



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии ЮНЕСКО-МОК и КУПЗ

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(Магистерская диссертация)

«МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЦУНАМИ В
СРЕДИЗЕМНОМ МОРЕ»

Исполнитель: Петрова Юлия Анатольевна, студент группы ПОЗ-М19-1-6

Научный руководитель: д.г.н., профессор, Аверкиев Александр Сергеевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой _____

(подпись)

кандидат географических наук

(учебная степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна

(фамилия, имя, отчество)

« 14 » февраля 2022 г.

Санкт-Петербург

2022

Содержание

Введение.....	3
1 Физико-географические характеристики района.....	4
1.1 Географическое положение.....	4
1.2 Рельеф дна и геологические особенности.....	5
1.3 Гидрологический режим.....	6
1.4 Климат.....	8
2 Метеорологические цунами.....	9
2.1 Общие сведения.....	9
2.2 Краткий обзор литературы по метеорологическим цунами.....	11
2.3 Метеорологические цунами в Средиземном море.....	14
3. Методы исследования. Применение программного комплекса CARDINAL для воспроизведения динамических процессов в океанах и морях.....	29
3.1 Общие сведения о ПК CARDINAL.....	30
3.2. Моделирование колебаний уровня и задание атмосферного воздействия в ПК CARDINAL.....	30
3.3. Карты атмосферного давления в периоды наблюдавшихся метеоцунами.....	32
4 Численные эксперименты и анализ результатов	37
Заключение.....	49
Список использованных источников.....	51

Введение

Катастрофические волны порождаются множеством причин, их трансформация в береговой зоне обусловлена большим количеством факторов, поэтому изучение проблемы цунами должно включать в себя применение различных методик и подходов.

Объектом исследования в данной работе являются метеорологические цунами. Предметом исследования является механизм формирования метеоцунами в Средиземном море.

Анализ статистических данных демонстрирует характерную повторяемость явления метеоцунами в определенных частях Средиземного моря. Актуальность работы и востребованность результатов обусловлены высокой плотностью населения и высоким уровнем хозяйственного развития данных районов, в том числе наличием большого количества портов и гаваней в исследуемой области. Хозяйственные объекты, расположенные в районе побережья, подвержены катастрофическому воздействию волн.

Метеоцунами генерируются над открытым океаном высокочастотными модуляциями атмосферного давления гравитационных волн, конвективными скачками давления или другими видами атмосферных возмущений, огромное значение в случае проявления метеоцунами играет явление резонанса.

Прибрежные акватории значительно различаются своими резонансными характеристиками, таким образом, и проявления метеоцунами будут различными для каждой конкретной области. И изучение данного явления необходимо проводить с учётом этих особенностей.

В данной магистерской работе предлагается использование программного комплекса CARDINAL для моделирования метеорологических цунами в различных частях Средиземного моря.

1 Физико-географические характеристики района

1.1 Географическое положение

Средиземное море относится к числу наиболее обособленных бассейнов Мирового океана. Оно омывает берега трех частей света — Европы, Азии и Африки, расположено в средних широтах (рисунок 1). Средиземное море можно отнести к средиземным, межматериковым морям. Через Гибралтарский пролив (шириной 14 км в самой узкой части) сообщается на западе с Атлантическим океаном. На северо-востоке пролив Дарданеллы, местами сужающийся до 1,3 км, связывает его с Мраморным морем, а пролив Босфор — с Черным. На юго-востоке искусственный Суэцкий канал соединяет Средиземное море с Красным.



Рисунок 1 - Географическое положение Средиземного моря

Общая площадь Средиземного моря составляет примерно 2,5 млн км², объем воды — 3,6 млн км³, средняя глубина — 1440 м. Наибольшую глубину (5121 м) имеет впадина Ионического моря, расположенная к западу от полуострова Пелопоннес [26].

Береговая линия Средиземного моря имеет сложные очертания. Многие крупные и мелкие острова и глубоко вдающиеся в море полуострова расчленяют его на отдельные, обособленные друг от друга бассейны, моря и заливы (среди островов можно отметить пять наибольших по площади – Сицилию, Сардинию, Кипр, Корсику и Крит) [23]. Средиземное море разделяется на два крупных бассейна – западный и восточный, который в свою очередь подразделяется на центральный и, собственно, восточный. Каждый из бассейнов включает несколько морей. Это Альборанское, Лигурийское, Тирренское моря в западном бассейне; Адриатическое, Ионическое, Эгейское, Леванта — в центральном и восточном. Здесь стоит уточнить, что моря Альборанское и Леванта не всегда выделяются, в некоторых источниках выделяют Критское и Балеарское моря. Граница проходит через Апеннинский полуостров и остров Сицилия.

Можно отметить крупные реки, впадающие в Средиземное море: Рона (Франция), Эбро (Испания), Арно, Тибр (Италия). Крупнейшая река средиземноморского бассейна - Нил, впадает в море с юга.

1.2 Рельеф дна и геологические особенности

Средиземное море сформировалось в результате сближения Африкано-Аравийской и Европейской континентальных плит и закрытия океана Тетис. Геодинамическое развитие Средиземного моря продолжается и в наши дни, что выражается в погружении Африканской литосферной плиты под Европейский континент, с которым связаны землетрясения и вулканическая активность. Особенный интерес в этом смысле представляет Восточное Средиземноморье с особенно ярко выраженной активностью и разнообразными геологическими процессами [5].

Рельеф дна Средиземного моря имеет определенные черты, характерные для океанического бассейна. Это узкий шельф (в основном не более 40 км), крутой у большей части берегов материковый склон, изрезанный каньонами.

Выделяются две основные котловины: Западная и Восточная, которые разделяются Африкано-Сицилийским порогом. Восточная котловина имеет чрезвычайно сложный рельеф: структуры, похожие на срединноокеанический хребет и ряд глубоководных впадин, среди которых отчетливо прослеживается глубоководный Гелленский желоб, вытянувшийся от Ионических островов вдоль южного склона Критской островной дуги до залива Анталья. Глубина в нем, как правило, превышает 3000 м, здесь же находится максимальная глубина Средиземного моря. Большую часть западной котловины занимает Балеарская абиссальная равнина. Западная котловина пересекается хребтом с островами Корсика и Сардиния. Дно во многих местах слагается желтым карбонатным илом, под которым залегает синий ил. В районе устьев крупных рек преобладают дельтовые отложения [24].

1.3 Гидрологический режим

Для замкнутых и полузамкнутых морей, к которым и принадлежит Средиземное море, общая соленость зависит от баланса пресных вод, поступающих с речными водами и осадками, от испарения с поверхности и характера водообмена через проливы. Климатические условия определяют отрицательный пресный баланс Средиземного моря — преобладание расхода воды (испарение) над приходом (осадки и речной сток). Соленость его почти всюду превышает 36‰, достигая у восточных берегов 39,5‰, среднее значение — около 38‰ [26]. Соленость поверхности моря в целом возрастает с запада на восток. В северных районах ее значения выше, чем вдоль Африканского побережья. Объяснить это можно распространением менее соленых атлантических вод на восток вдоль южных берегов. Исключение здесь составляют прибрежные районы на севере, характеризующиеся пониженной соленостью, которые находятся под влиянием речного стока (например, северная часть Адриатического моря) или распресненных черноморских вод (северная часть Эгейского моря). Летом наиболее высокие значения солености

наблюдаются в море Леванта и юго-восточной части Эгейского моря, что объясняется интенсивным испарением.

Постоянно существующий пресный дефицит вызывает понижение уровня моря, что в свою очередь обуславливает интенсивный компенсационный приток вод из соседних бассейнов (поверхностные течения из Атлантического океана и Черного моря). Значительные различия в плотности вод Средиземного моря по сравнению с водами соседних с ним бассейнов приводят к возникновению встречных течений в глубинных частях проливов. На формирование некоторых существенных особенностей гидрологического режима оказывают влияние также сложная береговая черта, обширные глубокие котловины, ряд крупных желобов, хребтов и порогов.

Основной водообмен с Атлантическим океаном происходит через Гибралтарский пролив, при этом высокий порог, расположенный в проливе, как бы изолирует море от глубинных атлантических вод. Таким образом, воды из океана поступают в море только в верхнем слое, толщиной не более 180 м. Глубже соленые и плотные средиземноморские воды вытекают в Атлантику, стекая вниз по материковому склону. И только на глубине примерно 1000 м морская вода встречается с Североатлантической водой такой же плотности [18,26]. Поверхностные атлантические воды, входящие в море через Гибралтарский пролив, движутся на восток вдоль южных берегов в виде Северо-Африканского течения. С его левой стороны выделяется система циклонических круговоротов, с правой — антициклонических. В восточную часть моря основное течение проходит через Тунисский пролив и продолжает двигаться вдоль африканского берега. Достигнув моря Леванта, поверхностное течение поворачивает на север, а затем на запад и движется вдоль побережья Малой Азии.

Приток черноморских вод в Средиземное море примерно на два порядка меньше притока атлантических вод. В результате воды Черного моря оказывают влияние на гидрологическую структуру только в пределах Эгейского моря, тогда как атлантические присутствуют почти везде, вплоть до

восточных районов. Небольшая глубина в проливах Босфор и Дарданеллы существенно ограничивает водообмен между Средиземным и Черным морями. Более плотные высокосоленные воды Эгейского моря в придонных слоях пролива Дарданеллы проникают в котловину Мраморного моря, далее в придонном слое пролива Босфор поступают в Черное море. Опресненные, значительно менее плотные черноморские воды поверхностным течением вливаются в Эгейское море. Водообмен в проливах определяется различиями в плотности воды, разностью уровней соседних морей, синоптическими условиями.

Важная гидрологическая особенность Средиземного моря – активное распространением плотностного (конвективного) перемешивания, которое развивается в зимний сезон при охлаждении поверхности моря.

В Средиземном море выделяют три основные водные массы. Это поверхностная атлантическая, левантийская промежуточная и глубинные воды западного и восточного бассейнов. Атлантическая вода занимает в среднем слой 100-200 м, присутствует практически повсеместно. Левантийская промежуточная водная масса занимает слой 200-700м, характеризуется максимумом солености (в результате интенсивного осолонения поверхностного слоя воды в летний период, в холодное время года этот слой охлаждается, и в процессе развития зимней вертикальной циркуляции погружается на промежуточные горизонты). Она движется к Гибралтарскому проливу навстречу поверхностной атлантической воде. В северных районах формируются глубинные воды благодаря зимнему охлаждению и интенсивному перемешиванию [18,26].

1.4 Климат

Средиземное море расположено в поясе субтропического климата. Относится, по Зубову, к средиземному типу. Исключение составляет участок Адриатического моря на севере, который можно отнести к умеренной зоне, и

участок юго-востока Средиземного моря, который относится к тропической зоне [15].

Зимой по направлению с запада на восток протягивается ложбина пониженного атмосферного давления, вокруг ложбины располагаются центры повышенного давления. Вдоль фронтальной зоны происходит интенсивное образование циклонов. В связи с развитием циклонической деятельности наблюдается значительная повторяемость штормовых ветров. В летний период над Средиземным морем формируется гребень повышенного атмосферного давления, количество штормов незначительное. И лишь над морем Леванта находится область низкого давления. Благодаря тому, что летом большую часть моря охватывает гребень Азорского антициклона, преобладает ясная погода с небольшими объемами осадков [26].

В целом средиземноморский климат характеризуется мягкой влажной зимой и жарким сухим летом.

2 Метеорологические цунами

2.1 Общие определения

Начнем с общего определения цунами. Цунами – это длинные волны, которые чаще всего возникают в результате подводных землетрясений, а также вулканических извержений или оползней на морском дне. Короткие и длинные волны различают по соотношению длины волны и глубины моря. Волны, у которых $H/\lambda < 0.1$, называются длинными. В случае цунами длина волны значительно больше глубины моря ($\lambda \gg H$) [7]. Длинные волны можно разделить на два больших класса: это градиентно-вихревые (квазигеострофические) и гравитационные. Типичным примером волн первого класса являются, например, волны Росби. Эти волны существуют на периодах более 12 часов и определяются законом сохранения потенциального вихря. В настоящей же работе будет рассмотрен один из видов длинных гравитационных волн – метеоцунами. Волны метеоцунами регистрировались в различных частях

мира. В частности, на побережьях Японии, Северной Америки и Европы [6]. Это особый вид цунами, который вызывается не землетрясениями, извержениями и оползнями, а нелинейными атмосферными процессами. Обычно полагают, что колебания уровня океана с периодами от нескольких десятков секунд до нескольких часов формируются атмосферными процессами, в том числе за счет непосредственного воздействия флуктуаций атмосферного давления, поэтому соответствующие колебания уровня называют еще анемобарическими [20].

Переходя к вопросу о механизмах генерации метеорологических цунами, уточним, что эти явления имели место не только во время ураганов, шквалистых ветров, но и в абсолютно ясную погоду. Основными причинами появления метеоцунами служат подвижные неоднородности атмосферного давления или напряжение трения ветра. Но в данном случае особое значение имеют резонансные эффекты, когда скорость распространения атмосферных возмущений и их период оказываются близкими к скорости длинных волн и периоду собственных колебаний акватории. Как видно из Таблицы 1, на метеорологические причины возникновения цунами приходится примерно 3,7% от общего числа цунами-событий [19].

Таблица 1 – Распределение цунами-событий по причинам возникновения

Доля, %	Тип источника
72.3	Землетрясение
4.6	Вулканическое извержение
3.7	Метеорологические причины
3.6	Оползень
3.6	Землетрясение и оползень
0.5	Возможно землетрясение
0.5	Вулканическое извержение и возможно землетрясение

Продолжение таблицы 1

Доля, %	Тип источника
0.4	Вулканическое извержение и оползень
0.04	Вулканическое извержение, землетрясение и оползень
10.5	Причина неизвестна

Проводя параллель с цунами сеймотектонического происхождения, можно сказать, что как не каждое землетрясение приводит к возникновению цунами, так и не каждое атмосферное возмущение приводит к возникновению анемобарических волн. Существует большое число примеров, когда значительные атмосферные возмущения не сопровождались генерацией анемобарических волн.

Более подробно механизм возникновения метеоцунами рассмотрим на примере случаев, зафиксированных в Средиземном море.

2.2 Краткий обзор литературы по метеорологическим цунами

Впервые о связи атмосферных процессов с появлением катастрофических волн упоминается еще в исследованиях японских ученых, датирующихся примерно тридцатыми годами двадцатого века. В 1956 году вышла научная статья в журнале Science, связывающая катастрофический нагон на Великих озерах, который имел место 26 июня 1954 года, с выполнением резонансного условия генерации длинных волн. По данным В. Донна и др., произошло совпадение скорости распространения атмосферных возмущений со скоростью длинных волн [29]. В дальнейшем В. Донном были опубликованы еще несколько статей с описанием аналогичных эффектов, приводящих к возбуждению длинных волн на шельфе [28,30]. А. Редфилд и А. Миллер также

связывают появление катастрофических волн с явлением резонанса Праудмена [38].

