



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра водно-технических изысканий

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(магистерская диссертация)

На тему **Ледовый режим р. Обь в  
районе г. Салехард в условиях  
изменения климата**

Исполнитель Миньков Владислав Максимович  
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель к.ф.-м.н., доцент  
(ученая степень, ученое звание)

Саноцкая Надежда Александровна  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой

(подпись)

К.Г.Н., доцент  
(ученая степень, ученое звание)

Исаев Дмитрий Игоревич  
(фамилия, имя, отчество)

«06» 06 2022 г.

Санкт-Петербург  
2022

ИСКАНИГ

2

## Оглавление

Введение.....	3
1. Физико-географическая характеристика бассейна р. Обь .....	7
1.1 Рельеф и геология .....	7
1.2 Многолетняя мерзлота.....	9
1.3 Климатическая характеристика .....	10
1.4 Вечная мерзлота .....	12
1.5 Геология .....	13
1.6 Климат .....	16
1.7 Осадки. ....	20
1.8 Снежный покров .....	22
1.9 Влажность воздуха.....	24
2. Формирование ледяного покрова .....	29
2.1 Типы процессов замерзания рек.....	33
2.2 Ледовый режим нижнего в низовьях р. Оби .....	35
2.3 Разрушение ледяного покрова .....	35
3. Оценка воздействия современных изменений климата на ледовый режим на примере р. Обь в районе г. Салехард .....	38
3.1 Взаимосвязь среднегодовых расходов воды с осадками .....	38
3.2. Взаимосвязь температуры воздуха и ледостава (ледовых явлений) .....	43
Заключение .....	55
Список использованных источников .....	56

## Введение +-

Многолетние изменения стока арктических рек – результат наложения сразу нескольких определяющих факторов: не стационарности климата, трансформации поверхности водосборов в результате активного освоения региона и регулирования стока, изменения состояния вечной мерзлоты. В результате на территории Российской Арктики, также, как и в других регионах, в последние десятилетия наблюдаются изменения не только водности рек, но и общая трансформация водного режима, которая заключается в перераспределении стока внутри года, то есть изменениях сезонного стока. Средний сток большинства основных арктических рек в сравнении со стоком за период 1936–1975 гг. увеличился на 5–10%. У рек северо-восточного сектора явный рост отмечен с середины и второй половины 1990-х годов. Больше всего годовой сток вырос у рек Кольского п-ова и Карелии, Онеги (до 12%), Республики Якутии (до 18%). Рост слоя стока продолжался в течение всех последних лет, о чём свидетельствуют положительные и нередко значимые линейные тренды. Общее уменьшение или «стабильное поведение» стока за этот же период обнаружено у Мезени, рек Обского Севера и крайнего Северо-Востока. На арктических реках годовой сток тесно связан со стоком весеннего половодья, когда проходит более 50% годового объёма воды, и осадками холодного. Рост температур зимнего периода приводит к повышенному питанию грунтовых вод, что опосредованно влияет на водность межени. Практически во всех исследованиях отмечается рост зимних расходов воды для большинства рек. Особенно ярко выражена положительная динамика зимнего стока в устьях зарегулированных рек: Оби (на 18%), Енисея (на 68%), Колымы (на 169%), а также Лены (на 46%), имеющей зарегулированный крупный приток Вилюй. Схожая ситуация на зарегулированных реках Кольского полуострова и

Карелии. Результаты исследования свидетельствуют, что именно межгодовое и сезонное регулирование стока крупными водохранилищами и их наполнение – главный фактор антропогенных нарушений величины стока арктических рек и их водного режима. Влияние водопотребления на приток речных вод в арктические моря статистически незначимо, но имеет признаки кризисной ситуации на отдельных территориях арктического водосбора, например, на юге и в уральском секторе Обь-Иртышского бассейна, в Норильском и Мурманском арктических секторах. Изменение характеристик ледового режима в период замерзания в последние годы выражается в смещении сроков появления льда и установлении более поздних сроков ледостава. Больше всего сроки появления льда смещаются на реках Карелии и в низовьях Онеги (7–8 суток), на остальных реках европейского сектора – около 5 суток, на сибирских реках изменения статистически не значимы и составляют 2–4 суток. Изменения даты вскрытия рек статистически не значимы почти повсюду за исключением рек Карелии и Кольского полуострова. Сроки вскрытия на реках Кольского полуострова и Карелии смещаются на 6–8 суток, на реках севера европейской территории и Западной Сибири – на 4–5 суток. Смещение сроков очищения ото льда также более заметно на реках европейского сектора арктической зоны, а на реках северо-востока не превышает 1–2 суток.

#### Оценка изученности гидрометеорологических условий территории

Исследуемая территория хорошо изучена в метеорологическом плане. Близлежащая метеостанция находится в г. Салехард

№	Метеостанц ия	Широта	Долгота	Высота (м)
1	г. Салехард	66.5314 49	66.6768 77	18
2	д. Елецкая	67.0452 69	64.2115 62	110

3	с. Мужи	22	65.3990	11	64.6948	30
4	с. Питляр	37	65.8387	91	65.9151	19
5	п. Полуй	98	66.0381	20	68.6747	23



Рисунок. Гидрологические посты в районе исследования.

Таблица Гидрологическая изученность района представлена водомерными постами с многолетним периодом наблюдений

Название водного объекта и пункта наблюдений	Код пункта наблюдений	Расстояние		Площадь водосбора, кв. км.	Период действия, мес/год	Высота отметки нуля, м	Система	Высота р. мин.	Полгота		
		от истока	от устья								
		км.	км.								
р.Обь - г.Салехард	801	11	2500	287	950000	6. 9.1933	ейств.	.52	BC77)	6.32	6.40
р.Обь - с.Аксарка	802	11	2580	213	440000	0. 9.1959	ейств.	.39	BC77)	6.33	7.50
р.Обь,п р.Надымская - пос.Салемал	803	11		152	914	8.10.1976		1.50	С		

р.Обь,п р.Малая Юмба - пос.Яр-Сале	804	11		279	854	4.05.1944	0 1.02.19 94	2.46	С		
р.Собь - с.Катровож	633	11	134	6.00	5890	6.10.1983	0 ейств.	.10	С	6.46	6.20

## 1. Физико-географическая характеристика бассейна р. Обь

Река Обь — самая протяжённая в России, вторая по протяжённости река в Азии. Образуется она на Алтае при слиянии Бии и Катуня.

Направление течения — с юга на север. Длина реки составляет 3650 километров. Обь впадает в Карское море, образуя в своем устье залив Обская губа. Протяженность залива — 800 километров, площадь дельты Оби в этом месте — 4 тысячи квадратных километров. От истока до устья пересекает территории Алтайского края, Новосибирской области, Томской области, Ханты-Мансийского автономного округа и Ямало-Ненецкого автономного округа. Устье Оби находится на побережье Карского моря, в Ямало-Ненецком автономном округе. Здесь, на самом севере России, река Обь впадает в холодное Карское море. При впадении образуется один из крупнейших заливов в мире — Обская губа. Протяженность залива более 800 км, ширина от 25 до 80 км. В своем устье, река Обь впадает в Обскую губу не единым водным потоком, а разливается на множество рукавов, самые крупные из которых — Большая и малая Обь. Обская губа является эстуарием реки Обь, т.е. затопляемым участком устья реки. Несмотря на то, что в устье река разливается на несколько рукавов, в устье река Обь является судоходной. До устья Оби действует речной режим судоходства, после устья, в Обской губе, действует морской режим судоходства.

### 1.1 Рельеф и геология

Рассматриваемая территория располагается в пределах низменных равнин — Западно-Сибирской. Она представляет собой сочетание самостоятельных низменностей и возвышенностей, достигающих на рассматриваемой территории высоты 250—285 м. Широтным повышением, простирающимся от предгорий Урала к северному продолжению Енисейского

кряжа, равнина разделяется на две части (котловины) верхнюю (Нижнеобскую) и южную (Среднеобскую). Поверхность обеих котловин, за исключением небольшой части на северо-западе, занятой восточными склонами Уральских гор, — низменная равнина с приподнятыми краями с общим очень незначительным падением на север. Повышенные участки представляют плоские массивы, разделенные долинами рек и заболоченными понижениями.

С севера Нижнеобскую котловину замыкают возвышенности Гыдана и Ямала, разделяющиеся Обской губой. Возвышенности центральной части Ямала достигают высоты 70 – 75 м и тянутся до северной оконечности Полярного Урала, сохраняя высоты 70 – 80 м, и лишь местами прерываются речными долинами.

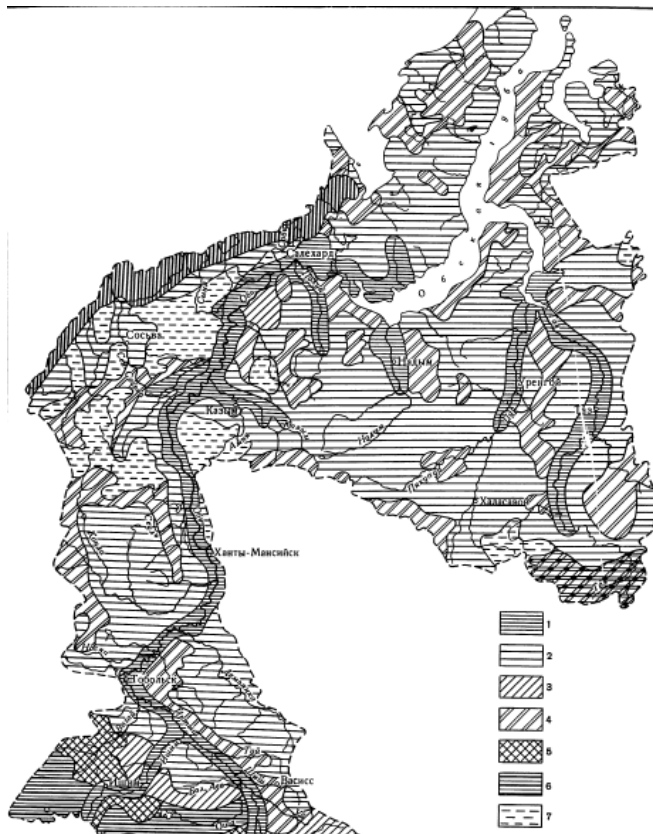


Рис. 4. Схема типов рельефа. 1 — низменные сильнозаболоченные равнины широких речных долин, 2 — плоские сильнозаболоченные многоозерные низменности, 3 — плоские сильнозаболоченные низменности без озер, 4 — повышенные менее заболоченные дренированные долины, 5 —



повышенные наклонные сухие равнины, 6 — повышенные многоозерные сухие равнины, 7 — волнисто-увалистые возвышенности.

Наиболее пониженные (около 20 м над ур. Моря) части Среднеобской котловины находятся в среднем течении Оби, близ устья р. Иртыша. Приподнятые окраины котловины образует возвышенные равнины, которые с запада, юга и востока полукольцом окаймляют котловину Тургайское плато, возвышенные равнины, окаймляющие с севера Казахский мелкосопочник, Приобское и Чумыло-Енисейское плато и Вах-Кетьская возвышенная равнина — все эти возвышенности находятся все пределов рассматриваемой территории. Современные микроформы рельефа в северной части территории формируются мерзлотно-солифлюкционными процессами, в южной же части — карстово-суффозионными процессами.

В пределы описываемой территории входят восточные склоны Северного, Приполярного и Полярного Урала, составляющие единую горную систему, распадающуюся на ряд параллельных хребтов. Здесь выделяются три геоморфологические области, лежащие на разных абсолютных высотах и характеризующиеся определенными формами рельефа: 1) высокогорье, 2) среднегорье, 3) холмисто-увалистые предгорья.

Область высокогорья (сильнорасчлененные горы) занимает в пределах рассматриваемой территории небольшую площадь, охватывая главным образом наиболее высокие водораздельные участки гор приполярного Урала. Высоты колеблются от 1000 до 1900 м. Рельеф отличается сильной расчлененностью, широким распространением альпийских форм, хорошо сохранившимися следами ледниковой деятельности (кары, цирки, трог и т. д.)

