



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра промысловой океанологии и охраны природных вод

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(магистерская диссертация)

На тему Чувствительность волновой модели SWAN

к внутренним параметрам

Исполнитель Борисова Анжелика Андреевна

(фамилия, имя, отчество)

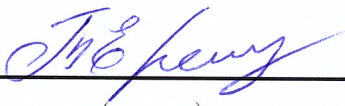
Руководитель канд. геогр. наук, доцент

(ученая степень, ученое звание)

Чанцев Валерий Юрьевич

(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой 

(подпись)

канд. физ. - мат. наук, доцент

(ученая степень, ученое звание)

Еремина Татьяна Рэмовна

(фамилия, имя, отчество)

«19» июня 2017 г.

Санкт-Петербург

2017



МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра Промысловой Океанологии и Охраны Природных Вод

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(магистерская диссертация)

На тему: _____ Чувствительность волновой модели SWAN к
_____ внутренним параметрам

Исполнитель: _____ Борисова Анжелика Андреевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель _____
(ученая степень, ученое звание)

(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой _____
(подпись)

(ученая степень, ученое звание)

(фамилия, имя, отчество)

«___» _____ 20__ г

Санкт-Петербург

2017

ОГЛАВЛЕНИЕ

СОКРАЩЕНИЯ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	5
1 Описание района исследования.....	8
1.1 Описание района Обской губы.....	8
1.2 Описание района Тазовской губы.....	20
2 Теория ветрового волнения.....	26
2.1 Определение ветрового волнения. Возникновение, развитие и затухание ветровых волн.....	26
2.2 Основы классической гидродинамики волн.....	34
2.2.1 Трохоидальная теория.....	34
2.2.2 Теория волн мелкого моря.....	41
2.2.3 Групповая скорость волн.....	43
2.2.4 Потенциальная и кинетическая энергии.....	47
2.2.5 Поток энергии волн.....	48
2.2.6 Рефракция волн.....	49
2.2.7 Дифракция волн.....	51
2.2.8 Обрушение волн в зоне прибоя.....	53
2.3 Методы расчета ветровых волн.....	54
2.4 Механизмы, формирующие спектр ветровых волн.....	55
2.4.1 Уравнение баланса спектральной энергии.....	55
2.4.2 Энергоснабжение спектра волн ветром.....	57
2.4.3 Слаболинейные взаимодействия волн.....	60
2.4.4 Диссипация энергии ветрового волнения.....	61
3 Современные оперативные численные прогностические модели волнения.....	65
3.1 Модель WAM.....	66
3.2 Модель WAVEWATCH.....	69
3.3 Модель SWAN.....	71
3.3.1 Неструктурированная сетка для модели SWAN.....	83

4 Метод триангуляции	90
5 Адаптация модели SWAN на акватории Обской губы	94
5.1 Исходные данные полей ветра.....	94
5.2 Поле глубин	96
5.3 Выбор расчетной сетки. Триангуляционная сетка	97
6 Результаты расчетов модели SWAN на июль 2016 года.....	101
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	131
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	133

СОКРАЩЕНИЯ

SWAN	- Simulating Waves Nearshore;
WAM	- Wave Model;
CFL	- число Куранта-Фридрихса-Леви;
ECMWF	- European Centre For Medium-Range Weather Forecasts;
GEBCO	- General Bathymetric Chart of the Oceans;
РФ	- Российская Федерация.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время Российская Федерация активно осваивает Арктический регион. Наиболее важной целью государственной политики РФ в Арктике являются: расширение ресурсной базы Арктической зоны РФ для обеспечения потребностей России в углеводородных ресурсах, водных биологических ресурсах и других видах стратегического сырья.

Одними из наиболее активно осваивающихся акваторий нашей страны являются Обская губа и, прилегающая к ней, Тазовская губа. В недрах п-ова Ямал и шельфа Карского моря хранятся колоссальные запасы горючих полезных ископаемых (рис.1), благодаря чему в настоящее время разрабатываются все новые месторождения. Ежегодно на данных водных объектах происходят различные геологические, экологические и гидрометеорологические изыскания.

К примеру, крупный проект в данной области является строительство на участке «п. Тамбей – п. Сабетта», расположенного в северной части Обской губы, завода по производству сжиженного природного газа, аэропорта для приема самолетов любого типа и порта для обеспечения перевалки углеводородного сырья и поставок природного газа, нефти и газового конденсата морским транспортом в страны Западной Европы, Северной и Южной Америки и страны Азиатско-Тихоокеанского региона.

Также одними из наиболее эксплуатационных участков в настоящее время являются месторождения: Каменномысское, расположенное в южной части акватории Обской губы между Мысами Каменный и Парусный Тазовского района Ямало-Ненецкого автономного округа РФ, а также Салмановское, которое находится в северной части Гыданского полуострова и частично в акватории Обской губы на территории Тазовского района Ямало-Ненецкого автономного округа РФ.



Рисунок 1 Газовые и нефтяные месторождения Надым-Пур-Тазовского региона

Таким образом, для того чтобы технически правильно строить какие-либо гидротехнические сооружения, платформы, добывающие углеводородное сырье, необходимо проводить комплексные океанографические изыскания, с целью обладания полноценными и информативными данными о гидрологическом и гидродинамическом режиме исследуемой акватории.

Ветровое волнения является одним из важнейших гидродинамических параметров морей, которому уделяют внимание ученые на протяжении многих лет. Использование моделей ветрового волнения позволяет производить расчет и анализ характеристик ветрового волнения, результаты

которых необходимо учитывать при гидротехническом строительстве, для того чтобы избежать влияния опасных волновых условий.

В данной магистерской работе особое внимание будет уделено волновому режиму акваторий Обской губы и Тазовской губы. Более подробно будет рассмотрен волновой режим в местах Каменномысского и Салмановского месторождений. Данные объекты интересны не только с прикладной точки зрения, как было сказано выше, но также и с научной. Одним и наиболее рациональных методов таких исследований является математическое моделирование. Для расчета характеристик ветрового волнения была выбрана спектральная волновая модель SWAN Cycle 3 Version 41.01 (Simulating Waves Nearshore). Основанием выбора именно этой модели послужило то, что она ориентирована на расчет ветрового волнения в ограниченных акваториях, эстуариях, заливах, узкий проливах, мелководных прибрежных районах. Выбранные объекты исследования имеют средние глубины 5-25 м, следовательно, с помощью модели SWAN можно получить наиболее точные значения основных характеристик волнения.

В связи с этим, целью диссертационной магистерской работы является расчет характеристик ветрового волнения на акватории Обской губы с помощью волновой модели SWAN, а также исследование используемой модели на чувствительность к внутренним параметрам.

Для достижения выдвинутой цели предполагается решить следующие задачи:

1. Адаптация модели SWAN на акватории Обской губы.
2. Разработка неструктурированной сетки в качестве расчетной.
3. Расчет характеристик ветрового волнения при разных значениях коэффициента придонного трения.
4. Визуализация и анализ результатов.

1 Описание района исследования

1.1 Описание района Обской губы

Обская губа вытянулась вдоль меридиана 73°E . Условные границы (рис. 1.1.2): южная граница губы проходит по линии между м. Ям-Сале ($66^{\circ}54'\text{N}$, $71^{\circ}44'\text{E}$) и м. Жертв ($66^{\circ}18'\text{N}$, $71^{\circ}44'\text{E}$); северной границей служит линия между м. Шайтанов ($72^{\circ}53'\text{N}$, $71^{\circ}38'\text{E}$) и северо-западной оконечностью о. Шокальского ($73^{\circ}05'\text{N}$, $74^{\circ}10'\text{E}$).[27]



Рисунок 1.1.1 Географическое расположение Обской губы

Обская губа (рис. 1.1.1) представляет собой эстуарий реки Обь. Располагается между полуостровами Гыданский и Ямал, являясь при этом крупнейшим заливом Карского моря. В восточной части Обской губы от неё ответвляется Тазовская губа, в которую впадает река Таз.[24] Обская губа административно относится к Ямало-Ненецкому автономному округу, который входит в состав Тюменской области, но являющемуся равноправным субъектом Российской Федерации.

Длина Обской губы 800 км, протяженность берегов составляет около 1000 км каждый, ширина от 35 до 90 км. Наибольшая ширина ее между м. Шайтанов и о. Шокальского около 95 км и наименьшая ширина губы 35 км между м. Каменный и м. Парусиный.[27] Водная площадь – 55,5 тыс. км². Объем – 445 км³. Уклон дна губы по направлению к морю не отличается от уклона р. Обь и составляет 2 см/км. Данный район Карского моря наиболее мелководный, дно здесь достаточно ровное, что объясняется значительным выносом песка и ила из реки Обь. Обская губа имеет довольно ровное ложе без резких колебаний глубины. Глубины здесь уменьшаются с севера на юг: на севере глубины достигают 20-25 метров, в то время как на юге акватории: 3-5 метров. Отмели, являющиеся обычно продолжением низких мысов и кос, часто встречаются у западного берега губы.



Рисунок 1.1.2 Физическая карта рассматриваемого участка

В Обскую губу кроме Оби впадают следующие реки: в юго-восточную ее часть реки Надым и Ныда, образующие при впадении своем целый архипелаг островов.

С западной стороны, ограниченной обширным полуостровом Ямал, впадают в большинстве своем небольшие реки, из которых некоторые в низовьях своих доступны для небольших речных судов, к примеру, реки Яда, Оя, Ивоча, Зеленая и др. [24]

В устьевой части р. Обь образует дельту площадью более 4,0 тыс. кв. км, в пределах которой река делится на два больших рукава: широкий судоходный правый (южный) — Надымская Обь, ограниченный справа высоким песчано-глинистым берегом, и левый (северный) — Хаманельская Обь. Оба рукава соединяются между собой многочисленными протоками, пересекающими большой низменный остров, разделяющий основные рукава. При выходе этих двух рукавов в Обскую губу находятся обширные мелководные бары (подводные валы, гряды) — Ямсальский и Надымский, препятствующие судоходству.

По условиям плавания, а также в гидрологическом отношении Обская губа делится на три участка [27]:

- южный — от бара р. Обь до линии м. Каменный-м. Парусиный;
- средний — к северу от м. Каменного до линии м. Таран — устье р. Тамбей;
- северный — к северу от м. Таран — устье р. Тамбей

Рельеф и морфодинамика берегов. Обская губа является эстуарием (от латинского *aestuarium* — затопляемое устье реки) — однорукавное воронкообразное устье реки, расширяющееся в сторону моря.

Формирование каждой устьевой области реки связано с накоплением наносов, процессами устьевое удлинения и прорывами вод через береговые валы или косы. Выделяются два периода развития устьев: период эволюционного развития внутри геологической эпохи и период скачкообразного развития при переходе от одной геологической эпохи к

другой. Устьевой зоне присущи процессы, происходящие на устьевом взморье, в реке и устьевые процессы. Это приводит к сложному и разнообразному изменению береговой зоны и донного рельефа.

Устьевая область включает в себя участок реки, или дельту, и устьевое взморье (открытое, лагуну-лиман или эстуарий), т. е. прибрежную зону моря с подводной дельтой. Это зона, в которой происходит взаимодействие и смешение речной (пресной) и морской (соленой) водных масс с различными динамическими, химическими и другими свойствами, а также взаимодействие воды с руслом, берегами и дном взморья. Все вместе указанные взаимодействия обуславливают процессы дельтообразования. Каждое устье имеет свои исторически сложившиеся особенности режима, повлиявшие на современный его облик и на процессы, протекающие в нем в настоящее время. В той или иной степени оно может иметь три характерные зоны, связанные с интенсивным отложением наносов (рис. 1.1.3).

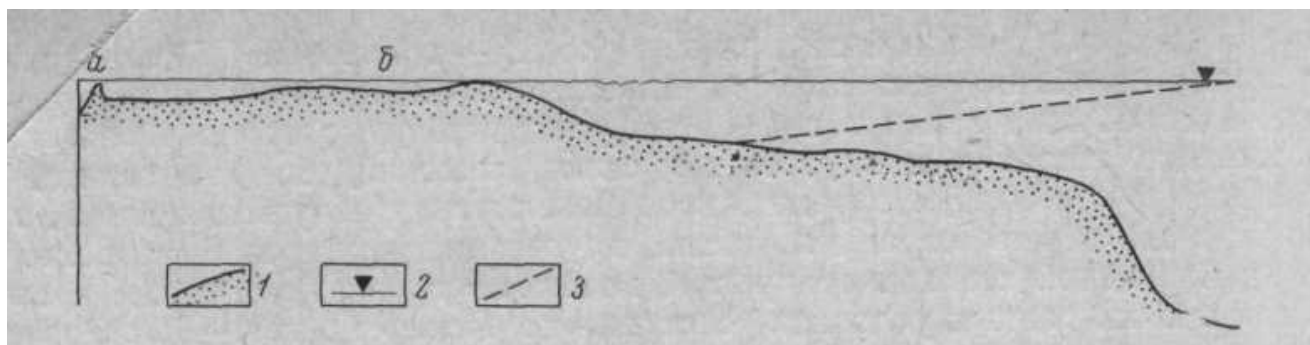


Рисунок 1.1.3 - Схематический продольный профиль устьевое взморье: а— речной устьевой бар; б — морской устьевой бар; 1 — дно; 2— уровень моря; 3—верхняя граница клина соленых вод

1) Зона, где речные воды при выходе на взморье растекаются; здесь скорость течения уменьшается и происходит первое значительное отложение речных наносов - формируется речной-устьевой бар.

2) Зона, где русловое стоковое течение переходит в пространственное, т. е. в поступательное движение вовлекается вся водная масса на участке

взморья какой-то протяженности. В месте схождения стоковых и ветровых течений скорости их также уменьшаются, и здесь может формироваться вторая зона отложения наносов — морской устьевой бар.

3) Зона интенсивного смешения пресных и соленых вод, часто совпадающая на открытом устьевом взморье со свалом глубин. В ней происходит коагуляция и отложение мелких взвешенных наносов. Чем приглубее взморье, тем ближе зона интенсивного смешения вод к зоне схождения стокового и дрейфового течений и к речному устьевому бару. В устье с приливами она может смещаться в реку, и тогда вместо зоны взаимодействия ветровых и стоковых течений создается зона взаимодействия приливных и стоковых течений. [3] Последнее, как раз, характерно для Обской губы, где морские воды проникают в эстуарий достаточно глубоко.

Река Обь относится к рекам с большим твердым стоком, что определяет сложное развитие их аллювиальной дельтовой равнины со специфическим комплексом природных условий, а так же воздействие на донный рельеф прилегающей части моря. Река Обь выносит в море 13,4 млн. т наносов в год. Основная часть этого твердого стока осаждается в прибрежной полосе. Водный сток Оби (400 км^3 в год), вторгаясь в морское течение, имеющее в южной части Карского моря общее направление с запада на восток, способствует также осаждению здесь морских наносов, транспортируемых этим течением. Здесь, на участке против устьев рек Оби и Енисея расположена наиболее мелководная его часть, где в результате интенсивной аккумуляции взвешенных и влекомых наносов формируются многочисленные подводные банки, намывные острова и другие аккумулятивные формы.

На участке впадения реки в приемный водоем обширных отмелей частым явлением бывает сложное аккумулятивное высокоподвижное образование, созданное речными и морскими наносами в ходе динамического взаимодействия вод реки и моря, называемое устьевым баром. В данном случае рекой является Обской губа. Устьевые бары создают существенное препятствие судоходству и нередко являются причиной образования мощных

ледовых заторов, приводящих к наводнению и к повреждениям гидротехнических сооружений.

Одной из версий происхождения баров имеет следующее описание: главной причиной образования устьевых баров является резкое уменьшение скоростей речного потока на выходе его на взморье. Всякое значительное расширение потока, сопровождающееся увеличением площади живого сечения и сопутствующим уменьшением скоростей течения, ведет к значительному изменению его гидравлической структуры и характера движения влекомых наносов. При этом донная подвижная русловая форма переходит в менее подвижную и более распластную грядку-отмель. Рост последней продолжается до тех пор, пока она не достигнет оптимальных размеров, при которых новая гидравлическая структура потока будет обеспечивать дальнейший транзит наносов. В некоторых случаях в устьях рек, особенно с малым твердым стоком в короткий паводковый период, устьевой бар под воздействием морского волнения полностью разрушается и из его материала формируется типичный морской бар, блокирующий устье реки.[20] Далее рассмотрена следующая составляющая рельефа Обской губы – берега. Очертания берегов, приглубость, наличие бухт и т.д. является одной из основных характеристик, оцениваемой при освоении прибрежного района.

В низменной, восточной части полуострова Ямал, прилегающей к Обской губе, преобладают высоты до 25 м. Территория района на широте п. Мыс Каменный имеет уклон к западу. Южная часть района — самая низкая на полуострове, высоты не превышают 50 м, ниже только территории островов, территория наклонена к р. Обь. Для дельтовой части Оби характерен наиболее выположенный, низменный рельеф поймы реки. Поверхность Тазовского полуострова равнинная, слабо наклонена на восток к Тазовской губе и падает крупными обрывами на западе к Обской губе.

Берега Обской губы сложены многолетнемерзлыми, льдистыми, песчано-глинистыми отложениями. Пляж узкий, односклонный, с поверхности выполнен песчаным и гравийно-песчаным материалом,

слагающим подводный береговой склон до глубин 8-10 м. Характерной особенностью берегов рассматриваемого района являются «лайды» - болотистые низины у устьев рек, которые заполнены перегнившим плавником. При большом нагоне воды, так называемые, «лайды» затопляются.

Около 75% длины береговой линии занимают термоабразионные и абразионно-аккумулятивные берега. Термоабразионные выровненные берега обычно приглубые, имеют четко выраженный береговой уступ высотой до 30-60 м со следами свежих обрушений и волноприбойной нишей в основании.

Типичный пример аккумулятивного (лайденного) берега приведен на рисунке 1.1.4.

Морфологические элементы представлены надводными террасами высотой до 2-5 м, широкими песчаными пляжами, подводным береговым склоном, осложненным и 5-6 м вдольбереговыми валами, волноприбойными косами и аккумулятивными стрелками. Нижняя граница береговой зоны морфологически выражена линией перегиба подводного берегового склона, переходящего в относительно ровное дно губы на глубинах от 10 до 12 м. Граница уверенно фиксируется изменением гранулометрического состава осадков.

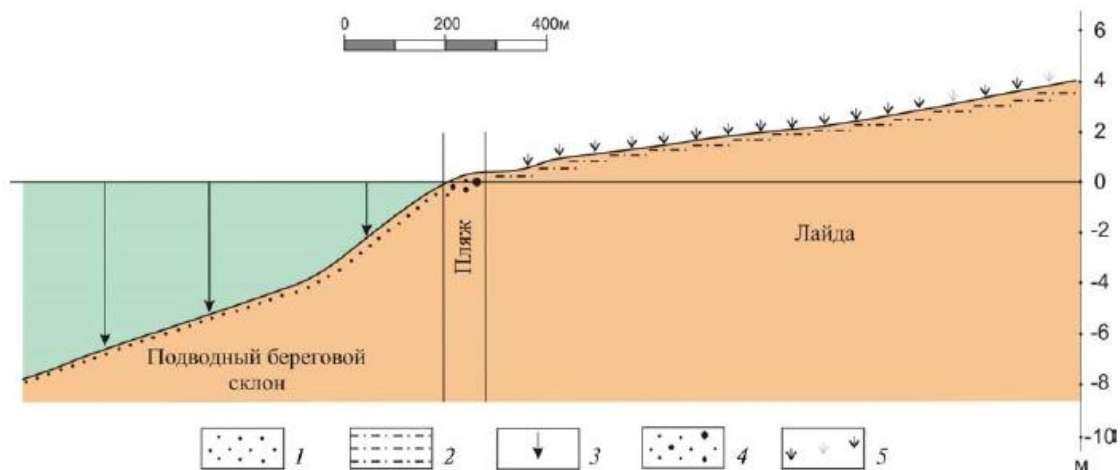


Рис. 7. Строение береговой зоны на участке №7 (р-н р. Седайяха).

1 — мелкозернистые пески; 2 — глинисто-суглинистые отложения; 3 — станции донного пробоотбора; 4 — мелко-среднезернистые пески пляжа с 10% гравийно-галечного материала; 5 — травянисто-кустарниковый покров.

Рисунок 1.1.4 – Строение береговой зоны (р-н р. Седайяха):

1 — мелкозернистые пески, 2- глинисто-суглинистые отложения, 3- станции донного пробоотбора, 4 — мелкозернистые пески пляжа с 10% гравийно-галечного материала, 5- травянисто-кустарный покров.[21]

Размыв термоабразионных берегов происходит со скоростью 1-4 м/год, достигая на некоторых участках (п-ов Явай) 10 м/год и более, что обусловлено высокой льдистостью (70-80%) и составом четвертичных отложений. При постоянном волнении 1-3 балла за этот период с низменных берегов п-ова Ямал (в пределах района работ) на подводный береговой склон и в центральную часть губы поступает около 1270 тыс. м³ песка, супеси и суглинков. Более высокие (до 60 м) берега Гыданского п-ова поставляют за тот же период более 17 222 тыс. м³ твердого материала. [22]

Грунт в Обской губе преимущественно песчанистый ил, местами вязкий ил зеленовато-серого и голубовато-серого цвета, а на отмелях и банках — песок.

Растительный покров представлен в основном мхами и лишайниками, как и присуще данной климатической зоне. Травяной покров встречается лишь в речных долинах.

Бухты в районе, как правило, незначительно вдаются в берега, мелководны и доступны для судов с малой осадкой.

Гидрологический режим. Гидрологический режим района, как правило, определяется в основном его климатическими условиями, стоком реки Обь и водообменом с Карским морем. Относительно теплые и пресные, а, следовательно, и менее плотные воды рек, располагаясь над более холодными и плотными водами, поступающими из Карского моря обуславливают вертикальную стратификацию водных масс. Влияние речного стока особенно выражено в июне, а также в июле в период половодья.

Изменение положения уровня воды зависит от целого ряда сил, которые можно разбить на 3 группы:

- Силы, вызывающие периодические колебания: приливообразующие силы, которые вызывают самостоятельные приливо-отливные колебания и отклоняющая сила вращения земли.
- Силы, вызывающие непериодические колебания: сила давления ветра на поверхность моря и губы, влияние стока речных вод, силы атмосферного давления,
- Силы трения, возникающие при движении ввозных масс в ложе потока. [27]

В Обской губе все вышеуказанные силы действуют одновременно. Поток из р. Оби выходит в Обскую губу, в местах сужения, соответственно, повышается уровень, затем при расширении губы уровень уменьшается. Навстречу потоку движется приливная волна из Карского моря, при перемещении по Обской губе она ведет себя, как русловой поток, так же при сужении канала поднимая уровень воды. В данном случае мы имеем дело с баротропной приливной волной, которая распространяется до дна и захватывает всю толщу водны. При столкновении двух потоков – речной поток и приливная волна - уровень повышается ещё больше. На фоне периодических колебаний имеют место непериодические сгонно-нагонные

явления. В зимний период колебания уровня сглаживаются ледяным покровом.

Приливно-отливные колебания в морском заливе возникают под воздействием двух причин. С одной стороны, это действие на водные массы Луны и Солнца, которые вызывают в замкнутых массах воды горизонтальные движения, являющиеся причиной самостоятельных приливо-отливов. Их период соответствует периоду действующей силы. С другой стороны, так как данный залив соединяется с водными массами открытого моря, в заливе возникают дополнительные колебания, причиной которых являются приливо-отливные колебания открытого моря. Такие колебания называются совместными приливо-отливами, период которых также равен периоду возбуждающей силы. Последние имеют место в Обской губе. В результате перехода волны наружного (морского) прилива-отлива из обширного мелководья в узость амплитуда её при входе в губу резко увеличивается в 2 раза, по мере движения на юг приливно-отливная под влиянием силы трения происходит уменьшения амплитуды поступательной волны (затухание волны). В данном случае сила трения достаточно велика ввиду большой протяжённости Обской губы, и в районе дельты реки Оби, сразу за мысом Ям-Сале приливы уже отсутствуют. [13,14]

Приливы в рассматриваемом районе в основном полусуточные. По мере продвижения приливной волны на юг ее скорость и величина уменьшаются. Сизигийные приливы в данном районе наступают в основном через 3-4 суток после новолуния или полнолуния.

Сгонно-нагонные колебания наблюдаются при активной циклонической деятельности. Ветры северных направлений являются нагонными, а южного направления, соответственно, сгонными. В рассматриваемом районе наблюдаются постоянные, приливные и ветровые течения. Постоянные течения образуются в результате речного стока и идут на север. Так как объем речного стока не постоянен в течение года, скорость течений уменьшается от весны к осени. Приливные течения в основном

полусуточные реверсивные. Приливное течение имеет общее направление на юг, а отливное на север. Ветровые течения имеют прямую зависимость от ветрового режима. При сильных ветрах (более 10 м/с) данный вид течений преобладает над постоянными и приливными. Дрейфовые течения в Обской губе ярко выражены, их скорость и направление связаны со скоростью и направлением ветра. С ноября по май преобладают ветры с южной половины горизонта, особенно южные и юго-западные, со средними скоростями 6-8 м/с. В это время года Обская губа покрыта льдом, и влияние ветров на течения пренебрежимо мало. Летом (в июне-августе) преобладают ветры с северной половины горизонта, особенно северные и северо-западные, со средними скоростями 5—7 м/с. В сентябре и октябре преобладают западные ветры. Наиболее волноопасные ситуации в Обской губе возникают при ветрах, дующих вдоль ее оси, соответственно северных и южных. [8]

Гидрохимический режим Обской губы. Термин «маргинальный фильтр» (МФ) был введен академиком А.П. Лисицыным после работ 49-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» (1993) в Обской губе и Енисейском заливе. Это зона смешения речных и морских вод с соленостью от 0 до 20 ‰, в которой происходят качественные и количественные изменения растворенных и взвешенных веществ, поступающих с континента. Биогеохимическая трансформация речного осадочного материала приводит к направленному переводу растворенных и коллоидных веществ речного стока во взвешенные формы с последующим их осаждением на дно, т.е. выведению этих веществ, наряду с осаждением основной массы речных взвесей, из дальнейшего транспорта в открытые части морей и океанов. [15]

Здесь соприкасаются основные два типа вод земного шара – карбонатно-кальциевые речные и хлоридно-натриевые морские. Воды устьевое участка р. Оби относятся к карбонатному классу малой степени минерализации (общее содержание солей до 200 мг/л) с содержанием хлора 0.011-0.020 ‰, в то время как содержание хлора в водах Карского моря достигает 19‰. Некоторые авторы проанализировали 97 полных анализов химического

состава вод бассейна Карского моря, общей солёности от 0.2‰ до 34.44‰, и отметили, что при смешении речных и морских вод происходит не только изменения абсолютного содержания солевой массы, но и значительное изменения относительного содержания солевых компонентов, доминирующих в морской и речной воде. При опреснении морской воды резко уменьшается относительное содержание хлора и, наоборот, увеличивается относительное содержание кальция. Так, при уменьшении общей солёности от 4 до 1.2 г/кг на каждую ‰ солёности относительное содержание хлора понижается практически на 1%, а относительное содержание кальция повышается на 1.33%. В чистых морских водах с солёностью выше 25‰ средний ионный состав является практически постоянным. Исходя из этого, можно сделать вывод, что границы распространения вод Карского моря на акватории Обской губы является зоной смешения пресной и солоноватой воды, в пределах которой отсутствуют типичные свойства как морской, так и пресной воды. Переход хлоридо-натриевых вод Карского моря в карбонатные Обские происходит в узкой полосе диапазона минерализации от 0.5 до 1.5‰. [6] Как результат анализа научных трудов на данную тематику совместно с применением теоретических знаний представлена картина гидрохимического режима в Обской губе. Морские воды плотнее, чем пресные, поэтому опускаются на дно. В северной части Обской губы вертикальная структура подвержена влиянию, главным образом, приливных явлений, поэтому в результате перемешивания в северной части губы солёные воды занимают весь слой от поверхности до дна. Однако по мере продвижения к вершине губы толщина слоя морских вод уменьшается за счёт опускания его верхней границы в результате активного взаимодействия с натекающими пресными водами. Морские воды по основной акватории губы постепенно растекаются по дну, постепенно теряя гидрохимические свойства характерные для них. Наличие большого градиента плотности препятствуют вертикальному перемешиванию и тем самым способствуют изоляции глубинных вод от обмена с верхними слоями. Увеличение потока речных вод в период

половодья увеличивает сопротивление проникновению соленых вод и тем самым сдвигает границу их растекания ближе к морю. В межень и зимние месяцы интенсивность основного (речного) потока снижается, и граница сдвигается к устью р. Оби. Так же при минимальном речном стоке проникновение морских вод в Обскую губу обусловлено сгонно-нагонными и приливными явлениями.

Стоит отметить, что морфологические особенности района имеют важное значение в гидрологии химических параметров. Так в тракты возможного проникновения приливных волн и морских вод входят баровые ложбины и каналы, соединяющие речное русло с устьевым взморьем, рукава и протоки дельты, основное русло от вершины дельты до речной границы устьевой области реки. [17]

Соленость поверхностного слоя воды в июле и в августе колеблется в среднем от 1‰ до 5‰. В придонном слое на глубинах более 8 м в этот период соленость достигает 6-9‰, а с увеличением глубины она возрастает до 20‰. К осени соленость воды увеличивается как в поверхностном, так и в придонном слое, так как происходит уменьшение объема речного стока.

Ледообразование в описываемом районе начинается в конце второй декады октября. В отдельные годы в результате резкого и сильного похолодания начальные виды льда могут начать свое образование даже во второй декаде сентября. Разрушение ледяного покрова начинается в конце мая под влиянием солнечной радиации и речного стока. В конце первой декады июня начинается взлом припая у его северной кромки, обусловленный таянием, волнением и ветром.

1.2 Описание района Тазовской губы

Тазовская губа (рис. 1.2.1) является заливом Обской губы Карского моря, между полуостровами Гыданским и Тазовским. Губа и прилегающие к ней обширные территории располагаются в центральной части эстуария реки Обь. Длина достигает 330 км, в то время как ширина у входа 45 км. Тазовская

губа представляет собой затопленные продолжения долин рек Таз и Пур, которые в неё впадают. Тазовская губа пресноводна. [12]



Рисунок 1.2.1 Географическое положение Тазовской губы

Рельеф и морфодинамика берегов. В морфологическом отношении Тазовская губа отличается большим разнообразием. Данный участок является уникальным по очертаниям и глубине проникновения на сушу, имеет сложное происхождение. Его образование связано как с деятельностью рек, так и с работой моря и криогенными факторами. Современное состояние Тазовской губы – результат голоценовой трансгрессии. Воды Карского моря затопили русло и пойму Оби и ее крупных притоков в низовье, а термообразия, которая подразумевает в себе сочетание тепловых и механических процессов разрушения берегов водных акваторий, а также термоденудация, которая подразумевает процессы криогенного разрушения горных пород на

поверхности земли и последующий перенос продуктов в пониженные участки, обусловила значительное расширение затопленного низовья ее долины.

Грунт иловатый, местами песчаный. Берега низменные. Левый берег губы возвышенный, правый низменный, оба берега поросли ивняком, березовой сланкой, мхом и ягелями, местами на них виднеются невысокие глинистые или песчаные бугры и холмы. В губе находится много больших и малых песчано-глинистых низменных островов, покрытых отчасти мхом, травой и тальником.[12]

В пределах Тазовской губы выделены берега следующих основных морфодинамических типов: аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные; открытые приливно-отливные лайденного или ваттового типа; аллювиально-дельтовые (рис. 1.2.2). Береговая зона Тазовской губы естественным образом подразделяется на три крупные части (области) — северную (обращенную к Ямалу), центральную и дельтовую, существенно различающиеся по морфологии.[12]



Рисунок 1.2.2 Морфодинамические типы берегов Тазовской губы [12]

К характерным особенностям геоморфологии береговой зоны Тазовской губы относятся широкое развитие аккумулятивных ветровых осушек и относительно слабые проявления процесса термоабразии. Наибольшая ширина (до 1 км) осушек наблюдается в пределах южной дельтовой области на приустьевых участках рек. Вдоль абразионных берегов их ширина уменьшается до 100 - 200 м, а на наиболее приглубых участках восточного побережья - до 20 - 40 м.

С общей отмелостью берегов, развитием осушек и, как следствие этого, ослабленным волновым воздействием на берега связана, очевидно, и малая распространенность термоабразионных берегов.

Характерная для Тазовской губы особенность морфологии ее береговой зоны - наличие вертикальной симметрии в строении береговых и подводных аккумулятивных форм. Особенно ярко она выражена вдоль восточного побережья. Практически все выделяющиеся здесь надводные аккумулятивные образования вытянуты в северном направлении, что указывает на преобладающее перемещение наносов с севера на юг.

Отмеченные особенности береговой зоны Тазовской губы указывают на специфический характер ее динамики и морфологии, определяемый сложным режимом бассейна.

В южной части губы преобладают условия, близкие к речным. Большая часть данного участка подвержена периодическому влиянию волнений и сгонно-нагонных явлений. В северной части губы рельеф имеет достаточно ровный характер с постепенно увеличивающимися глубинами, сохраняя почти повсюду правильный «коротыобразный» профиль. До мыса Поворотный глубины постепенно уменьшаются к востоку от 11 - 12 м до 6 - 7 м, а далее снова начинают возрастать до 10 - 11 м. На линии, проходящей через мысы Юмборсале и Енисиняу, Тазовская губа резко суживается до 11 - 13 км. Далее к югу отмечаются котловина с глубинами до 10 - 11 м и далеко отходящие от обоих берегов, отдельно лежащие отмели. Разлив губы между мысом Находка и рекой Юрхарово образует россыпь с транзитными глубинами порядка 2,2 -

2,4 м. При дальнейшем продвижении к устью реки Таз глубины значительно уменьшаются и не превышают 1,6 - 1,8 м.

Дно вершинной части Тазовской губы отличается сочетанием переуглубленных промоин и подводных песчаных гряд, которые ориентированы по направлению расположения залива.

Гидрологический режим. Дельтовый участок Тазовской губы от мыса Находка до устья реки Таз может рассматриваться как типично мелководный водоем глубиной до 3 м. В данном участке наиболее ярко проявляется воздействие речного стока. В пределах южной части губы следствии мелких глубин усиливается роль сгонно-нагонных явлений. В условиях предельно отмелых берегов волновое воздействие на берега в значительной степени ослаблено. Большое количество обломочного материала, поступающего с речным стоком Таза, Пура и других рек, в сочетании со слабым волновым воздействием приводит к слабой его переработке и выравниваю дна.

В то же время в северной части Тазовской губы характеризуется более мощной динамикой течений, а также ветровым волнением. Высоты волн в данной части губы могут достигать 0.6 - 0.8 м.[12]

В гидродинамическом режиме Тазовской губы существенную роль играет постоянный сток вод, направленный из нее, а также эпизодические штормовые и приливные течения. Соотношения между штормовыми и приливными течениями меняется в зависимости от сезона года. Постоянные течения образуются в результате речного стока, главным образом рек Таз и Пур, и идут на север со скоростью 0.25- 0.45 м/с. В связи с изменением объема речного стока, скорость течений уменьшается от весны к осени. В рассматриваемом участке преобладают приливы полусуточные реверсивные. Одним из в ведущих рельефообразующих факторов в Тазовском эстуарии в период летнее - осенней межени, так как в данное время скорости стоковых течений не превышают 0.1 – 0.2 м/с, являются волны и генерируемые ими течения. На степень развитости волнения в Тазовской губе помимо ветра

вливают также наличие и распределение льда, а также особенности батиметрии.

