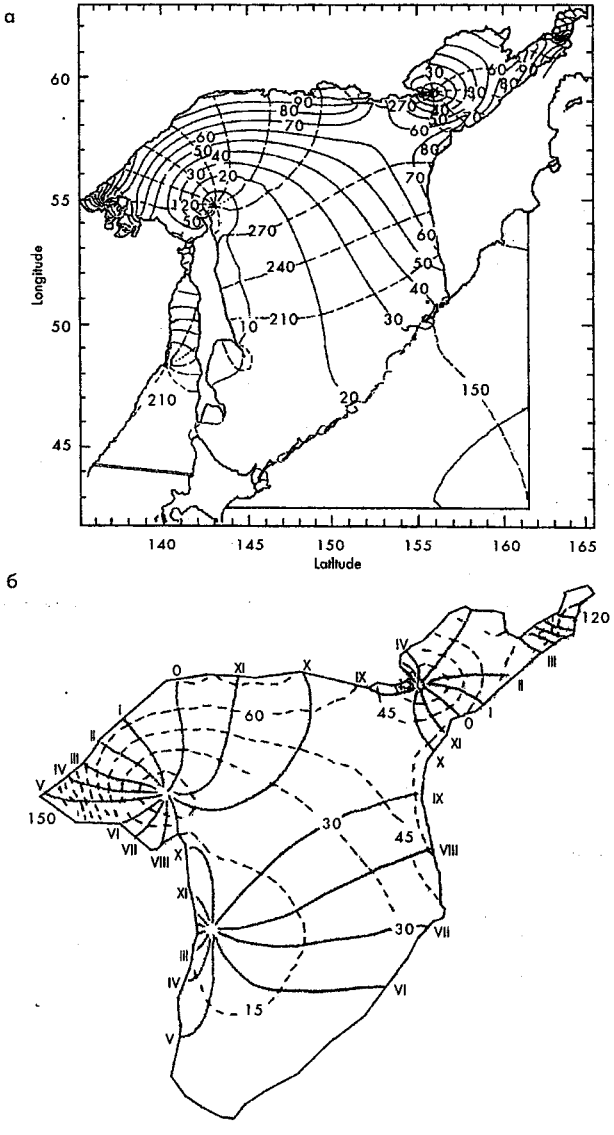


Рис. 5. Приливная карта гармоники M2 в Охотском море по результатам численного моделирования [13] (а) и [12] (б). Сплошная линия — изоамплитуды в сантиметрах, пунктирная линия — изофазы в градусах (а) и наоборот на рис. б

у западного побережья залива Шелихова. Наличие этих амфидромий впервые было показано в работе Огура [24] в результате анализа данных береговых измерений, а также получено в результате численного моделирования [5, 12, 13, 14]. Исключение составляет область у восточного побережья Сахалина, которая не идентифицировалась по результатам расчетов [5, 13, 14].

На рис.5 представлены амплитуды и фазы приливной гармоники M_2 полученные в работах [12, 13]. В отличие от результатов работы [13], на рис. 4а видна область амфидромии в центральной части Охотского моря. Эта область согласуется с амфидромией в этой части моря, показанной на рис.5б в работе [12], но имеет несколько большие размеры. Область малых значений амплитуды гармоники M_2 в южной части Татарского пролива, полученная по спутниковым альтимтрическим данным, оказалась более обширной и ее положение оказалось несколько южнее, чем это показано в работе [13] (в работе [12] моделирование в Татарском проливе, к сожалению, не проводилось). Полученный по альтиметрическим данным результат, однако, неплохо согласуется с результатами работы [5].

Положение, и размеры амфидромий у северной оконечности о.Сахалин хорошо согласуются с результатами, приведенными в работах [12, 13].

Пространственное распределение другой важной полусуточной волны S_2 имеет характер, очень близкий к M_2, только с заметным уменьшением амплитуд. В районе восточного Сахалина область амфидромии смещена от берега дальше в открытое море, а в Татарском проливе малые значения амплитуды находятся ближе к материковому берегу. В последнем случае амфидромия не выражена, уменьшение амплитуды наблюдается, но круговое движение фаз отсутствует.

Оценка скоростей приливных течений

Большой интерес представляет также возможность оценки скоростей приливных на основе полученных гармонических постоянных для уровня моря. В работе [25] для реализации этой задачи на основе оценок приливных колебаний уровня на береговых пунктах в проливе Лаперуза использовалось следующее уравнение движения в упрощенной форме (без учета членов, отражающих влияние вращения Земли, трения и нелинейных эффектов):

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g\frac{\partial \zeta}{\partial x},$$

где u — скорость, t — время, g — ускорение свободного падения, ζ — отклонение уровенной поверхности от положения равновесия, x — пространственная переменная.

Для расчета скоростей течений были выбраны точки 268, 283 и 290, расположенные вдоль линии трека, ориентированного почти параллельно северо-западному побережью Камчатки, пересекающего узость у входа в залив Шелихова и продолжающегося в сторону Пенжинской губы (рис.1). На основе рассчитанных по альтиметрическим данным гармонических постоянных приливов были предвычислены приливные ряды длительностью один год. Расчет производился для 2006 года, который для районов с преобладанием суточных приливов является годом «больших приливов» в рамках хорошо выраженной цикличности с периодом 18,6 года [22]. Разностная аппроксимация пространственной производной по уровню вычислялась как разность значений приливного уровня в соседних точках в одни и те же моменты времени, разделенная на расстояние между ними. Приливные скорости определялись по схеме первых разностей отнесенных к временному интервалу 1 ч. Приливные ряды предвычислялись отдельно для главных суточной (K_1) и полусуточных (M_2) волн, а также по сумме восьми основных приливных гармоник, четырех суточного (Q_1, O_1, K_1, P_1) и четырех полусуточного диапазона (N_2, M_2, S_2, K_2). Результаты расчетов скорости приливного потока по сумме восьми волн представлены на рис.6. Приливные течения у вхо-

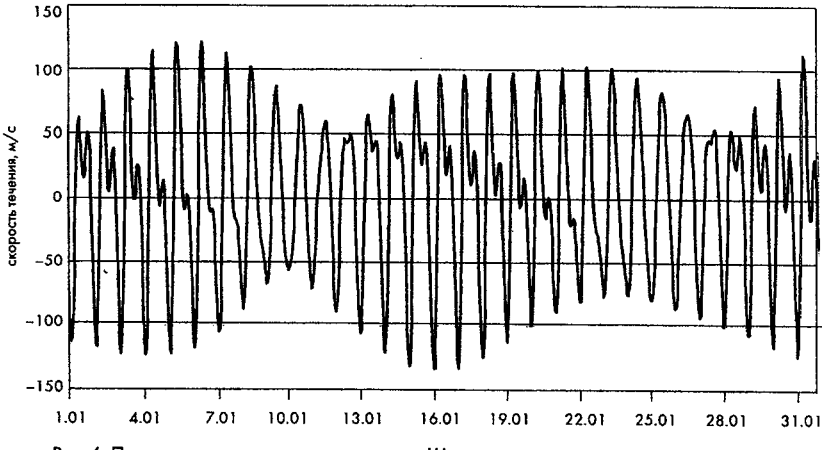


Рис. 6. Приливные течения на входе в залив Шелихова, рассчитанные по разности предвычисленных рядов уровня моря в точках 268 и 283 на январь 2006 года

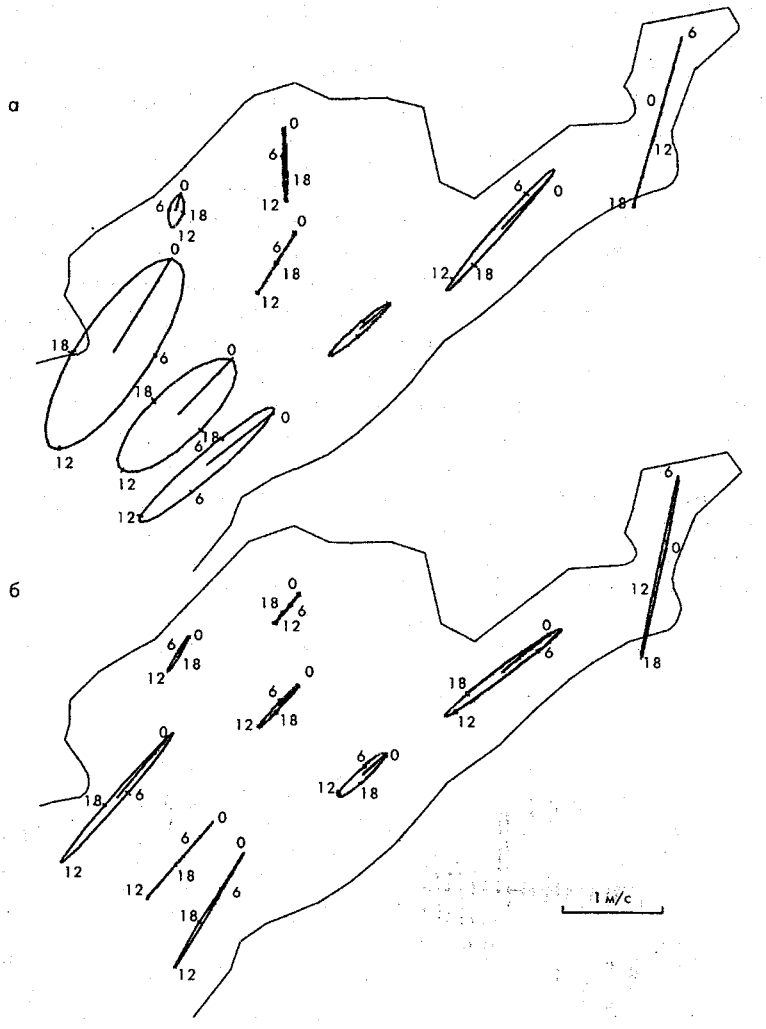


Рис. 7. Эллипсы приливных течений гармоники K_1 в заливе Шелихова на основе измерений (а) и по результатам расчетов (б) из работы [12]. Цифрами указаны моменты времени