Выше приведены примеры ранних публикаций о так называемом резонансе Праудмена. Кроме этого, были описаны явления двойного резонанса – совпадения скорости распространения атмосферных возмущений со скоростью длинных волн и совпадение с характеристиками собственных колебаний акватории. Если говорить о явлении абики в Японии, то можно упомянуть работу Акамацу 1982 года, в которой были проведены численные расчеты собственных периодов колебаний бухты Нагасаки [27]. И работу Т. Хибийи и К. Кадзиуры, которые связали явление абики с прохождением скачка атмосферного давления и последующим резонансом, было показано, что это событие было вызвано прохождением скачка атмосферного давления величиной от 2 до 6 гПа над западной частью Восточно-Китайского моря [32].

Метеорологические цунами в Средиземном море являлись предметом исследования ряда авторов. М. Ходжич практически сразу после катастрофического наводнения в Вела-Луке в 1978 году предположил его метеорологический характер в статье 1979 года, появившейся в журнале *Prigoda* [33]. Такого же мнения придерживался и М. Орлич, он же предположил и наличие влияния резонансных эффектов. В последующих работах М. Орлич возвращался к теме цунами в Вела-Луке и провел численное моделирование этого явления [36].

Так же, как и в случае с изучением явления абики, в случае с явлением риссага у берегов Балеарских островов, были выдвинуты теории о резонансной природе данного явления. Такой механизм этого явления был описан, например, в работе Тинторе и др. [39], в исследованиях Д. Гомиса, С. Монсеррата, Х. Тинторе [31]. Монсеррат и др. указывают на то, что в западной части Средиземноморья в летнее время регулярно наблюдаются атмосферные колебания с амплитудами около 3 гПа. Обычно они отмечаются во время слабой циклонической циркуляции, но, тем не менее, могут вызывать

образование сильных сейшевых колебаний в портах и бухтах побережья Испании.

Говоря о метеорологических цунами в целом и в Средиземном море в частности, нельзя не упомянуть огромный вклад Александра Борисовича Рабиновича в изучение этого явления. Именно после публикаций этого автора термин «метеоцунами» вошел в научный оборот. Особенно хотелось бы отметить работу «Длинные волны в океане: захват, резонанс, излучение». Приводятся некоторые теоретические особенности волн в атмосфере, рассматривается связь длинноволновых колебаний уровня океана с характером и интенсивностью атмосферных процессов. Третья глава полностью посвящена исследованию анемобарических волн, в том числе отдельно рассматривается явление волн риссага на Балеарских островах, объясняется физический механизм формирования экстремальных сейшевых колебаний [20].

Кроме этого, вышло большое количество публикаций, в том числе и в соавторстве с другими исследователями такими, как С. Монсеррат, Я. Шепич и др., в которых был произведен анализ синхронных измерений атмосферного давления и длинных волн [37].

Также довольно подробно рассмотрен физический механизм формирования метеоцунами с точки зрения математического описания в монографии Б.В. Левина и А.М. Носова [14].

Интересны в разрезе рассмотрения различий в механизмах образования постоянно присутствующего естественного длинноволнового шума и метеоцунами исследования П.Д. Ковалёва, А.Б. Рабиновича и В.В. Ковбасюк. Так, 3 октября 1987 года в передней части циклона, проходившего над Камчаткой, наблюдались сравнительно сильные флуктуации атмосферного давления с небольшими периодами, но в записях уровня моря на шельфе соответствующие колебания не проявились. Изменения произошли примерно сутки спустя и были вызваны развившимся к этому времени штормовым волнением [12].

В отчёте о научно-исследовательской работе К.А Клеванного 2016 года приводится расчет экстремальных колебаний уровня, обусловленных градиентом атмосферного давления. Подробно описан процесс расчета параметров экстремального циклона, сама модель Средиземного моря, а также результаты расчетов [16].

В 2012 году вышла статья Е.В. Веремьёвой, Г.В. Шевченко и Т.Н. Ивельской, в которой показаны аномальные колебания уровня в Холмске, Малокурильском, Северо-Курильске за период с 2008 года по 2012 год, которые были вызваны метеорологическими причинами [4].

В статье 2020 года под авторством Д.П. Ковалёва, П.Д. Ковалёва, М.О. Хузеевой были проанализирован ряд аномальных сейш, причем наблюдаемые в этот момент циклоны были преимущественно неглубокими. Было показано, что вблизи практически всех пунктов наблюдения существуют резонансные акватории с добротностью более 5, при которой возможно усиление приходящих волн метеоцунами [11].

2.3 Метеорологические цунами в Средиземном море

Как уже отмечалось, для образования метеоцунами, необходимо сочетание нескольких факторов. В районе Средиземного моря метеоцунами появляются и повторяются в летний период в конкретных портах и бухтах, таких, как порт Вела-Лука в Хорватии, бухта Сьютаделла на острове Менорка (Балеарские острова), Мазаро-дель-Вальо на острове Сицилия, в заливе Широка на острове Ист.

Рассмотрим метеоцунами, которое произошло 15 июня 2006 года на острове Менорка. В порту Сьютаделла наблюдались колебания уровня моря высотой до 5м. Над Балеарскими островами в то же самое время был зафиксирован скачок давления величиной в 5 гПа. Синоптическая карта атмосферного давления над Средиземным морем представлена на рисунке 2. Здесь можно добавить, что метеорологические цунами высотой около 1 м

наблюдаются здесь каждое лето, а каждые 5-6 лет высоты колебаний достигают и даже превышают 3м. Менее сильные волны также фиксируются в бухтах острова Майорка, Ивиса, Кабрера, а также в соседней с Сьютаделла бухте Платха-Гран [21].

Итак, в данном случае мы видим, что скачок давления на 5 гПа вызвал колебания уровня моря на 5 м. Обратимся к закону обратного барометра [14]:

$$\xi = -\frac{P_{\text{атм}}}{\rho g}, \quad (1)$$

где ξ - смещение свободной поверхности от равновесного положения, $P_{\text{атм}}$ – возмущение давления на свободной поверхности, ρ – плотность воды, g - ускорение, характеризующее действие внешней силы.

Согласно этому закону, локальное изменение давления вызывает изменение уровня воды с обратным знаком. Таким образом, скачок давления на 5 гПа должен был вызвать отклик уровня моря на 5 см. В случае с метеоцунами 15 июня 2006 года мы наблюдаем изменение уровня совсем иного порядка.

Рассмотрим основные физические закономерности генерации метеоцунами на примере волн, вызываемых перемещающимися возмущениями атмосферного давления.

Синоптические колебания атмосферы с периодами свыше 6 часов в настоящее время достаточно хорошо изучены. Гораздо хуже исследованы микрофлуктуации атмосферы (с периодами от нескольких секунд до нескольких часов), что связано с определенными техническими сложностями. Однако эти колебания могут интенсивно воздействовать на поверхность океана, вызывая генерацию длинноволновых колебаний уровня.

Метеоцунами возбуждаются в результате прямого механического воздействия атмосферного давления или напряжения ветра на поверхность океана, причем только в тех сравнительно редких случаях, когда выполняются резонансные условия генерации длинных волн. Согласно данным анализа атмосферных процессов, даже в районах с высокой атмосферной активностью в

течение года обычно наблюдается не более 10-12 метеорологических событий, в принципе способных вызывать длинные волны. Роль прямого нерезонансного механизма в их генерации сравнительно мала.

Не вдаваясь в детали получения уравнений, которые достаточно подробно описаны в [14], приведем формулу:

$$\xi(x, t) = \frac{P(x-Vt)}{V^2-1} - \frac{P(x-t)}{2(V-1)} + \frac{P(x+t)}{2(V+1)}, \quad 2)$$

где V – скорость движения возмущения, P – некоторая произвольная функция, определяющая пространственное распределение давления.

Здесь необходимо уточнить, что при выводе формулы (2) автором были введены безразмерные единицы t^* , V^* , x^* . Знак «*» в дальнейшем был опущен.

$$x^* = \frac{x}{H}, \quad t^* = t \sqrt{\frac{g}{H}}, \quad V^* = \frac{V}{\sqrt{gH}}, \quad 3)$$

где H – глубина. Выражение \sqrt{gH} – формула Лагранжа, определяющая скорость длинных волн [3]. Также можно заметить, что квадрат безмерной скорости будет равен числу Фруда (безразмерному критерию подобия движения жидкостей и газов) $Fr=V^2/gH$.

Возвращаясь снова к формуле (2), видим, что амплитуда волн на поверхности воды зависит от скорости распространения атмосферного возмущения. Для волн, бегущих в направлении распространения возмущения при $V \approx 1$ возможно резкое возрастание амплитуды. А в случае $V=1$ рост амплитуды является неограниченным. В резонансных эффектах участвуют два первых члена выражения (2). Таким образом, совпадение скорости длинных волн и скорости распространения атмосферного возмущения, может привести к резонансному эффекту, который получил название «резонанс Праудмена».

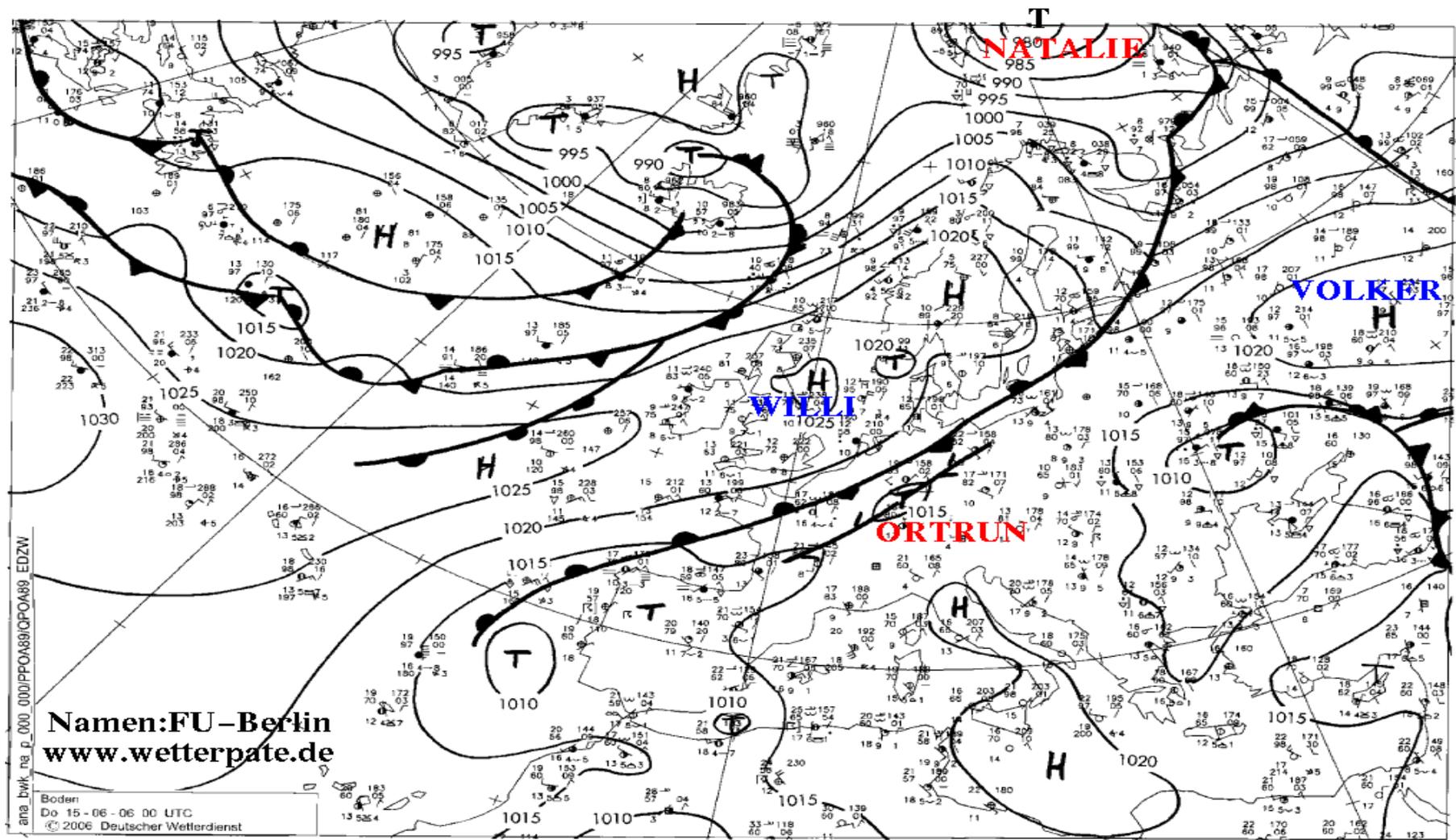


Рисунок 2 – Синоптическая карта в районе Средиземного моря 15 июня 2006 года [8]

Если рассматривать случай мелководья, то условия для резонанса Праудмена кажутся вполне достижимыми, учитывая, что типичные скорости перемещения атмосферных возмущений составляют от единиц до десятков метров в секунду. В районе бухты Сьютаделла речь идет о глубинах H порядка 60м [21], получим скорость длинных волн $\sqrt{gH} \approx 25$ м/с, которая может соответствовать скорости распространения атмосферных возмущений.

В то же время хотелось бы отметить ограниченность роста амплитуды волн при постоянной скорости распространения возмущений в случае мелководья. Допустим, начиная с некоторого момента времени, условие резонанса выполняется: $V^*=1$, или $V^2/gH=1$. Будет происходить рост амплитуды возмущения свободной поверхности. Однако и фактическая глубина бассейна изменится с H на $H \pm \xi$. В результате нарушится условие резонанса. Т.е. сохранение условий резонанса в данном случае будет возможно или при изменении скорости V , или при наличии особого профиля глубин.

На рисунках 3 и 4 проиллюстрированы последствия метеоцунами 2006 и 2010 года в бухте Сьютаделла.



Рисунок 3 – Последствия метеоцунами в бухте Сьютаделла, 2006 год



Рисунок 4 – Последствия метеоцунами в бухте Сьютаделла, 2010 год

Для формирования метеоцунами такой силы одного резонансного совпадения скоростей недостаточно. Во-первых, в известных случаях возникновения метеоцунами выявляется резкий скачок давления в атмосферном возмущении за короткий промежуток времени, который распространяется в определенном направлении. Для вышеописанного случая в бухте Сьютаделла – это увеличение давления на 5гПа за 10 минут, распространявшееся по юго-западному сектору. Здесь можно привести в качестве примера и известное метеоцунами, произошедшее на побережье Японии в бухте Нагасаки 31 марта 1979 года. Резкий скачок атмосферного давления в 3 гПа запустил процесс, который в итоге привел к возникновению волн высотой 4,8 м в вершине бухты. События, зарегистрированные в Средиземном море 23-28 июня 2014 года, были вызваны короткими скачками давления более 2 гПа за 5 минут [17,21].

