



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра океанологии

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

«Исследование тепловых потоков в многослойной среде вода-лёд-снег-
атмосфера на примере Финского залива»

Исполнитель: Кравцова Карина Владимировна

Научный руководитель: к. ф.-м. н., доцент, Подрезова Надежда
Алексеевна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

Кандидат географических наук

(ученая степень, ученое звание)

Густоев Дмитрий Владимирович

(фамилия, имя, отчество)

«26» июня 2023 г.

г. Санкт-Петербург

2023



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра океанологии

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

«Исследование тепловых потоков в многослойной среде вода-лёд-снег-
атмосфера на примере Финского залива»

Исполнитель: Кравцова Карина Владимировна

Руководитель: к. ф.-м. н., доцент, Подрезова Надежда Алексеевна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой _____

(подпись)

Кандидат географических наук

(ученая степень, ученое звание)

Густоев Дмитрий Владимирович

(фамилия, имя, отчество)

«___» _____ 2023 г.

г. Санкт-Петербург

2023

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ОПИСАНИЕ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЙ.....	5
1.1 ОСНОВНЫЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ..	5
1.2 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА	6
1.3 КЛИМАТ, ТЕМПЕРАТУРНЫЙ И СОЛЁНОСТНЫЙ РЕЖИМ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ	7
1.4 КЛИМАТ, ТЕМПЕРАТУРНЫЙ И СОЛЁНОСТНЫЙ РЕЖИМ ФИНСКОГО ЗАЛИВА	9
1.5 РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВЫЙ БАЛАНС	11
1.6 ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД НА ПОВЕРХНОСТИ.....	15
1.7 ЛЕДОВЫЕ УСЛОВИЯ МОРЯ.....	16
1.8 ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ФИНСКОГО ЗАЛИВА	16
ГЛАВА 2. ОПИСАНИЕ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ	17
2.1 ПОНЯТИЕ ТЕПЛООБМЕНА	17
2.2 ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК И КОЭФФИЦИЕНТ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ.....	17
2.3 ТЕПЛОПЕРЕДАЧА И КОНВЕКЦИЯ.....	19
2.4 КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА КОНВЕКТИВНОГО ТЕПЛООБМЕНА.....	20
2.5 ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ УРАВНЕНИЕ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ.....	21
2.6 НЕКОТОРЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В МНОГОСЛОЙНОЙ СРЕДЕ	22
2.7 ПРЯМЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ГРАДИЕНТОВ.....	24
2.8 ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЙ ПРИБОР, ИСПОЛЬЗОВАННЫЙ В РАБОТЕ.....	25
ГЛАВА 3. РАСЧЁТ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ В МНОГОСЛОЙНОЙ СРЕДЕ ВОДА-ЛЁД-СНЕГ-АТМОСФЕРА ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ	30
3.1 ФЕВРАЛЬ 2021	30
3.2 ФЕВРАЛЬ 2023	47
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	60
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....	61

Введение

Лёд в Финском заливе образуется ежегодно, но сроки его появления и исчезновения, степень распространения, а также толщина припайного и дрейфующего видов льда зависят от условий развития событий по тому или иному типу зимы. Ледообразование происходит в направлении с востока на запад, а его разрушение наоборот с запада на восток. Первый лёд обычно появляется в заливах, шхерах и бухтах, глубоко вдающихся в берег и, как правило, наиболее мелких местах. В Финском заливе ледовый период начинается в середине ноября. Максимальное развитие ледяного покрова отмечается в конце февраля–марте. [1]

В настоящее время существует не так много исследовательских работ по выбранной тематике, а для Балтийского моря и Финского залива мне не удалось найти каких-либо материалов. В этом как раз и заключается актуальность данной работы, которая может послужить основой для более сложных и длительных экспериментов, усовершенствованных и дополненных расчётов, расширенных по площади районов исследования в будущем. Например, в работе [2] были рассмотрены несколько способов расчёта теплового потока: из условий баланса тепла на границе сред вода-лёд и по температурным градиентам с дальнейшей параметризацией этих потоков с помощью измеренных скоростей течений.

Под воздействием достаточно сильного теплового потока от подлёдного слоя воды в направлении поверхности льда может наступить таяние с его нижней границы несмотря на отрицательную температуру воздуха. Именно поэтому важно изучать термическую динамику ледового покрова и воды под ним, особенно в судоходных районах акваторий, подверженных ежегодному замерзанию.

Цель исследования заключалась в проведение расчёта тепловых потоков в многослойной среде вода-лёд-снег-атмосфера при помощи полученных натуральных данных в течение экспериментов с постановкой термометрической косы.

Для успешного достижения цели были поставлены и в ходе работы решены такие задачи:

- Построение карт распределения толщины льда и снежного покрова, а также плотности снега в районе исследований в 2021 году по результатам ледовой практики для составления общей картины
- Построение графиков хода температуры в течение экспериментов
- Построение вертикальных профилей фактической температуры
- Построение графиков вертикального распределения почасовых средних температур в каждом слое
- Расчёт тепловых потоков за каждый час проведённых опытов
- Вычисление нарастания льда за время экспериментов и за сутки при полученных потоках
- Анализ полученных результатов

Глава 1. Описание региона исследований

1.1 Основные физико-географические характеристики Балтийского моря

Расположение Балтийского моря имеет преимущественно протяжённый меридиональный характер, то есть лежит в пределах от $54^{\circ}46'$ с. ш. до $65^{\circ}56'$ с.ш., но при этом является достаточно узким и растянулось между $9^{\circ}57'$ в. д. и $30^{\circ}00'$ в. д.. Его водами омываются такие страны как Россия, Германия, Финляндия, Швеция, Дания, Польша, Латвия, Литва, и Эстония. Балтийский регион в настоящий момент считается не самым заселённым в Европе, численность населения составляет примерно 50 миллионов человек, что никак не умаляет его экономическое, политическое и экологическое значение.

Оно окружено сушей почти со всех сторон и соединяется с Северным морем и Атлантикой только на юго-западе через узкие Датские проливы и далее через более широкие проливы Каттегат и Скагеррак (рис. 1). Такая обособленность от океана, коэффициент обособленности по ширине входов проливов Скагеррак и Каттегат равен 1.41, и его глубокое положение внутри позволяют отнести это море к внутреннему.



Рисунок 1. Расположение Балтийского моря на географической карте

Рельеф дна Балтийского моря в значительной степени неоднородный. Небольшие глубины моря объясняются его полным местонахождением в

пределах континентального шельфа. Карта глубин представлена на рисунке 2. Максимальная глубина (470 м) отмечается между Стокгольмом и Готландом. Датские проливы имеют небольшие её значения: Зунд 7–15 м, Большой Бельт 10–25 м и Малый Бельт 10–35 м. Мелководность проливов и сложная батиметрия дна затрудняют водообмен с Северным морем и замедляют полное обновление вод Балтики, которое по средним подсчётам составляет 30 лет. В современных границах Балтийское море имеет площадь 419 тыс. км² и объём 21,5 тыс. км³. [3]

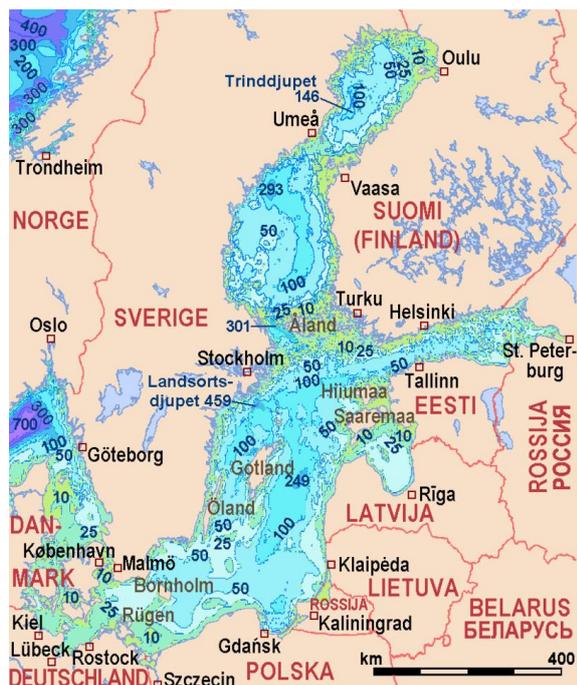


Рисунок 2. Карта глубин Балтийского моря

1.2 Физико-географическое описание Финского залива

Финский залив расположен в восточной части Балтийского моря и омывает берега Финляндии, России и Эстонии. Его площадь составляет 29.5 тыс. км². Залив вытянут в меридиональном направлении, его длина от полуострова Ханко до Санкт-Петербурга составляет 420 км, ширина от 70 км в горле до 130 км в самой широкой части (на меридиане о. Мощный), в Невской губе ширина уменьшается до 12 км. Залив считается мелководным, так как его средняя глубина равна 38 м, а максимальная – 123 м, отмечаемая у побережья Эстонии, в Невской губе она достигает 3–5 м (см.рис.3). Батиграфическая кривая

уменьшается в направлении от горла к вершине. Вода в Финском заливе полностью обновляется за 5 лет. [4,5]

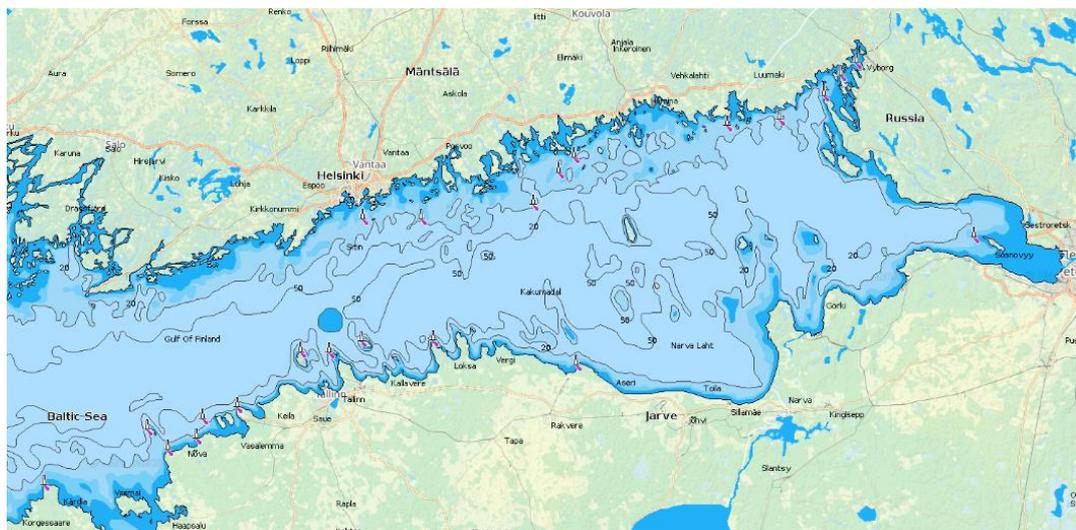


Рисунок 3. Расположение Финского залива на географической карте [6]

Рельеф дна Финского залива является сильно изрезанным и изобилует большим количеством разномасштабных впадин и возвышенностей, расположенных вдоль северной и северо-западной границы залива. [5,7]

1.3 Климат, температурный и солёностный режим Балтийского моря

Характером климата Балтийского моря определяется его умеренность и наличие черт континентального климата. Сезонные особенности связаны с взаимодействием барических центров, таких как Исландский минимум, Азорский максимум на западе и Сибирский максимум на востоке. Осень и зима характеризуются наибольшей интенсивностью циклонической деятельности, которая провоцирует пасмурную, дождливую погоду и сильные западные и юго-западные ветры, имеющие наибольшую встречаемость и силу. [3]

В самый тёплый месяц, июль, среднемесячная температура воздуха находится в пределах 14–15 °С в северном районе моря, Ботническом заливе, а в оставшихся частях акватории в среднем составляет 16–18 °С. Если на короткое время прогретый на Средиземноморье воздух проникает на эту территорию, то

может произойти сильный прогрев, инициирующий жаркую и сухую погоду. Самыми холодными месяцами в году считаются январь и февраль, в это время среднемесячная температура воздуха в центральной открытой части обычно равняется 1–3 °С, в то время как в Финском, Ботническом, Рижском заливах и других районах может достигать до -10 °С. [3]

Солёность воды Балтийского моря для отдельных участков акватории значительно отличается, что не позволяет сделать осреднение по всему морю, и можно говорить лишь об общем её распределении здесь. В целом она уменьшается от проливов Скагеррак и Каттегат, служащих входом в Балтийское море солёных Североморских вод и выходом опреснённых Балтийских, к востоку. В них она составляет 20 ‰ на поверхности и 30 ‰ у дна. В средней части моря солёность поверхностного слоя снижается до 6–8 ‰, на севере Ботнического залива до 2–3 ‰, а в Финском заливе доходит уже до 2 ‰ и ниже. Колоссальный речной сток (около 250 рек, 2.1 % от общего объёма моря) во многом определяет такой распреснённый гидрологический режим. В целом по всему исследуемому водоёму солёность увеличивается с глубиной. Например, в центральной части моря у дна достигает 13 ‰ (рис. 4 и 5). [3]

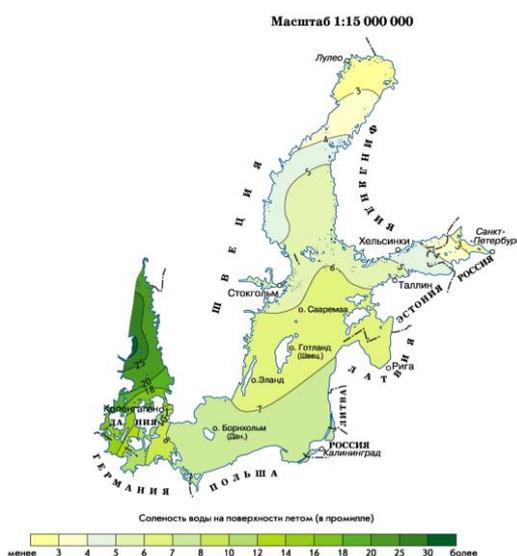


Рисунок 4. Солёность воды на поверхности Балтийского моря

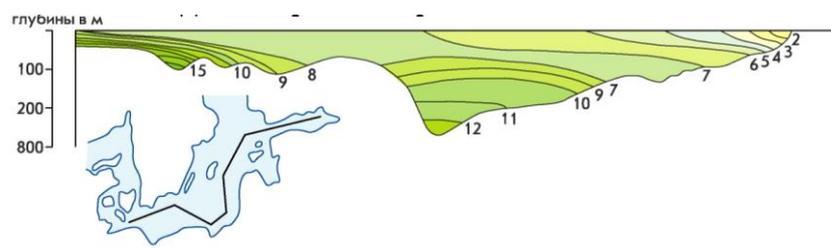


Рисунок 5. Распределение солёности по глубине

1.4 Климат, температурный и солёностный режим Финского залива

Климат Финского залива можно охарактеризовать как умеренный с избыточным увлажнением, который находится между морским и континентальным климатами. Воздушные массы, поступающие с Атлантики, определяют погоду в этом регионе. Циклоническая циркуляция преобладает в течение всего года, за исключением мая и июля, когда наблюдаются антициклоны и барические поля малой изменчивости. Западный, юго-западный и южный ветры доминируют в этом районе. Финский залив характеризуется избыточным увлажнением, с ежегодной испаряемостью около 250 мм. Большинство осадков выпадает в тёплое время года – около 70%, оставшиеся 30% – зимой. [5,8]

Зимняя погода умеренно тёплая и влажная с температурой воздуха от 0 °С до -8 °С. В январе наступает холодная и сухая погода с температурой воздуха от -17 °С до -25 °С. Зимой выпадает около четверти годового количества осадков. Лето умеренно тёплое, с температурой воздуха от 12 до 20 °С, но температура может снижаться до 5-10 °С из-за вторжения арктических воздушных масс. Осенью температура воздуха понижается, а облачность и влажность увеличиваются. [5,8]

Водная среда непрерывно подвержена воздействию температурных изменений воздуха, что в свою очередь может повлиять на характеристики местного климата. В зимние месяцы температуры воды восточной части залива приближаются к отметке 0 °С, тогда как в центральной и западной частях зафиксировано среднее значение в 0–2 °С. Летом температуры значительно повышаются, достигая максимума в восточной части залива и Невской губе, где

они составляют 18–20 °С, а в центральной и западной частях до 16–18 °С. Летом в вертикальной структуре водной среды происходит формирование термоклина, который обусловлен интенсивным прогревом поверхностных слоёв воды и постоянными штилевыми условиями. В осенний период температура воды постепенно снижается, а под воздействием ветров и перемешивания конвекции поверхностный слой выравнивается, что приводит к разрушению термоклина. Зимой вертикальное распределение температуры воды в открытой части Финского залива становится более равномерным, и изменение температуры на более глубоких уровнях становится менее изменчивым. В мелководной прибрежной части залива прогрев весной и охлаждение осенью происходят быстрее, чем в глубоководной области. Стоит отметить, что вертикальная стратификация воды залива является устойчивой и ограничивает конвекцию. [5,8]

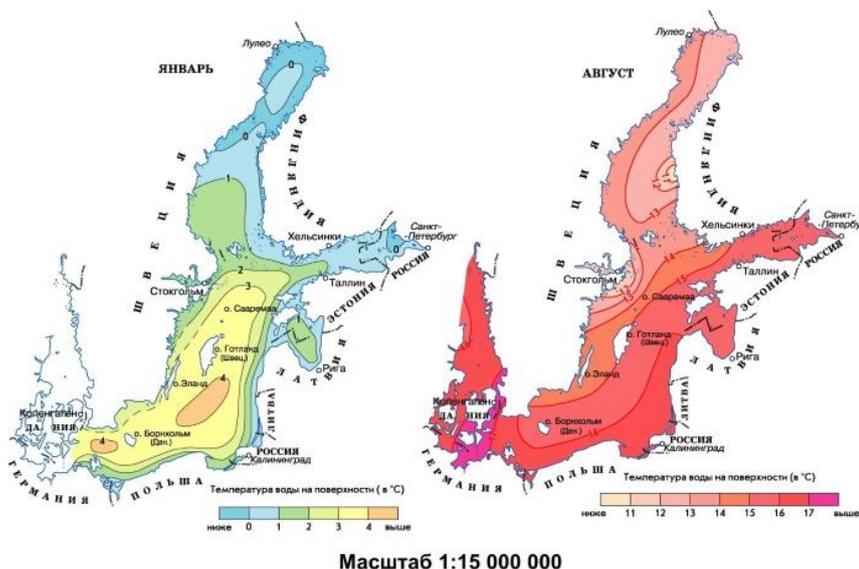


Рисунок 6. Температура воды на поверхности Балтийского моря в январе и августе

Факторы, которые влияют на уровень солёности вод Финского залива, включают опреснение из впадающих рек и приток солёных вод из западных районов Балтийского моря. Солёность поверхностного слоя увеличивается с востока на запад. Невская губа считается практически пресной из-за большого количества воды, поступающей из реки Невы. Однако, около островов Сескар и Мощный, солёность достигает 3–3.5 ‰ на поверхности и 4–6 ‰ около дна. В

районе острова Гогланд поверхностная солёность составляет приблизительно 4–4.5 ‰ в верхнем слое и 7 ‰ у дна. [5,8]

1.5 Радиационный и тепловой баланс

Радиационный прогрев поверхности моря различается в зависимости от времени года и местоположения, что влияет на сезонные изменения температуры поверхностных вод и её распределение. Летом поверхность наиболее сильно прогревается, но этот процесс происходит по-разному в разных районах моря, что отражается на температуре поверхности. Ветры, дующие с запада, перемещают поверхностные слои воды от западных берегов, что приводит к понижению температуры воды в центральных и южных районах моря, так как на их место поднимаются более холодные глубинные воды. Из-за влияния материка на западном побережье температура воды выше, чем на восточном. Такие сезонные колебания температуры воды охватывают только верхний квазиоднородный хорошо перемешивающийся слой вод, который в среднем составляет 50–60 м. При увеличении глубины она мало изменяется. Холодный промежуточный слой сохраняется летом, когда поверхность прогревается ещё больше и термоклин выражен более резко в сравнении с весенним. [3]

Для анализа межгодового хода радиационного и теплового балансов были выбраны несколько станций, находящиеся на одной широте, но на разных долготах акватории Балтийского моря с координатами: ст. 1–59.998° с.ш и 18.75° в.д. (Норртее, Швеция), ст. 2–59.998° с.ш. и 20.625° в.д. (Аландские о-ва), ст. 3–59.998° с.ш. и 22.5° в.д. (близ о. Госгрундет, Финляндия), ст. 4–59.998° с.ш. и 30° в.д. (акватория Невской губы, близ г. Лисий Нос). Исследовался период с 1990 года по 2021 год для обеспечения достаточной длины выборки. Расположение выбранных станций на карте представлено на рисунке 7 и полученные радиационный и тепловой балансы на рисунках 8 а), б) и 9 а), б).