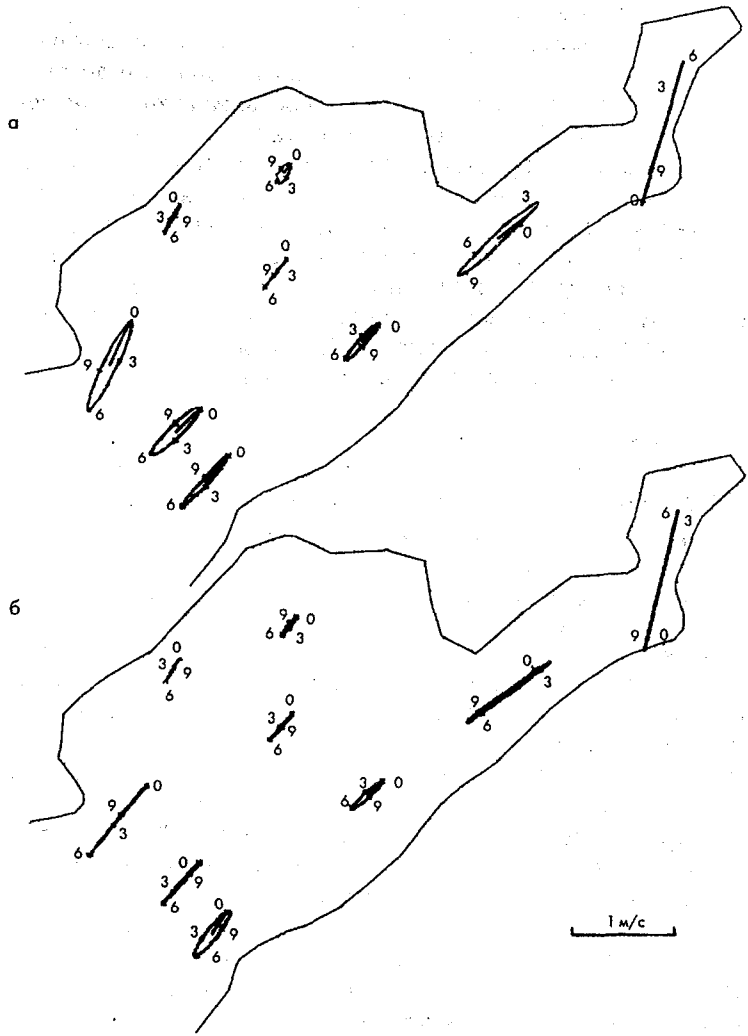


Рис. 8. Эллипсы приливных течений гармоники M_2 в заливе Шелихова на основе измерений (а) и по результатам расчетов (б) из работы [12]. Цифрами указаны моменты времени

да в залив Шелихова носят преимущественно суточный характер, максимальные значения скоростей приходятся на интервалы времени, близкие к дням зимнего и летнего солнцестояния и достигают величины 135 см/с. При этом на для K_1 соответствующее значение составляет 65, а для M_2 — 32 см/с, что достаточно близко к величинам больших полуосей приливных эллипсов, приведенным в работе [12]. Эти эллипсы, полученные как из натурных измерений, так и по результатам численного моделирования, представлены на рис. 7 и 8 для главной суточной и полусуточной волн. Соответствие между максимальными скоростями течений по нашим расчетам и большими полуосями представленных эллипсов указывает на удовлетворительные результаты оценки скоростей приливных течений, которые можно получить из спутниковой альтиметрии.

Заключение

Результаты выполненного анализа данных спутниковой альтиметрии за 1992—2002 годы в 294 точках в узлах сетки одноградусных квадратов, покрывающей Охотское море и прилегающие районы, можно сформулировать следующим образом:

— предложен эффективный способ устранения приливной компоненты из данных спутниковой альтиметрии, позволяющий получить остаточный ряд со среднеквадратической амплитудой непериодических вариаций около 10 см для всех точек исследуемой области при размахе измеренных колебаний, включающих приливную компоненту, от 1 до 8 м;

— построены пространственные распределения амплитуд и фаз основных приливных волн в Охотском море и прилегающих районах, хорошо согласующиеся с данными наблюдений на береговых уровенных постах и результатами численного моделирования;

— для суточных гармоник получены величины амплитуд более 2 м на подходах к заливу Пенжинская Губа, а также области высокой интенсивности колебаний в открытом море в районе, прилегающем к заливу Шелихова, чего не было получено в большинстве известных региональных численных моделей;

— для главных полусуточных волн M_2 и S_2 получены все известные амфидромии. Показано, что в Татарском проливе область малых значений амплитуды M_2 находится южнее и занимает бóльшую площадь, чем принято было считать. У волны S_2 в этом районе амфидромия вырожденная — зона малых амплитуд существует вблизи материкового берега, а круговое вращение фаз отсутствует. У восточ-

ных берегов Сахалина аналогичные зоны для обеих волн имеют более значительную, чем было принято считать, протяженность в сторону открытого моря;

— показано, что полученные значения гармонических постоянных прилива для акватории Охотского моря могут быть использованы для расчета колебаний уровня и скоростей приливных течений, а также для оценки диссипации приливной энергии в различных районах моря и решения некоторых других задач, требующих точного знания приливного режима (в том числе для инженерных изысканий при проведении геологоразведочных работ на шельфе).

— продемонстрирована эффективность использования альтиметрических данных спутника Topex/Poseidon для определения характеристик прилива в Охотском море и использования «очищенных от прилива» рядов непериодических колебаний для определения циркуляции и вихревых структур в различных районах моря, а также для решения других океанографических задач.

Авторы выражают благодарность А.О.Бобкову (Экологическая компания Сахалина, Южно-Сахалинск), разработавшему по нашей просьбе программу анализа приливов по данным спутниковой альтиметрии

Литература

1. *Романов А.А., Родин А.В., Мишкин В.М.* Концепция отраслевой службы спутникового научно-производственного мониторинга промысловых районов Мирового океана // Дистанционные методы в задачах информационной поддержки отраслевой научно-производственной деятельности. М.: ВНИРО, 1997. С. 7—32.
2. *Шатохин Б.М.* Методические основы и практика решения задач краткосрочного прогнозирования промысла с использованием спутниковой альтиметрической информации // XII международная конференция по промысловой океанологии. Тезисы докладов. Калининград: АтлантНИРО, 2002. С. 266—267.
3. *Crawford W.R., Chernyawsky J.Y.* Observations of sea level anomalies in Bering Strait and surrounding seas using satellite altimetry observations // PICES: Eleventh Annual Meeting, Program & Abstracts (October 18—26, 2002, Qingdao, People's Republic of China). P. 140.
4. *Andersen, O.B., Woodwort P.L. and Flather R.A.* Intercomparison of recent ocean tide models // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100 (C12). P. 25261—25282.
5. *Choi B.h., Kim.D.H. and Fang Y.* Tides in the east asian seas from a fme-resolution global ocean tide model // MTS journal. 1999. Vol. 33. No 1. P. 36—44.
6. Ray R.D. A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT99.2. - NASA Tech. Memo. 209478. 1999.
7. *Hirose N., Fukomori I. and Yoon J.H.* Assimilation of Topex/Poseidon altimeter data with a reduced gravity model of the Japan Sea // Journal of Oceanography. 1999. Vol.55. P.53—64.
8. *Morimoto A., Yanagi T., and Kaneko A.* Tidal corrections of altimetric data in the Sea of Japan // Journal of Oceanography. 2000. Vol.36. P. 31—41.

9. *Поезжалова О.С., Шевченко Г.В.* Вариации среднего уровня Охотского моря // Цунами и сопутствующие явления. Южно-Сахалинск, 1997. С. 131—144.
10. *Сгибнева Л.А.* Изменчивость гармонических постоянных прилива как следствие нелинейных эффектов // Труды ГОИН. 1981. вып. 156. С. 33—40.
11. *Шевченко Г.В.* О квазипериодической сезонной изменчивости гармонических постоянных приливов в северо-западной части Охотского моря // Метеорология и гидрология. 1996. № 8. С. 90—99.
12. *Романенков Д.А.* Прогностическое моделирование приливов в Охотском море // автореферат диссертации. СПб: РГГМИ, 1996. 16 с.
13. *Kowalik, Z., and I. Polyakov.* Tides in the Sea of Okhotsk. J. Phys. Oceanogr. 1998. Vol. 28 (7). P. 1389—1409.
14. *Suzuki K. and Kanari S.* Tides in the Okhotsk Sea // Marine Sci., 1986. Vol. 18. No 7. P. 445—463.
15. *Chernyawsky J.Y., Foreman M.G.G., Crawford W.R., Henry R.F.* Ocean tides from the TOPEX/POSEIDON sea level data. J. of atmospheric and oceanic technology. 2001. Vol.18, No 4. P. 649—664.
16. *Benada J. Robert.* MERGED GDR (TOPEX/POSEIDON) Generation B. Handbook Version 2, December 20, 2002.
17. *Дуванин А.И.* Приливы в море. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 390 с.
18. *Godin G.* The analysis of tides // Toronto press, 1972.
19. *Шевченко Г.В.* Статистические характеристики штормовых нагонов в южной части о. Сахалин // Изв. РГО. 1997. Т.129, № 3. С. 94—107.
20. Таблицы приливов. Воды азиатской части СССР и прилегающих зарубежных районов. Л.: Гидрометеоиздат, 1960.
21. *Odamaki M.* Tides and tidal currents along the Okhotsk Coast of Hokkaido // Journal of Oceanography. 1994. Vol. 50. P. 265—279.
22. *Путов В.Ф., Шевченко Г.В.* Особенности приливного режима на северо-восточном шельфе о.Сахалин // Гидрометеорологические процессы на шельфе: оценка воздействия на морскую среду. Труды ДВНИГМИ. Тематический выпуск. Владивосток, 1998. С. 61—82.
23. *Shevchenko G.V., Kantakov G.A.* Results of direct measurements of the currents in the La Perouse (Soya) Strait // The 16th International Symposium on Okhotsk Sea Ice, 4—8 February 2001, Mombetsu, Hokkaido, Japan: Absrtacts. Mombetsu, 2001. P. 323—333.
24. *Ogura S.* The tides in the seas adjacent to Japan // Bull. hydrographic department. Imp. Japan Navy. Vol.7. Tokyo, 1933.
25. *Aota M., Matsuyama M.* Tidal current fluctuations in the Soya Current // Journal of Oceanography. 1987. Vol.43. P.276—282.

ОЦЕНКА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ СГОННО-НАГОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ МОРЯ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ О.САХАЛИН

Э.Като, Ю.В.Любицкий, Г.В.Шевченко

Введение

Для планирования и реализации в некотором районе мероприятий по защите населения и хозяйственных объектов от природных катастроф обычно выполняется комплекс исследований, включающий сбор, систематизацию и обобщение сведений об ущербе, наносимом населению и хозяйству стихийными явлениями; анализ динамики развития и механизма формирования этих явлений; разработку физико-статистических или гидродинамических методов их прогноза. При этом даже наличие прогностических методик, обеспечивающих своевременное и качественное оповещение руководящих органов и населения о возможности возникновения и характеристиках стихийного гидрометеорологического явления, в основном позволяет лишь уменьшить убытки.