## 1.2 Многолетняя мерзлота

Южная граница распространения многолетнемерзлых пород проходит примерно в пределах 61—62° с. ш. Вдоль нее многолетнемерзлые породы

залегают редкими островками на безлесных участках, главным образом в торфяниках.

Севернее, примерно у  $65\text{--}66^\circ$  с. ш., эти породы занимают большую площадь, чем талые породы и встречаются даже на участках, поросших лесом. Еще севернее мерзлые породы имеют в основном сплошное распространение и отсутствуют только под руслами крупных рек (Обь, Пур, Таз и др.) и под глубокими (свыше 2 м) большими озерами. Под менее крупными водотоками и водоемами верхняя поверхность мерзлых пород залегают на глубине нескольких десятков метров. Вблизи южной границы области многолетне мерзлых пород располагается широкая (100—200 км) зона, в пределах которой температура грунта близка к  $0^\circ\text{C}$ ; к северу температура многолетнемерзлых пород постепенно понижается и в заполярных районах достигает  $-7\text{--}10^\circ\text{C}$ .

Полуостров Ямал расположен в зоне многолетней мерзлоты. Глубина сезонно-талого слоя меняется с 0,2 м в северной части Ямала до 2,0 м на Юге. Наиболее низкие температуры мерзлых пород наблюдаются в торфяниках, наиболее высокие — в песчаных отложениях. Разница температур этих грунтов в одном и том же районе достигает  $3\text{--}4^\circ\text{C}$ . Минимальные глубины сезонного протаивания установлены на торфяниках, максимальные — в песчаных отложениях. Наиболее благоприятные условия для морозобойного растрескивания грунтов с формированием повторно-жильных льдов существуют в пределах безлесных северных участков и торфяников. Среди песчано-глинистых отложений встречаются ледяные клинья, а в торфяниках, протаивающих к концу лета не глубже 0,4 м — линзы льда.

### 1.3 Климатическая характеристика

Открытость с севера и юга не препятствует глубокому проникновению в ее пределы воздушных масс как с севера, так и с юга. На полуостров легко проникают массы арктического и континентального воздуха и под воздействием этих двух центров погоды и формируется в общих чертах

умеренно-континентальный климат. Поэтому в любой сезон года возможны резкие изменения погоды, переход от тепла к холоду, резкие колебания температуры воздуха от месяца к месяцу, от суток к суткам и в течение суток.

Лето короткое и холодное, зима ветреная и морозная. В зимне-весенний период на поверхности снега часто образуются плотные ледяные корки и наст. Нередки поземки и низовые метели при ясном небе, что приводит к перераспределению запасов снега по территории. При высокой относительной влажности прибрежные районы отличаются исключительной облачностью. Около 80-90 дней в году в районе Ямала, прилегающей акватории Карского моря и его заливов наблюдаются туманы, причем в течение 10 дней особо опасные (видимость менее 100 м). Средняя годовая скорость ветра около 7 м/с, при снежных бурях – до 15 м/с. Около 140 дней в году с метелями.

В теплое время года радиационный баланс всюду положителен с наибольшими величинами в июне — июле. Отрицательный баланс наблюдается повсеместно с октября по март и достигает наименьших величин в декабре — январе. Годовой радиационный баланс в северной части Западно-Сибирской равнины составляет 20—22 ккал/см<sup>2</sup>, в южной части он увеличивается до 35 — 40 ккал/см<sup>2</sup>. Период с положительным радиационным балансом составляет на севере территории шесть — семь, на юге семь — восемь месяцев.

В переходные сезоны радиационный баланс в северных и южных частях территории существенно различен; в летние и зимние месяцы практически одинаков.

Максимальные средние месячные суммы радиационного баланса могут достигать в июне - июле (9,2-9,9 ккал/см<sup>2</sup>), а минимальные в ноябре - декабре (-1,3-1,5 ккал/см<sup>2</sup>)

Таблица Средние месячные и годовые величины радиационного баланса (1957-1963 годов)(ккал/см<sup>2</sup>)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Салехард	-1,0	-9,0	-0,8	0,1	5,6	8,0	7,8	4,7	1,7	-0,5	-1,1	-1,1	22,5
Сытомнино	-1,0	-0,8	-0,6	1,9	6,6	7,7	7,5	5,0	2,3	-0,2	-0,9	-1,0	26,5
Омск	-1,0	-0,5	0,6	5,5	7,9	8,5	8,1	6,3	3,4	0,9	-0,7	-1,0	38,0

#### 1.4 Вечная мерзлота

Южная граница распространения многолетнемерзлых пород проходит примерно в пределах 61-62° с. ш. Вдоль нее многолетнемерзлые породы залегают редкими островками на безлесных участках, главным образом в торфяниках. Севернее, примерно у 65-66° с. ш., эти породы занимают большую площадь, чем талые породы и встречаются даже на участках, поросших лесом. Еще севернее мерзлые породы имеют в основном сплошное распространение и отсутствуют только под руслами крупных рек (Обь, Пур. Таз и др.) и под глубокими (свыше 2 м) большими озерами. Под менее крупными водотоками и водоемами верхняя поверхность мерзлых пород залегает на глубине нескольких десятков метров. Вблизи южной границы области многолетнемерзлых пород располагается широкая (100-200 км) зона, в пределах которой температура грунта близка к 0 ° С; к северу температура многолетнемерзлых пород постепенно понижается и в заполярных районах достигает -7, -10 ° С. Наиболее низкие температуры мерзлых пород наблюдаются в торфяниках, наиболее высокие - в песчаных отложениях. Разница температур этих грунтов в одном и том же районе достигает 3-4° С. Глубина сезонного протаивания многолетней мерзлоты уменьшается с юга на север. В подзоне северной тайги мощность сезонного слоя протаивания достигает 2 м, а на севере тундры она редко превышает 1 м. Минимальные глубины сезонного протаивания установлены на торфяниках, максимальные - в песчаных отложениях. Мощность мерзлой толщи у полярного круга колеблется от 400-450 до 250-300 м. Южнее полярного круга мерзлые толщи имеют двухслойное строение: верхний слой прослежен до глубины 30-80 м, ниже до глубины 90-150 м залегают талые породы, отделяющие верхний слой

от реликтовой толщи мерзлых пород, нижняя граница которой отмечена на глубинах до 300 м и более. К югу от 63-64° с. ш. многолетнемерзлые породы с поверхности не встречаются, мерзлые толщи залегают на большой глубине (от 150-200 до 300-400 м). В зоне преимущественно монолитного строения мерзлых толщ. На широте полярного круга, широко распространены повторно - жильные льды, многолетние бугры пучения и другие образования. Наиболее благоприятные условия для морозобойного растрескивания грунтов с формированием повторно жильных льдов существуют в пределах безлесных северных участков и торфяников. В подзоне северной тайги крупнобугристые торфяники возвышаются на 10-20 м, в лесотундре и в южной части тундры бугры пучения достигают высоты 20 м, реже 30-35 м. В зоне двухслойного строения мерзлых толщ повторно - жильные льды встречаются лишь в северной части зоны: крупные бугры пучения здесь интенсивно разрушаются. Термокарстовые явления, связанные с изменением условий теплообмена на поверхности почвы. Имеют широкое распространение на севере Западной Сибири. Они в значительной степени определяют облик современного микро- и мезорельефа в области развития многолетнемерзлых пород и на расположенных значительно южнее территориях.

## 1.5 Геология

Большая часть рассматриваемой территории располагается в пределах одной из величайших в мире низменных равнин - Западно-Сибирской. Эта равнина представляет молодую платформу, покрытую мощной толщей четвертичных отложений. Горные районы занимают сравнительно небольшую площадь на западе территории. Наиболее древние докембрийские породы в Западной Сибири имеют незначительное распространение и выходят на поверхность лишь в горных районах. Палеозойские породы выступают на поверхность на окраинах Западно-Сибирской равнины - на рассматриваемой территории у предгорий Уральских гор. Они представлены известняками,

гранитами, диабазами. Более широко распространены в горных районах Западной Сибири кембрийские породы. Их мощные отложения представлены известняками. впоследствии частично превратится в мраморы. Во время усиления Салаирской складчатости началось активное проявление вулканической деятельности. Поэтому вулканические образования (диабазы, порфиры, туфы) включены в сильно метаморфизованные мраморы. В течение мезозоя в морских бассейнах накапливались мощные толщи осадков.

В течение мезозоя в морских бассейнах накапливались мощные толщи осадков. В центральных районах они глубоко скрыты под толщами третичных и четвертичных отложений, а сравнительно узкие площади их выходов приурочены к зоне перепада от горной области к равнине. Меловые отложения в южной части Западной Сибири представлены красноцветными глинами, песчаниками, конгломератами. Палеогеновые отложения сгладили дотретичный рельеф центральной части Западно-Сибирской равнины. Третичные отложения обнажаются в долине р. Иртыша и его правобережных притоков. Палеогеновые зеленовато-серые глины выходят на поверхность по правобережью Тобола и южнее. Морские палеогеновые отложения встречаются в бассейнах рек Сев. Сосьвы, Казыма, Надыма, Пура и западнее верховьев р. Таза. Мощность их в западной части района распространения определяется всего в 15-20 м, в то время как к западу от Тобола она достигает 160 м, а на Тобол - Ишимском междуречье - 200 к северу от широты с. Большеречье на р. Иртыше отложения имеют мощность от 170 до 300 м у г. Тары - 215 м. Неогеновые отложения широко распространены в южных районах Западно-Сибирской равнины местами встречаются в средней и северной ее частях. Они представлены преимущественно континентальными песчано-глинистыми толщами с пресноводной фауной и флорой. Геология Западной Сибири четвертичного времени тесно связана с покровными оледенениями. В распространении четвертичных отложений наблюдается ясно выраженная широтная зональность. Выделяются ледниковая и неледниковая области. Ледниковая область являлась ареной деятельности

покровных оледенений. Западно-Сибирская равнина пережила три покровных оледенения (Самаровское, Тазовское, Зырянское). Ледниковый покров спустился во время Самаровского оледенения на юг до 58° с. ш. В конце Зырянского оледенения произошло опускание северных прибрежных районов Западно-Сибирской равнины. Опустившиеся участки были затоплены водами Карского моря и покрыты морскими отложениями. Затем по регрессии моря в южной половине равнины началось новое врезание рек. Из-за малых уклонов русла и широкого распространения многолетней мерзлоты в большинстве речных долин Западной Сибири преобладала боковая эрозия, углубление долин шло медленно, поэтому они и имеют обычно значительную ширину и небольшую глубину. Характерным является широкое распространение покровных горизонтов лёссовидных суглинков и глинистых пород. Валунные ледниковые отложения покрывают огромные пространства равнины. Однако в западной части равнины валуны состоят преимущественно из уральских пород (гранитов), а в восточной части преобладают обломки траппов, принесенных с северо-востока из Таймырского центра оледенения. В этой зоне развиты широкие речные террасы. Южнее располагается обширная внеледниковая зона Обь-Иртышского междуречья, представляющая громадную аллювиально-озерную равнину.

В низовьях р. Иртыша верхнечетвертичные отложения представлены аллювиально-озерными осадками первой и второй надпойменных террас. Особенно широко развита в левобережной части долины р. Иртыша вторая надпойменная достигающая ширины 76-100 км. Терраса сложена глинистыми осадочными породами мощностью 18-25 км. Западнее, в левобережье р. Конды, в составе отложений террасы преобладают песчаные. Первая надпойменная терраса имеет ограниченное распространение и прослеживается по правому берегу р. Иртыша. Состав отложений террасы - глинисто-песчаный в настоящее время продолжает развиваться боковая эрозия рек. Современные отложения представлены аллювием, аллювиально-делювиальными образованиями.