2 Теория ветрового волнения

2.1 Определение ветрового волнения. Возникновение, развитие и затухание ветровых волн

Волновые движения в морях и океанах разнообразны, могут достигать невероятных размеров и проявляются одновременно многими системами волн.

Существуют три категории причин, которые вызывают волновые движения вод в океане: приливообразующие силы Луны и Солнца (приливные волны), динамические воздействия на водную поверхность, то есть влияние атмосферных процессов (ветровые волны) а также силы, действующие внутри земной коры (сейсмические волны). [9]

Существо волновых движений, вызванных вышеизложенными причинами, состоит в перемещении частиц воды с больше или меньшей регулярностью по некоторым замкнутым или почти замкнутым орбитам.

Ветровым волнением является процесс формирования, развития и распространения вызванных ветром волн на поверхности моря. Ветровое волнение характеризуется несколькими главными чертами: а) нерегулярность, неупорядоченность размеров и форм волн, а именно волны где повторяют друг друга, за большой может следовать малая; каждая отдельная волна непрерывно меняет свою форму; б) гребни волн перемещаются не только в направлении ветра, но и в других направлениях; в) элементы волнения обладают быстрой изменчивостью во времени и пространстве. Однако размеры волн зависят не только от скорости ветра, существенное значение имеет продолжительность его действия, площадь и конфигурация водной поверхности. [4,11]

Ветровые волны могут быть классифицированы следующим образом [26]:

1) *вынужденные* – такие волны, которые образовались под вынуждающим действием ветра и продолжают находиться под его воздействием.

2) *свободные* – такие волны, которые продолжают существовать после сильного ослабления или полного прекращения действия ветра или же, после выхода вынужденных ветровых волн из области, где они зародились, в другую, где нет ветра.

3) *смешанные* – ветровые волны, возникшие в результате одновременного сосуществования волн зыби и вынужденных ветровых волн.

Каждая волна характеризуется определенными элементами (рис. 2.1.1):

- *Волновой профиль* - кривая, получаемая в результате сечения взволнованной поверхности моря вертикальной плоскостью в заданном направлении (обычно в направлении распространения волн).

- *Гребень волны* - часть волны, расположенная выше среднего волнового уровня.

- *Вершина волны* - наивысшая точка гребня волны.

- *Ложбина волны* - часть волны, расположенная ниже среднего волнового уровня.

- *Подошва волны* - низшая точка ложбины волны.

- *Высота волны h* – расстояние по вертикали между вершиной и подошвой волны, которое соответствует удвоенной амплитуде волны. Поэтому амплитуда волны $a=0.5*h$.

- *Длина волны λ* - горизонтальное расстояние между вершинами двух смежных гребней на волновом профиле, проведенном в генеральном направлении распространения волн.

- *Крутизна волны* - отношение высоты данной волны к ее длине. Крутизна волны в различных точках волнового профиля различна. Для практики значение имеет наибольший наклон, который приближенно равен отношению высоты волны к полудлине $h/(\lambda/2)$. Для удобства характеристики

крутизны волны пользуются отношением высоты к длине (h / λ), которое и называют средней крутизной волны. [4,11]

Перечисленные элементы определяют геометрические характеристики волны.

Для поступательной волны необходимо добавить еще три элемента:

- *Фронт волны* - линия на плане взволнованной поверхности, проходящая по вершинам гребня данной волны, которые определяется по множеству волновых профилей, проведенных параллельно генеральному направлению распространения волн.
- *Длина гребня волны* - протяженность гребня волны в направлении ее фронта.
- *Луч волны* - линия, перпендикулярная фронту волны в данной точке.

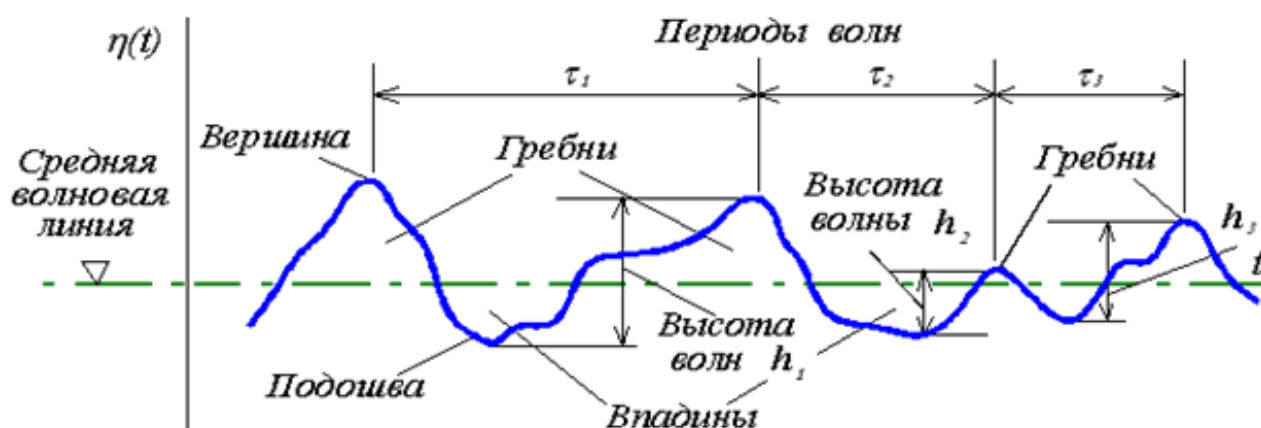


Рисунок 2.1.1 Кривая волновых колебаний свободной поверхности воды в точке. [4]

Кроме элементов, определяющих геометрические характеристики волны, выделяют кинематические элементы. К ним относятся:

- *Период волны t* - время, необходимое для осуществления каждого отдельного цикла колебания частиц воды. Величина, обратная периоду, называется частотой.

- Скорость распространения, или *фазовая скорость* C_{ϕ} – скорость перемещения гребня волны в направлении ее распространения, определяемая за короткий интервал времени порядка периода волны. Понятие скорости относится только к поступательной волне. [4,11]

Также помимо фазовой скорости, вводятся характеристики угловой скорости вращения частиц по орбитам ω и линейной скорости орбитального движения частиц v .

Между элементами волны существуют следующие очевидные соотношения:

$$c = \frac{\lambda}{\tau} \quad (2.1.1);$$

$$v = \omega r \quad (2.1.2);$$

$$h = 2r \text{ и } h = 2a \quad (2.1.3);$$

$$\omega = \frac{2\pi}{\tau} \quad (2.1.4);$$

$$f = \frac{1}{\tau} \quad (2.1.5);$$

$$\lambda = 2\pi r \quad (2.1.6),$$

$$k = 2\pi/\lambda \quad (2.1.7)$$

где r – радиус орбиты частицы;

a – амплитуда волны;

λ – длина волны;

τ – период волны;

v – линейная скорость орбитального движения;

- ω - угловая скорость вращения частиц;
- f - частота волны (величина, обратная периоду);
- c - фазовая скорость движения волны;
- h - высота волны;
- k - волновое число.

Прогрессивной волной называют волну, профиль которой движется в каком-либо направлении. К приведенному типу относится большинство видов волновых движений на поверхности океана. Простейшей формой прогрессивной волны является синусоида. Выражение для синусоидальной волны любой природы имеет вид [16]:

$$A = A_0 \cos(\omega t - kz + \varepsilon), \quad (2.1.8)$$

- где A_0 - амплитуда;
- z - направление распространения волны;
 - f - частота;
 - ε - начальная фаза.
 - k - волновое число.

Механизм генерации

По причине неравномерного распределения давления и влияние толчков воздушных масс начинается образование первых волн на спокойной водной поверхности. [9]

Многие исследования процесса генерации ветровых волн на гладкой поверхности воды в лабораторных и естественных условиях привели к следующему выводу, что сила поверхностного натяжения воды препятствует возникновению волн при скоростях ветра менее 0.7— 1.0 м/с. Если скорость ветра ниже 0.7 – 1.0 м/с поверхность остается невозмущенной. Первые волны ряби возникают из-за воздействия изменения давления в

турбулентном потоке воздуха. Характеристики капиллярных волн имеют следующие величины: высота h достаточно мала - порядка 0.022 см, длина λ не превосходит 2 см, а скорость распространения $c = 23.1$ см/с. При увеличении скорости ветра высота капиллярных волн увеличивается, а их длина при этом несколько уменьшается. Увеличение массы воды, охваченной волновым движением, ведет к увеличению роли силы тяжести по сравнению с поверхностным натяжением.

Когда скорость ветра достигает критического значения в 1 м/с (критическая скорость), начинает действовать процесс затухания капиллярных волн и зарождение гравитационных волн. Характеристики гравитационных волн имеют следующие величины: высота h волн составляет 0.49 см, в то время как длина λ - приблизительно 7 см. Гравитационные волны продолжают расти уже под непосредственным воздействием энергии ветрового потока; поверхностное натяжение и турбулентные пульсации давления становятся для них несущественными. Первые гравитационные волны двумерны. При увеличении силы ветра они быстро возрастают по высоте и достигают критической крутизны: 1:7. С момента достижения критической крутизны гребни становятся стекловидными. Таким образом, можно сказать о начале процесса слабого разрушения гравитационных волн.

В дальнейшем начинается развитие более крупных ветровых волн. Коротко этот сложный процесс можно описать так: отдельные волны разрушаются, что приводит к преобразованию первичных двумерных волн в трехмерные. Если ветер усиливается до штормового, в характере волнения вновь происходят преобразования. Штормовые волны стремятся стать двумерными и упорядоченными. Таким образом, можно наблюдать возмущения второго и третьего порядков на водной поверхности.

Надо сказать, что энергия, передаваемая ветром, распределяется между волнами разных периодов. Именно разница в периодах волн приводит к интерференции, то есть наложению друг на друга нескольких волн, и дальнейшему образованию групп волн с определенными характеристиками.

Каждой стадии роста волн соответствует свой определенный спектр частот (периодов). [9]

В момент, когда энергия, переданная от ветра волнам, уравнивается энергией, которая была израсходована на процесс обрушения гребей и внутреннее турбулентное трение, наступает этап стабилизации волнения. В то же время волновая энергия распределяется в широком диапазоне длин и частот волн. На поверхностях более крупных волн возникает новая рябь, а также другие мелкие волны. Таким образом, когда скорость перемещения волн меньше скорости ветра, в этой области образуется группа новых волн, которые отличны друг от друга по длине. В тот же момент, более длинные волны продолжают накапливать энергию мелких волн, и хотя ветер по-прежнему создает вынужденные волны разной длины, самые короткие из них быстро достигают предельной крутизны и разрушаются, между тем как длинные волны продолжают расти и развиваться. [23]

Также Дуванин А.И. в своей книге «Волновые движения в море» ссылается на работы авторов Филлипса и Майлза, которые выяснили, что развитие ветрового волнения на первых стадиях можно объяснить резонансным взаимодействием между возмущенной поверхностью воды и вертикальными колебаниями атмосферного давления, причиной которых является турбулентность ветра. Описанный механизм передачи энергии имеет влияние на ранней стадии генерации волн, когда турбулентные колебания давления остаются не зависими от еще мелких волн. Со временем, по мере дальнейшего роста волн и возрастания их крутизны начинает сказываться влияние волн на приводное ветровое поле. В соответствии с теорией неустойчивости Майлза, при этих условиях рост волн осуществляется за счет эффекта «экранирования», когда передача энергии от ветра определяется в основном неравномерным распределением давления, создаваемого потоком воздуха вдоль профиля волн.

Рассматривая процесс образования и опрокидывания острых гребней волн, Филлипс пришел к заключению, что в высокочастотной области спектра существует участок равновесия, или перехода, соответствующий появлению неустойчивости в гребнях отдельных волн. При этом ускорение частиц вблизи гребня равно ускорению силы тяжести. Очевидно, дальнейшее увеличение ускорения частиц воды у гребня, связанное с ростом волн, приводит к обрушиванию гребня, на что расходуется энергия, имеющая следствием уменьшение высоты волны. Участок перехода на кривой спектра частот волн отождествляется с частотой, отвечающей крутому подъему спектральной функции.

Теоретическое описание развития волн затрудняется именно тем, что еще нет установившегося представления о механизме передачи энергии ветра волнам. Чаще всего считается, что энергия ветра трансформируется в волновую энергию через связь касательных и нормальных сил воздействия ветра.

Реальное ветровое волнение трехмерно. При этом простейшее уравнение поверхности можно представить как:

$$A = A_0 \cos k_1(x - ct) \cos k_2 y, \quad (2.1.9)$$

где $k_1 = \frac{2\pi}{\lambda}$; $k_2 = \frac{2\pi}{\lambda'}$; λ' – длина гребня трехмерной волны,

$$c_1 = c^4 \sqrt{1 + \left(\frac{\lambda}{\lambda'}\right)^2}, \quad (2.1.10)$$

где c_1 – фазовая скорость трехмерных волн. Трехмерное ветровое волнение сильно неравномерно и нерегулярно. [9]

Отметим некоторые соотношения между характеристиками ветровой волны.

Отношение фазовой скорости волны к скорости ветра ($\beta = c/u$) называют безразмерной скоростью или возрастом волны, поскольку это

отношение характеризует стадию развития волн. От начала развития волны до $\beta=1$ они находятся под действием ветра. После достижения условия $\beta>1$ ветер практически перестает действовать на них.

Период и высота относятся к важнейшим количественным характеристикам волн. Согласно исследованиям американского автора Манка ветровое волнение изубь имеют высокочастотную область непрерывного спектра флуктуационных движений в океане. На втором месте идут одинаковые по амплитуде колебания, занимающие область «белого шума», которые обусловлены, по мнению Манка, взаимодействием ветровых волн с низкочастотными колебаниями. Между этой областью одинаковых по амплитуде колебаний и последующими приливными периодами отмечаются резонансные колебания, которые объясняются отражением длинных волн от берега. Далее следуют колебания, которые связаны с приливами, изменениями атмосферного давления, годовыми изменениями гидрологических характеристик. И, наконец, какие-либо движения в недрах земли относятся к низкочастотой области спектра. Резонансные колебания и область белого шума изучены слабо.

2.2 Основы классической гидродинамики волн

2.2.1 Трохоидальная теория

Величины соотношений между элементами реальных волн весьма разнообразны. Поэтому при изучении элементов отдельной волны нередко используется идеализированная волна, в качестве которой выбирается трохоида. [4] Рассмотрим эту теорию подробнее.

Согласно данному предположению, отдельные частицы воды в поверхностных волнах двигаются по замкнутым эллипсоидным орбитам, совершая при этом полный оборот за время, которое равно периоду волны. Вращательное движение последовательно расположенных частиц воды, сдвинутых на фазовый угол в начальный момент движения, создает видимость поступательного движения следующим образом: отдельные частицы движутся

по замкнутым орбитам, в то время как профиль волны перемещается поступательно в направлении ветра.[23] В данной теории делается немало допущений, например о том, что море является бесконечно глубоким, плотность воды - постоянна, жидкость лишена влияния внутреннего трения, а волны являются двухмерным и установившимся. [4]

Трохоидальный профиль волны заданной высоты и длины можно построить следующим образом. Если окружность радиусом R (рис. 2.2.1.1) катить по горизонтальной прямой, то конец радиуса описывает циклоиду, а остальные точки радиуса описывают трохоиды, соответствующие орбитам с радиусами r . Волна полной длины образуется после целого оборота катящейся окружности. Принято окружность радиусом R называть катящимся кругом, а радиусом r - производящим кругом.

Волновую поверхность можно легко построить. Возьмем на поверхности моря в направлении силы, вызывающей волны, ряд последовательных частиц, описывающие круговые орбиты, центры которых находятся на разных расстояниях друг от друга (рис. 2.2.1.1).

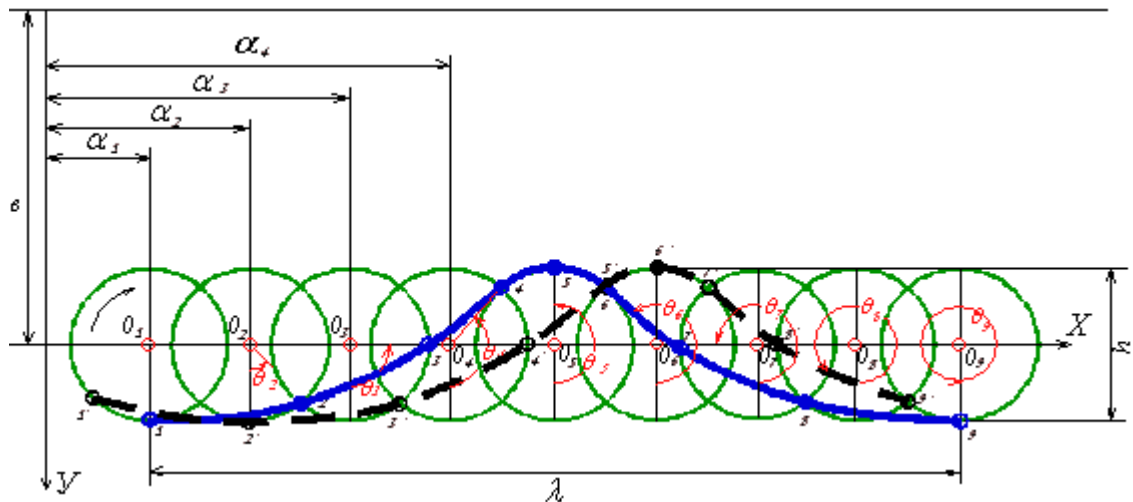


Рисунок 2.2.1.1 Волновой профиль трохоидальной волны [4]

Естественно, что частицы воды, лежащие дальше по направлению этой силы, приходят в движение несколько позже. В соответствии с этим примем,

что каждая последующая частица в своем вращении по орбите отстает от предыдущей на постоянный угол ϕ .

Точками изобразим положение частиц на орбитах в некоторый фиксированный момент времени t_1 и соединим их плавной кривой. Затем дадим всем частицам повернуться на орбитах на некоторый угол ϕ и зафиксируем их положения в следующий момент времени t_2 . Выполняя такие построения для ряда последовательных моментов времени, получаем волновой профиль. Следует отметить одну важную особенность трохоидальной волны. Она несимметрична относительно линии, определяющей состояние воды в покое: центры орбит находятся выше этой линии (рис.2.2.1.2). [4]



Рисунок 2.2.1.2 Трохоида и циклоида [4]

Таким образом, на верхней части рис. 2.2.1.3 гребни возвышаются над средним уровнем больше, чем подошвы. На нижней части представленного рисунка можно увидеть наибольшую крутизну волны, по Стоксу она равна 120° . [23]

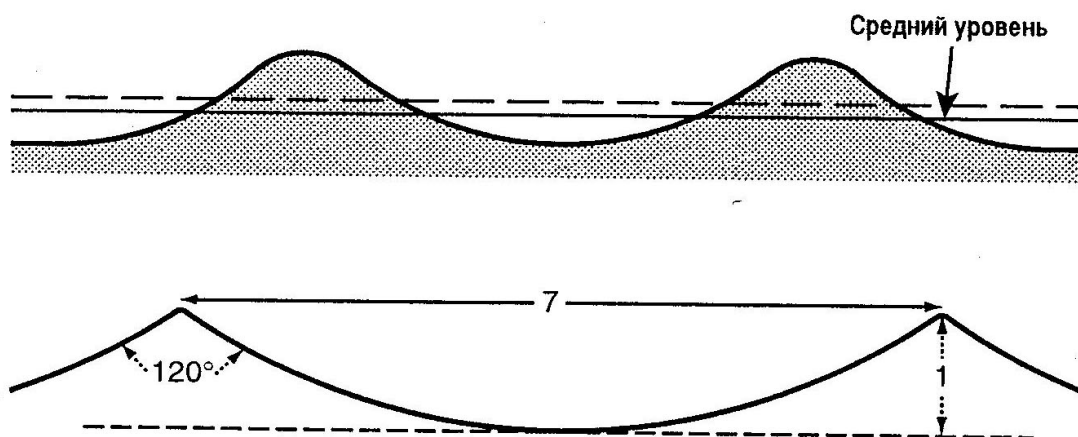


Рисунок 2.2.1.3 Профиль трохоидальной волны

Отсюда следует, что средние за период положения точек взволнованной поверхности моря оказываются поднятыми над поверхностью невозмущенного уровня. Из геометрии трохоиды следует, что этот подъем для поверхности (d_o) составляет

$$d_o = \pi \cdot \frac{r}{\lambda}, \quad (2.2.1.1)$$

где d_o - подъем поверхности

r - производящий радиус

λ - длина волны

Рассмотрим трохоиду, образованную катящимся кругом радиусом R и производящим кругом радиусом r (рис. 2.2.1.4).

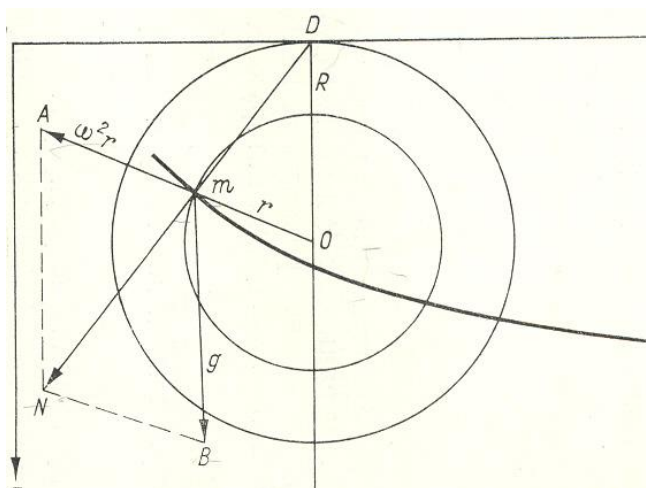


Рисунок 2.2.1.4 Вывод теории трохоидальной волны [4]

Пусть в точке трохоиды m находится элементарный объем воды единичной массы, на который действуют сила тяжести

$$mB = g, \quad (2.2.1.2)$$

направленная по отвесу, и центробежная сила

$$mA = \omega^2 \times r, \quad (2.2.1.3)$$

направленная по радиусу r . Из свойств трохоиды следует, что Dm является нормалью к ее поверхности. Следовательно, равнодействующая mN сил g и $\omega^2 r$ направлена всегда по нормали к уровенной поверхности (на чертеже mN является продолжением Dm).

Из подобия треугольников mDO и NmB следует соотношение

$$\frac{DO}{mB} = \frac{Om}{mA} \quad (2.2.1.4).$$

Тогда получаем:

$$\frac{R}{g} = \frac{r}{\omega^2 r} = 1/\omega^2 \quad (2.2.1.5).$$

Из этого соотношения легко получить формулы для определения других параметров трохойдальной волны. Поскольку мы знаем угловую частоту ω и, то, что длина трохойдальной волны λ равна длине катящегося круга то, подставляя их значения в выражение (2.2.1.5), можно получить формулу для фазовой скорости трохойдальной волны, по которой можно сделать вывод, что фазовая скорсоть волны определяется ее длиной:

$$c = \frac{\lambda}{\tau} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad (2.2.1.6).$$

Выведем уравнение для периода волны τ с помощью соотношения (2.2.1.6):

$$\tau = \sqrt{2\pi \frac{\lambda}{g}} \quad (2.2.1.7).$$

Далее определим угловую скорость

$$\omega = \sqrt{2\pi \frac{g}{\lambda}} \quad (2.2.1.8).$$

По полученным выражениям видно, что основной влияющей характеристикой является длина волны, а высота практически не влияет на перечисленные характеристики. Известно, что с глубиной волнение затухает.

Выводы:

- 1) основная характеристика фазовой скорости волны – длина;
- 2) длина волны, а, следовательно, их скорость и период с глубиной не изменяются;
- 3) радиусы орбит экспоненциально уменьшаются с глубиной (рис.2.2.1.5) и тем быстрее, чем короче волна:

$$r = r_0 e^{-(2\pi/\lambda)z}, \quad (2.2.1.9)$$

где z - вертикальное расстояние от поверхности ко дну;

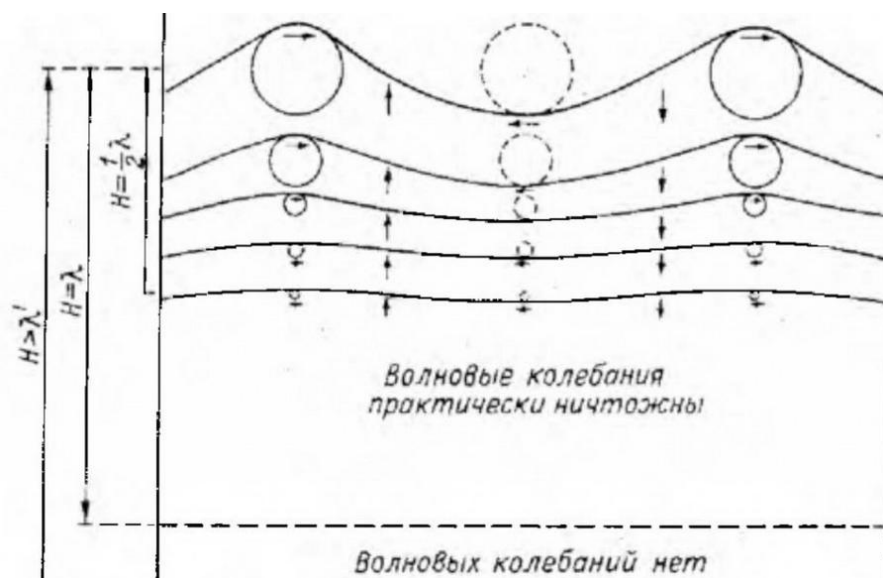


Рисунок 2.2.1.5 Изменение трохоидальной волны с глубиной [4,11]

Соответственно, с убыванием радиусов орбит частиц убывает и высота волн:

$$h = h_0 e^{-(\frac{2\pi}{\lambda})b}, \quad (2.2.1.10)$$

где h_0 - высота волны на поверхности моря.

Радиус орбиты частиц равен полувысоте волны на данной глубине. Поэтому, заменяя $r_0 = h/2$, получаем выражение, которое определяет изменение высоты волны с глубиной. Из полученной формулы (2.2.1.10) следует, что когда половина длины волны оказывается равна глубине, то высота волны уменьшиться в 23 раза, а на глубине, равной длине волны - в 535 раз. [4,11]

4) волна имеет трохоидальный профиль.

Таким образом, можно сказать, что выводы трохоидальной теории волн имеют право на существование и данную теорию применяют в исследованиях

волн зыби, которые близки к двумерным свободным волнам. В случае же реальных ветровых волн, которые являются вынужденными и трехмерными, применимость данных выводов ограничена.

2.2.2 Теория волн мелкого моря

Теперь перейдем к рассмотрению второго варианта распространения ветрового волнения, в случае моря конечной глубины. Важно отметить, что трение о дно существенно изменяет геометрические и кинематические характеристики волн. [4,11]

Доказывая трохоидальную теорию, было усвоено, что уменьшение радиусов орбит зависит от отношения глубины к длине волны. А что же будет в случае мелкого моря? Логично, что радиус орбиты будет незначительно меняться в том случае, если малая глубина моря и большая длина волны. Поэтому орбиты частиц имеют эллиптическую форму с большой осью, которая вытянута в направлении распространения волны. Размеры осей эллипсов зависят от отношения длины волны к глубине моря и уменьшаются по мере приближения ко дну (рис. 2.2.2.1). Также надо отметить, что при достаточно больших длинах волн горизонтальная ось эллипса практически не уменьшается с глубиной.

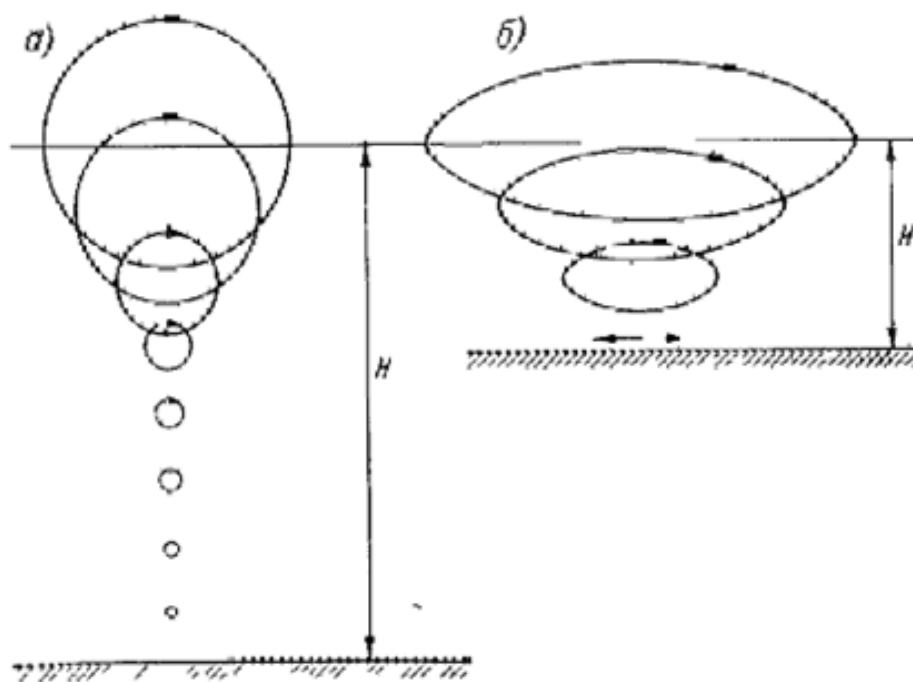


Рисунок 2.2.2.1 Влияние глубины моря на форму орбит частиц в волне: а) $H/\lambda > 0,5$ б) $H/\lambda < 0,5$ [4,11]

В рассматриваемой теории скорость волны зависит не только от ее длины, но и от глубины моря и выражается формулой

$$c = \sqrt{g\lambda/2\pi} \operatorname{th} \frac{2\pi}{\lambda} H, \quad (2.2.2.1)$$

где c - скорость волны;

g - сила тяжести;

λ - длина волны;

H - глубина моря.

В случае, когда отношение H/λ имеет высокое значение, гиперболический тангенс стремится к единице $\operatorname{th} \frac{2\pi}{\lambda} H \approx 1$ и формула (2.2.2.1) принимает вид уравнения:

$$c = \frac{\lambda}{\tau} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}. \quad (2.2.2.2)$$

Таким образом, получаем определение коротких волн, которые удовлетворяют отношению $\frac{H}{\lambda} = \frac{1}{2}$. Для данной категории волн соответствуют формулы трохоидаальной теории при определении характеристик. [4,11]

Для отношений $H/\lambda < 0.1$ значения тангенса и его аргумента с достаточной точностью становятся равными друг другу. Учитывая это, из формулы (2.16) получают важную формулу для фазовой скорости таких волн:

$$c = \sqrt{gH}, \quad (2.2.2.3)$$

из которой видно, что скорость распространения этих волн зависит только от глубины моря. В данном случае получаем определение длинных волн, у которых $\frac{H}{\lambda} = \frac{1}{10}$. Типичным примером длинных волн являются приливные волны.[4,11]

Переходная стадия водн (от коротких до длинных) соответствует значениям отношения z/λ в интервале $0.5 \div 0.1$. Такие волны именуются волнами мелководья, длинными и короткопериодными. К этому виду волн относятся ветровые, распространяющиеся в прибрежной зоне, и цунами.

2.2.3 Групповая скорость волн

В реальной природе ветровое волнение является очень сложным и нерегулярным процессом. Волны всегда представляют собой сумму того или иного количества простых волн, распространяющихся в различных направлениях и имеющие не одинаковые высоты, длины и периоды. [4] Именно нерегулярность волнения может быть определена как суперпозиция большого количества обычных синусоидальных волн с разными высотами, длинами и направлениями движения. Рассмотрим данный процесс на примере сложения двух простых синусоидальных волн. [23]

Возьмем два ряда волн, которые схожи по длине, и при распространении образуют групповую систему волн с меняющимися высотами волн, при этом в центре группы высоты волн достигают наибольших значений, уменьшаясь вправо и влево до минимальных значений. Предположим, что есть две простые синусоидальные волны с одинаковой амплитудой, но несколько отличными волновыми числами и угловыми частотами:

$$\eta_1 = A \cos(k_1 x - \omega_1 t), \quad (2.2.3.1)$$

$$\eta_2 = A \cos(k_2 x - \omega_2 t), \quad (2.2.3.2)$$

также, предположив, что $k_1 = k + \Delta k$, $k_2 = k - \Delta k$ и $\omega_1 = \omega + \Delta\omega$, $\omega_2 = \omega - \Delta\omega$, где:

$$\Delta k = \frac{k_1 - k_2}{2} \ll k = \frac{k_1 + k_2}{2}, \quad (2.2.3.3)$$

$$\Delta\omega = \frac{\omega_1 - \omega_2}{2} \ll \omega = \frac{\omega_1 + \omega_2}{2}. \quad (2.2.3.4)$$

Далее, подставим выражения (2.2.3.1) и (2.2.3.2) в формулы (2.2.3.3) и (2.2.3.4), получим:

$$\eta_1 = A \cos[(kx - \omega t) + (\Delta kx - \Delta\omega t)]. \quad (2.2.3.5)$$

$$\eta_2 = A \cos[(kx - \omega t) - (\Delta kx - \Delta\omega t)]. \quad (2.2.3.6)$$

Сложим полученные уравнения, применим тригонометрическую формулу для сложения (вычитания) углов $\cos(x \pm y) = \cos x \cos y \pm \sin x \sin y$, после чего получим:

$$\eta = \eta_1 + \eta_2 = 2A \cos(kx - \omega t) \cos(\Delta kx - \Delta \omega t). \quad (2.2.3.7)$$

Данное уравнение более высокую частотную синусоидальную волну $\cos(kx - \omega t)$ с длиной $L = 2\pi/k$ и скоростью $c = \omega/k$, при этом амплитуда волны модулируется низкочастотным членом $\cos(\Delta kx - \Delta \omega t)$.

Ниже приведена иллюстрация, на которой показана волна как результат сложения двух синусоидальных простых волн.