При размещении новых объектов производственного или жилого назначения, гидротехнических сооружений, транспортных коммуникаций, в случае принятия оптимальных проектных решений возможный ущерб можно исключить полностью или сократить его до минимума. Для этого в распоряжении планирующих и проектных организаций должны быть достоверные, научно-обоснованные оценки экстремальных характеристик стихийных гидрометеорологических явлений, возможных в данном районе.

Для юго-восточного побережья о.Сахалин (рис. 1), играющего важную роль в экономике Сахалинской области, серьезную опасность представляют штормовые нагоны — крупномасштабные повышения уровня моря, обусловленные действием ветра и падением приземного атмосферного давления при прохождении над акваторией моря глубоких циклонов или тайфунов.

Так, во время нагона 20—21 октября 1982 года на многих участках Сахалинской железной дороги, проходящей вблизи побережья, происходили размывы земляного полотна, были разрушены берегоукрепительные регуляционные сооружения и мосты. Только по Поронайской дистанции пути ущерб составил 79,2 тысяч рублей в ценах 1990 года.

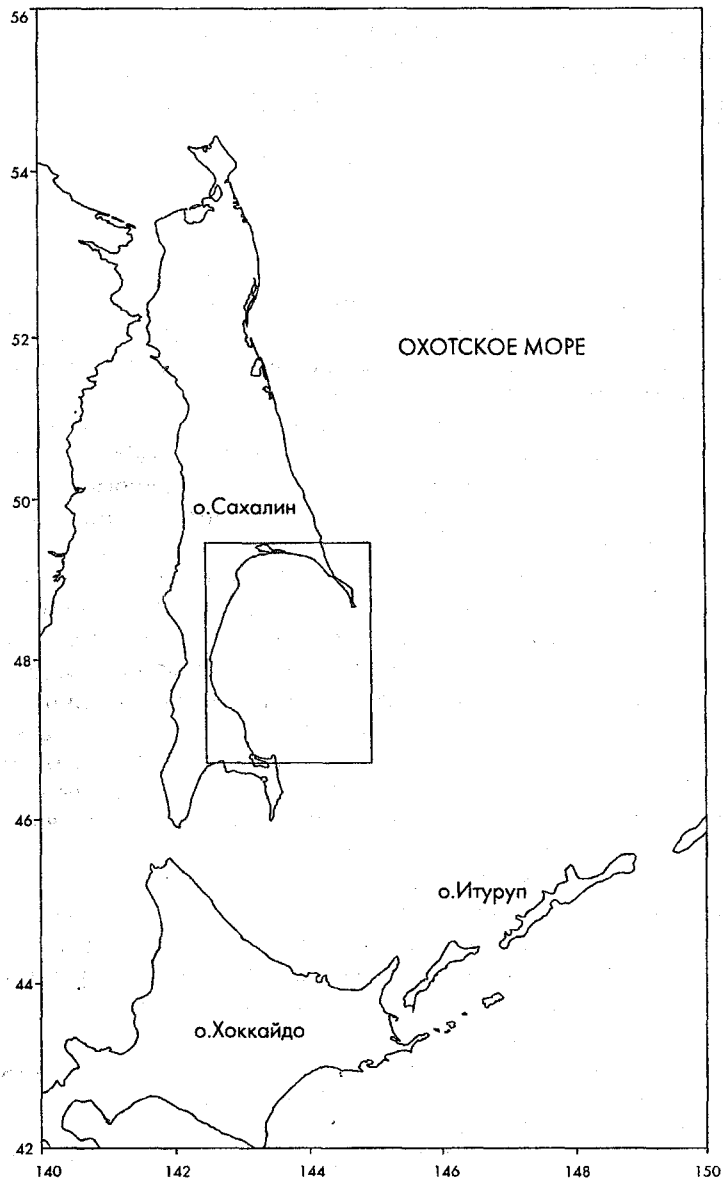


Рис. 1. Схема расположения исследуемого района (выделен прямоугольником)

Во время нагона 8—9 ноября 1995 года в порту Поронайск заливались причальные сооружения с размещенными на них грузами, была затоплена водой железнодорожная станция Макаров, в нескольких местах на побережье были разрушены берегоукрепительные сооружения и размыты участки автомобильной и железной дорог. В районе поселков Стародубское и Гастелло были повреждены рыбацкие станы.

Сгоны* на юго-восточном побережье Сахалина, в основном, не приводят к катастрофическим последствиям. В определенной мере это объясняется их относительно небольшой величиной в данном районе. Тем не менее, известен ряд аварийных ситуаций на ГРЭС поселка Вахрушево, возникших в результате прекращения поступления морской воды в систему охлаждения станции и вызвавших ограничение подачи электроэнергии в населенные пункты.

Приведенные примеры свидетельствуют об актуальности и практической значимости проблемы получения информации об экстремальных значениях сгонно-нагонных колебаний уровня моря на юго-восточном побережье о.Сахалин, в первую очередь, в местах предполагаемого строительства новых объектов. Следует отметить, что решить данную проблему традиционными методами расчета и анализа не представляется возможным ввиду малочисленности в исследуемом районе береговых гидрометеорологических станций с многолетними наблюдениями по самописцам уровня моря и отсутствия даже эпизодических уровенных наблюдений в большинстве пунктов, интересующих проектные организации. Указанные причины привели к необходимости разработки комплексного гидродинамико-вероятностного метода расчета, содержание которого кратко рассмотрено в настоящей статье.

Метод расчета

Метод расчета распределения высот нагонов и сгонов редкой повторяемости вдоль юго-восточного побережья о.Сахалин базируется на идее, применявшейся при детальном цунамирайонировании побережья залива Анива [1]. Метод сочетает вероятностный анализ данных многолетних наблюдений над уровнем моря на береговых гидрометеорологических станциях, численное гидродинамическое моделирование анализируемых явлений и включает несколько последовательно выполняемых этапов.

* Под сгонами здесь и далее для краткости изложения понимаются понижения уровня моря продолжительностью от нескольких часов до нескольких суток, независимо от вызывающих их причин. Проблема исследования механизма формирования данного явления выходит за рамки настоящей работы.

1. Для «опорных» точек, в которых производились многолетние наблюдения по самописцам уровня моря (на юго-восточном побережье о.Сахалин две такие гидрометеорологические станции — Стародубское и Поронайск), на основе годовых максимумов нагонов и сгонов* строились эмпирические функции распределения экстремальных значений данных характеристик. Использовался двойной экспоненциальный закон распределения [2, 3]:

$$1 - P(h) = EXP(-EXP(-y)),$$

где $P(h)$— вероятность превышения уровня h, y — приведенная переменная, линейным образом связанная с исследуемой статистической переменной:

$$h = a\,y + b$$

Коэффициенты a и b определялись методом средних геометрических (с минимизацией одновременно по обеим переменным), эмпирические вероятности для ранжированных по возрастанию максимальных годовых высот нагонов и сгонов рассчитывались по формуле Вейбулла [1]:

$$1 - P_i = i / N + 1,$$

где N — длина используемого ряда наблюдений, i — номер данного максимума в ранжированном ряду.

2. С помощью численного гидродинамического моделирования рассчитывались пространственно-временные изменения сгонно-нагонной составляющей уровня моря в пределах исследуемого района во время наиболее значительных нагонов и сгонов. Целью данной работы являлась оценка максимальных величин нагонов и сгонов как в «опорных» точках, так и в других пунктах, расположенных на юго-восточном побережье о.Сахалин, включая объекты, где наблюдения над уровнем моря не производились.

Расчеты выполнялись с помощью двумерной нелинейной нестационарной численной гидродинамической модели, построенной в

** Сгонно-нагонная составляющая уровня моря в каждом пункте рассчитывалась в виде отклонения измеренного в данном пункте уровня моря от предвычисленного по гармоническим постоянным прилива и сезонного хода уровня.

рамках теории мелкой воды [4, 5, 6, 7]. По физическим соображениям в сеточную область модели включен весь шельф о.Сахалин от м.Терпения до о.Хоккайдо. Постановка задачи, численная схема, начальные и граничные условия, способы учета метеорологической информации детально рассмотрены в работе [8].

Ранее был сделан вывод о надежности работы численной модели, исходя из результатов сравнения рассчитанных и измеренных ежечасных значений уровня моря во время значительных штормовых нагонов [8]. Такое сравнение было выполнено для трех пунктов побережья юга Сахалина: м.Крильон, Корсаков, Поронайск.

Так как в настоящем исследовании решается задача расчета экстремальных характеристик сгонно-нагонных колебаний уровня моря, дополнительно оценивалась точность расчета максимальных значений нагонов и сгонов.

Для этого использовались критерии (табл. 1):

— средняя ошибка расчета максимальной величины нагона (сгона):

$$\Delta = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\xi_i^n - \xi_i^p),$$

— средняя абсолютная ошибка расчета максимальной величины нагона (сгона):

$$|\Delta| = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|\xi_i^n - \xi_i^p|,$$

— средняя квадратичная погрешность расчета максимальной величины нагона (сгона):

$$S = \sqrt{\frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\xi_i^n - \xi_i^p)^2}{N-1}},$$

где ξ — максимальная величина нагона (сгона), N — количество нагонов (сгонов); индексы n и p указывают на характеристики, полученные по материалам наблюдений и рассчитанные по численной модели, соответственно.