Существует еще один важный фактор, который определяет интенсивность волн метеоцунами возле берега. Спектры длинных волн в этой зоне, полученные в разных точках, могут значительно различаться. В районе бухт и заливов подобные различия можно связать с влиянием собственных колебаний акваторий. Это так называемые сейшевые колебания - стоячие

свободные колебания. Однако высоты их в различных акваториях существенно различны. Периоды собственных колебаний каждой акватории определяются ее морфометрическими характеристиками.

Основным источником сейш в бухтах и гаванях является внешнее волновое воздействие через открытую границу. Показатель, называемый добротностью акватории Q , характеризует степень усиления приходящих волн. Добротность акватории обратно пропорциональна скорости затухания колебаний.

Для узких заливов справедливо соотношение $Q=1/b$ [21]. Здесь l – длина залива, b – ширина на входе. Это значение характеризует и степень усиления приходящей волны. Получается, что уменьшение ширины входа в гавань с помощью специальных волнозащитных сооружений только усиливает сейшевые колебания.

Однако акватории, в которых наблюдаются экстремальные сейши, не являются уникальными по своим размерам, по форме, не выделяются другими морфометрическими особенностями. Появления значительных длинноволновых колебаний (метеоцунами) практически всегда связаны с резонансными эффектами. То же самое относится и к появлению экстремальных сейш (также называемых метеоцунами). Обобщая, можно вывести три условия возникновения экстремальных сейш. Во-первых, это высокая добротность акватории (узкие и протяженные водоемы). Во-вторых, это резонансная близость параметров собственных колебаний и параметров приходящих волн. И, наконец, это наличие достаточно сильного длинноволнового возмущения во внешней области, которое возможно при выполнении условий резонанса. Таким образом, необходимо выполнение условий двойного резонанса. Эти условия реализуются в достаточно редких ситуациях.

В данной работе уже упоминалась бухта Нагасаки и явление экстремальных сейшевых колебаний (абики). 31 марта 1979 года было зафиксировано прохождение резкого возмущения атмосферного давления от 2

до 6 гПа, возмущение распространялось со скоростью 110 км/ч. Средние скорости длинных волн в той области 80-140 км/ч [20]. Таким образом, имел место классический случай резонанса Праудмена. Далее произошло усиление волн из-за совпадения периодов собственных колебаний бухты Нагасаки и проходящих волн, а также имело место обычное топографическое усиление проходящих из океана волн согласно формуле Эри-Грина:

$$\xi(x) \sim b^{\frac{1}{2}}(x) h^{\frac{1}{4}}(x), \quad 4)$$

где $b(x)$ – ширина залива, координата x направлена вдоль его оси, h – глубина.

В конечном итоге от района начала генерации колебания усилились в 114 раз по высоте.

Вернемся теперь к экстремальным сейшевым колебаниям (риссага) в бухте Сьютаделла. Бухта имеет около 1 км в длину и приблизительно 90-100 м в ширину и практически ровное дно [20]. Получаем значение добротности $Q \approx 10$. Степень усиления проходящей волны $R \approx Q$, т.е. теоретически она может усиливаться примерно в 10 раз.

Здесь сильные краевые волны способны возбуждать резонансные колебания в бухте. Наличие достаточно сильного длинноволнового возмущения возможно, как уже отмечалось, при совпадении скорости распространения атмосферных возмущений и скорости движения самих краевых волн. Волны риссага и волны абики очень похожи.

Колебания в бухте Сьютаделла описаны в ряде работ [20,31,39]. В результате проведенных расчетов были получены периоды резонансных колебаний в бухте – 9,33 и 3,43 минуты. Краевые волны с этими периодами имеют фазовые скорости 33 и 31 м/с, наблюдаемые скорости атмосферных возмущений составляют около 40 м/с, что создает благоприятные условия для резонансного усиления. Рассчитанное значение периода 9,33 минуты хорошо соотносится с практикой. Реальный период волн риссага в бухте Сьютаделла составляет 10 минут.

Также хотелось бы привести выражение для оценки амплитуд A_{in} сейшевых колебаний, которые вызываются краевыми волнами [20,39]. Уравнение было получено на основе данных наблюдений за реальными случаями проявления волн риссага.

$$A_{in} = \frac{4Lh_{out}}{\pi bh_{in}} A_{out} = Fh_{out}A_{out}, \quad 5)$$

где h_{in} - средняя глубина в бухте, h_{out} – глубина на шельфе, b – ширина бухты, L – ее длина. Параметр F :

$$F = 4L/(\pi bh_{in}) \quad 6)$$

Т.е. этот коэффициент не зависит от внешних параметров, являясь по сути коэффициентом усиления конкретной бухты.

Таким образом, небольшие атмосферные возмущения в результате резонанса и особых условий конкретной акватории могут привести к возникновению волн, которые представляют серьезную угрозу.

Говоря о цунами в Средиземном море, нельзя не упомянуть о событиях 23-28 июня 2014 года. В это время был зарегистрирован целый ряд метеоцунами, вызванный уникальной синоптической системой, которая продвигалась над Средиземным морем. Значительные метеоцунами наблюдались на Балеарских островах, в частности, в бухте Сьютаделла, в Мазаро-дель-Вальо на побережье Сицилии, у побережья Хорватии в Вела-Луке, в Стари-Граде, Вброске, Риеке дубровацкой, 26 июня были замечены сильные колебания в Греции и Турции. В целом цепочка метеоцунами прокатилась от Испании до побережья Черного моря. Как отмечалось ранее, первоисточником всех этих событий явились кратковременные изменения давления воздуха – более 2гПа за 5 минут.

На рисунке 5 представлена карта района Средиземного моря с приведением распределения числа Фруда и атмосферных возмущений. Резонанс наступает, когда $Fr \approx 1$, т.е. когда скорости длинных волн и скорости

распространения атмосферных возмущений совпадают. Как мы можем видеть, метеоцунами наблюдались именно в таких, резонансных районах.

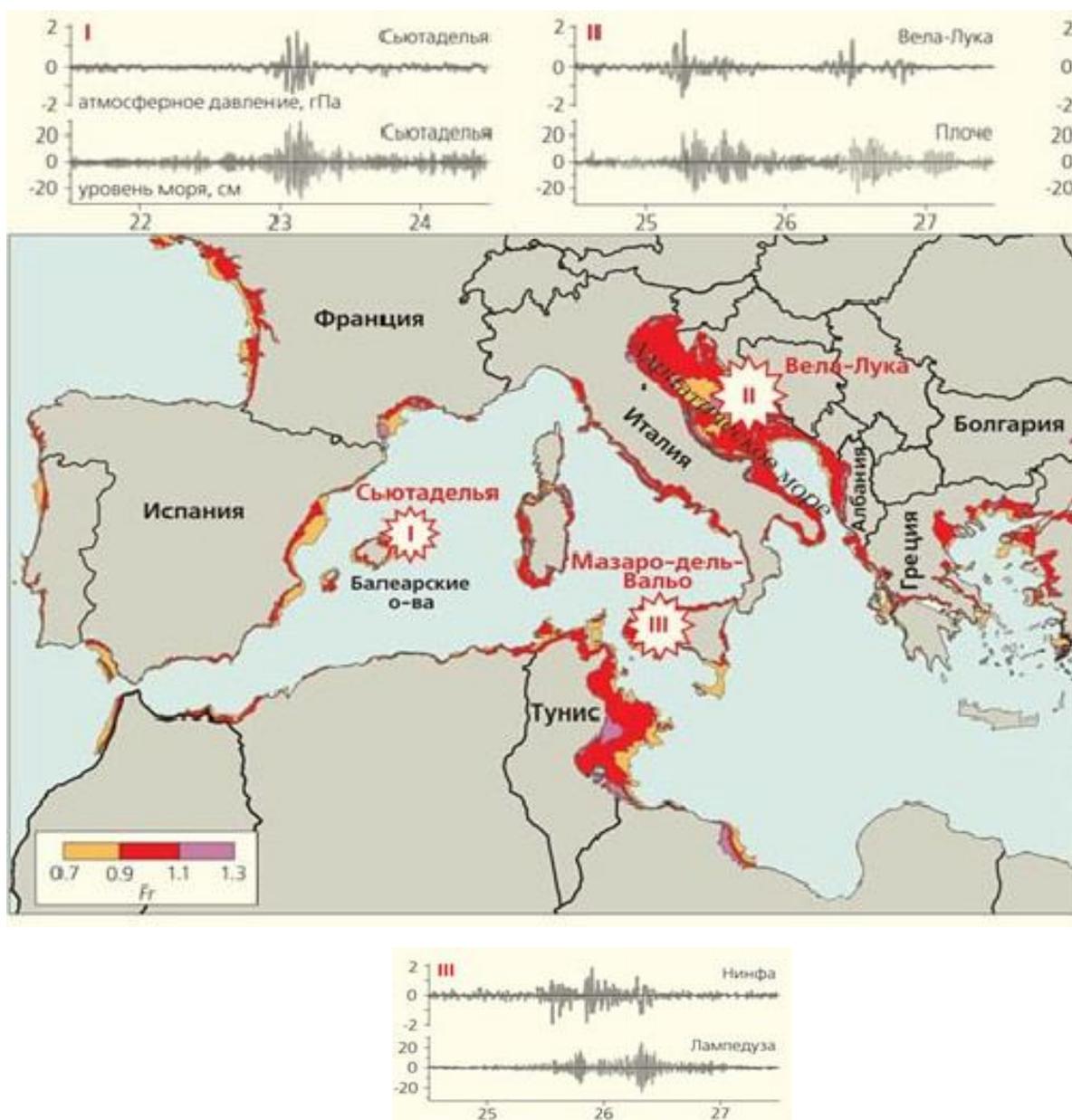


Рисунок 5 – Карта района Средиземного моря с распределением числа Фруда и атмосферных возмущений 23-28 июня 2014 года [21]

В Вела-Луке колебания достигали 2,5 м, в Стари-Граде, Вброске более 2 м. В Мазаро-дель-Вальо инструментальные измерения не проводились, но в соседних пунктах были зарегистрированы сильные колебания, в Сьютаделле наблюдались колебания высотой примерно 1 м. Большую роль в формировании интенсивных колебаний играло расположение береговой линии. На Хорватском побережье можно было наблюдать более сильные метеоцунами ввиду

достаточного пространства для формирования и усиления волн, что в целом характерно для наветренных берегов. На Итальянском же побережье метеоцунами формируются в основном волнами, которые отражаются от противоположного (восточного) берега.

На рисунке 6 показаны последствия метеоцунами в порту Мазарро-дель-Вальо на острове Сицилия, произошедшего 25 июня 2014 г. На рисунке 7 – метеоцунами 27 июня у побережья Хорватии.



Рисунок 6 - Метеоцунами в порту Мазарро-дель-Вальо 25 июня 2014 года



Рисунок 7 - Метеоцунами на побережье Хорватии 27 июня 2014 года

На рисунках 8 и 9 приведены синоптические карты в районе Средиземного моря за 25 и 27 июня 2014 года.

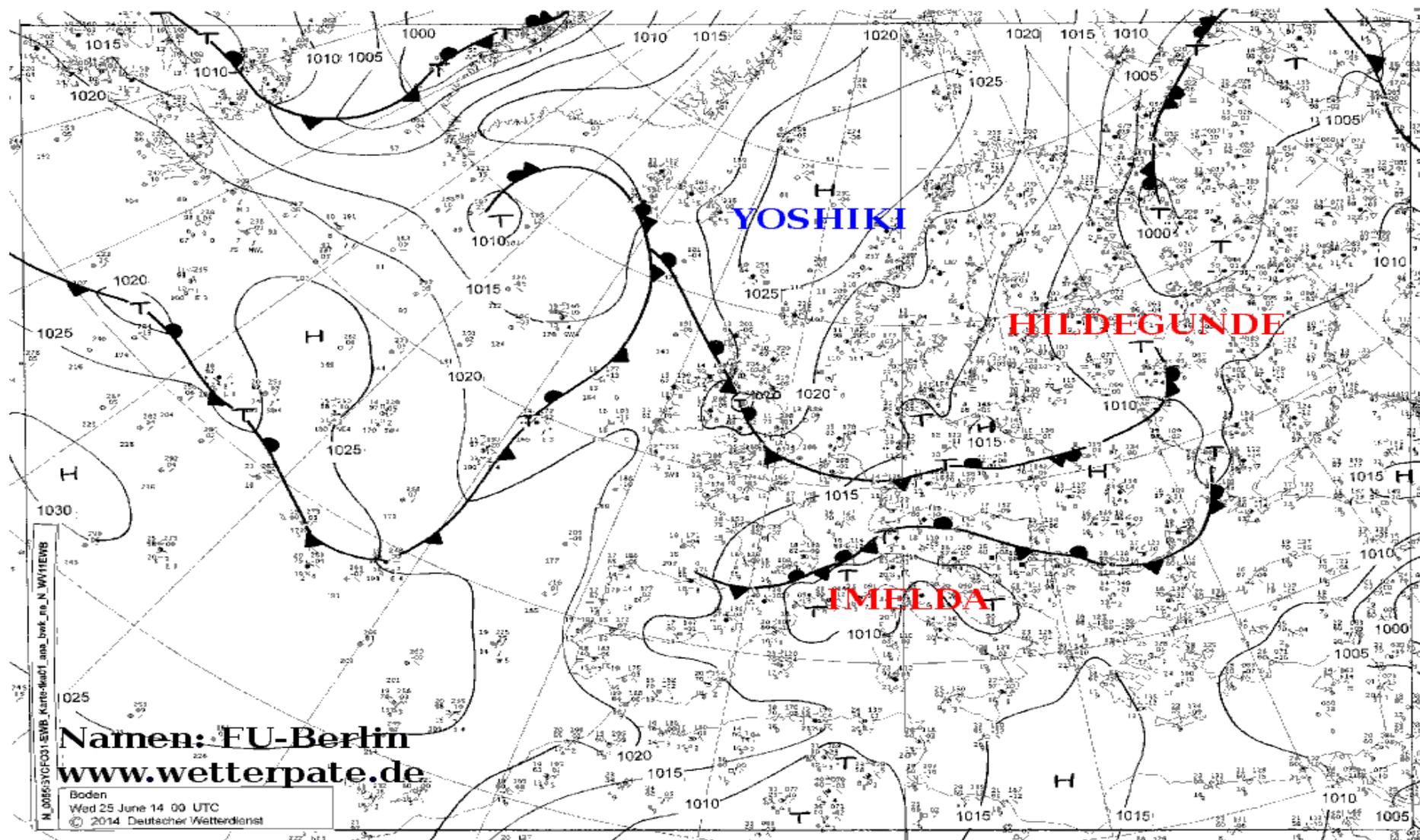


Рисунок 8 - Синоптическая карта в районе Средиземного моря 25 июня 2014 года [8]