Рисунок 7. Карта с выбранными станциями

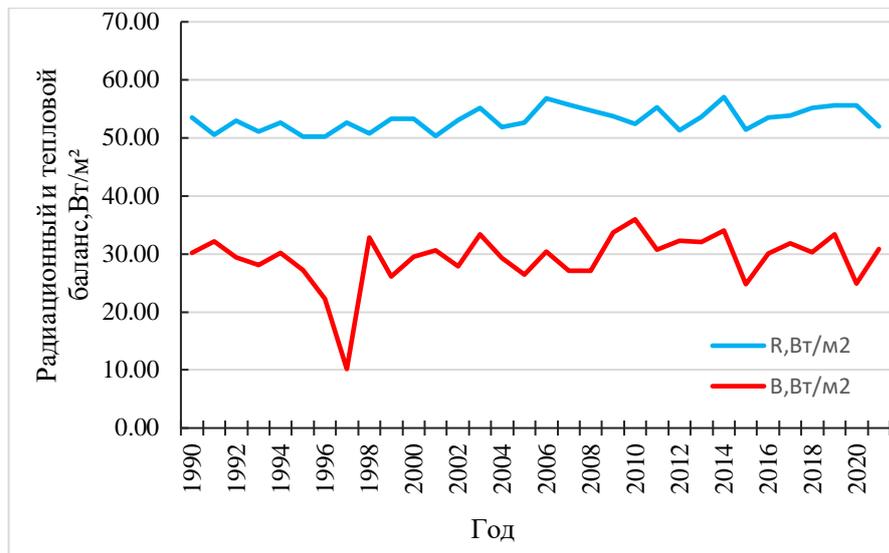
Количественное соотношение между потоками тепла, пересекающими единичную площадку и имеющими различные направления, записывается в виде уравнение теплового баланса поверхности океана. Обычно знак «+» присваивают потокам, идущим в направлении к океану и повышающим его теплосодержание, а «-» — потокам тепла из океана. Относительно атмосферы знаки назначаются таким же образом, то есть потокам тепла в атмосферу приписывают положительный знак, и наоборот.

Для расчётов использовались такие формулы:

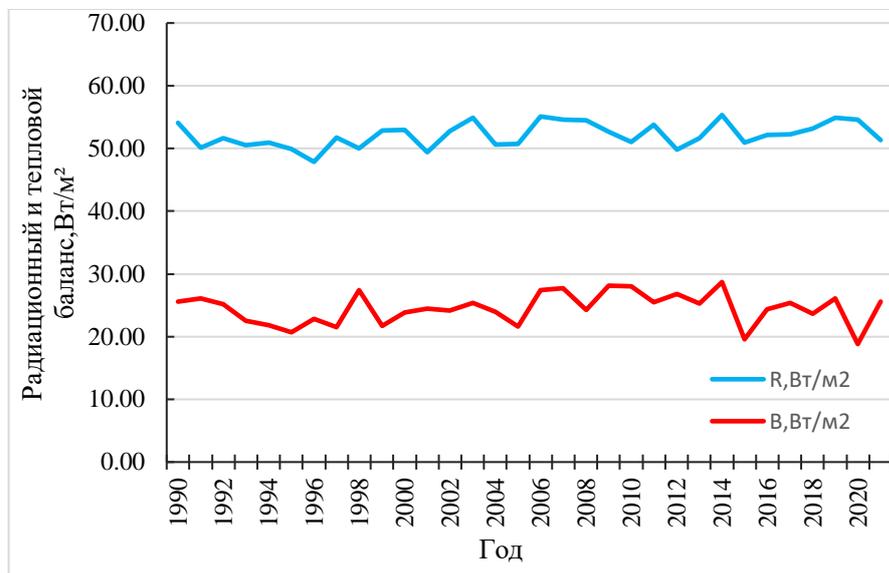
$$R = (LFD + SFD) - (LFU + LFD) \text{ [Вт/м}^2\text{]} \quad (1)$$

$$B = R + \text{Sensible} - \text{Latent} \text{ [Вт/м}^2\text{]} \quad (2)$$

, где Longwave flux (LFD) и Solar flux (SFD) – направленные вниз составляющие радиационного баланса, Longwave flux (LFU) и Solar flux (SFU)– направленные вверх составляющие радиационного баланса, Latent Heat Flux – скрытое тепло (затраты тепла на испарение), Sensible Heat Flux – явное тепло (турбулентный обмен).

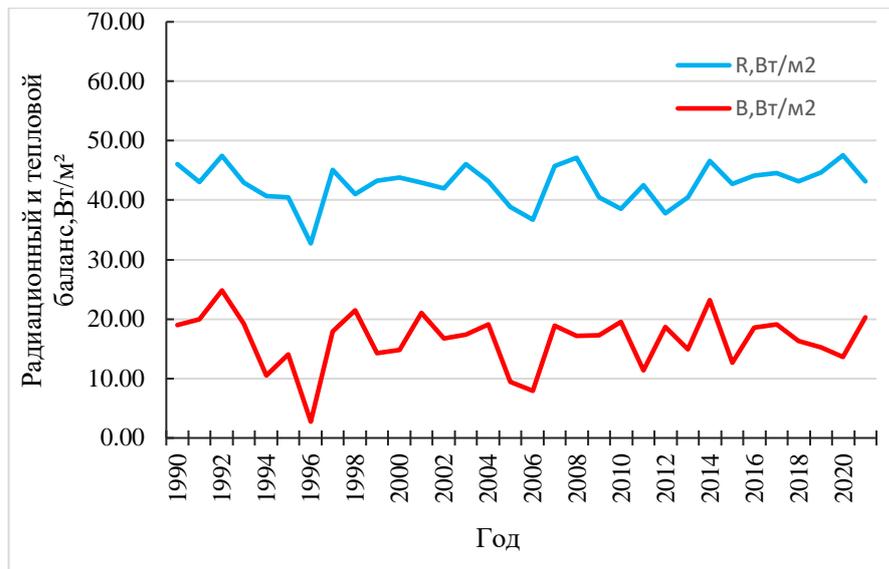


а)

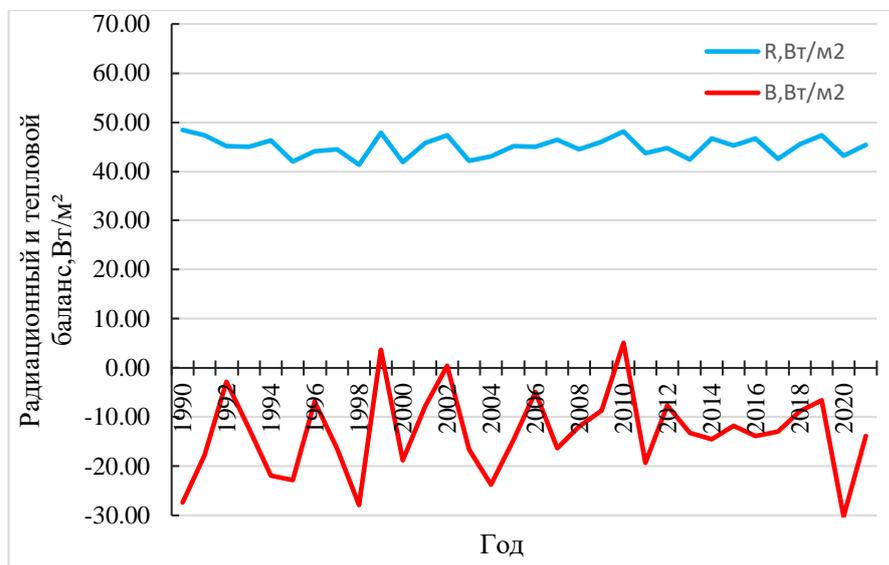


б)

Рисунок 8. Радиационный и тепловой баланс на а) станция 1 и б) станция 2



а)



б)

Рисунок 9. Радиационный и тепловой баланс на а) станция 3 и б) станция 4

Во всех выбранных точках радиационный баланс положителен, не превышает 60 Вт/м^2 и имеет схожую межгодовую изменчивость.

Отрицательный тепловой баланс на станции в акватории Невской губы говорит нам о том, что вода в большей мере отдаёт накопленное тепло в атмосферу за счёт турбулентного обмена (отрицателен) и теплоты испарения (всегда со знаком «-»), то есть его приходная часть меньше. На других же станциях он положителен в течение всего взятого периода.

1.6 Циркуляция вод на поверхности

В циркуляционную систему вод Балтийского моря входят горизонтальные поверхностные течения, относящиеся к различным типам, направления движения которых показаны на рисунке 10. Причём для всей циркуляции на поверхности характерно циклоническое направление перемещения. В результате слияния потоков вод из Ботнического и Финского заливов в северной части моря, возникает непрерывное течение, которое движется по общему юго-западному направлению вдоль побережья Швеции, обходя остров Борнхольм со всех сторон. По достижении проливов Каттегат и Скагеррак, течение продолжает свой путь в Северное море, где на южном берегу оно поворачивает на восток, а у Гданьского залива движется на север и проходит вдоль восточного берега до северной оконечности острова Готланд, где разделяется на три рукава. По ходу движения создаются замкнутые течения и большое количество разномасштабных вихрей. Средние скорости регулярных течений сравнительно малы, всего лишь 3–4 см/с, иногда увеличиваясь более чем в 3 раза. Описанная картина движений Балтийских вод весьма неустойчивая, многократно нарушаемая ветром. Ветровые течения интенсифицируются осенью и зимой. Направления же дрейфовых составляющих циркуляции определяются преобладающими ветрами. [3]

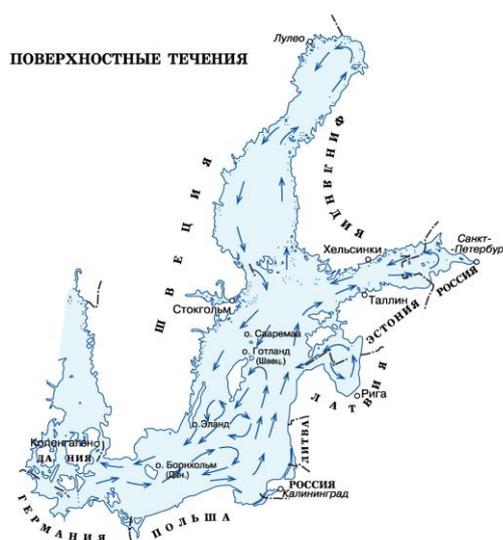


Рисунок 10. Поверхностная циркуляция

1.7 Ледовые условия моря

Лёд покрывает только отдельные районы Балтийского моря, и оно никогда не замерзает полностью. В начале ноября, лёд образуется в мелководных бухтах, у берегов и между островками в северо-восточной части Ботнического залива, а затем распространяется на Финский залив. В марте, припай занимает уже северную часть Ботнического залива, район Аландских шхер и восточную часть Финского залива. Распространение льда зависит от того, насколько суровой будет зима. Ледяной покров Балтики неустойчив и может достигать толщины до 1 м при суровой зиме, а плавучих льдов – до 0,6 м. Таяние начинается в конце марта - начале апреля, и очищение моря от льда происходит в направлении с юго-запада на северо-восток. Обычно в мае происходит полное освобождение акватории. [3]

1.8 Ледовый режим Финского залива

Факторами, определяющими ледовый режим исследуемой акватории, являются: климатические условия, глубина, интенсивность водообмена с Балтийским морем, распреснение речным стоком, географическое положение и другие. В Финском заливе устойчивый ледовый покров формируется каждую зиму и сохраняется в течение примерно 5 месяцев. Наибольшая протяжённость льда от берега наблюдается в период с февраля по март. Замерзание начинается с Невской губы и Выборгского залива, а таяние происходит в обратном направлении, с запада на восток. Очищение акватории от ледового покрова происходит в разное время в зависимости от местоположения: в западной части - в первой половине апреля, а в восточной - в начале мая. Общая тенденция заключается в том, что таяние происходит быстрее, чем увеличение ледового покрова. Максимальная толщина прибрежного льда колеблется от 0.3 м до 0.8 м в разных местах. Восточное побережье может иметь более толстый ледовый покров из-за суровой зимы. [9,10]

Глава 2. Описание методов исследования

2.1 Понятие теплообмена

Теплопередача (теплообмен) означает передачу теплоты от одной подвижной среды к другой, которая имеет более низкую температуру, через твёрдую стенку, разделяющую их. Примером может служить теплообмен между водой и воздухом, разделёнными ледовым покровом.

Беховых Л.А. в своей работе говорил: «Теплопроводность характеризует поток тепла через лёд в направлении обратном градиенту температуры, то есть его способность проводить тепло от более нагретого участка к менее посредством движения молекул, атомов, электронов и других частиц». Различные компоненты в составе холодного льда обладают разной способностью проводить тепло, наиболее теплопроводными являются кристаллы льда. [11]

2.2 Тепловой поток и коэффициент теплопроводности.

Тепловой поток возникает в среде, где существует градиент температуры, связанный с неоднородным распределением температуры в среде. Такой процесс направлен на уменьшение разницы в температуре. Жан-Батист Фурье, выдающийся математик, занимался изучением передачи теплоты в средах и открыл закон, который имеет большое значение. Согласно этому закону, удельный тепловой поток, то есть его интенсивность, прямо пропорционален градиенту температуры:

$$Q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial n} \quad (3)$$

, где λ – коэффициент пропорциональности, он же коэффициент теплопроводности; n – нормаль к изотермической поверхности.

Формула (3) является законом Фурье. Знак «-» показывает, что тепло распространяется в сторону уменьшения температуры тела. Тепловой поток, проходящий через некоторую площадь S , выделенную на изотермической

поверхности, можно определить при имеющемся удельном потоке, рассчитываемый по формуле (3):

$$Q = q \cdot S = -\lambda \frac{\partial T}{\partial n} S \quad (4)$$

Теплопроводность вещества, особенно воды и льда, занимает уникальное место в природе, так как она позволяет уравнивать температуру вещества или окружающей среды. Молекулярная теплоотдача является единственным способом обмена тепловой энергией, который осуществляется при соприкосновении твёрдых тел. В жидких средах молекулярная теплоотдача играет важную роль только в состоянии покоя, в то время как подвижные среды (жидкости и газы) имеют ещё два вида теплообмена: за счёт турбулентности потока и конвекции. [11]

Коэффициент теплопроводности λ является численной характеристикой молекулярной теплопередачи и представляет собой физический параметр каждого вещества, который зависит от его температуры, давления, структуры и плотности. Обычно этот коэффициент определяется опытным путём с использованием уравнения (4), которое записывается относительно λ :

$$\lambda = \frac{-Q}{\tau \times S \frac{\Delta T}{\Delta n}} \quad (5)$$

, где τ – время.

Численное значение коэффициента теплопроводности определяется количеством теплоты, которое проходит через единицу площади изотермической поверхности за единицу времени при слое вещества толщиной в один метр и разности температур на границах слоя в один градус Цельсия. У твёрдых тел коэффициент теплопроводности может варьироваться от 20 до 400 Вт/(м·°К) (для металлов), у газов – от 0,005 до 0,5 Вт/(м·°К), а у жидкостей – от 0,08 до 0,70 Вт/(м·°К). Обычно с повышением температуры коэффициент теплопроводности жидких веществ уменьшается, однако вода и лёд являются исключениями из правила. Увеличение минерализации воды оказывает

незначительное влияние на её коэффициент теплопроводности, который при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ равен $0,569\text{ Вт}/(\text{м}\cdot^{\circ}\text{К})$. [11]

Коэффициент теплопроводности пресного льда не увеличивается с повышением его температуры, а наоборот – уменьшается, достигая значения $2,24\text{ Вт}/(\text{м}\cdot^{\circ}\text{К})$ при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. В случае солёного льда λ уменьшается с увеличением солёности и увеличивается при понижении температуры из-за увеличения концентрации рассола в самом льду (см. рис. 11). [11]

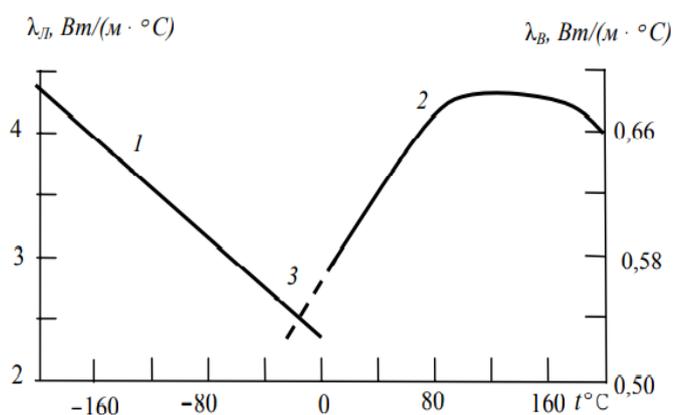


Рисунок 11. Зависимость коэффициента теплопроводности от температуры: 1– лед, 2– вода и 3– переохлажденная вода

2.3 Теплопередача и конвекция.