Расчеты, выполненные для наиболее значительных нагонов (девять ситуаций) и сгонов (десять ситуаций), свидетельствуют о достаточно высоком качестве вычисления сгонно-нагонной составляющей уровня моря в Стародубском и Поронайске (табл. 1, рис. 2). Полученные результаты позволяют сделать вывод о возможности применения разработанной численной модели для расчета (восстановления) максималь-

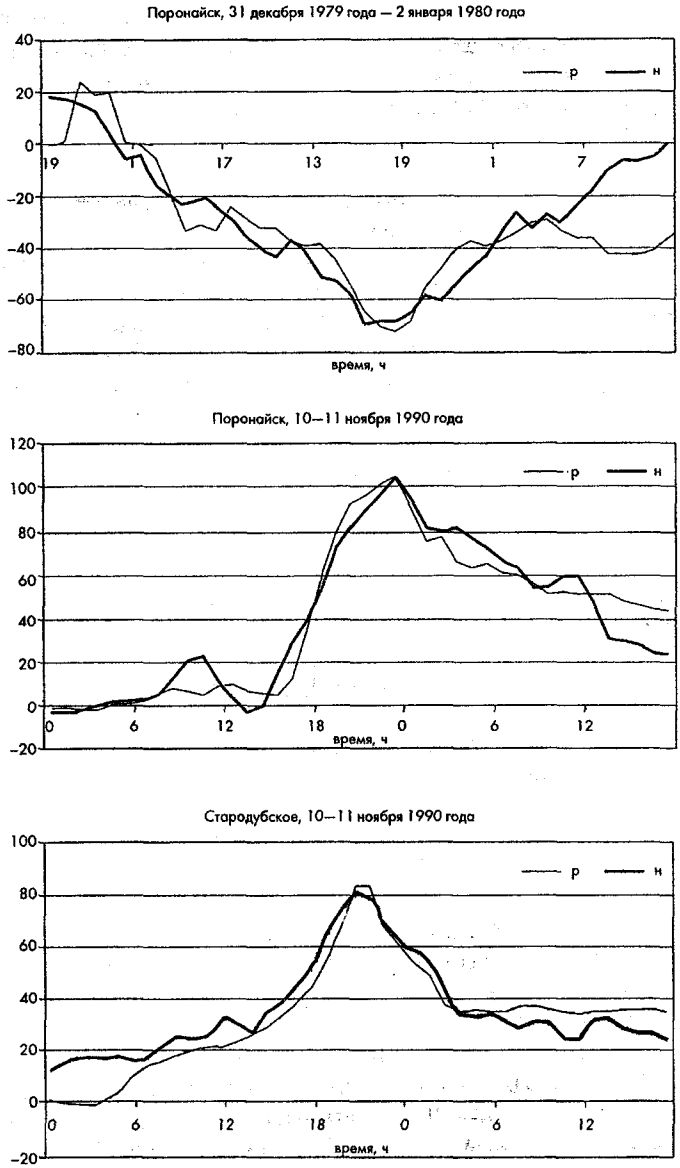


Рис.2. Рассчитанные по численной модели (*р*) и наблюденные на береговых станциях (*н*) сгонно-нагонные колебания уровня моря

Таблица 1

Оценки точности расчета максимальных величин нагонов и сгонов на юго-восточном побережье о.Сахалин по численной гидродинамической модели

Пункт	Явление	Δ, см	|Δ|, см	*S*, см
Стародубское	Нагоны	0,0	3,7	4,9
Поронайск	Нагоны	0,8	5,7	7,2
	Сгоны	0,3	4,1	5,2

ных величин фактических нагонов и сгонов в других береговых пунктах, расположенных на побережье исследуемого района, где наблюдения над уровнем моря не производились.

3. Максимальные величины нагонов и сгонов в данных пунктах, рассчитанные с помощью численного моделирования, нормировались для каждой ситуации на их соответствующие значения в «опорной» точке. Ввиду крупномасштабности исследуемых природных процессов, данная технология в некоторой степени позволяет уменьшить систематические погрешности отдельных численных расчетов, являющиеся следствием недостаточно надежного определения характеристик ветра и приземного атмосферного давления над морем.

Полученные указанным способом значения передаточных коэффициентов осреднялись для каждого пункта в отдельности.

4. Для определения экстремальных величин нагонов и сгонов редкой повторяемости в конкретном пункте, рассчитанные для него средние значения передаточных коэффициентов умножались на соответствующие статистические оценки сгонно-нагонных уровней моря в «опорной» точке.

Оценка высот нагонов редкой повторяемости

Для построения эмпирических функций распределения экстремальных значений высот нагонов в Поронайске использовался ряд наблюдений над уровнем моря за 1965—2002 годы, а в Стародубском — за 1976—2002 годы. Отметим, что рассчитанные на основе данных функций оценки высот нагонов редкой повторяемости (табл. 2) близки к характеристикам, полученным авторами ранее по более коротким рядам наблюдений [9].

При построении эмпирической функции распределения экстремальных значений высот нагонов для Стародубского обращает на себя

Таблица 2

Высоты нагонов редкой повторяемости и их доверительные (68 %) интервалы (в см), рассчитанные по материалам наблюдений

Пункт	Период наблюдений, годы	Период повторяемости, годы		
		25	50	100
Поронайск	1965—2002	103,5±8,4	113,8±10,1	124,1±12,1
Стародубское	1976—2002	108,3±10,6	119,5±12,6	130,6±15,1

внимание экстраординарный нагон 14—15 декабря 1981 года. Величина данного нагона составила 132 см (рис. 3а) (следующий по интенсивности нагон — 93 см) и близка к оценке возможной высоты нагона для повторяемости 1 раз в 100 лет (табл. 2). Такие существенно выпадающие из общей статистики события имеют, как правило, значительно больший период повторения, чем приписываемый им согласно приведенным ранее формулам. К сожалению, в данном случае нет оснований для уточнения указанного периода, хотя следует отметить, что методы решения этой проблемы существуют [3].

Для Поронайска выборки годовых экстремумов сгонно-нагонных колебаний более однородны и достаточно хорошо аппроксимируются принятой теоретической функцией распределения (рис.3б, в).

Следует отметить различие характера и условий формирования нагонов на различных участках юго-восточного побережья о.Сахалин, несмотря на его небольшую протяженность и относительно несложные рельеф дна шельфа и конфигурацию береговой черты. Случаи, когда годовые максимумы нагонов формируются в Стародубском и Поронайске во время одного синоптического процесса, практически единичны. Так, в период с 1976 по 1999 год включительно, данное событие наблюдалось всего четыре раза — в октябре 1982 года и 1984 году, ноябре 1990 года, январе 1996 года. Коэффициент корреляции между рядами годовых максимумов нагонов составляет всего 0,37. Обычно при возникновении в одном из указанных пунктов значительного нагона, в другом нагон достигает умеренной величины. В частности, во время экстраординарного нагона 14—15 декабря 1981 года в Стародубском (132 см), величина нагона в Поронайске была в два раза ниже (65 см).

Отмеченная особенность, во-первых, свидетельствует о сложности реализации идеи построения «региональной функции распределения» высот нагонов [3] даже для объектов небольших размеров, а во-

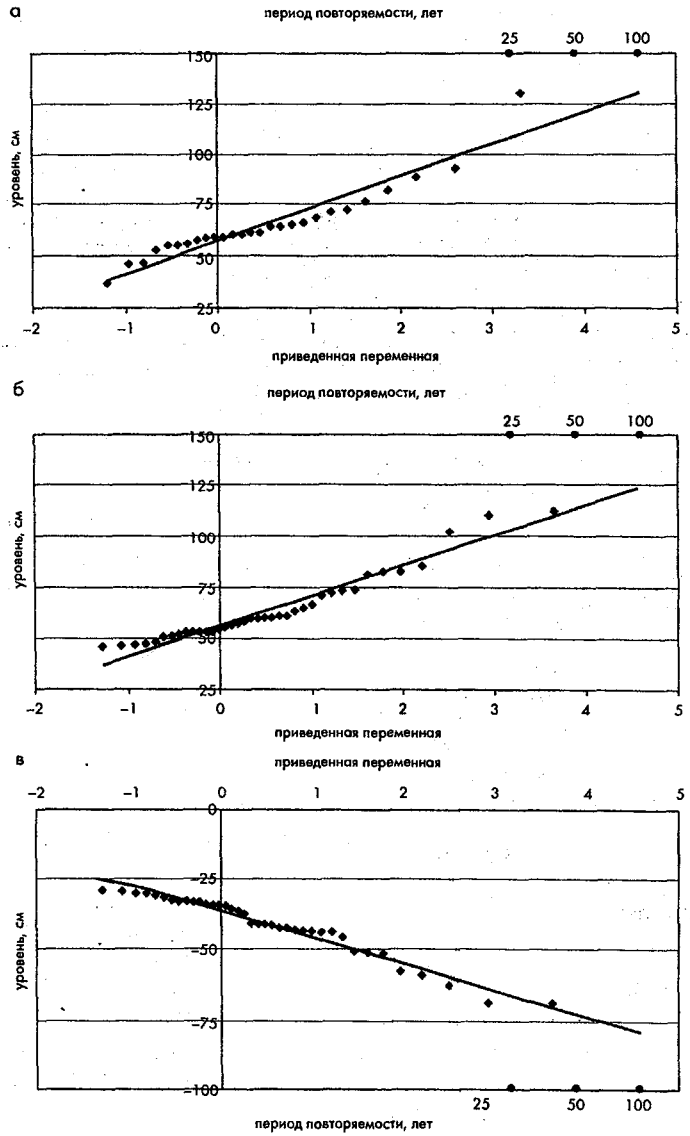


Рис.3. Распределения наблюдавшихся годовых максимумов нагонов и сгонов в Стародубском (а) и Поронайске (б, в) и их аппроксимация с помощью двойного экспоненциального распределения

вторых, приводит к необходимости разделения юго-восточного побережья о.Сахалин на отдельные районы с привлечением для каждого из них различных «опорных» точек.

Анализ атмосферных процессов над южной частью Охотского моря, материалов наблюдений над уровнем моря на береговых станциях, а также результатов численного моделирования явления позволяет идентифицировать в исследуемом районе два основных типа нагонов, характеризующихся различными условиями их генерации и развития. Тип нагона определяется траекторией движения вызвавшего его циклона, формирующего соответствующее распределение приземного атмосферного давления и ветра над акваторией моря.

Первый тип нагонов возникает под действием ветров юго-восточного и близкого к нему направлений. В этой ситуации максимальные величины нагонов формируются в вершине залива Терпения в районе Поронайска (рис.4). Величина нагонов плавно уменьшается в направлении Лермонтовка—Макаров, более интенсивно — в восточном направлении, в сторону м.Терпения.

Нагоны второго типа наиболее значительны в южной и центральной частях исследуемого района (рис.5), когда над прилегающей к нему акваторией моря формируются сильные восточные и северо-восточные ветры. Обычно нагоны достигают максимальной величины несколько севернее Стародубского—на участке Взморье—Восточный. В заливе Мордвинова, где расположен пункт Охотское, интенсивность нагонов существенно меньше, чем в Стародубском.

Рассмотренные качественные соображения, основанные на визуальном анализе пространственного распределения максимальных высот фактических нагонов, подтверждаются результатами вычисления передаточных коэффициентов между их значениями в «опорных» точках и в других береговых пунктах.

