



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

Кафедра метеорологии, экологии и природопользования

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)
по направлению подготовки 05.03.06 Экология и природопользование
(квалификация – бакалавр)

На тему «Особенности климатообразующих факторов на формирование климата Крымского полуострова»

Исполнитель Радзиевская Алиса Викторовна

Руководитель к.с.-х.н., доцент Цай Светлана Николаевна

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой _____

кандидат сельскохозяйственных наук, доцент

Цай Светлана Николаевна

«24» января 2023 г.



Туапсе
2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
1 Физико-географическая и климатическая характеристика Крымского полуострова.....	5
1.1 Современные изменения климата на Крымском полуострове.....	5
1.2 Особенности геологического строения и уровень залегания грунтовых вод на территории Крыма	11
2 Синоптические условия формирования климата Крымского полуострова.....	22
2.1. Атмосферные осадки, влажность воздуха, количество ясных и пасмурных дней.....	22
2.2 Подстилающая поверхность и циркуляция атмосферы.....	28
3 Отражение палеоклиматических изменений в Северном Причерноморье в батиметрии северо-западного шельфа Черного моря	35
3.1 Оценка современного водного баланса Крыма и возможности проведения инженерных мероприятий по улучшению водоснабжения	41
3.2 Регулирование качества воды, используемой для водоснабжения и снижение отрицательного антропогенного воздействия на окружающую среду	44
Заключение	46
Список использованной литературы.....	48

Введение

Крымский полуостров относится к регионам с дефицитом естественных водных ресурсов, при этом их распределение в пределах полуострова отличается крайней неравномерностью. Водообеспеченность равнинной части на порядок ниже, чем горной.

Полузасушливые климатические условия Крымского полуострова требуют устойчивых источников пресной воды для обеспечения жизнедеятельности человека, промышленности, сельского хозяйства, рекреации и туризма.

Между тем, для Крыма периодически возникает опасность острого дефицита воды (особенно это было заметно в период блокировки подачи воды по Северо-Крымскому каналу). В частности, в период 2019–2021 г. уровень воды в ряде крымских водохранилищ резко упал, что привело к серьезному дефициту пресной воды. В целом, считается, что долговременные изменения водного потенциала рассматриваемой территории вызваны природными факторами – повышением глобальных температур и аридизацией климатических условий.

В Крыму на эти долговременные факторы накладываются дополнительные ограничения в виде сезонных колебаний осадков и стока, определяемые погодой, а также увеличение интенсивности использования водных ресурсов в связи с активизацией туризма, ростом промышленности.

Водный потенциал Крымского полуострова в значительной степени определяется карстовыми явлениями в карбонатных водоносных горизонтах, что предопределяет многие особенности условий эксплуатации подземных вод.

Одним из вариантов снижения избыточной эксплуатационной нагрузки на карстовые гидрогеологические системы является использование подводных (субаквальных) выходов подземных вод в море.

Актуальность исследований заключается в том, что на Крымском полуострове сохраняется проблема водообеспечения. Для ее решения имеется

необходимость в привлечении новых методических подходов.

Объект исследования: особенности климатообразующих факторов на формирование климата крымского полуострова.

Предмет исследования: прогнозирование климатообразующих изменений влияющие на водообеспечение Крымского полуострова.

Цель работы: провести сравнительный анализ климатических изменений Крымского полуострова найти альтернативное решение с водообеспечением с учетом выявленных факторов.

Согласно этой цели поставлены задачи:

1. Проанализировать физико-географические, климатические и геологические условия Крыма;
2. Рассмотреть основные географические характеристики Крымского полуострова;
3. Охарактеризовать изменения климатических условий в пределах ландшафтов;
4. Провести анализ климатических условий в различных районах Крымского полуострова.

1 Физико-географическая и климатическая характеристика Крымского полуострова

1.1 Современные изменения климата на Крымском полуострове

Крымский полуостров омывается Черным и Азовским морями, имеет площадь около 27×10^3 км² и связан с материком узким Перекопским перешейком. Длинной, тонкий, песчаный аккумулятивный мыс, сформированный действием постоянных течений, лежит между заливом Сиваш и Азовским морем и называется Арабатская стрелкой или косой. Северная и центральная часть полуострова представляет собой слабовсхолмленную равнину сухой степи. Южнее расположены покрытые лесом хребты Крымских гор (наибольшую высоту имеет гора Роман-Кош, 1545 м) и узкая южная приморская равнина, которая расширяется в районе Феодосии и занимает весь Керченский полуостров.

Климатические условия на полуострове определяются орографией и близостью к морю и имеют некоторые локальные вариации, в связи с чем выделяют три климатические подзоны.

Горно-Крымская область имеет умеренно-континентальный климат с ярко выраженной сезонностью, вертикальной поясностью, значительной повторяемостью сильных ветров и наибольшей для полуострова влажностью по году (годовая сумма осадков на вершинах яйл достигает 1000 мм и даже несколько более в год) [3, с. 56]. Влажность и инсоляция имеют некоторую изменчивость в зависимости от высоты и экспозиции склонов, а также от близости к Черному морю. Лето в Горном Крыму жаркое и сухое (но с ливнями), а зима влажная и мягкая. Климат южных склонов Крымских гор субтропический средиземноморский.

Климат Южного берега Крыма (ЮБК) субтропический средиземноморский с менее выраженной сезонностью и влиянием бризовой циркуляции, а также горно-долинных ветров. По климатическим условиям ЮБК делится на две части: восточную (от Алушты до Феодосии) и западную

(от мыса Айя до Алушты). Климат полузасушливый, с жарким летом и мягкой зимой. В течение года выпадает около 300–425 мм осадков, меньше в восточной части и больше в западной [4].

Климатические подзоны Крымского полуострова, расположение метеостанций и водохранилищ показаны на рисунке 1.1.



Рисунок 1.1 — Климатические подзоны Крымского полуострова, расположение метеостанций, гидрография и водохранилища

Предгорные лесостепные и горно-лесные районы расположены к северу от Главной гряды Крымских гор. Здесь отмечается умеренно-континентальный климат с локальными особенностями.

Климат Крымской степи (район занимает 2/3 площади полуострова) умеренно-континентальный с ярко выраженной сезонностью. Это самый сухой район на полуострове с жарким засушливым летом и короткой бесснежной зимой с частыми оттепелями и очень переменчивой погодой. Умеренно-континентальный степной и прибрежно-степной климат имеют заметные

отличия. На Крымской равнине в центральной части Крымского полуострова годовое количество осадков редко достигает 350 мм в год и только на севере Крымского полуострова увеличивается до 400–500 мм в год.

Некоторые метеостанции Крыма, такие как «Керчь», «Евпатория», «Симферополь», «Феодосия» и «Ялта» имеют представительные ряды метеонаблюдений, включая среднемесячную температуру приземного воздуха (°С на высоте 2 м) и осадки (мм) за период 1900–2021 г. Несколько более короткими рядами данных характеризуются станции «Ай–Петри», «Алушта» и «Джанкой».

Местоположение метеостанций показано на рисунке 1.1, а их характеристики приведены в таблице 1.1.

Таблица 1.1 — Характеристики метеостанций на Крымском полуострове

Метеостанция	Код ВМО	Широта, °	Долгота, °	Высота, м	Период наблюдений
Ай–Петри	33998	44,43	34,08	1180	1991–2021
Алушта	33959	44,67	34,43	7	1991–2021
Джанкой	33934	45,72	34,40	8	1991–2021
Керчь	33983	45,37	36,43	49	1900–2021
Евпатория	33929	45,18	33,37	10	1902–2021*, 1936–2021**
Симферополь	33946	44,68	34,13	181	1900–2021
Феодосия	33976	45,03	35,38	26	1900–2021
Ялта	33990	44,48	34,17	72	1900–2021

* – для температуры и ** – для осадков.

Современные климатические условия, влияющие на водный потенциал полуострова, и их изменение во времени позволяют оценить данные, находящиеся в открытом доступе. Для метеостанции «Феодосия» среднегодовые температуры с 1912 г. по 2010 г. менялись в пределах от 9,76 до 14,06 °С. Для временного ряда среднегодовых температур характерна незначительная степень варьирования относительно тренда (коэффициент вариации 14,2 %) (рисунок 1.2).

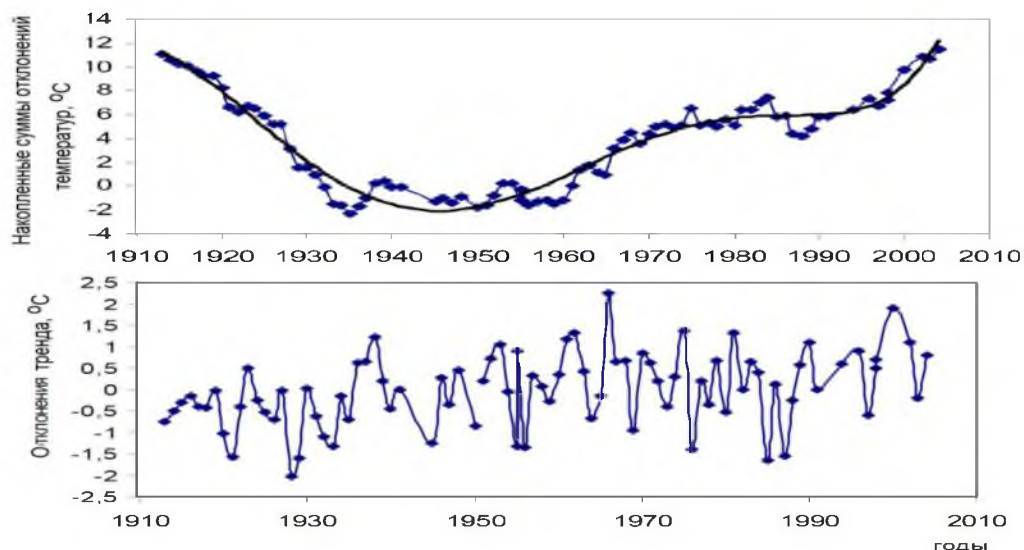


Рисунок 1.2 — Вариации накопленных сумм отклонений температур их абсолютных отклонений от тренда метеостанции «Феодосия» [13, с. 54]

Межгодовое изменение количества осадков по метеостанции «Симферополь» начиная с 1955 г. существенно выше (коэффициент вариации 22,7 %, а в абсолютных значениях от 352 до 831 мм). Особенно существенны вариации выпадения осадков в холодный период года. Максимальное количество осадков холодного периода года отклоняется от среднего в 3 раза, а минимальное – в 7 раз (рисунок 1.3).

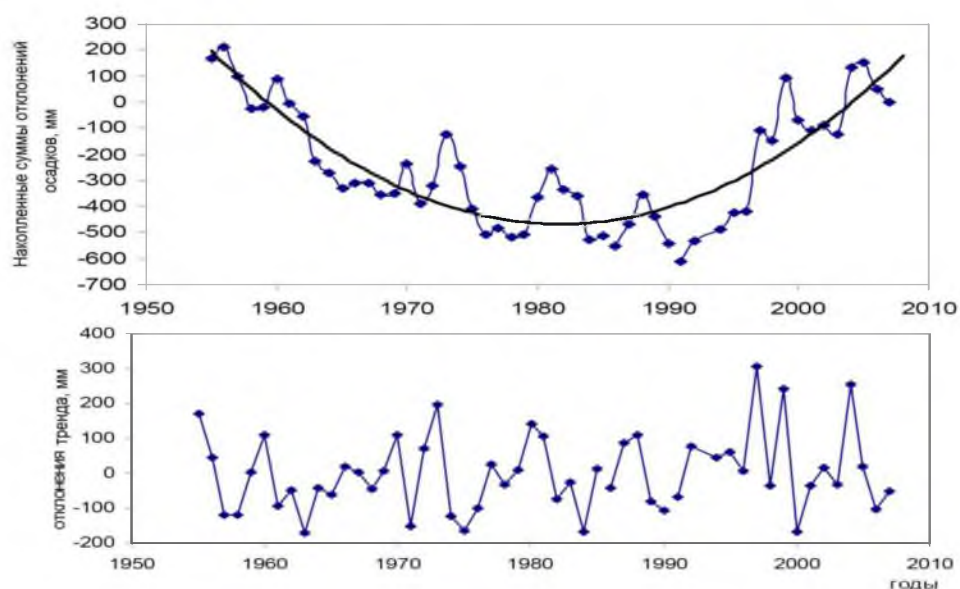


Рисунок 1.3 — Вариации накопленных отклонений годовых сумм осадков и абсолютных отклонений от тренда во времени для метеостанции «Симферополь» [13, с. 55]

Форма зависимостей слоя осадков и температур от времени заметно различаются. Среднегодовая температура воздуха снижалась с начала века до середины 1940-х г. В период с 1898 по 1965 г. формировался относительный минимум, когда средняя температура была ниже, чем в предшествующее и последующее время, на 0,2 °С. Среднегодовое количество осадков с 1950-х г. и до середины 1980-х г. снижалось. В период с 1961 по 1990 г. среднегодовое количество осадков было меньше, чем в предшествующее и последующее время на 22 мм. В целом, такая ситуация способствовала формированию засушливых условий, так как одновременно шел локальный рост температур, приводивший к увеличению суммарного испарения.

Обобщение данных для метеостанций с длинными рядами «Керчь», «Симферополь», «Феодосия», «Ялта», «Евпатория» на базе статистической обработки показало, что, в целом, за период 1900–2021 г. среднегодовая температура составила $+11,7 \pm 0,9$ °С (рисунок 1.4). Аналогично, среднегодовое количество осадков, осредненное для имеющихся в базах данных периодов наблюдений, равняется 382 ± 80 мм/год для равнинных частей Крымского полуострова.