Для твёрдых тел характерен теплоперенос только за счёт передачи кинетической энергии между молекулами в узлах кристаллической решётки в результате столкновений или соприкосновений. В жидкостях и газах (воздухе) тепловая энергия передаётся за счёт движения микрочастиц среды или вещества, что называется конвективным теплообменом. [11]

Естественная конвекция возникает из-за неоднородного распределения плотности частиц внутри жидкости (газа), вызванного изменением температуры, охлаждения или нагревания и изменением концентрации примесей (солёности) в гравитационном поле. Вынужденная конвекция происходит в результате воздействия внешних факторов на жидкость (газ), например, при наличии источника тепла или движущегося объекта. Значит, можно интерпретировать как

нестационарный процесс, возможный только при условии неустойчивой плотностной стратификации. Вынужденная конвекция представляется временным явлением, которое определяется механическим движением и перемешиванием вещества, вызванным действием внешних сил, например, ветра и течений. [11]

2.4 Количественная оценка конвективного теплообмена.

В рамках моей исследовательской работы наиболее значимым будет выступать процесс передачи тепловой энергии на границах жидкости. Например, можно упомянуть перенос тепла от воздуха к поверхности льда или от подлёдной воды к нижней границе льда в качестве примера. При граничном слое скорость потока жидкости (газа) равна нулю, поэтому передача тепла осуществляется за счёт теплопроводности. В природе конвективный теплообмен определяется разностью температуры подстилающей поверхности и температуры окружающего её пространства, находящегося выше. Интенсивность теплового потока при передаче тепла конвекцией, также известная как количество теплоты $Q_{\text{кон}}$ (Вт/м²), потерянное 1 м² поверхности в единицу времени, может быть вычислена, принимая температуру подстилающей поверхности как $t_{\text{пов}}$ и температуру прилегающей к ней окружающей подвижной среды за θ : [11]

$$Q_{\text{кон}} = \alpha \cdot (t_{\text{пов}} - \theta) \quad (6)$$

, где α – коэффициент теплоотдачи от подстилающей поверхности в окружающую среду.

Значение α зависит от многих характеристик подстилающей поверхности и окружающей среды, включая шероховатость и форму, скорость движения молекул вещества, температуру и физические параметры среды, и может быть определено эмпирическими методами расчёта. Существует множество формул для оценки α в настоящее время. [11]

Расчёт теплообмена определяется задачей Стефана, которая представляет собой особый тип краевой задачи для уравнения в частных производных,

характеризующего изменение агрегатного состояния вещества, в котором положение границы раздела фаз изменяется во времени. Характерной особенностью таких задач является наличие не заданных явно границ раздела, которые могут смещаться со временем. Скорость смещения межфазных границ определяется дополнительным условием на границе раздела, что приводит задачу к нелинейному виду. В научных работах проблему Стефана также называют задачей с подвижными границами, задачей со свободными границами или задачей фазового перехода. Процесс таяния льда с подвижной границей между водой и льдом — типичный пример физического явления с фазовым переходом. [11]

2.5 Дифференциальное уравнение теплопроводности.

Изученные и рассмотренные в предыдущих разделах закономерности природных тепловых процессов описывают стационарные поля температуры. Но в жизни они встречается реже, чем нестационарные. Температуры в них постоянно меняются, поэтому для правильного применения закона Фурье необходимо учитывать изменения теплового процесса в каждый момент времени. Однако это может привести к сложностям в решении задач, так как динамический тепловой процесс требует использования дифференциального уравнения. Это уравнение основано на законе сохранения энергии, который гласит, что количество теплоты, введённое в элементарный объём извне за время dt вследствие теплопроводности, равно изменению внутренней энергии вещества в этом объёме. Теперь можно выразить это изменение температуры элементарного объёма по трём осям: [11]

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) \quad (7)$$

, где $a = \frac{\lambda}{c\rho}$ - коэффициент температуропроводности

Уравнение (7) является дифференциальным уравнением теплопроводности в декартовых координатах. Оно даёт возможность описания

нестационарного пространственного температурного поля. Чтобы получить дифференциальное уравнение теплопроводности для нестационарного двухмерного температурного поля, нужно лишь убрать изменение температуры вдоль вертикальной оси, тогда мы получим: [11]

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} \right) \quad (8)$$

А для нестационарного одномерного температурного поля остаётся одна производная по оси x :

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} \right) \quad (9)$$

Дифференциальное уравнение теплопроводности с источником теплоты

Записывая различные конфигурации уравнения теплопроводности, не принималось во внимание присутствие источников или стоков тепла внутри исследуемых объёмов. Однако в некоторых средах могут происходить процессы с выделением или поглощением тепла, например, при испарении, таянии льда и снега. В таких случаях теплота источника или стока может зависеть от координат, температуры и распределения вещества в теле. [11]

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) + \frac{1}{c\rho} W \quad (10)$$

или

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \nabla^2 t + \frac{1}{c\rho} W \quad (11)$$

, где W -функция интенсивности потока

В том случае, когда в среде имеют место поглотители тепловой энергии, перед вторым слагаемым правой части уравнения необходимо ставить знак «-». [11]

2.6 Некоторые методы измерения температуры в многослойной среде

Акватории, покрытые льдом, имеют многофазную среду, состоящую из подлёдной воды, льда, снега и атмосферы, что создаёт сложности при изучении

и измерении. Для решения термодинамических задач необходима информация о вертикальном распределении температуры во всех средах и на границах между ними. В свою очередь сами компоненты сложной системы принципиально отличаются друг от друга по многим характеристикам: плотности, теплоёмкости, теплопроводности, электрической проводимости, диэлектрической проницаемости и так далее. Ввиду этого необходимо использовать различные конфигурации первичных измерительных преобразователей (ИП) во всех средах. [12,13]

Однако измерения в снежном покрове требуют жёсткого контроля положения измерительных преобразователей или защиты от солнечного излучения, так как снег непостоянен и может периодически оголять измерительные преобразователи. Для измерения вертикальных профилей температуры во льду используются два основных метода: [13]

- вмораживание цепочки локальных измерительных преобразователей в нарастающий лёд по фиксированным уровням
- установка штанги с локальными измерительными преобразователями в несквозную лунку во льду с прижимом к стенке лунки.

Если удастся вморозить измерительную установку с самого начала процесса образования льда, то первый метод может быть очень эффективным. Однако это возможно только на относительно спокойных водоёмах и близко к берегу. Второй метод более распространён, но требует выхода на лёд и связан с определёнными рисками и необходимостью соблюдения техники безопасности. Обязательным условием этого метода является заполнение лунки снегом или другим плохо проводящим тепло материалом после установки штанги. [13]

Однако был разработан промежуточный метод, а именно вмораживание измерительного преобразователя в сквозную лунку. Единственным его недостатком является то, что структура и теплофизические свойства льда в лунке отличаются от окружающего ледяного покрова, что может привести к искажению регистрируемого температурного профиля. [13]

2.7 Прямые методы измерений температурных градиентов.

Для измерения первых производных изменчивости температуры по вертикали рекомендуется использовать специальные методы с применением термобатарейных преобразователей на основе многоэлементных термопар. Эти преобразователи являются достаточно простыми в исполнении и применении благодаря своим небольшим вертикальным размерам высокоградиентных слоёв. Каждая элементарная термопара состоит из трёх отрезков проводов, спаянных между собой на уровнях Z_1 и Z_2 , и образующих элементарные термоспаи. Устройство имеет невысокую чувствительность, однако при увеличении количества спаев на уровнях Z_1 и Z_2 можно достичь значительного повышения чувствительности. (рисунок 12). [13]

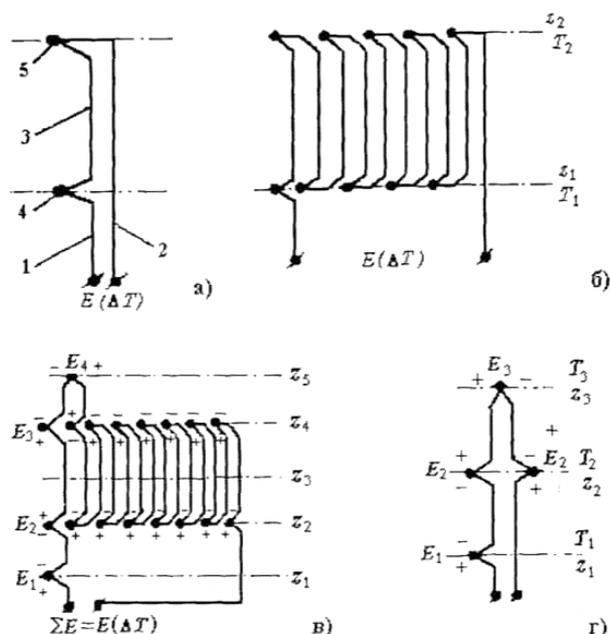


Рисунок 12. Схема установки термометрической косы (термобатарейный преобразователь)

В этих схемах истинное значение производной $\frac{\partial T(z, \tau)}{\partial z}$ заменяется конечно-разностной аппроксимацией вида:

$$\frac{\partial T(z, \tau)}{\partial z} \approx \frac{T(z_1) - T(z_2)}{\Delta z} \quad (12)$$

Очевидно, что при этом возникает ошибка аппроксимации, пропорциональная ΔZ и величине остаточного члена разложения функции в ряд. Для уменьшения этой ошибки можно увеличить число членов разложения, взяв

второй и первый. Однако для этого необходимо иметь доступ к четырём уровням спаек термобатареи. В таком случае можно использовать конечно-разностную схему производной вида:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=z_i} \cong -\frac{1}{12h} [T(z_{i-2}) - 8T(z_{i-1}) + 8T(z_{i+1}) - T(z_{i+2})] \quad (13)$$

, где $h = z_{i-1} - z_{i-2} = z_i - z_{i-1}$ и т.д. Техническая реализация такой аппроксимации показана на рисунке 12в.

2.8 Измерительный прибор, использованный в работе

«Термометрическая коса (термокоса) – устройство, предназначенное для измерения температуры в различных средах (грунт, вода, воздух)». Прибор состоит из последовательно соединённых цифровых преобразователей температуры (датчиков), помещённых в металлические гильзы. Датчики соединены между собой огнестойким кабелем с пониженным дымо- и газовыделением, устойчивым к химически-агрессивным средам и приспособленным для эксплуатации в суровых климатических условиях. [14]

Составляющие измерительного прибора

Многоканальный измеритель температуры АТЕ-2036ВТ (рис.13) предназначен для одновременного измерения температуры по четырём каналам при помощи термопар К, J, Т, Е, R и S типа или по двум каналам при помощи термосопротивлений платинового типа. В приборе АТЕ-2036ВТ предоставлена возможность сохранения измеренных данных на переносную SD-карту в формате Excel в режиме реального времени. При помощи Bluetooth-интерфейса обеспечивается беспроводное соединение с любым мобильным устройством для более удобного и компактного отображения регистрируемой информации и работы измерителя. Но телефон должен содержать данный интерфейс, используемый моделью АТЕ-2036ВТ, и ОС Android не ниже 4.0. [15]



Рисунок 13. Измеритель температуры АТЕ-2036ВТ

Информационно-регистрирующая система (ИРС) предназначена для измерения, регистрации и отображения значений температуры объектов в режиме реального времени и накопления архива результатов измерений. ИРС состоит из одной или нескольких термокос в комплекте с Регистратором или логгером ИТЦМК, схема которой представлена на рисунке 14. [15]

Характеристики и функции измерителя температуры включают возможность одновременного измерения температуры по четырём каналам с использованием различных типов термопар и параллельного измерения по двум каналам с помощью платиновых термосопротивлений. Прибор оснащён мощным жидкокристаллическим дисплеем с регулируемой контрастностью и подсветкой, а также опцией регистрации только максимального и минимального измеренных значений. Встроенная схема линейной температурной компенсации, режим удержания показаний и автовыключения обеспечивают удобство использования.

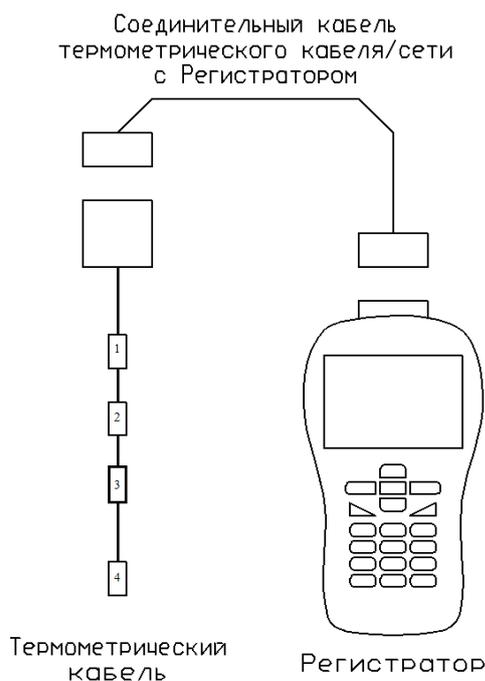


Рисунок 14. Конфигурация информационно-регистрающей системы

Прибор имеет последовательный интерфейс RS-232 с возможностью подключения к ПК через порт USB с помощью преобразователя интерфейса, а также Bluetooth-интерфейс для беспроводного соединения с мобильными устройствами на ОС Android не ниже 4.0. Измеренные данные могут быть сохранены на SD-карту в формате Excel в режиме реального времени без использования специального программного обеспечения. Прибор также может работать в ручном и автоматическом режиме регистратора данных, а встроенная память позволяет записать до 100 измерений. С помощью преобразователя интерфейсов и программного обеспечения на ПК можно реализовать автоматизированные измерения температуры и математическую обработку результатов измерений.

Технические характеристики

- диапазон измерений:

К-тип: -100...1300 °С (линией подчёркнуты характеристики используемого датчика)

J-тип: -100...1150 °С(линией подчёркнуты характеристики используемого датчика)

Т-тип: -100...400 °С

Е-тип: -100...900 °С

R-тип: 0...1700 °С

S-тип: 0...1500 °С

Pt100: -199.99...850 °С

- разрешение 0.1 °С/1 °С в зависимости от диапазона
- погрешность измерения:

К/J-тип:

-100...-50.1 °С ±(0.4% + 1.0 °С)

-50...999.9 °С ±(0.4% + 0.5 °С) (линией подчёркнуты характеристики используемого датчика)

- единицы измерения: °С и °F
- дискретность измерения – 1, 30, 60 с и до 3600 с.
- дисплей размером 52х38 мм
- использование SD-карт объёмом от 1 до 16 ГГб (рекомендовано до 4 ГГб)
- питание: от 6 батареек типа АА 1.5 В
- габаритные размеры прибора: 177х68х45 мм
- масса 489 г
- Дополнительная комплектация
- Преобразователь интерфейсов USB-RS232 (TTL) АКТАКОМ АСЕ-1025
- Комплект регистрации данных АКТАКОМ АМЕ-1025 (состоит из преобразователя интерфейсов АКТАКОМ АСЕ-1025 и программного обеспечения АКТАКОМ Data Logger Monitor-W)
 - Кейс герметичный
 - Термопара АТА-2008
 - Термопара АТА-2102 (линией подчёркнут используемый датчик)
 - Термопара АТА-2103
 - Термопара АТА-2104

- Термопара АТА-2032
- Термопара АТА-2211
- Термосопротивление
- Программное обеспечение:
 - ACE-1025_SDK Полный комплект средств разработки ПО
 - ADLM-A АКТАКОМ Data Logger Monitor Программное обеспечение
 - ADLM-W АКТАКОМ Data Logger Monitor Программное обеспечение
 - ASDL АКТАКОМ Smart Data Logger Программное обеспечение

Программное обеспечение в стандартной поставке не имеет физического носителя и может быть загружено на официальном сайте (www.aktakom.ru) в разделе «Программное обеспечение» после приобретения и регистрации прибора с указанием его серийного номера. [15]

АТА-2102 Термопара

Термопара погружная контактная для измерения температуры. Выполнена в виде щупа. Диапазон измерений от -50 °С до 900 °С. Длина 10 см, диаметр 3,2 мм. [16]



Рисунок 15. Изображение термодатчика АТА-2102

Глава 3. Расчёт тепловых потоков в многослойной среде вода-лёд-снег-атмосфера по натурным данным

3.1 Февраль 2021

Для расчёта тепловых потоков в многослойной среде в этой работе использовались данные, полученные во время прохождения зимней ледовой практики, организованной для студентов океанологов 2 курса РГГМУ в период с 08.02.21 по 20.02.21 год. В ходе практики было отобрано и исследовано более 20 образцов льда. Выполнялись такие измерения, как определение толщины и плотности снежного покрова, толщины льда, а также глубины в исследуемых точках. Ещё некоторые из образцов льда отбирались для изучения их структуры с помощью полевого поляризатора. Так в их составе отмечались неравномерно-зернистые кристаллы льда размером около 2 см, пузырьки воздуха эллипсоидной формы, длиной до 3 см. В силу изменчивости климатических условий ледообразования данного периода все экземпляры имели несколько слоёв, по которым можно понять, каким образом и при каких условиях происходило образования льда.

В среднем высота снега в исследуемом районе изменялась в пределах от 11 до 15 см. Толщина льда составила от 32 до 36 см, что несколько выше среднемноголетних значений, наибольшая – 52 см. Глубина не превышала 3 м.

Толщина ледяного покрова распределялась неравномерно по всей исследуемой территории, но в общем случае прослеживается её увеличение при движении от берега. Максимальное значение было не больше 60 см, минимальные значения наблюдались не только у берега и были не меньше 26 см. На карте, представленной на рисунке 16, мы чётко можем выделить район с максимальными значениями толщины льда.

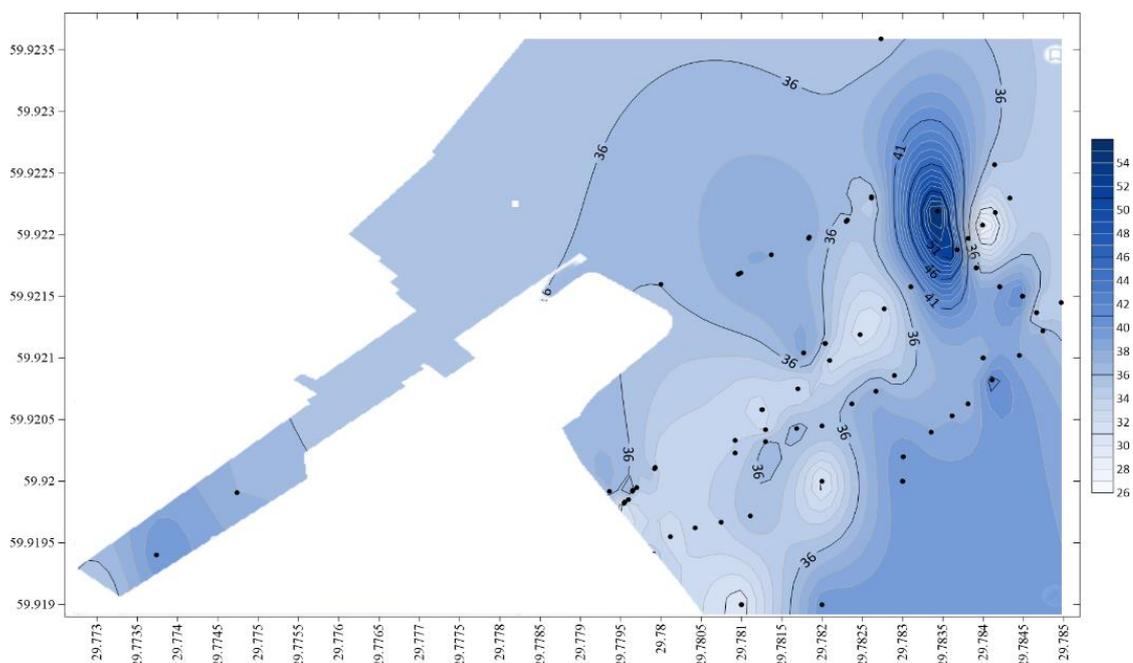


Рисунок 16. Распределение толщины ледяного покрова в период с 10.02.21 по 19.02.21

Толщины снежного покрова распределялась неоднородно и дискретно на протяжении всего исследуемого участка (рис.17). Максимальная высота снега составила 20 см, а минимальное её значение было около 5-7 см. Минимумы толщины снежного покрова отмечались в различных местах, а максимумы наблюдались в Сидоровском канале, где ветру сложнее выдуть ещё не уплотнённый снег и в месте, достаточно удалённом от берега и основного поля исследования.