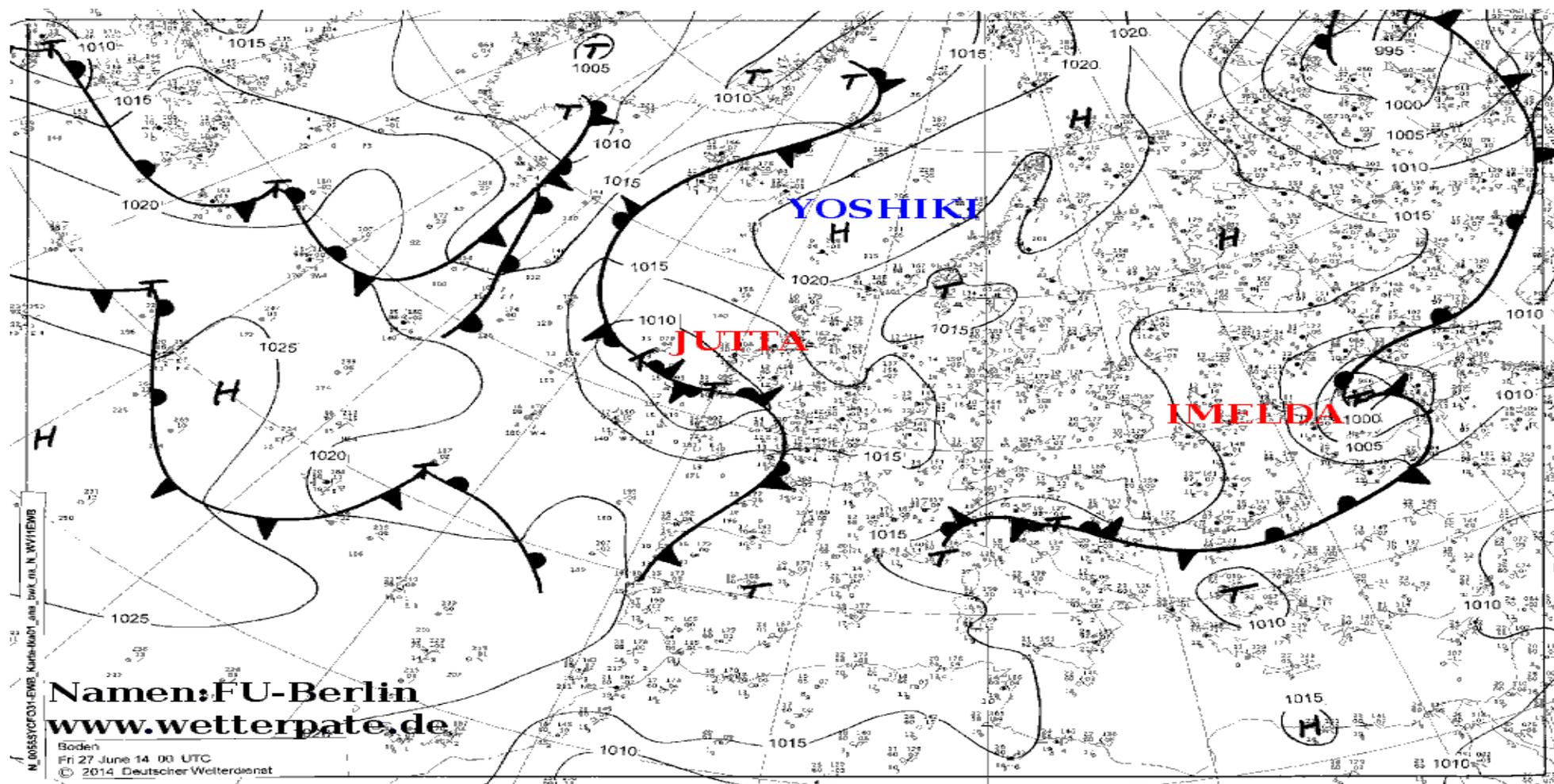


Рисунок 9 - Синоптическая карта в районе Средиземного моря 27 июня 2014 года [8]

Метеорологические цунами, подобно обычным цунами, генерируют внутренние гравитационные волны. В системе внешних оболочек Земли (литосфера-атмосфера-ионосфера) существуют достаточно сильные волновые взаимодействия посредством гравитационных и электромагнитных волн. Ионосфера является чувствительным индикатором возмущений, к естественным источникам которых относятся в том числе и цунами. Основным механизмом распространения возмущения в атмосферу от таких источников являются акустико-гравитационные волны. Из-за сильного уменьшения плотности земной атмосферы с высотой эти волны, по мере распространения вверх, усиливаются и приводят к значительным возмущениям верхней атмосферы и ионосферы [13]. Эти возмущения могут быть зарегистрированы электромагнитными низкочастотными сигналами. В рассматриваемом случае метеоцунами в районе Средиземного моря 24-28 июня 2014 года был произведен анализ очень низкочастотных и низкочастотных сигналов, полученных на сети станций в Южной Европе. Как показано в работе [22], обнаруженные аномалии совпали со временем проявления метеоцунами. Так, 23 июня были зафиксированы аномалии в 8 дБ, 24 июня 5 дБ, 27 и 28 июня вплоть до 15 дБ. Были использованы данные о состоянии нижней ионосферы (65-85 км). При этом отмечалось, что в рассматриваемом районе 24-28 июня 2014 года геомагнитная обстановка была спокойной, землетрясения со значительной магнитудой также не регистрировались, а возможное извержение Этны могло бы повлиять на сигналы только вдоль одной трассы. Таким образом, ни один из этих факторов не мог вызвать наблюдаемые аномалии амплитуды. Проведенное исследование показало один из эффектов от распространения волн метеоцунами, которые вызвали вариацию параметров нижней ионосферы.

3. Методы исследования. Применение программного комплекса CARDINAL для воспроизведения динамических процессов в океанах и морях

3.1 Общие сведения о ПК CARDINAL

Методология исследования метеорологических цунами в Средиземном море опирается на современные информационные технологии, предусматривающие использование математических моделей изучаемого явления. В случае моделирования метеорологических цунами будут использованы возможности программного комплекса CARDINAL.

Программа CARDINAL предназначена для расчетов стоковых, ветровых, приливных, плотностных и других типов течений и колебаний уровня [10]. Использование данного ПК при моделировании метеоцунами позволяет получить на выходе такие данные, как, например, изолинии уровня и векторы полных потоков.

Моделирование начинается с создания границы области и расчетной сетки. В качестве подложки для ввода границ программа позволяет использовать загруженные карты исследуемого района в допустимых форматах bmp, png и jpg. Также имеется возможность создания прямоугольной сетки, без создания предварительно контура расчетной области. Это может быть сделано с использованием подложки или поля глубин, в этом случае тоже имеется возможность загрузки значений из базы данных с сайта NOAA, из других моделей и прочих архивов. Береговые линии любого объекта можно загрузить и импортировать с использованием специальной программы, ссылки на которую можно найти в [10]. Ввод параметров расчетной области включает в себя масштаб используемой карты; координаты, которые характеризуют размер области на экране в метрах; задание координат под размер контура; географические координаты нулевой точки в локальной системе координат.

Вкладка «Атмосфера» позволяет вводить данные о ветре, атмосферном давлении, радиационных параметрах. В процессе создания моделей имеется возможность задавать различные значения с помощью аналитических функций.

В данном случае есть возможность ввести идеализированный циклон с соответствующим полем ветра,двигающийся по заданной траектории. В программе также можно использовать данные о ветре и давлении, поступающие из атмосферных моделей HIRLAM, FORCE, COSMO, WRF, MM5.

Автором ПК также предусмотрена функция статистической обработки рядов, если в этом возникает необходимость.

Использование ПК CARDINAL позволяет решать огромное количество прикладных задач. В зависимости от конечной цели моделирования вводятся или импортируются различные исходные данные: контуры берегов и поля глубин; поля ветра и атмосферного давления; гидродинамические параметры дна и нижней поверхности льда; начальные условия для уровня воды, скорости, температуры воды, солености, концентраций загрязняющих веществ и так далее [9,10].

Выходная информация представляется в графической форме в программе и может быть экспортирована в виде текстовых файлов. Это скорости и поля потоков; изолинии и трехмерный вид поля уровня воды; изолинии и трехмерный вид поля глубин; спектры колебаний уровня; расход донных наносов, изолинии концентраций, температуры и солености и так далее.

3.2. Моделирование колебаний уровня и задание атмосферного воздействия в ПК CARDINAL.

Моделирование непериодических колебаний уровня в различных акваториях и в частности колебаний уровня типа штормовых нагонов, тягунов и метеоцунами требует задания воздействия атмосферных процессов на уровенную поверхность моря. Для этого необходимо задавать распределение атмосферного давления над всей расчетной областью. Эта процедура предусмотрена в ПК CARDINAL в разделе «Атмосфера». При работе ПК CARDINAL в оперативном режиме или для реализации конкретных практических задач в разделе «Атмосфера» предусмотрено задание поля

атмосферного давления по фактическим данным, получаемым от российских или зарубежных метеоцентров. При рассмотрении многосуточных процессов эта процедура занимает значительное время и требует допуска к архивным данным метеоцентров. Поэтому в работах [1,2,3] был предложен и реализован в ПК CARDINAL метод аналитического задания поля атмосферного давления в случае распространения активных барических образований - циклонов, которые обычно и приводят к неперриодическим колебаниям уровня, типа штормовых нагонов. В этом случае поле атмосферного давления в районе действия циклона задается в виде концентрических изобар. Для полного описания такого циклона необходимо задать характерный размер циклона – радиус максимального ветра, максимальное падение давления в центре циклона по отношению к давлению на периферии и время развития циклона, т. е. время от начала расчета до максимального углубления и время заполнения циклона. Кроме этого, для описания траектории движения циклона задаются компоненты скорости движения центра по осям декартовых координат. При штормовых нагонах особенно значительные подъемы уровня наблюдаются при прохождении холодного фронта циклона, поэтому К.А Клеваннам был разработан метод учета усиления и изменения направления ветра на холодном фронте. Этот метод и задание всех необходимых параметров реализованы во вкладке «Атмосфера» ПК CARDINAL. Аналитическое задание поля атмосферного давления и воздействие циклона на значительные и экстремальные колебания уровня при штормовых нагонах успешно применены в работах [1,2,3] и дипломных работах студентов РГГМУ.

Попытка воспроизведения метеоцунами с помощью ПК CARDINAL была выполнена только в магистерской работе [25], но не была завершена, т.е. проанализированы случаи метеоцунами в Средиземном море, но выполнено моделирование только штормовых нагонов от малоподвижного или стационарного циклона.

3.3 Карты атмосферного давления в периоды наблюдавшихся метеоцунами

Прежде чем перейти к численным экспериментам, приведём имеющуюся информацию по атмосферным возмущениям и по картам атмосферного давления в периоды проявления метеорологических цунами. Ранее уже были приведены синоптические карты в районе Средиземного моря за 15 июня 2006 года, а также за 25 и 27 июня 2014 года (рисунок 2, рисунок 8 и рисунок 9). Все синоптические карты взяты из берлинского архива и находятся в свободном доступе (рисунок 13, рисунок 14 и рисунок 15). Информационный портал открывает доступ к архивным данным по Средиземному морю за любую интересующую дату, начиная с 13 октября 2002 года.

В статье А.Б. Рабиновича и С. Монсеррата [35] можно найти данные по атмосферным возмущениям во время метеорологического цунами 15 июня 2006 года (рисунок 10).

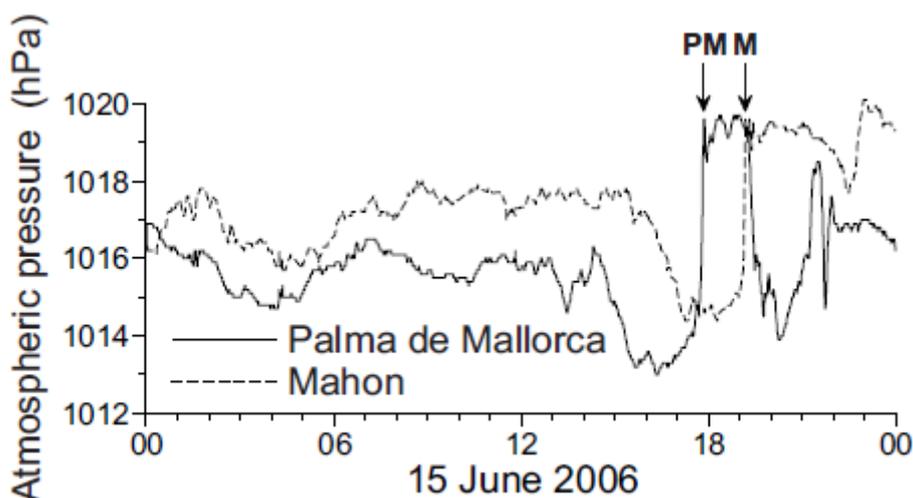


Рисунок 10 – Данные по атмосферному давлению в Пальма-де-Майорке и Маоне (остров Менорка) [35]

Возмущение атмосферного давления сначала было зафиксировано в Пальма-де-Майорке примерно в 19.50 по местному времени (17.50 UTC). Затем примерно через 77 минут в Маоне в 21.07 (19.07 UTC).

Изменения атмосферного давления происходили достаточно быстро, согласно приведенным в статье данным, на 5 гПа менее чем за 10 минут.

На рисунке 11 можно наблюдать похожую картину по атмосферным возмущениям, зафиксированным во время метеорологического цунами у побережья Хорватии в июне 2003 года.

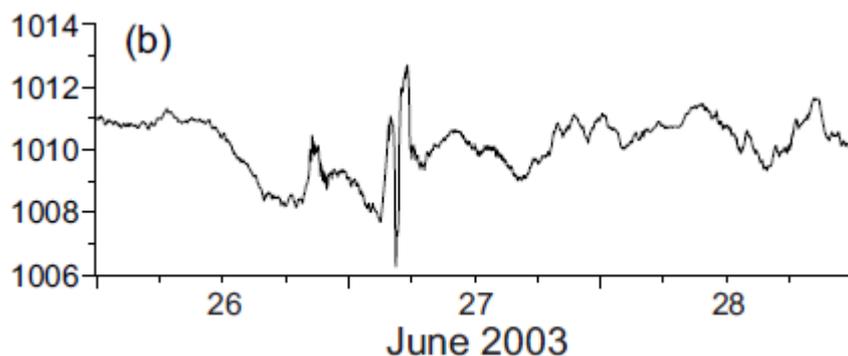


Рисунок 11 - Данные по атмосферному давлению в районе города Сплит (Хорватия) в июне 2003 года [35]

В статье [34] также приводятся зарегистрированные атмосферные возмущения по событию 2006 года (рисунок 12).