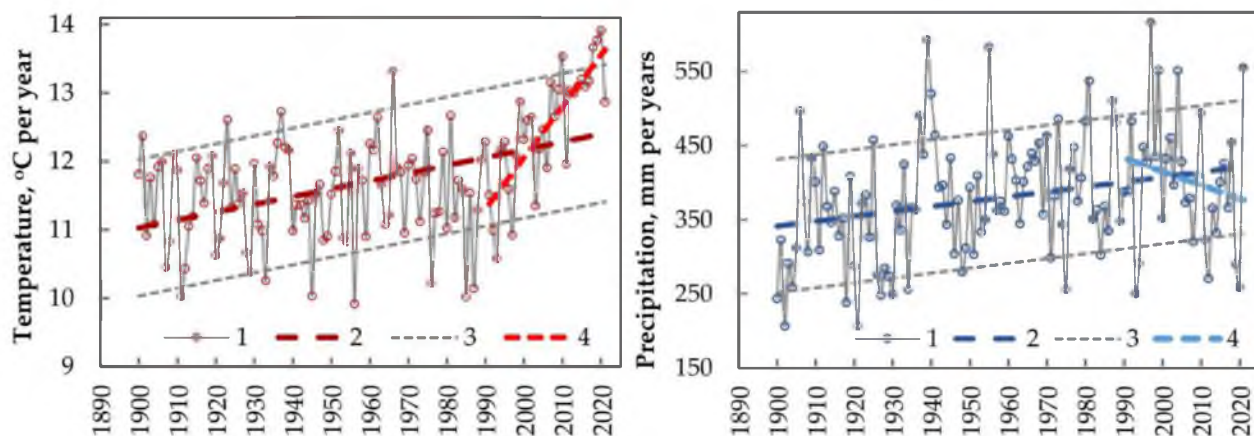


Рисунок 1.4 — Оценка среднегодовой температуры (диаграмма слева) и годовых сумм осадков (диаграмма справа) для Крыма на базе статистической обработки данных для метеостанций

Региональные процессы, в основном, совпадают с глобальными изменения климата. Среднегодовая приземная температура воздуха за

аналогичный период увеличивалась на $1,14 \pm 0,35$ °С, а годовое количество осадков – на 66 ± 35 мм.

Для периода с 1990 по 2020 г. отмечается увеличение среднего количества осадков на 24,5 мм в год для всего этого отрезка данных, если сравнивать его с данными за весь период наблюдений. Однако, в этот период (на рисунке 1.4 тренд, рассчитанный для этого периода показан отдельно) наблюдается увеличение осцилляций относительно тренда и на увеличение среднего сильно сказались «выбросы» (годы с резким ростом слоя осадков) – 1997, 1999, 2004 и 2020 г. Поэтому, при некорректной обработке данных, изменение климата со второй половины 1980-х г. в сторону потепления и большего увлажнения является кажущимся.

В действительности имеет место увеличение частоты появления экстремальных погодных явлений, которые необходимо учитывать при планировании хозяйственной деятельности в регионе. В Крыму изменение климата в последние десятилетия ускорилось. В период 1991–2020 г. наблюдалось более интенсивное повышение температуры, чем за весь период наблюдений в целом, в среднем, на $0,75 \pm 0,12$ °С за каждые 10 лет. Локально максимальная скорость роста среднегодовой температуры составила $1,21$ °С на каждые 10 лет и наблюдалась на станции «Алушта».

Расчет среднегодовой температуры и суммы осадков за год, а также их тренды для периодов 1961–1990 г. и 1991–2020 г. по метеостанциям Крыма приведены в таблице 1.2.

Таблица 1.2 — Расчет среднегодовой температуры, суммы осадков за год и их тренды для периодов 1961–1990 г. и 1991–2020 г. по метеостанциям Крыма

Метеостанция	Среднегодовая температура, °С		Изменение температуры, градусов за 10 лет	Осадки за год, мм		Изменение слоя осадков, мм за 10 лет
	1961–1990	1991–2020		1961–1990	1991–2020	
Ай–Петри	5.7 ± 0.6	6.5 ± 1.0	+0.88	1080 ± 260	990 ± 257	–44
Алушта	12.1 ± 0.6	13.3 ± 1.2	+1.21	476 ± 103	447 ± 99	–2
Джанкой	10.7 ± 0.9	11.7 ± 0.9	+0.84	417 ± 79	405 ± 128	–3

Продолжение таблиц 1.2

Керчь	11.0±0.8	11.9±1.0	+0.87	434±76	430±129	-61
Евпатория	11.5±0.8	12.6±0.9	+0.82	404±78	370±83	-26
Симферополь	10.6±0.8	11.4±0.9	+0.84	505±93	501±133	-22
Феодосия	11.9±0.8	12.8±0.8	+0.65	449±99	475±114	-47
Ялта	12.9±0.8	13.8±0.9	+0.83	628±164	591±144	-22

Расчетный тренд годового количества осадков для периода 1991–2020 г., в среднем для всего набора данных, составил -27 ± 15 мм за 10 лет (то есть, около 10–15 % от годовой суммы). Тенденция к уменьшению количества осадков в разрезе года наблюдалась преимущественно для апреля, августа, сентября и ноября (то есть, в переходные сезоны). Одновременно, отмечено небольшое (всего на 4–7 %) увеличение осадков в декабре-январе и июле.

1.2 Особенности геологического строения и уровень залегания грунтовых вод на территории Крыма

Для количественной оценки проявления засушливых климатических условий на Крымском полуострове в плане их влияния на растительность, а также разграничения территорий, наиболее подверженных засушливому режиму, от территорий, для которых этот процесс в настоящее время не так важен в был проанализирован месячный индекс засушливости (ИСЗ) за период 2001–2021 г. в соответствии с рекомендациями. Согласно анализу, для Крыма наиболее сильное проявление засушливых условий имело место в последние пять лет (2016–2021 г.), а экстремум наблюдался в июне 2020 г. (рисунок 1.5).

Для экстремального момента времени (июнь 2020 г.) наиболее сильной засухе подвергалась центральная и восточная части Крымского полуострова, относящаяся к климатической зоне Крымская степь, где расположена большая часть сельскохозяйственных угодий Крыма. Отдельные районы, подверженные экстремальной засухе, наблюдались и в северной части побережья Крымского полуострова. Горный Крым, в основном, относился к категории «без засухи» и

состояние растительности в этом районе было удовлетворительным.



Рисунок 1.5 — Расчет индекса засушливости для Крымского полуострова на базе дистанционных данных за период 2001–2021 г. для экстремально засушливого момента времени (июнь 2020 г.)

Типичным для Крыма карстовым районом является горный массив Ай-Петри, занимающий площадь около 237 км² (Рисунок 1.6).

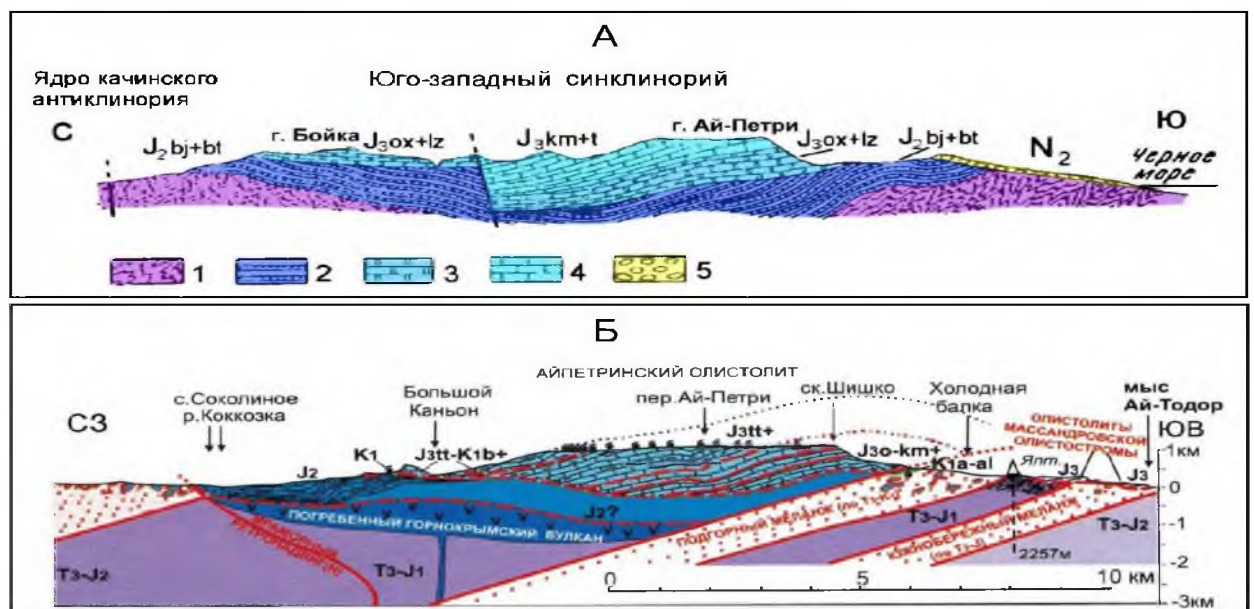
Ай-Петринский карстовый район протягивается с юго-запада на северо-восток от перевала Байдарские ворота до г. Рока (1346 м), с севера на юг – от г. Бойко (1087 м) до г. Ай-Петри (1234 м). Диапазон абсолютных высотных отметок района составляет 270–1370 м. С запада район граничит с Байдарско-Балаклавским карстовым районом, с востока – с Ялтинским. В пределах Ай-Петринского карстового района выделяют 3 подрайона: Западно-, Центрально- и Восточно-Айпетринский.



1А – Западно-Ай-Петринский карстовый подрайон, 1Б – Центрально-Ай-Петринский, 1В – Восточно-Ай-Петринский. Соседние карстовые районы: 2 – Байдарско-Балаклавский, 3 – Ялтинский.

Рисунок 1.6 — Карстовый район Ай-Петри, Горный Крым

Водоносная толща Ай-Петринского массива характеризуется высокой литологической неоднородностью и сложностью тектонического строения (рисунок 1.7).



вариант А – геосинклиальная модель М.В. Муратова 1 – таврическая серия; 2 – средняя юра; 3 – оксфорд, известняки; 4 – кимеридж-титон, известняки; 5 – массандровские отложения); вариант Б – геодинамическая модель В.В. Юдина.

Рисунок 1.7 — Геологический разрез через массив Ай-Петри

В его строении принимают участие пять типов пород – известняки,

мергели, глины, песчаники и конгломераты. Слагающие массив породы варьируют от чистых известняков с содержанием CaCO_3 до 95 % до глин, содержащих 95 % глинистого вещества и 5 % CaCO_3 . Пестрота фациального состава карбонатизированных пород обуславливает различную степень их закарстованности и, как следствие, высокую изменчивость водно-коллекторских свойств.

Климатические характеристики рассматриваемого карстового массива можно описать по данным метеостанция «Ай-Петри» (абсолютная отметка 1180 м) и метеопоста «Караби» (абсолютная отметка 987 м). Эти метеостанции имеют продолжительные ряды наблюдения. Преобладающим для Ай-Петринского массива является континентальный воздух умеренных широт с повторяемостью 60–65 % всех дней в году. Тропические воздушные массы имеют меньшую повторяемость, но с ними поступает значительное количество тепла. В течение большей части года Горный Крым находится под влиянием отрогов областей высокого давления – Азорского и Азиатского. Зимой довольно часто происходят вторжения арктического воздуха.

Среднегодовая температура составляет +5,7 °С на Ай-Петри и +6,3 °С на Караби-яйле. На южном макросклоне Горного Крыма температура возрастает до +12,4 °С (Никитский сад, Алушта), а на северном до +10 °С (Белогорск +9,9 °С, Орлиное и Голубинка +10,2 °С). Средняя температура января на яйлах составляет -2...-4 °С, а в нижней части южного макросклона достигает +3...+4 °С. Ай-Петринский массив характеризуется вертикальной поясностью климата – температурный градиент составляет в среднем по году -0,62 °С на 100 м. Имеются локальные микроклиматические особенности. Наиболее теплыми являются вершины возвышенностей и верхние части склонов, наиболее холодными – глубокие долины рек, карстовые котловины и воронки, что способствует конденсации в них дополнительной влаги из атмосферы.

Среднемноголетний слой осадков на вершине массива Ай-Петри составляет 1052 мм. При учете поправок на смачивание, выдувание и

горизонтальные осадки, годовая расчетная сумма осадков увеличивается до 1516 мм.

Важнейшими факторами, определяющими поверхностный и подземный сток с Крымского полуострова в периоды похолоданий и потеплений, являлись:

- колебания уровня водоема на месте современного Черного моря;
- изменение температур воздуха;
- вариации увлажнения территории вследствие изменения траекторий циклонов и величины эвапотранспирации.

Колебания уровня водоема на месте современного Черного моря показаны на рисунке 1.8.