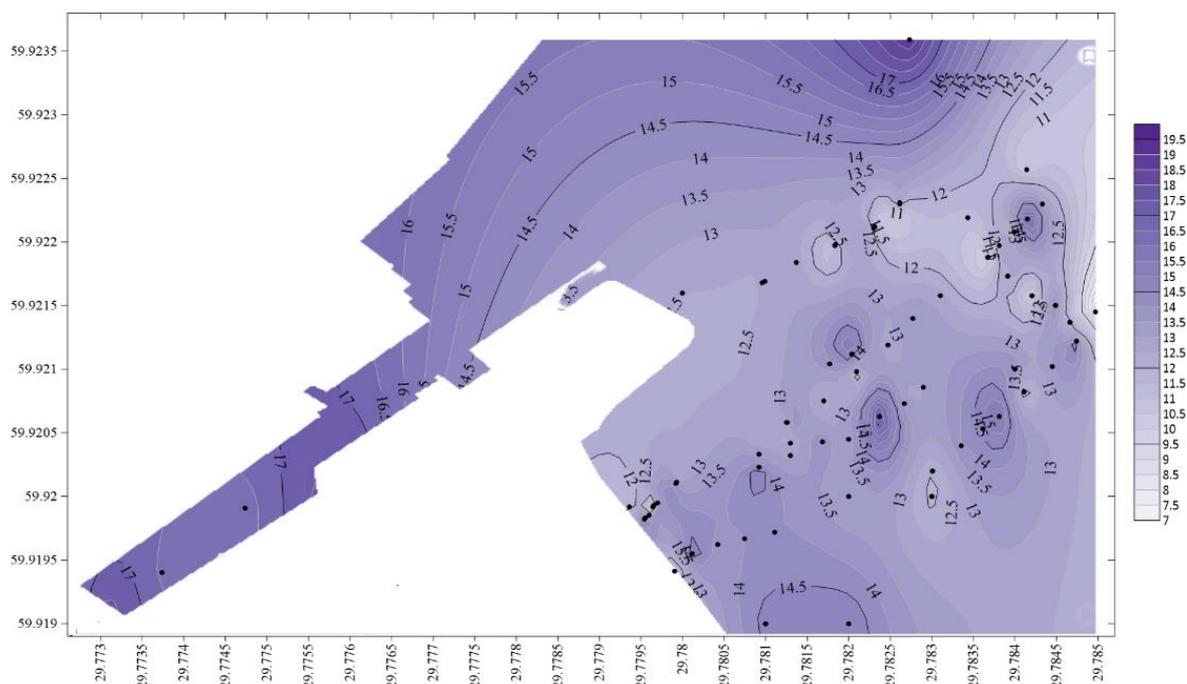


Рисунок 17. Карта распределения толщины снежного покрова в период с 10.02.21 по 19.02.21

Можно отметить, что плотность снега не равномерна на всей исследуемой области, как можно заметить на карте, изображённой на рисунке 18. Однако, наименьшая плотность, равная 230 кг/м^3 (0.203 г/см^3), наблюдалась в районах с наибольшей высотой снега, а наибольшая плотность, составляющая 304 кг/м^3 (0.304 г/см^3), наоборот, в местах с минимальной высотой. Это нам показывает, что изначально снег выпал равномерно, но впоследствии из-за различных факторов произошло неравномерное таяние снега и его уплотнение.

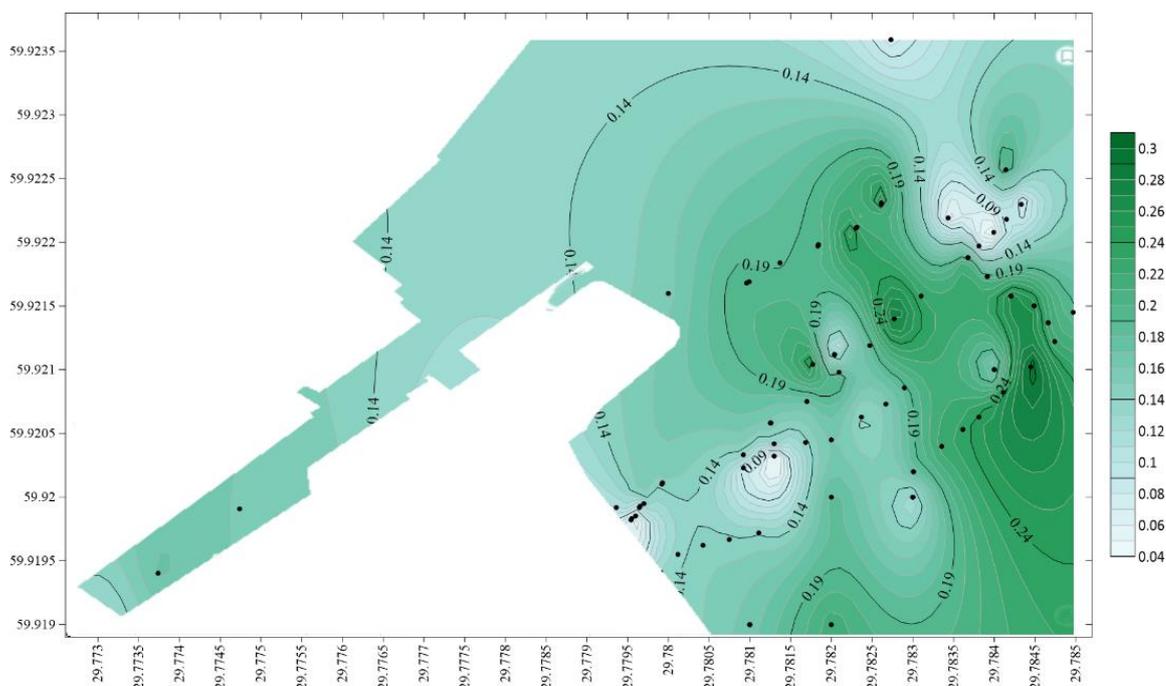


Рисунок 18. Карта распределения плотности снежного покрова в период с 10.02.21 по 19.02.21

Для получения информации о вертикальном распределении температуры в многослойной среде вода-лёд-снег-атмосфера устанавливалась термометрическая коса в выбуренных лунках для дальнейшего её вмерзания в толщу льда, содержащая 4 регистратора. Деревянная рейка, использованная в качестве штанги для крепления термодатчиков, с прибором была прижата к одной из стенок лунки, и остальное пространство по возможности заполнялось снегом. Температура регистрировалась датчиками с дискретностью 30 секунд. Причём термодатчики были установлены таким образом, что датчик T_1 находился на поверхности (верхняя граница льда и нижняя граница снежного покрова), датчики T_2 и T_3 находились в выбуренной лунке на горизонтах 7 см и 19 см соответственно и датчик T_4 находился в подлёдном слое воды. Значения температуры измерялись 18 и 19 февраля, то есть было проведено 2 эксперимента в 2021 году. Фото подготовки лунки для эксперимента изображено и схема расположения датчиков 19 февраля представлена на рисунках 19 и 20 соответственно.



Рисунок 19. Подготовка лунки для постановки эксперимента

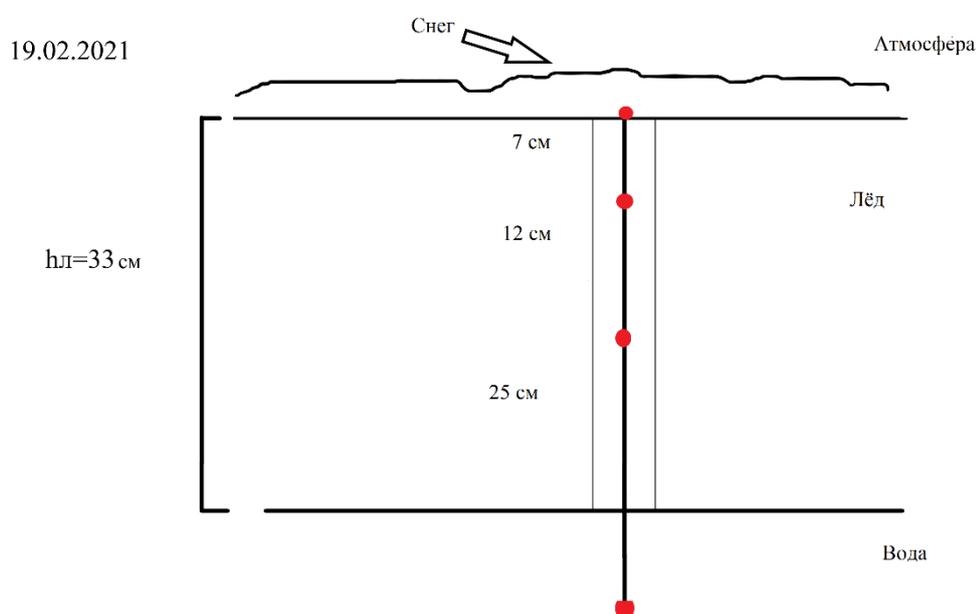


Рисунок 20. Схема расположение датчиков

Эксперимент 1

18 февраля средняя температура атмосферы, во время проведения эксперимента, составила $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$. Облачность – 0 баллов. Ветер – штиль. Местность закрытая, то есть постановка происходила в Сидоровском канале. Поверхностный датчик температуры был изолирован от атмосферного воздействия путём покрывания его снегом. Толщина льда равнялась 42 см, а снежного покрова – 11.5 см. Время эксперимента составило 3 часа 47 минут.

Графическое представление хода температуры на термопарах изображено на рисунке 21, полученный профиль фактической температуры представлен на рисунке 22.

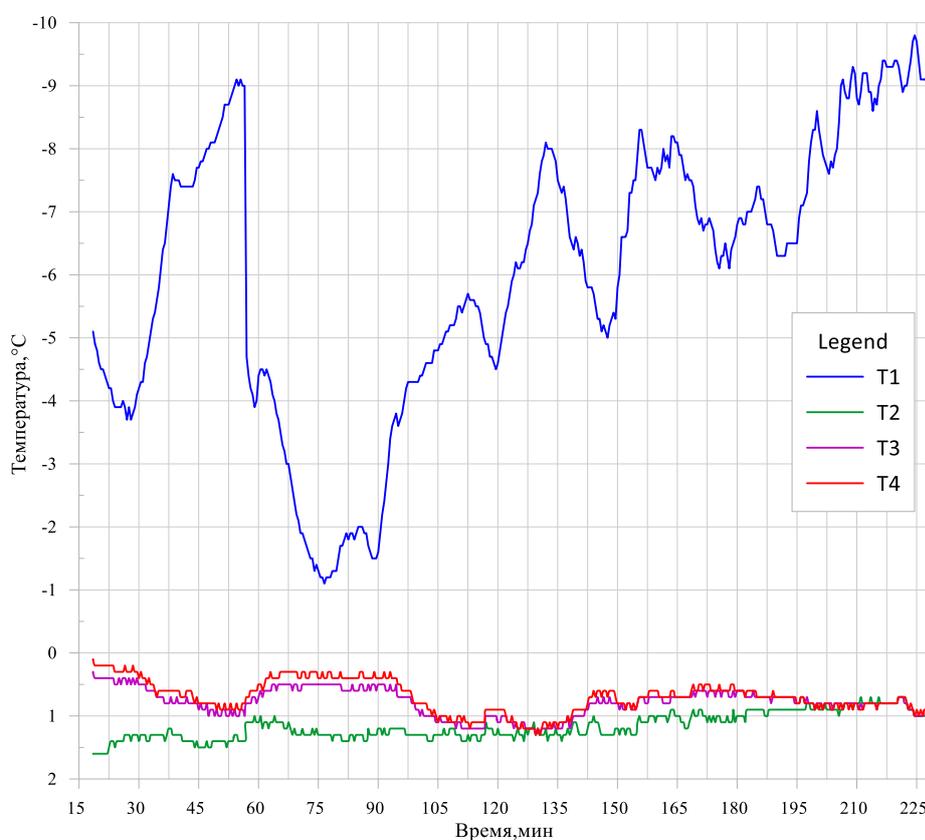


Рисунок 21. Ход температуры на протяжении эксперимента 18.02.21 г.

Можно отметить, что на протяжении всего эксперимента, наибольшие изменения температуры наблюдаются на 1 датчике, в снегу, которые составляют в среднем от $-9.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-4.0\text{ }^{\circ}\text{C}$. На 2 датчике температура стабилизировалась в течении часа, и фиксировались значения от $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Заключительный и 3 датчики регистрировали близкие друг другу температуры в интервале $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение всего периода измерений.

На графике легко заметить контрастную область, которая выделяется на фоне окружающей среды более высокими температура порядка $1.0\text{--}1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, ей предшествует более холодный промежуток температур с изотермой $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это также отражено на ходе температуры в течение эксперимента (рис.21), как «провал» в значениях поверхностных температур на датчиках T_1 и T_2 (потепление) и небольшое «подняtie» на остальных датчиках, то есть

понижение температуры. Эту область можно объяснить тем, что датчики термокосты очень чувствительны даже к незначительным вмешательствам, возможно кто-то прошёл рядом с ней, или проверялось само устройство на исправную регистрацию.

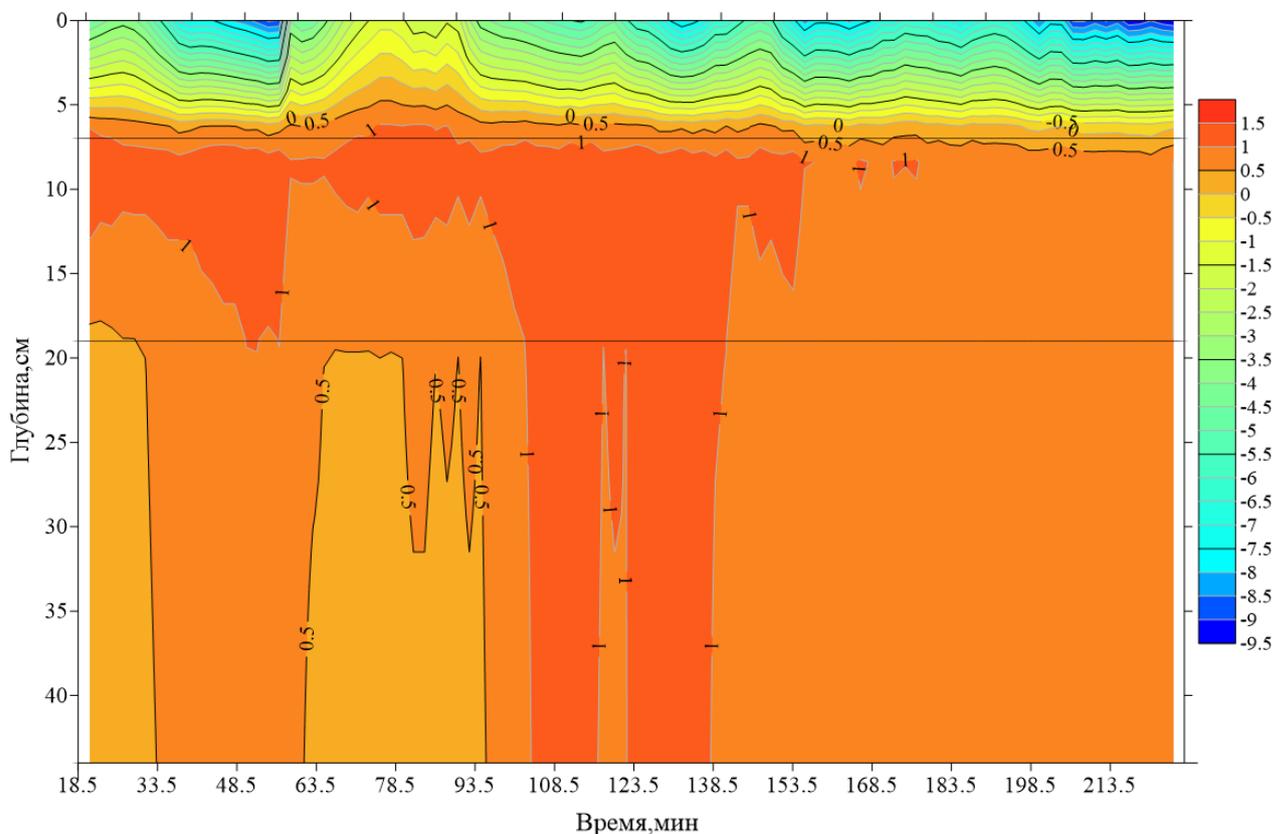


Рисунок 22. Профиль температуры 18.02.2021

Эксперимент 2

19 февраля средняя температура атмосферы, во время проведения эксперимента, составляла $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Облачность была 8-9 баллов, ветер – 2 м/с. Местность была открытая, то есть на заливе. Первый датчик температуры был изолирован от внешних условий среды посредством укрытия снегом. Толщина льда равнялась 33 см, а снежного покрова – 10.25 см. Длительность эксперимента 4 часа 45 минут. Температура регистрировалась датчиками с дискретностью 30 секунд. Ход температуры на протяжении измерений 19.02.21 изображён на рисунке 23, и полученный вертикальный профиль представлен на рисунке 24.