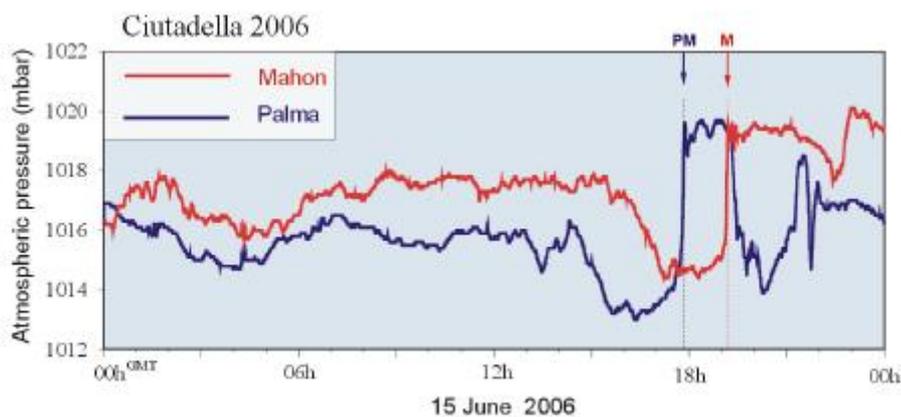


Рисунок 12 - Данные по атмосферному давлению в Пальма-де-Майорке и Маоне (остров Менорка) [34]

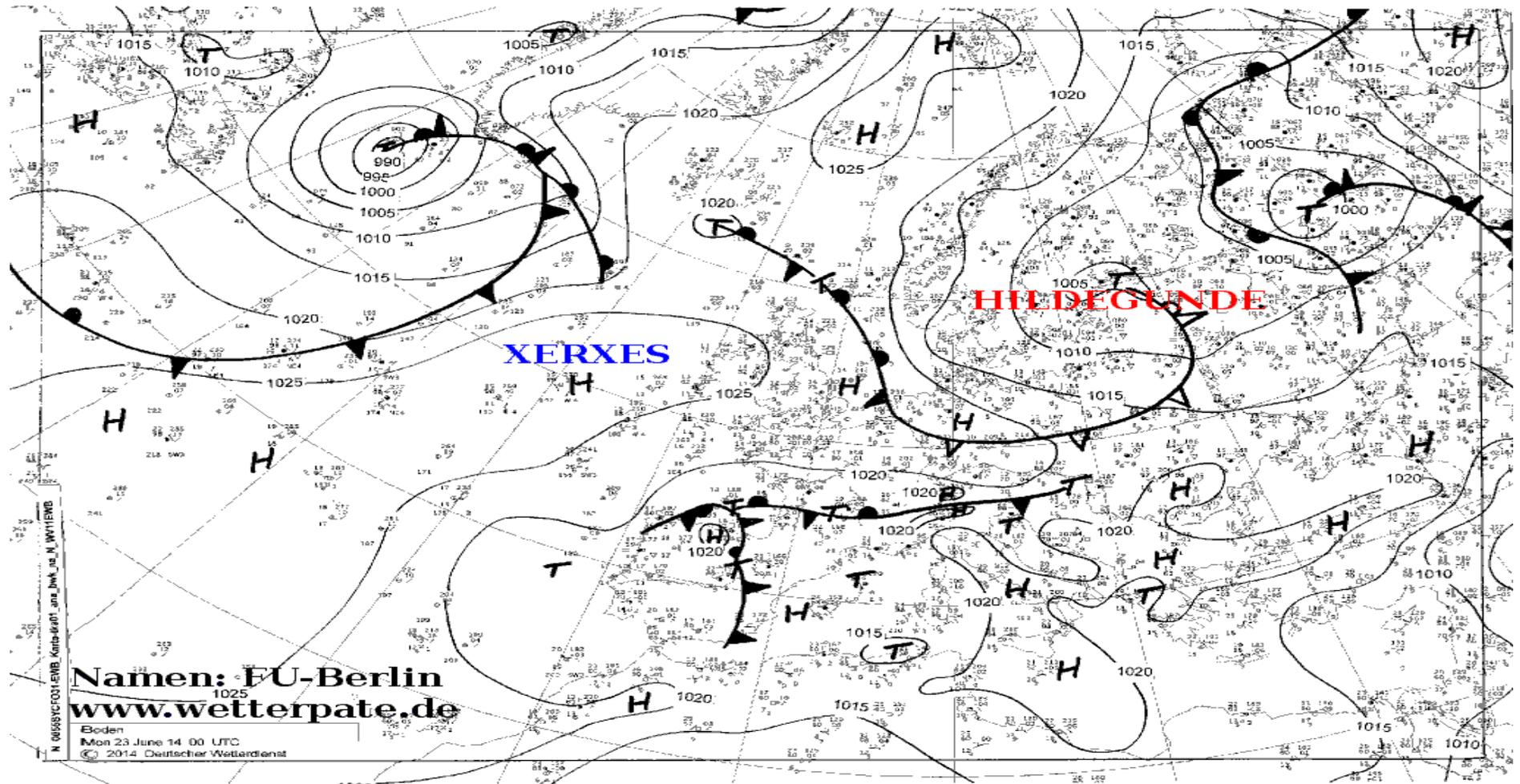


Рисунок 13 - Синоптическая карта в районе Средиземного моря 23 июня 2014 года [8]

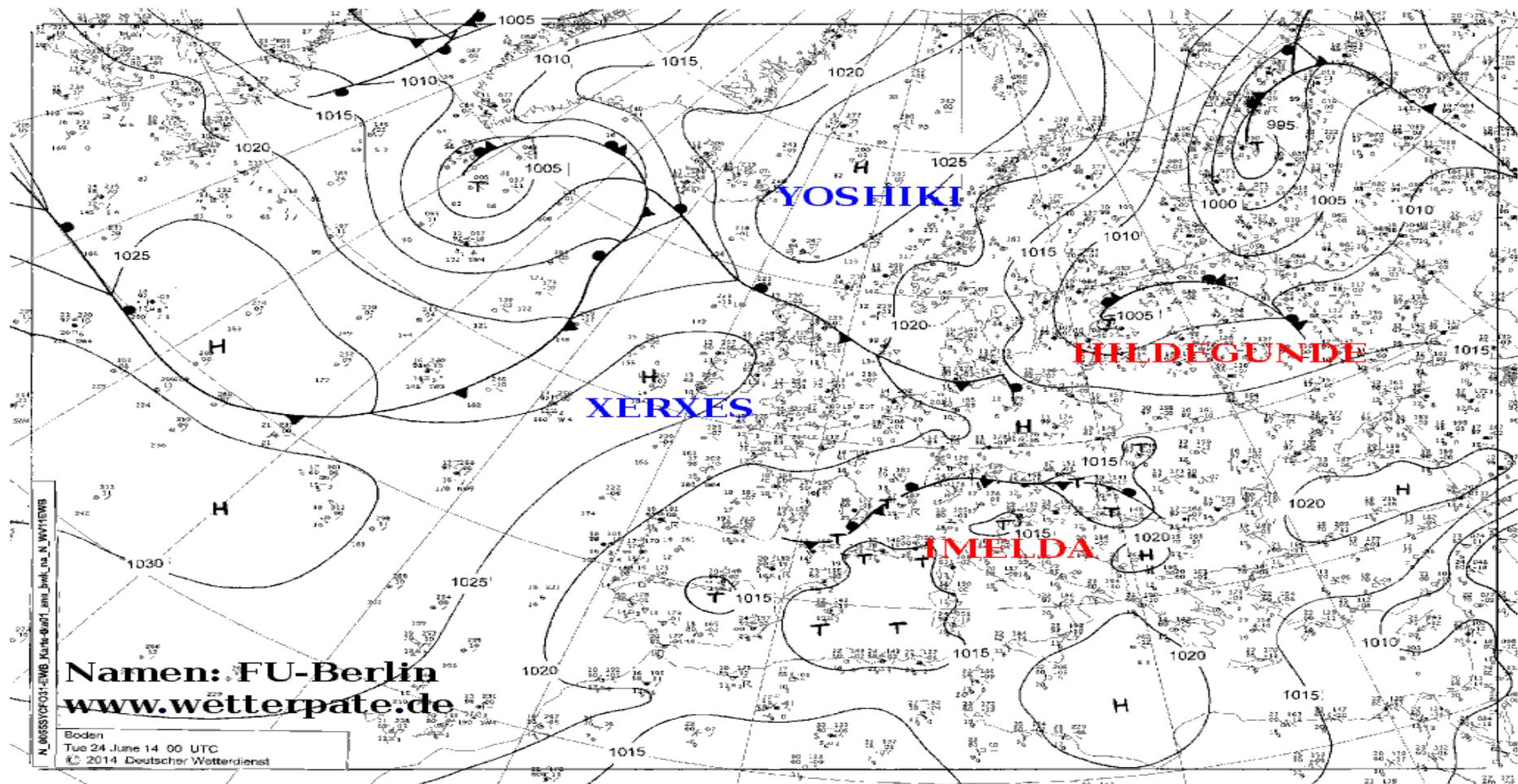


Рисунок 14- Синоптическая карта в районе Средиземного моря 24 июня 2014 года [8]

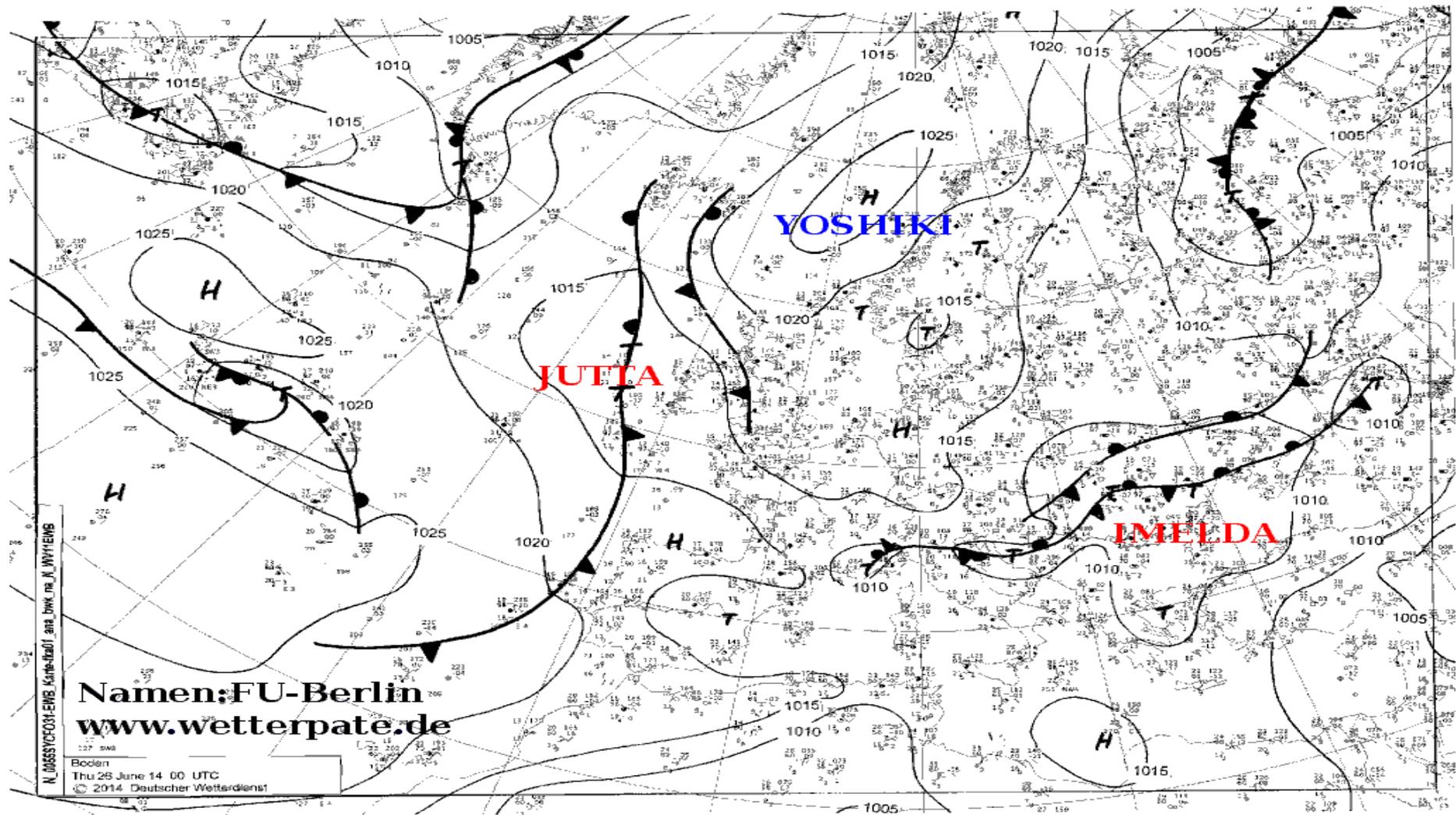


Рисунок 15 - Синоптическая карта в районе Средиземного моря 26 июня 2014 года [8]

4 Численные эксперименты и анализ результатов

Выполнено около 25 численных экспериментов, в которых воспроизводились колебания уровня в акваториях и пунктах, где наблюдались метеоцунами, а также и в других пунктах, в которых могли быть значительные колебания уровня при прохождении активных барических образований – циклонов, или атмосферных импульсов или скачков давления, описанных в разделе 2. К сожалению, возможности моделирования ограничивались производительностью компьютеров. В разделе 3 было сказано, что аналитическое представление атмосферного давления в программном комплексе CARDINAL позволяет экономить расчетное время по сравнению с заданием фактического давления над всей расчетной областью. Однако, расчет на стандартных компьютерах на 48 часов движения модельного циклона занимает 6-8 часов компьютерного времени с текущей прорисовкой хода уровня и движения циклона. Поэтому выполнение численных экспериментов требует значительного времени. Рассмотрим результаты наиболее удачных численных экспериментов.

Эксперимент 1.

Вводные данные первого эксперимента: в программном комплексе CARDINAL был задан стационарный циклон с центром в координатах 43°с.ш. 3°в.д. в 00 часов 01.01.2000 (условное время). Давление в центре циклона 988 гПа. Циклон не смещается и углубляется в течение 40 часов до 952 гПа, далее давление в центре растёт (рисунок 16).