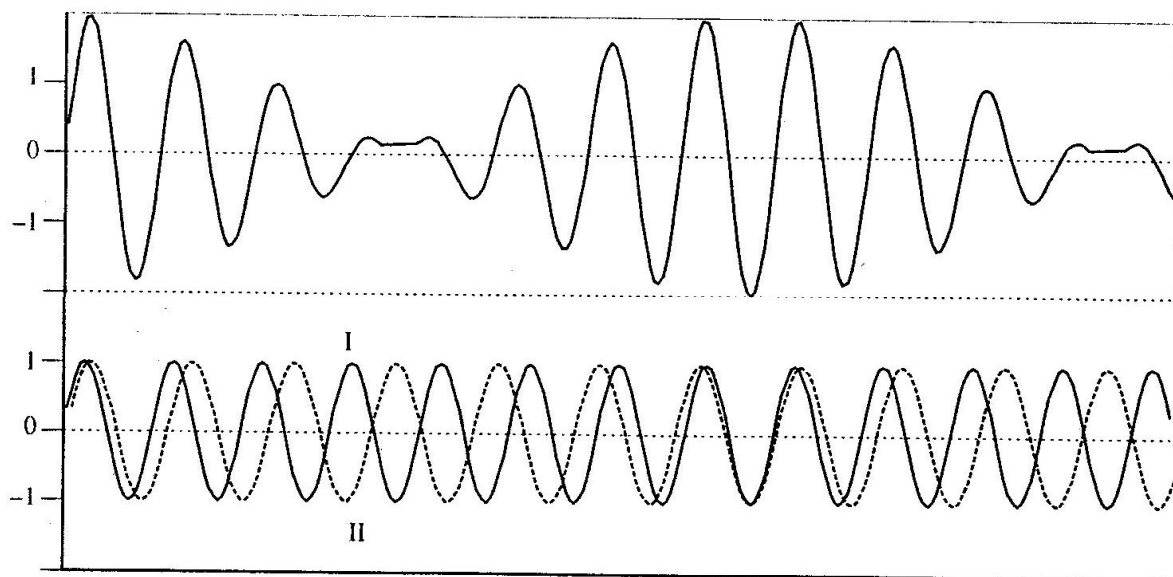


Рисунок 2.2.3.1 Профиль волны, полученной в результате суммы двух простых синусоидальных волн. Верхний профиль равен сумме двух простых волн, которые показаны в нижней части рисунка. [23]

Также процесс наложения волн друг на друга, по-другому, называют интерференцией (рис. 2.2.3.2)

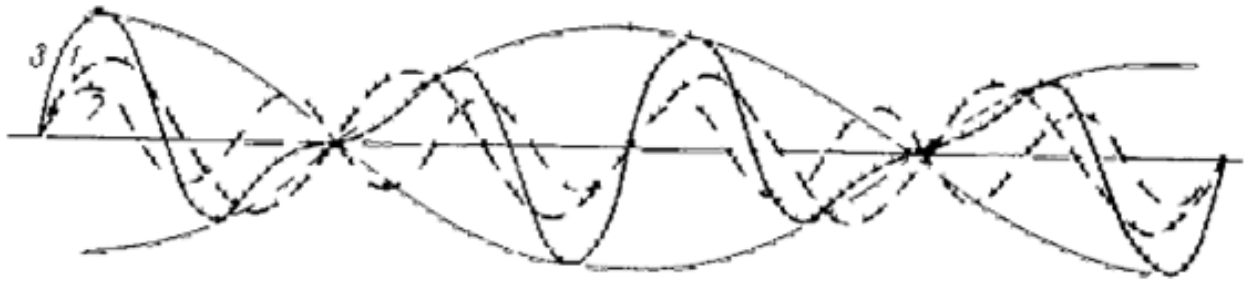


Рисунок 2.2.3.2 Схема сложения (интерференция) волн (1-2 - интерферирующие волны, 3- результирующая волна). [4,11]

Группа волн распространяется со скоростью, равной $c_g = \frac{\Delta\omega}{\Delta k}$. В пределе, когда $\Delta\omega$ и Δk стремятся к 0, $c_g = \frac{\delta\omega}{\delta k}$. Учитывая следующее дисперсионное соотношение: $c = \sqrt{gd}$, получим уравнение для групповой скорости:

$$c_g = \frac{c}{2} \left[1 + \left(\frac{1}{\sin 2kH} \right) \right]. \quad (2.2.3.8)$$

В случае волн глубокой воды $kH \gg 1$, $\sin 2kH \gg 2kH$, формула для групповой скорости становится проще и принимает вид:

$$c_g = \frac{c}{2}. \quad (2.2.3.9)$$

Для ветровых волн мелкой воды $kh \ll H$, $\sin 2kH \approx 2kH$, групповая скорость равна фазовой (так как периоды, интерферирующие ветровых волн в глубоком море часто близки между собой, можно принять c_1 и c_2 равными их средней скорости c):

$$c_g = c. \quad (2.2.3.10)$$

2.2.4 Потенциальная и кинетическая энергии

Бегущая волна, которая на свободно деформирует поверхность моря, передает двигающимся по своим орбитам частицам жидкости определенную скорость. В движении волн участвуют два вида энергии волн: потенциальная, которая определяется вертикальным смещением частиц воды относительно их среднего положения, и кинетическая, обусловленная орбитальным движением частиц воды.[23] Количество работы, которое необходимо затратить на формирование волнового профиля соответствует потенциальной энергии. Выражения для среднего значения потенциальной энергии на единицу длины выглядит следующим образом:

$$\overline{E_p} = \frac{1}{4} g \rho_w a^2 L. \quad (2.2.4.1)$$

Так как кинетическая энергия связана с движением частиц воды по замкнутым круговым орбитам, то она не переносится. В таком случае, для линейной периодической прогрессивной волны потенциальная и кинетическая энергии равны:

$$E_k = \frac{1}{4} g \rho_w a^2 L = E_p. \quad (2.2.4.2)$$

Выражение для полной энергии, которая равна сумме потенциальной и кинетической будет выглядеть так:

$$E = E_p + E_k = \frac{1}{2} \rho g a^2 L, \quad (2.2.4.3)$$

в то время как, средняя энергия на единицу волны будет равна:

$$\bar{E} = \frac{1}{2} g a^2. \quad (2.2.4.4)$$

2.2.5 Поток энергии волн

Выражение для средней энергии волны на единицу гребня через фиксированную вертикальную плоскость, параллельную гребню волны [23]:

$$\bar{U} = 1/4\rho_w g a^2 c \left(1 + \frac{2kH}{\sinh 2kH}\right). \quad (2.2.5.1)$$

При условиях глубокого моря данное выражение будет выглядеть так:

$$\overline{U_{d \rightarrow \infty}} = 1/4\rho_w g a^2 \frac{gT}{2\pi}. \quad (2.2.5.2)$$

При условиях мелкого моря она записывается в виде:

$$\overline{U_{d \rightarrow \infty}} = 1/4\rho_w g a^2 \sqrt{gH}. \quad (2.2.5.3)$$

Отношение среднего потока энергии к средней потенциальной энергии дает величину распространения энергии:

$$U_E = \frac{\bar{U}}{\bar{E}} = \frac{c}{2} \left[1 + \frac{2kH}{\sinh 2kH}\right]. \quad (2.2.5.4)$$

При условиях глубокого моря данное выражение будет выглядеть так:

$$U_E = \frac{1}{2} \frac{gT}{2\pi}. \quad (2.2.5.6)$$

При условиях мелкого моря она записывается в виде:

$$U_E = \sqrt{gH}. \quad (2.2.5.7)$$

По полученным формулам 2.2.5.6 и 2.2.5.8 можно сказать, что энергия при условиях глубокого моря переносится со скоростью, равной половине фазовой скорости волны, а на мелководье – с фазовой скоростью волны.

2.2.6 Рефракция волн

Во время выхода волн из зоны глубокой воды на мелководье, где глубина меньше половины длины волны, волна подвергается процессу рефракции из-за уменьшения глубины и увеличения трения о дно. При рефракции происходит изменение величин характеристик волн. Также надо сказать, что непосредственно у берега, или в некотором удалении от него, волны разрушаются.

Рефракция состоит в концентрации энергии волн у мысов. Поведение волн у побережья зависит от береговой черты и характера изменения рельефа дна. [4] Надо отметить, что даже недалеко от островов округлой формы с отмельными берегами волны, которые идут в одном направлении, подвергаются достаточно сильному преобразованию, настолько, что волны как бы «окутывают» остров: практически по всей площади охвата острова гребни выстраиваются параллельно берегу, хотя в тыловой части острова высота волн будет сильно меньше. При распространении волн по мелководью происходит разворот фронта, т. е. гребни волн стремятся занять положение, параллельное береговой черте (рис.2.2.6.1). [4, 23]

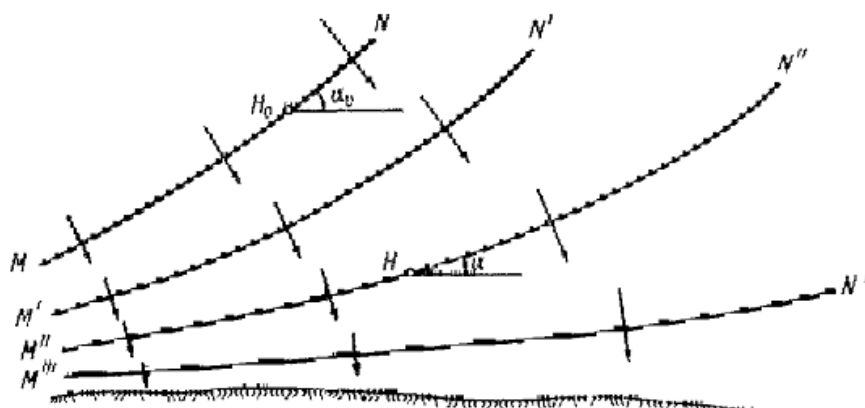


Рисунок 2.2.6.1 Рефракция волн на мелководье [4]

Явление рефракции обусловлено тем, что та часть гребня волны, которая ближе к берегу по расстоянию, под влиянием дна замедляет свое движение, а мористая часть волны, наоборот, опережает ее. Таким образом, вся система волн загибается к берегу. Примеры показаны на рисунке 2.2.6.1

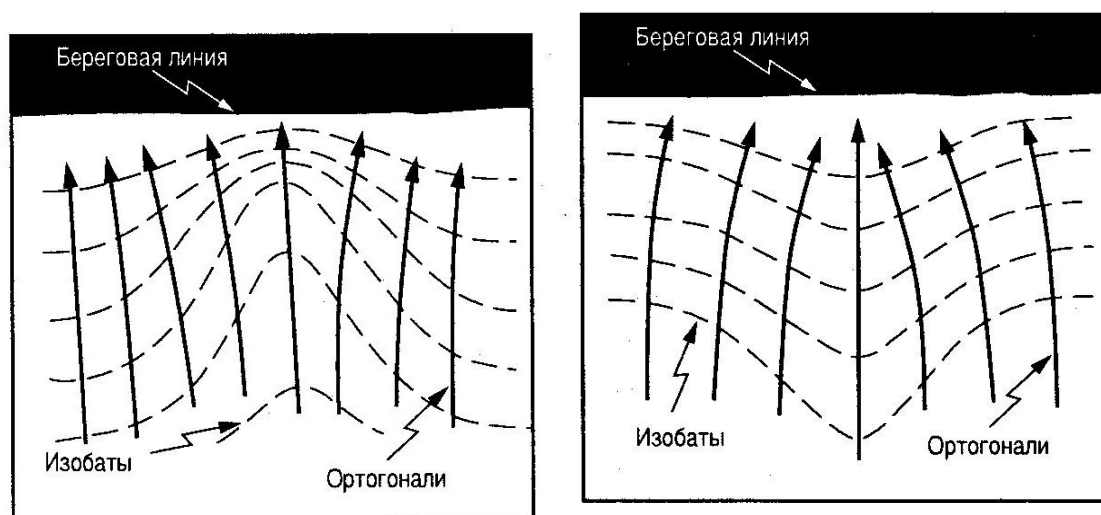


Рисунок 2.2.6.2 Примеры рефракции при различной форме топографии дна

Физическое объяснение явления рефракции заключается в следующем. Перемещаясь по мелководью, ветровые волны проявляют свойства длинных волн, скорость которых зависит от глубины моря и определяется формулой $c = \sqrt{gH}$. В это же время, параллельно с рефракцией при движении волн по мелководью происходит и изменение их параметров. Под воздействием ветра возникает сложная система волн. На мелкой воде такая система волн становится более упорядоченной и принимает характер двумерной. Происходит увеличение высоты волн с уменьшением глубины, а значения длины и скорости уменьшаются.

Теорию рефракции волн, которые распространяются на мелководье, впервые предложил исследователь В.В. Шулейкин. Он применил оптические законы преломления света к явлению распространения обычной гармонической прогрессивной волны на поверхности мелкого моря. Если

положить, что на глубине h_0 скорость волны c_0 , длина λ_0 , период τ_0 , а на меньшей глубине H скорость c , длина λ , период τ , то можно записать следующие равенства:

$$\tau_{0=\lambda_0}/c_0; \tau = \lambda/c \quad (2.2.6.1).$$

Для случая длинных волн

$$c_0 = \sqrt{gh_0}; c = \sqrt{gH}, \quad (2.2.6.2), \text{ откуда}$$

$$\tau_{0=\lambda_0}/\sqrt{gH}; \tau = \lambda/\sqrt{gH} \quad (2.2.6.3).$$

Так как периоды волн изменяются мало с изменением глубины, можно считать их равными. Таким образом,

$$\frac{\lambda}{\lambda_0} = \sqrt{H/H_0}, \quad (2.2.6.4)$$

то есть длина волны уменьшается с уменьшением глубины. [4]

2.2.7 Дифракция волн

Скалы, острова, мысы волноломы являются причиной проявления такого явления, как дифракция. В таком случае волновая энергия частично рассеивается, и, затем, волны проникают на акваторию. При дифракции происходит резкое изменение величин высот волн. [23] Надо сказать, что в открытом море эффектами дифракции обычно пренебрегают, что также может быть оправдано для многих ситуаций вблизи берега и даже за препятствиями. Однако на близком расстоянии за препятствиями, т.е. на расстоянии нескольких длин волн, дифракцию волн необходимо учитывать. Важно знать,

что дифракция происходит только на глубокой воде, в противном случае возникает эффект рефракции (рис. 2.2.7.1).



Рисунок 2.2.7.1 Пример эффекта дифракции волн

В случае глубоко моря, когда волна на своем пути в мелководную зону встречает какую-либо вертикальную преграду (берега, скалы), то она отражается от нее с пренебрежимо малой потерей энергии. Отраженная волна подвергается интерференции с набегающими волнами, в результате чего образуется сложная система стоячих волн. Так как не всегда можно легко определить размеры берегов, В.В. Шулейкин предложил формулу для расчета давления волны по ее периоду при условии, что $h/L=0.085$.

$$P = 0,009T^2 \text{ т/м}^2, (2.2.7.1)$$

где T - период, с.

Также волны могут отражаться от крутого подводного склона. В этом случае, когда волны идут в обратном направлении и сталкиваются с прямыми волнами, гребни их становятся уже и острее, приводя к значительным всплескам воды: 5-6 м и выше. В том случае, если гребни прямой и отраженной волны пересекаются под небольшим углом, то скорость волн в точке столкновения резко увеличивается до 30 см/с. [23]

2.2.8 Обрушение волн в зоне прибоя

Также необходимо рассмотреть процесс обрушения волн в зоне прибоя.

При движении ветровых волн по пологому берегу, воздействие волн на сам берег имеет достаточно слабый характер. Причина этому в том, что волны разрушаются раньше, чем успевают добраться до береговой линии. Но сами волны подвергаются серьезным изменениям при подходе именно к пологому берегу. Вследствие усиливающегося трения о дно частиц воды, находящихся у подошвы, они движутся медленнее частиц у гребня, и гребень начинает нагонять подошву впереди идущей волны, происходит опрокидывание гребней и их разрушение. Во время этого процесса, величина высоты более крупных волн снижается, а высота более низких волн растет. Также более мелкие, вторичные волны гасятся, и ветровое волнение становится более упорядоченным и двумерным. Длина и скорость волн на мелководье уменьшаются. [23]

Течения, крутизна склона дна, ветровое воздействие являются факторами, от которых зависит глубина моря, на котором наблюдается опрокидывание гребней. Важно знать, например, что при уклоне дна 1:40, нагонном ветре и сильном встречном течении волны могут опрокидываться на глубине вдвое большей, чем высота волны, а при нагонном ветре и отсутствии течений – на глубине, равной $3/4$ их высоты. В то же время, при штиле или умеренном ветре и слабом течении волны начинают опрокидываться на глубине, равной $1/3$ их высоты.

Если опрокидывание волн и их разрушение происходит у самого берега, то наблюдается явление, называемое прибоем. Прибой бывает как у пологого берега, так и у крутого (приглубого) берега. И, наоборот, в случае, когда опрокидывание волн происходит на некотором удалении от берега над полосой отмелей или подводных рифов, то наблюдается явление, называемое буруном.

2.3 Методы расчета ветровых волн

Все практические методы расчета ветровых волн прямо или косвенно базируются на основных положениях, вытекающих из уравнения баланса энергии волн:

$$\frac{d}{dx}(Ev_c) = M_p + M_\tau - E_\mu \quad (2.3.1).$$

Согласно этому уравнению, элементы волны зависят от силы (скорости) ветра, продолжительности его действия и длины разгона ветра. Длина разгона ветра определяется как расстояние, проходимое ветром над морем при изменении его направления не более чем на $\pm 22\frac{1}{2}^\circ$. [4]

Длина разгона ветра над океанами определяется обычно размерами барических образований, а над морями – расстоянием от подветренного берега до рассматриваемой точки моря. Зависимость элементов волн от силы ветра, продолжительности его действия и длины разгона была вначале установлена эмпирически и лишь позже нашла свое теоретическое обоснование в исследованиях В.М.Маккавеева (1937 г.). Поэтому первые практические методы расчета ветровых волн базировались на гидродинамических теориях волн и эмпирических данных. В последующем они были уточнены на основе уравнения баланса энергии и их

статистических характеристик. Эти методы условно называются эмпирическими.

Вторая группа методов базируется на непосредственном решении уравнения баланса энергии волн при введении тех или иных гипотез о связи между высотой и длиной (скоростью) волн и гипотез о механизме передачи энергии ветра волне. При этом используются выводы классических гидродинамических теорий, эмпирические связи и статистические характеристики распределения волн (в частности, функции распределения элементов волн). Эти методы называются энергетическими.

Третья группа методов строится на выводах спектральной теории волн с использованием данных, энергетики и статистики ветровых волн. Эти методы называются спектральными.

2.4 Механизмы, формирующие спектр ветровых волн

2.4.1 Уравнение баланса спектральной энергии

Механизм питания волн энергие ветра является определением простой синусоидальной волны. Данный механизм составил основу «энергетических» методов прогноза волнения, которые основаны на решении уравнения Маккавеева. [23] Но минус таких методов в том, что они ограничиваются определением только значительной («главной») волны какой-либо конкретной обеспеченности. Но логично, что при таких задачах как, например, оценка волновой нагрузки на береговые гидротехнические сооружения и других, такой информации будет недостаточно. Когда ставятся такие задачи, необходимо использовать данные о спектре волн, то есть о распределении энергии по частотам и периодам.

Большинство моделей расчета и прогноза характеристик ветрового волнения основаны на решении уравнения баланса энергии для двумерного

спектра волн $S(\vec{k}, \vec{x}, t)$, заданного в пространстве векторов волновых чисел $\vec{k}$, распространяющегося по географической координате $\vec{x}$ и времени t . Данное уравнение имеет следующий вид:

$$\frac{dS(\vec{k}, \vec{x}, t)}{dt} = F(N, W, U) = G_{in} + G_{ni} + G_{dis}. \quad (2.4.1.1)$$

В левой части выражения располагается полная производная спектра по времени, а в правой части – функции источников и стоков F , которая находится в зависимости от спектра волн, а также от внешних факторов волнообразования: локального ветра $W(\vec{x}, t)$ и локальных течений $U(\vec{x}, t)$.

Функция источника содержит в себе процессы, которые определяют механизмы эволюции спектра волн. Она включает три основных слагаемых: механизм энергообмена волн с атмосферой G_{in} , механизм слаболинейных взаимодействий между волновыми компонентами G_{ni} , а также механизм потери энергии волн – G_{dis} , который связано с их обрушением и взаимодействием с турбулентностью верхнего слоя воды и дном. [23]

Для решения уравнения баланса энергии двумерного спектра требуется сложная методика численного интегрирования. Таким образом, за последние 30 - 40 лет, в интересах практики прибегают к разным упрощениям. Одно из таких упрощений впервые предложил К. Хассельман и другие авторы в 1973 г. [30]. В ходе работ по проекту JONSWAP (Joint North Sea Wave Project) в Северном море, а затем в результате анализа данных наблюдений за ветром и волнением, было найдено, что при однородном поле ветра и ограниченном разгоне, форма спектра остается неизменной, по причине влияния стабилизирующего эффекта нелинейного обмена энергией между различными участками спектра. Данный вывод является доказательством сдвига пика спектра в сторону низких частот. Этот эффект протекает достаточно быстро относительно адвекции энергии и других функций источника (G_{in} и G_{dis}), в результате очень быстро устанавливается квазиравновесие в распределении

спектральной энергии. Позже, уже в 1976 г. это явление К. Хассельман и другие авторы доказал теоретически. Так как форма спектра волн контролируется нелинейным переносом энергии, есть все причины описывать рост ветровых волн одним или несколькими параметрами.

Модели с таким упрощением называют спектрально-параметрическими. Самое сложное в данном уравнении это описание функции источника и стоков F . Необходимо рассмотреть, что подразумевают члены данной функции.

2.4.2 Энергоснабжение спектра волн ветром

В 1957 г. авторы Филлипс и Майлз предложили новые и более сложные теории, объясняющие механизмы генерации и роста спектра волн под действием ветра. [23] Резонансная теория Филлипса включает рост волн на начальной стадии их развития под действием колебания давления, обусловленных турбулентным ветром. Но важно упомянуть, что при этом предполагается, что сами волны не изменяют поля изменчивости давления, которые их вызывают. Согласно теории Филлипса, атмосферная турбулентность представляется случайным распределением вихрей с данным характеристическим радиусом r , временем их существования t , движущихся с вертикальной скоростью W_* . Такие турбулентные вихри постоянно взаимодействуют, временами усиливаются и, наоборот, затухают. Надо сказать, что реакция поверхности акватории на распределение поля давления зависит и от величины этих флуктуаций, и от времени, в течение которого изменчивость давления и волновые составляющие остаются когерентными, двигаясь вместе. Предположительно то, что это время будет наибольшим, когда конвективная скорость вихрей станет равной скорости волн с тем же волновым числом. В таком случае вынуждающее возмущение давления долго время может находиться в резонансе с вынужденным движением волн, пока взаимодействие между турбулентными вихрями не изменит распределения давления над водной поверхностью. Условие резонанса будет выглядеть

следующим образом для волновых составляющих, находящихся под углом φ к направлению ветра:

$$c = W \cos \varphi. (2.4.2.1)$$

В том случае, если это условие выполняется, то отдача энергии от ветра волнам происходит наиболее эффективно, а энергия спектральных составляющих развивается линейно во времени и пропорциональна спектру изменчивости давления:

$$\alpha = \frac{dS(k,t)}{dt} = \frac{\pi \omega^2}{2 \rho_a g} \Pi(k, \omega). (2.4.2.2)$$

Майлз доказал, что как только на поверхности воды возникли волны вследствие резонансного механизма автора Филлипса, в дальнейшем их рост происходит за счет эффекта экранирования, впервые рассмотренного Джеффрисом, а затем Шулейкиным. Теория Майлза рассматривает развитие волн, обусловленное неустойчивостью потока в системе вода-воздух. Этот процесс ведет к экспоненциальному росту энергии волн по закону

$$\beta = \frac{dS(k)}{dt} = \left(- \frac{\frac{\pi \omega \rho_a d^2 U_c}{2 \rho_w g dz^2}}{\frac{dU_c}{dz}} \right)^2 |W_k|^2 S(k), (2.4.2.3)$$

где W_k - множитель, который характеризует реакцию пограничного слоя на волновой профиль, распространяющийся с фазовой скоростью ω/k .

Переход от линейного роста к экспоненциальному росту обуславливается отношением фазовой скорости компоненты волны к скорости ветра (c/W). Майлз в своей работе связал рост данной спектральной составляющей с профилем ветра и показал, что интенсивность роста волн зависит от профиля ветра на той высоте, на которой скорость ветра равна фазовой скорости спектральных составляющих. В общем, питание волн

энергией ветра происходит из некоторого критического слоя, на котором средняя скорость ветра равна фазовой скорости распространения возмущений, вызванных волновыми движениями поверхности моря ($\bar{W} = c$). В случае достаточно медленно распространяющихся волн этот критический слой близок к поверхности, где кривизна профиля ветра наибольшая, что определяет большую скорость передачи энергии волнам. Однако когда ($\bar{W} \approx c$), критический слой будет находиться достаточно высоко над водой, где кривизна профиля ветра невысокая по величине, что определяет меньшую скорость передачи энергии ветра волнам. [23]

Так как два механизма сильно связаны, авторы Филлипс и Майлз объединили их в одну теорию, и вывели следующее выражение, которое учитывает линейный и экспоненциальный рост волн:

$$S(\omega, \theta) = \frac{k^2 \omega t}{2g^2 \rho_w^2} \frac{\exp[-mt-1]}{mt} \cdot \int P(k, t) \cos \left[\left(\frac{aW \cos \varphi}{g} - 1 \right) \omega t \right] dt. \quad (2.4.2.4)$$

В полученном выражении $P(k, t)$ – трехмерный спектра давления, который является функцией вектора волнового числа k и времени t , а m определяется по следующей формуле:

$$m = \frac{\rho_a}{\rho_w} \left(\frac{\omega u_* \cos \varphi}{g} \right)^2 \omega \beta, \quad (2.4.2.5)$$

где u_* – скорость трения;

β – коэффициент неустойчивости Майлза.

Если $mt \ll 1$, то наблюдается линейный начальный рост компонент спектра в соответствии с резонансной теорией Филлипса. При этом энергия концентрируется в направлениях, для которых выполняется условие в уравнении баланса энергии спектра волнения. Когда значение $mt \gg 1$, волны развиваются по экспоненциальному закону в соответствии с теорией Майлза.

2.4.3 Слаболинейные взаимодействия волн

Представленные выше теории Филлипса и Майлза неплохо описывают физические механизмы генерации волн на начальных стадиях. По результатам исследований этих факторов, при дальнейшем росте волн наблюдается увеличение роли нелинейных эффектов. В данном случае, мерой нелинейности волн является такая характеристика, как крутизна. Наблюдается следующая зависимость: чем больше крутизна волны, тем большую роль играют нелинейные члены в уравнении движения. [23]

Главные нелинейные эффекты сводятся к двум процессам: а) обрушение волн, которое обусловлено неустойчивостью, когда ускорение частиц воды на гребне превышает ускорение свободного падения и б) слабонелинейный перенос энергии по спектру. Обрушение волн – один из основных факторов, обуславливающих диссипацию энергии волн. Процесс слаболинейного переноса энергии по спектру является определяющим при перераспределении энергии по спектру, т.е. при формировании структуры энергетического спектра.

Эффект слаболинейного взаимодействия между волнами является одним из основных механизмов, которые определяют формирования и эволюцию ветровых волн. Суть нелинейного взаимодействия состоит в: в диапазоне спектрального максимума приток энергии от ветра больше, чем процесс диссипации. Таким образом, лишняя энергия перераспределяется в результате нелинейных взаимодействий в сторону как высоких, так и низких частот. Далее, в области высоких частот энергия рассеивается в результате обрушения гребней волн. В то же время дополнительная энергия в области низких частот приводит к генерации новых компонент волн. Таким образом, спектральный пик перемещается в область низких частот, но при этом форма спектра остается той же.

Согласно работам автора Филлипса, последовательность синусоидальных волн при условиях глубокого моря в первом приближении распространяется без искажения формы волны с фазовой скоростью ω/g . Сам

нелинейный эффект описывает уже приближение второго порядка, при этом рассматриваемое нелинейное взаимодействие приводит к малому искажению формы волны, но оно не связано с переносом энергии от одной составляющей к другой. Приближение третьего порядка (взаимодействие трех основных гармоник) приводит к возрастанию фазовой скорости волны на величину $1/2k^2a^2\sqrt{g/k}$, где a – амплитуда основной гармоники. Данный процесс может приводить к сглаживанию формы спектра.

Исходя из исследований автора Филлипса, существует совокупность трех основных систем волн с волновыми числами k_1, k_2, k_3 , взаимодействие которых приводит к образованию непрерывной подачи энергии к 4-ой системе волн с волновым числом k_4 , амплитуда которой неизменно увеличивается со временем. Надо сказать, что непрерывный поток энергии между 4-мя главными волнами существует, если выполняется, так называемое, резонансное условие:

$$k_1 \pm k_2 \pm k_3 \pm k_4 = 0, \quad (2.4.3.1)$$

$$\omega_1 \pm \omega_2 \pm \omega_3 \pm \omega_4 = 0,$$

где пары волновых чисел и частот являются свободными волнами, каждая из которых при условиях глубокой воды удовлетворяет дисперсионному соотношению:

$$\omega^2 = gk. \quad (2.4.3.2)$$

2.4.4 Диссипация энергии ветрового волнения

Вместе с активным развитием волн происходит и возрастание диссипации энергии. В теории диссипации энергии ветрового волнения есть ряд факторов, определяющих диссипацию волновой энергии: молекулярная и турбулентная вязкость, обрушение гребней волн вследствие нелинейных взаимодействий, трение о дно, взаимодействие поверхностных волн с

течениями и внутренними волнами, встречными ветрами и т.д. Логично, что роль каждого из этих факторов в процессе диссипации различна. К примеру, влияние молекулярной вязкости на длинные гравитационные волны пренебрежимо мало. Турбулентная вязкость также оказывает не столь значительное влияние, хоть оно и больше, чем воздействие молекулярной вязкости. Влияние встречных ветров на процесс диссипации волн точно до сих пор еще не определено. Но, необходимо сказать о результатах эксперимента проекта в Северном море (проект JONSWAP), результаты которого показали, что встречные ветры существенно не влияют на затухание длиннопериодных волн. Более менее заметное убывание энергии наблюдалось только в том случае, если частоты волн зыби были на уровне с частотами волн, созданных локальным ветром. [23]

Таким образом, можно сказать, что именно эффект обрушения гребней является самым значительным из всех факторов генерации диссипации энергии волн. В суловиях глубокого моря обрушение происходит под влиянием ветра («белые барашки») или у берега («буруны»). Рассматриваемое явление обладает высоким значением трубулентности, которое и определяет высокую степень рассеяния энергии.

Для изучения механизма диссипации волновой энергии применяют эмпирические и полуэмпирические подходы. Один из таких подходов принадлежит автору К. Хассельману, который исходил из предположения, что обрушение волн можно представить как случайное распределение возмущающих сил меньшего масштаба, по сравнению с длиной и периодом какой-либо волны. Член G_{dis} в правой части уравнение баланса энергии спектра волн можно описать следующим выражением:

$$G_{dis}(\omega, \beta) = -c_l \bar{\omega} \left(\frac{\omega}{\bar{\omega}} \right)^n \left(\frac{\bar{\alpha}}{\alpha_{PM}} \right)^m S(\omega, \beta), \quad (2.4.4.1)$$

где $c_{l,p,m}$ - параметры модели;

$\bar{\omega}$ - средняя частота в спектре волнения;

α_{PM} - константа спектра Пирсона-Московица

Диссипация волновой энергии под воздействием дна

Рассеивание энергии волн существенна при распространении волн на мелководье с неровным дном. Лонг на основе данных наблюдений за взаимодействием волн и неровного дна сделал вывод, что основным фактором диссипации энергии в данном случае является шероховатость дна. Также важной причиной диссипации энергии волн являются встречные сильные течения. Эти результаты можно отнести к трем возможным ситуациям [23]:

1) В случае, когда глубина моря сильно меньше длины волны ($d \ll L$), то скорость волны зависит от глубины ($c^2 = gd$), при этом период остается постоянным. Если скорость убывает, длина волны снижается, а крутизна волны, наоборот, увеличивается. Так как энергия волны зависит от ее высоты, то снижение скорости c уравнивается в дальнейшем возрастанием h и h/L . Значит, волны чаще всего разрушаются на мелководье.

2) Выражение для скорости распространяющейся волны c_r относительно воды, которая движется со скоростью V , выглядит следующим образом:

$$c_r = 1/2c_0 \left[1 \pm \left(\frac{4V}{c_0} \right)^{1/2} \right]. \quad (2.4.4.2)$$

Здесь c_0 это скорость волны в неподвижной воде. Из полученной формулы следует, что волны не могут двигаться против течения, скорость которого превышает $c_0/4$. Действительно, если скорость противоположно направленного течения увеличивается, то волна становится короче и начинает разрушаться прежде, чем достигается предел $V = -c_0/4$.

3) В случае, когда нет сильных встречных течений, тогда крутизна штормовых волн в редких случаях достигает значения $1/7$.

Согласно выводам теории Лонге-Хиггинса, взаимодействие волн приводит к концентрации коротковолновой энергии на переднем склоне длинных волн. Некоторые данные наблюдений говорят о следующем: длинные крутые волны являются относительно гладкими на наветренном склоне и имеют нерегулярную поверхность на подветренном. В данном месте длина высокочастотных волн становится еще меньше и в результате взаимодействия с обратно направленными орбитальными движениями частиц воды в длинной волне, что, вероятно, и определяет разрушение волн. [23]

3 Современные оперативные численные прогностические модели волнения

В мировой практике в настоящее время для расчета ветрового волнения используется концепция определения режимных характеристик волнения, которая основана на получении режимных сведений из результатов расчетов характеристик волнения по гидродинамическим моделям. Данный подход получил наибольшее распространение во всем мире, в том числе и в Российской Федерации. Данный метод признан, одобрен и реализован в решении многих и разнообразных научных и прикладных задач. Используемые гидродинамические модели волнения основаны на решении баланса волновой энергии в спектральной форме, поэтому их называют «спектральными». [5] Прогнозирование волнения – это процесс оценки того, как будут изменяться параметры волнения под действием ветра на водную поверхность.[1] Между волновыми и атмосферными моделями существует тесная связь. С развитием моделей циркуляции атмосферы, развиваются и модели ветрового волнения. С каждым шагом вперед в понимании физических процессов взаимодействия атмосферы и океана, модели становятся все сложнее.[10]

В моделях расчета характеристик ветрового волнения для глубоко моря развитие волн определяется ветром. В мелководных районах моря, где отношение высоты волны к ее длине меньше 0.5, на развитие волн оказывает влияние изменение батиметрии, рельеф береговой линии. [10]

В настоящее время в России реализованы и используются в оперативной практике спектрально – параметрическая модель волнения 2-го поколения AARI-PD2, которая была разработана в ГУ «ААНИИ» совместно с ГУ «СПО ГОИН», модель узконаправленного приближения 4-го поколения (модель PABM), разработанная в Институте океанологии (ИО) РАН совместно с ГУ «ГОИН» и ВЦ РАН.[2] Перечисленные модели являются российскими

разработками. Большое их преимущество в том, что они позволяют работать с российскими атмосферными моделями. На основе данных моделей два раза в сутки составляются оперативные прогнозы волнения. Также надо отметить, что рассматриваемые модели отличаются простотой в двух моментах:

- 1) в части описания функции источника;
- 2) в подходе к ограничениям на форму спектра волн и учета волн зыби.

Перечисленные факторы обеспечивают достаточно быстрый расчет полей волн и, в то же время, сохраняют точность расчета.

За рубежом широко распространены такие модели, как: дискретные модели третьего поколения WAM, WAVEWATCH и рассматриваемая модель в данной работе – SWAN. Первые две используются для прогнозов характеристик ветрового волнения на глубокой воде, а третья представляет собой вариант развития первой модели для случая мелководья. Как известно, приведенные модели достаточно хорошо верифицированы и показывают неплохие результаты в своей работе. Остановимся на более подробном описании моделей WAVEWATCH, WAM, а затем, реализуемой в данной работе, – SWAN.

3.1 Модель WAM

Дискретная спектральная модель WAM была создана международной группой ученых WAMDI (Wave Modeling Group) в 1998 году под руководством К. Хассельманна. Данная модель основана на численном решении уравнения переноса спектральной энергии. [23]

$$\frac{\partial S}{\partial t} = C_{gx} \frac{\partial S}{\partial x} + C_{gy} \frac{\partial S}{\partial y} = G(\omega, \theta, x, t, s), \quad (3.1.1)$$

где $S = S(\omega, \theta, x, y, t)$ – функция спектральной плотности; $C_{gx} = C_g \cos\theta$, $C_{gy} = C_g \sin\theta$ – проекции вектора групповой скорости C_g на оси x и y ; θ – угол между вектором C_g и осью x ; G – функция источника, являющаяся суммой трех компонентов:

$$G = G_{in} + G_{ni} + G_{dis}, (3.1.2)$$

где G_{in} - определяет поступление энергии от ветра;

G_{ni} - определяет формирование спектра за счет межволновых слаболинейных взаимодействий;

G_{dis} - определяет диссипацию волновой энергии.