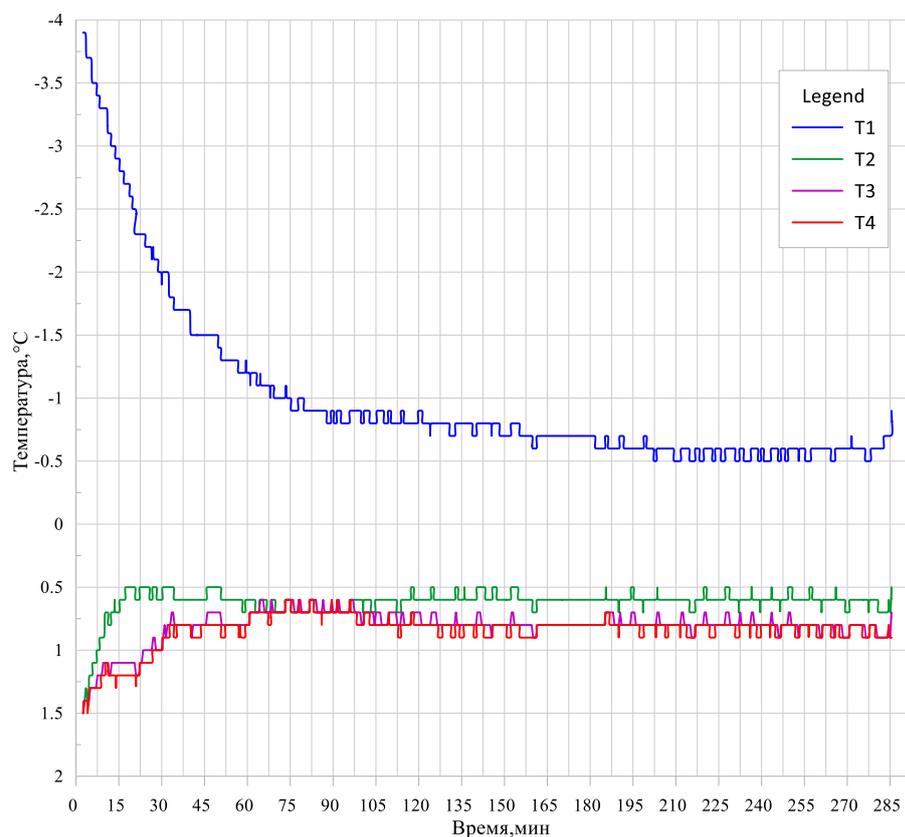


Рисунок 23. Ход температуры в течение эксперимента 19.02.21 г.

Легко заметить по графику, изображённому на рисунке 23, что температура стабилизировалась на всех датчиках менее чем за час, порядка 30–45 минут. По графику на рисунке 24 видно, что наиболее контрастные изменения температуры отмечаются на 1 датчике в начале опыта, который находится в снегу. Здесь можно отметить возрастание температуры в среднем от $-3.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение полутора часа и далее стабильно $-1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Датчик T_2 фиксировал температуру в интервале от $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение 15 минут, затем малые изменения в районе $0.5\text{--}0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$. T_3 и T_4 примерно в течение 30 минут от начала записи регистрировали значения температуры в пределах от $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ и далее колебания в интервале $0.6\text{ }^{\circ}\text{C} - 0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ до окончания эксперимента.

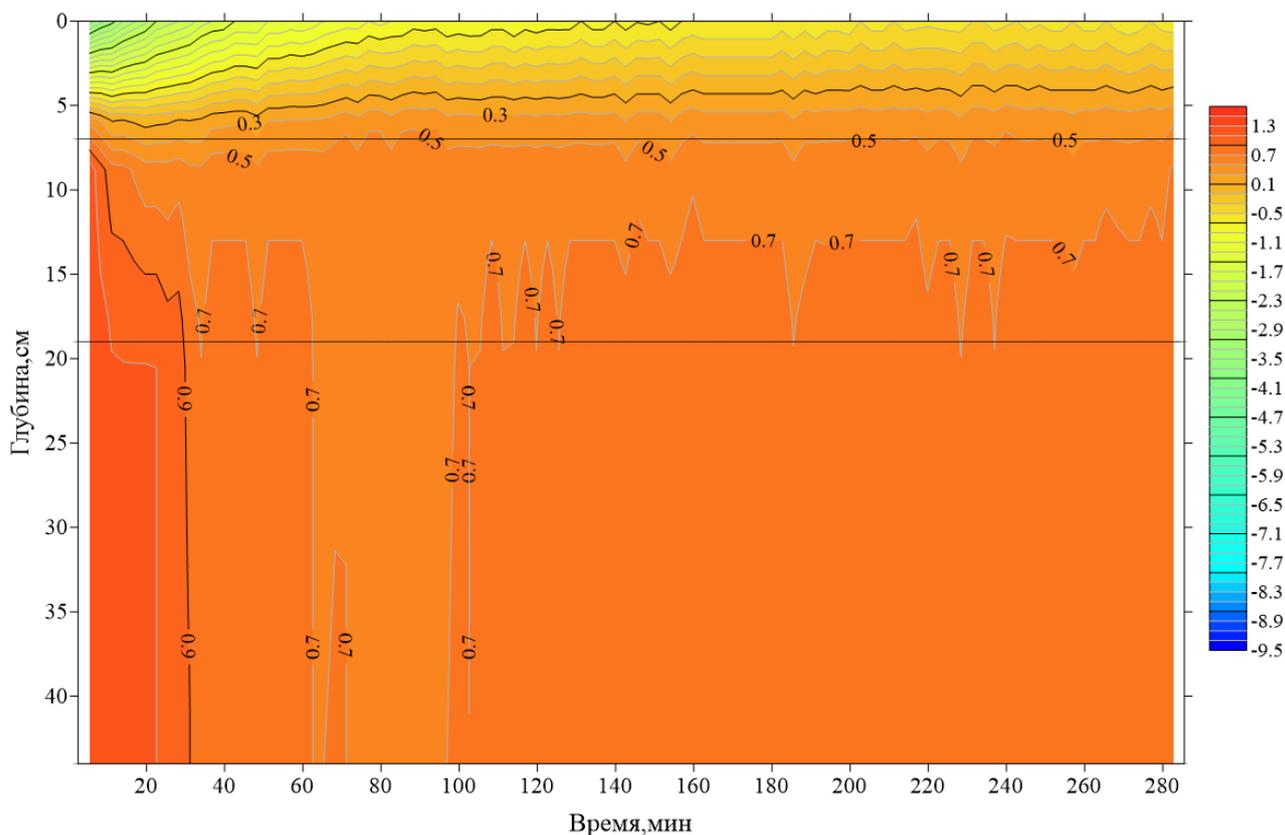
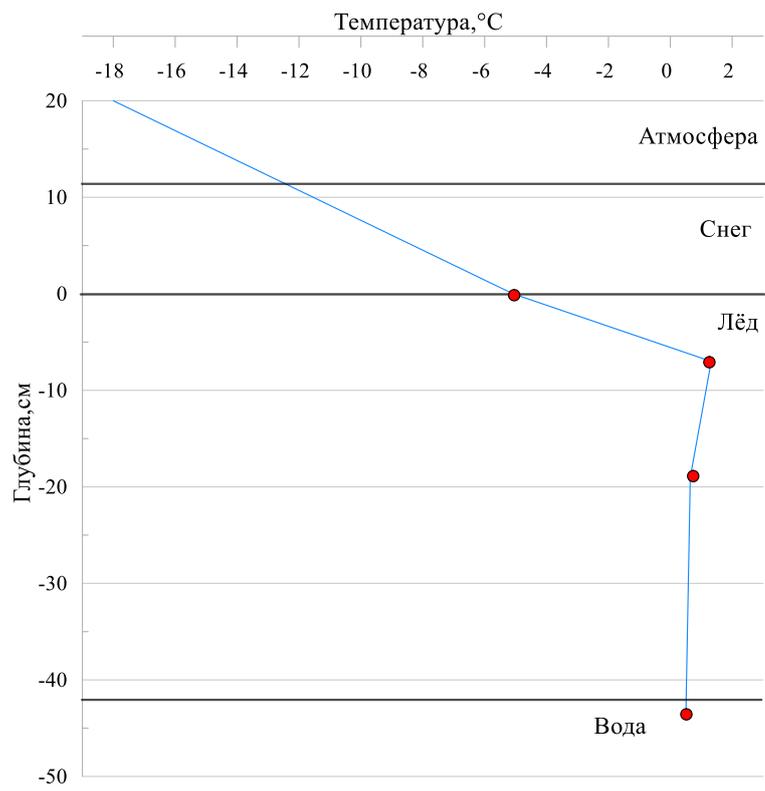


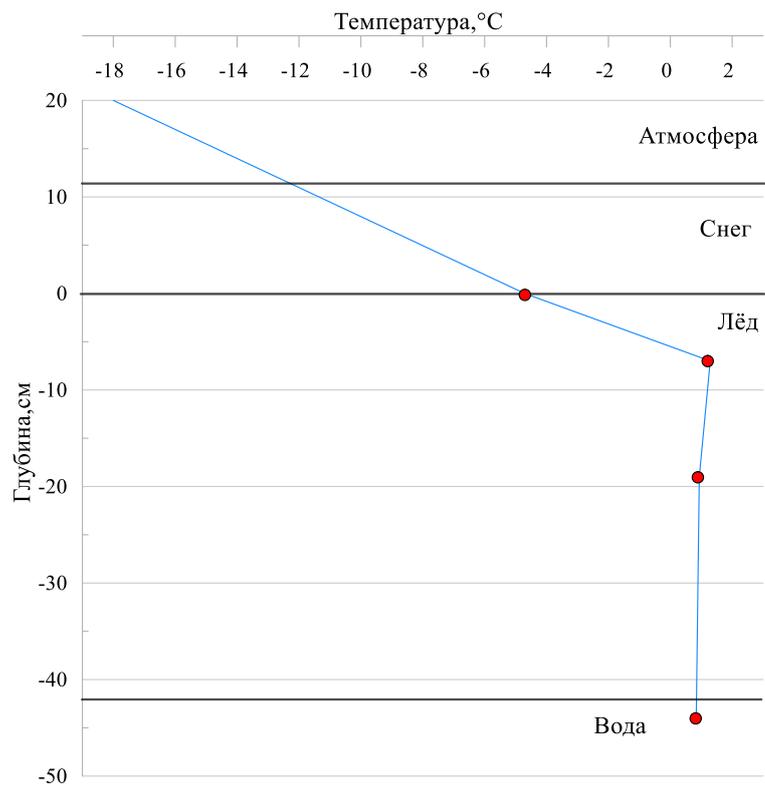
Рисунок 24. Профиль температуры 19.02.2021

Следующим шагом было построение вертикальных профилей почасовых средних температур в среде вода-лёд-снег-атмосфера за 18.02. и 19.02., представленных на рисунках 25 и 26.

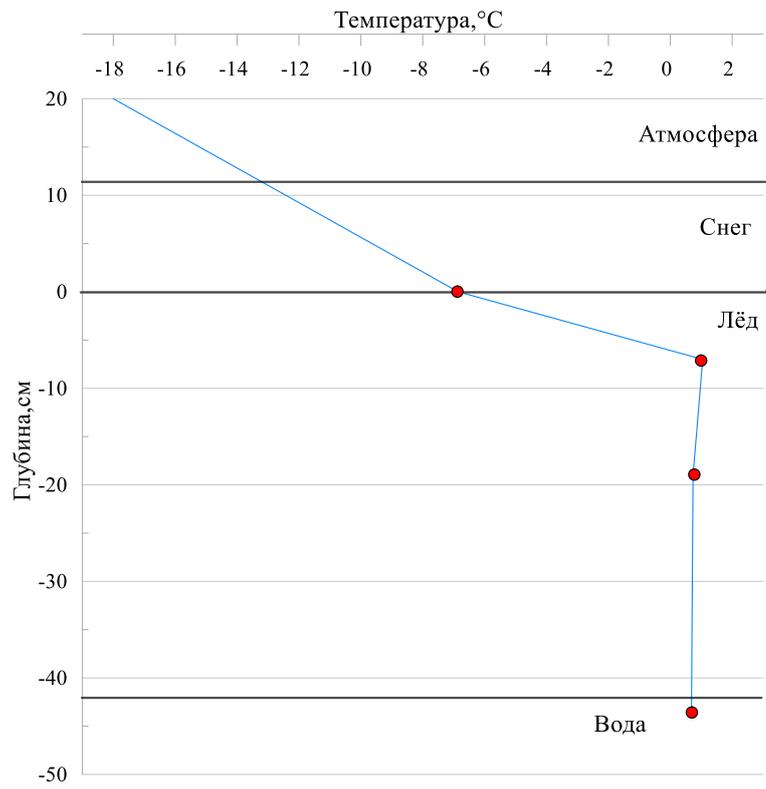
По графикам, представленным на рисунке 25, можно отметить, что подлёдная вода и нижняя граница льда в начале измерений имели температуру около 0°C и в последний час примерно 1°C . В то время, как температура поверхности существенно отличается: в первый час опыта была около -5°C , и к концу измерений отмечались более низкие значения на поверхностном датчике около -9°C . Важно отметить, что на протяжении всего опыта вода отличается гомотермичностью.



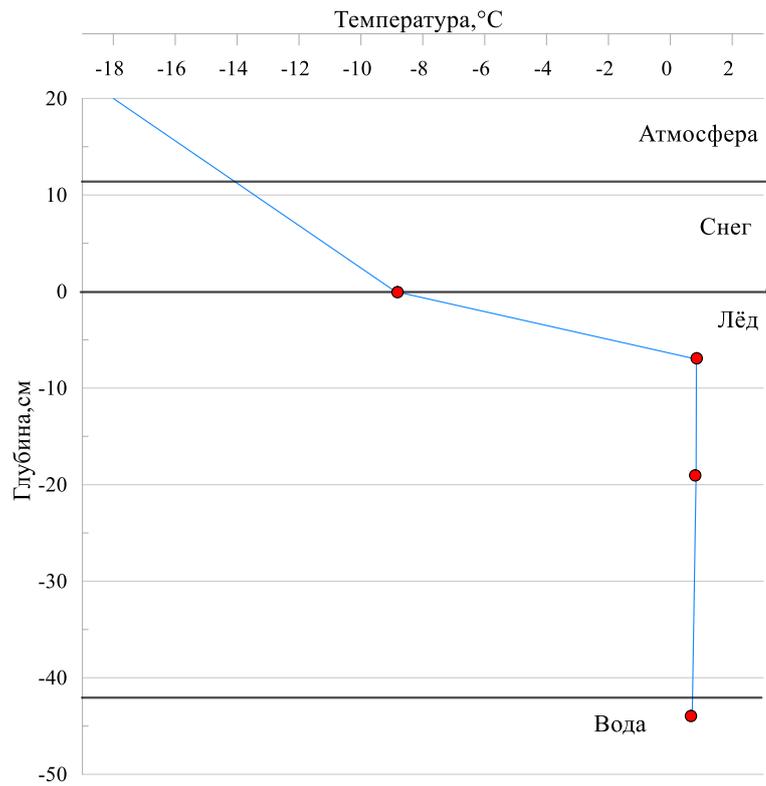
а)



б)



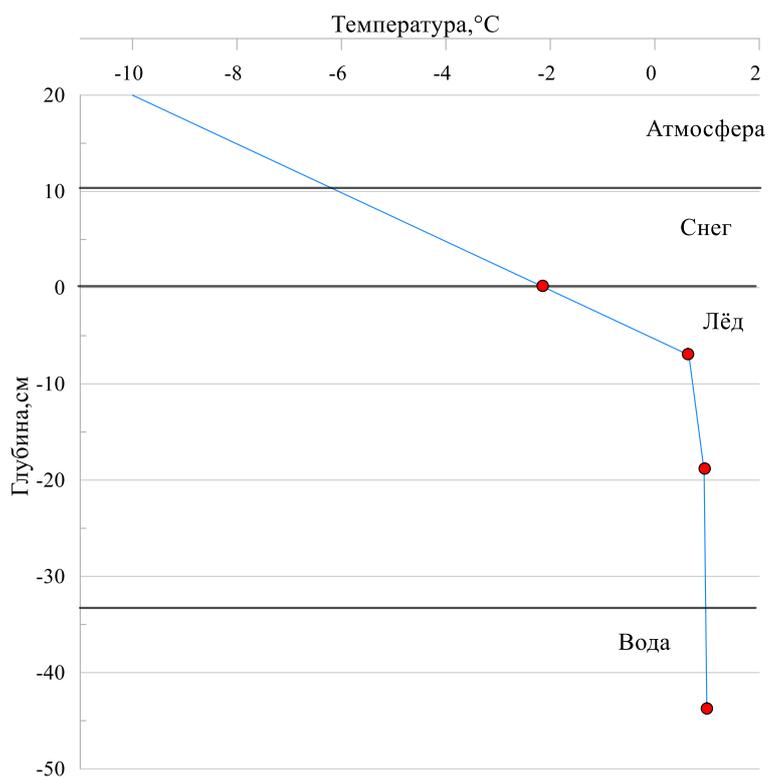
в)



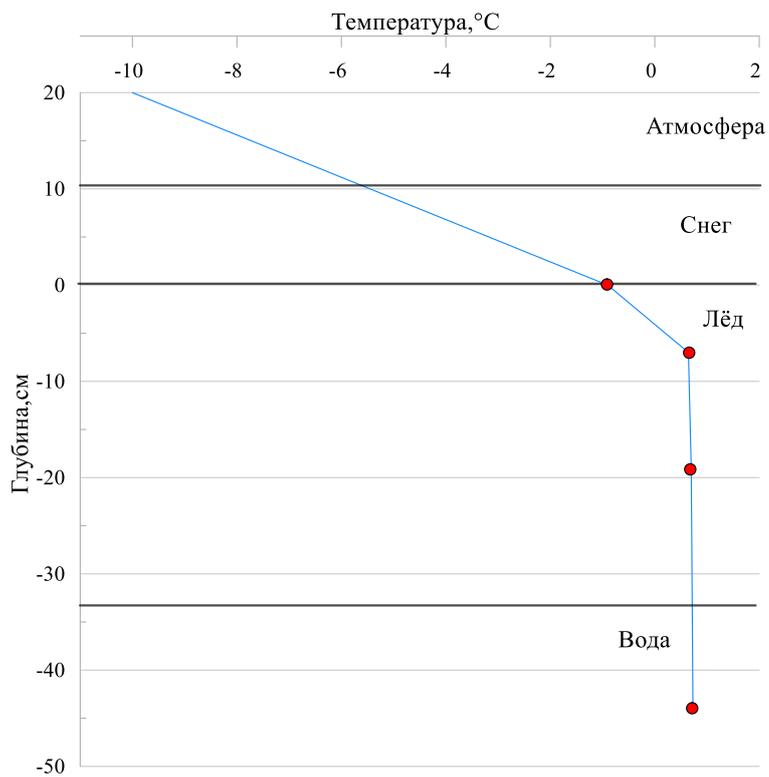
г)

Рисунок 25. Вертикальное распределение средних температур в среде вода-лёд-снег-атмосфера за каждый час (а-1й час, б-2й час, в-3й час, г-последние 47 минут) 18.02.21

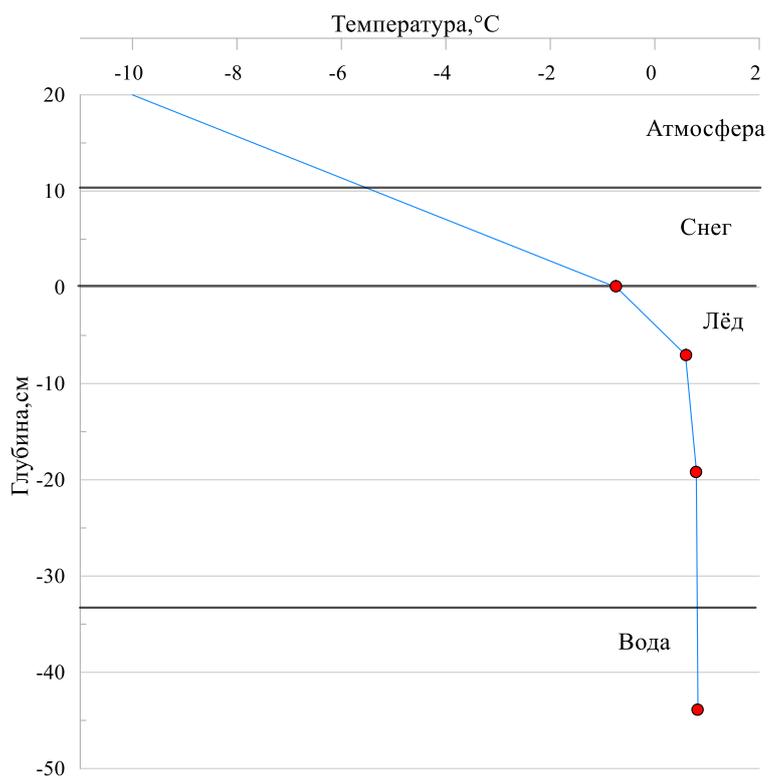
По представленным графикам на рисунке 26 легко заметить, что подлёдная вода и нижняя граница льда имели температуру, равную 1°C в первый час измерений и немного ниже 1°C в последний. Температура верхней границы льда-нижней границы снежного покрова в начале эксперимента составила -2°C , а к концу уже ближе к -0.5°C . Таким образом, вода в лунке также является достаточно однородной.