На основании полученных результатов сделан вывод о целесообразности разделения исследуемого объекта на два района с границей вблизи м.Нитуй — между городом Макаров и поселком Лермонтовка (рис. 4). В качестве «опорной» точки для северного района была принята станция Поронайск, для южного — Стародубское.

Пространственно-временные изменения нагонной составляющей уровня моря рассчитывались с помощью численного моделирования для девяти штормовых ситуаций: 1—2 октября 1969 года, 17—18 сентября 1970 года, 14—16 декабря 1981 года, 29—30 октября 1988 года, 16—18 октября 1989 года, 19—20 декабря 1989 года, 9—11 ноября 1990 года, 12—13 октября 1994 года, 8—9 ноября 1995 года.

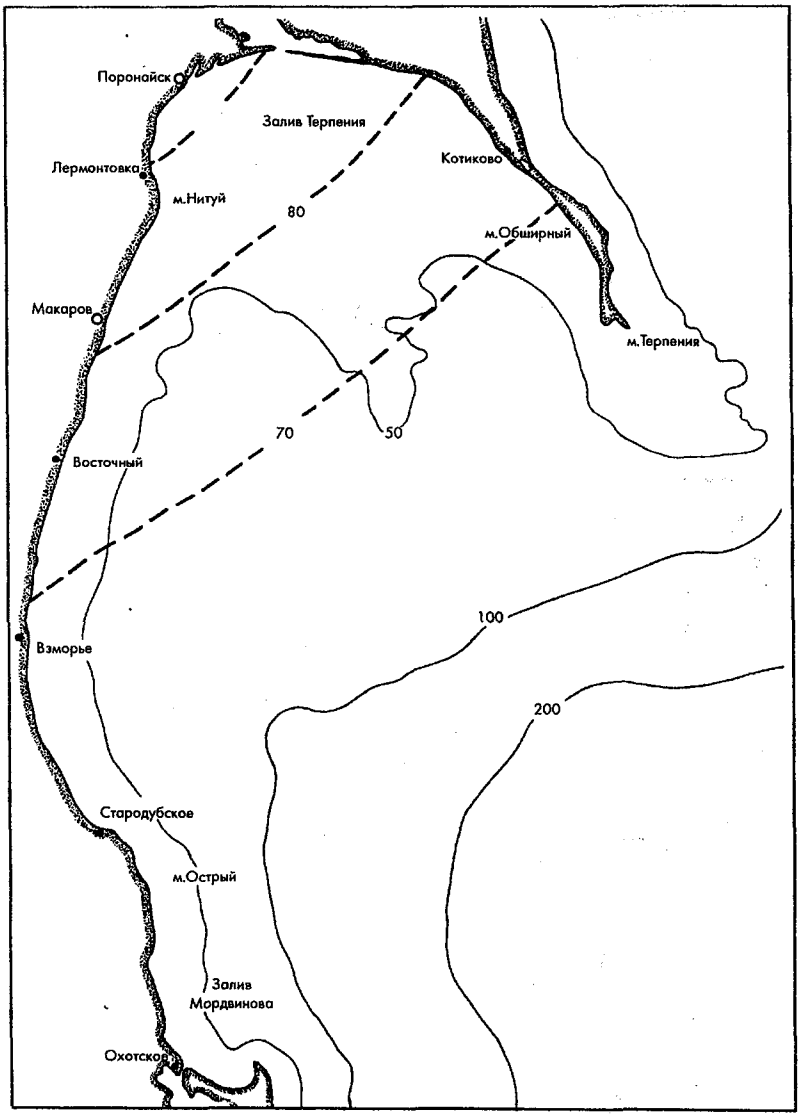


Рис.4. Пространственное распределение максимальных высот нагона 8—9 ноября 1995 года по результатам численного моделирования (на данном и последующих рисунках тонкие сплошные линии представляют собой изобаты с указанием глубины моря в метрах)

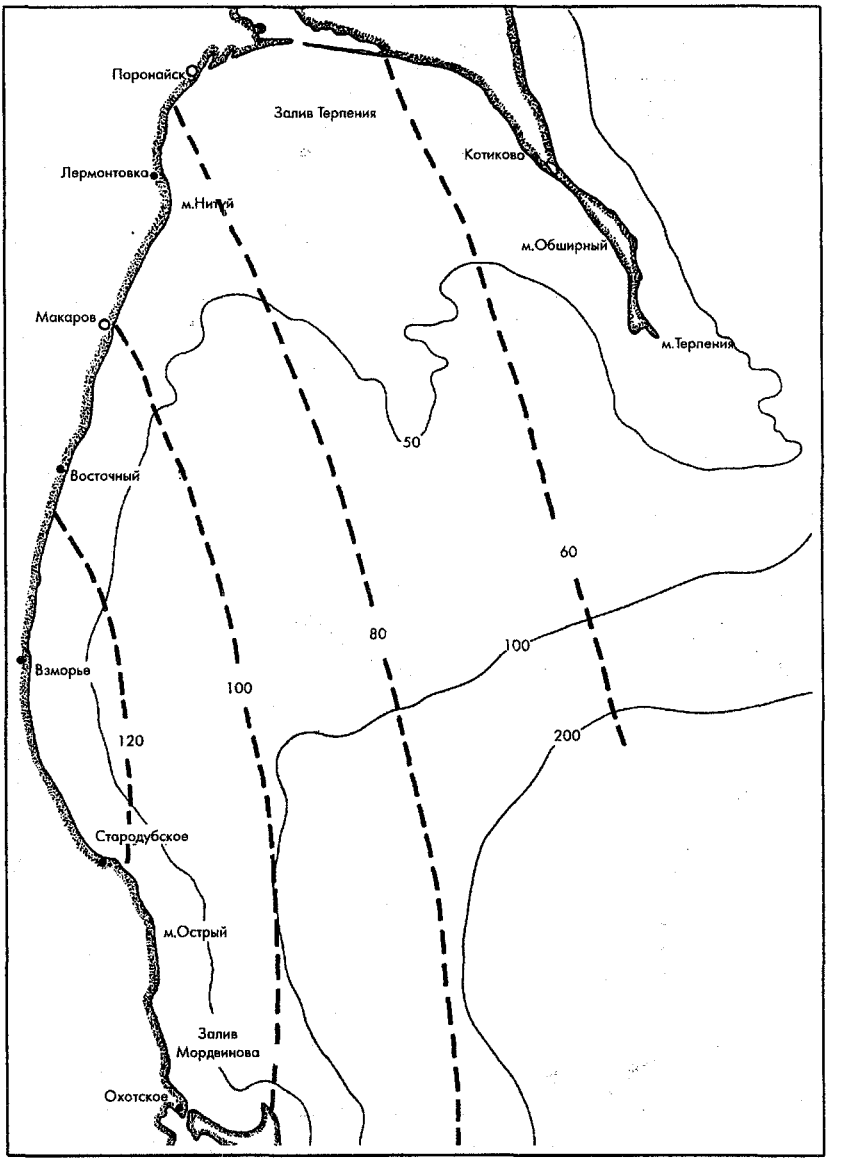


Рис.5. Пространственное распределение максимальных высот нагона 14—15 декабря 1981 года по результатам численного моделирования.

Результаты расчетов разделены на две группы. В первую группу были включены нагоны (четыре ситуации), максимальные высоты которых возникали в районе Поронайска. Во вторую — нагоны с максимальными высотами в районе Стародубского (пять ситуаций). Значения передаточных коэффициентов для каждого пункта, расположенного в определенном районе, вычислялись по максимальным высотам нагонов в «опорной» точке данного района и только для ситуаций, входящих в соответствующую группу нагонов. Средние значения передаточных коэффициентов приведены в табл. 3 и 4.

Таблица 3

Средние значения передаточных коэффициентов между максимальными величинами штормовых нагонов в пунктах, расположенных на побережье северного района, и в Поронайске

Лермонтовка	Поронайск	Котиково	м.Обширный	м.Терпения
0,98	1,00	0,62	0,55	0,50

Таблица 4

Средние значения передаточных коэффициентов между максимальными величинами штормовых нагонов в пунктах, расположенных на побережье южного района, и в Стародубском

Охотское	м.Острый	Стародубское	Взморье	Восточный	Макаров
0,69	0,85	1,00	1,01	1,01	0,99

Результаты выполненных расчетов показывают, что величина нагонов, возможных 1 раз в 100 лет, на большей части юго-восточного побережья о.Сахалин довольно значительна и превышает 1 м (табл. 5).

Наибольшие значения высот нагонов малой вероятности получены для центральной части объекта, причем на участке Стародубское — Макаров они довольно близки (табл. 5). К югу от Стародубского, в заливе Мордвинова (Охотское), величина нагонов существенно меньше. Наиболее интенсивно расчетные величины высот нагонов малой вероятности уменьшаются в восточном направлении от Поронайска — величина нагонов, возможных 1 раз в 100 лет, на м.Обширный и м.Терпения не превышает 70 см (табл. 5).

Таблица 5

Высоты штормовых нагонов редкой повторяемости (в см) в пунктах, расположенных на юго-восточном побережье о.Сахалин

Пункт	Период повторяемости, годы		
	25	50	100
Охотское	74,7	82,5	90,1
м.Острый	92,1	101,6	110,0
Стародубское	**108,3**	**119,5**	**130,6**
Взморье	109,4	120,7	131,9
Восточный	109,4	120,7	131,9
Макаров	107,2	118,3	129,3
Лермонстовка	101,4	111,5	121,6
Поронайск	**103,5**	**113,8**	**124,1**
Котиково	64,2	70,6	76,9
м.Обширный	56,9	62,6	68,3
м.Терпения	51,8	56,9	62,1

Указанные особенности пространственного распределения экстремальных величин нагонов в основном определяются конфигурацией береговой черты и рельефом дна исследуемого объекта.

Оценка величины сгонов редкой повторяемости

Эмпирические функции распределения экстремальных величин сгонов, как и высот нагонов, строились по рядам наблюдений над уровнем моря в Поронайске за 1965—2002 годы (рис. 3в), в Стародубском — за 1976—2002 годы. Как отмечалось ранее, сгоны (в том числе и редкой повторяемости) достигают практически значимой величины только в вершине залива Терпения — в Поронайске (табл. 6).