Энергоснабжение волн ветром принималось в соответствии с данными эксперимента Снайдера и Кокса (1966):

$$G_{in} = \frac{\gamma S(\omega, \theta)}{\omega}, (3.1.3)$$

где $\gamma = \varepsilon \omega \beta x$; $\beta = \frac{\beta_m}{k^2} \mu \ln^4(\mu)$, $\mu \leq 1$; $\mu = \left(\frac{U_*}{kc}\right)^2 \Omega_m \exp\left(\frac{k}{x}\right)$, $x = \left(\frac{U_*}{c}\right) \cos(\theta - \varphi)$, где β – параметр Майлса; $\Omega_m = \frac{g z_0}{U_*^2}$; $\bar{k}=0.4$ – постоянная Кармана; U_* - скорость трения; z_0 - параметр шероховатости; ε – отношение плотности воздуха к плотности воды; $\beta_m=1.2$.

Член нелинейного взаимодействия между волнами выглядит следующим образом:

$$G_{ni} = -C_{ds}(\omega) \left((k^2)m_0\right)^2 \left[\frac{(1-\delta)^k}{k} + \delta \left(\frac{k}{k^2}\right)\right] \times S(\omega, \theta)/\omega, (3.1.4)$$

где C_{ds} и δ - константы, равные 4.5 и 0.5 соответственно;

(ω) и (k) - средняя частота и среднее волновое число;

m_0 - нулевой момент спектра

Компонента G_{ni} – определяется путем численного решения интеграла столкновений.

В рассматриваемой модели член диссипации энергии волн принимается в виде квазилинейной аппроксимации, которая была предложена Г. Коменом, а также другими авторами, на основе модели Хассельмана:

$$G_{dis}(\sigma, \beta) = c_l \bar{\sigma} \left(\frac{\sigma}{\bar{\sigma}} \right)^n \left(\frac{\bar{\alpha}}{\alpha_{pm}} \right)^m S(\sigma, \beta), \quad (3.1.5)$$

где $c_{l,n,m}$ - параметры модели;

$\bar{\sigma}$ - средняя частота в спектре волнения;

α_{pm} - константа спектра Пирсона-Московица;

$$\bar{\alpha} = m_0 \bar{\sigma}^4 / g^2$$

Автор К. Хассельман считал, что обрушение волн можно представить как случайно распределение возмущающих сил меньшего масштаба, чем масштаб длины и периода соответствующей волны. В ходе численной реализации рассматриваемой модели спектр разбивается на два участка:

1) прогностический, который охватывает область максимума спектра и его низкочастотную область;

2) диагностический, который описывает высокочастотный «хвост» спектра. Для величины спектра данного участка есть два условия. Во-первых, начиная с некоторой частоты, спектральная плотность энергии задается зависимостью $S(\omega) \approx \omega^{-5}$. Во-вторых, есть требование, которое подразумевает, что скорость эволюции спектральной плотности волновой энергии не превышала определенного значения, которое в численной реализации WAM выглядит следующим образом:

$$G(S, \omega, \beta) = \text{sign}(G(S, \omega, \beta)) \times \min(|G|, G_{max}), \quad (3.1.6)$$

где $G_{max} = 0.62 \cdot 10^{-4} \text{ f}^{-5}$.

Также надо отметить, что учитывается рефракция, трение о дно, а функция слаболинейного переноса энергии включает поправку, которая учитывает изменение слаболинейного взаимодействия волн на акватории с конечной

глубиной. Модель WAM классифицируется как модель ветрового волнения тертого поколения. [23]

3.2 Модель WAVEWATCH

Данная модель разработана в Национальном центре океанического моделирования США (NCEP) Г. Толманом и др. авторами. Модель используется для прогноза волнения в центре прогнозов Национальной службы погоды США. [23]

В основу модели положено численное решение уравнения плотности действия $N=S(G,\theta)/\omega$ в виде:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial (C_x, N)}{\partial x} + \frac{\partial (C_y, N)}{\partial y} + \frac{\partial (C_\omega, N)}{\partial \omega} + \frac{\partial (C_\theta, N)}{\partial \theta} = \frac{G}{\omega}, \quad (3.2.1)$$

где $C_x, C_y, C_\omega, C_\theta$ - соответствующие составляющие групповой скорости.

Функция источника G представлена тремя компонентами. Именно в записи этих компонент состоит отличие данной модели от модели WAM. По своей сути рассматриваемая модель является развитием модели WAM, так как была сделана параметризация функции источника и функции слаболинейного взаимодействия.

В данной модели рассматриваются два варианта расчета ветрового волнения, которые отличаются по записи правой части уравнения (3.2.1). В первом варианте приток энергии ветра описывается уравнением вида:

$$C_{in}(k, \theta) = C_{in} \frac{\rho_a}{\rho_w} \max \left[0, \left(\frac{28u_*}{c} \cos(\theta - \theta_w) - 1 \right) \right] \times \omega N(k, \theta), \quad (3.2.2)$$

где C_{in} - 0.25;

$c = \frac{\omega}{k}$ - фазовая скорость волны;

θ_w - направление ветра.

Динамическая скорость u_* связано со скоростью ветра на высоте 10 м следующим соотношением:

$$u_* = W_{10} [(0,8 + 0,006W_{10}) \times 10^3]^{1/2}. \quad (3.2.3)$$

Диссипация энергии записывается так:

$$G_{dis}(k, \theta) = G_{dis} \bar{\omega} \frac{k}{\bar{k}} \left(\frac{\bar{\alpha}}{\bar{\alpha}_{pm}} \right)^2 N(k, \theta), \quad (3.2.4)$$

где $\bar{\omega} = \omega^{-1}$; $\bar{\alpha} = m_0 \bar{k}^2 g^{-2}$; $G_{dis} = -2,36 \times 10^{-5}$; $\bar{\alpha}_{pm} = 3,02 \times 10^{-3}$;

$$\bar{k} = \left(\frac{1}{\bar{k}} \right)^{-2}.$$

Во втором варианте модели WAVEWATCHN поступление энергии от ветра записывается следующим образом:

$$G_{in}(k, \theta) = \omega \beta N(k, \theta), \quad (3.2.5)$$

где β - безразмерный параметр взаимодействия волн с ветром, является функцией от безразмерной частоты ω_a и коэффициента сопротивления C_D на высоте $z = \lambda_a$.

$$\bar{\omega}_a = \frac{\omega u_\lambda}{g} \cos(\theta - \theta_w)$$

u_λ - скорость ветра на высоте λ_a

$$\lambda_a = 2\pi |k| \cos(\theta - \theta_w)$$

В модели WAVEWATCHN для расчета используется более совершенная численная схема решения уравнения баланса волновой энергии. Большое преимущество также в том, что данную модель можно применять и в прибрежной зоне помимо открытых областей океанов и морей. В модели

ведется учет основных волнообразующих и диссипирующих энергию волн факторов. Рассматриваемая модель WAVEWATCH является открытой, то есть код доступен для любого желающего, что позволяет исследователю собрать ее по собственному усмотрению. [23]

Входными данными в модель являются: поле глубин, поля скоростей и направления ветра, скорость течений, а также это может быть такая характеристика, как сплоченность льда. Надо отметить, что есть возможность проводить расчеты с нулевыми начальными условиями, так и с использованием диагностического расчета. Выходными данными являются 16 параметров, из которых наиболее интересными считаются: значительная высота волны, средняя длина волны, средний период, среднее направление распространения волн, частота пика спектра.

Модель WAVEWATCH обладает оперативной версией (WW-3), которая широко распространена по всему миру: США, Россия, Корея, Австралия, Франция и другие страны. В России данная модель применяется для прогноза смешанного волнения по акваториям дальневосточных морей, Индийского и Тихого океанов.

Важно отметить, что обе модели не учитывают слаболинейное взаимодействие в его точном представлении.

3.3 Модель SWAN

Для расчета характеристик ветрового волнения в данной дипломной работе для акваторий Обской губы и Тазовской губы была выбрана модель SWAN Cycle 3 Version 41.01 (Simulating Waves Nearshore). Остановимся более подробно на описании данной модели.

Модель SWAN была разработана в Нидерландском Дельфтском Техническом Университете. Основанием такого выбора послужило то, что модель ориентирована на расчет волнения в ограниченных акваториях, мелководных прибрежных районах. Авторы данной модели осуществили колоссальную работу по ее верификации, используя данные натурных

измерений волн в прибрежных водах Северного моря.[23] Данная модель особенно дает лучшие результаты тогда, когда используется с другой моделью, которая дает хорошие результаты на глубоком море. Такими моделями могут быть: WAM, WAVEWATCH. Модель SWAN является полностью спектральной моделью, и вычисляет эволюцию ветровых волн в прибрежных районах. [33]

Основная цель модели SWAN заключается в решении спектрального уравнения баланса волнового действия без каких-либо априорных ограничений на спектр для эволюции роста волны. Это уравнение описывает эффекты пространственного распространения, рефракции (преломления), обмеление, образования, диссипации и нелинейных волновых взаимодействий. [33,34]

Рассматриваемая модель использует эйлеровский подход и предполагает, что волновые свойства медленно меняются по длине волны. Вместо моделирования формы «пакета» волн, фазовые усредненные модели вычисляют изменение волновых спектров по сложной прибрежной батиметрии при сохранении вычислительной эффективности. Наиболее важным преимуществом модели SWAN является то, что спектр волн описывается как «результатирующий (сетевой) эффект» ряда волн разных частот. Модели такого типа называются моделями ветрового волнения «третьего поколения». Напротив, старые модели, второго поколения, рассматривали спектр как единый, неразделенный объект. Предпочтительно рассматривать каждую частоту в волновой модели, поскольку эволюция одной волны (с одной частотой) является более фундаментальной и более понятной концепцией, чем эволюция всего спектра. Кроме того, спектр волн, описывающий энергию волны как функцию частоты, имеет форму, которая значительно изменяется в пространстве и времени. Небольшое количество параметров, используемых в моделях второго поколения, не может точно описать эту форму. Гряды волн, описанные в моделях третьего поколения,

могут выдавать в результате гораздо более широкий спектр спектральных форм. [31]

Основанная на уравнении баланса волнового действия с источниками и стоками, мелководная волновая модель SWAN является продолжением глубоководных волновых моделей третьего поколения. Она включает в себя формулы генерации волн, диссипации, трехволнового и квадрупольного взаимодействия волн (квадруплет – множество из 4-х элементов, обозначаются $\{x, y, z, w\}$; четверки простых чисел вида $p-4, p-2, p+2, p+4$ называют сдвоенными близнецами или квадруплетами простых чисел). На мелководье эти процессы были дополнены формулами таких процессов, как: диссипация из-за придонного трения, триадные волновые взаимодействия и разрушение волн, которое связано с изменением глубины. Это дает дополнительное преимущество данной модели, так как, к примеру, учет волновых триад важен, так как данный процесс в мелководных районах приводит к перераспределению энергии по частотам, и как следствие, к появлению дополнительных максимумов в спектре плотности волновой энергии.[18] Но с другой стороны, некоторые авторы считают, что учет в модели SWAN волновых триад не является целесообразным. К примеру, в работе автора Booij N. [28] отмечается, что учет в модели трехволнового взаимодействия практически не повлияло на изменение значительных высот волн и пиковую частоту. Результат работы автора Wood, D.J. [35], в которой расчеты по модели SWAN сравнивались с натурными показателями лабораторных экспериментов в резурвуаре, показал, что учет трехволновых взаимодействий приводит к недооценке значительных высот волн, что, логично, ухудшает результаты расчетов. Также в работе автора Rogers W.E. [32] представлено то, что включение волновых триад приводит к появлению второго пика на графике спектра волновой энергии, что совпадает с данными натурных измерений. В этой же работе исследователь отмечает, что в прибрежной зоне модель немного переоценивает волновую энергию, на высоких частотах в особенности.

Также есть возможность учета процессов дифракции, присутствия подсеточных препятствий, подъем уровня воды вследствие нелинейного взаимодействия волн, а также диссипацию энергии из-за наличия в воде растительности.

Остановимся более подробно на описание уравнений модели SWAN.

Вся информация о состоянии поверхности моря содержится в функции плотности энергии $E(\sigma, \theta)$, которая показывает распределение энергии волны по частотам σ и ее распространение по направлениям θ (направление нормали к гребню волны каждой спектральной составляющей). Как правило, волновые модели определяют эволюцию плотности действия с помощью функции $N(\vec{x}, t; \sigma, \theta)$ по времени t и пространстве $\vec{x}$. Спектральная плотность волнового действия определена как

$$N = \frac{E}{\sigma}, \quad (3.3.1)$$

и сохраняется при распространении в присутствии влияющего течения, в то время как плотность действия E не сохраняет такого действия (Whitman, 1974). [33]

Эволюцию плотности действия N описывают с помощью уравнения баланса волнового действия, которое выглядит так:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_{\vec{x}} \cdot [(\vec{C_g} + \vec{U})N] + \frac{\partial c_{\sigma} N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_{\theta} N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (3.3.2).$$

Левая сторона описывает кинематическую часть данного уравнения, то есть локальную скорость изменения плотности действия. Второй член обозначает распространение энергии волны в двумерном географическом $\vec{x}$ – пространстве, с групповой скоростью $\vec{C_g} = \frac{\partial \sigma}{\partial \vec{k}}$ следующая из дисперсионного соотношения

$$\sigma^2 = g|\vec{k}| \tanh(\vec{k}|d|), \quad (3.3.3)$$

где $\vec{k}$ - вектор волнового числа;

d - глубина. [31]

Третий член представляет эффект смещения радиальной частоты (изменение относительной частоты) из-за разницы в глубинах, а также вследствие изменения поля течений. Четвертый член представляет рефракцию, индуцированную изменением глубины и течением. Величины c_σ и c_θ являются скоростями распространения в спектральном пространстве (σ, θ) . Правая сторона содержит S_{tot} , что является функцией источника, представляющая все физические процессы, которые генерируют, рассеивают и перераспределяют энергию волны. Они определяются для плотности энергии $E(\sigma, \theta)$. [31]

Для мелкомасштабных процессов спектральное уравнение баланса волнового действия (3.3.2) может быть выражено в декартовых или сферических координатах и выглядеть так:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S_{tot}}{\sigma} \quad (3.3.4).$$

На мелкой воде функция источника S_{tot} включает в себя 6 процессов:

$$S_{tot} = S_{in} + S_{nl3} + S_{nl4} + S_{ds,w} + S_{ds,b} + S_{ds,br} \quad (3.3.5).$$

1) S_{in} - генерация волн ветром:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + B E(\sigma, \theta), \quad (3.3.6)$$

где A и B зависят от частоты и направления волн, а также скорости направления ветра;

- 2) S_{nl3} – перенос волновой энергии за счет трехмерных взаимодействий волн;
- 3) S_{nl4} – перенос волновой энергии за счет четырехмерных взаимодействий волн;
- 4) $S_{ds,w}$ – диссипация за счет образования «барашков»:

$$S_{ds,w}(\sigma, \theta) = -\Gamma \bar{\sigma} \frac{k}{\bar{k}} E(\sigma, \theta), \quad (3.3.7)$$

где Γ – коэффициент крутизны;
 k – волновое число;
 $\bar{\sigma}$ – средняя частота;
 $\bar{k}$ – среднее волновое число.

- 5) $S_{ds,b}$ – диссипация за счет донного трения. Остановимся подробнее на том, как в данной модели учитывается придонное трение.

В рассматриваемой модели SWAN для пользователя представлены несколько вариантов учета такого фактора влияния на распространение волновой энергии, как придонное трение: значение, полученное в ходе эксперимента JONSWAP К. Хассельманом (1973), по модели Collins (1972), а также по вихрево - вязкой модели Madsen (1988) Формулировка выше представленных моделей может быть выражена следующим образом:

$$S_{ds,b} = -C_b \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2 kd} E(\sigma, \theta), \quad (3.3.8)$$

где C_b – коэффициент донного трения, который, главным образом, зависит от придонной орбитальной скорости, U_{rms} :

$$U_{rms}^2 = \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{\sigma^2}{\sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta, \quad (3.3.9)$$

К. Хассельман и др. (1973) в ходе эксперимента JONSWAP в Северном море определил, что коэффициент придонного трения $C_b = C_{JON} = 0.038 \text{ m}^2/\text{s}^{-3}$, что также подтверждают результаты диссипации волн зыби данного эксперимента.

Было предложена формула для коэффициента придонного трения, которая выглядит следующим образом:

$$C_b = \frac{2c}{g}. \quad (3.3.10) \quad [31]$$

Однако, авторы Bouws и Komen (1983) предложили другую величину коэффициента донного трения $C_{JON} = 0.067 \text{ m}^2/\text{s}^{-3}$ для случая ограниченных по глубине и ветровых условий акватории Северного моря. Приведенное значение получено в ходе пересмотра уравнения баланса волновой энергии при рассмотрении глубоководного варианта диссипации энергии. Относительно недавно, автор Zijlema (2012) определил, что унифицированное значение $0.038 \text{ m}^2/\text{s}^{-3}$ является наиболее точным для данной модели.

Выражение, полученное автором Collins (1972) основано на обычной формулировке для периодических волн с соответствующими параметрами, адаптированными к случайному волновому полю. Показатель диссипации рассчитывается из выше приведенной формулы (3.3.8), в котором коэффициент придонного трения определяется так:

$$C_b = C_f g U_{rms}, \quad C_f = 0.015 \quad (\text{Collins, 1972}), \quad (3.3.11)$$

Madsen и др. (1988) предложили определение диссипации за счет донного трения, схожую с предположениями Хассельмана и Collins (1968), но в их модели фактор придонного трения является функцией от показателя шероховатости дна и актуальных ветровых условий. Формула для коэффициента придонного трения выглядит следующим образом:

$$C_b = f_w \frac{g}{\sqrt{2}} U_{rms}, (3.3.12)$$

в котором f_w – безразмерный коэффициент трения, оцененный с использованием выражения Jonsson (1966), Madsen и др. (1988):

$$\frac{1}{4\sqrt{f_w}} + \log\left(\frac{1}{4\sqrt{f_w}}\right) = m_f + \log\left(\frac{a_b}{K_N}\right), (3.3.13)$$

в котором $m_f = -0.08$ (Jonsson и Carlsen, 1976) и a_b – амплитуда:

$$a_b^2 = 2 \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \frac{1}{\sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta, (3.3.14)$$

и K_N – это масштаб шероховатости дна.

6) $S_{ds,br}$ - диссипация при обрушении волн вследствие изменения глубины:

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = \frac{D_{tot}}{E_{tot}} E(\sigma, \theta), (3.3.15)$$

где E_{tot} – суммарная волновая энергия;

$D_{tot} < 0$ – скорость диссипации волновой энергии из-за обрушения волн.

Механизм генерации волн

В механизм генерации волн первого поколения GEN1 включены: контроль линейного роста $Cf_{10}(\beta_1) = 188$, контроль экспоненциального роста волн $Cf_{20}(\beta_2) = 0.59$ и $Cf_{30}(\beta_3) = 0.12$, контроль скорости диссипации $Cf_{40}(\beta_4) = 250$, максимум спектральной плотности энергии морской части спектра, согласно Пирсону-Московицу $E_{max}^{PM} = 0.0036$, коэффициент трения $Cf_{drag} = 0.0012$, минимальная скорость ветра $U_{min} = 1$, коэффициент, определяющий частоту Пирсона - Московица, $\sigma_{PM} = 2\pi g \times Cf_{PM}/U_{10}$, где $Cf_{PM} = 0.13$ [33]

В механизм генерации волн второго поколения GEN2 было добавлено два коэффициента, контролирующие спектральную энергию: $Cf_{50} = 0.0023$ и $Cf_{60} = -0.223$. [33]

При использовании механизма генерации волн третьего поколения GEN3, то в нем будут учитываться взаимодействие между четырьмя волнами и процессы обрушения волн с образованием пены и брызг. Взаимодействие между триадами, донное трение и обрушение волн на критических глубинах не включены в него по умолчанию. В GEN3 можно варьировать параметры роста волн, коэффициенты диссипации при образовании пены и брызг, крутизны волн. [19]

Дискретизация (численные схемы модели SWAN)

Дискретизация уравнения (3.3.4) производится путем использования конечно-разностных схем. Однородная часть уравнения (левая сторона) выглядит следующим образом [33]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta}. \quad (3.3.16)$$

Выбирается прямоугольную сетку с потоянным размерами ячеек Δx и Δy в направлении оси x и y , соответственно. Спектральное пространство делится на элементарные ячейки («единицы») с постоянным разрешением по направлению θ и постоянным относительным разрешением $\Delta\sigma/\sigma$ (что приводит к логарифмическому распределению частот). Обозначаются параметры сетки как: $1 \leq i \leq Nx$, $1 \leq j \leq Ny$, $1 \leq l \leq N\sigma$ and $1 \leq m \leq N\theta$ в x -, y -, σ - и θ -пространства соответственно. Все переменные хранятся в точках (i, j, l, m) . Временная дискретизация осуществляется с помощью неявной схемы Эйлера. Необходимо показать следующее приближение:

$$\begin{aligned} & \frac{N^n - N^{n-1}}{\Delta t} \Big|_{i,j,l,m} + \frac{(c_x N)_{i+\frac{1}{2}} - (c_x N)_{i-\frac{1}{2}}}{\Delta x} \Big|_{j,l,m}^n + \frac{(c_y N)_{j+\frac{1}{2}} - (c_y N)_{j-\frac{1}{2}}}{\Delta y} \Big|_{i,l,m}^n + \\ & \frac{(c_\sigma N)_{l+\frac{1}{2}} - (c_\sigma N)_{l-\frac{1}{2}}}{\Delta \sigma} \Big|_{i,j,m}^n + \frac{(c_\theta N)_{l+\frac{1}{2}} - (c_\theta N)_{l-\frac{1}{2}}}{\Delta \theta} \Big|_{i,j,l}^n, \quad (3.3.17) \end{aligned}$$

где n является временным уровнем, а t временным шагом.

Дискретизация в географическом пространстве

Поскольку неизвестные N и скорости распространения приведены только в точках (i, j, l, m) , необходима дальнейшая аппроксимация. Неявная схема первого порядка может быть использована, так как она полностью монотонна, то есть она не вызовет ложный скачков значений. Недостатком данной схемы является то, что она может ухудшать точность вычислений. Появление численной диффузии связано с образованием градиента волнового действия в географическом пространстве, к примеру, из-за эффекта рефракции, вызванной изменением глубины или воздействием течений. Однако, версия модели SWAN 41.01, предложены две альтернативы вышеописанной схемы: схема второго порядка, так называемая, SORDUP и схемы третьего порядка Stelling/Leendartse. Данные численные схемы дают гораздо меньшую численную диффузию. [33]

Схема первого порядка; BSBT (Backward Space, Backward Time)

Потоки $c_x N$ at $(i + 1/2, j, l, m)$ и $c_y N$ at $(i, j + 1/2, l, m)$ имеют приближение следующего вида:

$$c_x N \Big|_{i+\frac{1}{2},j,l,m} = \begin{cases} c_x N \Big|_{i,j,l,m}, & c_x \Big|_{i,j,l,m} > 0 \\ c_x N \Big|_{i+1,j,l,m}, & c_x \Big|_{i+1,j,l,m} < 0 \end{cases} \quad (3.3.18)$$

и

$$c_y N \Big|_{i,j+\frac{1}{2},l,m} = \begin{cases} c_y N \Big|_{i,j,l,m}, & c_y \Big|_{i,j,l,m} > 0 \\ c_y N \Big|_{i,j+1,l,m}, & c_y \Big|_{i,j+1,l,m} < 0 \end{cases} \quad (3.3.19)$$

Потоки $(i - 1/2, j, l, m)$ и $(i, j - 1/2, l, m)$ рассчитываются также по формулам (3.3.18) и (3.3.19), соответственно, путем уменьшения индексов на 1 соответствующим образом. Таким образом, сочетание временной дискретизации (3.3.17) и дискретизации в пространстве (3.3.18) и (3.3.19) дают нам общеизвестную неявную схему первого порядка BSBT (обратного пространства, обратного времени). Надо отметить, что распространение скоростей берется в определенных точках, то есть в углах, что является правильным в контексте метода «Sweeping». [33]

Рассматриваемая неявная численная схема позволяет задавать крупные шаги по времени, что значительно сокращает общее время расчета характеристик ветрового волнения.

Схема SORDUP (Second ORDer Upwind Implicit sheme)

Для схемы *SORDUP*, которая является стандартной схемой для стационарных вычислений, два члена в уравнениях (3.3.18) и (3.3.19), представляющих производные по x и по y заменяются на:

$$\left(\frac{1.5(c_x N)_{ix} - 2(c_x N)_{ix-1} + 0.5(c_x N)_{ix-2}}{\Delta x} \right)_{iy, i\sigma, i\theta}^{it, n} \quad (3.3.20)$$

и

$$\left(\frac{1.5(c_y N)_{iy} - 2(c_y N)_{iy-1} + 0.5(c_y N)_{iy-2}}{\Delta y} \right)_{iy, i\sigma, i\theta}^{it, n} \quad (3.3.21)$$

в случае первого «sweep» (развертки). [31]

Схема Stelling u Leendertse

Для схемы *Stelling u Leendertse*, которая является стандартной разностной схемой для нестационарных вычислений, два члена в уравнениях (3.3.18) и (3.3.19), представляющих производные по x и по y заменяются на:

$$\left(\frac{\frac{5(c_x N)_{ix}}{6} - \frac{5(c_x N)_{ix-1}}{4} + \frac{1(c_x N)_{ix-2}}{2} - \frac{1(c_x N)_{ix-3}}{12}}{\Delta x} \right)_{iy, i\sigma, i\theta}^{it, n} + \left(\frac{(c_x N)_{ix+1} - (c_x N)_{ix-1}}{4\Delta x} \right)_{iy, i\sigma, i\theta}^{it-1}, \quad (3.3.22)$$

$$\left(\frac{\frac{5(c_y N)_{iy}}{6} - \frac{5(c_y N)_{iy-1}}{4} + \frac{1(c_y N)_{iy-2}}{2} - \frac{1(c_y N)_{iy-3}}{12}}{\Delta y} \right)_{iy, i\sigma, i\theta}^{it, n} + \left(\frac{(c_y N)_{iy+1} - (c_y N)_{iy-1}}{4\Delta y} \right)_{ix, i\sigma, i\theta}^{it-1} . (3.3.23)$$

Рассматриваемая разностная схема имеет высокую вычислительную точность, но требует большой мощности ЭВМ для расчета в стационарном режиме, не зависящем от времени. Таким образом, данную разностную схему рекомендуется использовать в случае расчета для крупномасштабной и нестационарной модели или же для мелкомасштабной, но стационарной модели. [29]

Основные параметры волн, рассчитываемые моделью SWAN:

- 1) Значительная высота волн $h_{\text{зн}} (h_{\text{sig}})$, м:

$$h_{sig} = 4\sqrt{\iint E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}, (3.3.24)$$

$E(\sigma, \theta)$ - спектр плотности.

- 2) Высота зыби h_{swell} , м:

$$h_{sig} = 4\sqrt{\int_0^{\omega_{swell}} \int_0^{2\pi} E(\omega, \theta) d\omega d\theta} \text{ с } \omega_{swell} = 2\pi f_{swell} . (3.3.25)$$

- 3) Средняя длина волны L , м:

$$L = 2\pi \left[\frac{\iint k^p E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}{\iint k^{p-1} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta} \right]^{-1} . (3.3.26)$$

- 4) Средний период волн $\bar{T}$, с

$$\bar{T} = 2\pi \left(\frac{\omega E(\omega, \theta) d\omega d\theta}{E(\omega, \theta) d\omega d\theta} \right)^{-1}. \quad (3.3.27)$$

5) Среднее направление распространения волн $Dir, ^\circ$

$$Dir = \arctan \left[\frac{\int \sin\theta E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta}{\int \cos\theta E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta} \right]. \quad (3.3.28)$$

[33]

Выходными данными являются около 60 параметров, из которых наиболее интересными считаются: значительная высота волны, средняя длина волны, средний период, среднее направление распространения волн, высота волн зыби. [34]

3.3.1 Неструктурированная сетка для модели SWAN

В данной работе для расчета использовалась триангуляционная сеть (неструктурированная). Возникает вопрос: почему выгоднее использовать для расчетов триангуляционную сеть?

Характерные пространственные масштабы распространения ветровых волн с глубины на мелководье достаточно разнообразны, вследствие чего для расчета характеристик ветрового волнения с помощью модели потребуется гибкая сетка для локального уточнения ячеек сетки в исследуемых регионах, например, областях сильных батиметрических колебаний в эстуариях, фьордах, без накладных «расходов», которые могут быть связаны с адаптацией сетки на некотором расстоянии от берега. [33]

Необходимо показать, как уравнение баланса волнового действия описывает неструктурированную сеть.

Распространение энергии волны в двумерном пространстве описывается членом $F(\vec{x}, \sigma, \theta)$:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla_{\vec{x}} \cdot [(\vec{c}_{\vec{x}})N] = F, \quad (3.3.1.1)$$

где $\vec{c}_x = \vec{C}_g + \vec{U}$ - вектор скорости.

Рассмотрим триангуляцию в географической области, каждая вершина и все треугольники вокруг этой вершины учитываются. Заметим, что число ячеек вокруг данной вершины может быть разным для всех вершин. Количество ячеек будет зависеть от размера углов в треугольнике. Отметим, что значения на граничных вершинах фиксируются в процессе вычислений.

Для интегрирования по времени, берем неявную схему первого порядка Эйлера:

$$\frac{N^n - N^{n-1}}{\Delta t} + \nabla_{\vec{x}} \cdot [\vec{c}_x N^n] = F^n, (3.3.1.2)$$

где Δt - шаг по времени;

n - счетчик шагов.

Основное свойство этого приближения является то, что оно практически свободно от ограничений, которые присущи явным методам, используемым в большинстве спектральных моделей. В принципе, шаг по времени ограничен только желаемой временной точностью. Но эта процедура включает в себя решение большой системы. Ключевой особенностью данного метода является то, что он использует на каждом новом шаге каждое новое значение вершины во время итераций. Это не проявляется на локальном уровне, но очень заметно в глобальном масштабе. [33]

Точка за точкой метод Гаусса-Зейделя используется для пересчета всех значений в вершинах сетки. Данный метод исключает необходимость создания или хранения больших матриц и остается стабильным на любом временном шаге. Это означает, что эта численная процедура достигает устойчивого состояния значительно быстрее, чем при явных методах, при этом, не требуя слишком много вычислительной работы и памяти.

Рассмотрим расчет вершины, помеченной 1 на рисунке 3.3.1.1. Данный процесс является циклическим для каждой ячейки. Мы хотим найти приближение для уравнения (3.3.2).

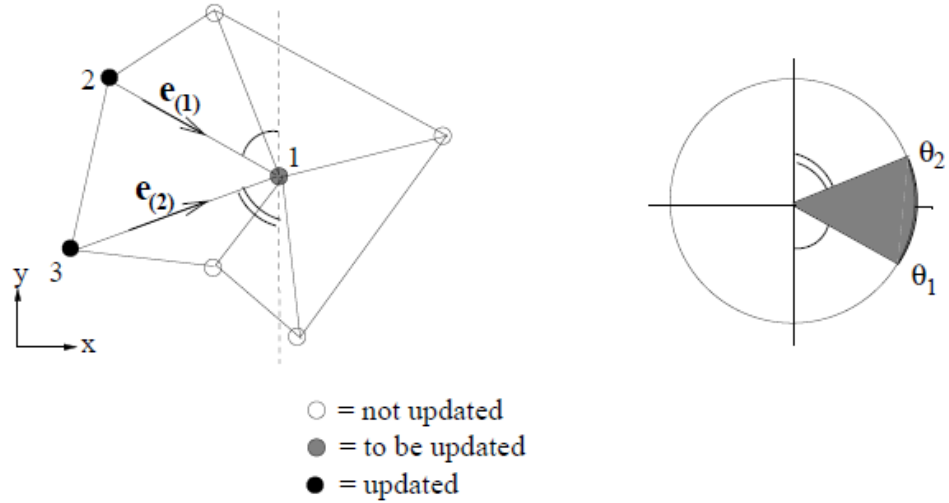


Рисунок 3.3.1.1 Пересчет волнового действия на вершину 1 в треугольнике $\Delta 123$; затененный направляющий сектор в спектральном пространстве, в котором распространяется волна. [33]

Для этого используем некий вектор исчисления. Рассмотрим треугольную ячейку, как показано на рисунке 3.3.1.1. В вершине 1 применим отображение из локальной системы координат $\vec{\xi} = (\xi, \eta)$ в декартову систему $\vec{x} = (x, y)$. На основании этого преобразования $\vec{x}(\vec{\xi})$ у нас есть следующие базисные вектора, направленные по касательной к векторам ξ и η , соответственно,

$$\vec{e}_{(1)} = \frac{\partial \vec{x}}{\partial \xi}, \quad \vec{e}_{(2)} = \frac{\partial \vec{x}}{\partial \eta} \quad (3.3.1.3).$$

Вектора

$$\vec{e}_{(1)} = \text{grad } \xi, \quad \vec{e}_{(2)} = \text{grad } \eta, \quad (3.3.1.4)$$

нормальны к координатной поверхности констант ξ и η , соответственно (рис. 3.3.1.2). Проще говоря, с помощью векторов $\vec{e}_{(1)}$ и $\vec{e}_{(2)}$ осуществляется преобразование прямоугольных координат в криволинейные. Кроме того, они являются обратными базисным векторам, то есть

$$\vec{e}_{(\alpha)} * \vec{e}^{(\beta)} = \delta_{\alpha}^{\beta}, \quad \alpha, \beta = \{1, 2\}, \quad (3.3.1.5)$$

где δ_{α}^{β} - символ Кронекера (символ Кронекера - индикатор равенства элементов, если $\alpha=\beta$, и 0 в противном случае).

Используя правило Кронекера, можем найти

$$\vec{e}_{(1)} = \frac{1}{D} (e_{(2)}^2, -e_{(2)}^1)^T, \quad \vec{e}_{(2)} = \frac{1}{D} (-e_{(1)}^2, e_{(1)}^1)^T, \quad D = e_{(2)}^2 e_{(1)}^1 - e_{(1)}^2 e_{(2)}^1. \quad (3.3.1.6)$$

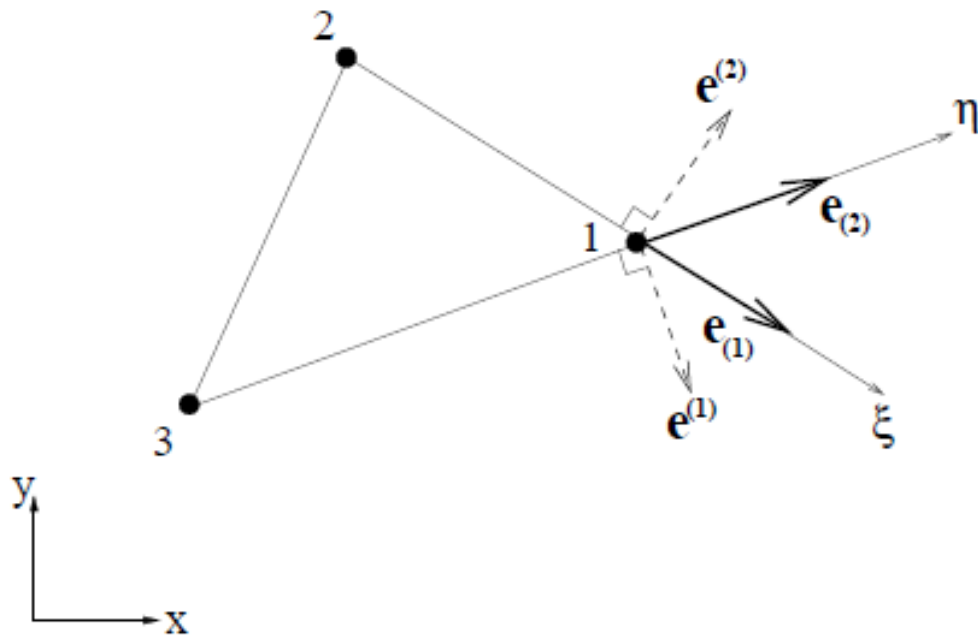


Рисунок 3.3.1.2 Треугольные ячейки, используемые для дискретизации в пространстве. Определения этих величин даны в тексте. [33]

Далее осуществляем преобразование уравнения (3.3.1.1).

$$\nabla_{\vec{x}} \cdot [\vec{c}_{\vec{x}} N] = \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y}, \quad (3.3.1.7)$$

где c_x - x-компонента вектора распространения волны $\vec{c}_{\vec{x}}$;

c_y - y-компонента вектора распространения волны $\vec{c}_{\vec{x}}$.