а)



б)



в)

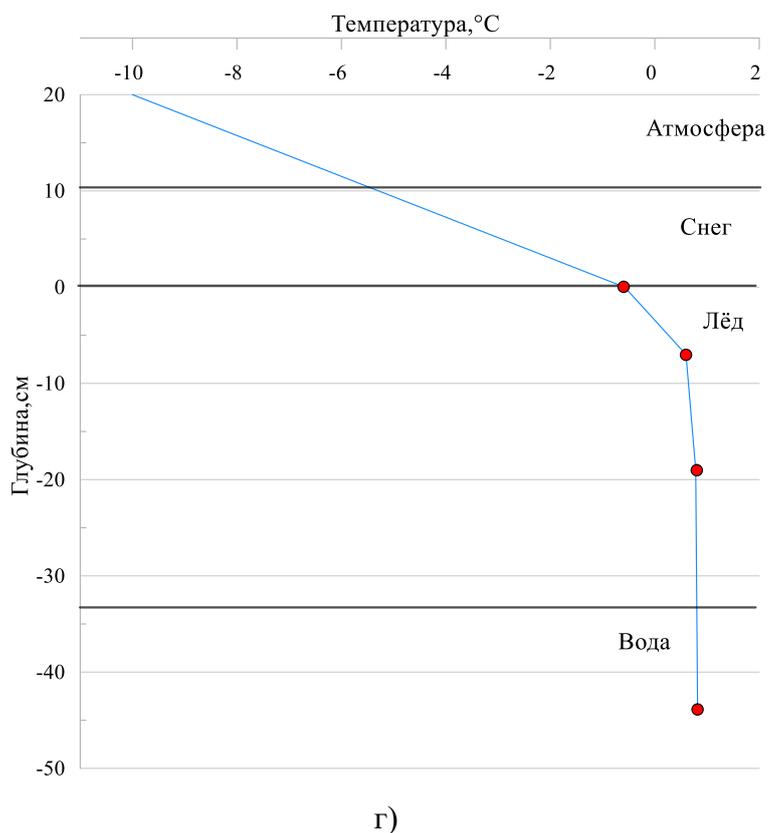


Рисунок 26. Вертикальное распределение температуры в средах вода-лёд-снег-атмосфера за каждый час (а-1й час, б-2й час, в-3й час, г-4й час) 19.02.21

По итогу проведения двух опытов можно сказать, что присутствие снежного покрова сглаживает ход температуры поверхности льда. Толщина заснеженного льда оказывается меньше, чем льда бесснежного. Это уменьшение зависит от толщины слоя снега и теплопроводности. Температура льда под снегом выше и медленнее изменяется, чем оголённого. Такие заключения можно сделать из соображений того, что снег плохо проводит тепло, то есть является хорошим теплоизоляционным материалом, а значит, служит защитной оболочкой для поверхности льда.

Доронин Ю.П. в своих трудах отметил: «Тепловой поток через снежный покров при квазистационарном режиме прямо пропорционален температурному градиенту и обратно пропорционален термическому сопротивлению снежного покрова». А отсюда вытекает, что вклады температуры воздуха и термического сопротивления снега, в значительной степени зависят от коэффициента теплопроводности снега. [17]

Устойчивая стратификация противодействует появлению турбулентного перемешивания в пограничном слое подлёдной воды, что приводит к ламинарному режиму течения воды. Тепловой поток от нижележащей воды ко льду обусловлен условиями под ним. Ламинарный поток тепла определяется градиентом температуры на границе раздела твёрдой и жидкой фаз и коэффициентом молекулярной теплопроводности подлёдного слоя воды. Вихревой же зависит не только от перепада температур, но и ряда других многозначных факторов таких, как скорости течений, плотность и теплоёмкость воды. [2]

«Зависимости коэффициента теплопроводности снега показывают широкий диапазон значений при одинаковой плотности снега. Одной из причин этого являются структурные особенности самого снежного покрова». К примеру, коэффициент теплопроводности глубинной изморози в несколько раз меньше, чем зернистого снега при одинаковой плотности. Поэтому слоистость снежного покрова, обусловленная как метеорологическими условиями, так и процессами метаморфизма, влияет на его термическое сопротивление и температурный режим подстилающих поверхностей. [12]

Для расчёта тепловых потоков в каждом из исследуемых слоёв, использовалась формула: [2,17,19]

$$\Phi = \left(\frac{T_2 - T_1}{h} \right) \lambda, \text{ [Вт/м}^2\text{]} \quad (14)$$

, где T_1 -температура вышележащего слоя, T_2 -температура нижележащего слоя, h –расстояние между датчиками [м], ρ -плотность воды [кг/м³], которая определялась по Океанографическим таблицам при солёности $S=2 \text{ ‰}$ ($\rho_v=1001.61 \text{ кг/м}$), λ –теплопроводность воды, определяемая по таблицам [20,21] и незначительно изменяющаяся при разных температурах воды в интервале $0.569-0.5698 \text{ [Вт/м} \cdot \text{°C]}$, её значения представлены в таблице 1. Температура льда принималась 0 °C .

Таблица 1. Теплопроводность воды [Вт/м°C] во всех экспериментах за каждый час проведённых опытов [20,21]

18.02.2021					10.02.2021				
Время, ч	Д.Т ₄	Д.Т ₃	Д.Т ₂	Д.Т ₁	Время, ч	Д.Т ₄	Д.Т ₃	Д.Т ₂	Д.Т ₁
1 час	0.5692	0.5692	0.5698	0.569	1 час	0.5693	0.5693	0.5693	0.569
2 час	0.5694	0.5694	0.5696	0.569	2 час	0.5693	0.5693	0.5693	0.569
3 час	0.5694	0.5694	0.5696	0.569	3 час	0.5693	0.5693	0.5693	0.569
4 час	0.5694	0.5694	0.5694	0.569	4 час	0.5693	0.5693	0.5693	0.569
19.02.2021					11.02.2023				
1 час	0.5695	0.5695	0.5693	0.569	1 час	0.5693	0.5693	0.5693	0.5690
2 час	0.5693	0.5693	0.5693	0.569	2 час	0.5693	0.5693	0.5693	0.5690
3 час	0.5694	0.5694	0.5693	0.569	3 час	0.5695	0.5694	0.5691	0.5690
4 час	0.5694	0.5694	0.5693	0.569	4 час	0.569	0.5694	0.5695	0.5690

Высота снега и его масса определялись непосредственно прямыми измерениями при помощи штангенциркуля и снегомера, по показателям которых путём перерасчёта определялась плотность самого снега по известной зависимости плотности от массы и объёма. Необходимые параметры для вычислений по формуле (14) приведены в таблице 2.

Таблица 2. Необходимые постоянные параметры для вычислений

Параметр	18.02.2021	19.02.2021
h _{сн} , см	11.5	10.25
ρ _{сн} , кг/м ³	259	221
T _а , °C	-18.0	-10.0
ρ _в , кг/м ³	1001.61	1001.61
ρ _л , кг/м ³	917.0	917.0

Расстояние между датчиками прибора составляли:

- T₁ – T₂ = 7 см = 0.07 м
- T₂ – T₃ = 12 см = 0.12 м
- T₃ – T₄ = 25 см = 0.25 м

Рассчитанные значения тепловых потоков представлены в таблице 3 и 4. По этим расчётам видно, что тепловой поток постепенно увеличивается от подлёдной воды к верхней границе льда и атмосфере через снег. В природе такой поток тепла от воды ко льду может существовать. «Он уменьшает значение

суммоградусов дней мороза тем сильнее, чем больше толщина льда». В случае его значительных величин может наступить таяние льда с нижней поверхности несмотря на отрицательную температуру воздуха. [17]

Таблица 3. Рассчитанные значения тепловых потоков 18.02.21 г.

18.02.2021			
1	2	3	4
1-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{сн}}$, Вт/м ²
1	2	3	4
-0.33	-3.21	10.77	89.06
2-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{сн}}$, Вт/м ²
-0.22	-1.68	10.50	89.06
3-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{сн}}$, Вт/м ²
-0.12	-1.47	8.51	89.06
4-й час(последние 47 мин)			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{сн}}$, Вт/м ²
-0.28	-0.05	6.86	89.06

Таблица 4. Рассчитанные значения тепловых потоков 19.02.21 г.

19.02.2021			
1	2	3	4
1-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{сн}}$, Вт/м ²
0.12	1.38	5.30	55.51
2-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{сн}}$, Вт/м ²
0.08	0.25	5.24	55.51
3-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{сн}}$, Вт/м ²
0.07	0.99	4.77	55.51
4-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода (д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{сн}}$, Вт/м ²
0.08	0.88	4.86	55.51

3.2 Февраль 2023

Получив данные по вертикальному распределению температуры со всех экспериментов, проведённых в 2021 и 2023 годах, можно построить общую карту с местами расположения постановки термокосы в соответствующие годы, которая представлена на рисунке 27.

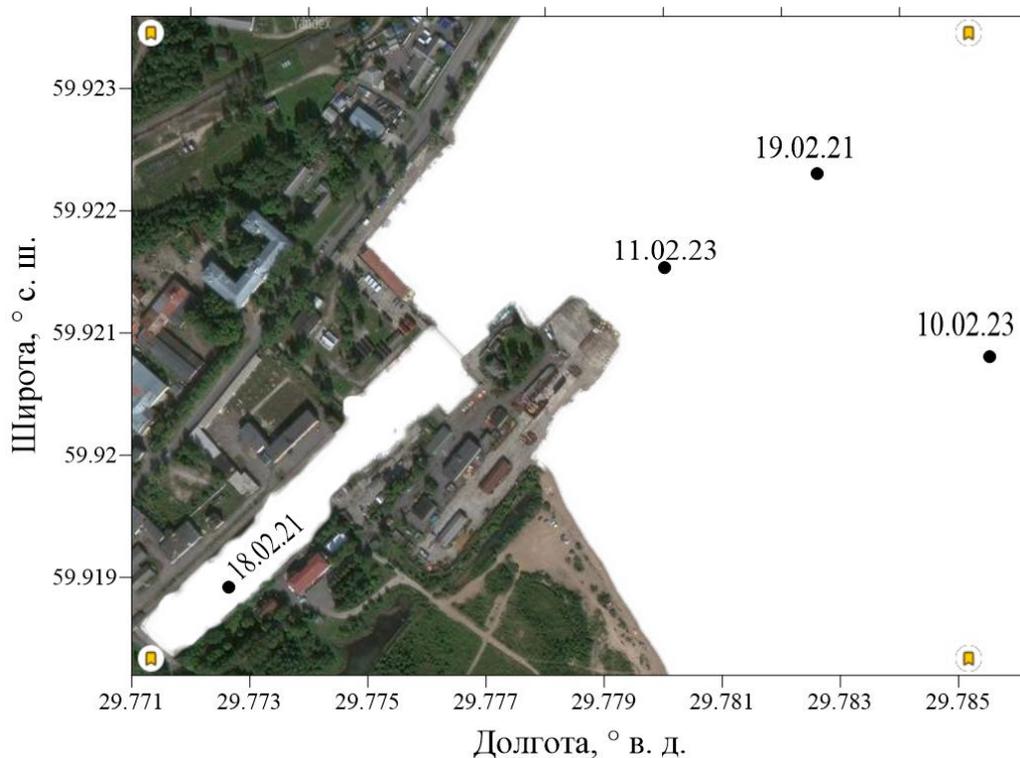


Рисунок 27. Карта местоположений термометрической косы

В феврале 2023 года были повторно поставлены эксперименты 2021 года в рамках зимней ледовой практики, проводимой РГГМУ для студентов 2 курса бакалавриата, для получения данных о вертикальном распределении температуры в многофазной среде при помощи установки термометрической косы. Для корректности полученных значений температуры и возможности сравнения двух лет соблюдались условия опытов 2021 года, то есть расстояния между термопарами прибора сохранились, а также поверхностный датчик покрывался снегом для минимизации атмосферного влияния. Таким образом, регистраторы были установлены так, что датчик T_1 находился на верхней границе льда и нижней границе снежного покрова и был укрыт снегом, T_2 – на глубине 7 см, T_3 находился на горизонте 19 см, эти датчики находились в выбуренной лунке и датчик T_4 находился в подлёдной воде на глубине 44 см.

Значения температуры измерялись 10 и 11 февраля, то есть проводилось 2 эксперимента. Регистрация производилась с дискретностью 30 секунд. Схема расположения датчиков 10 февраля представлена на рисунке 28.

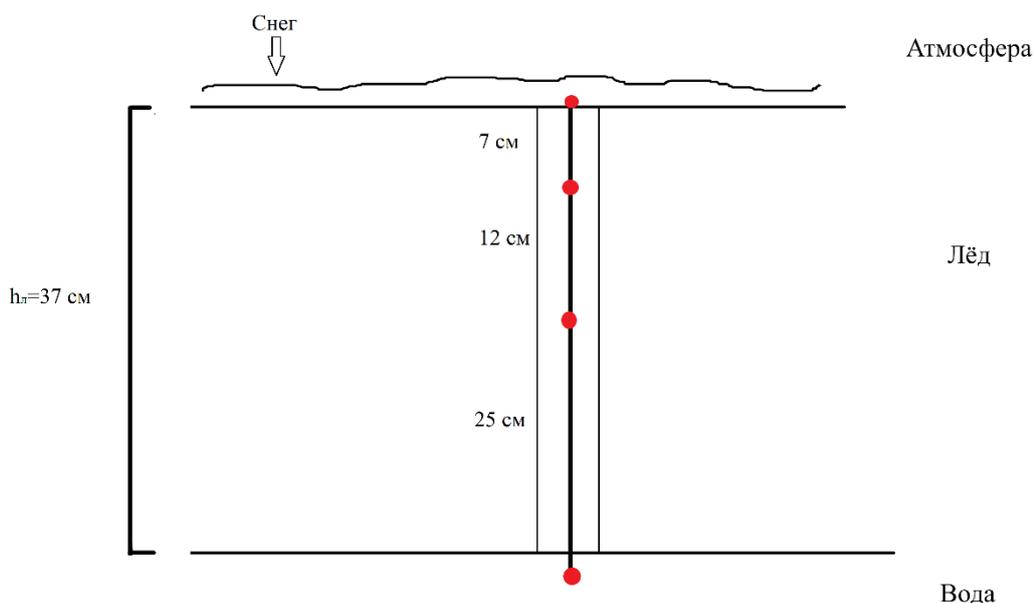


Рисунок 28. Схема расположения датчиков термометрической косы 10 февраля

Эксперимент 1

Состоялся 10 февраля, температура атмосферы во время проведения эксперимента в среднем составляла -1 °С. Отмечалась облачность 8-9 баллов, погода очень ветреная, скорость ветра составляла 20-23 м/с (западный ветер). Местность была открытая, то есть на заливе. Продолжительность эксперимента – 4 часа 8 минут. Толщина ледяного покрова была 37 см, а снежного – 4.75 см.

Построенный ход температуры во время измерений (рис. 29) показывает, что её значения относительно быстро выравнялись, а именно менее чем за 15 минут, вследствие малой отрицательной температуры воздуха. Также видно, что вода в выбуренной лунке достаточно однородна, так как датчики фиксировали близкие значения.

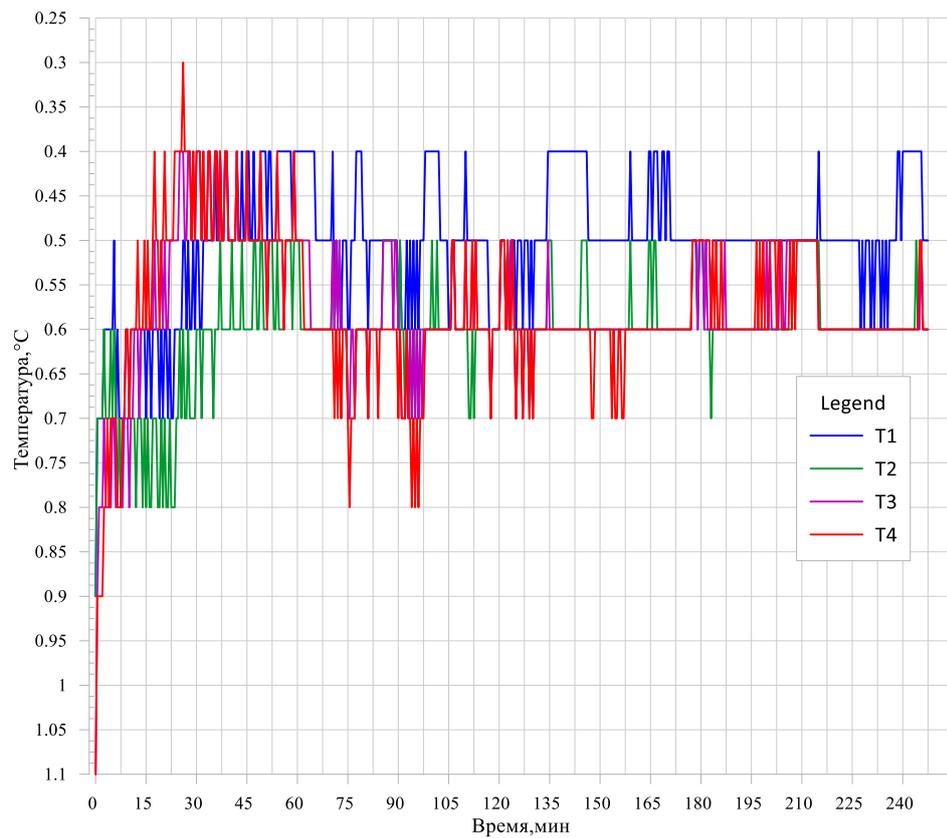


Рисунок 29. Ход температуры во время эксперимента 10.02.23 г.