Таблица 6

Величины сгонов редкой повторяемости и их доверительные (68 %) интервалы (в см), рассчитанные по материалам наблюдений

Пункт	Период наблюдений, годы	Период повторяемости, годы		
		25	50	100
Поронайск	1965—2002	66,6±5,4	73,2±6,5	79,8±7,6
Стародубское	1975—2002	48,1±3,6	51,9±4,3	55,5±4,0

Данная закономерность объясняется особенностями конфигурации береговой черты и рельефа дна исследуемого района и подтверждается полученными в результате численного моделирования схемами пространственного распределения максимальных величин сгонов во время типичных синоптических ситуаций. Область наибольшего понижения уровня всегда локализована в районе Поронайска, величина сгонов заметно уменьшается от нее как в южном, так и в восточном направлениях (рис. 6). Как правило, сгоны формируются в тыловых секторах цикл-нов, смещающихся через юг о.Сахалин в направлении Северных Курил или южной части полуострова Камчатка. Значительные понижения уровня моря формируются в результате повышения атмосферного давления и действия устойчивых ветров северных румбов, испытывающих, вероятно, орографическое усиление в долине реки Поронай.

Полученные результаты ставят под сомнение возможность привлечения Поронайска в качестве «опорной» точки для расчета величин сгонов редкой повторяемости в пунктах, расположенных на других участках юго-восточного побережья о.Сахалин. Тем не менее, такой эксперимент был выполнен для канала, соединяющего резервуар водозабора Сахалинской ГРЭС (п.Вахрушево) с морем (п. Лермонтовка). Среднее значение передаточного коэффициента между максимальными величинами сгонов в Лермонтовке и Поронайске, полученное по результатам численного моделирования десяти сгонных ситуаций (15 ноября 1965 года, 10—11 октября 1968 года, 11—15 декабря 1968 года, 15 ноября 1976 года, 31 декабря 1979—1 января 1980 года, 19 ноября 1987 года, 4—10 февраля 1990 года, 25—30 ноября 1990 года, 7—8 ноября 1994 года, 12 ноября 1997 года), составило 0,76. Из-за существенного различия по величине понижений уровня моря между районом места расположения СУМ и электростанцией сложно оценить степень влияния сгонов на аварийные ситуации на ГРЭС, связанные с недостаточным количеством воды в резервуаре. К сожалению, необходимой для этого информацией о датах аварий мы не располагали.

Величины сгонов редкой повторяемости в Лермонтовке, вычисленные с привлечением указанного передаточного коэффициента (табл. 7), хорошо согласуются с оценками, рассчитанными для Стародубского по материалам многолетних наблюдений (табл. 6). Близость характеристик, полученных различными методами для удаленных друг от друга пунктов, позволяет сделать вывод об однородности экстремальных величин сгонов на всем юго-восточном побережье о. Сахалин и их сравнительно малой опасности. Исключением является район, непосредственно прилегающий к Поронайску.

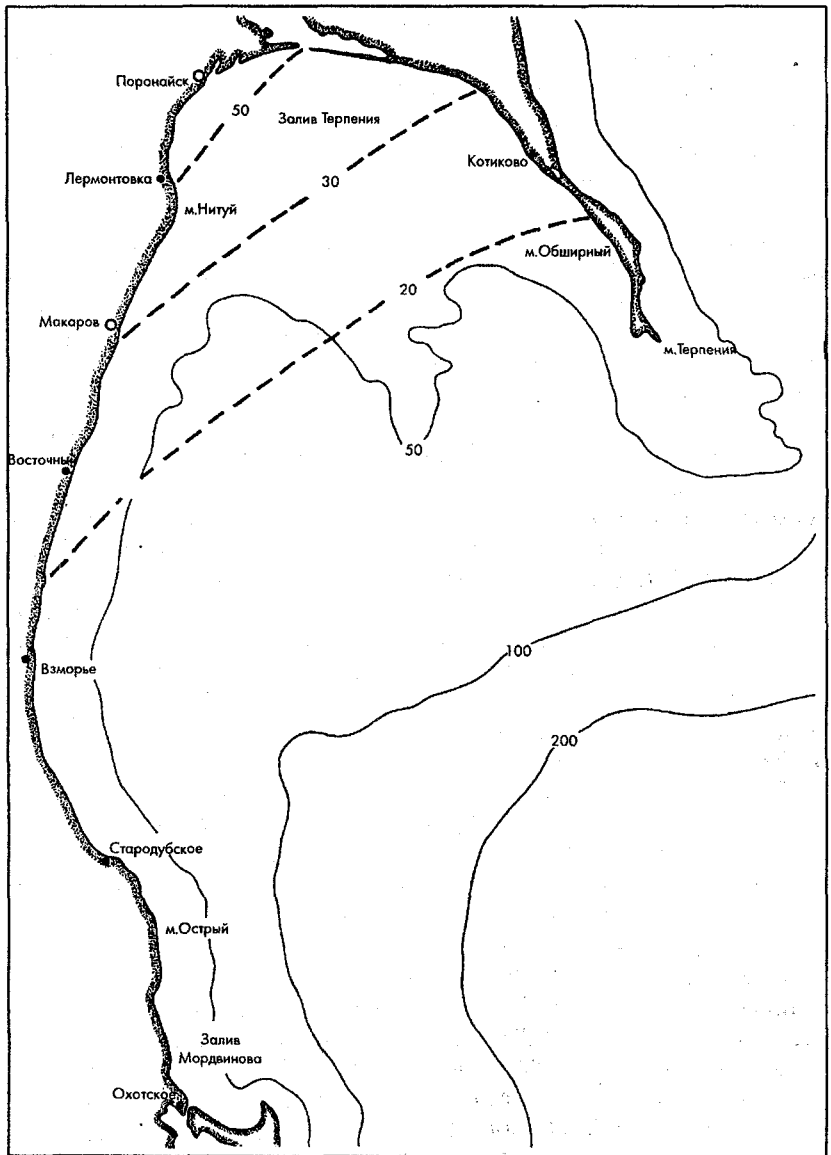


Рис.6. Пространственное распределение максимальных величин сгона 12 ноября 1997 года

Таблица 7

Величины сгонов редкой повторяемости (в см) в районе водозабора ГРЭС (п.Вахрушево)

Период повторяемости, годы		
25	50	100
50,5	55,6	60,7

Заключение

В рамках выполненных исследований получены следующие результаты:

— по материалам многолетних наблюдений над уровнем моря определены оценки экстремальных значений нагонов и сгонов повторяемостью 1 раз в 25, 50 и 100 лет в пунктах Поронайск и Стародубское;

— с помощью разработанного гидродинамико-вероятностного метода впервые рассчитаны значения экстремальных величин нагонов и сгонов редкой повторяемости на всем протяжении юго-восточного побережья о.Сахалин, включая районы, где наблюдения над уровнем моря не производились.

Полученные результаты рекомендуется включить в территориальные строительные нормы для принятия научно обоснованных решений о размещении в береговой зоне производственных и жилых объектов, транспортных коммуникаций, при строительстве и реконструкции берегозащитных сооружений.

Работа выполнена по гранту администрации Сахалинской области

Литература

1. *Храмушин В.Н., Шевченко Г.В.* Метод детального цунамирайонирования на примере побережья Анивского залива // Океанология, 1994. Т. 34, № 2. С. 218—233.
2. *Герман В.Х.*Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря. Труды ГОИН, 1971, Вып. 107. 151 с.
3. *Герман В.Х., Левиков С.П.* Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 231 с.
4. *Вольцингер Н.Е., Пясковский Р.В.* Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 207 с.
5. *Некрасов А.В.* Приливные волны в окраинных морях. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 247 с.
6. *Davies A.M., Flather R.A.* Computation of the Storm Surge of 1 to 6 April 1973 Using Numerical Models of the North West European Continental Shelf and the North Sea // Deutsche Hydrogr. Zeitschr., 1977. V. 30, N 5. P. 139—162.

7. *Duun-Christensen J.T.* Investigation on the practical use of a hydrodynamic numeric method for calculation of sea level variation in the North Sea, the Skagerrak and the Kattegat // Deutsche Hydrogr. Zeitschr., 1971. Bd. 24, N 5. S. 210—227.
8. *Любицкий Ю.В.* Расчет штормовых нагонов на юго-восточном побережье острова Сахалин // Метеорология и гидрология, 1983. № 10. С. 73—79.
9. *Шевченко Г.В., Любицкий Ю.В., Като Л.Н.* Проявления штормовых нагонов в южной части острова Сахалин. Препринт. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1994. 44 с.

СТЕРИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

П.П.Провоторов

Введение

Непосредственным следствием прогнозируемого к концу наступившего столетия потепления климата станет увеличение объема воды в верхнем слое океана. В ряду многообразных тому причин — эффект термического расширения воды и ее распреснение, неизбежное при усилении стока с суши и таяния ледников. Подсчитано [1, 2], что повышение глобальной температуры на 4°С приведёт к подъему уровня Мирового океана только за счет термического расширения на 1 м. Анализ футштоочных данных за последние сто лет показал [1,3], что уровень океана повысился за это время на 10—15 см (~1,5 мм/год), причём около 5 см из этой величины обеспечило термическое расширение воды вследствие потепления климата на 0,5°С.

Хотя только объемным (без изменения массы) эффектом прогнозируемое наступление океана объяснить нельзя, его вклад в повышение уровня окраинных и внутренних морей признаётся одним из основных [1,4]. Так, по оценкам Л.И.Галеркина [5], величина изменений уровня в Японском море за счет объемного расширения воды составляет до 80% от его общих сезонных колебаний. Для многих районов Мирового океана наблюденные отклонения уровня от среднегодового равны сумме плотностных и отклонений за счет перепадов атмосферного давления. В этом случае выполняется так называемое условие изостазии, когда полный вес воздуха и воды на единицу площади остается почти постоянным в течение всего года.

Стерические колебания уровня происходят из-за вертикального расширения или сжатия слоев воды, т.е. из-за изменения плотности воды ρ или удельного объема α (без изменения массы!). В свою очередь колебания ρ или α обусловлены главным образом внутригодовым ходом температуры и в меньшей степени солености деятельного слоя океана и прибрежной зоны морей. Следовательно, стерические процессы, постепенно затухая с глубиною, охватывают толщу, нижняя граница которой примерно соответствует глубине залегания нулевой динамической поверхности [6].

Цель настоящей статьи — дать обзор современного состояния изученности стерических колебаний уровня моря, обусловленных не толь-

ко годовым циклом изменчивости температуры и солености, но и поправками к ним за счет эффектов стратификации и перемешивания водных масс. Обсуждаются также вопросы методики и результаты оценивания отдельных составляющих стерических изменений уровня.