Используя правило цепочки, получаем

$$\nabla_{\vec{x}} \cdot [\vec{c}_{\vec{x}} N] = e_1^{(1)} \frac{\partial c_x N}{\partial \xi} + e_1^{(2)} \frac{\partial c_x N}{\partial \eta} + e_2^{(1)} \frac{\partial c_y N}{\partial \xi} + e_2^{(2)} \frac{\partial c_y N}{\partial \eta}. \quad (3.3.1.8)$$

Кроме того, мы осуществляем приближение производных уравнения (3.3.1.8). Наиболее простым вариантом является такая схема:

$$\begin{aligned} \frac{\partial c_x N}{\partial \xi} &\approx \frac{c_x N_1 - c_x N_2}{\Delta \xi}, \quad \frac{\partial c_x N}{\partial \eta} \approx \frac{c_x N_1 - c_x N_3}{\Delta \eta}, \\ \frac{\partial c_y N}{\partial \xi} &\approx \frac{c_y N_1 - c_y N_2}{\Delta \xi}, \quad \frac{\partial c_y N}{\partial \eta} \approx \frac{c_y N_1 - c_y N_3}{\Delta \eta}, \end{aligned} \quad (3.3.1.9)$$

где N_1 - плотность действия в вершине 1;

N_2 - плотность действия в вершине 2;

N_3 - плотность действия в вершине 3.

Здесь, мы выбираем отображение $\vec{x}(\vec{\xi})$ так, что $\Delta \xi = \Delta \eta = 1$.

Завершаем приближение, подставляя выражение (3.3.1.8) в (3.3.1.9):

$$\nabla_{\vec{x}} \cdot [\vec{c}_{\vec{x}} N] \approx c_x N_2^1 e_1^{(1)} + c_x N_3^1 e_1^{(2)} + c_y N_2^1 e_2^{(1)} + c_y N_3^1 e_2^{(2)}. \quad (3.3.1.10)$$

Важно отметить, что компоненты векторов $\vec{e}^{(1)}$ и $\vec{e}^{(2)}$ в уравнении (3.3.1.10) даются формулой (3.3.1.3), в то время как базисные векторы рассчитываются в соответствии с

$$\vec{e}^{(1)} = \vec{x}_1 - \vec{x}_2, \vec{e}^{(2)} = \vec{x}_1 - \vec{x}_3 \quad (3.3.1.11)$$

$\vec{x}_i = (x_i, y_i)$ – радиус-вектор вершины i в Декартовой системе координат.
[33]

Данная разностная схема (3.3.1.10) используется по двум причинам. Во-первых, она усиливает распространение волнового действия. Во-вторых, она монотонна (т.е. гарантированно $N > 0$ везде) и компактна (т.е. работает только на одном треугольнике), в то же время достаточно точна для прибрежной области. Учитывая действие плотности N_2^n и N_3^n в вершинах 2 и 3 треугольника $\Delta 123$, действие волны в вершине 1 легко определяется в соответствии с:

$$\left[\frac{1}{\Delta t} + c_{x,1} (e_1^{(1)} + e_1^{(2)}) + c_{y,1} (e_2^{(1)} + e_2^{(2)}) \right] N_1^n = \frac{N_1^{n-1}}{\Delta t} + (c_{x,2} e_1^{(1)} + c_{y,2} e_2^{(1)}) N_2^n + (c_{x,3} e_1^{(2)} + c_{y,3} e_2^{(2)}) N_3^n + F^n. \quad (3.3.1.12)$$

Волновые направления между гранями $\vec{e}_{(1)}$ и $\vec{e}_{(2)}$ включают распространение всей волновой энергии между соответствующими направлениями θ_1 и θ_2 , что отмечено затененным сектором на рисунке 2.9. Этот сектор является областью зависимости для уравнения (3.3.1.12) в вершине 1. Так, волновые характеристики находятся в пределах этого сектора, и это гарантирует, что использованное число CFL (критерий Куранта-Фридрихса-Леви – необходимое условие устойчивости явного численного решения некоторых дифференциальных уравнений в частных производных; Физический критерий CFL подразумевает то, что частица жидкости за один шаг по времени не должна продвинуться больше, чем на один

пространственный шаг) направит распространение действия волны к вершине 1. Таким образом, распространение не подвергается критерию устойчивости CFL. Далее, член F^n в выражении (3.3.1.12) неявно дискретизируется в рассматриваемом секторе. Пересчет в вершине 1 завершается, когда все окружающие ячейки были обработаны. Это позволяет распространяться волнам во всех направлениях. Из-за рефракции и нелинейных взаимодействий, энергия волны перемещается в спектральной области от одного сектора к другому. Это учитывается с помощью повторения процедуры. [33]

4 Метод триангуляции

Рассмотрим более подробно метод триангуляции.

Для численного решения любой математической модели необходимо сгенерировать расчетную сетку в физической области. Задача построения расчетной сетки заключается, прежде всего, в нахождении отображения, которое переводит узлы сетки из физической области в вычислительную. Элементами сетки в одномерном случае являются отрезки, в двумерном - треугольники или четырехугольники, а в трехмерном - тетраэдры или призмы.[7]

Среди расчетных сеток выделяют:

- Структурированные сетки – это сетки, у которых множество сеточных узлов являются упорядоченными.
- Неструктурированные сетки – сетки с произвольным расположением узлов.

Остановимся подробнее на рассмотрении неструктурированных сеток.

Характерной особенностью неструктурированных сеток является произвольное расположение узлов сетки в физической области. Это означает, что отсутствуют сеточные направления и нет структуры сетки. Как правило, на плоскости используют треугольные ячейки, в пространстве – тетраэдры.

По заданным точкам можно провести триангуляцию различными способами. Важно отметить, что при любом способе триангуляции для данного набора узлов можно получить одно и то же число треугольников.

Возникает проблема оптимизации триангуляции. Основной критерий оптимизаций состоит в том, чтобы полученные треугольники, с одной стороны, были близки к равносторонним (не должно быть слишком много острых углов). Второй критерий, более глобальный, состоит в том, чтобы соседние треугольники не слишком сильно разнились по площади – критерий равномерности сетки. [7]

Существует специальная триангуляция - триангуляция Делоне (Б.Н. Делоне – русский и советский математик), которая обладает рядом оптимальных свойств. Триангуляция Делоне (рис. 4.1) — триангуляция для заданного множества точек S на плоскости, при которой для любого треугольника все точки из S за исключением точек, являющихся его вершинами, лежат вне окружности, описанной вокруг треугольника. [7,25]

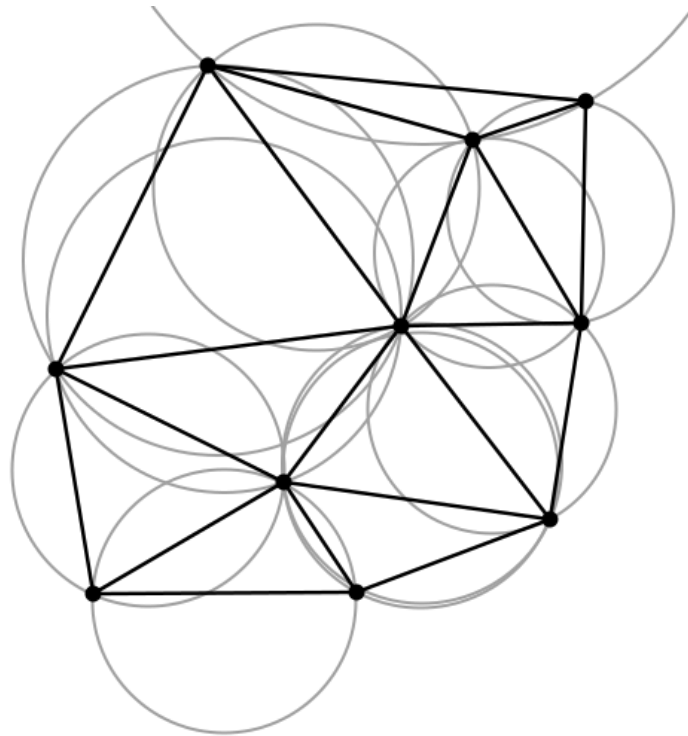


Рисунок 4.1 Пример триангуляции Делоне[7]

Свойства:

- 1) триангуляция Делоне взаимно однозначно соответствует диаграмме Вороного для того же множества точек;
- 2) как следствие: если никакие четыре точки не лежат на одной окружности, триангуляция Делоне единственна;
- 3) триангуляция Делоне максимизирует минимальный угол среди всех углов всех построенных треугольников, тем самым избегаются «тонкие» треугольники;
- 4) триангуляция Делоне максимизирует сумму радиусов вписанных шаров;

- 5) триангуляция Делоне минимизирует дискретный функционал Дирихле;
- 6) триангуляция Делоне минимизирует максимальный радиус минимального объемлющего шара;
- 7) триангуляция Делоне на плоскости обладает минимальной суммой радиусов окружностей, описанных около треугольников, среди всех возможных триангуляций.

Важно отметить связь триангуляции Делоне с диаграммой Вороного (Г.Ф. Вороной – российский математик).

Многоугольником Вороного (рис. 4.2) для отдельного узла будет множество точек, которые лежат ближе к этому узлу, чем ко всем другим. Для двух точек множества определяются полуплоскостью, которая ограничена перпендикуляром к середине отрезка соединяющего эти две точки. Поэтому многоугольником Вороного будет пересечение таких полуплоскостей для всех пар узлов, образованных данным узлом и всеми другими узлами. Данный многоугольник всегда выпуклый.

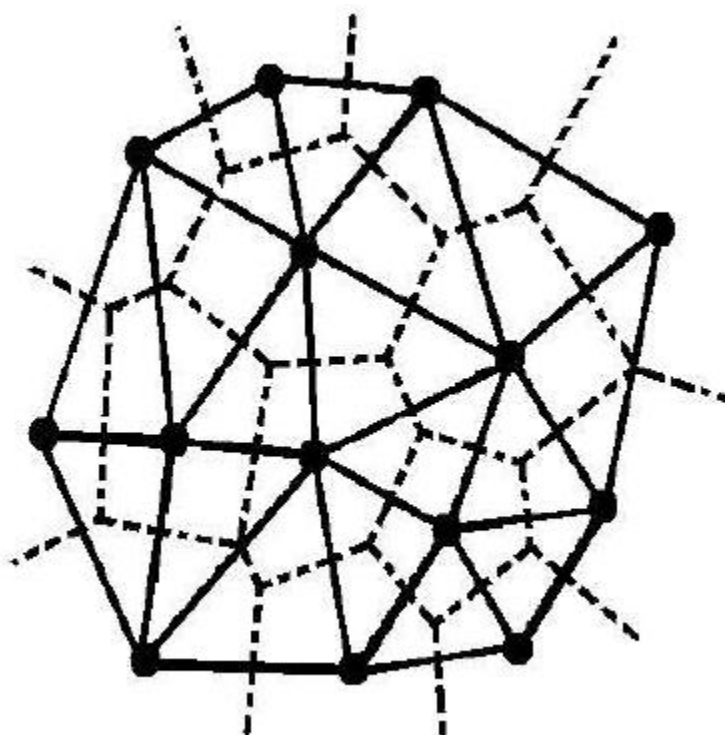


Рисунок 4.2 Пример диаграммы Вороного

Каждая вершина многоугольника Вороного является точкой встречи трех многоугольников Вороного. С каждой из этих вершин связывается треугольник, построенный по соответствующим узлам контактирующих многоугольников Вороного. Это есть именно триангуляция Делоне. [25]

При триангуляции Делоне получаем оптимальное разбиение расчетной области по заданному множеству узлов. Оптимальное разбиение с точки зрения максимизации минимальных углов треугольников. Триангуляции Делоне соответствует диаграмма Вороного, которая для каждого узла однозначно определяет множество точек области. Это выделение множества точек происходит по совершенно прозрачному геометрическому критерию максимальной близости к углу. Тем самым триангуляция Делоне и диаграмма Вороного полностью определяют (оптимально и однозначно) расчетную треугольную сетку. [25]

5 Адаптация модели SWAN на акватории Обской губы

Необходимыми входными данными в модели расчета характеристик ветрового волнения служат:

- поле ветра;
- поле глубин выбранного района;
- расчетная сетка (триангуляционная).

5.1 Исходные данные полей ветра

Данные поля ветра представляют собой компоненты U и V на высоте 10 м. Данные взяты из реанализа ERA-INTERIM за июль 2016 года. Реанализ метеорологических полей, в глобальном смысле, подразумевает модельные значения метеорологических величин, которые были получены с помощью использования, доступных к моменту расчета, данных наблюдений с различных платформ, в том числе и данных, поступающих в задержанном режиме.

Данные ERA-INTERIM реанализа получены с использованием спектральной модели прогноза погоды ECMWF. Модель характеризуется спектральным разрешением T255 (спектральное разрешение) с 60 уровнями в атмосфере по вертикали. Данные усваиваются при помощи четырехмерного вариационного анализа (4d-var) с использованием данных оперативного анализа ECMWF. Использовалась информация о пространственном распределении горизонтальных компонентов скорости ветра (U, V) за июль 2016 года с широтно-долготным разрешением $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ и 6-ти часовым шагом по времени. Границы района: 66° - 73° с.ш. 70.5° - 79.5° в.д.

Пример визуализации ветра:

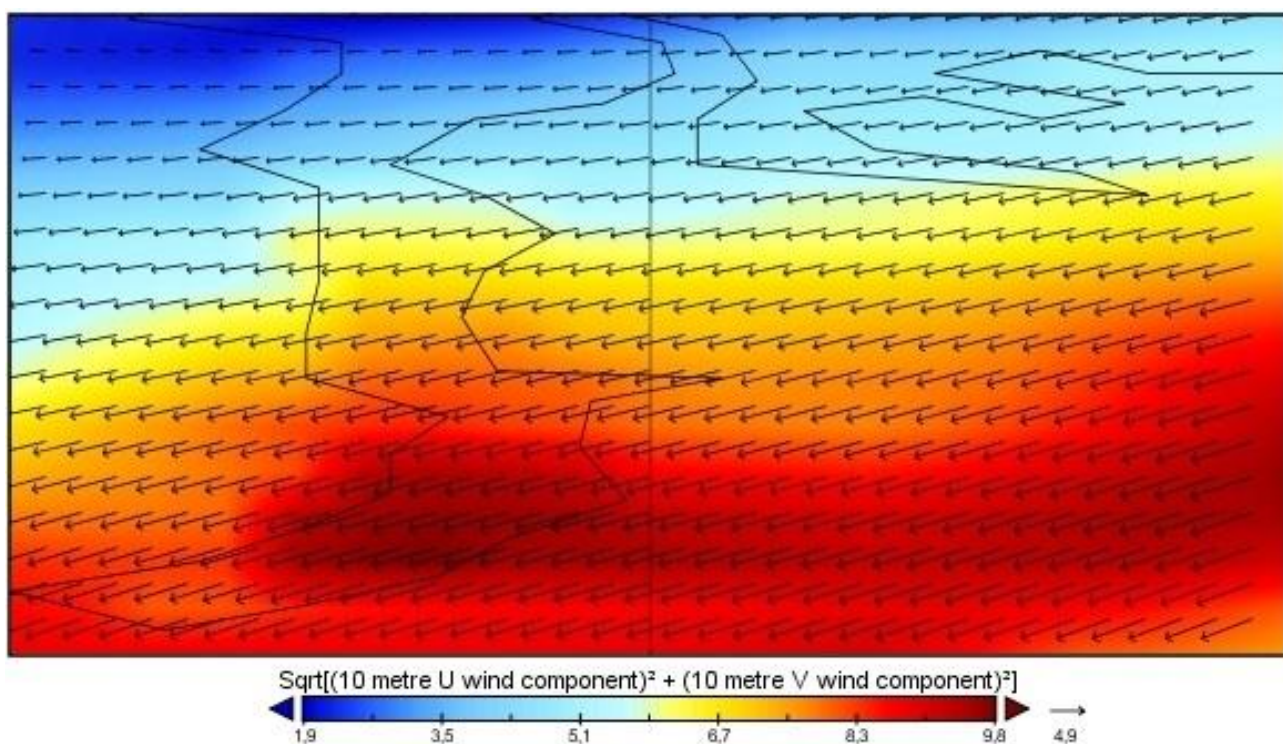


Рисунок 5.1.1 Поле ветра на начало июля 2016 года

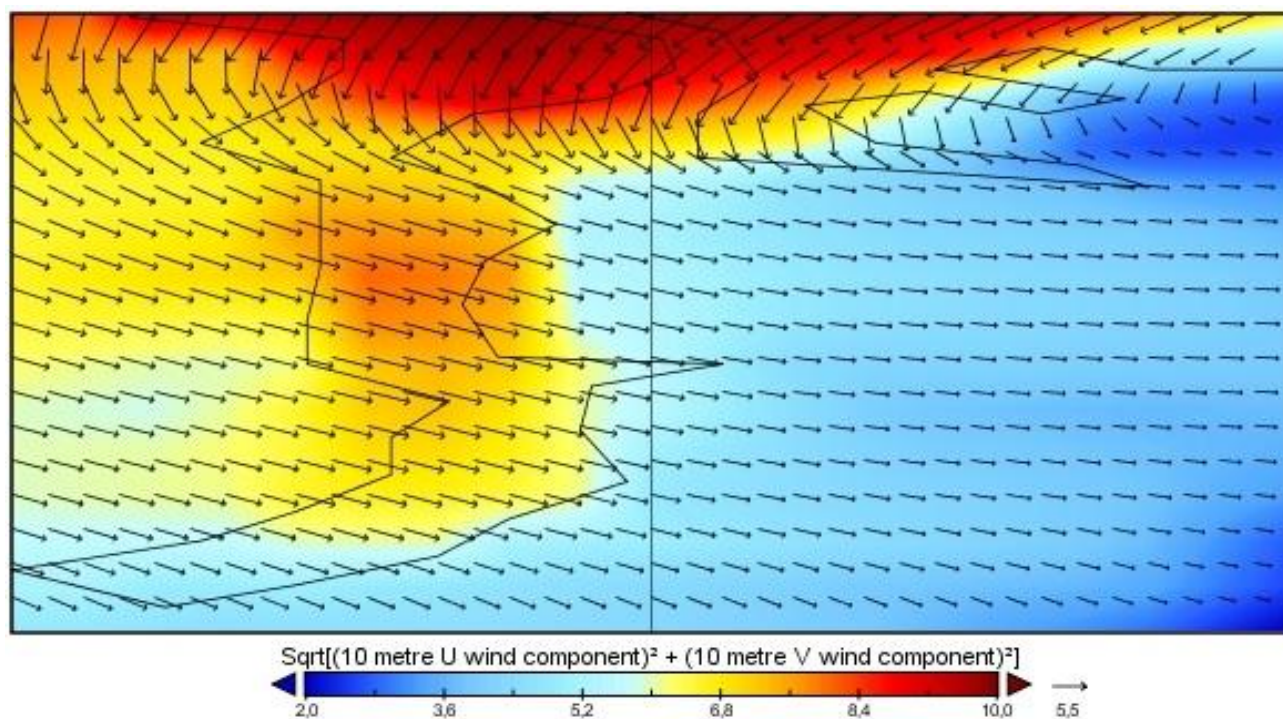


Рисунок 5.1.2 Поле ветра на конец июля 2016 года

5.2 Поле глубин

В ходе работы исходные данные по батиметрии (рис. 5.2.1) были выгружены с открытого ресурса GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans), где расположены данные батиметрии по всей Земле с шагом 1' (шаг 0.017°) и 30'' (шаг 0.0083°).

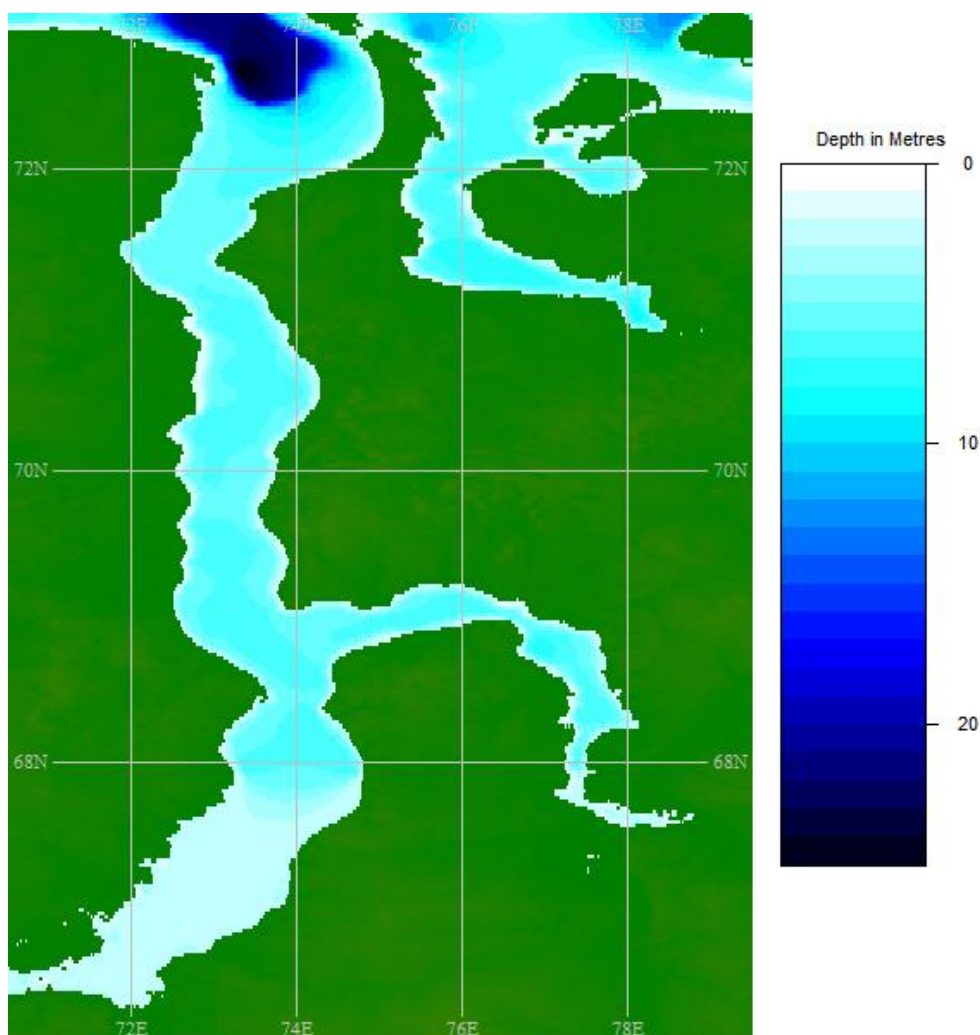


Рисунок 5.2.1 Батиметрия Обской губы

Данные были взяты с шагом 30", так как акватории Обской и Тазовской губ достаточно мелководны, а, следовательно, чем чаще взяты значения, тем лучше для расчета модели. Границы района: 66.004°-73.004° с.ш. 70.504°x79.504° в.д.

5.3 Выбор расчетной сетки. Триангуляционная сетка

Характерные пространственные масштабы распространения ветровых волн с глубины на мелководье достаточно разнообразны, вследствие чего для расчета характеристик ветрового волнения с помощью модели потребуется гибкая сетка для локального уточнения ячеек сетки в исследуемых регионах, например, областях сильных батиметрических колебаний в эстуариях, фьордах, без накладных «расходов», которые могут быть связаны с адаптацией сетки на некотором расстоянии от берега. Традиционно, это может быть достигнуто путем использования техники телескопизации. Хотя, данная практика и является привычной для модели SWAN, как правило, отмечается, что это может привести к сложному программированию. [33]

Использование неструктурированных сеток, однако, предлагает хорошую альтернативу техники телескопизации не только из-за простоты локального сгущения сетки, либо адаптивной или фиксированной, но и высокой гибкости и приспособленности для генерации сетки вдоль побережий и вокруг островов. Переменные сетки особенно применимы в прибрежных районах, где глубина постоянно изменяется. Таким образом, неструктурированные сетки дают высокое разрешение в местах, где это наиболее необходимо.

Генерация сетки программой Triangle version 1.6

В данной работе построение триангуляционной сети осуществлялось с помощью программы Triangle version 1.6 (Двумерный генератор триангуляционной сетки Делоне). Работа программы triangle version 1.6 осуществляется на операционной системе Linux.

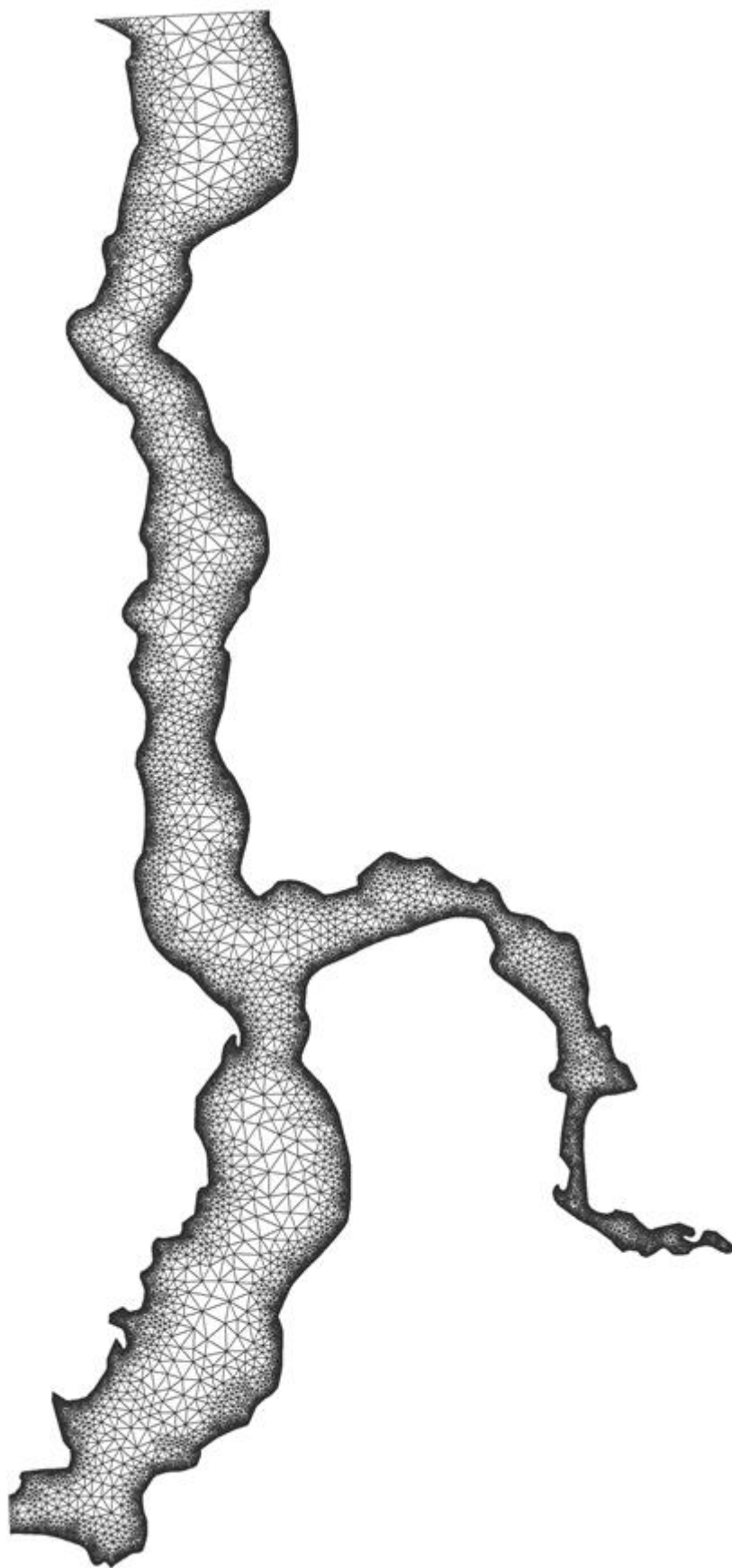


Рисунок 5.3.1 Триангуляционная сеть для акватории Обской губы

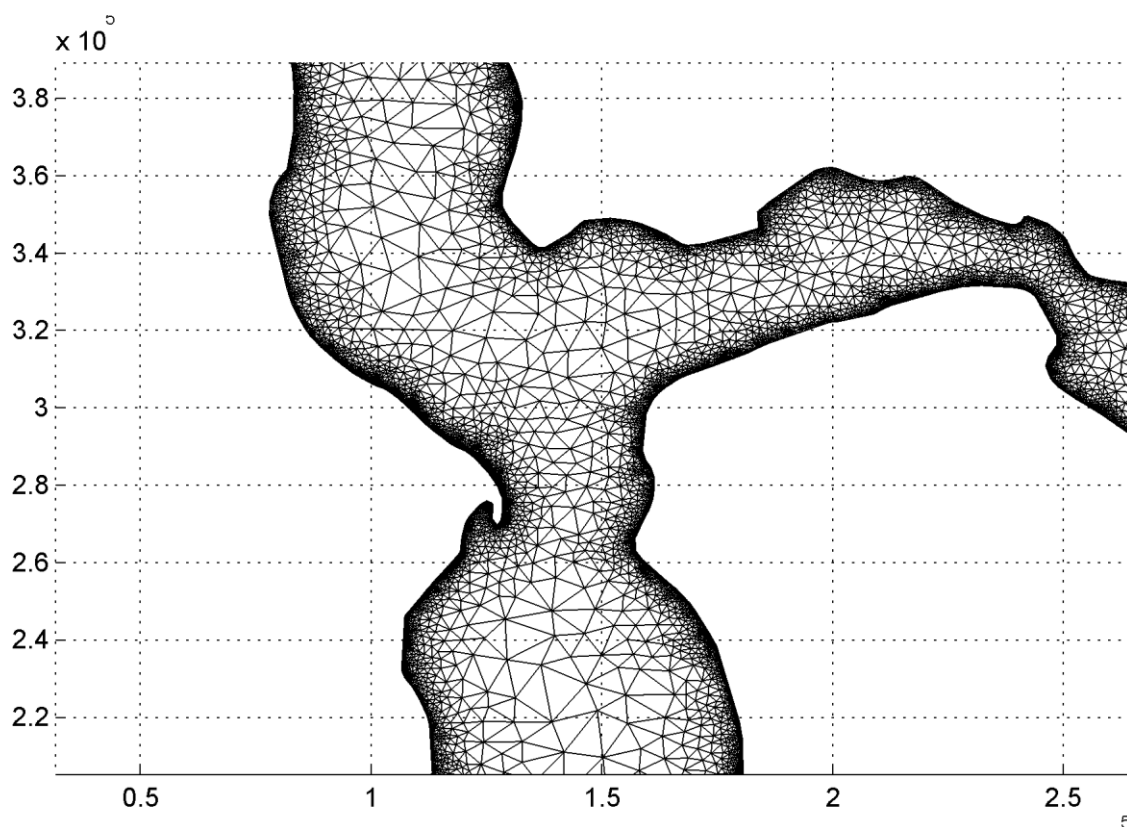


Рисунок 5.3.2 Триангуляционная сеть в приближенном режиме просмотра

Полученная сетка имеет ячейки с наименьшим размером - 67.08437 м, и наибольшим - 11353.95312 м.

Необходимо подробнее описать файл `triangle.shar`, который и обеспечивает генерацию сетки в данной программе.

По умолчанию поведение программы Triangle таково, что происходит поиск триангуляции Делоне из набора вершин. Вершины необходимо хранить в файлах с расширением `.node` и `.ele`, например, если хотим построить сетку в виде спирали, то сохраняем файл таким образом: `spiral.node`. Команда будет выглядеть так: `triangle spiral`. Далее происходит генерация триангуляции Делоне.

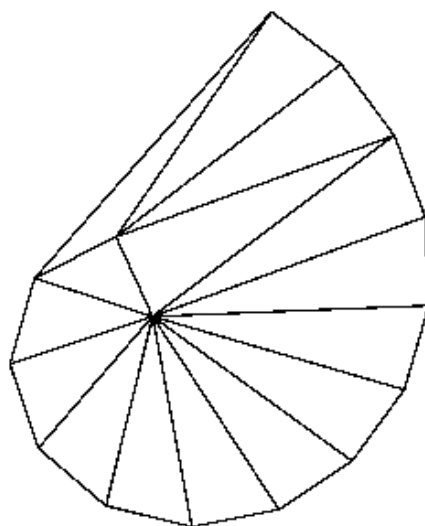


Рисунок 5.3.3 Пример генерации триангуляционной сетки в виде спирали

Таким образом, можно построить сплошную сетку для дальнейших расчетов. Но часто возникает необходимость осуществлять «вырезание» из сетки островов или других препятствий, либо наоборот, необходимо сделать сетку гуще, для более точного повторения очертания берегов. Для этого входные файлы должны иметь ограничения по сетке, но также с использованием дополнительных команд – «переключателей», таких как `-q`, `-a` или `-u`, можно устанавливать ограничения на углы размеры треугольника сетки.

Пример:

а) triangle spiral

б) triangle `-q` spiral

в) triangle `-q32.5` spiral

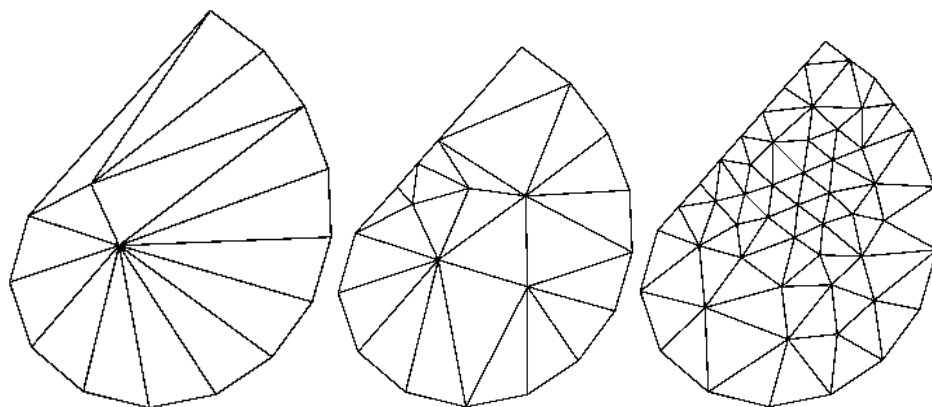


Рисунок 5.3.4 Триангуляция Делоне с ячейками разного размера

6 Результаты расчетов модели SWAN на июль 2016 года

В ходе работы были рассчитаны характеристики волн на июль 2016 года. Результаты расчета приведены ниже: значительные высоты волн, средние длины и средние периоды волн.