Поверхностный датчик на протяжении 25 минут от начала регистрировал температуру в пределах от 1.0 °C до 0.6 °C и далее изменения в интервале 0.4–0.6 °C. Датчики T₂ и T₃ в течение 25 минут фиксировали температуры в интервале от 1.0 °C до 0.5 °C, затем 0.4–0.7 °C в остальное время. На датчике T₄ отмечались значения от 1.4 °C до 0.3 °C в течение 30 минут, затем малые колебания в пределах 0.4–0.8 °C до конца измерений. Полученный профиль фактической температуры, наглядно показывающий гомотермичность воды, изображён на рисунке 30. На нём хорошо отражены малые флуктуации температуры на протяжении всего эксперимента.

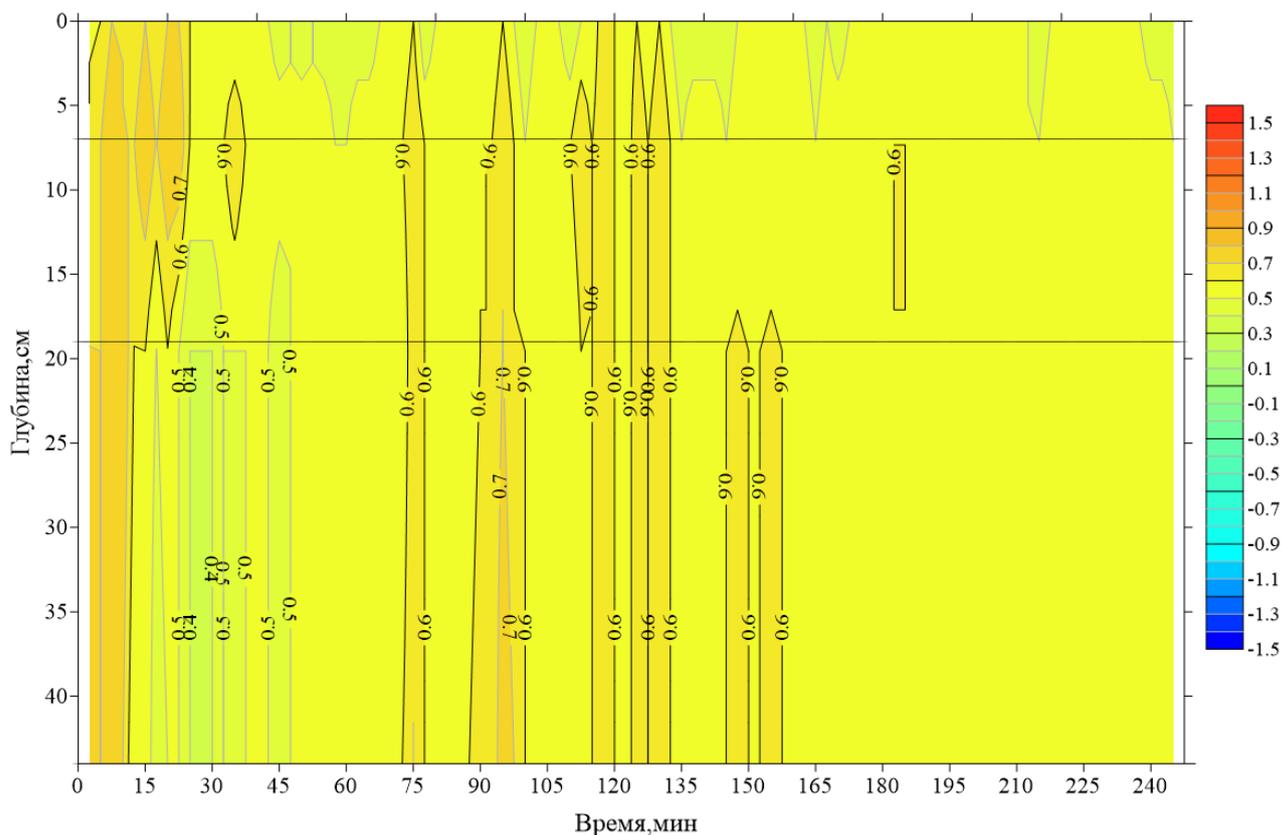


Рисунок 30. Профиль температуры 10.02.2023

Эксперимент 2

Проведён 11 февраля, средняя температура атмосферы в течение проведения опыта составила $-3.17\text{ }^{\circ}\text{C}$. Облачность составила 10 баллов, средняя скорость ветра 2.20 м/с , направление переменчивое, местность была открытая. Время проведения эксперимента 4 часа 27 минут. Толщина ледяного покрова была 38 см , а снега -7 см . Фото проведения эксперимента на рисунке 31, ход температуры на протяжении опыта 11.02.23 показан на рисунке 32, а полученный профиль фактической температуры представлен на рисунке 33.

Ход температуры (рис.32) показывает, что её значения довольно быстро стабилизировались, в течение 10 минут. По вертикальному профилю фактической температуры (рис.33) можно отметить, что на датчике T_1 регистрировалась температура в течение двух часов в промежутке от $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, и далее до конца измерений в интервале от 0.5 до $-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$. На термопаре T_2 на протяжении двух часов были значения $0.9-0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$, затем от $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $0.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ до завершения эксперимента, датчик T_3 в первые два часа регистрировал

значения температуры в пределах от 0.4 °С до 0.7 °С, а потом 0.6–1.1 °С. На заключительном датчике были наиболее стабильные температуры без значительных колебаний на протяжении 2 часов и составили 0.5–0.7 °С, а после от 0.7 °С до 1.2 °С.



Рисунок 31. Фото эксперимента 11.02.2023

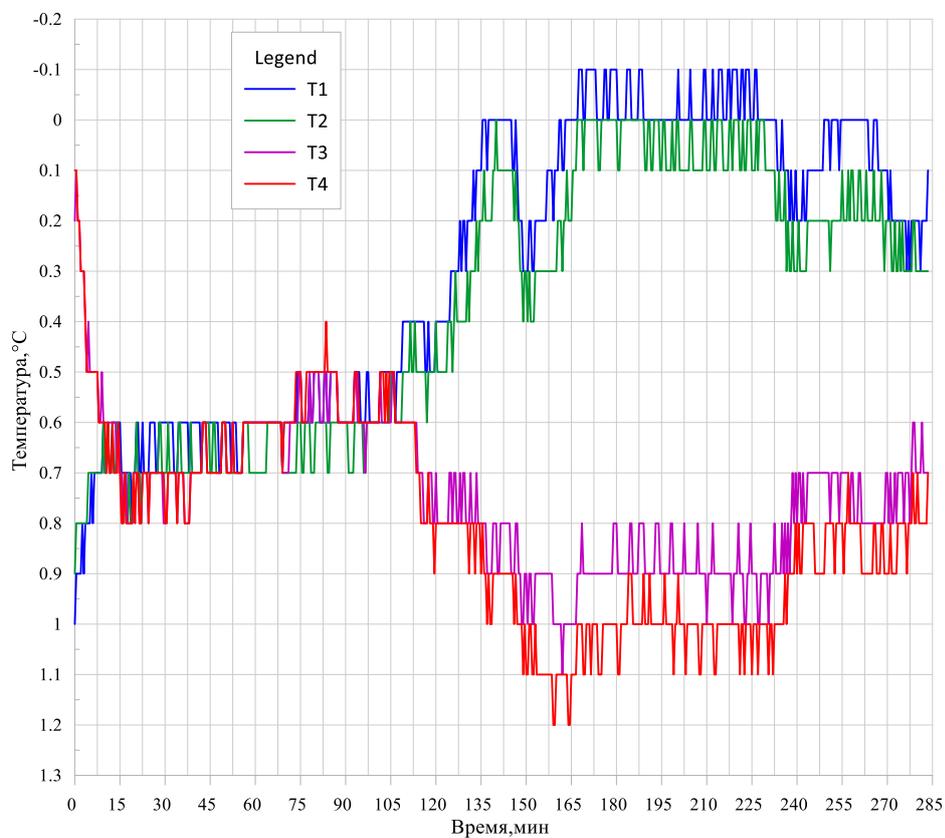


Рисунок 32. Ход температуры на протяжении эксперимента 11.02.23 г.

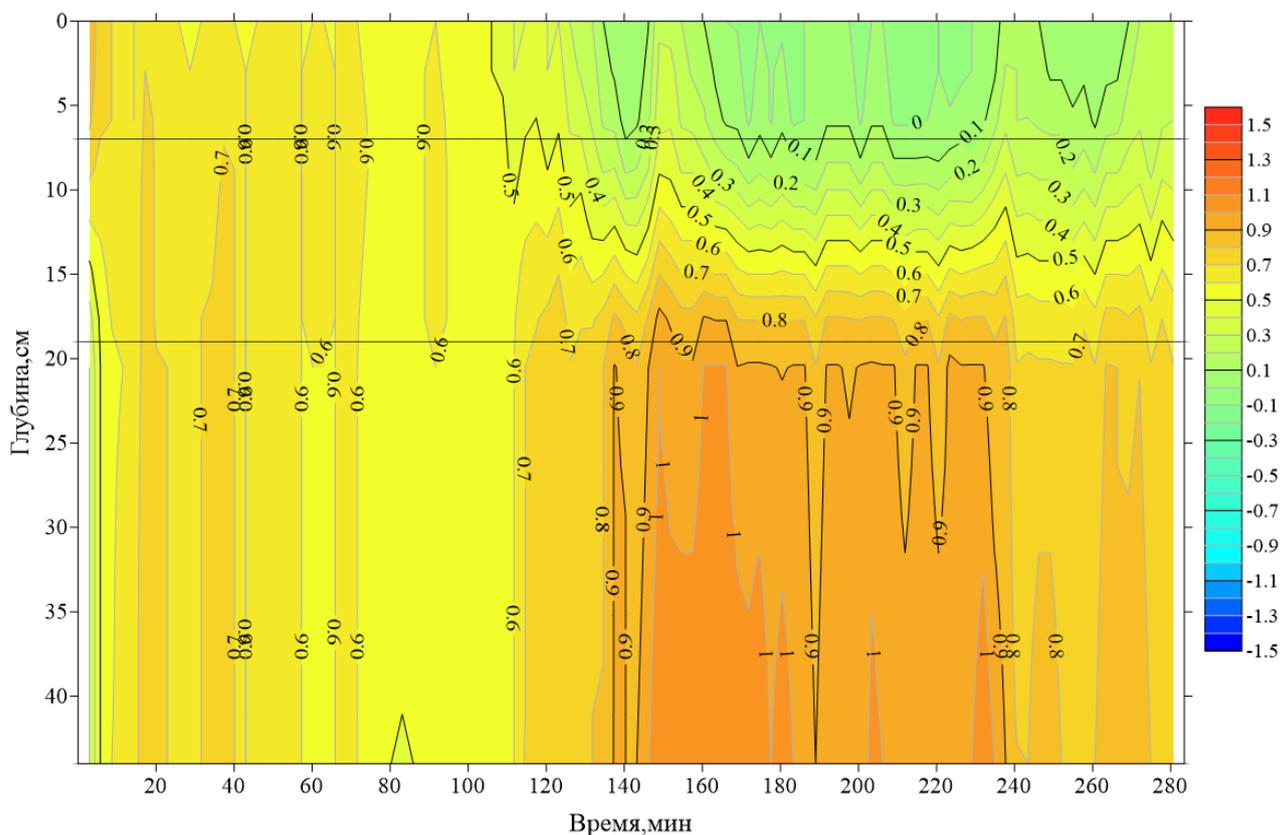
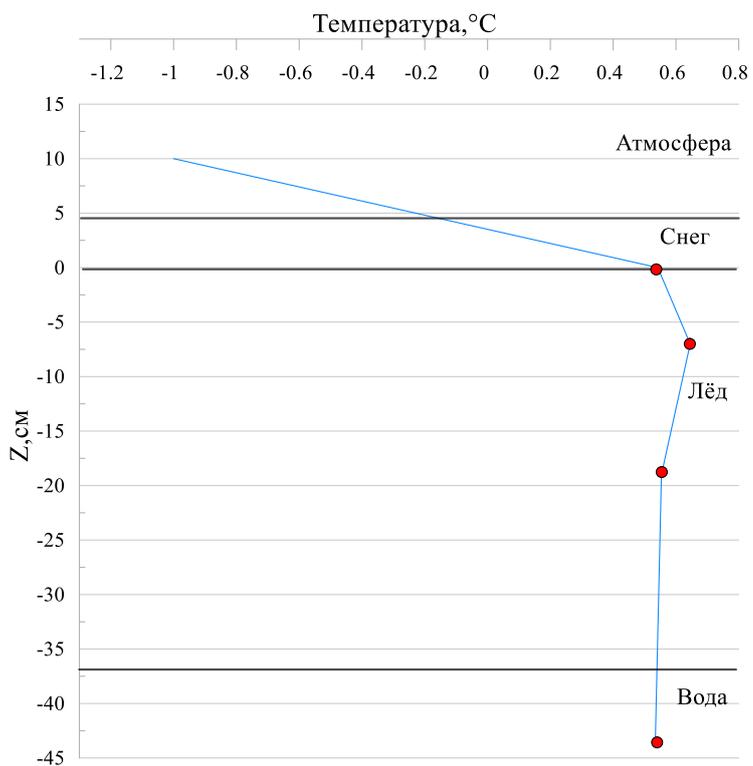


Рисунок 33. Профиль температуры 11.02.2023

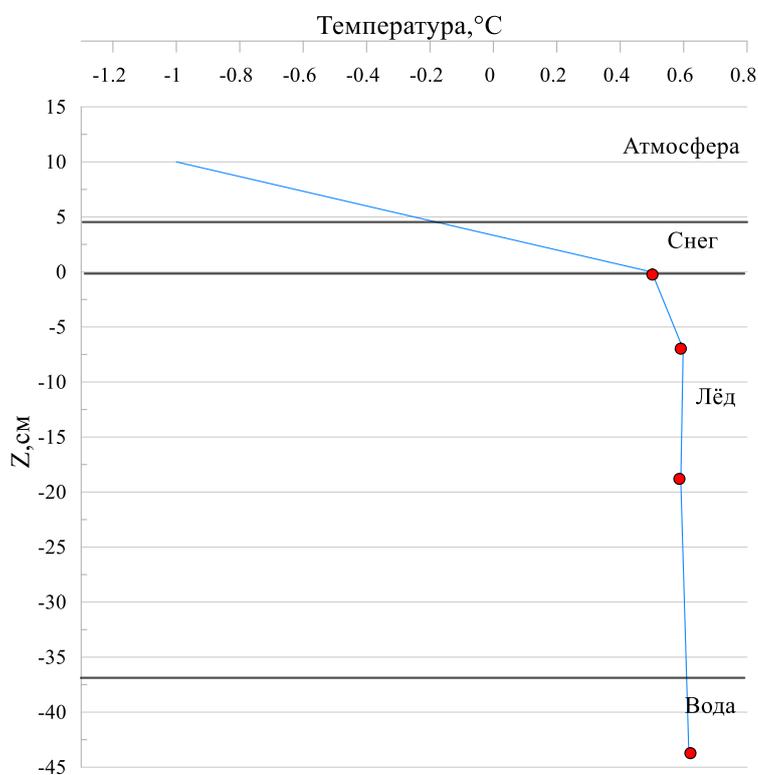
При анализе графиков на рисунках 32 и 33 сразу бросается в глаза контрастная область, делящая профиль как бы на 2 части и проявляющаяся как понижение температура на датчиках T_1 и T_2 и повышение на T_3 и T_4 , нарушая достаточно равномерный профиль температуры. А именно по истечению двух часов эксперимента до этого близкие температуры на термопарах начинают сильно различаться, то есть регистраторы T_1 и T_2 фиксировали близкие друг другу температуры и таким же образом T_3 и T_4 .

По графикам, представленным на рисунке 34, отчётливо видно, что подлёдная вода и нижняя граница льда имели температуру около $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в первый час измерений, к концу опыта она составила примерно $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$. В то же время температура верхней границы льда и нижней границы снежного покрова в начале эксперимента $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и в последний час тоже $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Такие близкие значения можно объяснить тем, что средняя температура воздуха недостаточно низкая, в среднем $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$, поэтому поверхность значительно не охлаждается.

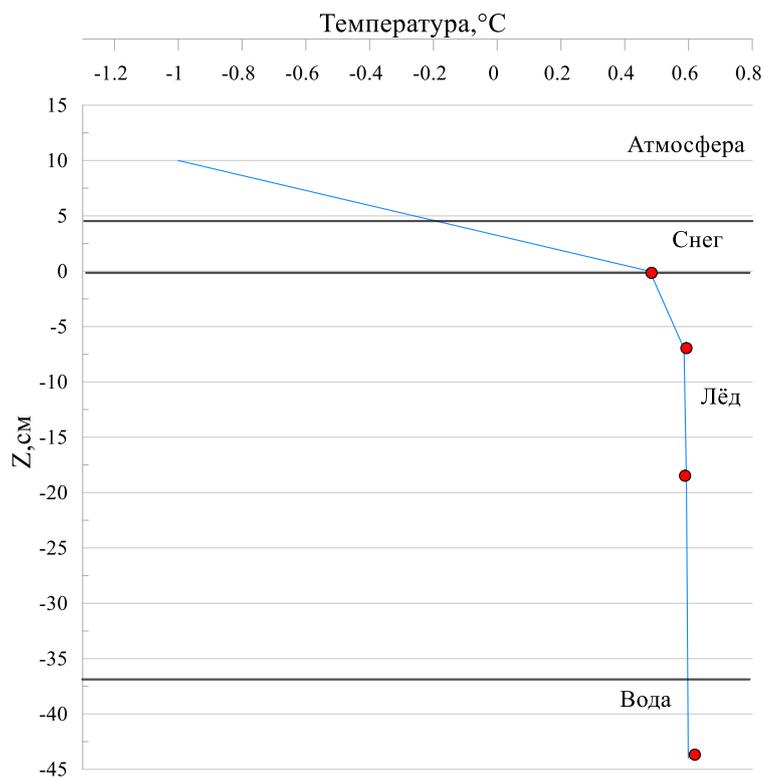
Таким образом, в первый час вода в выбуренной лунке стабилизировала свою температуру и всё остальное время была достаточно однородна.