Расчетные соотношения

Пусть для любого горизонта ΔT и ΔS представляют собой отклонения (например, сезонные) температуры T и солености S от их среднегодовых значений $\overline{T}$ и $\overline{S}$:

$$\Delta T = T - \overline{T},\ \Delta S = S - \overline{S}. \qquad (1)$$

Для малых значений ΔT и ΔS соответствующие отклонения удельного объема $\Delta\alpha$ можно записать (пренебрегая членами второго и более высоких порядков малости) в виде ряда Тейлора

$$\Delta\alpha = \alpha(T, S, P) - \alpha(\overline{T}, \overline{S}, P) = \left(\frac{\partial\alpha}{\partial T}\right)_{TSP} \Delta T + \\ + \left(\frac{\partial\alpha}{\partial S}\right)_{TSP} \Delta T + \left(\frac{\partial\alpha}{\partial P}\right)_{TSP} \Delta P \qquad (2)$$

Если не учитывать поправки на сжимаемость к членам $\partial\alpha/\partial$T и $\partial\alpha/\partial$S, т.е. вычислять $\Delta\alpha$ для поверхности моря, а не для *in situ* и, кроме того, пренебречь влиянием давления (третьим слагаемым в правой части (2)), то получим упрощенную формулу

$$\Delta\alpha = \left(\frac{\partial\alpha}{\partial T}\right)_{TSO} \Delta T + \left(\frac{\partial\alpha}{\partial S}\right)_{TSO} \Delta S. \qquad (3)$$

При этом суммарная допускаемая погрешность (в сторону занижения $\Delta\alpha$) по оценкам [6] не превышает 10%.

Используя далее уравнение гидростатики, для отклонения уровня от среднего, обусловленного только T и S, получаем:

$$\Delta Z_\alpha = \Delta Z_T + \Delta Z_S = \frac{1}{g}\int_{P_o}^{P_H} \frac{\partial\alpha}{\partial T} \Delta T dP + \frac{1}{g}\int_{P_o}^{P_H} \frac{\partial\alpha}{\partial S} \Delta S dP = \frac{1}{g}\int_{P_o}^{P_H} \Delta\alpha dP, \qquad (4)$$

где ΔZ_T, ΔZ_S — соответственно термический и соленостный компоненты стерического уровня; P_0 — атмосферное давление на уровне моря; P_{II} — давление, до которого производится интегрирование. Поскольку

$$\int_{P_0}^{P_{II}} \Delta\alpha dP = \Delta d \qquad (5)$$

есть отклонение динамической высоты (глубины), возникающее за счет изменения удельного объема, то можно записать

$$\Delta Z_a = 10 \cdot \Delta d / g, \qquad (6)$$

где множитель 10 фигурирует в качестве коэффициента пропорциональности между геометрическими и динамическими метрами [9].

В практических расчетах, переходя для удобства к условному удельному объему V_t и принимая его значение на глубине H м равным значению при давлении P дб, вместо (4) используют (после интегрирования) соотношение [3]:

$$\Delta Z_a = \frac{1}{g}\Delta\alpha \cdot P \approx \frac{\Delta V_t}{10^6} \cdot H \cdot 10^5 = 0{,}1\Delta V_t \cdot H, \qquad (7)$$

в котором глубина (или толщина слоя) H берется в метрах, а стерическое отклонение уровня ΔZ_a (или просто стерический уровень Z_a) получается в сантиметрах. При послойных расчётах суммарный стерический уровень Z_{an} определяется суммированием

$$\sum_{i=1}^{n} Z_{an} = \Sigma 0{,}1\Delta V_{ti} \cdot \Delta Z_i, \qquad (8)$$

где ΔZ_i — расстояние между горизонтами; ΔV_{ti} — отклонение условного удельного объема в i-ом слое от такового на горизонте нулевой динамической поверхности; n — число слоев.

Примеры оценивания

Стерические изменения уровня изучаются обычно в двух направлениях:

— выявление особенностей его пространственных отклонений, когда относительный стерический уровень представляет собой аналог динамической топографии;

исследование циклических (чаще всего сезонных) колебаний уровня относительно его среднегодовых значений для заданной акватории. Отметим некоторые вычислительные аспекты и особенности стерической составляющей колебаний уровня, выявленные в результате обработки массивов океанографических данных для отдельных морей.

Белое море [7]. Вычислены послойные и суммарные для толщи 0—100 м стерические уровни на девяти станциях зонально простирающегося гидрологического разреза (от восточного до западного берегов Белого моря). Суммарный (по формуле (8)) стерический уровень использовался затем для оценки наклона поверхности моря.

Оказалось, что основные (до 10 см) изменения стерического уровня сосредоточены в верхнем 20-метровом слое. Эта же толща создает наибольший наклон стерического уровня вдоль разреза (до 5 мм/км). Сравнение приращений среднемесячных общих и стерических уровней в восточной части моря над уровнем в западной части показало их хорошее соответствие.

В той же работе [7] приведены результаты определения сезонных колебаний стерического уровня в 1962 году на Вольостровской станции. При этом значение ΔV_t определялось как разность между среднемесячным и среднемноголетним значениями V_t для толщи 0—50 м. Сопоставление вычисленных стерических и общих колебаний уровня показало их подобный сезонный ход: к весне уровни понижаются, к лету — повышаются. Имеющиеся различия автор [7] объясняет влиянием сгонно-нагонных явлений. Далее, на основе результатов расчета с использованием различных вариантов определения исходных данных сделан вывод о допустимости в условиях Белого моря при расчете стерических уровней принимать нулевую динамическую поверхность на глубине 50 м.

Результаты расчетов стерического уровня для трех разных районов Белого моря приведены в табл. 1. При этом отклонения условного удельного объема $\Delta \bar{V}_{t50}$ определялись как разность между средними значениями для данного района и для моря в целом, т.е. $\Delta \bar{V}_{t50} = (\bar{V}_{t50} - \tilde{V}_{t50})$.

Из данных табл. 1 следует, что в направлении от Бассейна к Воронке стерический уровень понижается в соответствии с повышением солености, и, следовательно, уменьшением удельного объема в этом же направлении.

В работе [8] обнаружен фазовый сдвиг (запаздывание) Z_a относительно условного удельного объема. Для многих пунктов Белого (и дру-

Таблица 1

Стерические уровни (Z_a, см) и исходные для их расчета условные удельные объемы воды для разных районов Белого моря [7].

Район моря	$\bar{V}_{t,S0}$, у.е.	$\Delta\bar{V}_{t,S0}$, у.е.	Z_a, см
Кандалакшский залив	79,33	1,36	6,8
Бассейн	79,24	1,27	6,4
Двинской залив	79,68	1,71	8,6
Горло	78,63	0,66	3,3
Воронка	73,84	–4,13	–2,07

гих морей) максимальное значение V_t наступает в среднем на два месяца раньше, чем максимум годового хода Z_a.

Каспийское море [9]. Среднемноголетние стерические значения уровня Каспия рассчитывались как средневзвешенные по площади из величин уровня для трех его частей — Северной, Средней и Южной. Наибольших значений (~17,3 см) годовая амплитуда стерического уровня достигает в Южном Каспии. Вариации в течение года заключены в интервале от –1,4 см в январе до 11 см в июле. Средние по всему морю величины Z_a в течение года изменяются от –7,9 см в феврале до 9,4 см в августе (табл. 2).

Таблица 2

Среднемноголетние изменения стерического уровня Каспийского моря [8]

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Z_a, см	–6,6	–7,9	–7,6	–5,1	–0,7	4,5	9,3	9,4	8,0	3,5	–1,3	–4,5

На основании полученных оценок сделан вывод [12] о важной роли в годовом ходе общего уровня его плотностной составляющей и о необходимости ее учета при расчете водного баланса Каспийского моря.

Черное море [10]. Выявлены особенности пространственной структуры стерического уровня на основе его расчетов относительно средней «реперной» станции, а особенности временной структуры — на основе расчетов среднемесячных значений в трапециях относительно среднегодовых значений в тех же трапециях. Кроме того, рассчитаны годовые и полугодовые гармоники и фазы термической и соленостной составляющих стерического уровня.

Показано [10], что в отдельных районах размах стерических колебаний достигает 20 см и составляет около 80% от общих колебании уровня. Для расчетов использовался обширный массив гидрологических данных (около 65 000 станций) на 11 горизонтах от 0 до 300 дб по одноградусным трапециям осреднения. Нижняя граница слоя соответствует глубине проникновения сезонных колебаний температуры и солености. Величины погрешностей стерического уровня не превышают в среднем по морю 0,5 см. При этом удельный объем вычислялся по УС-80, а вклады T и S оценивались на основе разложения величины в ряд Тейлора с точностью до членов $\Delta\alpha_{TSP} = (\alpha_{TSP} - \overline{\alpha}_{TSP})$ первого порядка малости.

По результатам расчетов были построены [10] карты среднегодовых и среднемесячных значений относительного стерического уровня. Оказалось, что в центральной части моря уровень самый низкий, а по направлению к берегам он повышается до отметки 6—7 см выше реперного. В марте и ноябре стерический уровень обладает чертами, свойственными зимнему и летнему месяцам — соответственно ложбина до 17 см и гребень до 6 см (ниже и выше реперного). Пространственная структура среднегодового уровня Черного моря определяется в основном соленостью. Ее вклад составляет до 90% в восточной части моря.

Максимум термической составляющей годовой гармоники стерического уровня наступает почти одновременно по всему морю (август), а фазовый сдвиг наступления максимума соленостной составляющей в разных районах моря достигает 7—8 месяцев. Это связано с разными механизмами формирования поля солености в прибрежных (речной сток) и в центральных (атмосферная циркуляция) районах. Проделанный в работе [10] всесторонний анализ стерических уровней Черного моря позволил выявить все основные особенности его пространственной и временной структуры и увязать эти особенности с обусловливающими их физическими процессами. Подобного рода исследование может послужить эталоном при изучении стерических уровней и для других морей России. Представляет интерес выяснить

вопрос о вкладе в сезонные колебания стерического уровня и других более «тонких эффектов», в частности уплотнения при смешении водных масс, зависимости коэффициентов термического расширения и соленостного сжатия от давления и других осложняющих факторов, приводящих, в конечном счете, к изменению плотности морской воды.