1. Анализ результатов моделирования по всей акватории Обской губы и Тазовской губы

На рисунке 6.1 представлены значения высот волн на 01.07.2016. Наблюдается нагон воды к южной части обеих акваторий. Максимальные значения высот волн, до 0,9 – 1 м, можно отметить в районе ниже мыса Каменный. Далее, от м. Каменного до п. Новый Порт, волны достигают 0.6-0.8 м. На севере Обской губы волны имеют величину от 0.4 и чем севернее, тем значения высот волн уменьшаются. Длины волн на этом участке достигают 16-18 м, а ближе к побережью от 10 до 14 м. В то же время периоды волн составляют 4 – 5 с.

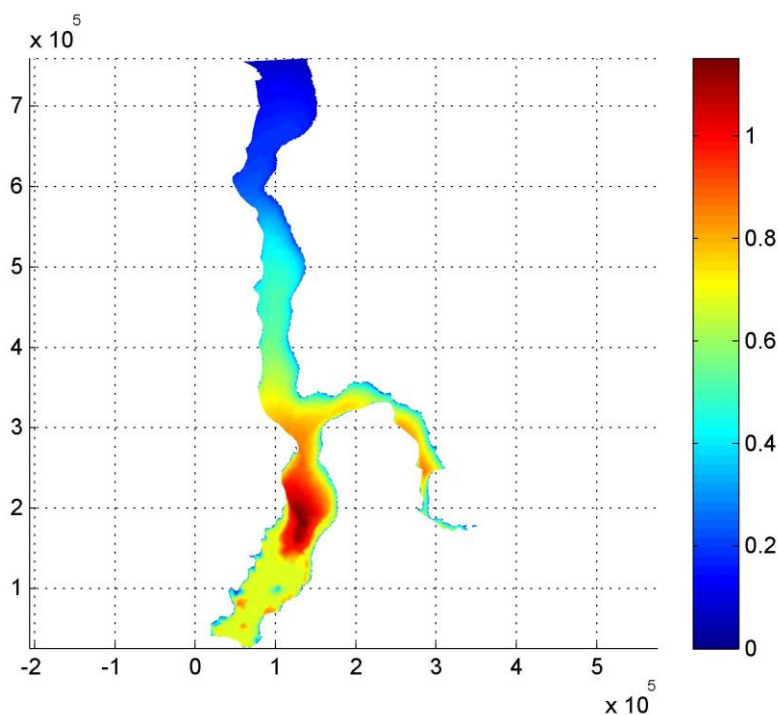


Рисунок 6.1 Высота волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на 01.07.2016

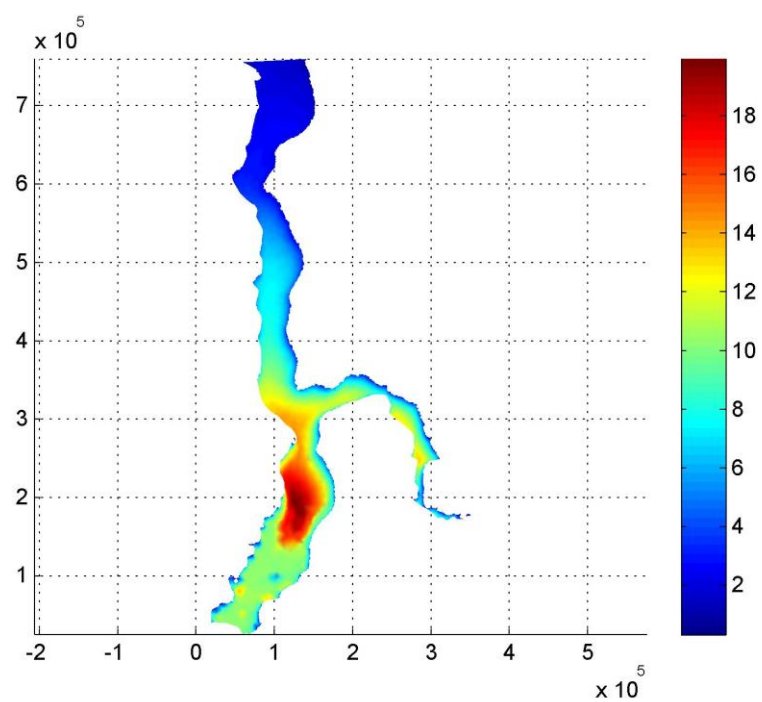


Рисунок 6.2 Длина волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
01.07.2016

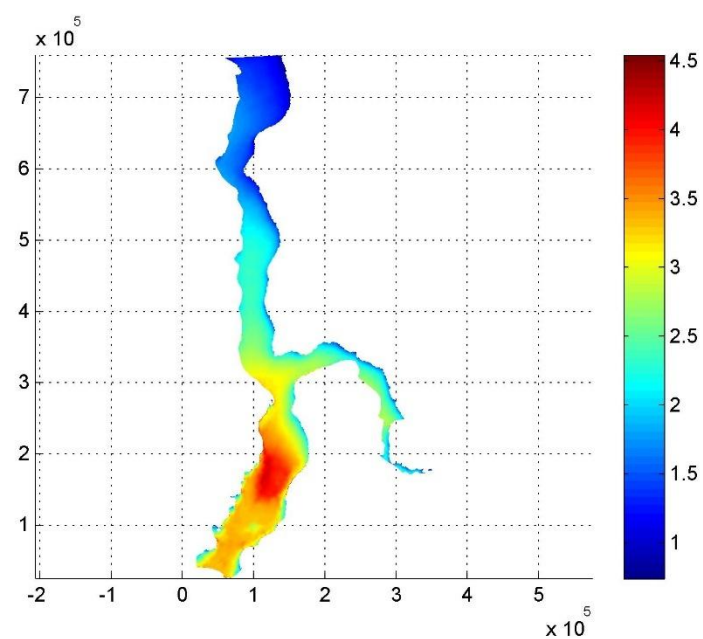


Рисунок 6.3 Период волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
01.07.2016

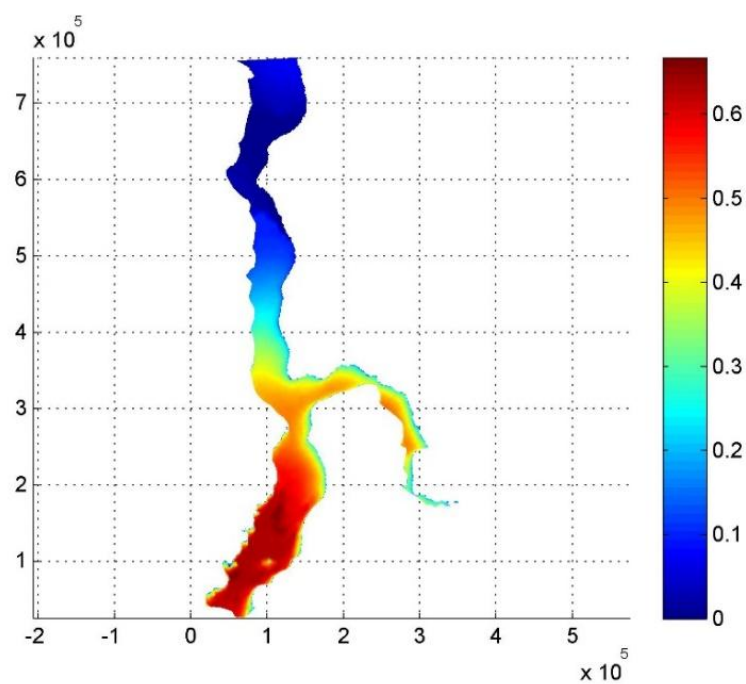


Рисунок 6.4 Высота волны на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
05.07.2016

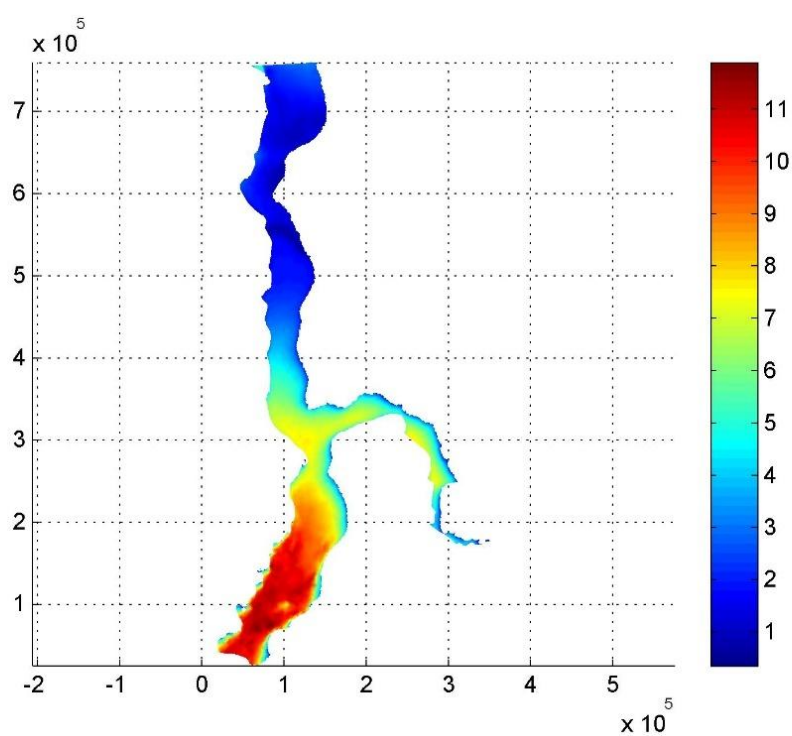


Рисунок 6.5 Длина волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
05.07.2016

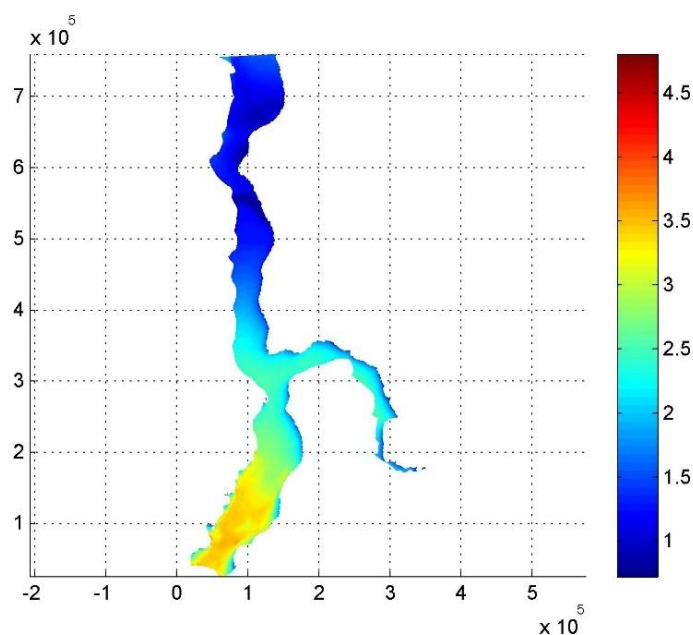


Рисунок 6.6 Период волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
05.07.2016

Через 4 дня, 05.07.2016, наблюдается более менее устоявшаяся картина: высота волн достигает 0.6 м в южных частях Обской и Тазовской губ, а на севере ситуация остается не изменчивой, высоты волн имеют не высокие значения от 0.1 до 0.3 м; длина волн в южной центральной части акватории достигает 9-11 м, средний период волн от 3- 5 с.

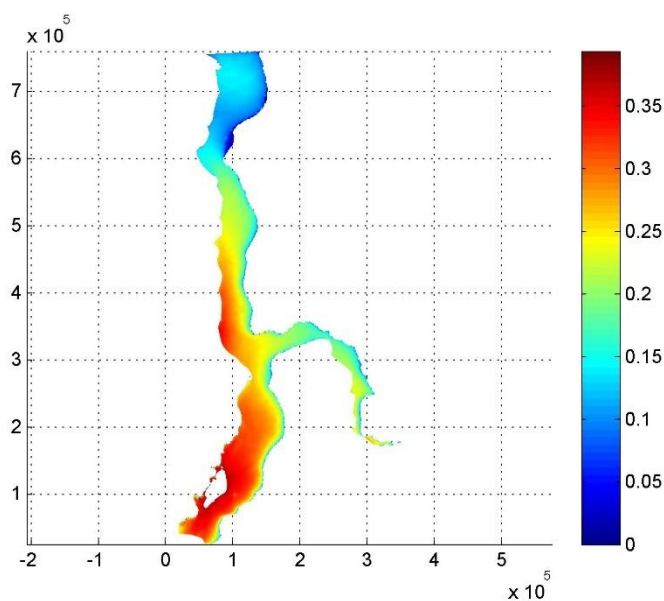


Рисунок 6.7 Высота волны на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
06.07.2016

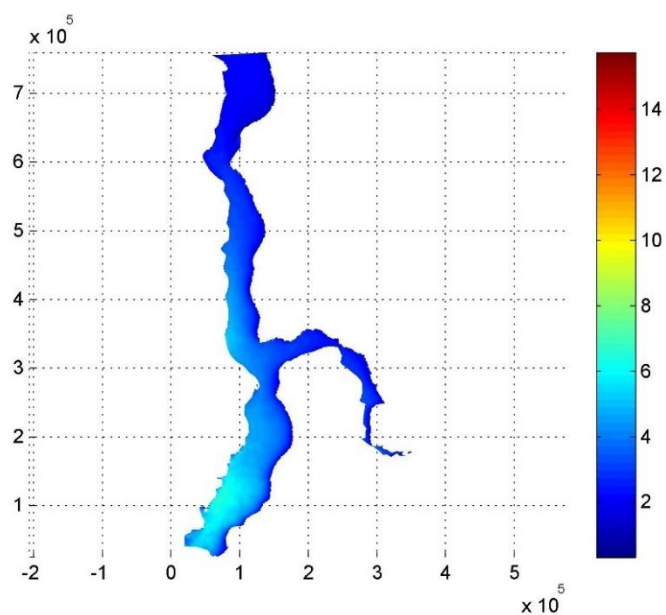


Рисунок 6.8 Длина волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
06.07.2016

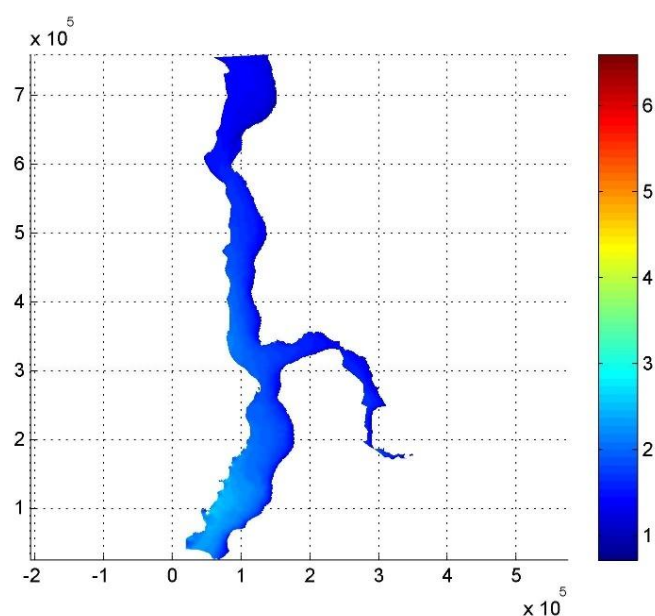


Рисунок 6.9 Период волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
06.07.2016

На рисунках 6.7, 6.8, 6.9 представлен результат расчета высот, длин и периодов волн на 06.07.2016 года. Отмечается, что за 12 часов меняется характер волнения, логично, из-за изменения направления ветра. Наиболее высокие волны наблюдаются в южной части Обской губы, а также у ее западного побережья; высоты волн в Тазовской губе еще более ослабевают,

достигая всего 0.2 м. Величины длин волн по всей акватории составляют около 5-8 м, возрастая к южной части Обской губы, а с значениями среднего периода волн наблюдается аналогичная картина.

До 10.07.2016 характер волнения остается прежним. Посмотрим дальнейшие изменения.

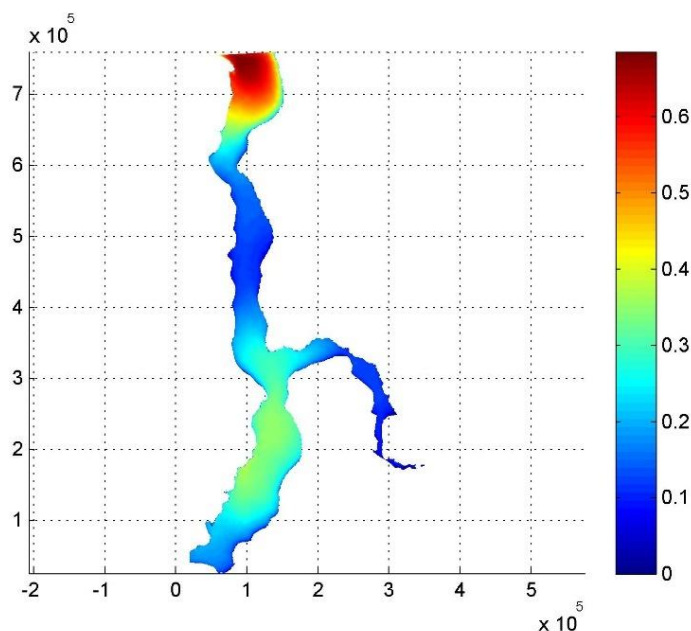


Рисунок 6.10 Высота волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на 10.07.2016

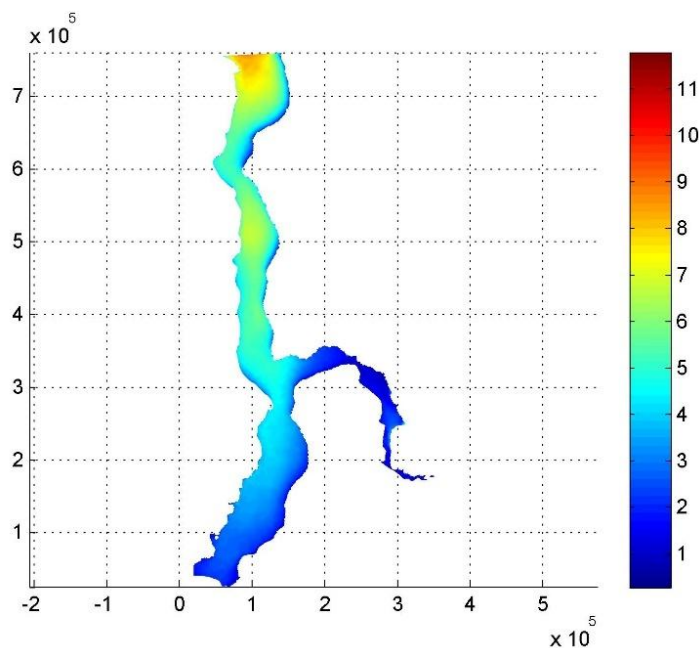


Рисунок 6.11 Длина волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на 10.07.2016

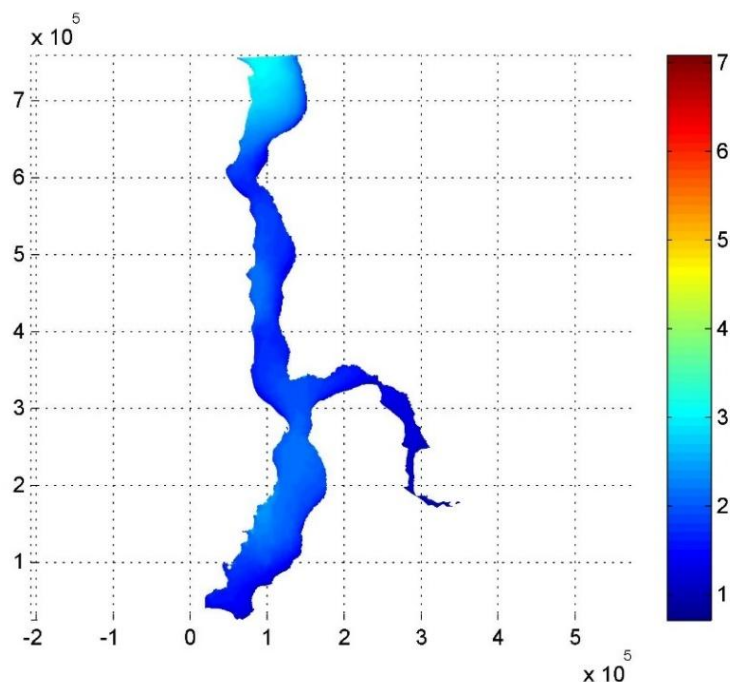


Рисунок 6.12 Период волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на 10.07.2016

К 10.07.2016 наблюдается следующая картина: высоты волн достигают значений от 0.6 - 0.7 м в северной части Обской губы, 0.3-0.5 в центральной части акваторий губы, а также в области «входа» в Тазовскую губу; длины волн, соответственно, сохраняют высокие значения в северной части – 10-11 м, но в то же время в рассматриваемой части Обской губы отмечаются невысокие периоды волн – 3-4 с. В центральной и южной частях Обской губы значения длин составляет не более 6 м, а периодов 2.5 с. Тазовская губа не отличается повышенными значениями рассматриваемых характеристик ветрового волнения.

Спустя 4 дня, 15.07.2016, ветер снова меняет свой характер движения, а за ним, естественно, и волнение. На рис. 6.4 можно увидеть, что по всей акватории Обской и Тазовской губы, за исключением ее южной части, наблюдается высота волн от 0.6-0.8 м, причем с большим нагоном воды к западу. Изменение длин волны и периодов аналогична динамике высот волн.

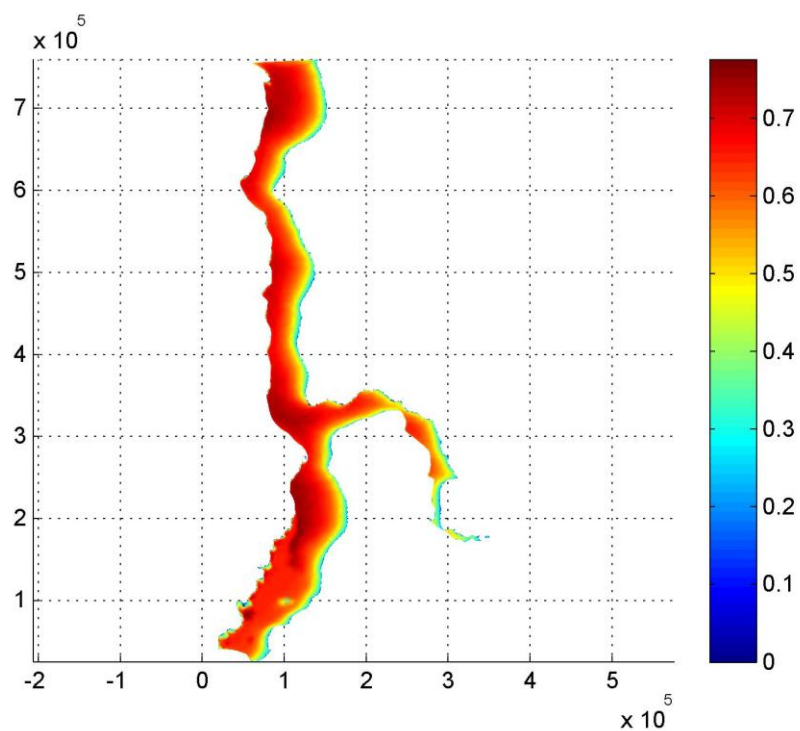


Рисунок 6.13 Высота волны на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
15.07.2016

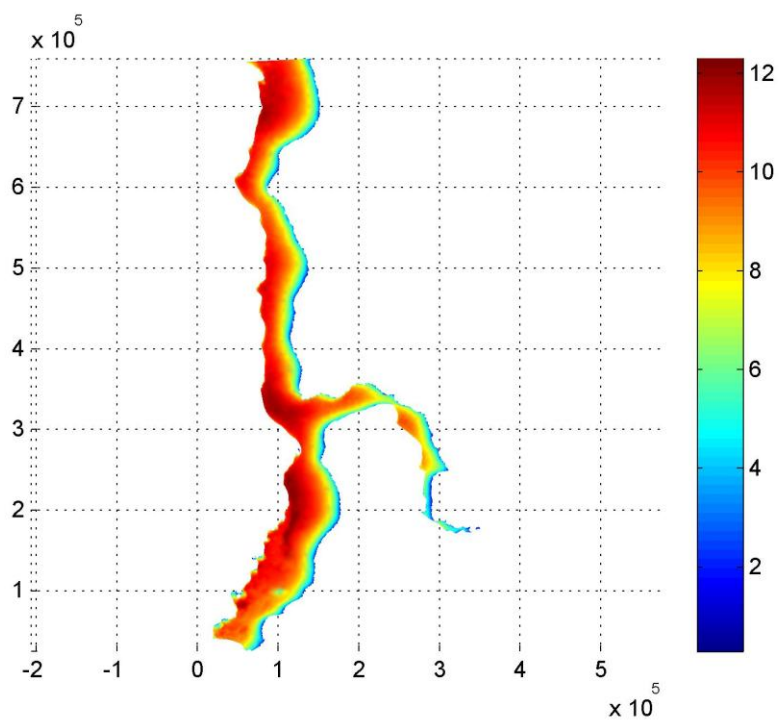


Рисунок 6.14 Длина волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
15.07.2016

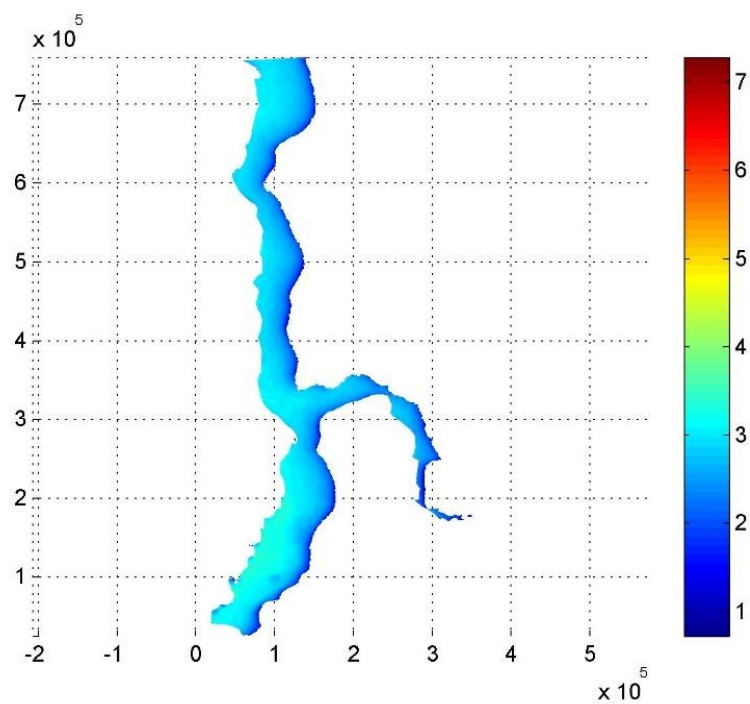


Рисунок 6.15 Период волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
15.07.2016

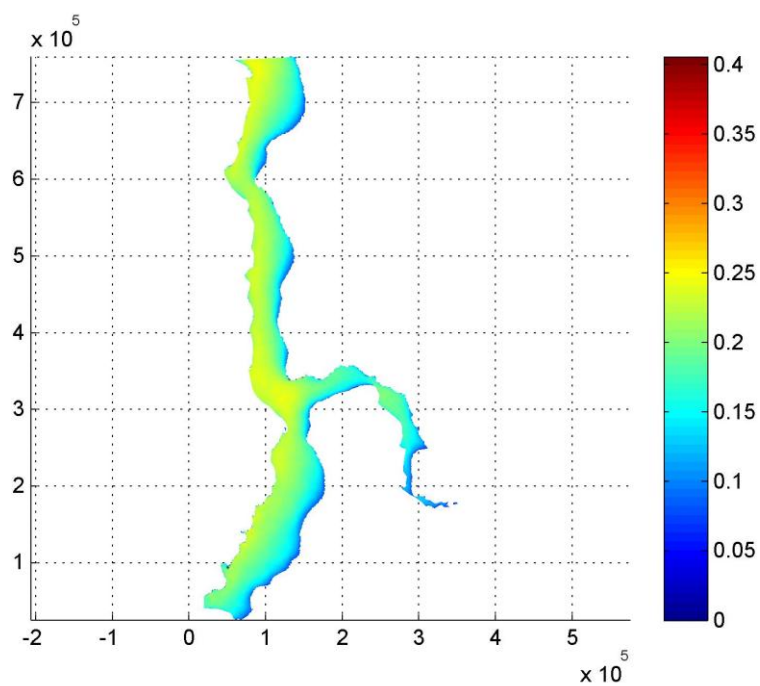


Рисунок 6.16 Высота волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
17.07.2016

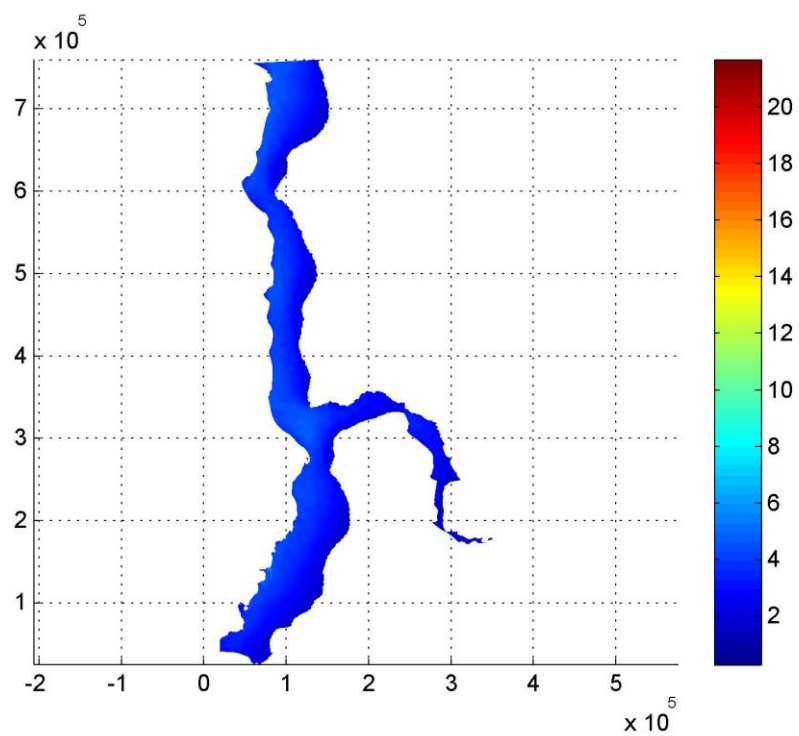


Рисунок 6.17 Длина волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
17.07.2016

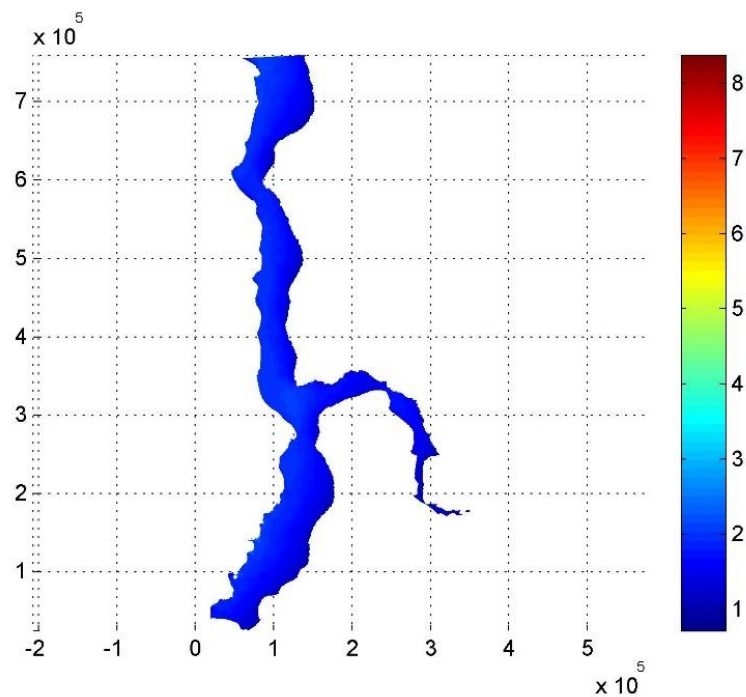


Рисунок 6.18 Период волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на
17.07.2016

В течение двух дней, до 17.07.2016 держится вышеописанный характер волнения, после чего ветер ослабевает, и волны достигают всего 0.2-0.3 м по высоте, 5-6 м по длине и 2.5 - 4 с в периоде на акваториях Обской и Тазовской губ.

Наблюдаемая «спокойная» ситуация продолжается до 29.07.2016 года, после чего волны беспрепятственно набирают высоту, достигая 0.5-0.6 м по всей акватории Обской губы с уклоном на восточное побережье, и Тазовской губы с большим нагоном на западную и южную части акватории. Максимальных значений высот, длин и периодов волны имеют в юго-восточной части Обской губы. Длина в той области достигает 10 м, а период 3.5 – 4 с.

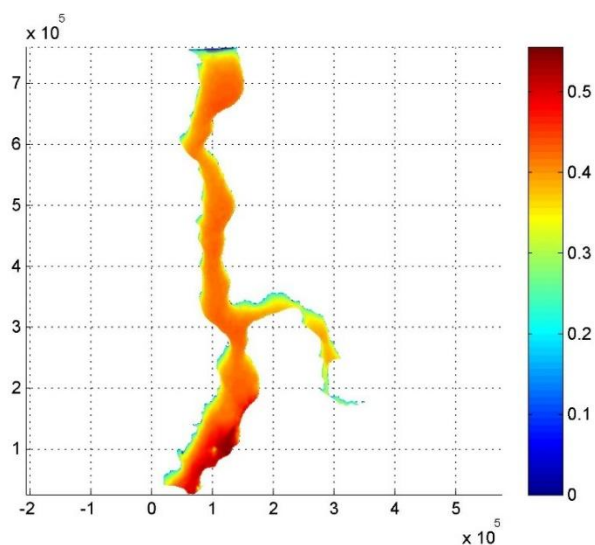


Рисунок 6.19 Высота волны на акваториях Обской губы и Тазовской губы на 30.07.2016

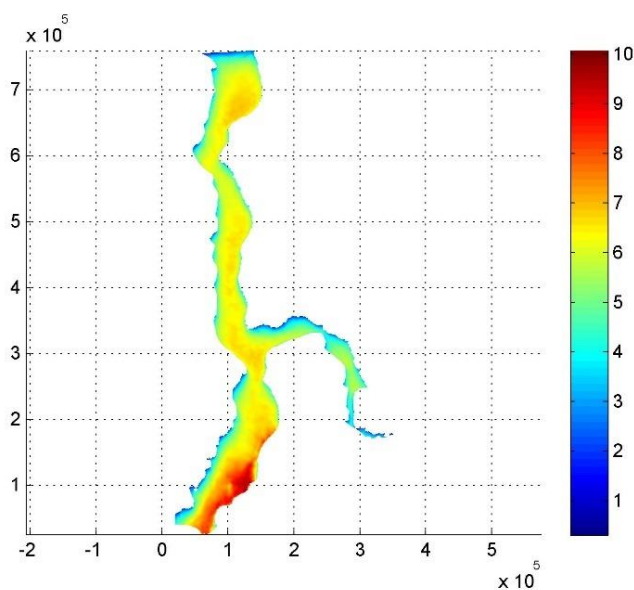


Рисунок 6.20 Длина волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на 30.07.2016

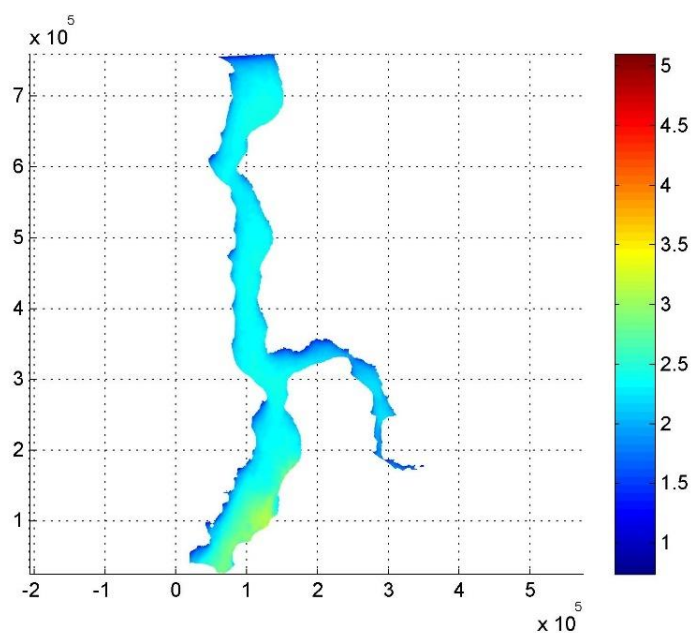


Рисунок 6.21 Период волн на акваториях Обской губы и Тазовской губы на 30.07.2016

Также в ходе работы была сделана запись рассчитанных величин характеристик ветровых волн на два участка: Каменномысское месторождение и Салмановское месторождение. Рассмотрим результаты.