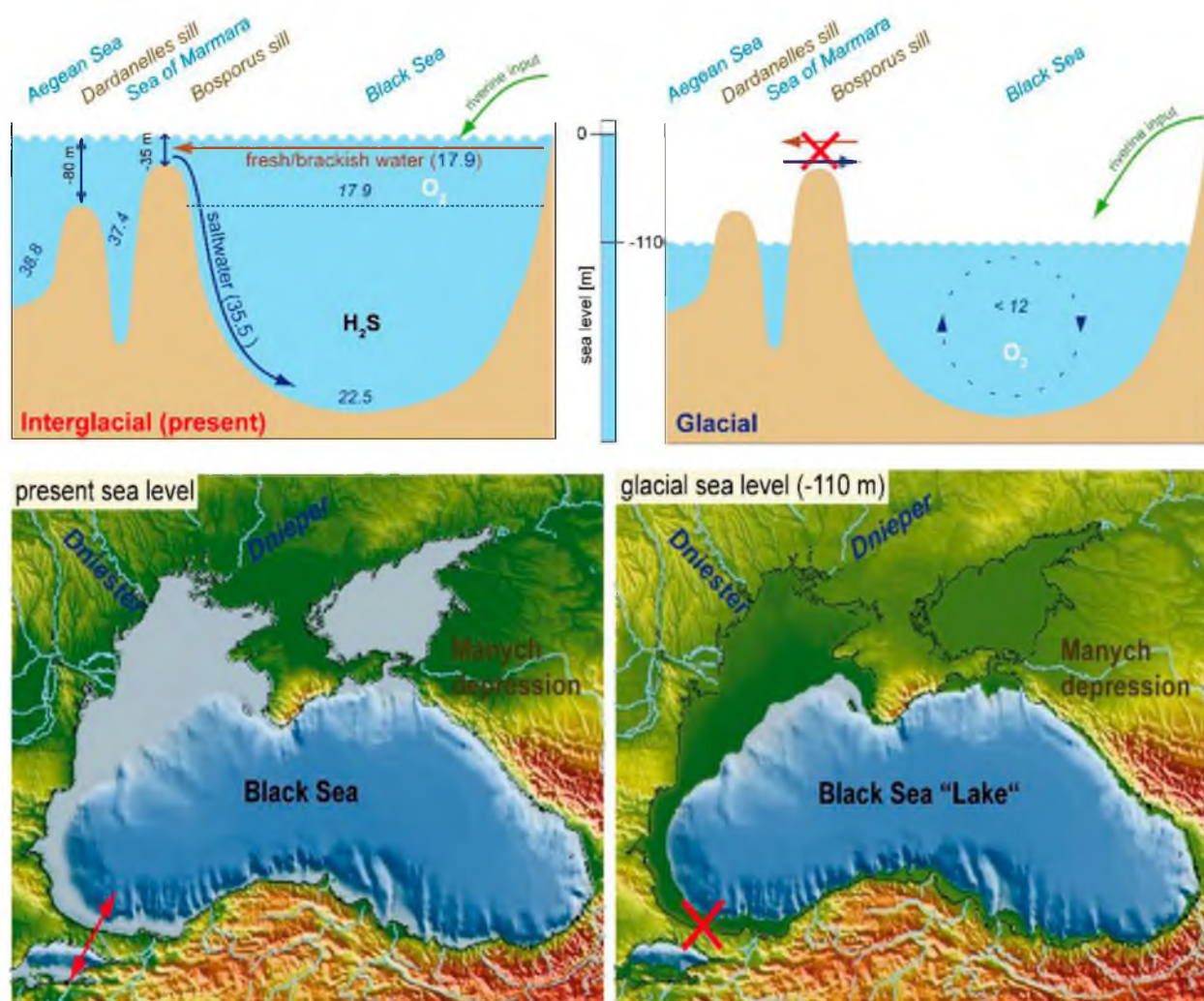


Рисунок 1.8 — Текущая ситуация (слева) с водообменом между Средиземным и Черным морями

Эти колебания имели следствием:

– значительное изменение солености воды в водоеме и содержания кислорода в ней;

– понижение и повышение положения уровней регионального базиса дренажа для поверхностного и подземного стока;

– появление/исчезновение значительных участков суши.

Рисунок 1.8 демонстрирует изменение уровня воды в водоеме на месте современного Черного моря во время последнего ледникового максимума 18 тыс. лет назад.

Главным следствием глубокого стояния базиса регионального дренажа было то, что водотоки, стекавшие в него, формировали переуглубленные (по отношению к нынешнему стоянию Черного моря) речные долины. Аналогично, карстовые воды, формирующиеся на склонах Главной Гряды крымских гор, имели выходы существенно ниже современного зеркала воды Черного моря. Этот эффект является причиной обнаруживаемых в настоящее время довольно многочисленных субаквальных выходов пресной воды вблизи южного берега Крыма в его гористой части.

После прохождения пика похолодания около 18 тыс. лет назад в ходе потепления климата в Восточной Европе происходило постепенное увеличение объема атмосферных осадков и, одновременно началось таяние щитового Скандинавского ледника. Отсутствие (или слабое развитие лесов) и все еще относительно низкие температуры воздуха делали влияние эвапотранспирации пренебрежимо малым. Массы льда и каменного материала перекрывали сток в акватории современного Балтийского и Белого морей, в результате чего образовались гигантские по площади и объемам воды приледниковые озера.

Анализ положения палеорусел рек на Восточно-Европейской платформе дает основания предполагать, что часть талых ледниковых вод могла стекать на юг в сторону Черного и Каспийского морей, а из Каспийского моря далее по Манычскому проливу в Черное (рисунок 1.9). Заполнение ванн Черного и Средиземного морей водой океана и континентального стока привело в конечном счете к их смыканию.



Рисунок 1.9 — Потоки пресных вод между приледниковыми озерами Черным и Средиземным морями во время последнего ледникового максимума 18 тыс. лет назад при наибольшем распространении Скандинавского щитового ледника

Следует отметить, что в районе Черного моря в период предыдущего микулинского межледниковья около 100–120 тыс. лет назад имела место ситуация, когда уровень воды в Черном море был существенно выше современного. Оценки по морским террасам дают высоты стояния воды в пределах от +10 до +20 м выше современного. Если принять микулинское межледниковье за аналог современного потепления (хотя оно еще не достигло температур предыдущего межледниковья, то можно прогнозировать соответствующий подъем уровня воды в Черном море.

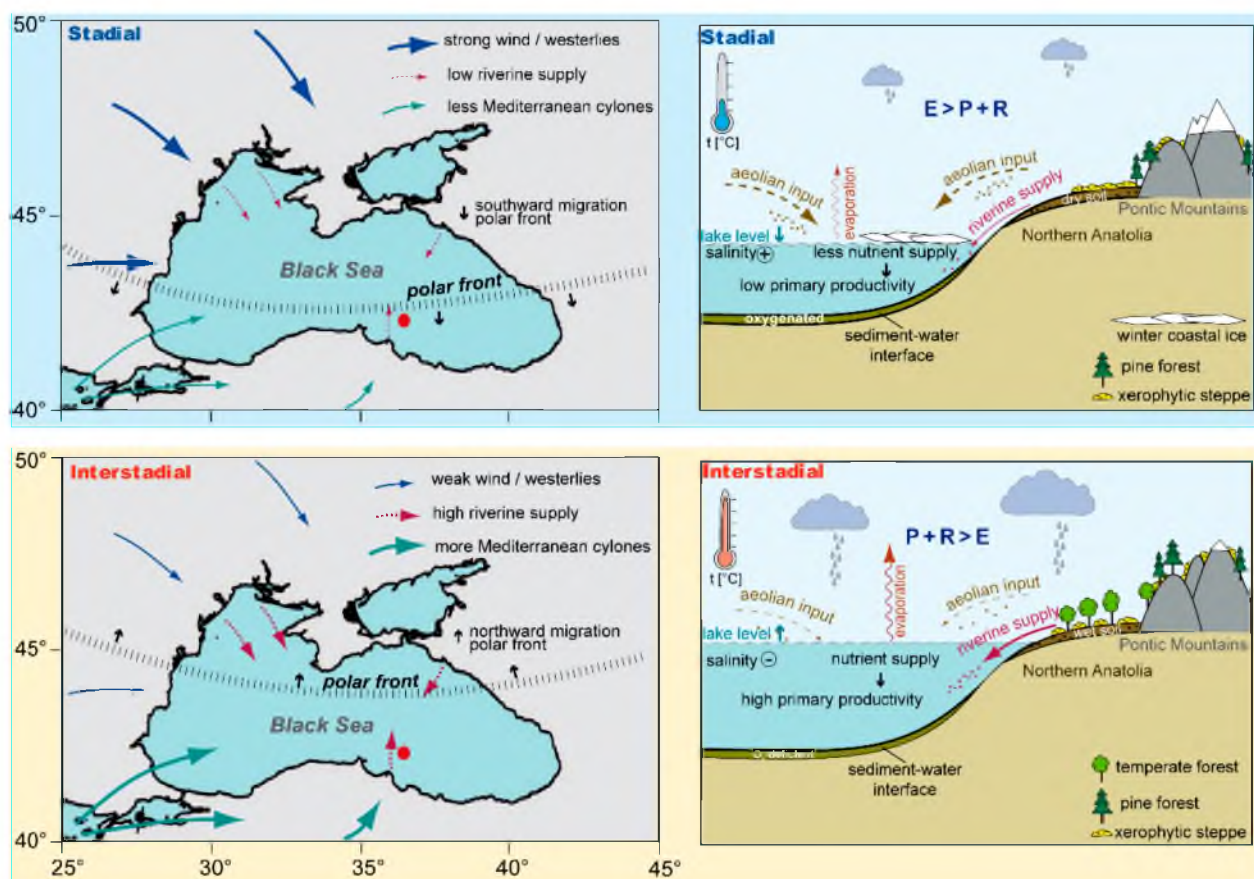
Наблюдения за современным режимом уровня Черного моря достоверно фиксируют постепенный его подъем.

Изменение температур воздуха в периоды оледенений и потеплений восстанавливается расчетным путем по данным об изотопном составе кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в карбонатной компоненте керна, полученного при бурении донных отложений, а также по данным об изотопном

составе кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода ($\delta^2\text{H}$) в ледовом керне, полученном в Гренландии (Рисунок 1.10).

Согласно этим оценкам, расчетные отклонения температуры приземного (2 м) слоя воздуха от современной для Северного Причерноморья в микулинское потепление составили от +4 до +6 °С, а в пик валдайского похолодания от -1 до -2 °С.

Колебания уровня водоема на месте современного Черного моря, изменение температур воздуха, генеральных траекторий циклонов и объема атмосферных осадков имели следствием кардинальную ландшафтную перестройку обстановки в Крыму (рисунок 1.10).



Е – испарение, Р – осадки, R – речной сток; красный кружок (левые рисунки) – расположение точки бурения для колонки 25GC-1

Рисунок 1.10 — Реконструкция изменения атмосферной циркуляции (слева) и ландшафтные схемы (справа) в районе современного Черного моря во время оледенения (верхняя пара рисунков) и потепления (нижняя пара рисунков)

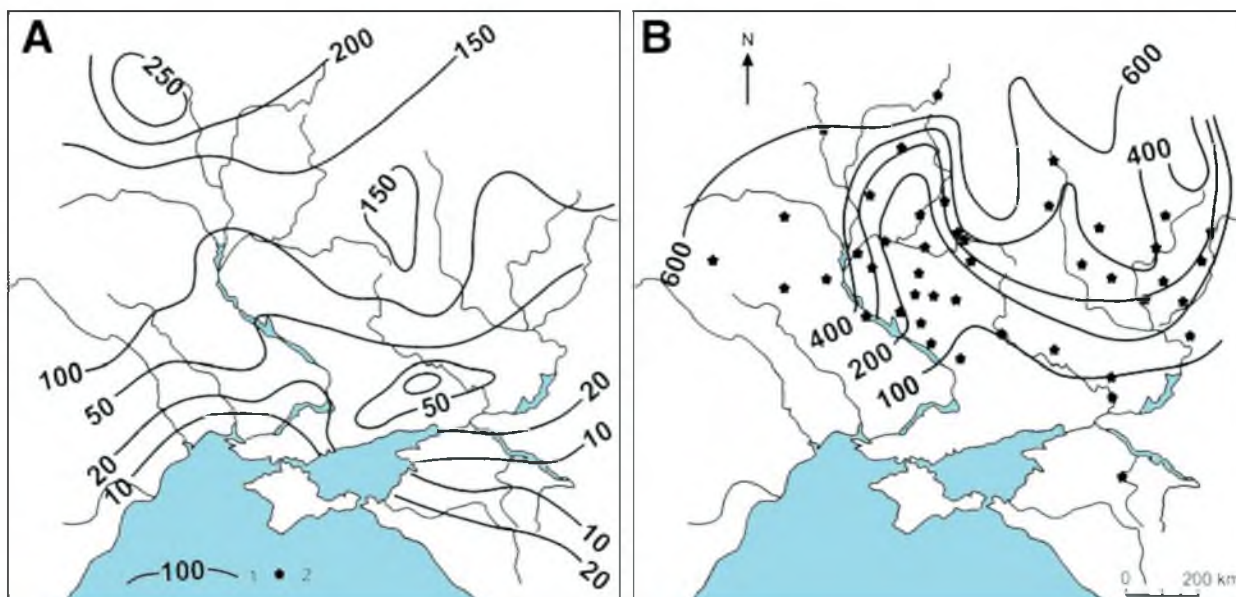
В максимум последнего ледникового Восточная Европа представляла

собой перигляциальную тундро-степь. Суровый климат ограничивал расселение позднепалеолитических жителей из центральной и западной Европы на север. Поэтому Причерноморские степи (в том числе, ныне затопленный шельф северо-западной части Черного моря) и территория нынешнего Крымского полуострова становятся убежищем, что отражается в самой высокой для Восточной Европы плотностью населения.

При рассмотрении природных условий в Крыму, первую очередь, следует отметить наличие ледяных шапок на вершинах крымских гор в период оледенения. Низкие температуры и сухость климата, вероятно, имели следствием образование горной мерзлоты аналогично Альпам. Низкие температуры также приводили к увеличению растворимости углекислого газа, что приводит к увеличению скорости растворения карбонатов и формированию карста в значительно больших масштабах, чем в современную эпоху.

Отсутствие речного и, вероятнее всего, подземного стока в бассейн Северного Ледовитого океана с Восточно-Европейской платформы приводило к увеличению стока рек на юг по сравнению с современным, не смотря на относительно меньший объем осадков. На увеличение объемов речного стока указывают морфометрические характеристики речных долин северного Причерноморья. Сопоставление характеристик этих палео-долин с современными речными руслами позволило по аналогии выполнить количественную оценку изменения стока (рисунок 1.11).

Следует отметить, что падение речного стока до современных показателей происходило в течение довольно длительного времени, так как даже для периода оптимума голоцена (около 9–5 тыс. лет назад) разница в стоке сохранялась. Возможной причиной этого являлось широкое развитие мерзлоты, деградация которой происходила с существенным лагом по времени, по сравнению с изменениями температур воздуха. Расширенную и уплощенную форму поперечных сечений речных долин объясняют также особенностями снегонакопления и промерзания пород.



А – измеренный современный; (Б) – рассчитанный для периода древний Дриас

Рисунок 1.11 — Поверхностный сток восточно-европейской части водосборного бассейна Черного моря

Снег выпадал, в основном, в виде мелкой сухой крупы, а затем сдувался в речные долины. Поэтому на водоразделах обнажалась почва и мамонтовая фауна имела возможность кормиться травостоем всю зиму.