## 1.6 Климат

Западно-Сибирская равнина находится почти на равном расстоянии как от Атлантического океана, так и от центра континентальности Азиатского материка. Под воздействием этих двух центров погоды и формируется ее в общих чертах умеренно-континентальный климат. Большая протяженность территории с севера на юг дает возможность наблюдать здесь четко выраженную зональность распределения тепла и влаги. Последнее в свою очередь определяет и широтный характер размещения, и последовательное чередование с севера на юг природных зон и подзон. Лишь в пределах Уральских гор эта последовательность нарушается и сменяется изменением метеорологических элементов с высотой. Равнинность территории и открытость с севера и юга не препятствует глубокому проникновению в ее пределы воздушных масс как с севера, так и с юга. Поэтому в любой сезон года возможны резкие изменения погоды, переход от тепла к холоду. Резкие колебания температуры воздуха от месяца к месяцу, от суток к суткам и в течение суток. Радиационный баланс. В теплое время года радиационный баланс всюду положителен с наибольшими величинами в июне-июле. Отрицательный баланс наблюдается повсеместно с октября по март и достигает наименьших величин в декабре-январе. Годовой радиационный баланс северной части Западно-Сибирской равнины составляет 20-22 ккал / см<sup>2</sup>, в южной части он увеличивается до 35-40 ккал/см. Период с положительным радиационным балансом составляет на севере территории шесть - семь, на юге семь-восемь месяцев. В переходные сезоны радиационный баланс в северных и южных частях территории существенно различен в летние и зимние месяцы практически одинаков. Отклонение величин радиационного баланса в отдельные годы от приводимых средних данных может быть значительным. Максимальные средние месячные суммы радиационного баланса могут достигать в июне — июле (9,2—9,9 ккал/см<sup>2</sup>). Минимальные в ноябре — декабре (—1,3— -1,5 ккал / см<sup>2</sup>). Температура



воздуха. Для температурного режима рассматриваемой территории характерны суровая продолжительная зима, сравнительно короткое, но жаркое лето, короткие переходные сезоны весна и осень, поздние весенние и ранние осенние заморозки, короткий безморозный период. Термический режим северной и северо-восточной частей территории очень суров. Холодное Карское море, являясь источником холода летом сильных ветров зимой, увеличивает эту суровость. Средние годовые температуры в заполярной части составляют  $-8^{\circ}$ ,  $-11^{\circ}$  C; на остальной части северной половины территории (от  $66^{\circ}$  до  $61-63^{\circ}$  с. ш.) средние годовые температуры колеблются от  $-1$  до  $-3$ ; в южной половине территории (от  $61^{\circ}$  до  $54^{\circ}$  с. ш.) средние годовые температуры воздуха по рядка  $0-2^{\circ}$ . Наиболее теплыми являются юго-западные районы, наиболее холодными - северо-восточные. Средние температуры января, самого холодного месяца на большей части территории, распределяются следующим образом: в заполярье с запада на восток температура понижается от  $-20$  до  $-27$ . На всей остальной территории изотермы располагаются с юго-запада на северо-восток, и температура колеблется от  $-17^{\circ}$  до  $-25^{\circ}$ . В отдельные дни почти ежегодно температура ночью понижается до  $-39$ ,  $-44^{\circ}$  в заполярье до  $-42$ ,  $48$  в центральной и до  $-36$ ,  $-44^{\circ}$  в южной части территории. В наиболее холодные зимы температура воздуха может понижаться до  $-52$ ,  $63^{\circ}$  в северной половине и до  $-47$ ,  $-54^{\circ}$  в южной половине территории. Наряду с низкими минимумами температуры воздуха, в зимние месяцы могут наблюдаться и до вольно высокие температуры. Так, в январе почти повсеместно могут быть оттепели с максимальной температурой порядка  $2-4^{\circ}$  тепла. Однако оттепели мой - явление редкое кратковременное, особенно в северной половине территории. Период с температурой воздуха выше  $-5^{\circ}$  в Заполярье наступает в конце мая, на территории к югу от полярного круга до  $60^{\circ}$  с. ш. - в течение мая-апреля, в южных районах территории в марте - начале апреля.

Таблица. Средняя месячная температура зимнего периода река Обь - город Салехард с 1936 по 1980 года

Года	я	ф	м	а	о	н	д
	нв	ев	ар	пр	кт	оя	ек
1936	-	-	-	-	-	-	-
-1980	23,9	23,5	18,0	8,4	4,3	14,6	20,8

Таблица. Средняя месячная температура зимнего периода река Обь - город Салехард с 1981 по 2016 года

Года	я	ф	м	а	о	н	д
	нв	ев	ар	пр	кт	оя	ек
1981-	-	-	-	-	-	-	-
2016	23,3	22,3	14,4	8,0	2,8	14,7	20,0

Таблица. Процентное соотношение температуры до 1980 и с 1981 г.

мес яцы	я	ф	м	а	о	н	д
	нв	ев	ар	пр	кт	оя	ек
	2	5	2	4	5	-	4
%	,41	,28	5,3	,79	2,8	0,15	,06

В конце мая (а на крайнем севере в начале июня) средняя суточная температура воздуха пере ходит через 0° и начинается весна. На юге весенний переход через 0° наступает в середине апреля. Начало вегетации-переход средней темпера туры воздуха через 5° - в северных районах территории (до полярного круга) происходит в на чале июня, в Заполярье - во второй и третьей декадах июня, в южной половине территории - конца апреля до 20 /05. Конец периода вегетации осенью в Заполярье наступает в конце августа и в первой половине сентября , на территории к югу от полярного круга до 60° с . ш . - в конце сентября , южнее на остальной территории - в первой декаде октября. Холодный период (переход через 0° осенью) на крайнем севере Ямальского и Тазовского полуостровов начинается в конце сентября, в южном Заполярье и до 61-62° с. ш. - в первой декаде октября, в южной половине территории (к

югу от 61° с. ш.) во второй декаде октября. Температурный режим летних месяцев в значительной степени определяется процессом трансформации (прогрева и насыщения влагой воздушных масс, притекающих с севера, и формирования своеобразного континентального воздуха Западной Сибири). В теплый период года изотермы располагаются в широтном направлении и лишь в Заполярье во сточные концы изотерм несколько приподняты к северу. Средние месячные температуры июля, самого теплого месяца года, колеблются в пределах от 4 ° на Крайнем Севере до 19 на юге территории. В отдельные дни в июле - августе почти ежегодно температура воздуха может повышаться в Заполярье до 20, на всей остальной территории до 25%. В наиболее жаркие годы летом температура воздуха может достигать 27-30° в Заполярье и 32-42 ° на всей остальной территории. При вторжениях холодных арктических масс воздуха возможны очень резкие понижения температуры даже в июле: почти повсеместно, за исключением южных лесостепных и степных районов, до -1, -4 °, а в северо-западных районах до -5, -6. В южной половине территории (до 61 ° с. ш.) безморозный период наступает в третьей декаде мая. Конец безморозного периода - во второй и первой декадах сентября. Продолжительность безморозного периода в среднем составляет 110-125 дней. Исключение представляет заболоченный северо-восточный угол Омской области, где безморозный период начинается в конце мая — начале июня, а в конце августа отмечаются уже первые заморозки. Объясняется это тем, что при вторжениях арктического воздуха на территорию Западной Сибири и его дальнейшем распространении на восток северные районы Омской области более продолжительное время находятся под влиянием этого воздуха. А нередко арктические массы только и захватывают северо-восток Омской области, не распространяясь далее к югу. В северной половине территории (к северу от 61-62° с. ш.) последние заморозки отмечаются в первой и во второй декадах июня, на севере Заполярья - в начале июля. Первые заморозки наступают в конце августа (в западных районах) - в первой декаде сентября (в восточных районах), в самых северных

районах заполярья - в конце августа. Продолжительность безморозного периода 70-90 дней, а на севере Заполярья 50-60 дней.

### 1.7 Осадки.

Количество и распределение осадков на рассматриваемой территории определяются главным образом особенностями общей циркуляции атмосферы, в частности фронтальной деятельностью западных циклонов, наиболее развитой в средней полосе Западно-Сибирской равнины. Увлажненность ее почти целиком зависит от количества влаги, приносимой с запада. Вторжение арктических масс с севера и континентально - полярных (а летом и континентально тропических) с юга не встречает препятствий на обширной территории Западно-Сибирской равнины. Однако первые вообще не дают больших осадков, а вторые, хотя и дают значительные осадки, обычно ограничены сравнительно узкой фронтальной зоной и притом не очень часто повторяются. Большая протяженность территории, простирающейся от берегов Ледовитого океана до казахских степей наличие на западной границе Уральских гор и характерное для ее рельефа. Чередование низменностей с возвышенностями вносят значительное разнообразие в распределении осадков по территории. Наибольшее годовое количество осадков (500-650 мм) выпадает в лесной зоне. Увеличение осадков в этом районе связано с наибольшим развитием циклонической деятельности. К северу и югу от этой зоны количество осадков убывает и в северной тундре на побережье Карского моря составляет всего лишь 300-350 мм, на юге, в степной зоне, количество осадков не превышает 400 мм. Уменьшение осадков к северу от зоны максимальных осадков связано главным образом с влагосодержанием преобладающего здесь арктического воздуха, а к югу - ослаблением циклонической деятельности и повышением температуры. Влияние Уральских гор сказывается на уменьшении осадков в западной части низменности вследствие оседания большей части океанской влаги на их

западных склонах. Уменьшение влагосодержания воздушных масс под влиянием Урала наблюдается на значительной части низменности, но в таежной зоне восточной части равнины количество осадков вновь увеличивается в связи с усилением циклонической деятельности и увеличением лесистости. Некоторую пятнистость в распределении осадков вносят различия в характере подстилающей поверхности (степени залесенности, наличии огромных заболоченных пространств, широких речных долин, обилие различной величины западин и котловин). Области наибольшего количества осадков приурочены к облесенным водоразделам, так как широкие плоские долины крупных рек оказывают заметное влияние в сторону уменьшения осадков. Из годового количества осадков на холодный период (ноябрь-март) приходится лишь около 20%. Таким образом, зимний сезон отличается относительной сухостью. Особенно мало осадков выпадает на юге (в районе Прииртышья всего около 100 мм). В лесостепной зоне количество осадков увеличивается до 125-150 мм, в лесной - до 175, в тундре оно снова уменьшается до 90-100 мм. В первую половину зимы выпадает больше половины зимнего количества осадков. Головой минимум осадков падает на февраль, когда в степной и лесостепной зоне месячное количество осадков не превышает 10-20 мм, а в лесной зоне составляет 20-25 мм. По всей территории основное количество осадков выпадает с мая по октябрь, и годовая сумма осадков на 75-80 % складывается из осадков теплого полугодия. Время наступления годового максимума осадков постепенно смещается с юга на север. В степной и лесостепной зонах и в западной части лесной зоны в районе Предуралья он чаще всего на ступает в июле, а в центральной части лесной зоны - в августе, в бассейнах рек Пура и Таза и на пространствах, занятых тундрой в сентябре. На островах максимум осадков наблюдается в августе. На большей части территории месячные суммы осадков за июль превышают 60-70 мм, в лесной зоне 75-90 мм. Южное Прииртышье и летом является самым сухим местом: здесь в июле выпадает в среднем менее 70 мм. Осадки в августе лишь немногим меньше июльских, а на севере наибольшие месячные суммы

осадков наблюдаются в августе - сентябре. Следует отметить значительную изменчивость годового количества осадков. Наибольшие количества сумм осадков наблюдаются в лесной зоне, где при годовой норме 500-600 мм осадков в дождливые годы иногда может выпасть на 200-250 мм больше, а в сухие - на столько же меньше. В тундре и степи эти колебания несколько меньше. Изменчивость месячных сумм осадков из года в год также довольно велика, особенно в теплый период. Так, например, в Омске в июне 1938 г. выпало 292% месячной нормы осадков, а в 1918 г. - только 29%. Число дней с осадками для большей части территории составляет около половины всех дней в году. Наибольшее их число выпадает на те же районы, где отмечен и годовой максимум количества осадков. Так, в Тарко-Сале в среднем за год наблюдается 200 дней с осадками. К югу и северу от этой полосы число дней с осадками уменьшается, причем к северу незначительно, юге в лесостепной и степной зонах до 130-140 дней. Годовое число дней со слоем осадков 10 мм и более меняется по территории незначительно.