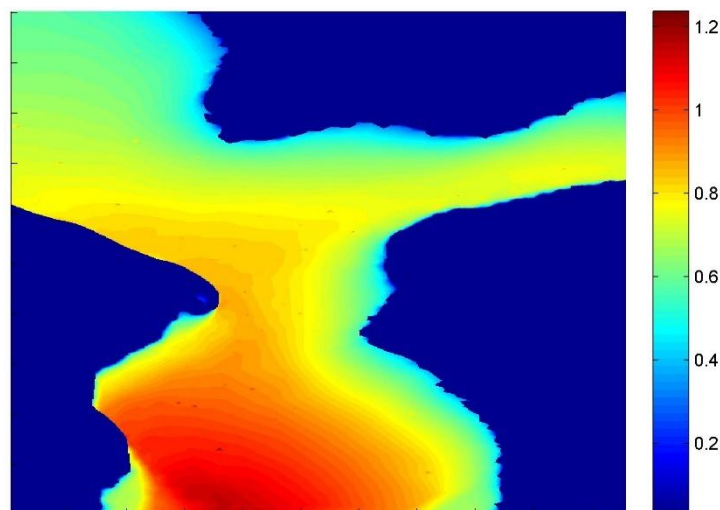


Рисунок 6.22 Высота волн на акватории Каменномысского месторождения на 01.07.2016

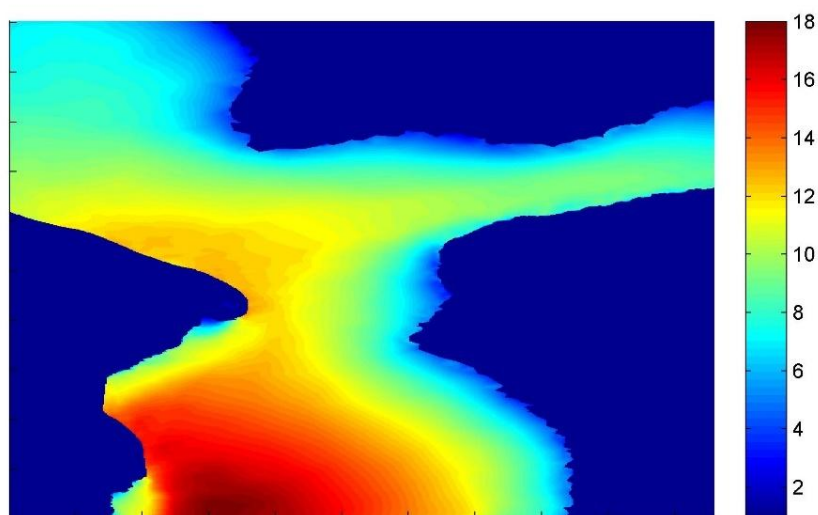


Рисунок 6.23 Длина волн на акватории Каменномысского месторождения на
01.07.2016

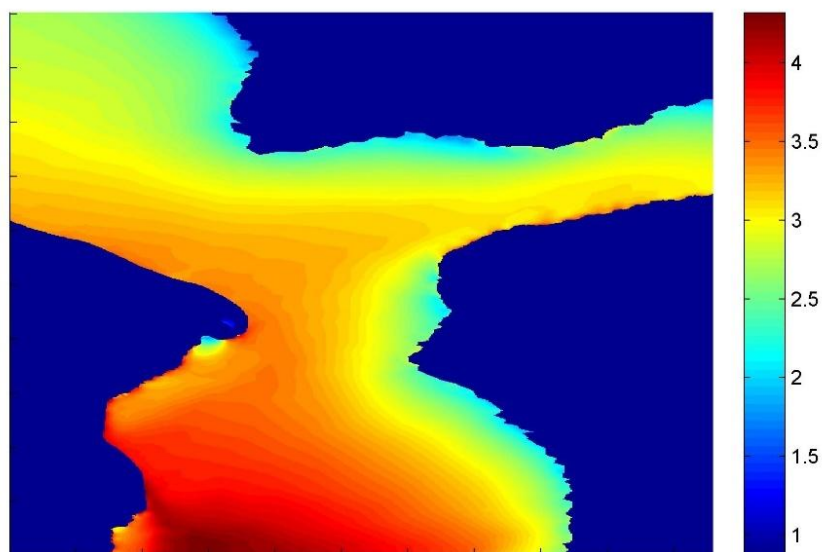


Рисунок 6.24 Период волн на акватории Каменномысского месторождения на
01.07.2016

По полученным рисункам 6.22, 6.23 и 6.24 можно сказать, что общая картина движения волн на начало месяца такова, что они распространяются с севера на юго-запад Обской губы, огибая м. Каменный. Максимальные значения высот и длин волн наблюдаются в южной части рассматриваемой

акватории, при этом, к побережью сохраняются немалые значения характеристик: высота достигает 1-го м в центральной юго-западной части акватории, длина волны 15-18 м, а период до 4 с. Около м. Каменный высота волн имеет значения от 0.6 – 0.8 м, в то время как длина от 9-11 м, а период 3-3.5 с. На входе в Тазовскую губу высота волн составляет около 0.7-0.8 м, длина 6-8 м, а период волн также 3-4 с.

Спустя некоторое время, 10.07.2016 (рис. 6.25, 6.26, 6.27) характер распространения волн обретает более спокойный характер, значения высот волн максимально 0.4 м на рассматриваемой акватории, длин волн 4-5 м, а периодов 2-2.5 с.

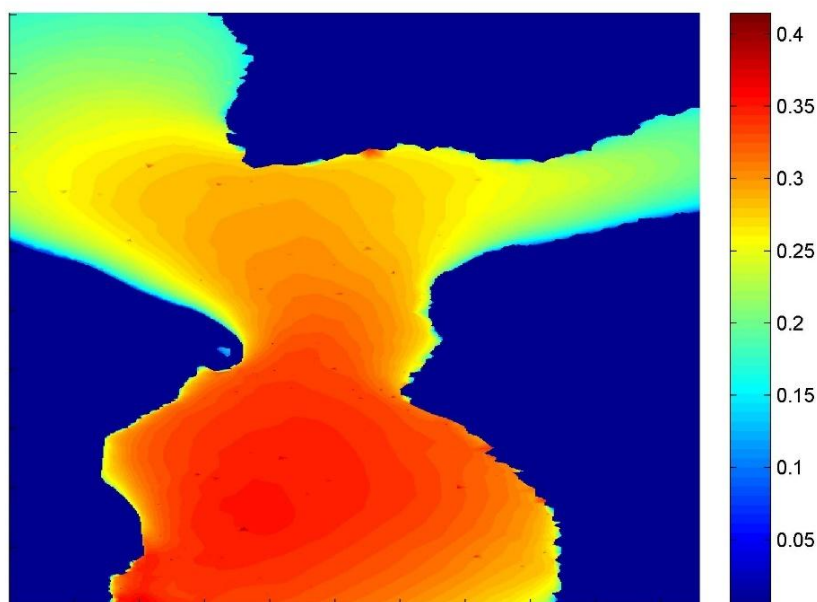


Рисунок 6.25 Высота волн на акватории Каменномысского месторождения на 10.07.2016

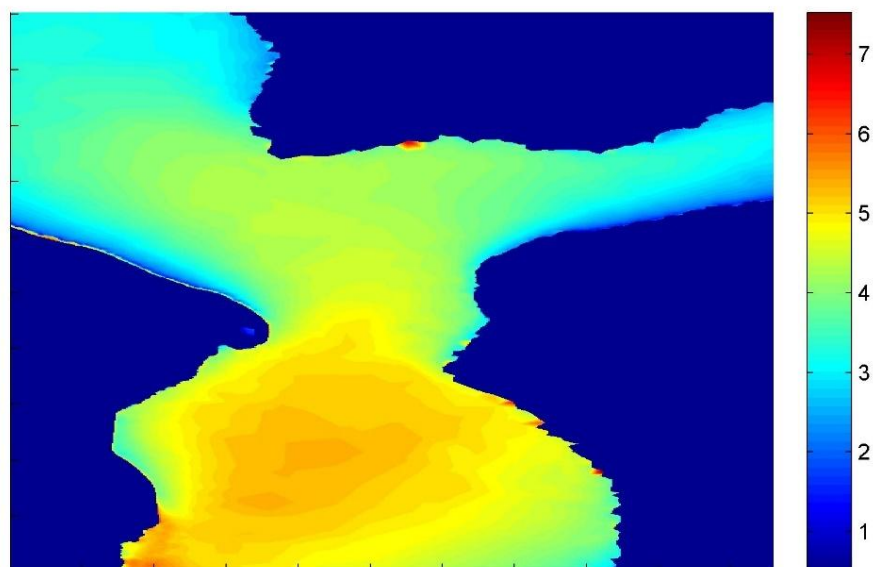


Рисунок 6.26 Длина волн на акватории Каменномысского месторождения на 10.07.2016

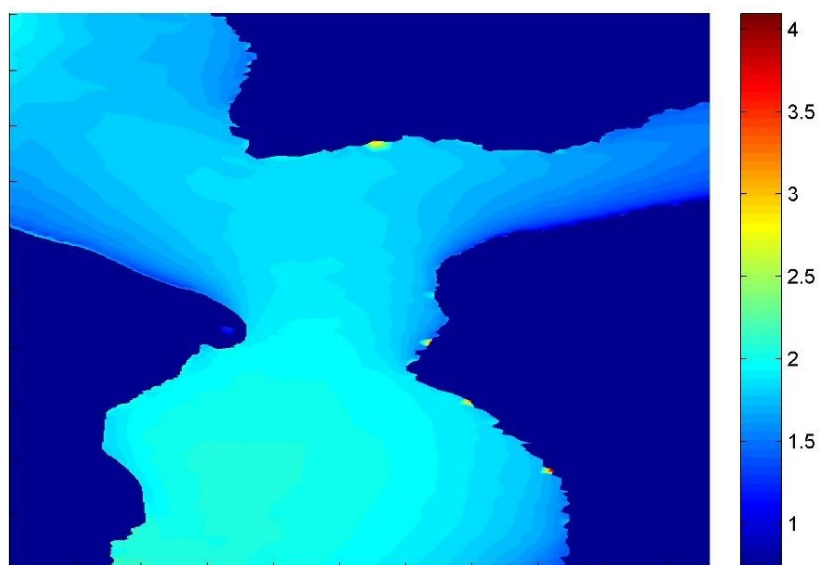


Рисунок 6.27 Период волн на акватории Каменномысского месторождения на 10.07.2016

На 17.07.2016 обстановка такова, что волнение ослабевает еще сильнее, высоты волн составляют от 0.2 – 0.25 м, длины волн от 4-5 м, а периоды 2-3 с.

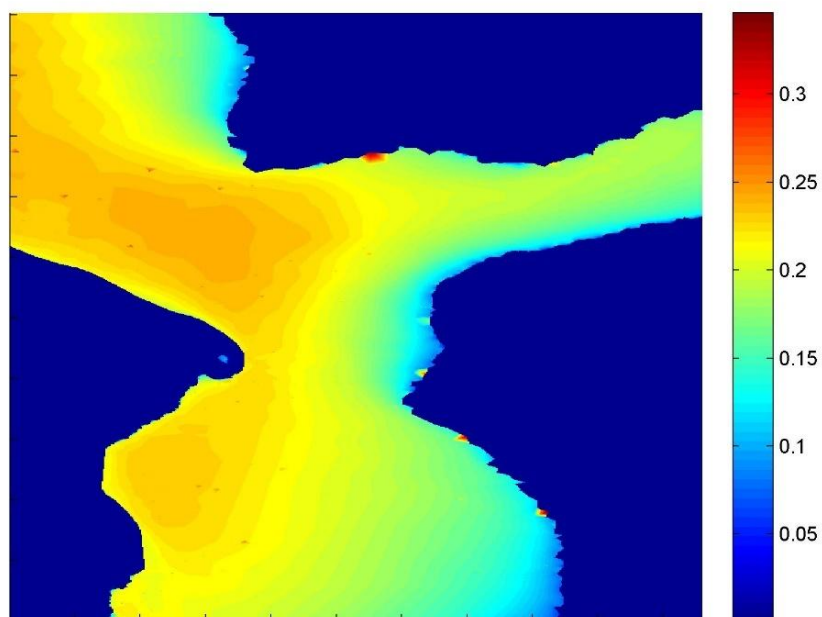


Рисунок 6.28 Высота волн на акватории Каменномысского месторождения на
17.07.2016

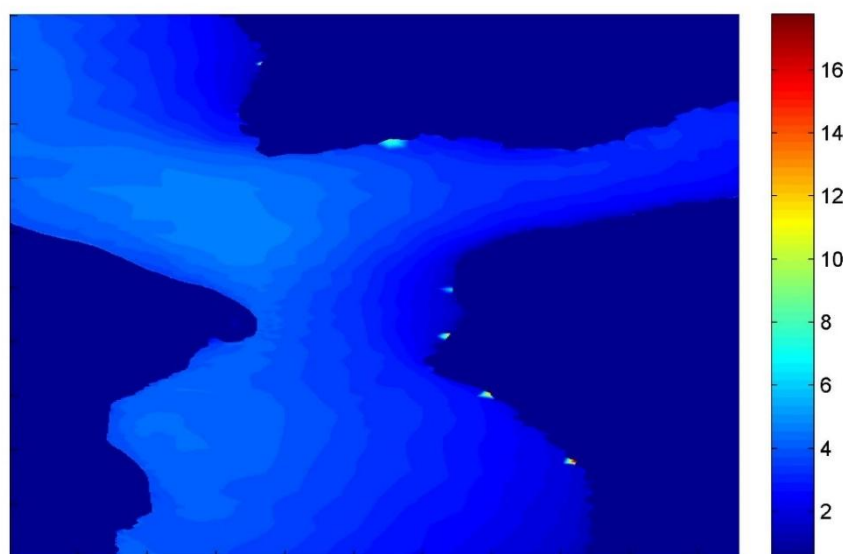


Рисунок 6.29 Длина волн на акватории Каменномысского месторождения на
17.07.2016

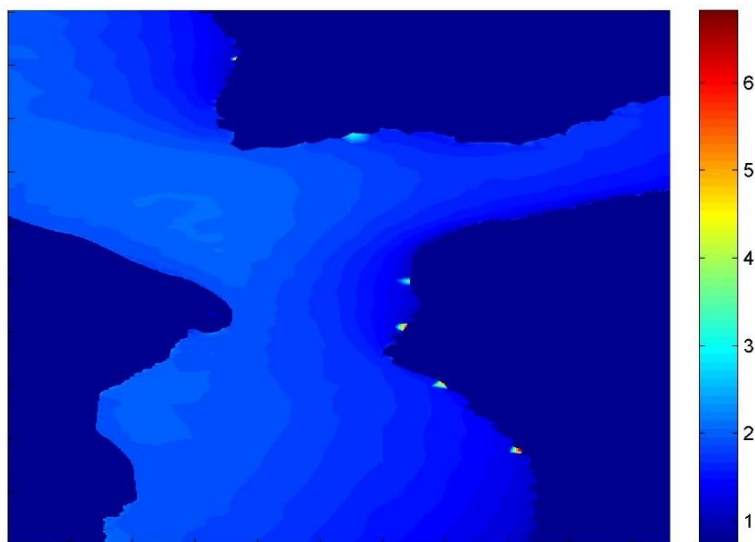


Рисунок 6.30 Период волн на акватории Каменномысского месторождения на
17.07.2016

Вышеописанный характер волнения в середине месяца сменяется усилением ветра к концу июля, и, соответственно, изменением режима волнения.

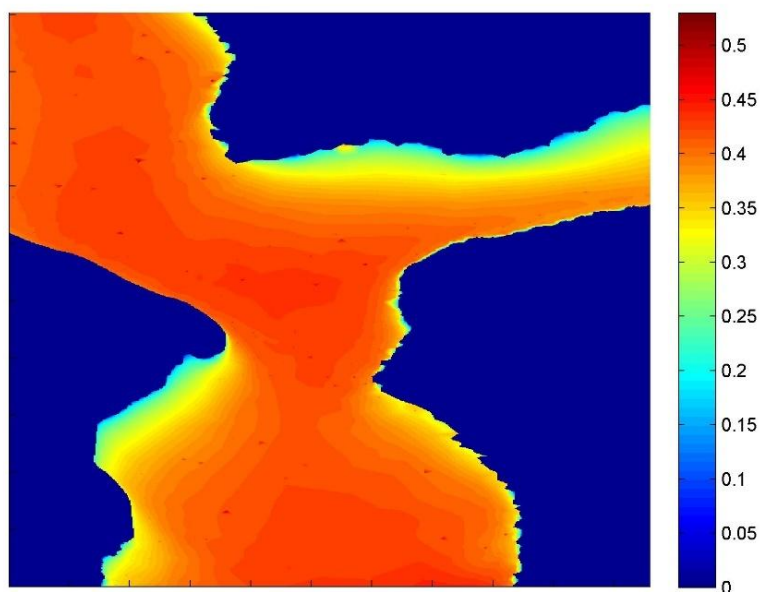


Рисунок 6.31 Высота волн на акватории Каменномысского месторождения на
30.07.2016

Высоты волн по всей области рассматриваемой части акватории Обской губы достигают 0.5 м, длины волн 6 – 7 м, а периоды: 2.5- 3 с. (рис. 6.31, 6.32, 6.33)

Также можно отметить, что волны с высотой 0.5 м беспрепятственно подходят к северной части м. Каменный, что, соответственно, представляет опасность для прибрежных участков.

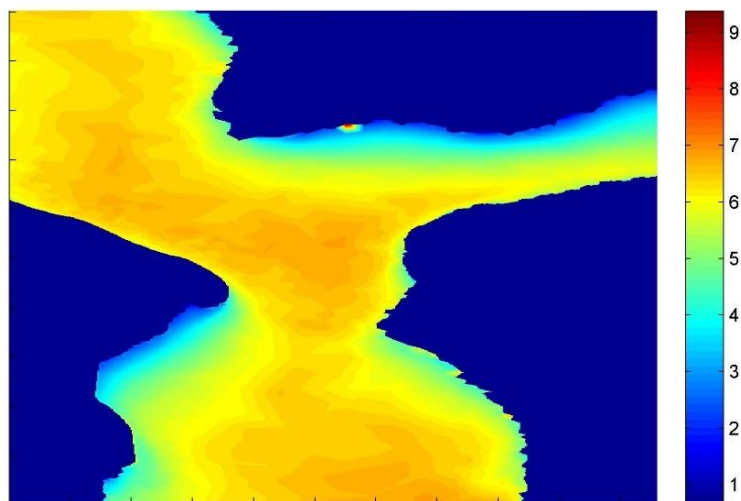


Рисунок 6.32 Длина волн на акватории Каменномысского месторождения на 30.07.2016

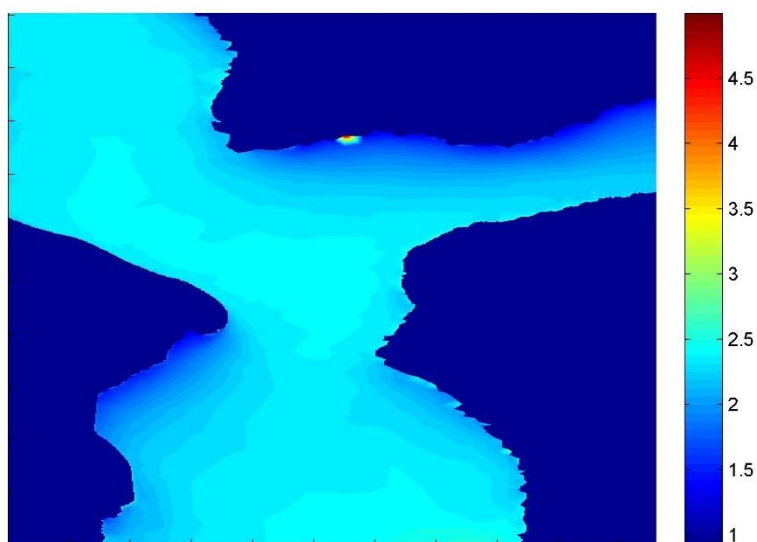


Рисунок 6.33 Период волн на акватории Каменномысского месторождения на 30.07.2016

Перейдем к анализу изменения характеристик ветрового волнения на акватории Салмановского месторождения.

К 1-му июля значения высот волн составляют 20-30 см, длины волн от 4 до 6, а периодов 2-3 с, постепенно увеличиваясь к юго-западу, что соответствует общей динамике характеристик волн, рассмотренной в анализе выше.

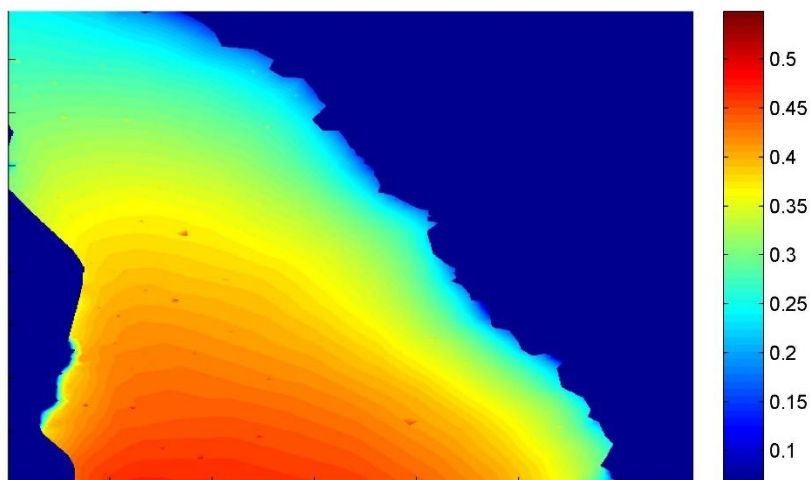


Рисунок 6.34 Высота волн на акватории Салмановского месторождения на
01.07.2016

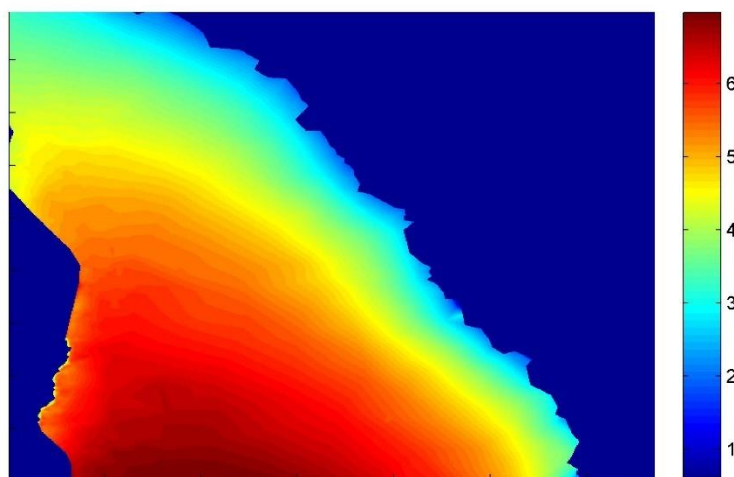


Рисунок 6.35 Длина волн на акватории Салмановского месторождения на
01.07.2016

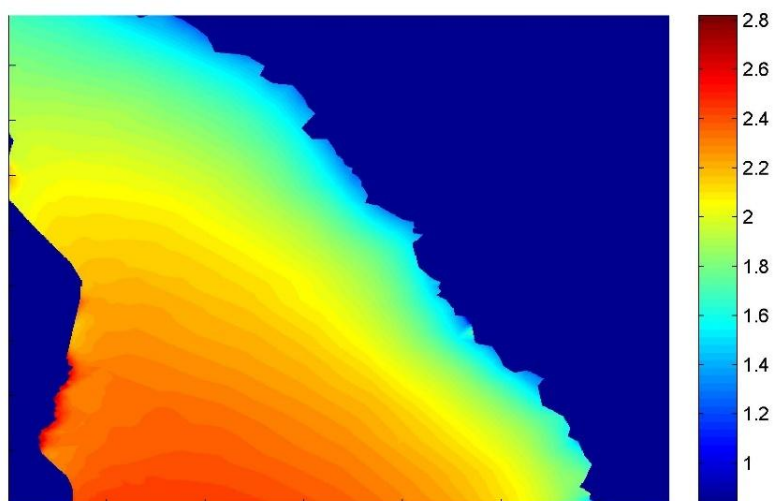


Рисунок 6.36 Период волн на акватории Салмановского месторождения на
01.07.2016

К 10.07.2016 вся область Салмановского месторождения покрывается волнами с высотами до 0.4 м в центральной части, постепенно понижаясь к побережью до 0.3 м. Длины волн достигают 5-6 метров по всей области, в то время как, периоды 2-2.5 с, следовательно, мы имеем частые волны с средней высотой волны 0.4 м.

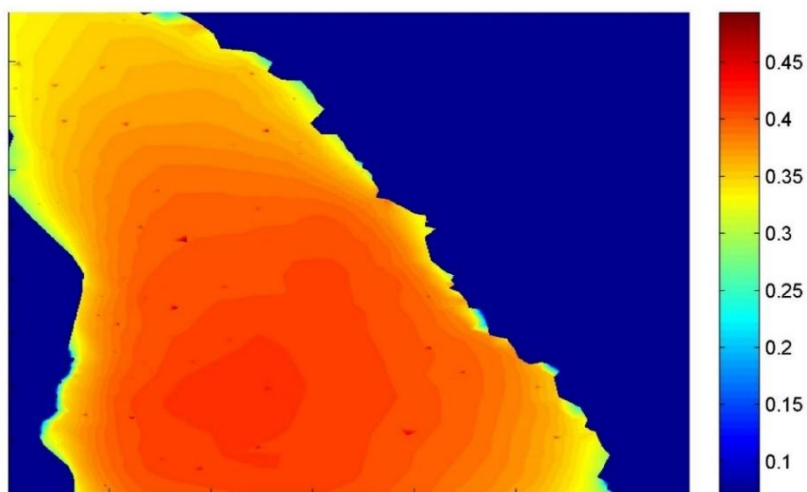


Рисунок 6.37 Высота волн на акватории Салмановского месторождения на
10.07.2016

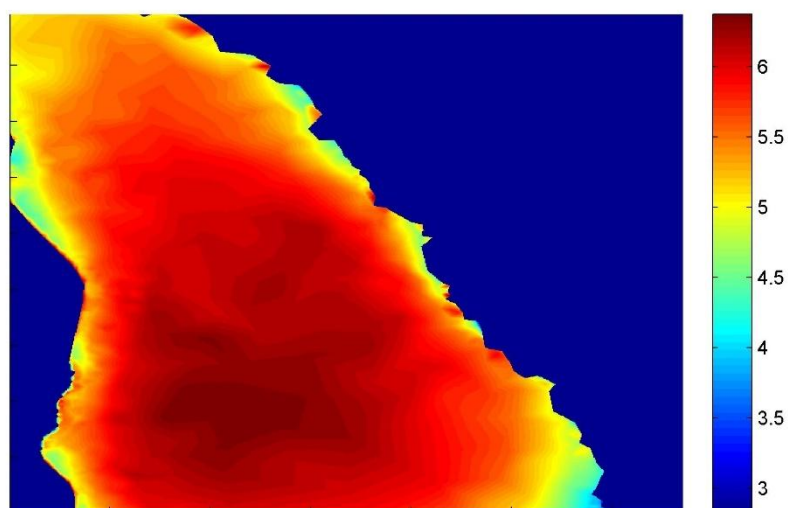


Рисунок 6.38 Длина волн на акватории Салмановского месторождения на
10.07.2016

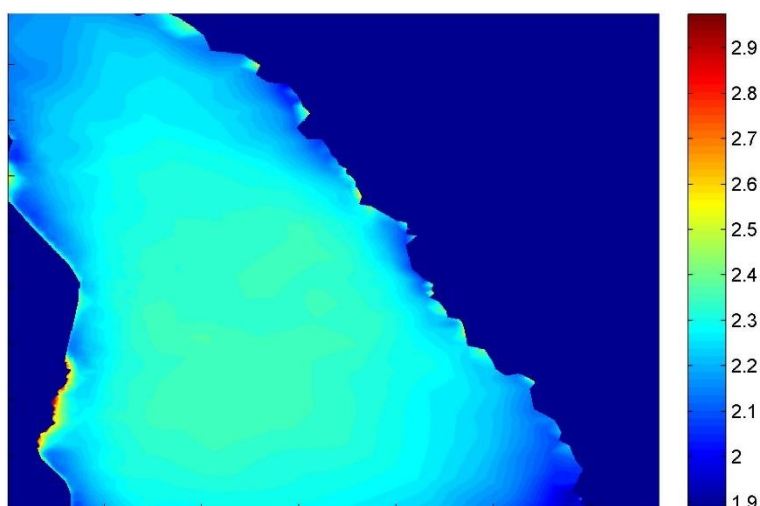


Рисунок 6.39 Период волн на акватории Салмановского месторождения на
10.07.2016

Спустя некоторое время, к 17.07.2016 происходит смена направления ветра на восточное, а, следовательно, и изменение характера распространения волн. На рисунках 6.40, 6.41, 6.42 можно увидеть, что максимальные значения высот, длин волн наблюдаются у западного побережья Обской губы, достигая

при этом 0.7 – 0.8 м по высоте, и 3-3.5 по длине. Таким образом, отмечаются короткие и высокие волны с довольно маленьким периодом.

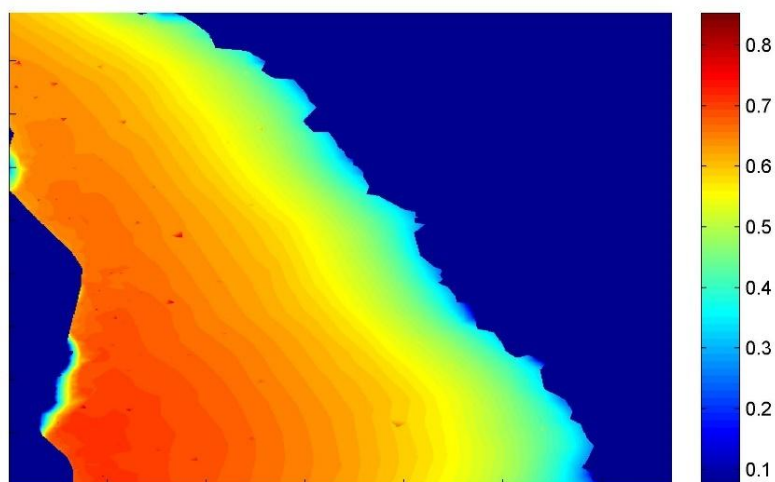


Рисунок 6.40 Высота волн на акватории Салмановского месторождения на
17.07.2016

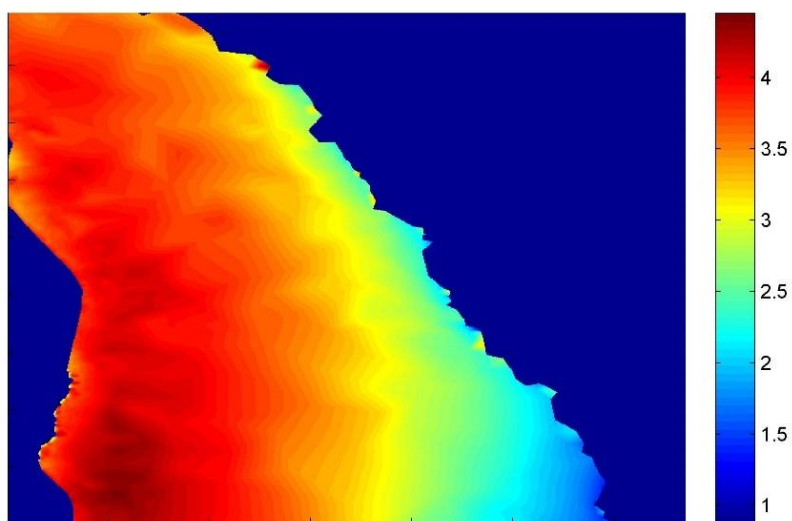


Рисунок 6.41 Длина волн на акватории Салмановского месторождения на
17.07.2016

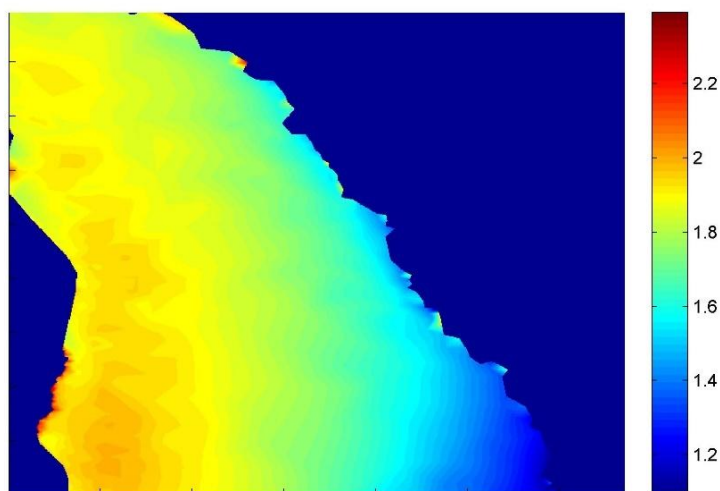


Рисунок 6.42 Период волн на акватории Салмановского месторождения на
17.07.2016

Наблюдаемый выше восточный ветер с высокими скоростями и нагон воды на западное побережье продолжается некоторое время, после чего, к концу месяца, сменяется более слабыми скоростями ветра. Высоты волн достигают 0.45 м в центральной части рассматриваемого участка Обской губы, в то время как, длины волн – 5 – 6.5 м, а периоды от 2 до 2.6 с

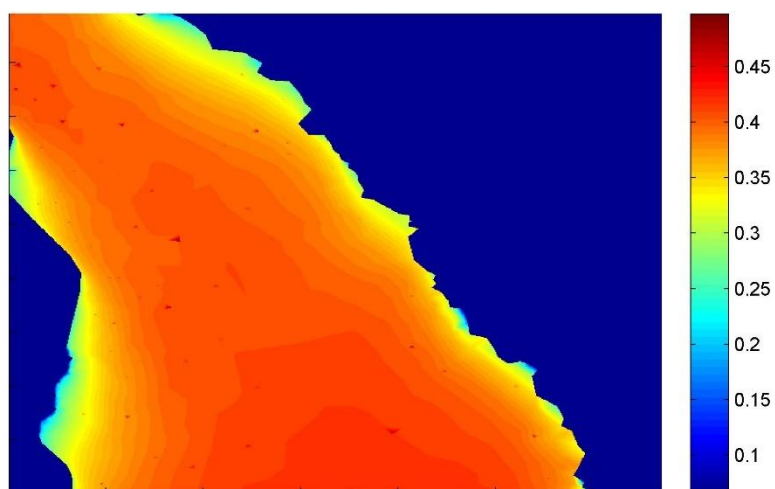


Рисунок 6.43 Высота волн на акватории Салмановского месторождения на
30.07.2016

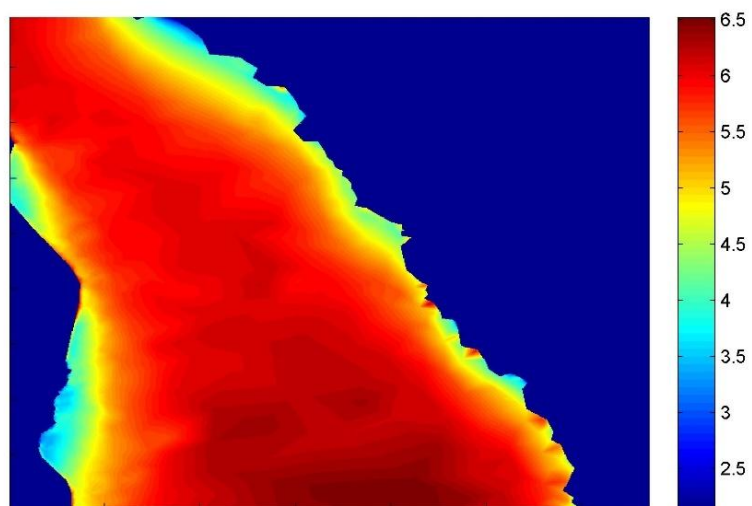


Рисунок 6.44 Длина волн на акватории Салмановского месторождения на
30.07.2016

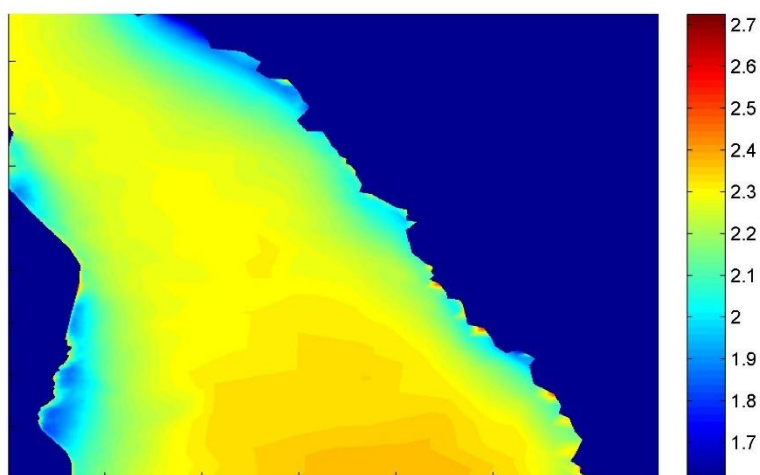


Рисунок 6.45 Период волн на акватории Салмановского месторождения на
30.07.2016

В ходе работы была построена роза ветров за июль 2016 года (рис. 6.46). Полученная картина распространения ветрового волнения на акваториях Обской и Тазовской губ за период июля 2016 года соответствует направлению ветра. Можно сказать, что в течение рассматриваемого периода ветер достаточно резко изменялся. Если в начале июля преобладал ветер северного направления, к 6-му числу он менял резко направление на юго-юго-западное, к 15-му числу июля наблюдался ветер восточного направления, и отмечался нагон воды у западного побережья Обской губы и у юго-западного Тазовской губы. К концу месяца, наоборот, преобладал ветер западных направлений, и более высокие волны проявлялись у восточного побережья акватории Обской губы.