Потепление в период оптимума голоцена (9–5 тыс. лет назад), характеризовавшееся общим подъемом среднегодовой температуры на 1–3 °С, отразилось в водном балансе Северного Причерноморья уже в виде заметного снижения речного стока. В бассейнах Дона и Днепра – снижение объемов годового стока составило около 40 % относительно современного (таблица 1.3).
Таблица 1.3 — Изменение стока рек Северного Причерноморья в оптимум голоцена (около 9–5 тыс. лет назад)

Река	Современная площадь водосбора, тыс. км ²	Современный сток (V_c), км ³ /год	Сток в период оптимума голоцена (V_d), км ³ /год	V_d/V_c
Днепр	504	54	33	0.61
Дон	422	29	18	0.62

Еще в начале 1980-х годов было предложено рассматривать климатический оптимум голоцена как модель современного глобального

потепления [2, с.72]. Если принять эту гипотезу, то можно предположить, что следствием современного потепления будет уменьшение увлажнения Крыма и Северного Причерноморья, а также ухудшение условий судоходства, работы гидротехнических и инженерных сооружений. Кроме того, увеличение сухости климата повлечет за собой необходимость пересмотра агрокультурной практики и политики в области управления водными ресурсами. Возможно также изменение режима солености Черного моря и обусловленное этим изменение состава животных и растительных сообществ в нем.

2 Синоптические условия формирования климата Крымского полуострова

2.1. Атмосферные осадки, влажность воздуха, количество ясных и пасмурных дней

Наряду с температурой воздуха важным элементом климата являются атмосферные осадки. В связи со сложным строением рельефа и особенностями циркуляции атмосферы они распределяются очень неравномерно по территории Крыма - от 250 мм в год в степи до 1000 мм и более в горах. При средней величине 340-425 мм их годовая сумма изменяется в степных районах от 115-250 до 490-720 мм, в предгорье при 450-490 мм - от 190-340 до 715-870 мм, на Южном берегу при 430-550 мм - от 160-280 до 1030 мм, на западных яйлах при 960 мм от 410 до 1650 мм. Для нормального произрастания большинства растений в основных районах полуострова необходима сумма осадков не менее 500 мм в год. Осадки неравномерно распределяются и по сезонам года (таблица 2.1).

Таблица 2.1 — Средние многолетние суммы атмосферных осадков, мм

Пункт наблюдений	Ноябрь-март	Апрель-октябрь	год
Джанкой	147	271	418
<u>Клепнино</u>	165	301	466
Керчь	161	251	412
Евпатория	156	197	353
Симферополь	196	305	501
Старый Крым	202	312	514
Феодосия	151	225	376
<u>Караби-яйла</u>	214	381	595
<u>Судак</u>	129	189	318
<u>Меганом</u>	115	157	272
Алушта	225	202	427
Севастополь	165	184	349
<u>Голубинка</u>	261	307	568
Гурзуф	281	233	514
<u>Никитский Ботанический сад</u>	298	237	535
Балаклава	201	219	420
Ялта (порт)	313	247	560
<u>Ай-Петри</u>	648	404	1 052
<u>Мисхор</u>	273	236	509

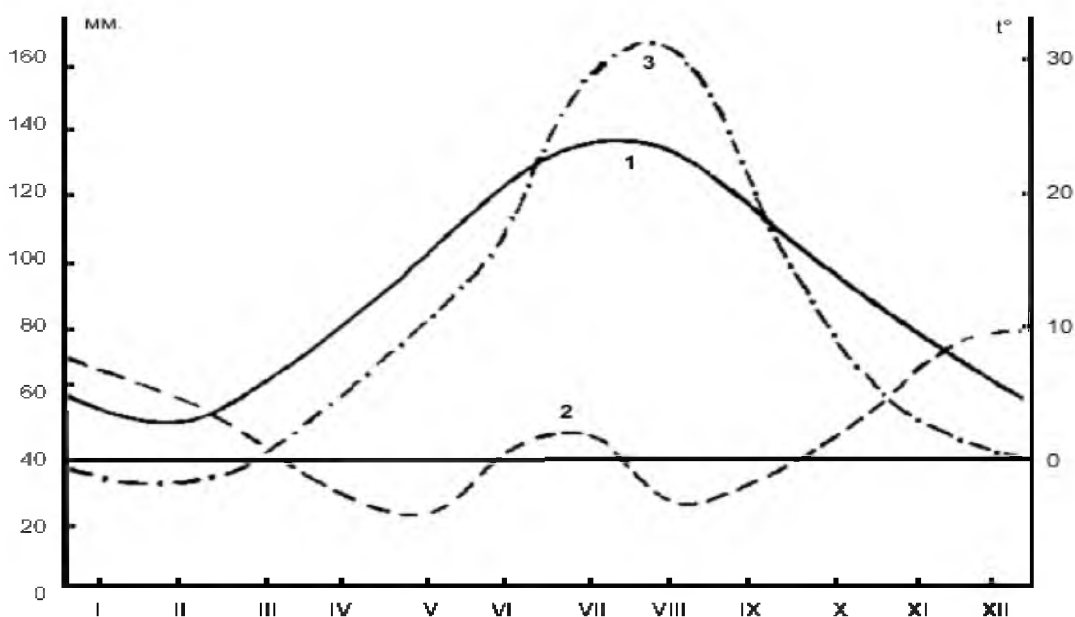
Количество осадков значительно больше выпадает в теплый период времени от 189 мм в Судаче до 404 мм на горе Ай-Петри, тогда как в холодный период на этих же станциях их выпадает 129 мм на первой и 648 мм на второй.

Среднегодовое количество снега устойчиво сохраняется только в горах, который лежит здесь около 70-90 дней, с амплитудой годового хода от 30 до 150 дней. В центральной степной зоне их выпадает 20-30, в предгорье - около 40 дней, и на побережье - всего 10-20 дней.

Осенью и зимой сильные северо-восточные ветры дуют по 270 - 325 часов в месяц по всей территории, а на побережье Черного моря южные.

Зимой средние скорости составляют в горах 7 м/с и более, на западном и восточном побережье 6 м/с, на ЮБК 3 м/с, а в защищенных долинах и котловинах предгорья менее 3 м/с, в летний период даже на вершинах гор они не превышают 5 м/с.

Для сравнительного анализа рассмотрены метеорологические показатели нескольких метеостанций типичных для основных климатических зон территории. Город Симферополь расположен в центральной части степной зоны и относится к территории умеренно теплых степей с засушливым летом (рисунок 2.1).



1—температура 2—осадки. 3—испаряемость

Рисунок 2.1 — Годовой ход температуры, осадков испаряемости Симферополь

Засушливость климата очевидна, при сравнении количества выпадающих осадков с величиной испаряемости (не испарения).

Анализ годового хода осадков и испаряемости указывает на факт, что в теплый период года (с марта и до середины ноября), осадков здесь выпадает меньше, чем происходит испаряемость, и соответственно около 72% или 260 дней в году продолжается засушливый период. Большой частью они наблюдаются летом особенно в июле, что абсолютно соответствует климату степей, иногда в этом месяце бывает до шести дней с градом (так же, как и в июне) и до 70 мм. атмосферных осадков. Преобладающими ветрами являются ветры южных румбов, причем иногда они имеют характер фёнов.

Облачность наблюдается особенно в холодную половину года. Число часов солнечного сияния довольно велико - в среднем до 2300 в год.

Город Ялта расположен на уровне моря и является одним из живописных южных городов Крымского побережья в глубокой открытой бухте, с запада и востока окружен хребтами Ай-Тодорского и Никитского. На севере на 6-8 км от берега отстоят горы Ай-Петри (1233 м.), горы Авунда (1470 м.), и край Никитской яйлы.

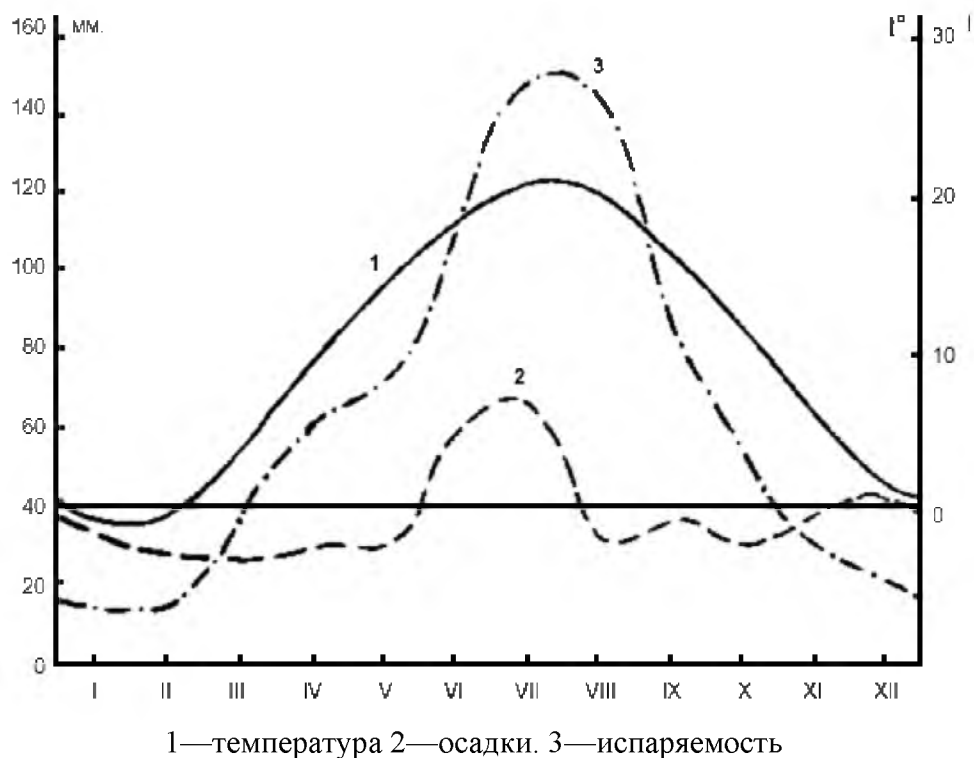


Рисунок 2.2 —. Годовой ход температуры, осадков испаряемости Ялта

На рисунке 2.2 видно, что количество испаряемости значительно возрастает в теплую половину года и превышает количество осадков, что позволяет климат города отнести к средиземноморскому. Годовой ход количества осадков не большой, всего в среднем около 560 мм, большая часть которых приходится на декабрь, однако в иные годы в июне и июле здесь наблюдаются дожди (ливни). Годовая же испаряемость 1133 мм, т.е. больше осадков почти в 2 раза. Бездождный период в Ялте продолжается около 225 дней в году.

Исключительной особенностью города Ялта на Черноморском побережье большая продолжительность солнечного сияния (2233 часа), которая превышает по их количеству многие курортные города Кавказа и Средиземноморского побережья, и Западной Европы. Соответственно здесь очень мало облачных дней за исключением зимних месяцев. Преимущество в том, что город значительно растянут вдоль берега моря, следовательно располагает довольно длинной пляжной зоной.

Ветры не часты и меняют свое направление — наблюдаются бризы. Снег явление очень редкое и лежит максимум около десяти дней.

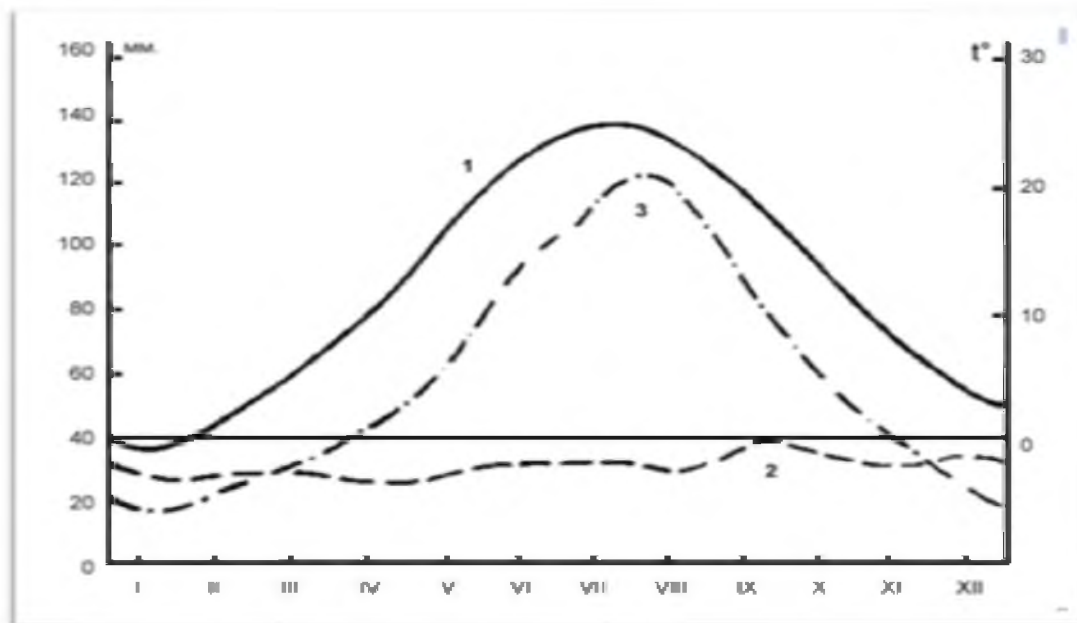
Таким образом, метеорологические условия города из года в год очень благоприятны для отдыхающих и это привлекает огромное число туристов.

Город Евпатория раскинулся на западном побережье Черного моря в глубине евпаторийской бухты в северной части Каламитского залива. Отличает её ровная поверхность с севера и северо-востока, граничащая с Крымскими степями. Большое расстояние от берега, море здесь пологое и очень мелкое, нет оврагов и выступов.

Такое географическое расположение, делает город открытым для ветров всех направлений, но между тем господствующим направлением считаются зимой северо-восточные, а летом, в особенности днем, юго-западные.

Хотя город относится к прибрежному, ей характерна значительная сухость воздуха и по количеству засушливых дней в годовом ходе близок к степному городу Симферополь и начиная с середины марта и до конца ноября

длится до 255 дней.