Цель этого эксперимента – воспроизведение колебания уровня в бухте Сьютаделла, если в бухту приходит только длинная волна от стационарного циклона, с центром в координатах близких к тем, что наблюдались при метеоцунами.

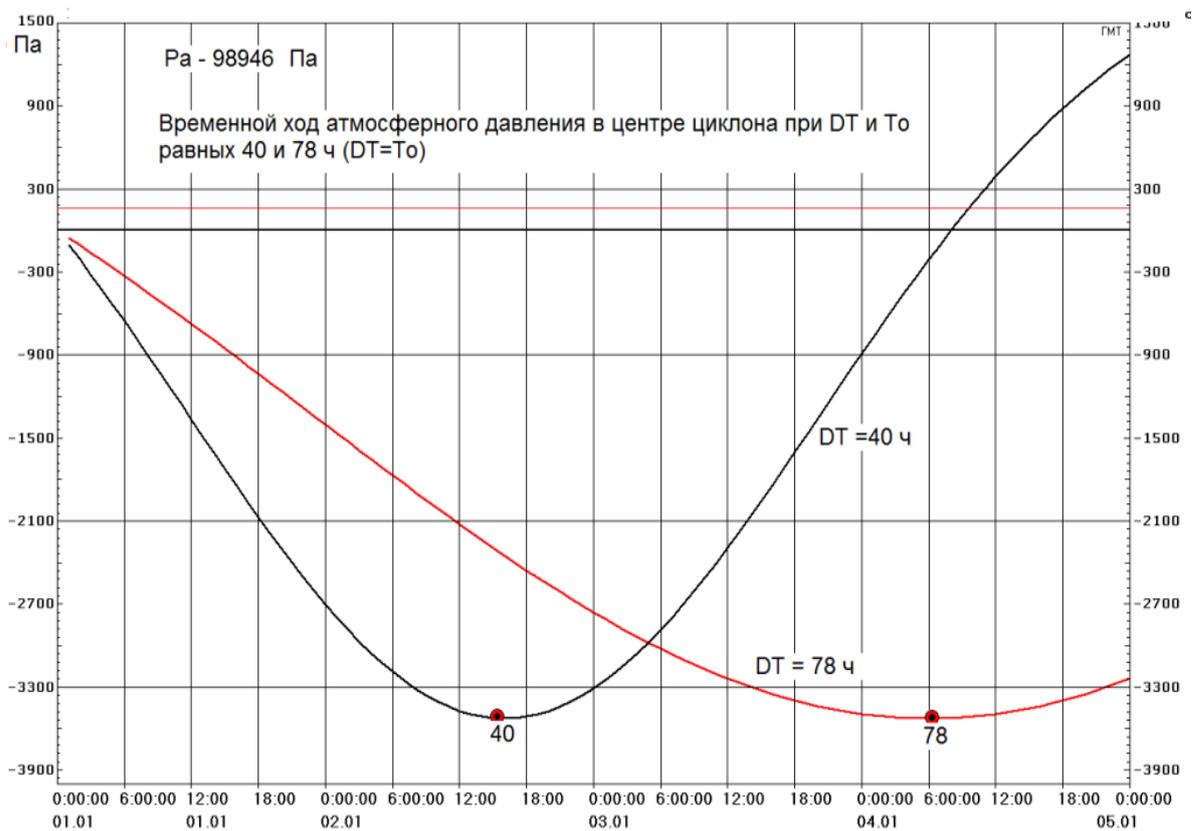


Рисунок 16 – Ход давления в центре циклона с минимумом через 40 часов и 78 часов

В бухте Сьютаделла наблюдаются значительные колебания уровня в первые 4 – 6 часов (до $\pm 80-100$ см) и через 15 часов после начала действия циклона (рисунок 17). Ветер в бухте Сьютаделла юго-западный, до 30 м/с в момент наибольшего развития циклона через 40 часов. В первые 10-12 часов ветер не более 15 м/с, т.е. в первые часы колебания уровня вызваны подходом к бухте длинных волн, вызванных нагонами и отраженными от берегов вблизи центра циклона. Но значительных колебаний с резонансным эффектом, видимо, не происходит.

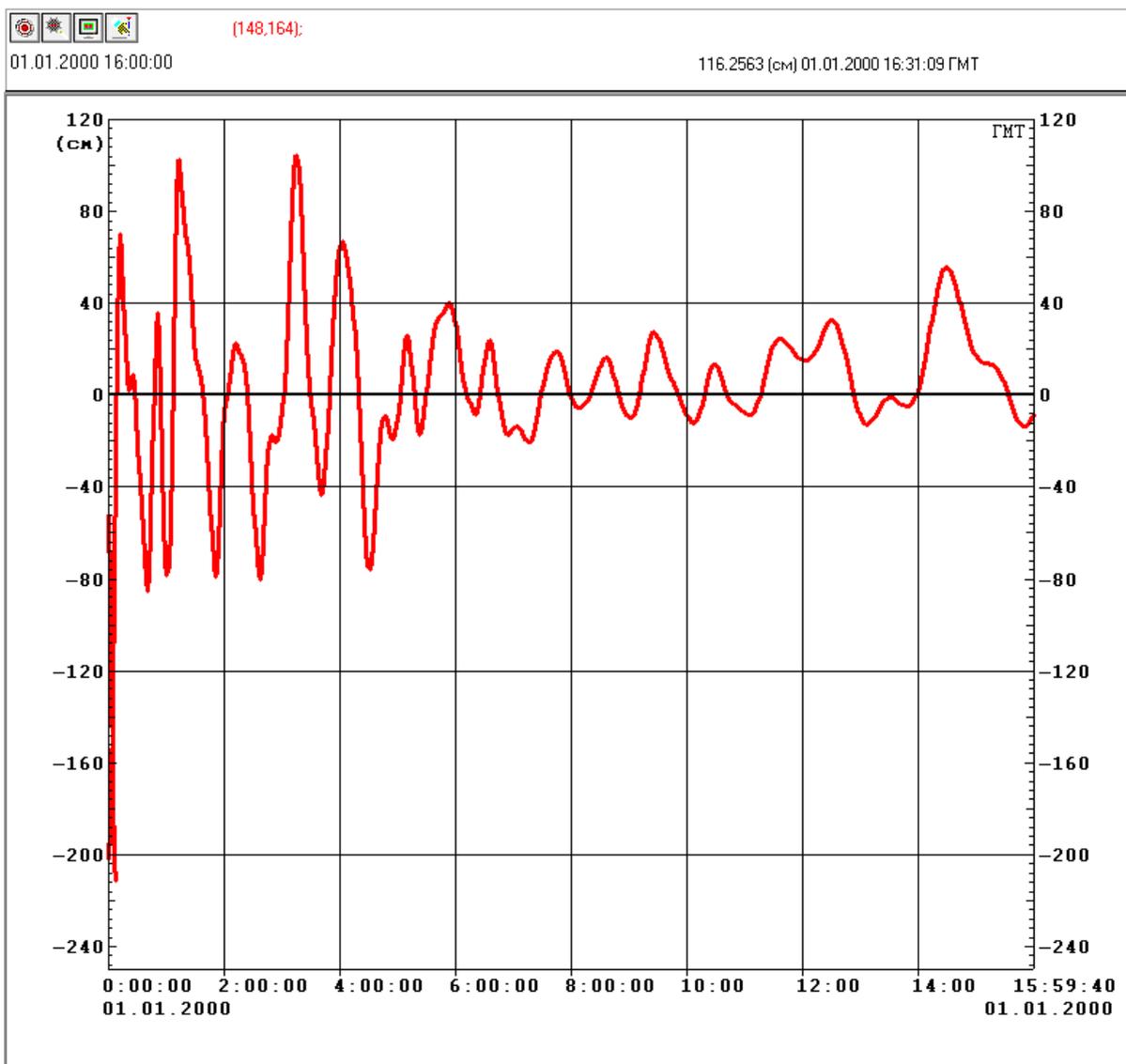


Рисунок 17 – Временной ход колебаний уровня в бухте Сьютаделла
(стационарный циклон)

Эксперимент 2.

Следующий эксперимент был проведен с движущимся циклоном. Начальные координаты циклона заданы в точке с координатами 38° с.ш. и $0,0^{\circ}$ (Гринвичский меридиан). Через 12 часов центр циклона находится в точке 43° с.ш. и 3° в.д., далее движется на северо-восток. Скорость ветра высокая, до 50 м/с в момент наибольшего развития циклона. Начальное давление 988 гПа. Ход давления в центре циклона показан в Таблице 2.

Таблица 2 – Ход давления в центре циклона

Час с начала движения	0	4	8	12	16	22
Р давление, гПа	988,0	973,7	959,6	952,9	957,9	985,2
Широта центра	38,0	39,5	41,5	43,0	44,5	46,0

Как видно из Таблицы 2, давление в центре движущегося циклона так же падает по экспоненте, но падает и растет значительно быстрее, чем в случае со стационарным циклоном. Минимальное давление можем наблюдать через 12 часов после начала движения циклона.

Как видно из рисунка 18, можем наблюдать спад и подъем уровня в бухте Сьютаделла. Примерно через 2 часа после начала движения циклона подъем уровня составляет более 150 см. Центр циклона в этот момент находится в точке с примерными координатами 38,7°с.ш. и 0,5°в.д.

После 12 часового спада давление в центре модельного «быстрого» циклона растет примерно на 5 гПа за 3-4 час. Это достаточно быстрый рост давления по синоптическим масштабам, но существенно более медленный, чем наблюдался при метеоцунами в Средиземноморских бухтах.

Тем не менее, колебания уровня до 0,5 м при росте давления в центре циклона (начиная с 12 часов условного времени с начала счета) в бухте Сьютаделла воспроизведены в этом численном эксперименте.

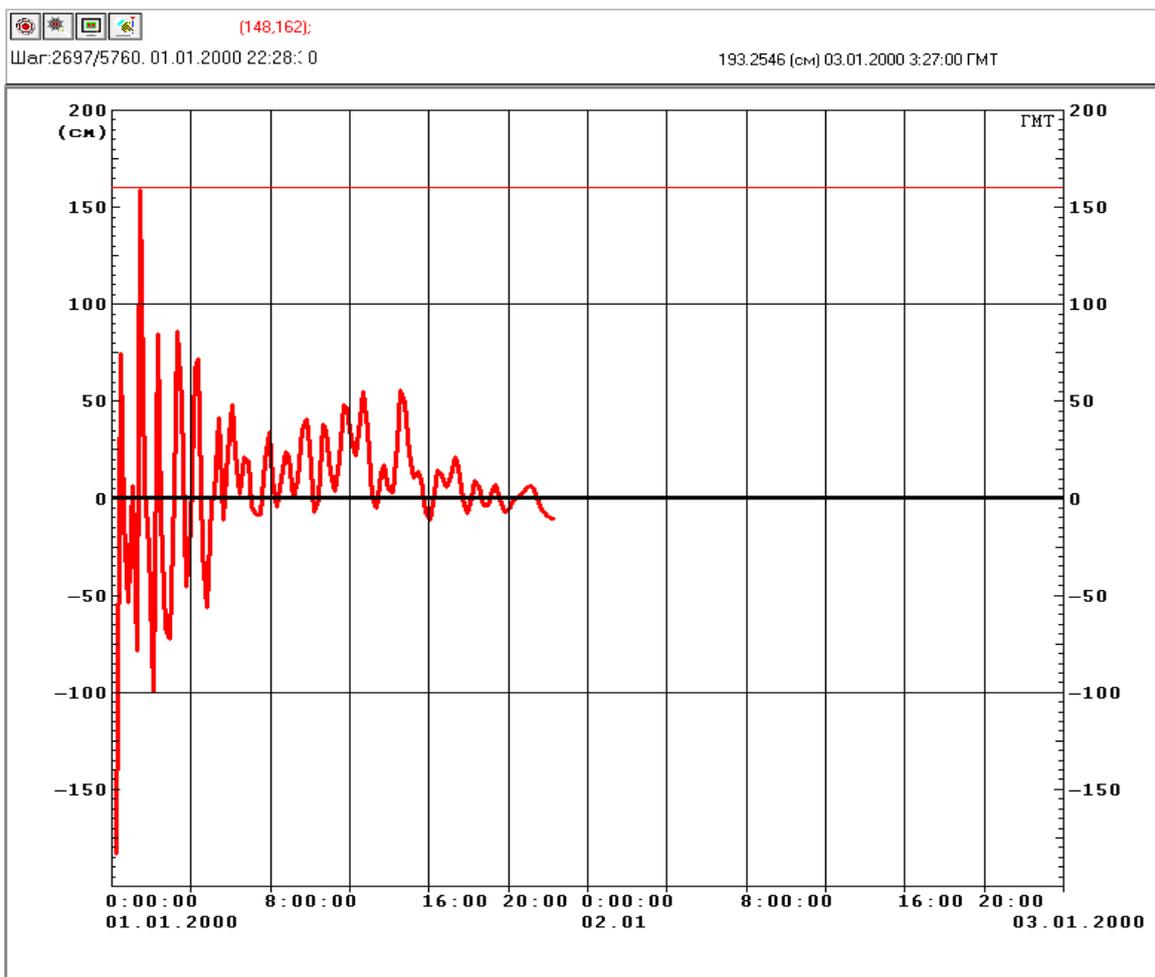


Рисунок 18 – Временной ход колебаний уровня в бухте Сьютаделла
(движущийся циклон)

В экспериментах 3 и 4 попытаемся воспроизвести ситуацию 23-27 июня 2014 года. Неглубокий циклон двигался вдоль 41-42° с.ш. с запада на восток (рисунок 19). Метеоцунами наблюдалось в Адриатическом море, на побережье Хорватии (Вела Лука), возможно, также на побережье Италии (Венецианский залив, Триестский залив), на побережье Албании и др.