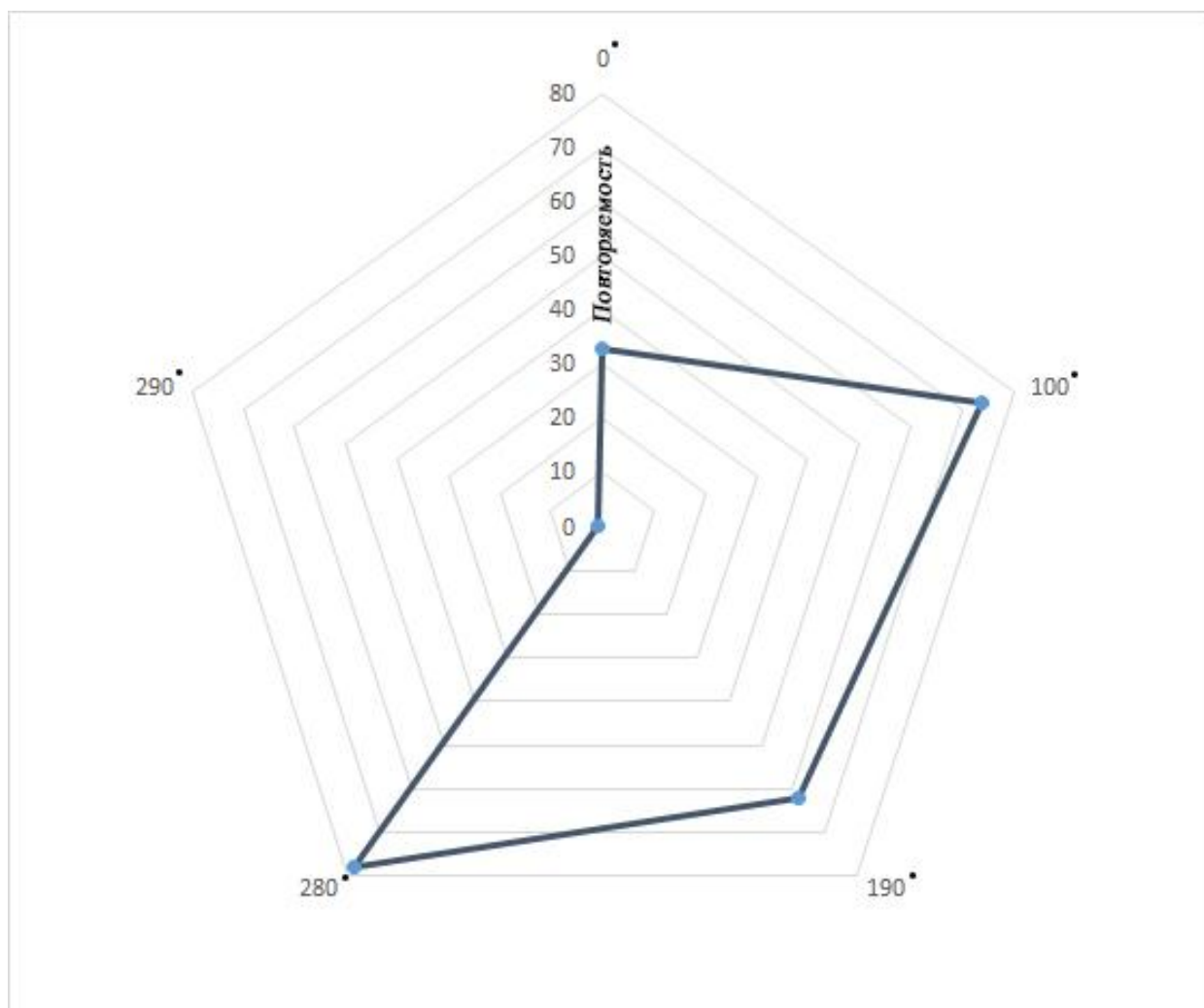


Рисунок 6.46 Роза ветров

2. Сравнение результатов расчета и натурных данных

Также для более полного анализа изменения высот волн в течение июля 2016 года было проведено сравнение натурных данных уровня воды и результатов расчета высоты волн на акватории Салмановского месторождения в двух точках. Натурные данные получены в ходе проведения инженерных изысканий на акватории Салмановского месторождения. В течение года, с лета 2015 и до лета 2016, в двух точках (рис. 6.47) данного участка Обской губы стояли 2 АДС (Автоматические Донные Станции), прибором которых является акустический доплеровский профилограф течений и волнения AWAC AST 600 kHz.

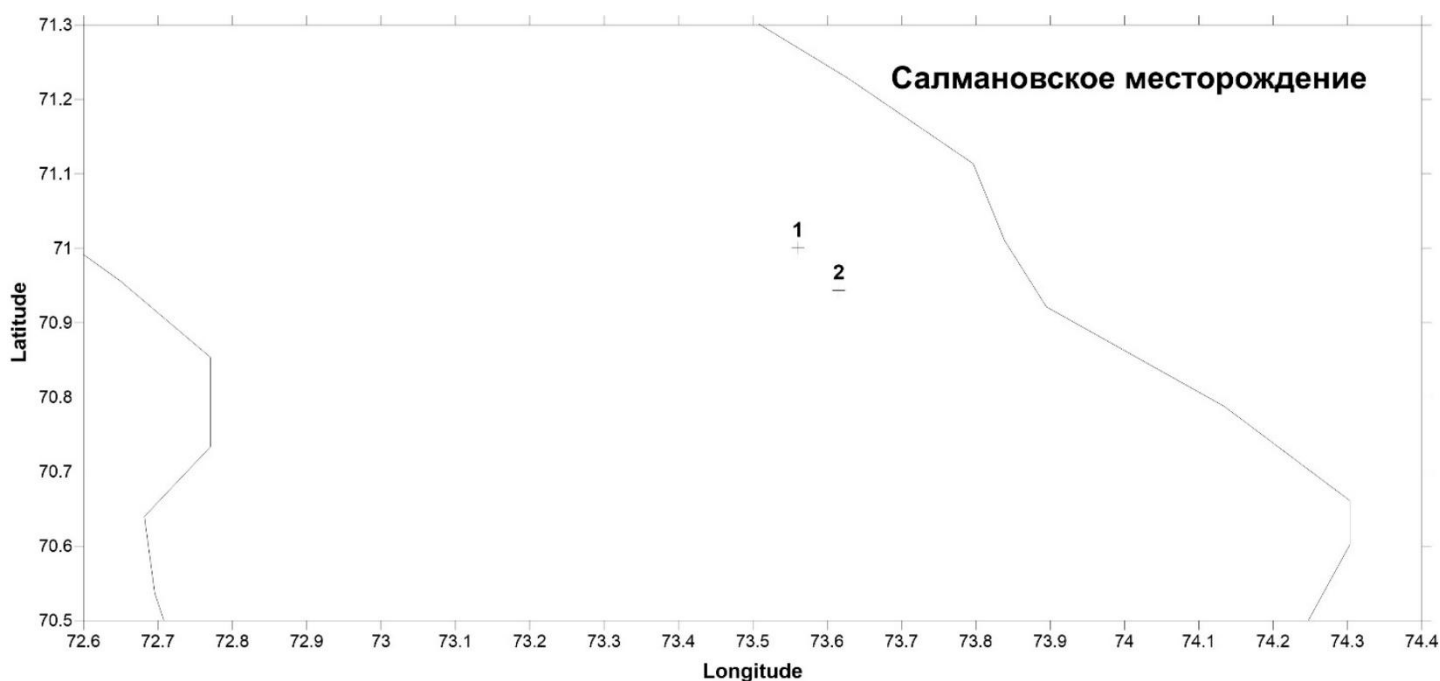


Рисунок 6.47 Карта точек АДС на акватории Салмановского месторождения

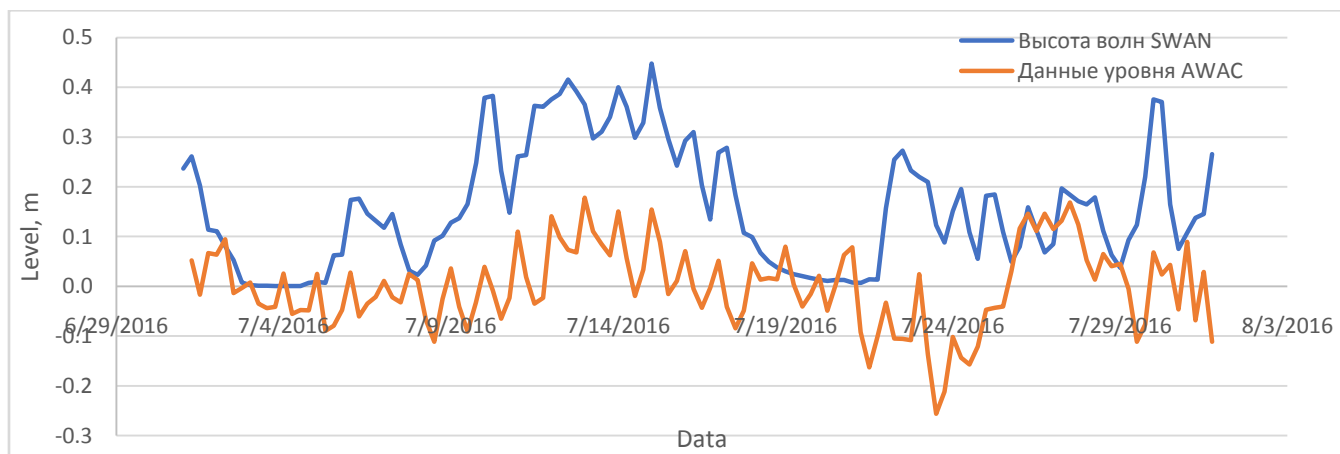


Рисунок 6.48 Динамика уровня моря (AWAC) высот волн (SWAN) в точке 73.56 в.д. 71.01 с.ш. (1) в июле 2016 года

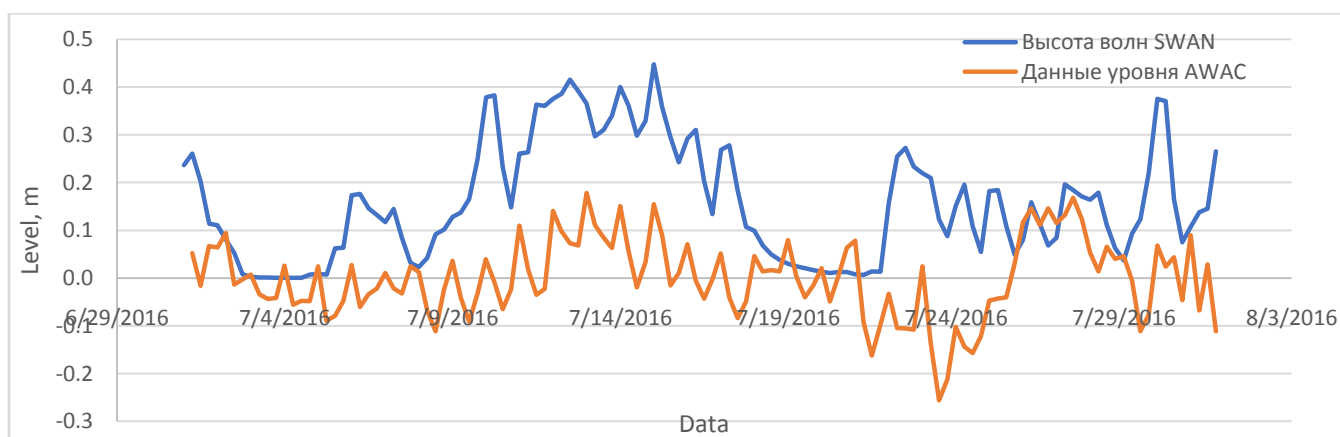


Рисунок 6.49 Динамика уровня моря (AWAC) и высот волн (SWAN) в точке 73.62 в.д. 70.94 с.ш.(2) в июле 2016 года

В ходе работы был проведен гармонический анализ натурных данных уровня моря в двух точках акватории Салмановского месторождения, удалены полусуточные приливные гармоники. После статистической обработки были построены рисунки 6.48 и 6.49. По результатам видно, что полученные модельные значения высоты волны неплохо повторяют общую нагонную динамику уровня, но по значениям наблюдается превышение в среднем в 0.3 м. Отмечается, что результаты по модели имеют слишком сглаженный характер, что может быть связано с плохими по качеству данными батиметрии, полученными с источника GEBCO с достаточно большим шагом

по пространству – 922 м, ведь в данном случае рассматривается мелководная акватория, у побережья глубины составляют 0.5 - 1 м.

3. Анализ чувствительности модели SWAN к изменению внутреннего параметра

Одной из главных целей работы было рассмотреть, как будут меняться характеристики ветрового волнения при вариации коэффициента придонного трения C_d . Было проведено три расчета с $C_d=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$ (коэффициент «по умолчанию»), $C_d=0.1 \text{ м}^2/\text{с}^3$ и $C_d=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$. Более наглядные изменения отмечались при $C_d=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$.

При построении полей характеристик ветрового волнения разница между значениями недостаточно видна, таким образом, было решено построить временные изменчивости в тех же точках (рис. 6.47).

На рисунках 6.50 и 6.51 представлена динамика высоты волны и длины волны в точке с координатами 73.56 в.д. 71.01 с.ш. в июле 2016 года. Отмечается, что при $C_d=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$ высоты волн имеют большие значения, в среднем на 0.035 м, чем значения высот волн при стандартном расчете ($C_d=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$). В то же время значения длин волн, наоборот, имеют более низкие величины при коэффициенте придонного трения $C_d=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$, чем при обычном режиме расчета ($C_d=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$). Средняя разница составляет 0.53 м.

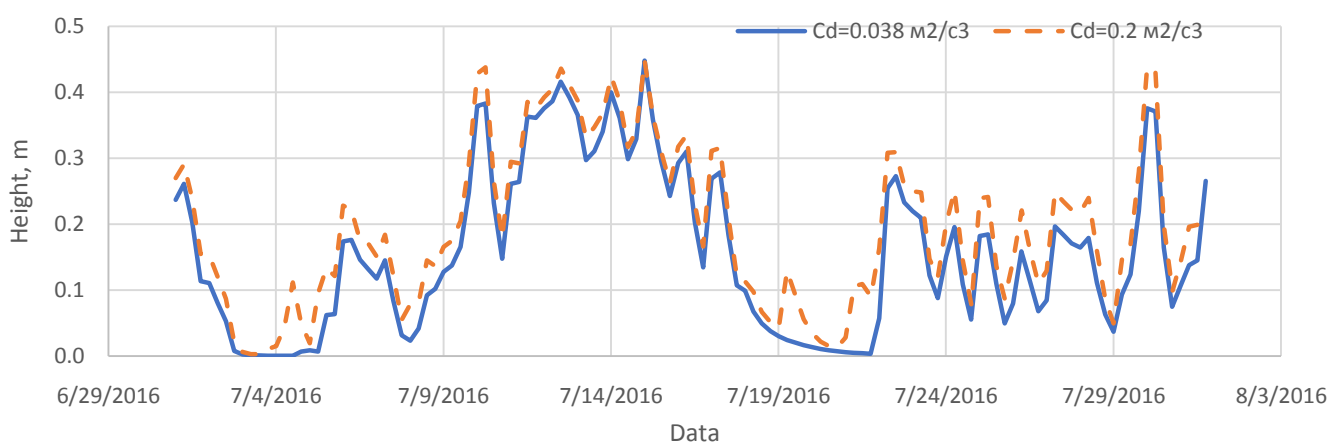


Рисунок 6.50 Изменение высоты волны при $C_d=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$ и при $C_d=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$ в точке 73.56 в.д. 71.01 с.ш. (1) в июле 2016 года

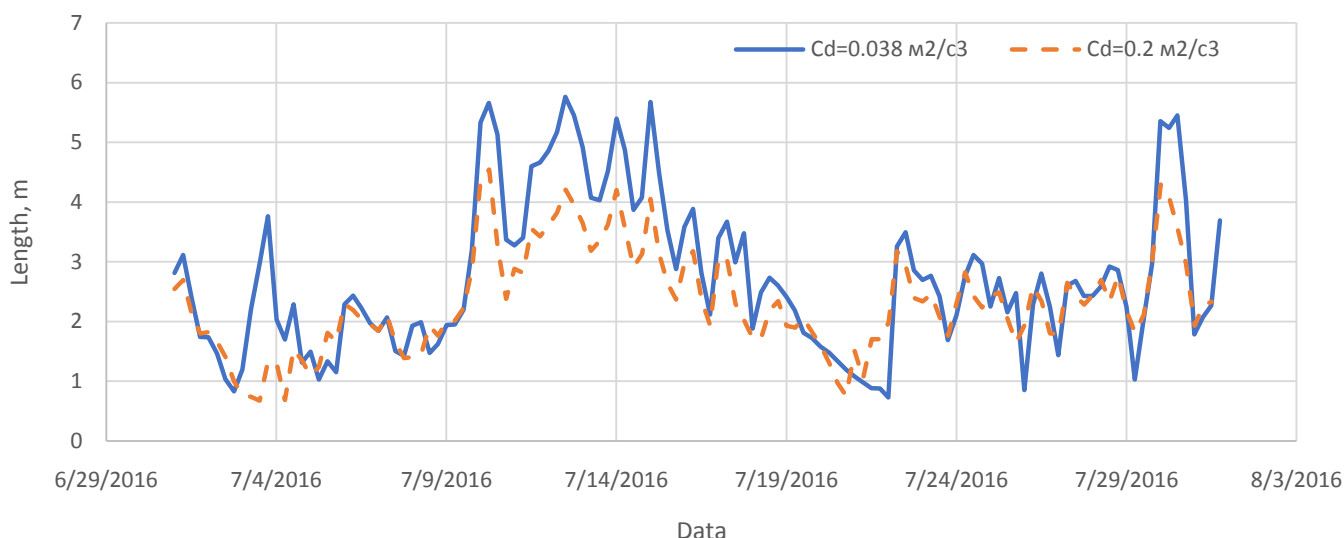


Рисунок 6.51 Изменение длины волны при $Cd=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$ и при $Cd=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$ в точке 73.56 в.д. 71.01 с.ш. (1) в июле 2016 года

На рисунках 6.52 и 6.53 представлена динамика высот волн и длин волн в точке с координатами 73.62 в.д. 70.94 с.ш. в июле 2016 года.

Отмечается, что при $Cd=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$ высоты волн имеют значения, в среднем на 0.040 м больше, чем значения высот волн при стандартном расчете ($Cd=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$). В то же время значения длин волн, наоборот, имеют более низкие величины при коэффициенте придонного трения $Cd=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$, чем при обычном режиме расчета ($Cd=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$). Средняя разница составляет 0.46 м. Однако, надо сказать, что, например, 07.07.2016 наблюдается скачок в значениях высоты и длины волн при нормальном режиме расчета и более сглаженный профиль изменения длины волны при коэффициенте трения $Cd=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$, а в случае с высотой, наоборот, кривая значений при $Cd=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$ имеет более сглаженный профиль, чем в случае с $Cd=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$.

Учет коэффициента придонного трения является важным фактором при моделировании характеристик ветрового волнения. Данный факт позволяет уточнить не только особенности батиметрии, но и дополнительных условий дна: средних размеров гранул, масштабов шероховатости.

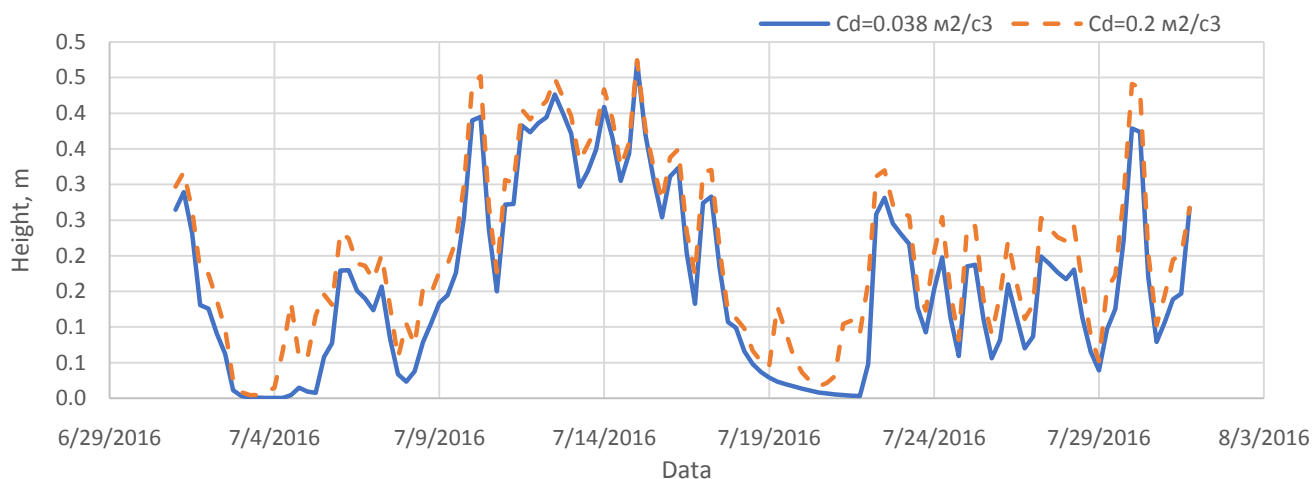


Рисунок 6.52 Изменение высоты волны при $Cd=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$ и при $Cd=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$ в точке 73.62 в.д. 70.94 с.ш. (2) в июле 2016 года

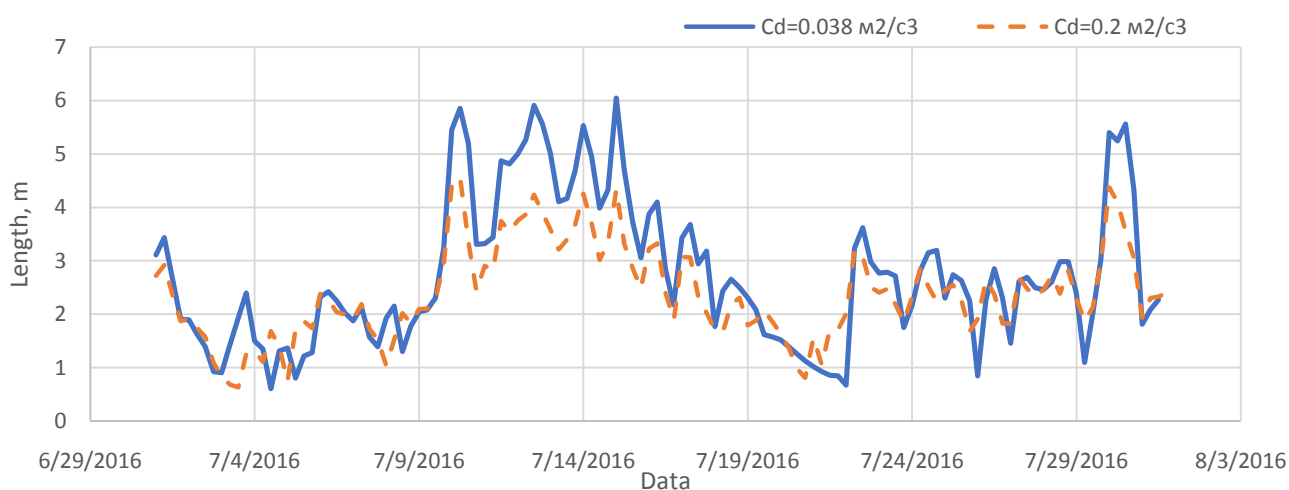


Рисунок 6.51 Изменение длины волны при $Cd=0.038 \text{ м}^2/\text{с}^3$ и при $Cd=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$ в точке 73.62 в.д. 70.94 с.ш. (2) в июле 2016 года

В итоге, можно сказать, что полученные результаты динамики высоты и длины волны в точках акватории Салмановского месторождения при коэффициенте придонного трения $Cd=0.2 \text{ м}^2/\text{с}^3$ вполне логичны, потому что при возрастании трения о дно, волны становятся более крутыми, а, следовательно, их высота увеличивается, и длина уменьшается.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненной работы более детально была изучена спектральная волновая модель SWAN для расчета характеристик ветрового волнения на акваториях с небольшими глубинами. Модель SWAN, разработанная в Нидерландском Дельфтском Техническом Университете, уже на протяжении 15 лет используется для расчета, а также прогноза характеристик ветрового волнения.

Для того чтобы результаты получились как можно более точными, в качестве входной расчетной сетки использовалась триангуляционная. Были отмечены несомненные преимущества неструктурированной сетки, например:

- триангуляционная сетка позволяет задать мелкий шаг расчета, что приводит к точным результатам;
- так как характерные пространственные масштабы распространения ветровых волн различны, то для расчета ветрового волнения требуется гибкая сетка, особенно в прибрежных районах, для локального уточнения ячеек сетки в исследуемом регионе. Триангуляционная сетка отлично адаптируется на небольшом расстоянии от берега.

По полученным результатам расчета были построены карты распределений высоты, длины и периода волн, проведено сравнение натурных данных уровня воды и рассчитанных значений высот волн. В итоге, динамика рассчитанных высот волн достаточно неплохо повторяет общее изменение уровня воды, но разница в величинах значений высока, на что влияет качество входных данных в модель.

В ходе работы была выполнена одна из главных целей данной работы: исследована чувствительность волновой модели к изменению внутренних параметров, в данном случае это - вариация коэффициента придонного трения. В ходе анализа чувствительности модели на изменение показателя донного трения было выявлено, что при более высоком коэффициенте

отмечается возрастание значений высот волн и снижение значений длин волн, так как наблюдается увеличение крутизны волны. Таким образом, учет изменения коэффициента придонного трения, является важным пунктом моделирования ветрового волнения.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Абузьяров, З. К. Морское волнение и его прогнозирование / З. К. Абузьяров. – Л.: Гидрометиздат, 1981. – 164 с.
2. Абузьяров, З. К. Сравнительная оценка успешности прогнозов волнения по отечественным волновым моделям AARI-PD2 И PABM / З. К. Абузьяров, Е. С. Нестеров. // Тр. Государственного Учреждения "Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации". – 2009. – 343. – С. 3-20.
3. Байдин, С. С. Устьевая область реки как часть прибрежной зоны моря / С. С. Байдин. // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоёмов. – 1971. – С. 67-75.
4. Безруков, Ю. Ф. Колебания уровня и волны в Мировом океане / Ю. Ф. 4. Безруков. – Симферополь: Таврический национальный университет им.В.И.Вернадского, 2001. – 50 с.
5. Бухановский, А. В. Климатические спектры ветрового волнения, включая экстремальные ситуации / А.В. Бухановский, Л. И. Лопатухин, Е. С. Чернышева. // Океанология. – 2013. – 3. – С. 304-312.
6. Васильев, А. Н. Взаимодействие речных и морских вод в Обской устьевой области / А. Н. Васильев. // Труды ААНИИ,– 1976. –Т. 314. – С. 183-196.
7. Васильева, М. В. Построение геометрии и генерации сетки - учебное пособие/ М. В. Васильева, А. Е. Колесов. – М.: , 2013. – 15 с.
8. Дианский, Н. А. Оценка влияния подходного канала к порту Сабетта на изменение гидрологических условий Обской губы с помощью численного моделирования / Н. А. Дианский. и др. // Арктика: экология и экономика. – 2015. – 3. – С. 18-29
9. Дуванин, А. И. Волновые движения в море / А. И. Дуванин. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968. – 222 с.

10. Еремина, Т. Р. Оперативная океанография: учебное пособие / Т. Р. Еремина, Е. В. Софьина, И. Дайлидиене. – СПб.: РГГМУ, 2014. – 99 с.
11. Жуков, Л. А. Общая океанология / Л. А. Жуков. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 376 с.
12. Инженерная геология [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.geomark.ru/pages/main/journals>, свободный. – Загл. с экрана. (дата обращения: 10.04.2017).
13. Коптева, А. В. Распространение приливной волны и характер приливов в Карском море / А. В. Коптева. // Вопросы гидрологии Арктических морей. – 1949. – Т. 13.
14. Коптева, А. В. Уровень и течения Обской губы / А. В. Коптева. // Вопросы гидрологии Арктических морей. – 1953. – Т. 59.
15. Лисицын, А. П. Маргинальный фильтр океанов / А. П. Лисицын. // Океанология. – 1994. – Т. 34.- 5. – С. 735-747.
16. Лопатухин, Л. И. Ветровое волнение: учеб. пособие 2-е издание, доп. / Л. И. Лопатухин. – СПб.: ВВМ, 2012. – 165 с.
17. Лупачев, Ю. В. Динамическое взаимодействие морских и речных вод в приливных устьях рек / Ю. В. Лупачев. // Тр. ГОИН.-1984.- Вып. 172.- С. 64-82.
18. Мартыанов С.Д. Моделирование и оценка взмучивания донных осадков в прибрежных районах морей на примере Невской губы. // Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. - СПб, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН СПб филиал.
19. Медведева, А. Ю. Моделирование ветрового волнения в Балтийском море на прямоугольной и неструктурной сетках на основе реанализа NCEP/CFSR / А. Ю. Медведева и др. // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – 2016. – 362. – С. 37-54.

20. Михайлов, В. Н. Устьевой бар / В. Н. Михайлов, М. М. Рогов, Г. Н. Ган. // Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоёмов. – 1971. – 362. – С. 75-80.
21. Мотычко, В. В. Геоэкологические исследования в северной части Обской губы / В. В. Мотычко. и др. // Экспедиционные исследования ВНИИОкеанология в 2006 году. – 2007. – С. 21-29.
22. Мотычко В. В. Основные черты морфолитогенеза в северной части Обской губы / Мотычко В. В. и др. // Вестник СПбГУ. – 2011. – 1. – С. 67-80.
23. Нестеров, Е. С. Режим, диагноз и прогност ветрового волнения в морях и океанах / Е. С. Нестеров. – М.: РОСГИДРОМЕТ, 2013. – 337 с.
24. Обская губа [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://ru.wikipedia.org/wiki/_, свободный. – Загл. с экрана. (дата обращения 10.03.2017)
25. Скворцов, А. В. Триангуляция Делоне и её применение / А. В. Скворцов. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2002. – 128 с.
26. Титов, Л. Ф. Ветровые волны / Л. Ф. Титов. – Л.: Гидрометиздат, 1969. – 296 с.
27. Фёдоров М.К. Гидрометеорологический режим Обской губы и дельты р. Оби/ М.К. Федоров. - дис.: Ленинград, 1948.
28. Booij N. A third-generation wave model for coastal regions Part 1/ Model description and validation/ N.Booij, R.C. Ris, L.H. Holthuijsen// J. Geophys. Res.-1999.-Vol 104, NoC4.-pp 7649-7666.
29. Holthuijsen L.H., Booij N. Data-Enhanced Modeling of Sea and Swell on the Continental Shelf / Naval Postgraduate School, Department of Oceanography, Code OC/He, Monterey, CA, 93943.
30. Hasselmann S., Hasselmann K. Computation and parameterizations of the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum Part 1. A new method for efficient calculations of the exact non-linear transfer integral // J. Phys.Oceanogr.– 1985. – V.15– P. 1369–1377.

31. Palmsten M.L. Application of the Swan model to a high-energy continental shelf/ Palmsten M.L. // University of South Florida. -2001.-132 p.
32. Rogers W.E. Improving the numerics of third-generation wave action model/ W.E. Rogers, J.M. Kaihaty, N. Booij, L.Holthuijsen – Naval Research Laboratory, Stannis Space Center, 1999.-84 p.
33. SWAN Cycle III version 41.01, Scientific and Technical documentation Delft University of Technology, Netherlands, 2008. – 123 p.
34. SWAN Cycle III version 41.01, User Manual, Delft University of Technology, Netherlands, 2008. – 117 p.
35. Wood D.J. The SWAN model used to study wave evolution in a flume/D.J. Wood, Muttray, H.Oumeraci// Ocean Engineering. – 2001. – Vol. 28. – pp. 805 – 23.