1—температура 2—осадки 3—испаряемость

Рисунок 2.3— Годовой ход температуры, осадков испаряемости
Евпатории

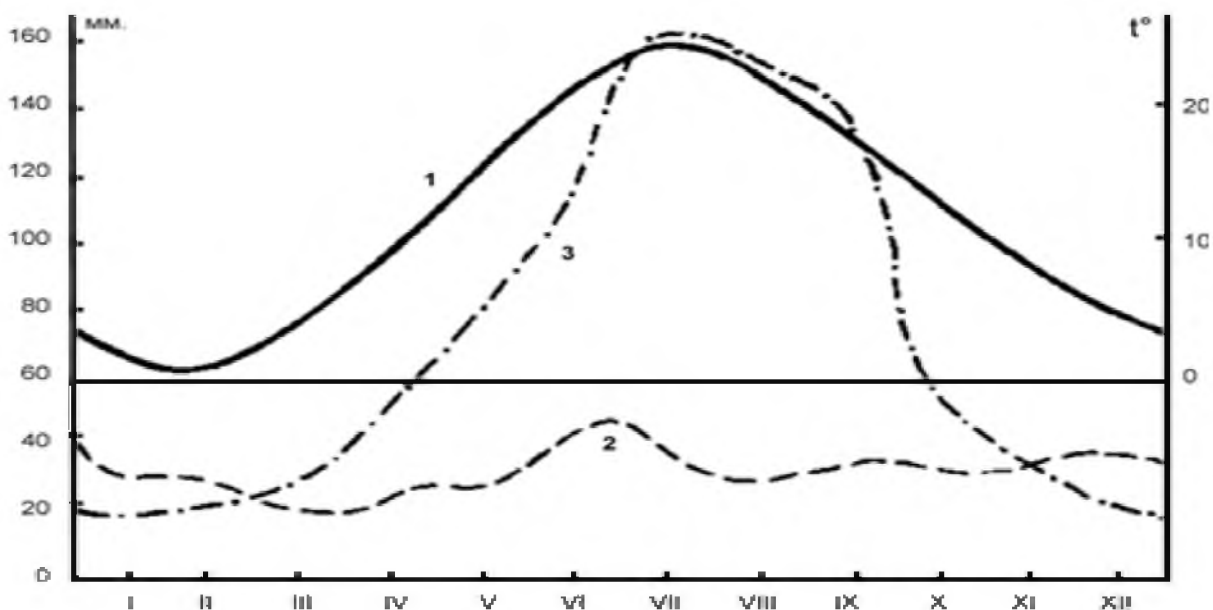
Как видно из рисунка годовая ход осадков равномерный в течении всего года и со средне-годовым количеством около 380 мм. При этом здесь наблюдаются большие значения испаряемости и в годовом ходе составляют около 711 мм с максимумом в августе. Таким образом, среди приморских городов Крыма, климат здесь сухой и теплый.

Город Феодосия расположен на юго-западе обширного Феодосийского залива. Часть города, расположена на предгорьях хребта Тепе-Оба и с северо-запада защищена Лысой горой (167 м.), другая часть занимает равнинную неглубоко врезанную долину.

С начала марта испарение значительно увеличивается и превышает количество осадков. Осадков выпадает 360 мм и наблюдаются 260 дней в году. Годовое испарение составляет 880 мм, что более чем в два раза суммы атмосферных осадки. В то же время, ежегодное распределение осадков не равномерно, летом, особенно в июне, а иногда и до 20% годовой нормы.

Близость моря влияет на температуру весной и осенью. Весна здесь

холодная и часто холодная (рисунок 2.4).

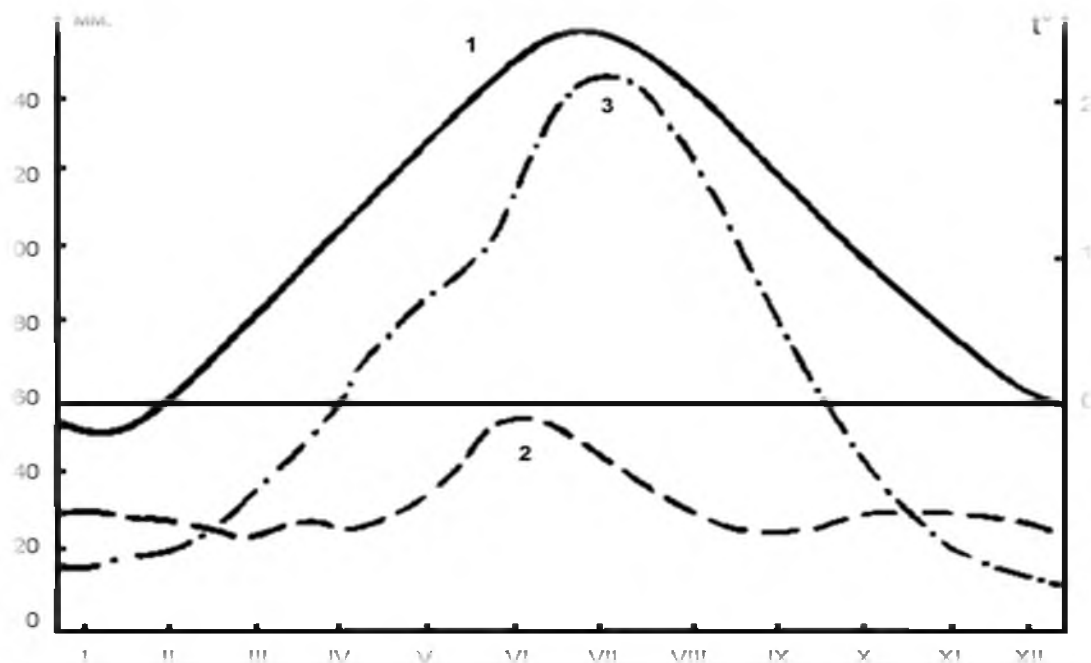


1—температура 2—осадки. 3—испаряемость

Рисунок 2.4 — Годовой ход температуры, осадков и испаряемости Феодосии

В Феодосии 145 дней температура выше 15 градусов. Продолжительность не замораживаемого периода составляет в среднем 230 дней. Зима, как правило, напоминает позднюю осень.

Город Керч расположен на берегу залива, к северу от Керч-Бей.



1 - температура 2-осадки 3-испарение

Рисунок 2.5 — Годовой ход температуры, осадков и испаряемости в Керчи

Летом сухое. Время испарения больше осадков или более 250 дней в сухом песке. Среднегодовое количество осадков составляет 450 мм, испарение — 780 мм (максимальное — в июле и августе).

В течение года преобладает ветер северного направления. Но весной и летом, с апреля по август, наблюдаются также ветры южного направления. Северо-восточный ветер приносит холодную зиму и засуху летом.

Вода в Керченском заливе замерзает. Летом температура воды достигает относительно 24 градусов. Зимой может держаться снежный покров. Солнца и тепла в Керчи достаточно. Зимой и весной наблюдаются туманы.

2.2 Подстилающая поверхность и циркуляция атмосферы

Режим увлажнения Ай-Петринской яйлы характеризуется «импульсивностью», когда сухой период может резко смениться интенсивными дождями. До 17 дней в году осадки выпадают с интенсивностью более 20 мм/сут. Максимальное суточное количество осадков — 166 мм — зафиксировано в ноябре, однако выпадения более 100 мм/сут. фиксировались также в январе, июне, августе и декабре. На Ай-Петри, в среднем, отмечается 168 дней с осадками (максимум — 207 дней), из них 74 со снегом. Сумма осадков в осенне-зимний период в 1,5–2 раза превышает их сумму в весенне-летний период. Засухи (более 11 дней без дождя) обычно наблюдаются с марта до конца ноября. Средняя высота снежного покрова для северного склона Ай-Петри составляет 8–20 см, для южного — 5–36 см, а для плато на вершине — 39–44 см. Влагозапас в снеге для Ай-Петри оценивается величиной 135 мм.

С учетом конденсации (7 % от годовой суммы осадков) и за вычетом испарения (46 % от годовой суммы осадков) при отсутствии постоянных водотоков на 35 % площади плато (рисунок 2.6) на питание подземных вод уходит в среднем 925 мм. Однако, следует отметить, что на плато, в связи с

метелевым переносом, толщина снега в карстовых воронках и котловинах может достигать 4 м. Соответственно, можно предположить, что на питание карстовой системы Ай-Петринского массива может уходить слой осадков не менее 1000 мм в год.

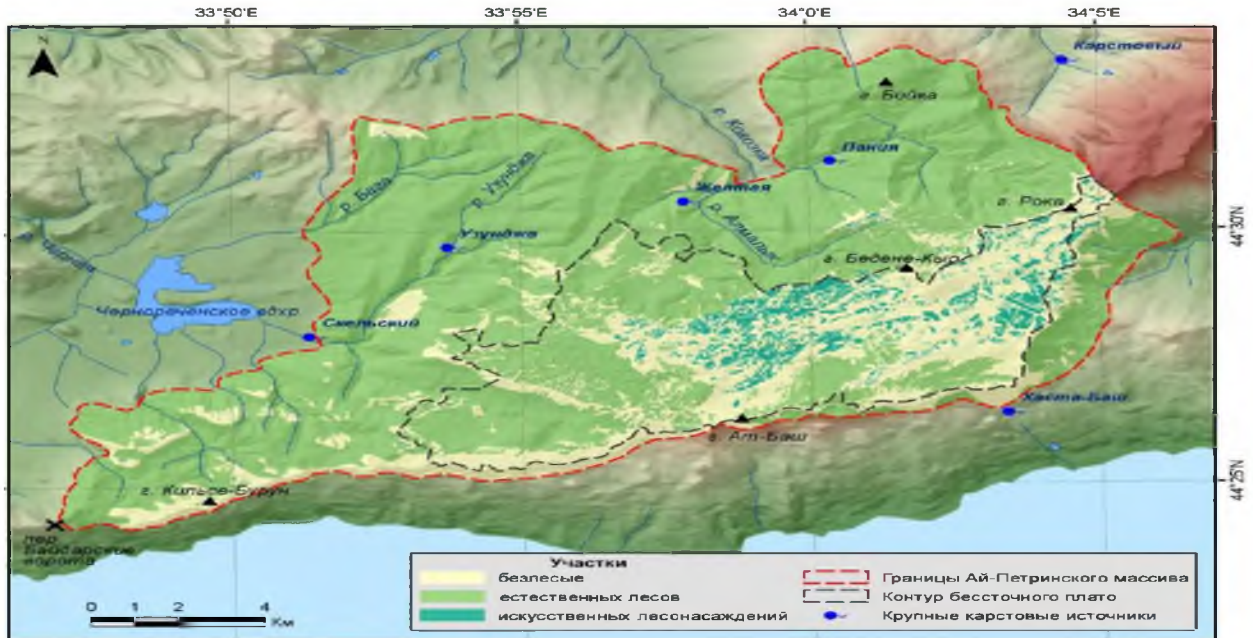


Рисунок 2.5 — Схема залесенности и карстовых источников массива Ай-Петри

Почвы Ай-Петринской яйлы отличаются хорошей водопроницаемостью, довольно быстро иссушаются летом и быстро насыщаются весной. Коэффициент вертикальной фильтрации по данным наливов в шурфы составляет 1,2–1,8 м/сут., что способствуют быстрому поглощению дождевых и талых вод. Лес оказывает значительное влияние на гидрометеорологический режим яйлы и на режим питания подземных вод. По облесенности Ай-Петринская яйла резко выделяется среди других яйл Горного Крыма. Лесонасаждениями занято 8,8 км²(11,3%), а естественным лесом – 32,9 км²(42,4%) площади плато.

Глубина промачивания почвы при осадках до 10 мм/сут не превышает 15 см, при осадках до 20 мм/сут – 25 см, при осадках до 30 мм/сут – 45 см. На участках с почвенным слоем мощностью более 50 см осадки теплого периода практически полностью расходуются на эвапотранспирацию и не участвуют в питании подземных вод.

В целом по году при мощности почв 50 см на питание подземных вод идет 56,5 % осадков, при мощности 30 см – 62 %, при мощности 10 см – 71,0 %. На плато Ай-Петри наибольшее распространение имеют почвы мощностью 20–30 см [3, с.87], откуда следует, что на питание карстовой системы может уходить слой осадков около 1000 мм в год, что хорошо согласуется с расчетом по гидрометеорологическим показателям, приведенным выше.

Из общих соображений следует, что в теплое время года значительный вклад в баланс карстовых вод может давать конденсация. По модулю конденсационного стока составляет около 1,8 л/с·км² в год, а с учетом сезонности расчетная доля конденсационного питания в летнем стоке достигает 90 %.

Изучение направления и объемов карстового стока на массиве Ай-Петри начато в 1960-е г. Было проведено несколько десятков индикаторных экспериментов, когда в качестве красителя использовался флуоресцеин. Запуск производился в поверхностные водотоки, поглощаемые зонами тектонической трещиноватости и понорами, а также в карстовые полости на глубине от поверхности Земли до 400–500 м. Обнаружен «центробежный» характер растекания карстовых вод от участков поглощения с последующим его концентрированием в «фокусах» разгрузки подземных вод (рисунок 2.6).