## 1.8 Снежный покров

В связи с огромной протяженностью рассматриваемой территории с юга на север снежный покров характеризуется значительной разницей дат его появления на севере и юге. Ранее всего (в последней пятидневке сентября) снежный покров появляется в заполярных районах Тюменской области. В таежной зоне он появляется в первой декаде октября, на всей остальной территории Омской области появление снежного покрова наблюдается в третьей декаде октября. Первый снег стаивает под влиянием оттепелей и жидких осадков. Устойчивый снежный покров на севере территории образуется 4-16 /X, в таежной зоне 20—28/X на юге Тюменской, на всей территории Омской и севере Новосибирской областей устойчивый снежный покров появляется 1-12/X1. Сроки образования устойчивого снежного покрова, так же как и сроки появления его, из года в год сильно колеблются в

зависимости от характера погоды, определяемой особенностями циркуляции предзимнего периода. Наиболее интенсивный рост высоты снежного покрова на всей рассматриваемой территории происходит в период со второй половины ноября и до начала января, когда количество выпадающих осадков значительно за счет наибольшей повторяемости циклонической погоды. Средняя из наибольших декадных высот снежного покрова за зиму составляет на защищенных от ветра местах на северо-востоке таежной зоны 85-90 см, на северо-западе таежной зоны 70-80 см: к югу от 62 с. ш. высота снежного покрова увеличивается с запада на восток от 60 до 80 см в лесостепной зоне она убывает с севера на юг от 60 до 45 см; в заполярных районах средняя из максимальных высот снежного покрова достигает 40-50 см. На открытых полях лесостепной зоны Омской, Тюменской и Новосибирской областей средняя из наибольших декадных высот к концу зимы составляет 20-40 см. В лесной зоне на полевых участках средняя из наибольших высот снежного покрова достигает 40-60 см. Открытая тундра на севере и степные районы на юге территории характеризуются очень неравномерным залеганием снежного покрова. Наряду с сугробами, которые образуются в понижениях или в кустарниках и колках, здесь имеются места с очень тонким слоем снега. Число дней со снежным покровом возрастает с юга на север. На юге территории снежный покров держится в среднем 160-180 дней, в таежной зоне - до 190-220 дней, в тундре и на островах (Белый, Вилькицкого) до 230-260 дней в году. Разрушение устойчивого снежного покрова в Заполярье происходит с конца мая по конец июня. в центральных районах - с конца апреля до середины мая, в южных районах 5-15 / IV Наибольшей величины снегозапасы достигают на крайнем севере Заполярья (160-180 мм к югу они убывают и в пределах Омской области составляют всего 50-60 мм. На западе лесной зоны запас воды в снеге равен 120-140 мм. В Заполярье снегозапасы достигают максимума в апреле - начале мая, в северных районах таежной зоны - в конце марта, начале апреля, в южных районах таежной зоны и в северной лесостепи - в середине марта, в южных лесостепных районах - в начале и середине марта. Для

характеристики распределения снеготоплив по территории на приведена карта средних за многолетний период максимальных снеготоплив, построенная по данным декадных снеготопливо метеорологических станций. Наибольшая плотность снежного покрова наблюдается на севере и юге территории (0,28-0,34), чему способствует открытость тундры и лесостепи и большие скорости ветра. Значительно меньше величина плотности снежного покрова в таежной зоне (0,20-0,22). Разрушение устойчивого снежного покрова происходит значительно быстрее, чем его образование. Интенсивность схода снежного покрова зависит от местных условий. На пониженных защищенных местах и в лесах таяние снега происходит медленнее, на возвышенных и открытых местах - быстрее. На юге территории поля освобождаются от снега в начале апреля, в районах Арктики только в третьей декаде июня. Все характеристики снежного покрова (высота, плотность, запас воды, дата появления и схода снежного покрова) от года к году могут меняться в значительных пределах.

### 1.9 Влажность воздуха

Годовой ход упругости водяного пара (абсолютная влажность), содержащегося в воздухе, аналогичен ходу температуры воздуха: наименьшие значения ее наблюдаются зимой в январе и феврале (на крайнем севере в феврале и марте), наибольшие в июле (на крайнем севере в августе). Под влиянием циркуляционных условия зимнего периода влагосодержание, как и температура воздуха, убывает с юго-запада на северо-восток. В январе и феврале средняя месячная упругость водяного пара на юго-западе составляет 1,5-1,7 мб, а по направлению к северо-востоку уменьшается до 0,7-1,0 мб. В июле она колеблется от 8-12 мб в северной половине территории до 13-15 мб в южной. Относительная влажность воздуха, характеризующая степень насыщения воздуха водяным паром, мало меняется по территории в холодный период года. В октябре-ноябре наиболее высокая относительная влажность



отмечается в Заполярье (85-90 %), в декабре - на всей остальной территории (80-84 %). Минимальные значения относительной влажности наблюдаются в июле на севере в Заполярье (60-80 %), в июне на территории к югу от полярного круга до 61-62° с. ш. (55-60 %), в мае - на всей остальной территории (40-50 %). Недостаток насыщения воздуха водяным паром (дефицит влажности воздуха) наименьший в зимний период (декабрь - февраль) при высокой относительной влажности и низкой температуре воздуха. Средняя месячная величина его в северных районах рассматриваемой территории составляет 0,1-0,2 мб, в южных - 0,3-0,4 мб. Наибольшего значения недостаток насыщения достигает в июле, когда средняя месячная величина его составляет в Заполярье 1-3 мб и в районе южнее полярного круга 4-7 мб. В южной части территории максимальной величины (7-10 мб) недостаток насыщения достигает в июне. Ветер. Самые большие средние годовые скорости ветра (6-7 м/сек.) отмечаются в Заполярье, несколько меньшие (4-5 м/сек.) - в степной и лесостепной полосе; наименьшие - в таежной зоне (2-4 м/сек.). В зимнее время в Заполярье преобладают южные ветры, на всем пространстве к югу от полярного круга - юго-западные.



Рис.. Средние даты образования устойчивого снежного покрова.

Средние скорости ветра зимой в Заполярье достигают 6-8 м/сек, в таежной зоне - 2-4 м/сек, в лесостепной и степной зонах - 4-6 м/сек. Летом преобладают северные и северо-западные ветры. Средние скорости ветра этого сезона в Заполярье составляют 5-6 м/сек, в таежной зоне 2-4 м/сек, в лесостепной и степной зонах – 3-4 м/сек. Из рассмотренного можно заключить, что в данном районе ясно выражены муссонообразные ветры: зимой с охлажденного материка на океан, а летом с океана на сушу. Роза ветров, построенная по реальным данным наблюдений, позволяет по длине лучей построенного многоугольника выявить направление преобладающего ветра, со стороны которого чаще всего приходит воздушный поток в данную местность.

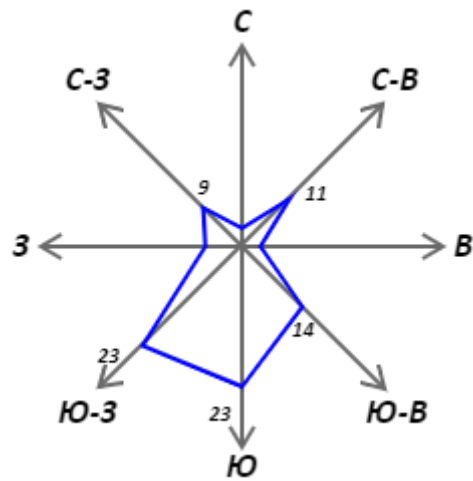


Рис. Роза ветров январь река Обь – город Салехард



Рисунок. Весенний ледоход на реке Обь в районе города Салехард



Рисунок. Шугоход на реке Обь в районе Салехарда

## 2. Формирование ледяного покрова

Формирование ледяного покрова в водоемах и водотоках протекает в результате процессов теплообмена их с окружающей средой в осенне-зимний период года. Формирование ледяного покрова в водотоках происходит несколько иначе, чем в водоемах, что обусловлено большими скоростями течения, вызывающими перемешивание воды по глубине потока. Осенне-зимний ледовый и термический режимы зависят от многих факторов: географических, климатических и погодных условий, размеров и глубины водоема, скорости течения, физических свойств воды и др. Накопленные водой за лето запасы теплоты осенью расходуются при теплообмене с атмосферой. Понижение температуры воды в этот период происходит по схеме, изображенной на рис. Из рисунка видно, что при достижении  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$  (температура наибольшей плотности воды) вода охлаждается с поверхности без перемешивания по глубине.

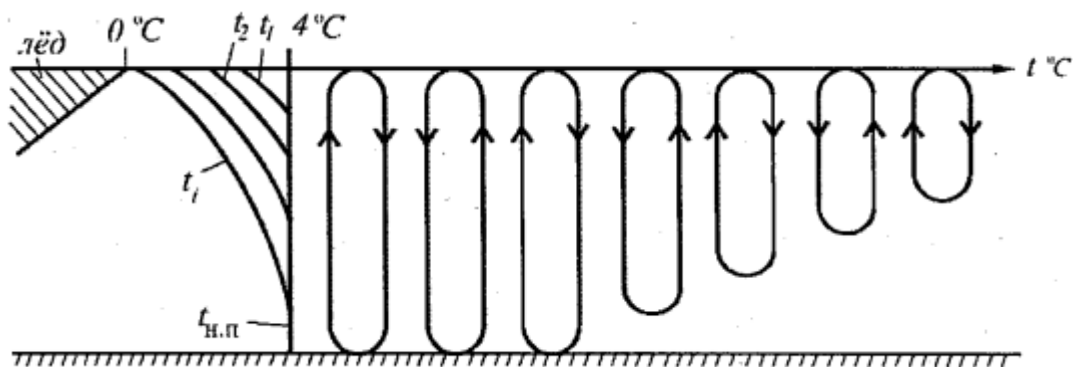


Рис. 2. Схема охлаждения воды в водоеме до момента ледообразования.  $t_n$  - температура наибольшей плотности;  $t$ ,  $t_2$  - последовательные значения температуры ниже  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Дальнейшее охлаждение воды на поверхности происходит до  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , и она может принять даже отрицательные значения порядка  $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Вода при отрицательной температуре носит название переохлажденной воды. Чем спокойнее вода, тем на меньшую глубину проникает переохлаждение. В тех же водоемах и водотоках, где

наблюдается интенсивное турбулентное перемешивание, обусловленное волнением и течением, переохлаждение может наблюдаться во всей толще воды. Обычно оно выражается тысячными градуса, достигая  $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Переохлаждение воды определяется относительно температуры ее замерзания, которая зависит от солености и давления. Переход переохлажденной воды в твердое состояние - лед происходит только при наличии в ней центров кристаллизации. В качестве центров кристаллизации могут выступать взвешенные 241 частицы, находящиеся в воде, кристаллики льда или снега, поступающие в воду из воздуха, кристаллики льда, образующиеся в переохлажденной воде в результате ее движения, и т. д. Образовавшиеся в воде при ее замерзании кристаллы имеют иглообразную и пластинчатую форму. Всплывая на поверхность, они образуют с характерным оттенком пятна, напоминающие вылитый на воду жир. Поэтому такой лед называют салом. Чтобы эти кристаллы смерзлись в монолитный ледяной покров, достаточно одной безветренной, ясной, морозной ночи. При волнении происходит перемешивание масс воды. Процесс замерзания в этом случае растягивается на более длительный период по сравнению с периодом замерзания только при поверхностном охлаждении воды. В водоемах и особенно на реках установление ледостава часто начинается с заберегов (замерзания сала в прибрежной зоне). Это объясняется тем, что в прибрежной зоне водоемов и водотоков вследствие небольших глубин выхолаживание воды происходит быстрее, чем в их центральной части. Для водотоков характерна и вторая причина замерзания их с заберегов: течения, которые не позволяют в короткий срок образовываться ледяной корке на всей поверхности реки. По мере остывания воды водоемов и водотоков

забереги растут в направлении их открытой части и в итоге смыкаются.