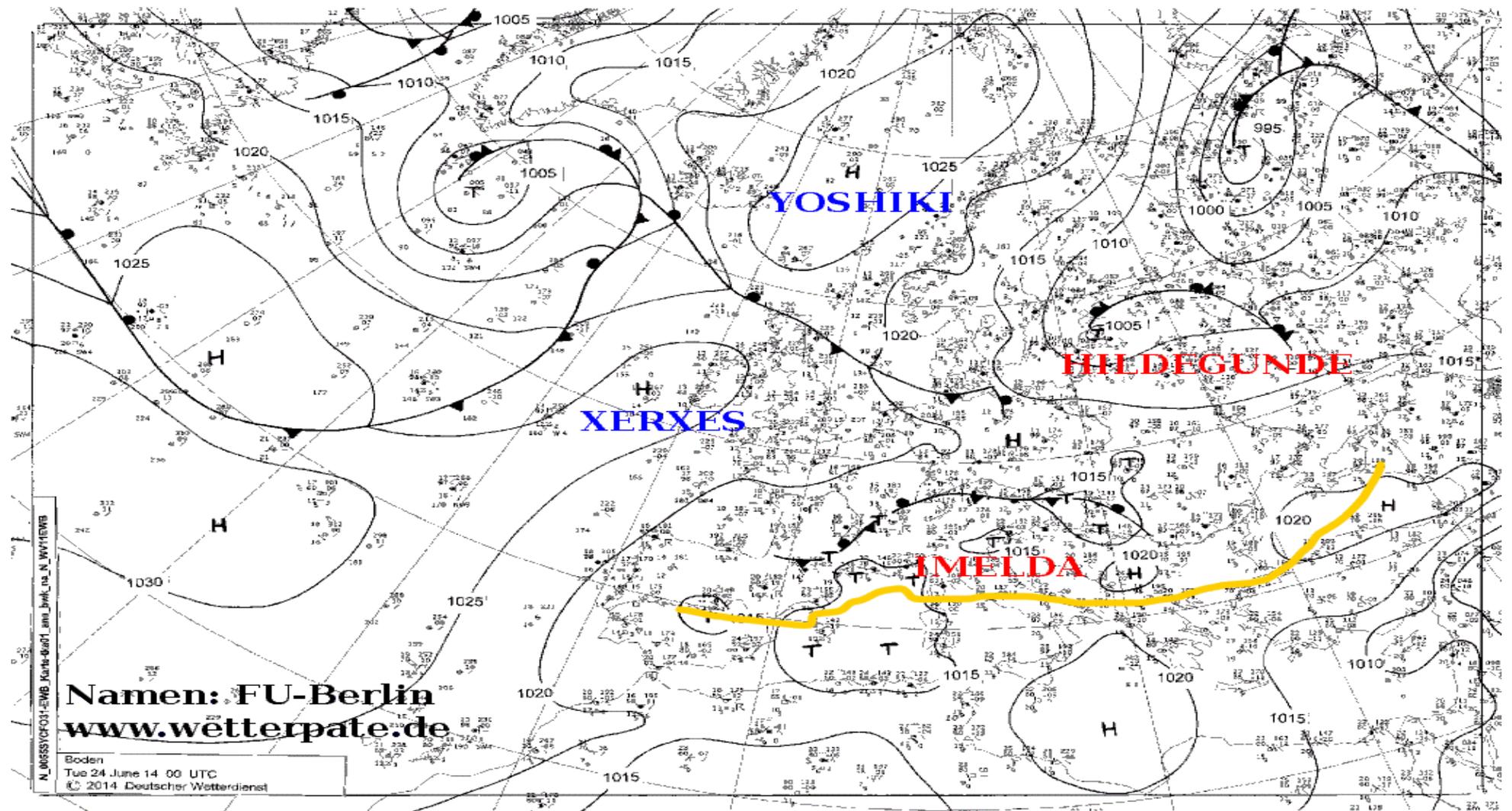


Рисунок 19 - Синоптическая карта в районе Средиземного моря за 00 час (ВСВ) 24 июня 2014 года с траекторией движения циклона 23-27 июня 2014 года [8]

Эксперимент 3.

Сначала задаем стационарный циклон, чтобы убедиться, что генерируются длинные волны, которые достигают Адриатики. Задаем параметры неглубокого циклона с понижением давления в центре от 1002 до 990 гПа. На приземных картах (например, за 24.06.2014 года, рисунок 19) видно, что циклон над Испанией и северной частью Средиземного моря действительно наблюдался. В численном эксперименте давление в центре модельного циклона падает на 10-12 гПа довольно быстро - за 10 часов. Радиус максимального ветра составляет 100 км. Этот радиус считается характерным размером циклона и наряду с падением давления в центре и параметрами движения циклона задается в разделе «Аналитика», вкладка «Атмосфера» программного комплекса CARDINAL [3]. Центр циклона расположен в координатах 43° с.ш. 3° в.д.

На рисунке 20 представлен временной ход уровня в бухте пункта Вела-Лука и в Триестском заливе. Второй пункт был выбран после нескольких численных экспериментов, в которых выяснилось, что в этом заливе, расположенном в северо-восточной оконечности Адриатического моря, в модельных экспериментах почти всегда наблюдаются значительные колебания уровня резонансного характера. Колебания уровня говорят о том, что длинные волны, сформированные циклоном, доходят до адриатического побережья через 4 -8 часов. Но амплитуда колебаний в Вела-Луке от минус 25 до плюс 25 см, т.е. не более 0,5 м. В Триесте амплитуда от минус 55 до плюс 50 см, т.е. около 1 м. Это показывает, что циклон даже с незначительным падением уровня в центре генерирует прогрессивные длинные волны, которые достигают побережья Адриатического моря, в том числе акваторий в самой северной части моря. В [16] показано, что более глубокий стационарный циклон с центром примерно в тех же координатах, генерирует длинные волны, которые распространяются по всей акватории Средиземного моря.

По результатам эксперимента (рисунок 20) видно, что амплитуда колебаний и отклонения уровня от нулевого значения в бухте Вела-Лука и в

Триестском заливе не достигают значительных величин, если не действуют другие эффекты или механизмы. В следующем представленном численном эксперименте будет задаваться дополнительный атмосферный импульс для воспроизведения колебаний уровня в тех же акваториях.

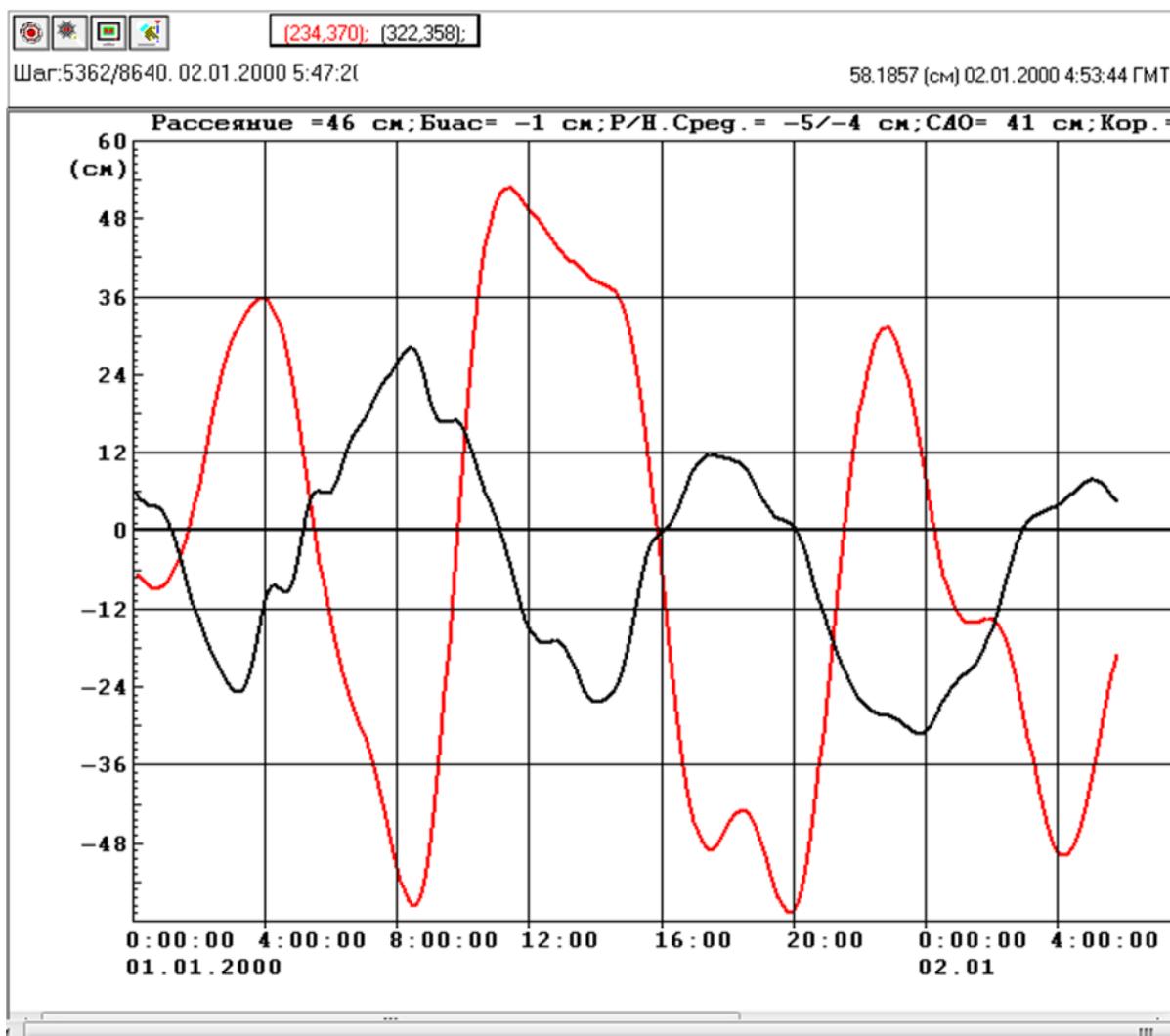


Рисунок 20 - Временной ход уровня в бухте вблизи пункта Вела-Лука (черная линия) и в Триестском заливе (красная линия). Стационарный циклон с центром в 43° с.ш. 3° в.д. в 00 час 01.01.2000 условного модельного времени.

Эксперимент 4.

Циклон с начальными параметрами 1002 гПа, и радиусом наибольшего ветра 100 км, движется со скоростью 60 км/час вдоль 43° с.ш., начиная с 6° в.д. циклон углубляется до 990 гПа через 10 часов, находясь примерно в центре

Адриатического моря (рисунок 21). Из сравнения с фактической картой атмосферного давления на рисунке 19 видно, что один из центров циклона IMELDA, находился как раз примерно в тех же координатах над Адриатикой 24.06.2014 года. Затем модельный циклон продолжает двигаться на восток с той же скоростью 60 км/час; давление в центре растет до 1010 гПа через 22-23 час от начала расчета и начала движения. Далее циклон уходит через Болгарию на Черное море к концу вторых суток (условное время 23-24 час 02.01.2000, общее время расчета около 48 часов). Начиная уже примерно с 13-14 часов от начала расчета, циклон непосредственно не влияет на поверхность Адриатического моря, т.к. уходит с моря на восток, на сушу, ветер быстро ослабевает до нулевых значений.

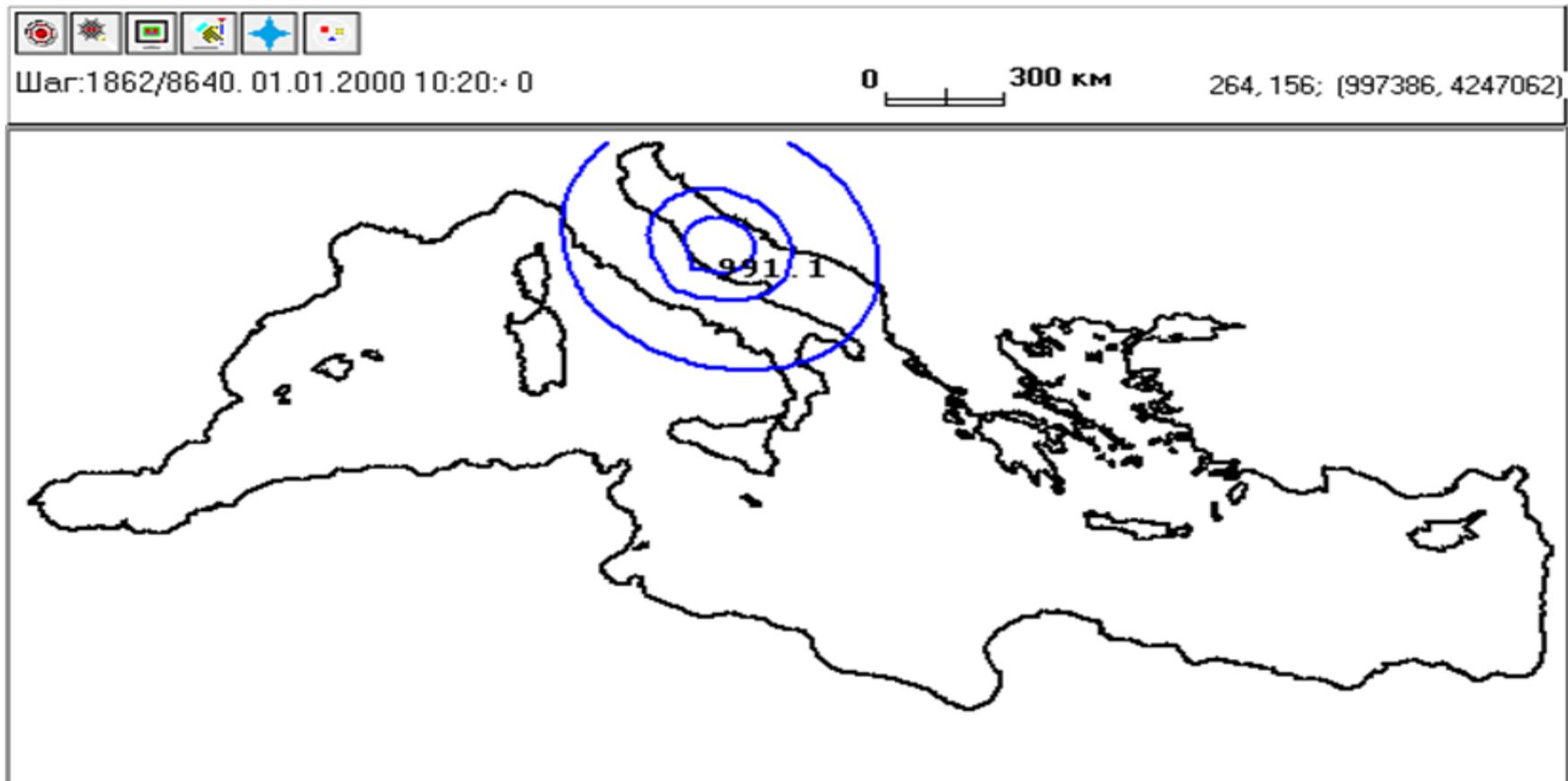


Рисунок 21 - Положение модельного циклона через 10 часов от начала расчета – (начало расчета и движения циклона 00 час (BCB) 01.01.2000 условного времени). Близкое к максимальному развитие неглубокого компактного ($R=100$ км) циклона

На рисунке 22 представлен временной ход уровня в бухте вблизи пункта Вела-Лука (черная линия) и в Триестском заливе (красная линия) в случае движения описанного модельного циклона.