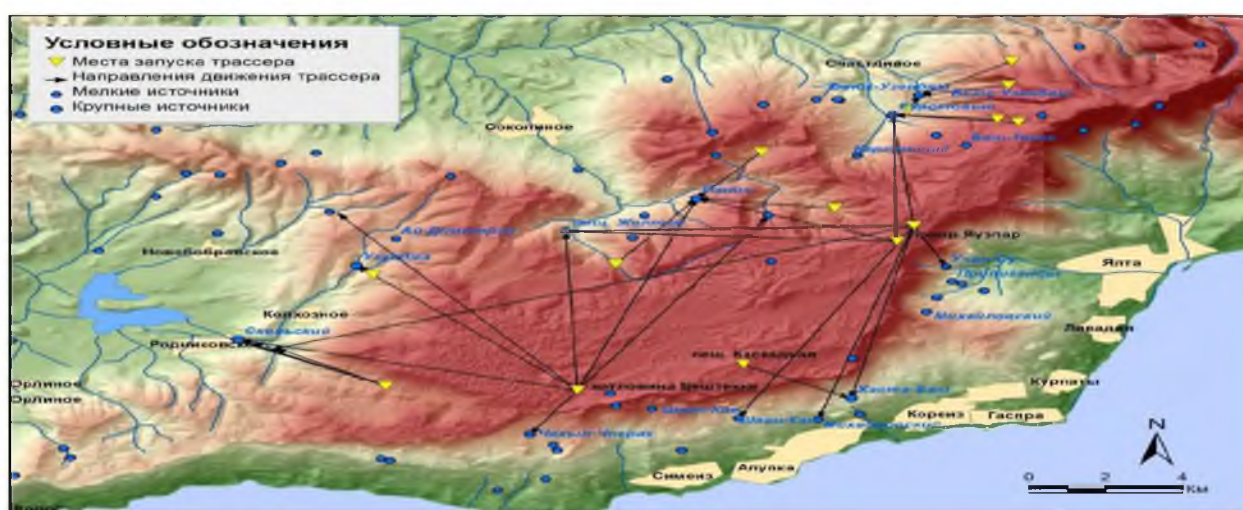


Рисунок 2.6. - Направления карстовых потоков в массиве Ай-Петри по данным индикаторных экспериментов

Разгрузка карстовых вод происходит через источники, число которых

превышает 2500 . Концентрирование карстового стока выражается в том, что источники с расходом свыше 10 л/с составляя 3,7 % от общего числа дают около 83 % подземного стока. Более того, 19 источников с индивидуальными расходами свыше 100 л/с имеют суммарный дебит около 75 % от общего родникового стока. Среднеголетние расходы источников Карасу-Баши и Скельского превышают 1 м³/с при максимальных значениях, достигающих 10–40 м³/с.

Важным фактором для дальнейшего развития водоснабжения в Крыму является наличие субмаринной разгрузки карстовых вод. Например, в районе мыса Айя оценочный расход таких выходов достигает 10 тыс. м³/сут. .

Кроме вышерассмотренной необходимости оценки ресурсного потенциала подземных вод необходимо обратить внимание на проблему, связанную с сохранением их качества. В этом плане, вследствие относительно небольших запасов, по сравнению с ресурсами карстовые воды оказываются заметно более уязвимыми, чем поровопластовые. Общепринятая схема основных факторов, определяющих качество подземных вод в карстовых системах, приведена на рисунке 2.7.



Рисунок 2.7 — Концептуальная схема взаимодействия основных факторов, определяющих качество подземных вод в карстовых системах

После выпадения атмосферных осадков на земную поверхность

происходит изменение их химического состава, преимущественно за счет взаимодействия с вмещающей средой (вначале с почвами, затем с горными породами). В зависимости от состояния указанных объектов они могут играть роль как защитных слоев, так и источников загрязнения [11, с.79].

Если атмосферные осадки не участвуют в формировании инфильтрационного питания, то они переходят сначала в плоскостной, а затем в русловой сток. На этапе плоскостного стока негативное изменение качества воды возможно только при наличии обширного поверхностного загрязнения. В ходе дальнейшего движения происходит концентрирование стока и, соответственно, увеличение значимости точечных источников загрязнения.

Перераспределение между инфильтрационным питанием, плоскостным и русловым стоком определяется топографическими и литологическими условиями, которые могут способствовать как инфильтрационному питанию подземных вод, так и образовывать поверхностные водотоки или направлять их к зонам инфильтрации, характерные для районов распространения карстующихся пород. Вторая группа факторов, регулирующих распределение потоков, является форма выпадения осадков и характер растительности. В случае тяжелых (массивных) выпадений в жидком виде значительно большая часть воды переходит в поверхностный сток. При затяжных малоинтенсивных осадках большая часть выпавшей воды идет уже на инфильтрационное питание. Растительный покров может существенно сглаживать различия между указанными крайними видами выпадения осадков, а также влиять на объем питания через транспирацию [20, с.15]

При достижении атмосферных выпадений поверхности Земли в карстовых районах возможны два различных пути инфильтрации:

1 – для водосборов, поглощающих потоки в сосредоточенном виде – это проникновение воды в карстовую систему через понор;

2 – для водосборов с распределенным по площади поглощением осадков – это, как правило, трещиноватость, развитая в области питания.

Для обоих сценариев важно учитывать крутизну склонов и плотность

растительного покрова.

Между поверхностью Земли и выше насыщенной зоны располагаются породы зоны аэрации. При оценке фактора защищенности учитываются её мощность, механический и минералогический состав. Породы зоны аэрации оцениваются также с точки зрения их литологического состава (который определяет их основные гидрогеологические характеристики – эффективную пустотность и водопроницаемость), их мощность и степень трещиноватости.

В зоне насыщения происходит перенос растворенных химических веществ. При этом в случае карстовых систем практически никакой защитной функции вмещающие породы не выполняют. Поэтому загрязнители, захваченные водой на предыдущих этапах формирования стока, транслируются к месту выхода карстовых вод почти не изменяя своего качества.

Артезианские системы Равнинного Крыма содержат воду, поступающую со стороны Горного Крыма. Учитывая пространственные размеры этих артезианских бассейнов и перепады высот, можно достаточно уверенно предположить, что время, необходимое для продвижения отдельной порции воды от Горного Крыма до центральных частей Равнинного Крыма должно измеряться сотнями или даже тысячами лет. Частичное подтверждение этого предположения дано в работе, в которой показано, что время движения воды от карстовых районов Горного Крыма до предгорий варьирует от нескольких десятков лет до первых тысяч лет, в зависимости от удаления от Главной Гряды [12, с. 79].

В связи с этим интересно рассмотреть вопрос о вариациях условий формирования подземных вод Крыма, обусловленный значительными географо-климатическими перестройками региона в конце плейстоцена и в голоцене.

Изучение географо-климатических вариаций в черноморском бассейне и на прилегающих площадях в период конца плейстоцена и в голоцене было выполнено в ходе ряда международных проектов [10, с.245]:

IGCP 521 “Black Sea-Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level

change and human adaptation” (2005–2010);

INQUA 0501 “Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky:
Sea level change and human adaptive strategies” (2005–2011);

SPLASHCOS “Submerged Prehistoric Archaeology and Landscapes of the
Continental Shelf“ (2010–2013);

MAREAS “Black Sea Joint Regional Research Centre for Mitigation and
Adaptation to the Global Changes Impact” (2010–2012).

3 Отражение палеоклиматических изменений в Северном Причерноморье в батиметрии северо-западного шельфа Черного моря

Большое количество исследований по палеогеографии Северного Причерноморья построено на изучении шельфа северо-западной части Черного моря. Выполнен анализ ряда профилей дна для южного и западного берегов Крымского полуострова (рисунок 3.1).



Рисунок 3.1 — Схема расположения профилей дна в прибрежной зоне Крыма

Профили морского дна существенно различаются для южного и западного побережий Крыма [18, с. 107]. Относительно приглубый профиль дна на южном берегу Крыма обусловлен тектоническими факторами. Однако в обеих ситуациях прослеживается суб-горизонтальная поверхность в интервалах глубин от 60 до 80–90 м, которая была описана еще в [9, с.305]. Начиная с глубин 80–120 м уклоны морского дна вновь возрастают что особенно отчетливо видно для акватории вдоль южного берега Крыма (рисунок 3.2).

Сопоставление профилей дна с кривыми изменения уровня палео-моря позволяет предположить, что эта плоскость, вероятнее всего, наследует уровень, который начал формироваться при стоянии поверхности воды, имевшем место примерно 18 тыс. лет назад.

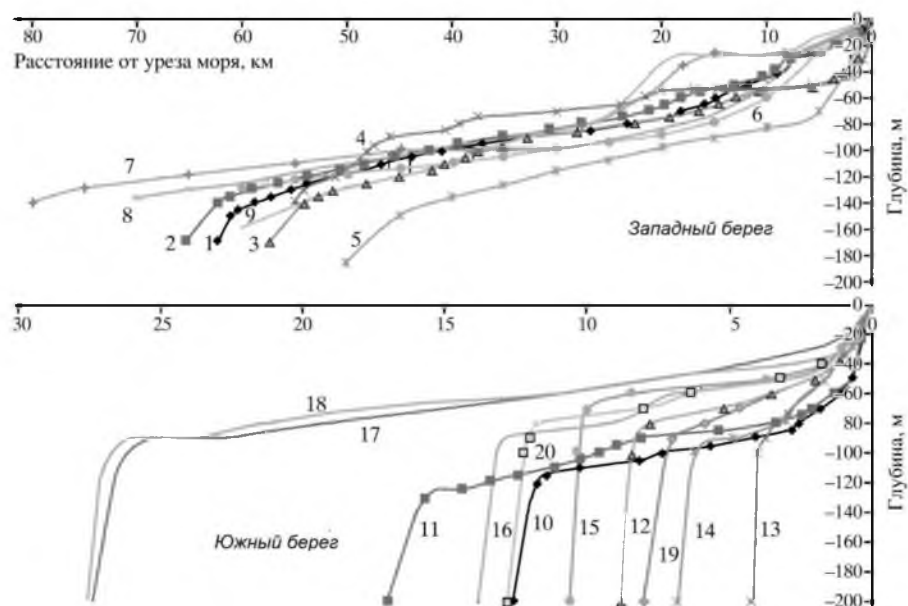


Рисунок 3.2 — Профили морского дна

В это время, вследствие постепенного потепления климата и увеличения количества осадков, ванна изолированного ранее водоема (палео-озера) на месте современного Черного моря начала пополняться пресными речными водами. В ходе этого постепенного подъема воды происходила относительно медленная абразивная переработка береговой линии полуострова и кластический материал накапливался в водоеме в виде пологопадающей призмы.

Вдоль западного берега Крыма немного выше обсуждаемой подводной полого-наклонной равнины залегает несколько меньшая по площади почти горизонтальная поверхность на глубинах 20–30 и 40–60 м. Эта часть современного морского дна ближе всего, по своим морфологическим характеристикам, к прибрежным равнинам, которые и сейчас фиксируются в юго-западном и западном Крыму и обязаны своим появлением бронирующему влиянию карбонатных отложений неогена.

По-видимому, данная почти горизонтальная поверхность, узкой полосой идущая вдоль современного берега, представляет собой кусок суши, который был относительно быстро затоплен после прорыва вод Средиземного моря по

Дарданеллам и Босфору и/или со стороны Каспия в начале голоцена и практически не подвергался прибрежной абразии. Фрагмент плана береговой линии для такого участка суши на начало голоцена в пределах северо-западной части современной акватории Черного моря показан на рисунке 3.3.

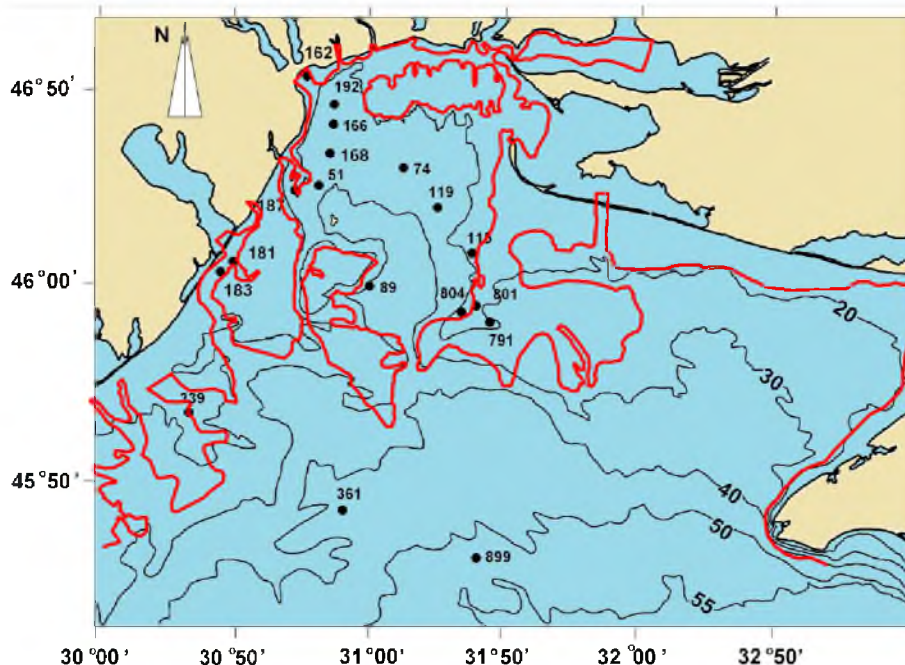


Рисунок 3.3 — Восстановленное положение береговой линии в начале голоцена для района Каркинитского залива Черного моря

Все рассмотренные суб-горизонтальные или слабонаклонные поверхности современного морского дна в период пика последнего оледенения представляли собой степи. В начале голоцена, при росте объема осадков и в силу малой величины эвапотранспирации и относительно низких температур воздуха, на отдельных участках этой суши успели сформироваться верховые болота, что подтверждается обнаружением, хотя и маломощных (0,5–0,7 м), но четко фиксируемых отложений торфа. Появление болот дало возможность детального датирования изменения уровня Черного моря в голоцене и позднем плейстоцене.

Точками показаны участки бурения (основная часть скважин на акватории имела глубину менее 4,5 м, однако 9 скважин вскрыли осадочную толщу на глубину 20–90 м). Толстая красная кривая – береговая линия.

Комплексное изучение в рамках указанных выше в начале данного подраздела международных проектов подтвердило, что в плейстоцен-четвертичных разрезах за последние 30 тыс. лет отражаются осцилляционные колебания уровня Черного моря. В позднем плейстоцене отмечен наиболее быстрый подъем уровня, в ходе которого ответки воды в ранненовоэвксинском озере поднялись от -100 м до -20 м. Возможно, что часть этого подъема уровня воды обусловлена не только перетоком соленых вод по Дарданеллам и Босфору, но также и сбросом маломинерализованных каспийских вод по Манычскому проливу. Признаков катастрофического затопления Черного моря в голоцене не обнаружено, что вполне соответствует плавному виду кривой на рисунке 3.4.