Оценка эффектов стратификации и перемешивания

Вследствие аномальности свойств морской воды, в частности нелинейной зависимости ее плотности от температуры T, солености S и давления P, стерические изменения уровня, связанные с сезонным ходом T и S, могут быть дополнены многочисленными поправками за счет эффектов стратификации и смешения водных масс, имеющих разные T и S. Главными из них, корректирующими в конечном счете фоновый стерический уровень, являются:

— эффект теплоты смешения (разбавления);

— эффект уплотнения (сжатия) при смешении;

— эффект зависимости коэффициентов термического расширения $\alpha_T = \partial\alpha/\partial T$ соленостного $\beta = \partial\alpha/\partial S$ и барического $K_P = \partial\alpha/\partial P$ уплотнения (сжимаемости) от T, S и P [11].

При описании процессов смешения свойства T и S обычно считают аддитивными, поэтому вкладом первого из перечисленных выше эффектов в суммарное изменение высоты столба смеси можно пренебречь. Более заметную роль в понижении фонового стерического уровня играет эффект УПС (уплотнение при смешении) с учетом поправок на сжимаемость к коэффициентам α_T и β, а также членов хотя бы второго порядка малости в выражении (2) для изменения объема смеси, которое после простых преобразований (пренебрегая по-прежнему влиянием давления) можно записать в виде [12]

$$\Delta\alpha = \frac{1}{8}(\alpha_{TT}\Delta T^2 + 2\alpha_{TS}\Delta T\cdot\Delta S + \alpha_{SS}\Delta S^2), \qquad (9)$$

где ΔT, ΔS — перепады T и S; α_{TT}, α_{SS} — вторые производные функции α по T и S; $\alpha_{TS} = \partial^2\alpha/\partial T\partial S$.

Проявления эффекта УПС в океане весьма многообразны — от интенсификации процесса перемешивания до фронтогенеза и формирования глубинных водных масс [5,13]. Физическая сущность и методика вычисления уплотнения при смешении освещены во многих работах, но оценку изменения (понижения) уровня за счет эффекта УПС при вертикальном и горизонтальном перемешивании впервые осуществили Н.Н.Зубов и К.Д.Сабинин [14]. Они же обозначили роль фе-

номена УПС при ветровом, приливном и конвективном перемешивании, а также в изменении потенциальной энергии (перемещении центра тяжести) перемешивающейся толщи.

Если, следуя [12, 14], уменьшение условного удельного объема ΔV_t при смешении двух слоев определить как

$$\Delta V = V(\overline{T}, \overline{S}) - \frac{1}{2}[V(T_1, S_1) + V(T_2, S_2)], \qquad (10)$$

то понижение уровня (в см) при вертикальном перемешивании за счет УПС можно оценить по модифицированной нами (по сравнению с [14]) формуле

$$\Delta h = \frac{\overline{\rho}(h_1 + h_2)\Delta V}{10^4}, \qquad (11)$$

где $\overline{\rho} = (h_1\rho_1 + h_2\rho_2) / (h_1 + h_2)$ —плотность смеси (кг/м^3); h_1, h_2— толщины смешивающихся слоев.

Значения Δh, подсчитанные для двух станций, выполненных осенью 2000 года в Белом море при задании толщин слоев от 10 до 50 м, варьируют в пределах от −2,5 до 0,5 см. Следовательно, возможно как понижение ($\Delta h<0$), так и повышение ($\Delta h>0$) уровня за счет эффекта УПС при вертикальном перемешивании. В отличие от классических представлений [14], этот результат свидетельствует о возможности таких условий в море (особенно в прибрежной зоне), при которых реализуется не только эффект УПС, но и разуплотнение смеси (повышение уровня) — эффект РУПС. Условия и границы проявления взаимно противоположных по знаку эффектов УПС и РУПС подробно обсуждаются в [12].

Понижение уровня за счет УПС при горизонтальном перемешивании определяется формулой

$$\Delta h = (\overline{\rho} h \Delta V) / 10^4, \qquad (12)$$

где h — толщина слоя, в котором происходит горизонтальное перемешивание. Значения Δh, подсчитанные с использованием тех же данных двух океанографических станций в Белом море при задании h от 10 до 50 м, варьируют в пределах до 2—3 см.

Более сложным и, в конечном счете, эффективным оказывается влияние осенне-зимней конвекции, когда уплотнение смеси происходит по мере вовлечения в перемешивание всех слоев. Однако, по

нашим оценкам, и при таком «многоступенчатом» варианте смешения суммарное понижение уровня не превышает 3 см.

Что касается «веса» членов второго порядка разложения в ряд Тейлора $(\partial^2\alpha/\partial T^2)(\Delta T)^2$ и $(\partial^2\alpha/\partial S^2)(\Delta S)^2$ то величина совершаемой при их неучете относительной погрешности (типа $(\partial^2\alpha/\partial T^2)(\Delta T)^2 / (\partial\alpha/\partial T)(\Delta T)$) не превышает 5% [6]. Более сложной оказывается процедура учета поправки на сжимаемость к членам $\partial\alpha/\partial T$ и $\partial\alpha/\partial S$, вычисляемым как $\Delta\alpha$ *in situ*, т.е. при учёте давления [13]. Величина этой ошибки в пересчете на уровень составляет также не более 5% [6]. Далее, поскольку коэффициенты $\alpha_\tau = \partial\alpha/\partial T$ и $\beta = \partial\alpha/\partial S$ несколько уменьшаются (особенно α_τ) с понижением T и S, то при вертикальном перемешивании также может произойти изменение уровня. Так, α_τ изменяется почти в три раза при уменьшении T от 15 до 1°С. При этом более значимой является не сама величина Δh, а эффект наклона уровня, приводящего к возникновению своеобразной вертикальной циркуляции во фронтальных зонах и мезо-масштабных струйных течений [13].

Итак, вертикальное и горизонтальное перемешивание приводят к уменьшению потенциальной энергии и наклонам стерического уровня по следующим основным причинам: перераспределение массы, неоднородность коэффициентов сжимаемости морской воды, сжатия или расширения при смешении. При этом суммарное отклонение стерического уровня может внести заметные коррективы (до 10—15%) в его фоновые колебания, обусловленные годовым циклом изменчивости температуры и, в меньшей степени, солености деятельного слоя моря.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 01-05-64941

Литература

1. Океан наступает. Парниковый эффект и поднятие уровня моря. Пер. с англ. 1989. М.: Прогресс. 367 с.
2. *Павлидис Ю.А., Айбулатов Н.А., Ионин А.С.* Краткосрочный (на 100 лет) прогноз развития прибрежно-шельфовых областей в Мировом океане // Вестник РФФИ. 1998. №1 (11), с.16—23.
3. *Каплин П.А. Селиванов А.О.* Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. 1999. М.: Геос. 298 с.
4. *Галёркин Л.И.* Проблемы, связанные с изучением колебаний уровня Мирового океана // Океанология. 1961. Т.1. №6. с.1108—1115.
5. *Галёркин Л.И.* О физических основах прогноза сезонных колебаний уровня Японского моря // Тр. ИОАН СССР. т. XXXYII. с. 25—39.
6. *Мамаев О.И.* Океанографический анализ в системе α-S-T-P. 1963 М.: Изд-во МГУ. 228 с.
7. *Победоносцев. С.В.* Влияние плотности морской воды на уровень на примере Белого моря // Тр. ГОИН. 1977. Вып. 138. с. 76—81.

8. *Герман В.Х. Победоносцев С.В.* Сезонные колебания и аномалии среднего уровня Белого моря // Тр. ГОИН. 1977. Вып.138. с. 82—88.
9. *Ремизова С.С.* Расчет колебаний уровня Каспийского моря в зависимости от температуры и солёности его вод // Океанология. 1966. №5. с. 794—798.
10. *Архипкин В.С., Бережной В.Ю.* Стерические колебания уровня Черного моря // Океанология. 1996. Т.35. №6. с. 809—816.
11. *Архипкин В.С., Добролюбов С.А.* Основы термодинамики морской воды. Учебн. пособие. 1998. М. МГУ. 153 с.
12. *Клюйков Е.Ю., Провоторов П.П., Уткин К.Б.* Термохалинный анализ условий уплотнения и разуплотнения при смешении морских вод // Океанология. 1999. Т.39, №4, с. 515—521.
13. *Шерстянкин П.П., Куимова Л.Н.* Термохалинный анализ процессов перемешивания и фронтогенеза байкальских вод // Докл. РАН. 1995. т.344, №2. с..247—251.
14. *Зубов Н.Н., Сабинин К.Д.* Вычисление уплотнения при смешении морских вод. 1958. М.: Гидрометеоиздат. 37 с.
15. *Рогачёв К.А. Косолапкин Г.Ю.* Перемешивание вод на банке Кашеварова (Охотское море) // Метеорология и гидрология. 1995. №3. с. 96—104.

СОДЕРЖАНИЕ

Н.Л.Плинк, М.В.Кашарский, Нгуен Хонг Лан
Методология учета колебаний уровня при комплексном управлении прибрежными зонами.....5
С.М.Гордеева, В.Г.Малинин
О пространственно-временной классификации колебаний уровня Белого моря.....21
Ю.И.Инжебейкин
Однонаправленные движения в колебаниях уровня Белого моря.....31
Ю.И.Инжебейкин
Численные исследования сейшевых колебаний уровня Белого моря.....40
Ю.И.Инжебейкин
Особенности длиннопериодных колебаний уровня Белого моря.....47
А.В.Некрасов, Д.А.Романенков
Прогностическая оценка трансформации приливных колебаний уровня при крупномасштабном гидротехническом строительстве на побережье Белого и Охотского морей.....57
В.Р.Фукс
Гидродинамические основы интерпретации альтиметрических съемок морской поверхности.....79
Г.В.Шевченко, А.А.Романов
Пространственная структура прилива в Охотском море на основе данных спутниковой альтиметрии.....92
Э.Като, Ю.В.Любицкий, Г.В.Шевченко
Оценка экстремальных значений сгонно-нагонных колебаний уровня моря на юго-восточном побережье о.Сахалин.....111
П.П.Провоторов
Стерические колебания уровня моря.....129

Сборник научных трудов

Российский государственный гидрометеорологический университет

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В МОРЯХ

Редактор А.В.Некрасов. Корректор А.В.Некрасов.
Компьютерная верстка М.А.Богданов

Подписано в печать 01.12.2003. Формат 60x84/16. Бумага офсетная.
Печ. л. 9. Усл.печ.л. 8,4. Тираж 300
Гидрометеоиздат. 199397, Санкт-Петербург, ул.Беринга, д.38