В бухте Вела-Лука увеличение колебаний уровня происходит до минус 45 см и плюс 30 см, но не достигают наблюдавшихся 1-2 метровых колебаний, как было в действительности, хотя центр модельного циклона прошел непосредственно над акваторией бухты. Очевидные резонансные колебания уровня наблюдаются в Триестском заливе. Они достигают ± 100 см, причем первый значительный максимум отмечается через 12 часов от начала расчета, т.е. тогда, когда центр циклона находился уже значительно восточнее меридиана Триестского залива. Остальные максимумы и минимумы наблюдались в эксперименте еще позже, когда модельный циклон уже не оказывал никакого влияния на уровень в Адриатике. Это свидетельствует о резонансном характере этих колебаний. Причем, можно было бы предположить, что ветер нагонного направления мог создать эффект совпадения гребня длинной волны в 11 часов (рисунок 20, стационарный циклон) и ветрового нагона, но в 10-12 часов 01.01.2000 условного времени ветер над северной частью Адриатического моря имел восточное и северо-восточное направление, т.е. имел сгонный характер для Триестского залива. Это подтверждается тем, что над северной частью Адриатического моря расположена северная, затем северо-западная периферия модельного циклона (рисунок 21), где ветры имеют восточное и северо-восточное направление. Остальные колебания до ± 100 см наблюдаются после 16 часов и на следующие сутки, когда полностью отсутствовало влияние циклона и сопутствующего ветра.

Отсюда можно сделать вывод, что наблюдаются резонансные колебания от совпадения гребней или подошв прогрессивных длинных волн, сгенерированных циклоном, когда он находился западнее Аппенинского полуострова и пришедших в Адриатическое море в 10-12 часов условного времени, со значительным собственным градиентом давления при прохождении

быстрого циклона над центром Адриатики в это же время. Последующие значительные колебания, видимо, носят характер собственных колебаний бассейна типа стоячих волн или сейш.

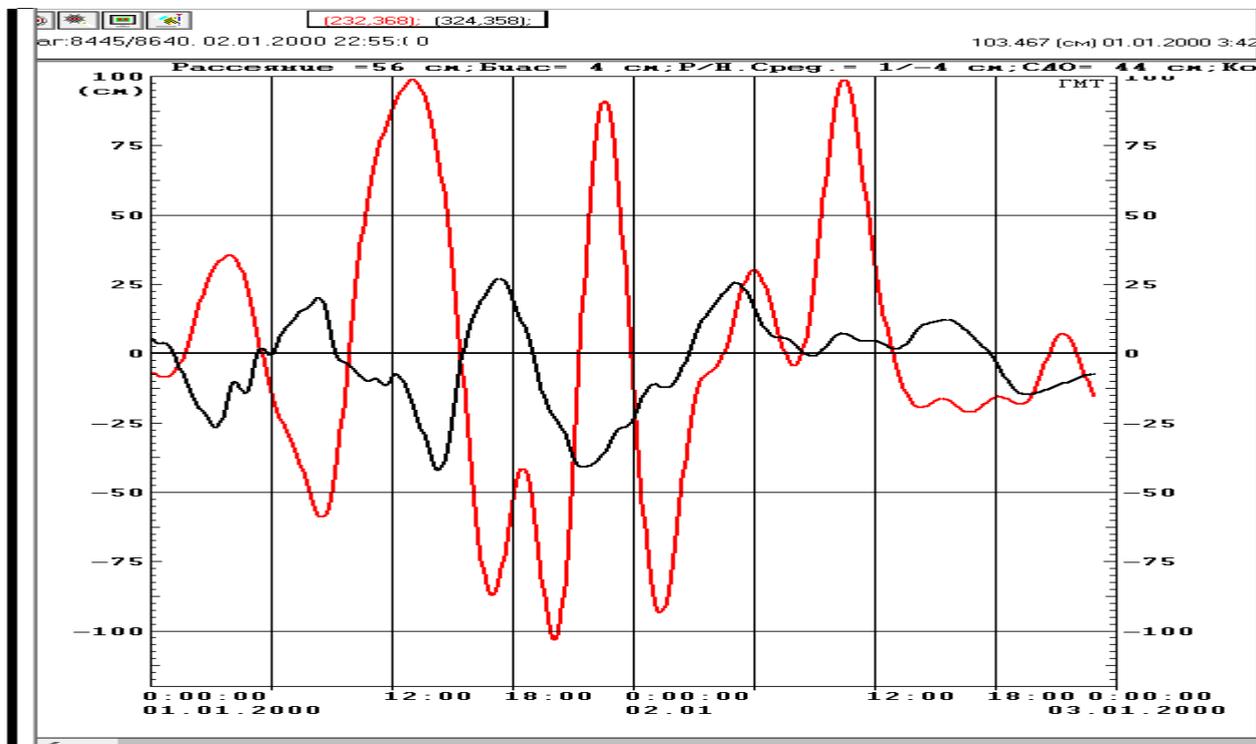


Рисунок 22 - Временной ход уровня в бухте вблизи пункта Вела-Лука (черная линия) и в Триестском заливе (красная линия) в случае движения модельного циклона по широте 43° с.ш. начиная от 6° в.д. до 34° в.д.

Заключение

Метеоцунами являются опасными гидрометеорологическими явлениями, поэтому их изучение, возможность моделирования и предсказания являются практически важными задачами.

С другой стороны подробные описания, надежные приборные показания и исследование механизмов формирования метеоцунами начаты сравнительно недавно, следовательно, моделирование этого явления является актуальной и новой научной задачей.

Изучение механизма формирования метеорологических цунами должно происходить с учетом специфических региональных особенностей конкретной области исследования. При анализе ряда случаев появления метеоцунами в Средиземном море, выявляются одни и те же закономерности: наличие резкого скачка давления (примерно 2-5 гПа) за короткий промежуток времени, а также наличие условий для возникновения двойного резонанса.

В данной работе предлагается использование современных информационных технологий, таких, как ПК CARDINAL, для задания параметров модельного циклона или других возможных атмосферных воздействий, что позволяет воспроизвести или моделировать непериодические колебания уровня, схожие с метеорологическими цунами в конкретных областях Средиземного моря.

Стоит отметить, что, несмотря на то, что ПК CARDINAL рассчитан на моделирование более крупномасштабных процессов, в ходе проведения численных экспериментов получилось воссоздать временной ход колебаний уровня и значительные амплитуды колебаний в отдельных заливах.

Численные эксперименты позволили воспроизвести длинные прогрессивные волны, генерируемые стационарными и движущимися циклонами. Также воспроизведены резонансные колебания уровня в отдельных акваториях при совпадении амплитуд и периодов прогрессивных волн и, собственно, атмосферного воздействия от барического образования. Время

интенсивного падения или роста давления на 4-5 гПа в экспериментах составляет 4-5 часов. В описанных реальных случаях метеоцунами скачки атмосферного давления в несколько гПа наблюдались в течение периода от нескольких минут до нескольких десятков минут. Поэтому можно сказать, что в приведенных экспериментах воспроизведены резонансные колебания уровня в акваториях меньшего временного масштаба, чем штормовые нагоны. Напомним, что при штормовых нагонах совпадают пики прогрессивных длинных волн и максимальные ветровые нагоны. Но временной масштаб изменчивости наших атмосферных воздействий составляет несколько часов, а в реальных случаях метеорологических цунами время атмосферных скачков - несколько минут. Такие мелкомасштабные явления не было возможности воспроизвести в имеющейся версии программного комплекса CARDINAL.

Тем не менее, в численных экспериментах воспроизведены резонансные колебания уровня за счет прогрессивных длинных волн и прохождения барического образования при отсутствии значительного ветра в отдельных акваториях Средиземного моря.

Список использованных источников

1. Аверкиев А.С., Клеванный К.А. Определение траекторий и скоростей циклонов, приводящих к максимальным подъемам воды в Финском заливе // Метеорология и гидрология, 2007, № 8, с. 55-63.
2. Аверкиев А.С. Оценка влияния циклонической активности на колебания уровня воды в Невской губе // Ученые записки РГГМУ, 2011, № 18, с. 100-111.
3. Аверкиев А.С., Клеванный К.А. Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива // Метеорология и гидрология, 2009, № 11, с. 59-68.
4. Веремьева Е.В., Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Аномальные колебания уровня моря, зарегистрированные в порту Холмск по данным наблюдений телеметрической сети Службы предупреждения цунами// Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 4. С. 195–201.
5. Гаврилов В.П. Нефтегазоносные бассейны Средиземного моря / В.П. Гаврилов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2015. - № 2. – С. 42-47.
6. Долгих С.Г., Долгих Г.И. Геосферные особенности проявления метеоцунами // Физика Земли. – 2019. - № 5. – С. 104-109.
7. Доронин Ю.П. Океанография шельфовой зоны. Учебное пособие. – СПб., изд. РГГМУ, 2007. -128 с.
8. Карты атмосферного давления над Средиземным морем. Режим доступа: www.met.fu-berlin.de/de/wetter/maps/ - свободный. Дата обращения 15.04.2020.
9. Клеванный К.А. Использование программного комплекса CARDINAL // К.А. Клеванный, Е.В. Смирнова // Журнал Университета водных коммуникаций. – 2009. – Вып. 1. – С. 153-162.
10. Клеванный К.А. CARDINAL. Руководство пользователя / К.А. Клеванный. – 181 с.

11. Ковалев Д. П., Ковалев П. Д., Хузеева М. О. Сейши, вызываемые атмосферными возмущениями в диапазоне периодов метеоцунами, у побережья южной половины острова Сахалин // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 4. С. 437–450.
12. Ковалев П.Д., Рабинович А.Б., Ковбасюк В.В. Гидрофизический эксперимент на юго-западном шельфе Камчатки (КАМШЕЛ-87) // Океанология. - 1989. - Т.29, вып.5. – С. 738-744.
13. Куницын Е.В. Генерация акустико-гравитационных волн различными источниками на поверхности Земли / Е.В. Куницын, Б.Ю. Крысанов, А.М. Воронцов // ВМУ. Серия 3. Физика. Астрономия. – 2018. - № 6. – С. 112-119.
14. Левин Б.В. Физика цунами и родственных явлений в океане / Б.В. Левин, М.А. Носов. – М.: Янус-К, 2005. – 360 с.
15. Маййза Ибрагим Амин Ахмед. Многолетняя изменчивость температуры воды в восточной части Средиземного моря: часть автореф. дис. ...канд. геогр. наук : 11.00.08 / Ибрагим Амин Ахмед Маййза. – 1984.
16. Математическое моделирование экстремальных гидродинамических условий в Средиземном море в районе строительства АЭС в Арабской Республике Египет, в районе города Эль-Дабаа : отчет о научно-исследовательской работе / ООО Кардинал Софт ; рук. Клеванный К.А. ; исполн. : Клеванный К.А., Смирнова Е.В. [и др.]. – СПб., 2016. – 117 с. – Арх. № 64.
17. Метеоцунами: «японская болезнь» Средиземноморья. Режим доступа: <http://sail-friend.ru/index.php?topic=538.0> – свободный. Дата обращения 11.04.2020.
18. Морозов Е.Г. Внутренние приливы и течения в Гибралтарском и Бабэль-Мандебском проливах // Фундаментальная и Прикладная Гидрофизика. – 2015. - № 3. – С. 80-84.
19. Носов М.А. Введение в теорию волн цунами. Учебное пособие. – Янус-К, 2019, 170 с.

20. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение / А.Б. Рабинович. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 326 с.
21. Рабинович А.Б. Метеорологические цунами: что это такое? / А.Б. Рабинович, Я. Шепич // Природа. – 2016. - № 1. – С. 12-26.
22. Соловьева М.С., А.А. Рожной, Б.В. Левин. Возмущение низкочастотных электромагнитных сигналов, вызванных метеоцунами в июне 2014 г. // Problems of geocosmos: межд. конф. (Санкт-Петербург, 03 октября – 07 октября 2016). Санкт-Петербург: Издательство ВВМ, 2016. С. 169-176.
23. Список островов Средиземного моря. Режим доступа: <https://dic.academic.ru/dic.nsf/ruwiki/272195> - свободный. Дата обращения 01.04.2020.
24. Средиземное море. Режим доступа: <https://geo.1sept.ru/2000/29/no29.htm> свободный. Дата обращения 01.04.2020.
25. Ханина А.О. Моделирование метеорологических цунами в Средиземном море: выпускная квалификационная работа (магистерская диссертация). Российский государственный гидрометеорологический университет, СПб, 2020.
26. Характеристика Средиземного моря. Режим доступа: http://earth06.narod.ru/a_ocean/6-2.htm – свободный. Дата обращения 01.04.2020.
27. Akamatsu H. On seiches in Nagasaki Bay//Pap. Meteor. Geophys. – 1982. – Vol. 33. – N 2. – P.95-115.
28. Donn W.L., Balachandran N.K. Coupling between a moving air-pressure disturbance and the sea surface // Tellus. – 1969. – Vol. 21. – N 5. – P. 701-706.
29. Donn W.L., Ewing M. Stokes edge waves in Lake Michigan // Science. – 1956. – Vol. 124. – P. 1238-1242.
30. Donn W.L., McGuinness W.T. Air-coupled long waves in the ocean // J. Meteorology. – 1960. – Vol. 17. – N 5. – P. 515-521.

31. Gomis D., Monserrat S., Tintore J. Pressure-forced seiches of large amplitude in inlets of the Balearic Islands // *J. Geophys. Res.* – 1992. – Vol. 97.
32. Hibiya T., Kajiura K. Origin of Abiki phenom in Nagasaki Bay // *J. Oceanogr. Soc. Japan.* – 1982. – Vol. 38. – N 3. – P. 172-182.
33. Hodzic M. Occurrences of exceptional sea level oscillations in the Vela Luka Bay // *Priroda.* 1979. V.68. – P. – 52-53.
34. Jansa A., Monserrat S., Gomis D. The rissaga of 15 June 2006 in Ciutadella (Menorca), a meteorological tsunami // *Advances in Geosciences.* – 2007. – Vol. 12. – P. 1-4.
35. Monserrat S., Vilibic I., Rabinovich A.B. Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band // *Natural Hazards and Earth System Sciences.* – 2006. – Vol. 6. – P. 1035-1051.
36. Orlic M. Fresh evidence relating the great Adriatic surge of 21 June 1978 to mesoscale atmospheric forcing // *Journal of geophysical research.* – 2010. – Vol. 115. – P. 1-19.
37. Rabinovich A.B., Monserrat S. Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: descriptive and statistical analysis // *Nat. Hazards.* – 1996. – VOL. 13. – P. 55-90.
38. Redfield A.C., Miller A.R. Water level accompanying Atlantic coast hurricanes // *In: Interaction of Sea and Atmosphere, Meteorological Monograph.* – 1957. – Vol. 2. – P. 1-23.
39. Tintore J., Gomis D., Alonso S., Wang D.P. A theoretical study of large sea level oscillations in the Western Mediterranean. // *J. Geophys. Res.* – 1998. – Vol. 93.