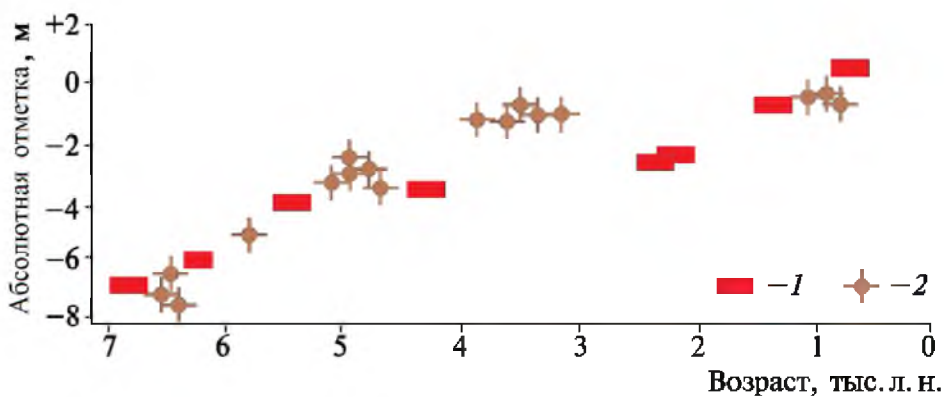
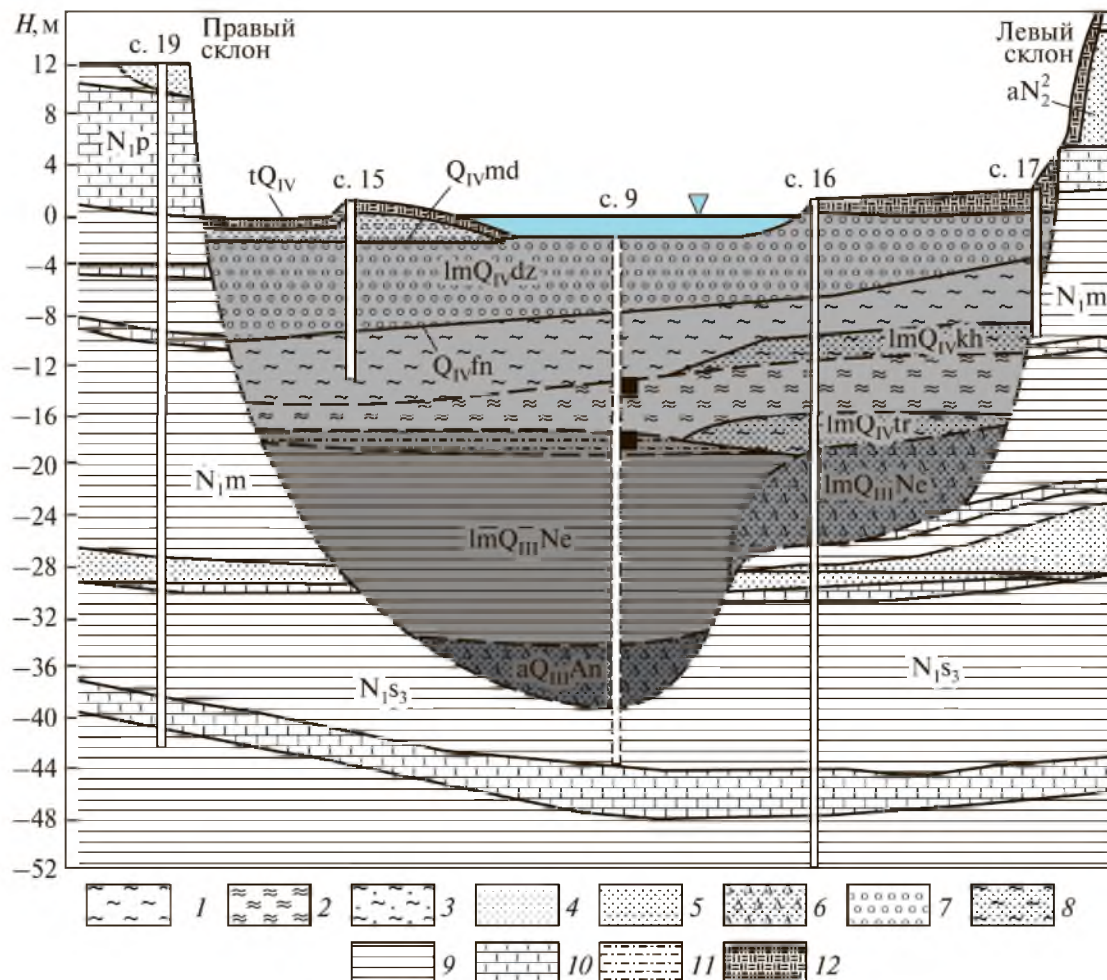


Рисунок 3.4 — Возраст и высотные отметки прослоев погребенных торфов (1) и погребенных береговых валов (2) на побережье Северо-Восточного Причерноморья

Низкое стояние регионального базиса дренажа, соответствовавшее уровню воды в палео-озере на месте современного Черного моря, как уже отмечалось, имело следствием формирование переуглубленных долин. Их пространственная локализация, в целом, совпадает с положением современных водотоков на картах, однако врез тальвегов оказывался значительно глубже по абсолютным отметкам, чем у последних (рисунок 3.5).

Для Тилигульского лимана обнаруженная бурением отметка тальвега составляет около -37 м и в основании плейстоцен-четвертичного разреза лежат грубозернистые пески, которые указывают на наличие значительных уклонов

русла.

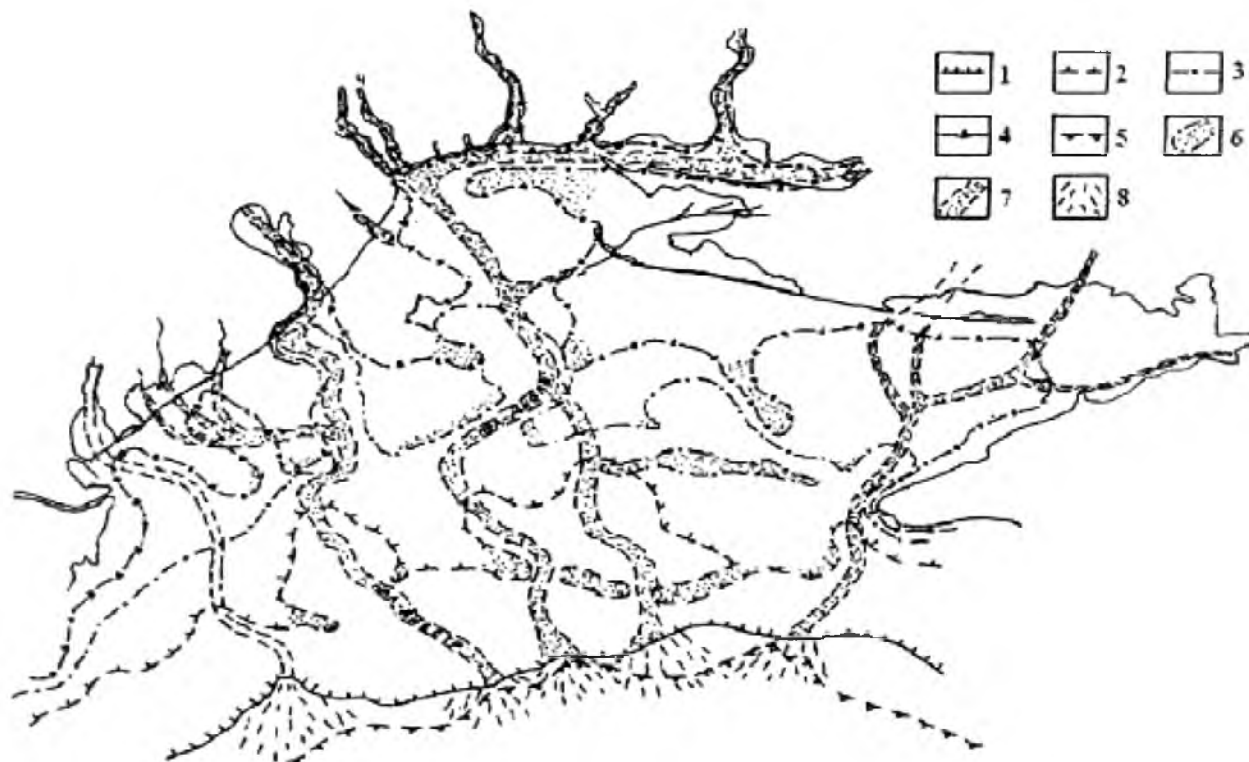


Голоценовые отложения: Nh – новочерноморские (нерасчлененные), fn – фанагорийские регрессивные, dz – джеметиенские (нерасчлененные), kh – хаджибейские регрессивные, kl – каламитские, tr – тираские регрессивные, Dh – древнечерноморские (нерасчлененные), vt – витязевские, bg – бугазские. *Плейстоценовые отложения:* Ne – нижненовоэвксинские, An – антский горизонт. *Неогеновые отложения:* N1p – понтические, N1m – меотические, N1s – сарматские. *Генетические типы:* а – аллювий, m – морские, lm – лиманные, t – техногенные. *Литология:* 1–3 – суглинистые, глинистые и песчаные переслаивающиеся; 4–6 – хорошо сортированные мелкие, несортированные и грубозернистые пески, соответственно; 7 – ракушечники и детрит; 8 – песчаные глины; 9 – глины; 10 – известняки; 11 – илы; 12 – техногенные пески, строительный мусор

Рисунок 3.5 — Палеосрез устьевой части Тилигульского лимана

Для затопленных в настоящее время морем речных палеорусел определить морфометрические характеристики пока не представляется возможным. Однако, их положение на дне моря с глубинами до нескольких десятков метров само по себе указывает на то, что в пределах современной суши врезы тальвегов палео-рек должны были соответствовать указанным

глубинам по масштабам (рисунок 3.6).



1 – около 18 тыс. лет назад; 2 – около 15,2 тыс. лет назад; 3 – около 12 тыс. лет назад; 4 – около 9,2 тыс. лет назад; 5 – внешний край современного шельфа; 6 – волно-аккумулятивные тела; 7 – русла древних рек; 8 – подводные конусы выноса палео-рек.

Рисунок 3.6 — Миграция береговых линий в период 9–18 тыс. лет назад в пределах Каркинитского залива Черного моря

Приведенный выше анализ формирования речной палео-сети позволяет сделать некоторые предположения относительно условий питания водоносных горизонтов в Равнинном Крыму.

Вероятнее всего, переуглубленные палео-русла должны обнаруживаться не только в пределах акватории Черного моря и в прибрежной части полуострова. В период последнего оледенения должны были существовать значительные перепады высот (несколько сотен метров) при относительно коротких расстояниях между истоками и их устьями (несколько десятков километров) для рек, стекающих в северном направлении с Главной Гряды. Наиболее яркой иллюстрацией этого предположения является Большой

Крымский каньон. Следовательно, в настоящее время при постановке соответствующих видов геофизических работ эти палео-долины могут быть обнаружены, а в их пределах организованы водозаборы инфильтрационного типа. Преимущество последних перед водозаборами, базирующимися на «чисто» карстовых водоносных системах, состоит в значительно более стабильном режиме расходования ресурсов и большей защищенности от антропогенного загрязнения.

3.1 Оценка современного водного баланса Крыма и возможности проведения инженерных мероприятий по улучшению водоснабжения

В качестве примера управления водными ресурсами Крыма правильнее всего рассмотреть наиболее антропогенно нагруженный участок территории, каковым является объект федерального подчинения г. Севастополь.

В Севастопольском регионе основными поверхностными источниками воды являются реки Чёрная, Бельбек и Кача, а также около 40 прудов и 5 водохранилищ. Среднемноголетняя годовая потребность региона в воде оценена в объеме 60–80 млн. м³/год.

Составляющие водного баланса Севастопольского региона представлены в таблице 3.1.

Таблица 3.1 — Среднемноголетний годовой водный баланс Севастопольского региона и его использование

Составляющая баланса	Объем, млн.м ³ /го
Осадки	432
Суммарное испарение (испаряемость расчетная)	375
Валовое увлажнение (инфильтрация)	242
Общая подача воды потребителям с учётом стока между водохранилищем и водозабором	48,1
Приход воды в Чернореченское водохранилище	50,8
Расход воды из Чернореченского водохранилища	50,0
Водозабор из р. Чёрной, включая водохранилище	60,6

Продолжение таблицы 3.1

Сток р. Чёрной у с. Хмельническое	57,5
Сток р. Бельбек у с. Фруктовое	61,7
Сток р. Кача у с. Суворово	35,0
Суммарный сток рек	154
Объём воды в прудах	7,3
Объём воды в 4-х водохранилищах региона (без учёта	6,0–10,5
Искусственное пополнение подземных вод	5,0
Забор поверхностных вод	49,3
Забор подземных вод	15,9
Забор морских вод	15,4
Общий водозабор	80,6
Водоотведение (сброс сточных вод)	52,1
Транспортные потери и безвозвратные изъятия	28,5

Два основных природных фактора определяют трудность управления водными ресурсами Севастопольского региона:

- большие потери на испарение;
- высокая степень закарстованности пород, которая является причиной значительной доли величины инфильтрации в водном балансе.

Увеличение доли инфильтрации в водном балансе ведет к уменьшению речного стока, наиболее доступного для эксплуатации в данном районе. Оценочный речной сток территории (осадки за вычетом суммарного испарения) составляет 57 млн. м³/год. Фактически в средние по водности и многоводные годы водных ресурсов в Севастопольском регионе хватает для удовлетворения нужд населения и хозяйства. Однако в засушливые года, особенно при увеличении числа отдыхающих, возникает дефицит пресной воды, который достигает 30 млн. м³.

Указанную проблему водообеспечения Севастопольского региона предлагается решить за счет дополнительных инженерно-гидротехнических мероприятий. Одним из вариантов является сооружение водохранилища в естественно-затапливаемой Камышловской балке бассейна р. Бельбек (рисунок 3.7).

Расчетный объем воды в проектируемом водохранилище, в зависимости

от принятого инженерного решения и погодных вариаций выпадения осадков составит 10–30 млн. м³.