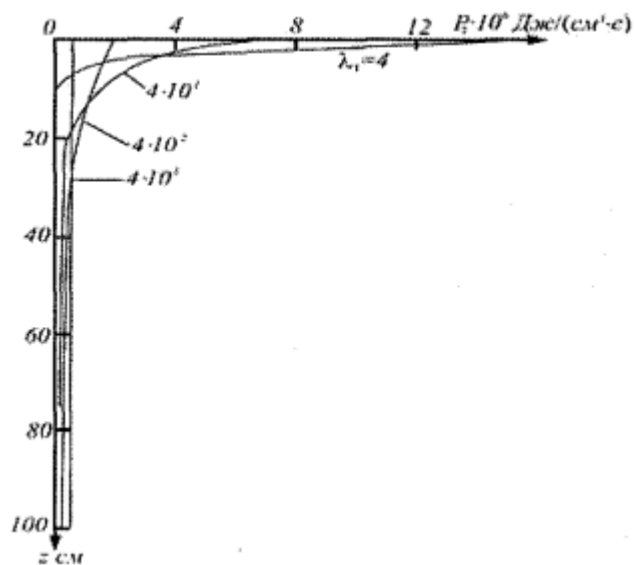


Рис. 3. Распределение теплоты  $P_z$ , выделяющейся при кристаллизации воды, по глубине  $z$  для различных значений коэффициента турбулентной теплопроводности  $\lambda_t$ .

Если же при заберегах наступит безветренная погода, то образование ледяной корки ускорится за счет смерзания в открытой части водоема плавающего сала. После образования корки льда толщиной около 0,01 м дальнейшее нарастание льда снизу обуславливается теплоотдачей на границе лед - воздух, наличием снега на льду и физическими свойствами воды, льда и снега. Ледяной покров на водоемах и водотоках может образоваться также при замерзании шуги. Шуга – это рыхлые скопления льда, образовавшиеся из всплывшего на поверхность внутриводного и донного льда, снежуры, сала, мелкобитого льда заберегов. Внутриводный лед – это кристаллы льда, находящиеся во всей толще переохлажденной воды, а донный – скопление (примерзание) внутриводного льда на дне и на находящихся в воде предметах. Продолжительность формирования ледяного покрова определяется соотношением между теплоотдачей с водной поверхности и интенсивностью турбулентного перемешивания водных масс. Характеристикой этого соотношения является параметр  $P_z$  - количество теплоты, выделяющееся при кристаллизации переохлажденной воды объемом  $1 \text{ см}^3$  на глубине  $z$ . Этот

параметр определяется по формуле, вытекающей из уравнения теплового баланса водоема, записанного для периода его замерзания: Распределение количества теплоты  $Q_T$  по глубине в зависимости от коэффициента турбулентной теплопроводности  $A_T$  (перемешивания воды) приведено на рис. Из рис. видно, что при малых значениях коэффициента  $A_T$ , т.е. при относительно слабом турбулентном перемешивании воды ( $A_T < 1$ ), основное количество теплоты при ее кристаллизации выделяется в поверхностном слое. Это условие отвечает спокойному и быстрому замерзанию водоемов, происходящему путем образования на поверхности воды ледяной корки. При больших значениях коэффициента турбулентной теплопроводности ( $A_T > 1$ ), т.е. при интенсивном перемешивании воды, характер распределения теплоты  $Q_T$  по всей глубине приближается к равномерному. Это условие отвечает образованию льда во всей толще воды [внутриводного льда (шуги)], а также появлению донного льда. В этом случае замерзание водоема или водотока носит затяжной характер и может продолжаться в течение нескольких недель. Таким образом, характеристикой распределения теплоты по глубине при кристаллизации переохлажденной воды можно воспользоваться для решения вопроса о вероятности образования преимущественно поверхностного или внутриводного льда, а также для оценки периода замерзания водоема в зависимости от теплоты  $Q_T$  в поверхностном слое, т.е. от  $Q_T$ .

Основополагающий вклад в развитие проблемы образования внутриводного льда и замерзания водоемов и водотоков внесли русские ученые Б.П. Вейнберг, В.Я. Альтберг, В.В. Пиотрович, В.А. Рымша, Р.В. Донченко и другие. Подытоживая сказанное выше, отметим, что по условиям формирования ледяного покрова различают четыре основные разновидности льда. Водный (кристаллический) лед, образовавшийся из чистой воды при спокойном ее состоянии с ориентацией оси кристалла к поверхности воды. В случае даже незначительной минерализации воды между кристаллами будут наблюдаться прослойки раствора солей, выпавших в осадок при ее замерзании. В весенний период от проникающей в лед солнечной радиации



таяние льда начнется прежде всего на гранях кристаллов между этих прослоек, т.е. температура плавления льда здесь ниже. Шуговой лед, образовавшийся при замерзании всплывшей на поверхность шуги, представляющей собой кристаллы льда с различной ориентацией осей. Шуговой лед может быть не сплошным и включенным в водный лед, а также многослойным из-за периодичности поступления шуги с вышерасположенных открытых участков реки. Он обычно содержит пузырьки воздуха и взвешенные наносы, менее прозрачен, чем водный лед. По этой причине внутрiledное таяние его в весенний период более интенсивное, чем кристаллического льда. 3. Снеговой лед, образовавшийся, в результате замерзания, пропитанного водой снега на льду. Вода поступает на поверхность ледяного покрова по трещинам, образовавшимся во льду при его температурном расширении, либо во время дождя. Такой лед, как и шуговой, непрозрачен из-за большого количества пузырьков воздуха, он так же подвержен по этой причине интенсивному внутрикристаллическому таянию в весенний период. 4. Наледный лед, образовавшийся в результате замерзания воды, растекающейся по ледяному покрову (иногда неоднократно), представляет собой слоистую структуру, непрозрачен. Толщина его может быть значительно больше водного льда.

## 2.1 Типы процессов замерзания рек

Характер развития ледовых процессов в реке обусловлен сочетанием условий теплообмена и перемешивания водных масс, движения и накопления льда в русле. Детальные исследования процессов ледообразования и формирования ледяного покрова, количественная оценка характеристик теплообмена и перемешивания водных масс, интенсивности охлаждения и кристаллизации воды в реках, находящихся в различных климатических условиях, позволяют установить закономерности и выделить основные замерзания рек.

Тип замерзания	Характер замерзания	$P_0 \cdot 10^4$ Вт/см <sup>2</sup>	$v$ м/с	$\tau$ сут
I	а) Образование заберегов, ледяного покрова с начальной толщиной до 2 см	>2	<0,1	1—2
	б) Образование заберегов, сала, слабый ледоход, рост заберегов до их смыкания, ледостав. Начальная толщина льда до 2 см	>2	<0,2	2
II	Образование заберегов, ледоход, ледостав. Начальная толщина льда до 15 см	1—2	<0,4	3—10
III	а) Образование заберегов, шугоход, ледостав. Начальная толщина льда более 15 см	<1	>0,4	10—15
	б) Образование заберегов, длительный шугоход, зажор, ледостав. Начальная толщина льда более 20 см	<1	>0,5	>15

Рисунок. Типы замерзания рек в зависимости от интенсивности ледообразования, скорости течения, и продолжительности периода замерзания.

Первый тип замерзания (быстрый) характеризуется большой интенсивностью ледообразования в поверхностном слое. Замерзание сопровождается образованием сала, заберегов. Ледяной покров формируется путем роста и смыкания заберегов при незначительной начальной толщине льда (1—2 см) в течение 1—2 сут. При замерзании по второму типу (замедленному) ледообразование происходит в слое активного перемешивания толщиной 20—30 см. В период замерзания образуются забереги и льдины, перемещающиеся по реке (ледоход). Ледяной покров формируется при остановке, сплочении и смерзании льдин. Начальная толщина Ледяного покрова» 10—15 см. Длительность процесса замерзания 3—10 сут. Третий тип замерзания (длительный) характеризуется интенсивным ледообразованием по всей глубине потока. Замерзание сопровождается образованием шуги, движением ее вниз по течению (шугоход). Ледяной

покров формируется при остановке, сплочении и смерзании шуги. Толщина ледяного покрова в начале ледостава превышает 20 см. Длительность процесса замерзания 10—20 сут. и более.

## 2.2 Ледовый режим нижнего в низовьях р. Оби

Характеризуется продолжительным периодом с ледовыми явлениями и устойчивым ледоставом. Средняя с 1976 г. продолжительность ледовых явлений составляет 209 (Горки) и 223 сут. (Салехард), ледостава – 190–200 (выше Салехарда), 206 (Салехард) и 226 сут. (Яр-Сале). Ледовые явления на участке от с. Полноват до г. Салехарда появляются в среднем 20–25 октября (табл. 1). Замерзание сопровождается шугоходом. Ледостав устанавливается 30 октября в районе г. Салехарда и первых числах ноября выше по течению. В первый месяц ледостава происходит интенсивное нарастание толщины ледяного покрова ( $h_l$ ), и к концу ноября он достигает 35–37 см, или ~40% от максимальных значений за весь период ледостава. Высота снежного покрова на льду ( $h_c$ ) составляет 10–12 см, а максимальная – 35 см. В 25% случаев  $h_l$  к концу ноября на постах Салехард и Аксарка составила 50 см и более, в 4 случаях – 20 см и менее. Относительно теплые условия и малые суммы отрицательных температур воздуха наблюдались в первый месяц ледостава осенью 1948, 1967, 1986, 1996 и 2005 гг. Нарастание ледяного покрова продолжается до апреля. Средняя максимальная за период ледостава  $h_l$  равна ~1 м (табл. 1); самая большая толщина (159 см) измерена на посту Салехард в 1956 г. Для Аксарки это 178 см (в 1971 г.), Яр-Сале – 209 см (1969 г.).

## 2.3 Разрушение ледяного покрова

В настоящем разделе проследим процесс весеннего разрушения ледяного покрова водоемов и водотоков. При этом рассмотрим лишь типичные стороны этого процесса, опустив детали, имеющие значение только

для каких-либо конкретных случаев. Процесс вскрытия водоемов и водотоков различен по продолжительности и определяется тепловыми и механическими факторами. К тепловым факторам следует отнести прежде всего солнечную радиацию, приход теплых воздушных масс и поступление по реке теплых водных масс, что характерно для рек, текущих на север. К механическим факторам относятся: течение воды под ледяным покровом, ветер, подъем уровня воды. Рассмотрим действие этих факторов. Тепловые факторы. Процессу таяния льда ледяного покрова предшествует таяние снега, его покрывающего. После его стаивания происходит таяние льда как с верхней поверхности ледяного покрова (обусловленное солнечной радиацией и турбулентным теплообменом с атмосферой), так и с нижней поверхности (обусловленное теплыми водами, прогретыми проникающей радиацией через лед, или водами, пришедшими из других районов). Одновременно происходит прогревание и таяние льда по всей его толще, обусловленное поглощением солнечной радиации. Процесс внутреннего таяния льда за счет поглощения солнечной радиации отличается некоторыми особенностями, вытекающими из характера строения ледяного покрова, которое, как известно, зависит от условий его формирования. Если ледяной покров сформировался из замерзшей шуги, то он, как правило, содержит в себе различные вкрапления (органические и минеральные вещества), а сам лед состоит из кристаллов, отличающихся от кристаллов, образовавшихся при спокойном поверхностном замерзании воды. Наличие во льду примесей увеличивает его поглощательную способность по отношению к солнечной радиации, что сказывается на интенсивности его таяния и ослаблении связей между кристаллами льда. В результате сплошность ледяной массы нарушается и распадается на ряд зерен и столбчатых кристаллов. Вполне естественно, что способность ледяного покрова оказывать механическое сопротивление (присущее монолитному льду) в значительной степени утрачивается и любое незначительное течение потока или ветер приведут к окончательному его разрушению. Установлено, что при разрушении ледяного покрова на озерах и водохранилищах

доминирующими факторами являются тепловые, механические только довершают этот процесс. В речных потоках, наоборот, механические факторы, воздействующие на него, превалируют над тепловыми. Механические факторы. Таяние снега, лежащего на водосборе и на льду реки, приводит к повышению уровня воды в реке и отрыву ледяного покрова от берегов. На оторвавшийся от берегов ледяной покров по нижней его поверхности действует касательная сила, обусловленная течением водного потока. Она вызывает в нем напряжения, которые могут превзойти напряжения, определяющие прочность льда и, следовательно, произойдет его разрушение на отдельные поля. Эти поля при столкновении с берегами и друг с другом разламываются на льдины и начинается ледоход. Часто разрушение ледяного покрова происходит и в самом начале его таяния, до того, как появятся закраины и разводья. В этом случае определяющим фактором разрушения является интенсивный подъем уровня воды, вызванный приходом паводочной волны. Такие случаи характерны для рек, текущих в северном направлении, а также для рек, имеющих водохранилища, из которых осуществляются весенние сбросы воды. Действие ветра при разрушении ледяного покрова аналогично действию водного потока на него: оно сказывается в большей степени на озерах и водохранилищах. В этом процессе немалую роль играет также волнение воды, вызванное ветром. Наблюдениями установлено, что продолжительность ледохода на реках зависит от толщины льда, его степени раздробленности, размеров реки и климатических условий.