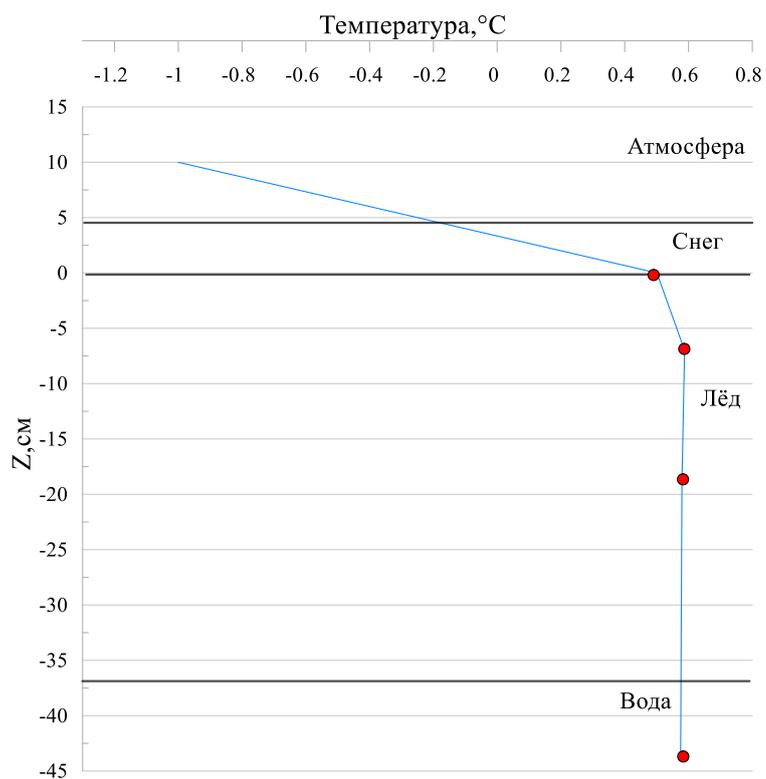
а)



б)



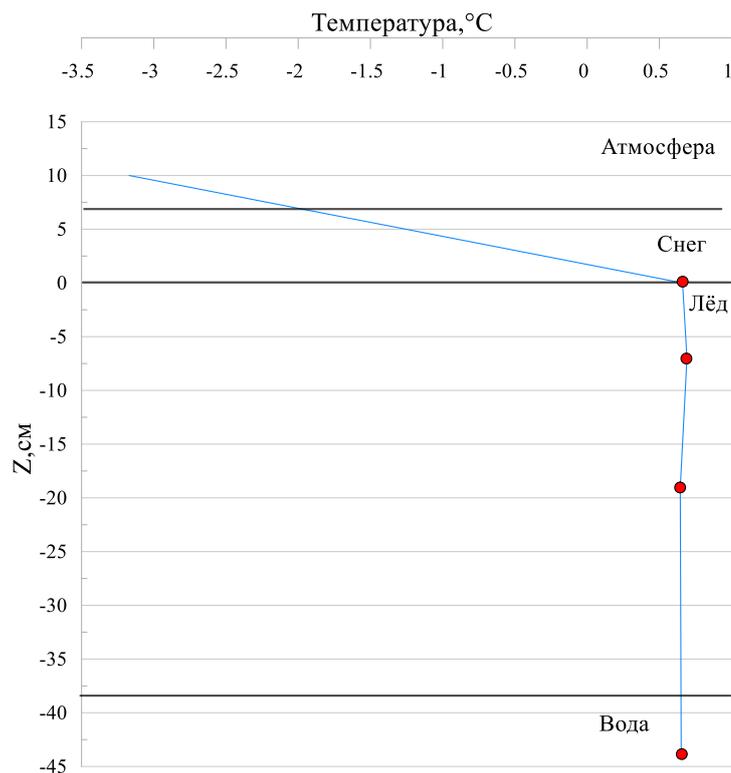
в)



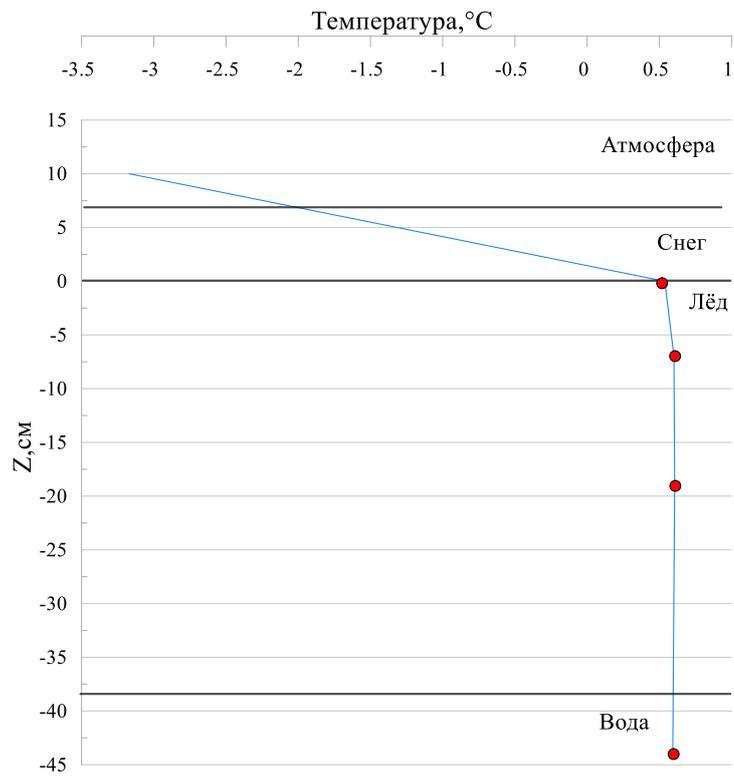
г)

Рисунок 34. Вертикальное распределение средней температуры в среде вода-лёд-снег-атмосфера за каждый час каждый час (а-1й час, б-2й час, в-3й час, г-4й час) 10.02.23

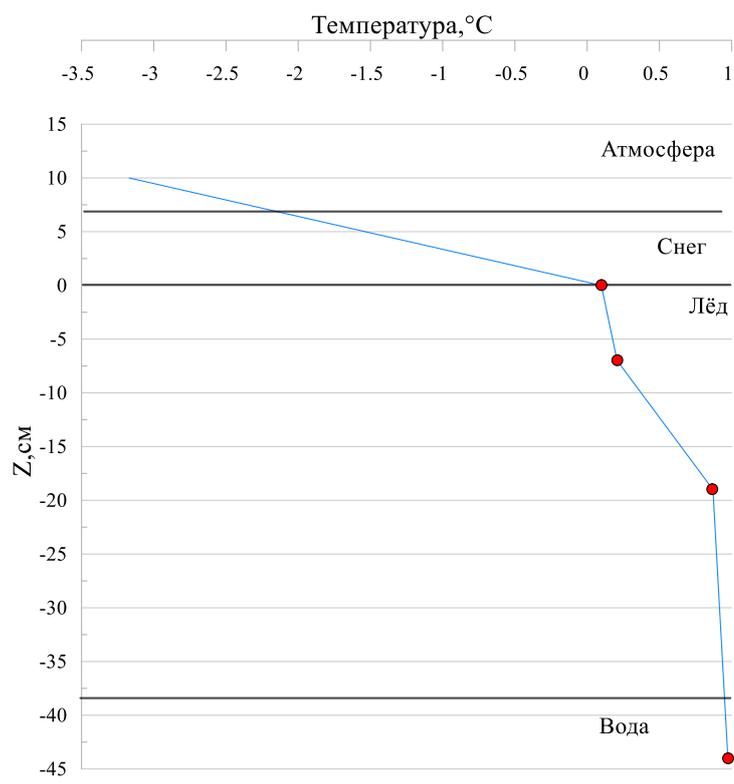
По представленным графикам на рисунке 35 можно заметить, что подлёдная вода и нижняя граница льда имели температуру около $0.5-0.6^{\circ}\text{C}$ в начале эксперимента, а в последний час $0.9-1.0^{\circ}\text{C}$. Температура поверхности льда и нижней границы снежного покрова также 0.5°C в начале измерений и по истечению первых 2 часов произошло понижение температуры на поверхностном датчике примерно до 0°C . Это понижение температуры на поверхностном датчике может быть связано с замерзанием воды, находящейся в снегу.



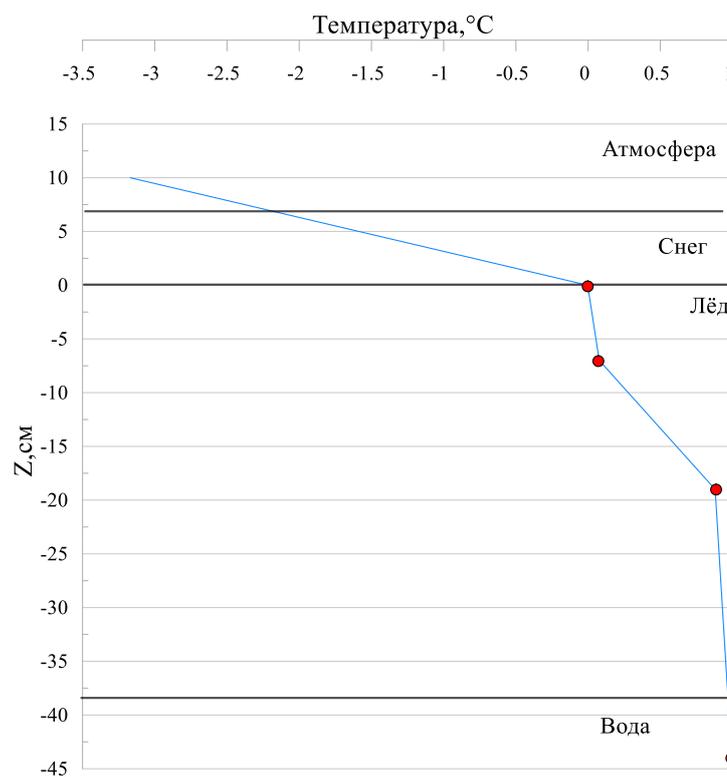
а)



б)



в)



г)

Рисунок 35. Вертикальное распределение средней температуры в среде вода-лёд-снег-атмосфера каждый за час каждый час (а-1й час, б-2й час, в-3й час, г-4й час) 11.02.23

Необходимо подчеркнуть что, термическая динамика морского ледяного покрова всецело зависит не только от метеорологических условий и гидрологического режима акватории, но также в значительной степени складывается из свойств снега на его поверхности. [17,18]

По приведённым вертикальным профилям средних температур в каждом слое (рис. 34 и 35) можно сказать, что следует ожидать наличие теплового потока от подлёдной воды к верхней границе льда и атмосфере через снег, который будет меньше по сравнению с предыдущим опытом, проведённым в 2021 году. Аналогичным образом с использованием формулы (14) по результатам измерений двух экспериментов 10.02.23 и 11.02.23 были рассчитаны тепловые потоки, представленные в таблицах 6 и 7.

Таблица 5. Необходимые постоянные параметры для вычислений

Параметр	10.02.2023	11.02.2023
$h_{сн}$, см	4.75	7.0
$\rho_{сн}$, кг/м ³	285	229
T_a , °C	-1.0	-3.17
ρ_v , кг/м ³	1001.61	1001.61
ρ_l , кг/м ³	917.0	917.0

Таблица 6. Рассчитанные значения тепловых потоков в 10.02.23 г.

10.02.2023			
1	2	3	4
1-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{сн}$, Вт/м ²
-0.05	-0.44	5.25	11.98
2-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{сн}$, Вт/м ²
0.06	-0.04	4.87	11.98
3-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{сн}$, Вт/м ²
0.01	0.04	4.77	11.98
4-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{сн}$, Вт/м ²
1	2	3	4
-0.01	-0.04	4.78	11.98

Таблица 7. Рассчитанные значения тепловых потоков 11.02.23 г.

11.02.2023			
1	2	3	4
1-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{сн}$, Вт/м ²
0.02	-0.22	5.62	25.77
2-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{сн}$, Вт/м ²
-0.03	0.02	4.89	25.77
3-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{сн}$, Вт/м ²
0.24	3.15	1.69	25.77
4-й час			
$\Phi_{\text{вода-лёд}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.3)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{\text{вода(д.2)}}$, Вт/м ²	$\Phi_{сн}$, Вт/м ²
0.26	3.81	0.63	25.77

При имеющихся тепловых потоках возникла идея дополнительно к основной цели исследования вычислить нарастание льда от поверхности ледяного покрова через снег. Для этого была использована формула: [21,22]

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\Phi}{L\rho} \quad [\text{см/сут}] \quad (15)$$

, где ρ -плотность воды, равная 1001.6 [кг/м³], L-удельная теплота кристаллизации, составляющая 334·10³ [Дж/кг], Φ -поток тепла от верхней границы льда через снег [Вт/м²], полученный в расчётах ранее. Температура льда принималась 0 °С.

Расчитанные значения образования ледяного покрова на имеющемся через снег по формуле (15) за среднее время проведённых экспериментов и сутки представлены в таблице 8.

Таблица 8. Результаты расчёта нарастания льда

дата	Ta, °C	V, м/с	h _{сн} , см	Φ _{сн} , Вт/м ²	dh/dt, см/ 4ч	dh/dt, см/сут
18.02.2021	-18.0	0.0	11.5	89.06	0.383	2.30
19.02.2021	-10.0	2.0	10.25	55.51	0.239	1.43
10.02.2023	-1.0	20.0	4.75	11.98	0.052	0.31
11.02.2023	-3.17	2.2	7.0	25.77	0.111	0.67

Наибольшее значение нарастания льда было получено для 18.02.21, когда отмечались наименьшая температура атмосферы -18 °С и максимальный из представленных потоков тепла Φ через снег, а минимальное значение – для 10.02.23 при наименьшем потоке и самой высокой температуре атмосферы -1 °С (таб.8).

Заключение

В результате выполненной исследовательской работы были получены карты распределения толщины ледяного покрова, высоты и плотности снега в период с 10.02.21 по 20.02.21 по натурным данным, которые были получены в ходе зимней ледовой практики. Для анализа вертикального распределения температуры в многослойной среде вода-лёд-снег-атмосфера выполнено графическое представление хода температуры во время экспериментов, были построены вертикальные профили фактической температуры, графики вертикального распределения почасовых средних температур в каждом слое. А далее были рассчитаны тепловые потоки за каждый час проведённых опытов. По имеющимся тепловым потокам от поверхности льда через снег мне удалось вычислить нарастание льда от верхней его границы через снег.

В итоге можно сделать такие выводы:

- После проведения экспериментов по постановке термометрической косы стало ясно, что вода в лунке за время экспериментов (4-5 часов) не успевала замёрзнуть, и как таковой среды «лёд» не образовалось. В ходе экспериментов в лунке наблюдался столб воды с начальными видами льда и снегом.
- Во всех проведённых опытах вода в выбуренной лунке отличалась однородностью по температуре. Для подтверждения предположений о нейтральности плотностной стратификации в силу постоянности солёности определялась частота Вайсяля-Брента на протяжении всех экспериментов, которая очень незначительно отличалась от нуля в обе стороны, порядка сотых и тысячных. Таким образом, конвективного перемешивания в лунке не происходило.
 - Выхолаживание происходило от поверхности.
 - Наличие снежного покрова на поверхности льда сглаживает ход его температуры.
 - Толщина заснеженного льда действительно меньше бесснежного. Его температура под снегом выше и медленнее изменяется, чем оголённого льда.

Список использованной литературы

1. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе / В.Ф. Захаров // Проблемы Арктики и Антарктики. Вып. 69. – СПб: Гидрометеиздат, 1995. – С. 15-26
2. Асламов И.А, Теплообмен на границе вода-лёд и структура подлёдного слоя воды в озере Байкал: специальность 25.00.27 «Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия»: Автореферат на соискание кандидата физико-математических наук / Асламов И. А. ; Институт гидродинамики им. М.А. Лаврентьева РАН. – Иркутск, 2019. – 24 с.
3. Добровольский, А. Д. Моря СССР / А. Д. Добровольский, Б. С. Залогин. – Москва: МГУ, 1982. – 192 с.
4. Усенков С. М. Донные отложения как индикаторы загрязнения восточной части Финского залива. / С. М. Усенков // Навигация и гидрография. – 2005. – № 20-21. – С. 164-175
5. Давидана И.Н. Экосистемные модели. Оценка современного состояния Финского залива. Вып. 5, ч.2 // Гидрометеорологические, гидрохимические, гидробиологические, геологические условия и динамика вод Финского залива // Под ред. И.Н. Давидана, О.П. Савчука. –СПб: Гидрометеиздат, 1997. – 450 с.
6. Navionics ChartViewer [электронный ресурс]: сайт. – URL: <https://webapp.navionics.com/#boating/mapOptions@4&key=%7B%60xmJqnaaD> (дата обращения: 26.10.2022 16:05)
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект "Моря". Том III. Балтийское море. Вып.1. Гидрометеорологические условия/ Отв. ред. Ф.С. Терзиев. – Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. – 452 с.
8. Волощук, Е.В., Оценка влияния абиотических и биотических факторов на состояние придонных вод и донных отложений финского залива в условиях изменения климата: специальность 25.00.28 «океанология»: Диссертация на соискание кандидата географических наук / Волощук, Е. В. ;

Российский Государственный Гидрометеорологический Университет. – Санкт-Петербург, 2016. – С. 125

9. Солощук П.В. Изменение климата и ледовых условий водной системы Финский залив – Невская губа – река Нева в осенне-зимний период за последние 15 лет / П. В. Солощук // Учёные записки. – 2010. – № 14. – С. 34-41

10. Атлас льдов Финского залива. – СПб: ГУНиО МО РФ, 2000. – С. 160

11. Беховых Л.А. Основы гидрофизики: учебное пособие / Беховых Л.А., Макарычев С.В., Шорина И.В. – Барнаул: АГАУ, 2008. – С. 172

12. Котляков В.М. Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене. / В.М. Котляков, А.В. Сосновский, Н.И. Осокин // Лёд и Снег. – 2018. – Т. 58, № 3. – С. 343-352

13. Ковчин И.С. Методы специальных океанологических измерений: учебное пособие / И.С. Ковчин, И.А. Степанюк.– Под общей редакцией проф. Степанюка И.А.. – Санкт-Петербург:РГГМУ, 2002. – 271 с.

14. Измерения температуры [электронный ресурс]: сайт. – URL: <https://kriolab.ru/products/termokosa-tk/> (дата обращения: 28.10.22 10:09)

15. АКТАКОМ — АТЕ-2036BT Измеритель-регистратор температуры АТЕ-2036 с Bluetooth интерфейсом—официальный сайт компании АКТАКОМ [электронный ресурс]: сайт. – URL: https://www.aktakom.ru/kio/index.php?SECTION_ID=2122&ELEMENT_ID=11289800&spphrase_id=303164 (дата обращения: 28.10.22 8:00)

16. АКТАКОМ – Термопары—официальный сайт компании АКТАКОМ [электронный ресурс]: сайт. – URL: https://www.aktakom.ru/kio/index.php?SECTION_ID=2133 (дата обращения: 28.10.22 9:10)

17. Доронин Ю.П. Физика океана. // Учебное пособие / Доронин Ю.П. – Санкт-Петербург:РГГМУ, 2000. – С. 340

18. Завьялов Д.Д. Влияние свежеснежавшего снега на нарастание и таяние морского льда / Д.Д. Завьялов, Т.А. Соломаха // Лёд и Снег.–2019.– Т. 59, № 1. – С. 103-111
19. Доронин, Ю. П. Лабораторные работы по физике океана / Ю. П. Доронин, С. В. Лукьянов. – Санкт-Петербург: РГГМИ, 1993. – С.87
20. Волков А. И. Большой химический справочник / А. И. Волков, И. М. Жарский – ISBN 985-6751-047—Минск: Современная школа, 2005. – С. 608
21. Доронин Ю. П. Морской лёд / Ю.П. Доронин, Д. Е. Хейсин. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1975. – С. 320
22. Чижов А. Н. Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины / А.Н. Чижов. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1990. – С. 129