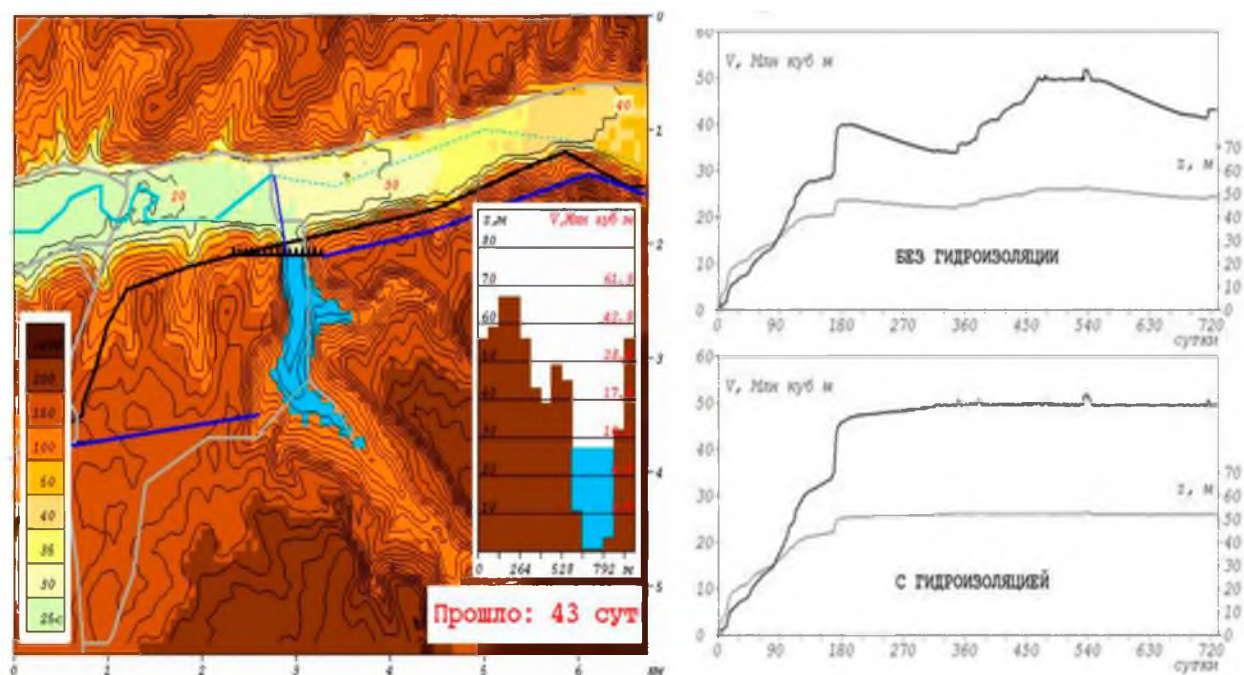


Рисунок 3.7 — Моделирование водохранилища в естественно-затапливаемой Камышловской балке бассейна р.Бельбек

Это позволит не только снизить дефицит воды Севастопольского региона в маловодные годы, но также обеспечит решение аварийных ситуаций на Чернореченском водохранилище, которое мелеет, а его гидротехнические сооружения периодически нуждаются в ремонте или даже реконструкции. Вода из Камышловского водохранилища может начинаться подаваться для компенсации дефицита при снижении стока р. Чёрной ниже среднего многолетнего значения.

Расчет по геодезическим материалам показывает, что при высоте дамбы 70 м объём воды в Камышловском водохранилище будет равен объёму воды в Чернореченском водохранилище. Его испаряющая поверхность будет в 3 раза меньше, что решает одну из проблем управления водными ресурсами, указанную выше.

Однако оценка затрат дает, что оптимальным является вариант с высотой дамбы 20 м, без гидроизоляции. В этом случае средний годовой объём

допустимого отбора из водохранилища составит 30 млн. м³. Минусом является и то обстоятельство, что в этом случае остается опасность существенных, а, возможно, и катастрофических потерь воды из водохранилища, так как карстовые условия затопляемой территории недостаточно ясны.

Дополнительным доводом в пользу сооружения водохранилища в Камышловой балке является возможность регулирования паводочного стока на р. Бельбек, что будет более эффективным противопаводковым мероприятием, чем сооружение, содержание и ремонт вдольрусловых защитных дамб, существующих в настоящее время.

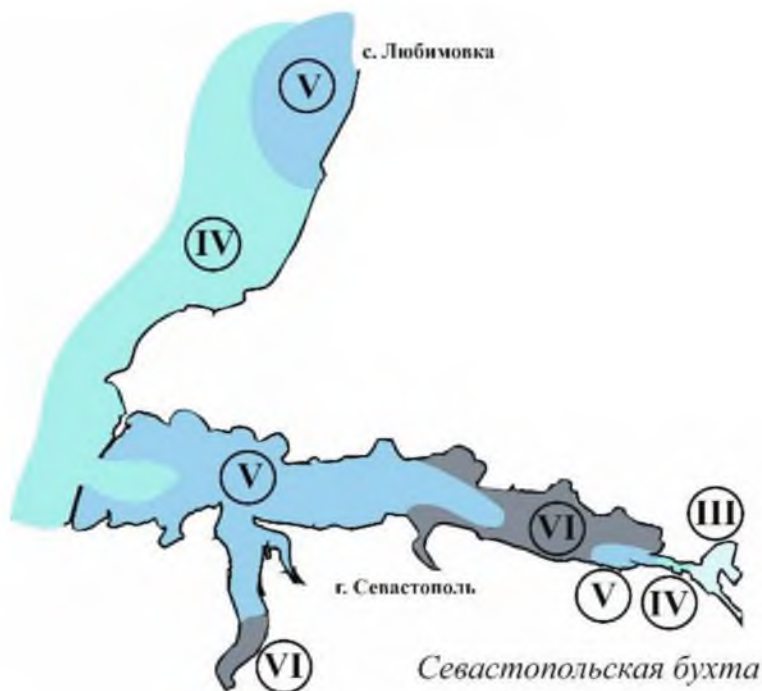
3.2 Регулирование качества воды, используемой для водоснабжения и снижение отрицательного антропогенного воздействия на окружающую среду

Наличие крупного населенного пункта в устье р. Черной и на берегах Севастопольской бухты ведет к заметному негативному изменению качества воды. Например, концентрация фосфора в вершине Севастопольской бухты связана с его концентрацией в воде р. Чёрной у с. Хмельницкое коэффициентом корреляции 0,91, уменьшаясь до 0,35 в приустьевой части.

В стоке главных элементов биологического цикла со стороны суши в море р. Чёрная дает следующий вклад по азоту общему –27 %, по кремнию – 69 %. С учетом всех факторов, а также по результатам изучения других компонентов загрязнения выполнена классификация качества воды в Севастопольской бухте. Обобщение данных наблюдений в период с 1992 г. по 2019 г. Позволяет построить карту-схему распространения загрязнения в Севастопольской бухте и на прилегающих акваториях.

Приведенная на рисунке 3.8 схема распределения загрязнений в Севастопольской бухте и на прилегающих акваториях, в том числе, зафиксированное значительное негативное антропогенное влияние указывает на то, что вряд ли в случае г. Севастополя может использоваться схема водоснабжения, построенная на опреснении морской воды мембранным

методом.



III – умеренно загрязнённая; IV – загрязнённая; V – грязная; VI – очень грязная

Рисунок 3.8 — Классификация качества воды в Севастопольской бухте и на прилегающей акватории по данным наблюдений в период с 1992 г. по 2019 г.:

Естественно, улучшение экологической ситуации возможно только при более строгом соблюдении предусмотренных нормативными актами мероприятий по регулированию сброса хозяйственно-бытовых, технических и промышленных вод. Возможно также, что величина накопленного экологического ущерба сделает необходимым проведение мероприятий по очистке акватории, а не только регулярного выполнения регламентных работ. В любом случае основой для управленческих по нормализации экологической обстановки должен быть мониторинг водных объектов по научно обоснованной программе.

Заключение

Крымский полуостров относится к полузасушливым регионам с дефицитом водного баланса, обусловленным, в первую очередь антропогенной нагрузкой.

Прогноз водного ресурсного потенциала полуострова указывает на постепенное снижение доступных к эксплуатации объемов природных вод вследствие уменьшения количества осадков при одновременном росте величины эвапотранспирации.

В этой обстановке увеличивается роль подземных вод, как альтернативного поверхностным водам, ресурса для водоснабжения. По доступности и ресурсному потенциалу подземных вод Крымский полуостров делится на две неравные части.

Горный и Предгорный Крым, а также Южное Побережье Крыма могут рассчитывать на расширение водоснабжения за счет подземных вод, поскольку инфильтрационное питание здесь достаточно для компенсации даже значительного роста водопотребления за счет туризма и рекреации.

Предгорный Крым в восточной части и весь Равнинный Крым зависят от флангового поступления воды со стороны Главной Гряды крымских гор. Питание основных водоносных горизонтов, эксплуатируемых в этой части Крыма, обеспечивается поглощением осадков на участках их выхода на дневную поверхность, а также за счет перетока поверхностных вод на участках развития речных палео-русел. Запасы воды в карбонатных коллекторах восточной части Предгорного и Равнинного Крым ограничены упругостью этих горизонтов и в настоящее время практически не имеют восполнения.

Фактически, без привлечения притока воды с материковой части по Северо-Крымскому каналу, объемы водоснабжения на базе природных вод могут быть увеличены только для ограниченного круга потребителей, что практически исключает возможность роста промышленности и агросектора.

В этой обстановке большое значение имеет модель управления водными

ресурсами.

В общем виде для Крымского полуострова можно сформулировать следующую схему эксплуатации локальных водных ресурсов:

1. Рекомендуются сохранение и некоторое увеличение количества водохранилищ при условии применения методов уменьшения потерь воды на испарение и фильтрацию на существующих объектах и их обязательного использования на вновь строящихся гидротехнических сооружениях.
2. Увеличение объемов водоснабжения за счет эксплуатации подземных вод может быть обеспечено при условии использования карстовых источников, включая субаквальные выходы. Поскольку для карстовых источников характерна значительная неравномерность водных потоков во времени, необходимо проведение изысканий для оконтуривания участков размещения переуглубленных речных долин. Это позволит организовать скважинные водозаборы инфильтрационного типа, как более надежные в плане режима эксплуатации по сравнению с карстовыми источниками.
3. Для локального решения дефицита воды должны быть разработаны инженерные решения по опреснению морских и солоноватых подземных вод (поскольку последние составляют львиную долю водного потенциала подземной гидросферы полуострова).
4. На базе модельных решений необходимо разработать схему мониторинга, направленную на контроль эффективности принимаемых управленческих решений по защите подземных вод от истощения и загрязнения.

Список использованной литературы

1. Амеличев, Г.Н., Токарев, И.В., Токарев, С.В., Крайнюкова, И.А., Бурлакова, Н.С. Комплексная оценка возраста и установление условий формирования минеральных вод «Бишули» (Равнинный Крым) на основе изотопно-геохимических данных. Учёные записки Крымского Федерального университета имени В.И. Вернадского. Серия География. Геология. 2017. — № 2. — С. 130–150.
2. Борзенкова, И.И., Зубаков, В.А. Климатический оптимум голоцена как модель глобального климата начала XXI века. Метеорология и гидрология. 1984. — № 8. — С. 69–77.
3. Ведь, И.П. Климат и облесение крымских нагорий. Симферополь: ТНУ. — 2007, 136 с.
4. Дублянский, В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука. — 1977, 180 с.
5. Дублянский, В.Н. Режим влажности почвогрунта Ай-Петринского горного массива и его гидрогеологическое значение. Почвоведение. 1967. — № 12. — С. 91–97.
6. Дублянский, В.Н., Кикнадзе, Т.З. Гидрогеология карста альпийской складчатой области юга СССР. М: Наука. — 1984, 128 с.
7. Дублянский, В.Н., Дублянская, Г.Н. Карстовая республика (Карст Крыма и его проблемы). Симферополь. — 1996, 88 с.
8. Зенкович, В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР. — 1962, 711 с.
9. Зубаков, В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат. — 1986, 288 с.
10. Кондратьев, С.И., Долотов, В.В., Моисеев, Ю.Г., Щетинин, Ю.Т. Субмаринные источники пресных вод в районе м. Фиолент – м. Сарыч. Морской гидрофизический журнал. 1998. — № 3. — С. 57–69.
11. Конигов, Е.Г. Геологическая история устьевой части Тилигульского

лимана в позднем плейстоцене — голоцене. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. — № 2. — С. 76–86.

12. Конигов, Е.Г. Колебания уровня Азово-Черноморского бассейна и миграции береговой линии в новозвксине и голоцене. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2005. — № 2(2). — С. 68–75.

13. Лисецкий, Ф.Н., Ергина, Е.И. Климатическая обусловленность почвообразовательного процесса в Крыму. Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Серия: География. 2010. — № 1. — С. 52–60.

14. Маков, К.И. О пра-Днепре и связи его с современным Днепром. Природа, 1938. — № 7–8, С. 115–118.

15. Миньковская, Р.Я. Комплексные исследования разнотипных морских устьев рек (на примере морских устьев рек северо-западной части Чёрного моря). ФГБУН ФИЦ «Морской гидрофизический институт РАН». Севастополь. 2020, 364 с. DOI 10.22449/978-5-6043409-2-9. URL: http://mhiras.ru/assets/files/Minkovskaya_Kompleksnye_issledovaniya.pdf (дата обращения: 10.10.2022).

16. Поротов, А.В. Изменения уровня Черного моря в голоцене на основе геoarхеологических индикаторов. Вестник Московского университета. Сер. 5. — География. — 2013. — № 1. — С. 76–82.

17. Санин, А.Ю. Древние береговые линии и скорости абразии берегов Южного и Западного Крыма в плейстоцене. Геоморфология. 2014. — № 3. — С. 105–111.

18. Сидорчук, А.Ю., Панин, А.В., Борисова, О. К. Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена. Водные ресурсы. 2012. — № 1. — С. 40–53.

19. Токарев, С.В. Уязвимость карстовых подземных вод Горного Крыма к загрязнению: выявление, оценка и картирование. 25.00.36 – геоэкология (науки о Земле). Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. М., 2020. — 186 с.

20. Янко-Хомбах, В.В., Смытына, Е.В., Кадулин, С.В., Ларченков, Е.П., Мотненко, И.В., Какаранза, С.В., Киосак, Д.В. Колебания уровня Черного моря и адаптационная стратегия древнего человека за последние 30 тысяч лет/ Геология и полезные ископаемые Мирового океана. —2011. — №2. — С. 61–94.