### 3. Оценка воздействия современных изменений климата на ледовый режим на примере р. Обь в районе г. Салехард

Статистические расчеты производились согласно СП 33-101-2003. Для полного анализа исходные данные, такие как: Среднегодовые расходы воды, осадки, температура воздуха, толщина льда, даты начала и конца ледовых явлений и ледостава. Расчетные года по среднегодовым расходам воды, осадкам и температуре воздуха - с 1936 по 2019 года. С 1934 по 2012 года производился расчет дат ледовых явлений и ледостава. Камеральные работы заключались в определении гидрографических характеристик водотоков. Для определения расчетных гидрологических характеристик максимального стока неизученных рек были использованы данные стационарной гидрометрической сети Росгидромета.

Таблица. Теория об однородности по критериям Фишера и Стьюдента р. Обь – г. Салехард

Характеристик	$t_{кр}$	$\nu$	$t_{эмп}$	Рез-т	$F_{кр}$	$\nu 1$ и $\nu 2$	$F_{эмп}$	Рез-т
Qср.год, м <sup>3</sup> /с	1,66	42 и 42	-1,41	Одн.	0,594	42 и 42	0,931	Неод
Осадки ср.год, мм	1,66	42 и 42	0,029	Одн.	1,68	42 и 42	2,06	Неод
t°С, ср.год.	1,66	44 и 45	-2,35	Одн.	0,604	44 и 45	0,850	Неод
Ледовые явл., дни	1,66	39 и 39	-0,320	Одн.	0,582	39 и 39	0,549	Одн.
Ледостав, дни	1,66	39 и 39	7,12	Неод.	0,582	39 и 39	0,302	Одн.

#### 3.1 Взаимосвязь среднегодовых расходов воды с осадками

Для сравнения характеристик выбран период с 1936 по 2019 годов.

Таблица 1. Среднегодовые расходы воды и среднегодовые осадки р. Обь – г. Салехард.

Год	Q, ср. год, м <sup>3</sup> /с	Осадки ср. год., мм
1936	11200	291
1937	11600	336

1938	12200	460
1939	11700	602
1940	10500	429
1941	15300	454
1942	12900	555
1943	11700	482
1944	12000	472
1945	10600	556
1946	14800	341
1947	16400	383
1948	15900	454
1949	14100	425
1950	15200	487
1951	11600	591
1952	10600	439
1953	10100	535
1954	10800	461
1955	10000	547
1956	11800	596
1957	13400	730
1958	13300	538
1959	13600	424
1960	13900	282
1961	13200	386
1962	12400	438
1963	11100	410
1964	10800	379
1965	12500	547
1966	13700	603

1967	8490	563
1968	9850	451
1969	13500	360
1970	14300	316
1971	15900	491
1972	13800	458
1973	15700	439
1974	12600	325
1975	14000	548
1976	11200	320
1977	10300	380
1978	13600	444
1979	18200	477
1980	12700	400
1981	11600	431
1982	9730	581
1983	12900	580
1984	13300	361
1985	14800	439
1986	15600	474
1987	13800	358
1988	11900	385
1989	9620	342
1990	12600	396
1991	11600	484
1992	11000	442
1993	13800	442
1994	13100	401
1995	12600	609



1996	12500	456
1997	13400	418
1998	12500	538
1999	15000	406
2000	11800	514
2001	14500	506
2002	17500	498
2003	12400	428
2004	11600	330
2005	11900	469
2006	11500	493
2007	17100	518
2008	12800	464
2009	12600	382
2010	11500	481
2011	12800	459
2012	9510	484
2013	11800	357
2014	15100	504
2015	17100	551
2016	14600	422
2017	14400	507
2018	13800	432
2019	13900	598

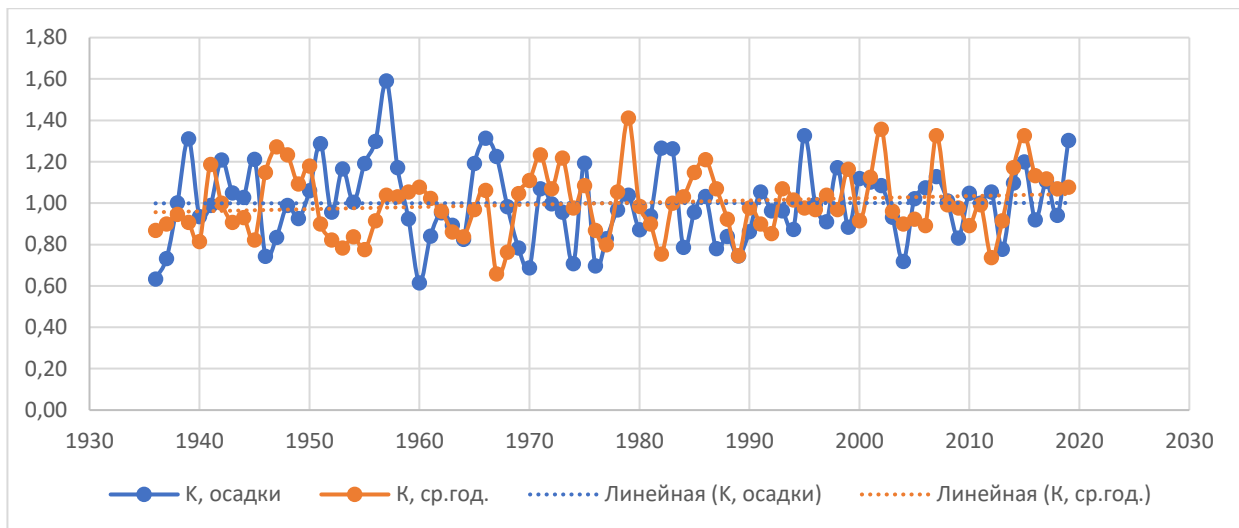


Рисунок Хронологический график колебания среднегодовых расходов воды и осадков, выраженные в модульных коэффициентах р. Обь – г. Салехард

Осадки со среднегодовым расходом воды за весь период наблюдения начиная с 1936 по 2019 года, не коррелируют  $K=0.009$

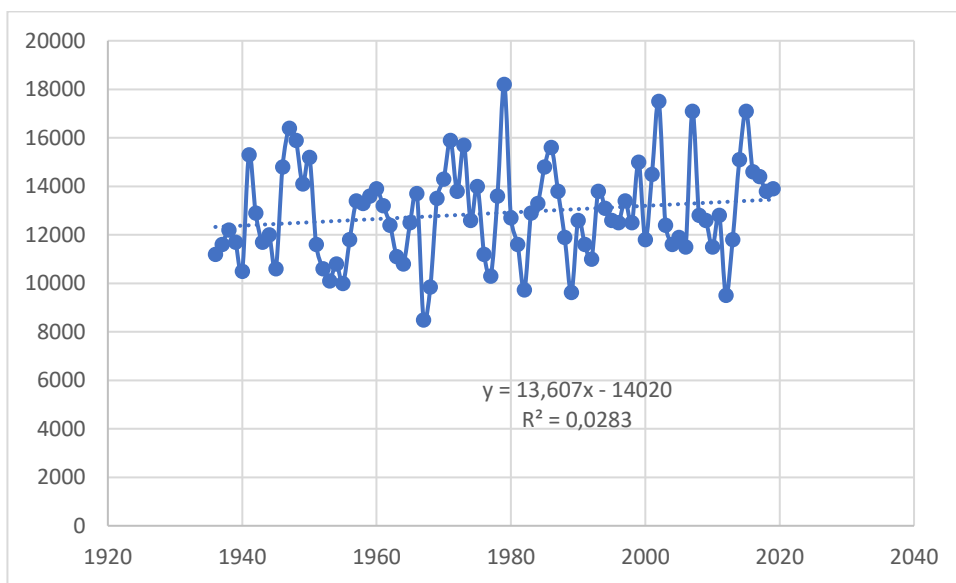


Рисунок Хронологический график колебания расходов воды с линейным трендом р. Обь – г. Салехард

Для хронологического графика колебания расходов воды, тренд незначимый на повышение.

Таблица. Статистические характеристики среднегодовых расходов воды и осадков р. Обь – г. Салехард

Характеристика	Q, среднегодовой	Осадки, мм
n, длина ряда	84	84
Q <sub>ср</sub> , м <sup>3</sup> /с	12888	459
W, км <sup>2</sup>	2450000	2450000
СКО	1974	85
Cs	0,38	0,30
Cv	6,53	5,39
Eq <sub>ср</sub> %	0,71	0,59
Escv%	1,10	0,96
Ecs%	25,8	17,7
F, км2	2450000	2450000

### 3.2. Взаимосвязь температуры воздуха и ледостава (ледовых явлений)

Таблица. Длительность ледовых явлений и ледостава, выраженные в днях за год на р. Обь – г. Салехард.

Года	Длительность ледовых явлений	Длительность ледостава
1934-35	205	198
1935-36	229	221
1936-37	254	213
1937-38	224	184
1938-39	239	222
1939-40	231	216
1940-41	231	213
1941-42	230	208
1942-43	225	200
1943-44	212	201
1944-45	210	194
1945-46	225	214
1946-47	223	208

1947-48	213	197
1948-49	209	191
1949-50	227	202
1950-51	213	193
1951-52	224	207
1952-53	217	201
1953-54	222	200
1954-55	219	194
1955-56	231	199
1956-57	227	203
1957-58	241	223
1958-59	222	209
1959-60	227	215
1960-61	237	215
1961-62	220	201
1962-63	229	211
1963-64	217	210
1964-65	232	208
1965-66	233	222
1966-67	223	207
1967-68	234	197
1968-69	254	231
1969-70	239	224
1970-71	236	219
1971-72	235	218
1972-73	237	203
1973-74	239	213
1974-75	228	211
1975-76	224	207
1976-77	219	204
1977-78	255	218
1978-79	229	207
1979-80	230	184
1980-81	251	188
1981-82	259	184
1982-83	246	206
1983-84	257	194

1984-85	236	218
1985-86	224	170
1986-87	232	167
1987-88	220	179
1988-89	229	194
1989-90	230	179
1990-91	234	147
1991-92	219	172
1992-93	243	188
1993-94	227	163
1994-95	195	155
1995-96	231	180
1996-97	207	163
1997-98	231	195
1998-99	242	179
1999-00	217	157
2000-01	214	164
2001-02	218	163
2002-03	225	176
2003-04	216	195
2004-05	248	174
2005-06	211	184
2006-07	220	199
2007-08	206	171
2008-09	213	169
2009-10	237	179
2010-11	222	143
2011-12	209	170

Таблица. Статистические характеристики ледовых явлений и ледостава  
р. Обь – г. Салехард

характеристика	Ледовые явления	Ледостав
n, длина ряда	84	84
Срзнач, м3/с	228	195

W, км2	2450000	2450000
СКО	13,0	20,0
Cs	0,29	0,30
Cv	17,5	5,39
Eq <sub>cp</sub> %	1,91	0,59
Escv%	1,52	0,96
Ecs%	184	17,7

Рисунок Хронологический график колебания ледовых явлений и ледостава, выраженные в днях в году р. Обь – г. Салехард



В хронологическом графике колебания ледовых явлений и ледостава видно, в период наблюдения с 1936 по 2012 года река Обь – город Салехард, линейный тренд не значим, и значим, соответственно. И на сроки начала и конца не сильно различаются из года в год. На графике ледостава наблюдается значимый тренд на понижение. Также на обоих графиках наблюдается большая амплитуда колебаний, начиная с 1980гг. Также проведена оценка двух периодов с 1936 по 1980 и с 1981 по 2016 года. Данные об оценке двух периодов приведены ниже:

Таблица. Начало и конец ледовых явлений реки Обь – город Салехард с 1936 по 1980 года (за период до изменения климата)

Салехард с 1936-1980	Дата				
	Нач. осенних Явл.	Нач. лед. осен. ледохода	Нач. ледостава	Нач. весен. ледохода	Оконч. Лед. явлений
Средняя	16.окт	19.окт	29.окт	28.май	30.май
Ранняя	08.10.1 973	02.11. 1944	17. 10.1938	16.05.1 967	17.05.1 977
Поздняя	02.11.1 948	09.12. 1966	13. 11.1948	13.06.1 969	15.06.1 969

Таблица. Начало и конец ледовых явлений реки Обь – город Салехард с 1981 по 2016 года (за период после изменения климата)

Салехард с 1981 - 2016	Дата				
	Нач. осе. Лед. Явл.	Нач. осен. ледохода	Нач. ледостава	Нач. весен. ледохода	Кон. Лед. явлений
Средняя	17.окт	10.ноя	10.ноя	24.май	31.мая
Ранняя	17.09.1 981	15.10.19 83	15.10 .1983	02.05.19 95	24.июн
Поздняя	09.11.2 010	05.11.19 98	05.11 .1998	06.06.19 85	03.май

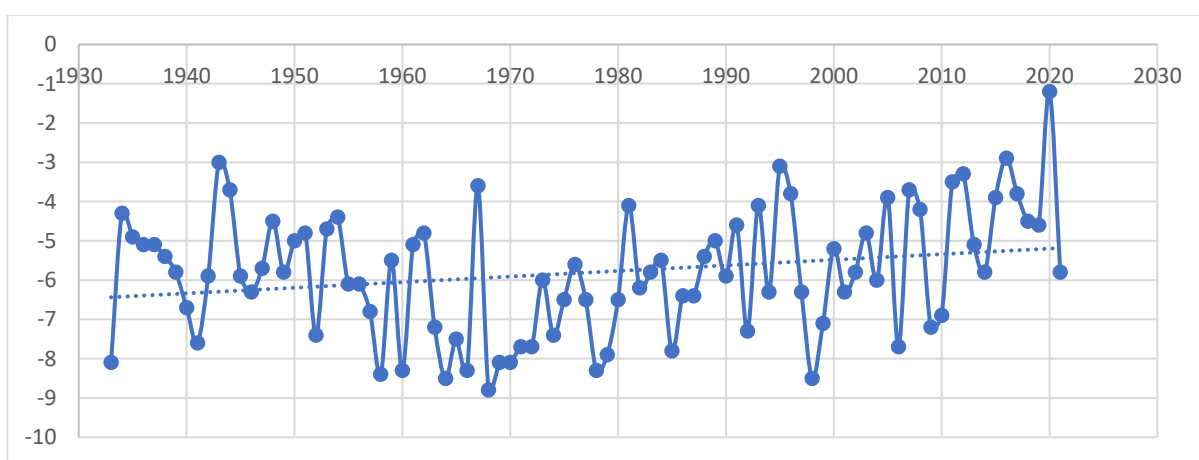


Рисунок. Хронологический график колебания среднегодовых температур воздуха с линейным трендом р. Обь – г. Салехард

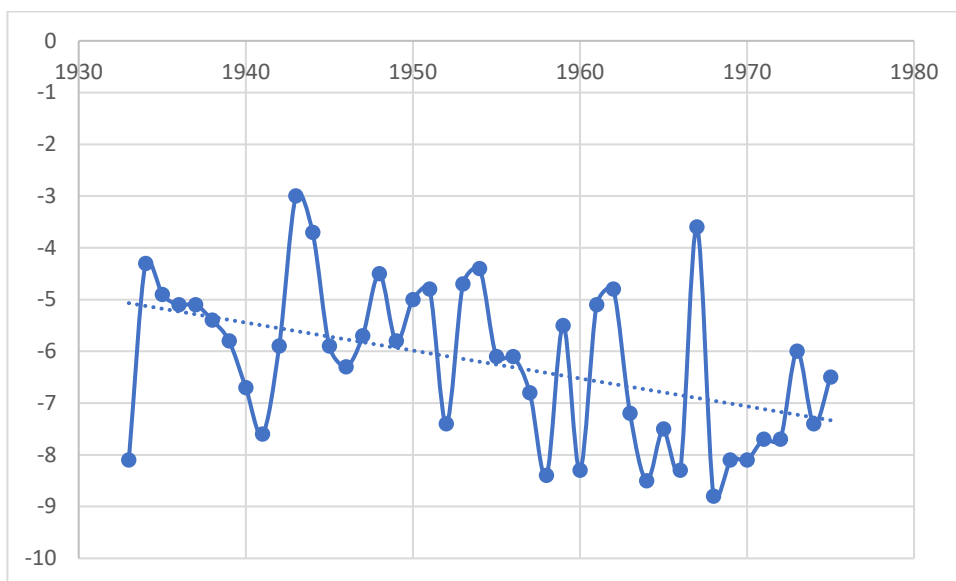


Рисунок. Хронологический график колебания среднегодовых температур воздуха (с 1936 по 1975) со значимым трендом на повышение р. Обь – г. Салехард.

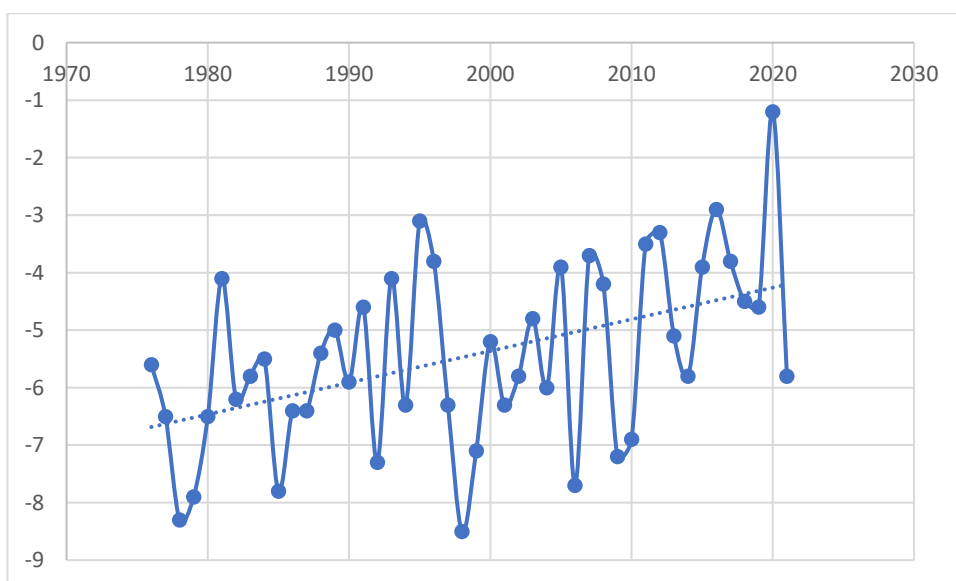


Рисунок. Хронологический график колебания среднегодовых температур воздуха (с 1976 по 2021) с линейным трендом на понижение река Обь – город Салехард

4. Оценка изменений климата на ледовый режим р. Обь в районе г. Салехард



Для оценки изменения климата были взяты данные из МДС, а также из гидрологических ежегодников. Сравниваются два периода: с 1936-1979 г., и с 1980-2016 г.

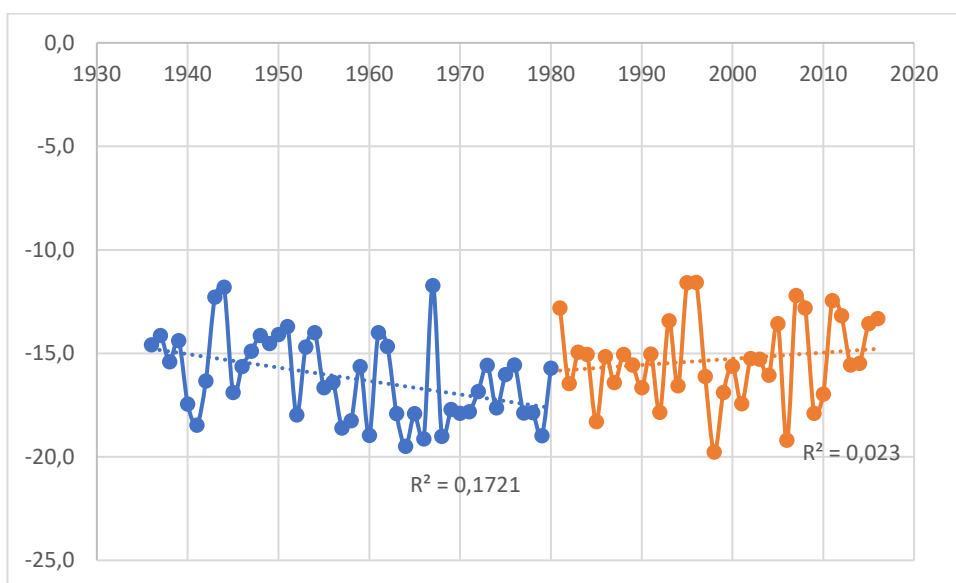


Рисунок. Графики среднегодовых температур за зимний период (март-октябрь).

Проведя визуальный анализ видно, что в период с 1936-1980 года тренд значим на понижение и коэффициент детерминации  $R^2=0,172$ . А с 1980-2016 года при коэффициенте детерминации  $R^2=0,023$ , соответственно тренд незначим.

Таблица. Даты начала и конца ледовых явлений с 1981-2016г.

Обь. Салеха рд	Дата начала осенних и зимних лед явлений			Весенние ледовые явления				
	Шугоход	Ледох.	МАХ толщина льда	дата начала	ледоход	шугохо д	Дата Н	Уров.
1981		30.окт	102	13.май	30.май		01.июн	581
1982		29.окт	89	03.май	17.май		19.май	542
1983		15.окт	91	13.май	02.июн		03.июн	564
1984		30.окт	94	21.май	01.июн		02.июн	559
1985		17.окт	127	26.май	06.июн		07.июн	653
1986		29.окт	87	11.май	26.май		28.май	535
1987		16.окт	137	13.май	29.май		30.май	671

1988		25.окт	102	16.май	27.май		28.май	591
1989	22 октября	25.окт	108	15.май	26.май		29.май	574
1990	23 октября	23.окт	116	10.май	17.май		25.май	588
1991	7 октября	17.окт	103	29.апр	13.май		14.май	545
1992	25 октября	30.окт	106	11.май	24.май		28.май	525
1993	12 октября		104	09.май	01.июн		04.июн	561
1994	22 октября		128	01.май	01.июн		01.июн	596
1995	24 октября		93	15.апр	02.май		02.май	497
1996	18 октября		85	09.май	30.май		02.июн	523
1997	25 октября		110	21.апр	17.май		17.май	581
1998	28 октября	05.ноя	119	21.май	05.июн		06.июн	575
1999	8 октября		101	16.май	05.июн		07.июн	601
2000	4 ноября		72	28.апр	19.май		21.май	522
2001	27 октября		103	03.май	19.май		19.май	547
2002	21 октября	22.окт	101	05.май	25.май		25.май	558
2003	14 октября		120	08.май	25.май		25.май	560
2004	30 октября		88	18.май	31.май		01.июн	547
2005		21.окт	96	13.май	21.май		23.май	531
2006	3 ноября		93	22.май	31.май		31.май	522
2007	20 октября		88	05.май	21.май		21.май	558
2008	7 ноября		76	17.май	28.май		29.май	535
2009	2 ноября		100	13.май	29.май		30.май	539
2010	30 октября		101	11.май	21.май		22.май	528
2011	9 ноября		98	27.апр	10.май		15.май	535
2012	30 октября		86	06.май	18.май		19.май	487
2013	28 октября		92	09.май	23.май		23.май	497
2014	13 октября		83	11.май	20.май		21.май	536
2015	16 октября		101	08.май	19.май		22.май	519
2016	15 октября		68	03.май	17.май		18.май	569

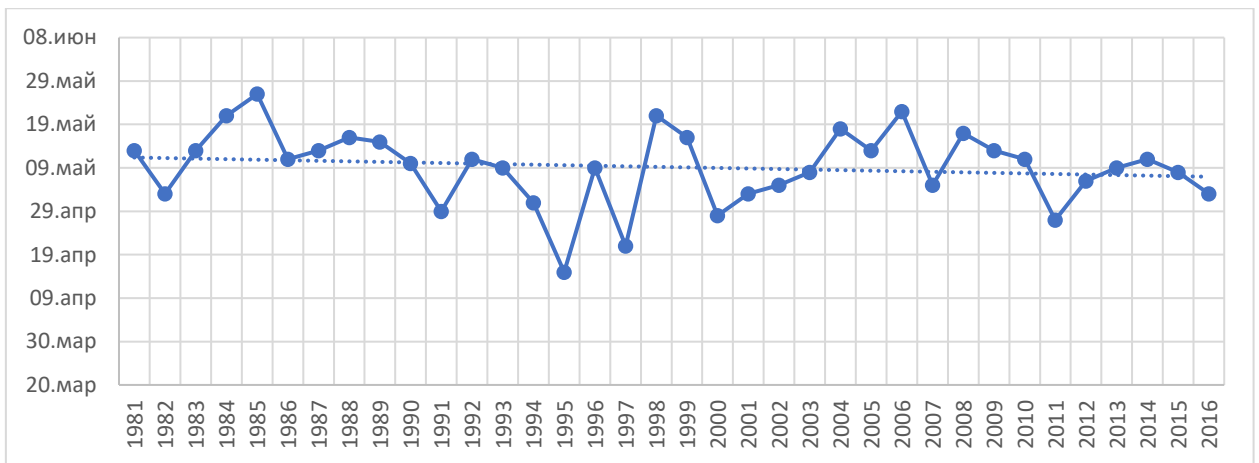


Рисунок. Дата начала весенних ледовых явлений за период с 1981-2016

Г.

В датах начала весенних ледовых явлений за период с 1981 по 2016 года, реки Обь – города Салехард видно, что наблюдается тренд на понижение. Самая ранняя дата начала 15 апреля 1995 года, самая поздняя – 26 мая 1985 года.

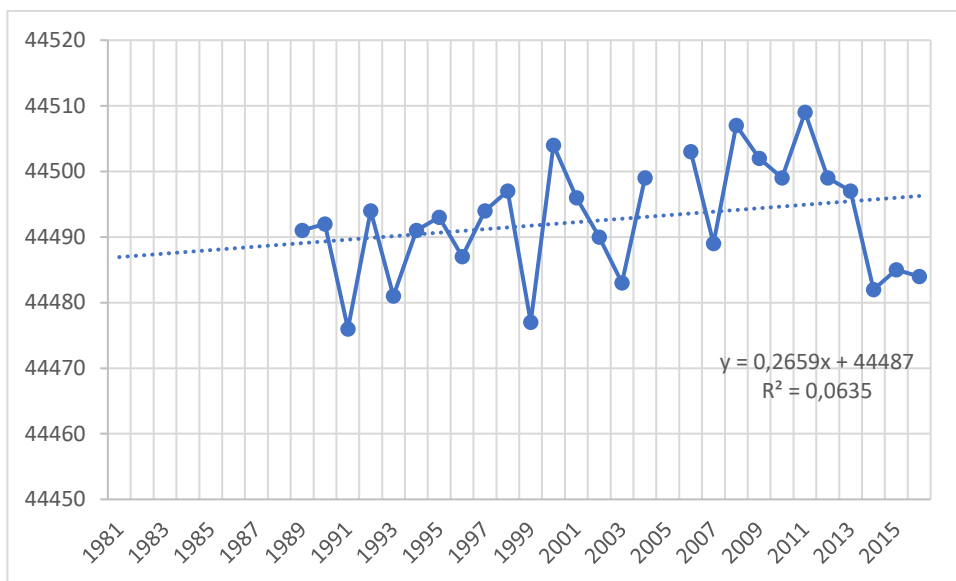


Рисунок. Даты Осенне-зимнего шугохода в период с 1981-2016 года реки Обь – город Салехард.

На данном графике наблюдается тренд на повышение, также присутствует дискретность, из-за отсутствия шугохода в определенные годы. Самое ранняя дата – 7 октября 1991 года, а самая поздняя – 9 ноября 2011 года.

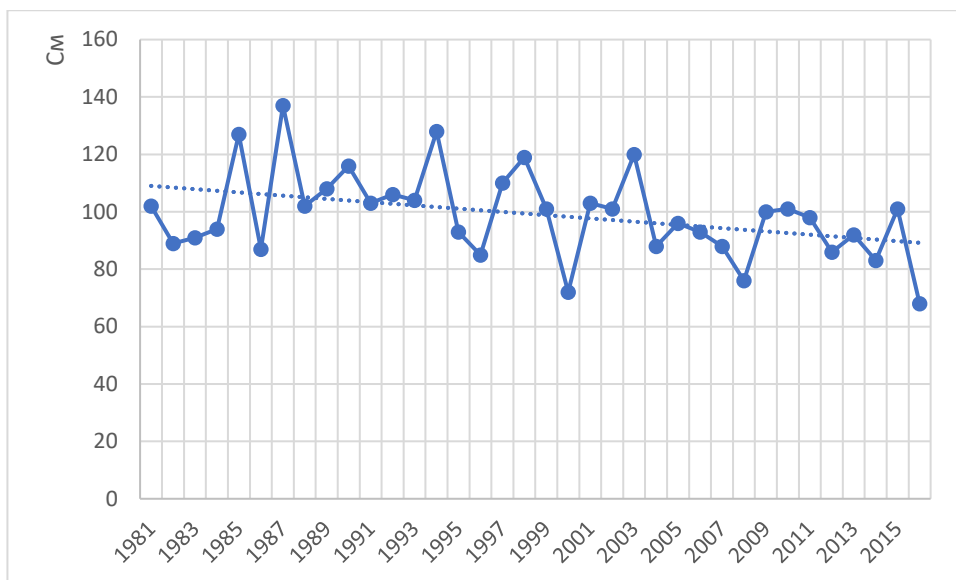


Рисунок. Максимальная толщина льда в период с 1981-2016 года река Обь – город Салехард.

На графике максимальная толщина льда наблюдается тренд на понижение, минимальное значение было в 2016 году и равно 68 см. Максимальное в 1987 году и равно 137 см. Также на протяжении всего наблюдения с 1981 по 2016 наблюдается большая амплитуда колебания, что может говорить о не стационарности процесса.



Рисунок. Даты весеннего ледохода в период с 1981 по 2016 река Обь – город Салехард.

На графике даты весеннего ледохода самая ранняя дата начала ледохода 2 мая 1995 года, а самая поздняя 6 июня 1985 года. Также наблюдается незначительный тренд на понижение.



Рисунок. Осенне-зимний ледоход реки Обь – город Салехард с 1981 по 2016года.

На графике осенне-зимний ледоход недостаточно данных для обоснования или же оценки графика, поскольку данное явление не наблюдалось в отдельные года. Самая ранняя дата начала осенне-зимнего ледохода 15 октября 1983 года, а поздняя 5 ноября 1998 года.



Рисунок. Уровни воды при вскрытии льда реки Обь – город Салехард с 1981-2016 года.

На графике уровня воды при вскрытии льда видно, что тренд наблюдается, так как  $R^2 > 0.2$ , соответственно уровень воды сильно изменялся из года в год. Максимальный уровень наблюдался 1985 года и равен 653 см. А минимальный в 2012 году и равен 487 см.

Таблица. Определение значимости тренда, для различных ледовых явлений реки Обь – город Салехард с 1981-2016 года.

Салехард с 1981 - 2016	Тренд значим, если выполняется условие $R/oR > t_{2\alpha}$					
	Начало Лед. Явл.	Нач. осен. шугоход	Начало ледостава	Нач. вес ледох.	Кон. Лед. явлений	Уровень при вскрытии
$R/oR$	0,899	1,50	4,96	1,81	0,207	3,35
$t_{2\alpha}$	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03	2,03
$R/oR > t_{2\alpha}$	Незначим	Незначим	Значим	Незначим	Незначим	Значим

## Заключение

Информация по территории и периоду за зимний период и характеристику ледового режима стала основой проведенного анализа и количественных оценок произошедших изменений гидрологического режима нижней Оби, его текущего состояния. Отмечаемые серьезные изменения составляющих гидрологического режима, безусловно, влияют на условия хозяйственного развития территории. Межгодовая изменчивость невелика, наблюдается нечеткая цикличность и чередование периодов разной продолжительности. Изменчивость повлияла на образование осенне-зимнего ледостава, так как тренд значимый. Для уровней после вскрытия льда, тренд аналогично значимый. В остальных случаях для начала ледовых явлений, начала осеннего шугохода, начала весеннего ледохода и конца ледовых явлений – тренд не значимый, и говорить и выдающихся данных не целесообразно. Водохозяйственная деятельность в бассейне способна влиять на этот процесс через крупномасштабное и безвозвратное водопотребление, потери стока на испарение с водохранилищ и разовое их заполнение.

## Список использованных источников

1. СНиП 2.01.01-82 "Строительная климатология и геофизика"
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15 Выпуск 3. Алтай и Западная Сибирь. Л.: Гидрометеиздат, 1972
3. ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕК АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ1 Агафонова С.А. МГУ имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия e-mail: [sv\\_andreevna@mail.ru](mailto:sv_andreevna@mail.ru)
4. НАУЧНЫЙ ВЕСТНИК ЯМАЛО-НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА «ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ НИЖНЕЙ ОБИ В СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ И ПОД ВЛИЯНИЕМ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ» Магрицкий Дмитрий Владимирович МГУ имени М.В. Ломоносова, к.г.н., доцент, 119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, МГУ, д.1, географический ф-тет, [magdima@yandex.ru](mailto:magdima@yandex.ru) Чалов Сергей Романович МГУ имени М.В. Ломоносова, к.г.н., доцент, 119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, МГУ, д.1, географический ф-тет, [srchalov@rambler.ru](mailto:srchalov@rambler.ru) Агафонова Светлана Андреевна МГУ имени М.В. Ломоносова, к.г.н., старший научный сотрудник, 119991, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, МГУ, д.1, географический ф-тет, [forther@yandex.ru](mailto:forther@yandex.ru) Кузнецов Михаил Алексеевич Ямало-Ненецкий ЦГМС, нач. отдела гидрологии, 629001, Тюменская обл., Ямало-Ненецкий АО, г. Салехард, ул. Игарская, д.17, [uncgms-gidro@mail.ru](mailto:uncgms-gidro@mail.ru) Банщикова Любовь Святославовна ФГБУ «ГГИ», к.г.н., старший научный сотрудник, 199053, г. Санкт-Петербург, 2-я линия Васильевского о-ва (В.О.), дом 23.
5. ГЕОГРАФИЯ И ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ «РЕГИОНАЛЬНЫЕ КЛИМАТОРЕГУЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ» 2015 № 3 С. 107–113 УДК 551.583; 551.513 М. В. КАБАНОВ Институт мониторинга



климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Национальный исследовательский Томский государственный университет

6. ОЦЕНКА ВОЗДЕЙСТВИЯ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА СТОК РЕКИ ОБЬ Шестакова Е.Н. Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург, Россия.

7. «АНТРОПОГЕННЫЕ И КЛИМАТИЧЕСКИ ОБУСЛОВЛЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА ВОДЫ И ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ РЕК РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ» Н.Л. Фролова, Д.В. Магрицкий, М.Б. Киреева, С.А. Агафонова, Е.С. Повалишникова

8. Винников С. Д., Викторова Н. В. Физика вод суши. Изд. 2-е, испр. и доп. Учебник. - СПб.: и зд. РГГМУ, 2009. - 430с

9. Р. В. Донченко «Ледовый режим рек СССР» Ленинград Гидрометеоиздат 1987