

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
КАЗАХСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТЕХНИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени К.И. САТПАЕВА

УДК: 553.71(574) (043)

На правах рукописи

ЖЕКСЕМБАЕВ ЕРКЕБУЛАН ШЕКТИБАЕВИЧ

**Минеральные воды Алакольской впадины
Условия формирования и перспективы освоения**

6D070600 – Геология и разведка месторождений полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
доктора философии (PhD)

Научные консультанты:

Научные консультанты:
к.д. геолого-минералогических наук
Муртазин Ермек Жамшитович

к.д. геолого-минералогических наук
Плотникова Роза Ивановна

Республика Казахстан,
Алматы, 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОНЯТИЯ

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

1 СОВРЕМЕННЫЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

2 ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

3 ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

4 ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

4.1 Общая геологическая характеристика

4.1.1 Стратиграфия

4.1.2 Тектоника

4.1.3 История геологического развития

4.2 Гидрогеологическая характеристика

4.2.1 Подземные воды палеозойских отложений

4.2.2 Подземные воды мезозой-кайнозойских отложений

4.2.3 Термоминеральные воды Алакольской впадины

4.2.3.1 Айнабулакский термоминеральный источник

4.2.3.2 Барлык-Арасанские группа термоминеральных источников

5 АЗОТНЫЕ ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

5.1 Гидрогеохимическая типизация и характеристика азотных терм

5.2 Общие закономерности распространение слабоминерализованных азотных терм в СНГ

5.3 Основные типы минеральных вод Балхаш-Алакольского региона

6 ГЕНЕЗИС И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

6.1 Изотопы кислорода и водорода термоминеральных водах Алакольской впадины

6.2 Геохимические особенности термоминеральных вод Алакольской впадины

6.3 Генезис термоминеральных вод Алакольской впадины

7 РЕСУРСЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

7.1 Запасы тепла геотермальных вод Алакольской впадины

7.2 Теплоэнергетическое использование

7.3 Бальнеологическое применение

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И ПОНЯТИЯ

Геология полезных ископаемых - раздел геологии, изучающий условия образования и закономерности распространения в земной коре месторождений различных полезных ископаемых, особенности их строения и связи рудных тел с вмещающими их породами. Геология полезных ископаемых подразделяется на геологию рудных и геологию нерудных полезных ископаемых. Выделяются 4 объекта исследований: металлические, неметаллические, горючие и гидроминеральные полезные ископаемые. Самостоятельным разделом геологии полезных ископаемых является раздел, посвященный изучению подземных вод, выделившийся в дисциплину, называемую гидрогеологией. В работе объектом исследования является минеральные воды относящиеся к группе гидроминеральных полезных ископаемых.

Минеральными водами считаются подземные природные воды, которые оказывают благотворное бальнеологическое действие на организм человека из-за содержания в них отдельных активных компонентов, особенностей химического, газового состава и температуры [29]. Это холодные и горячие воды лечебного и промышленного значения или только горячие теплоэнергетические.

В работе также использованы понятия метеорных, инфильтрационных, магматических и ювенильных вод. Метеорные воды поступают в гидrolитосферу из атмосферы. Инфильтрационными считаются воды, образовавшиеся в результате просачивания вод атмосферных осадков до уровня подземных вод. Принято считать, что магматические воды находятся в равновесии с магмой независимо от происхождения этих вод. Термин ювенильная вода носит чисто гипотетический характер. Считается, что это вода, пришедшая из мантии, и ранее никогда не вовлекавшаяся в гидросферу.

Под месторождением подземных вод в работе понимается часть водоносной системы, в пределах которой имеются благоприятные условия для отбора подземных вод в количествах, рентабельных для их целевого использования [18].

Взаимодействие порода - вода - газ - органическое вещество - сложная система равновесий в водной среде. Указанное понятие было предложено В.И. Вернадским. В природной обстановке состояние равновесия достигается редко; как правило, в природных условиях существуют неравновесные системы, в которых лишь на отдельных участках для отдельных компонентов реализуется тенденция к установлению равновесия. Взаимодействие вода - органическое вещество вообще не удовлетворяет требованиям химического равновесия в силу специфики биохимических процессов, происходящих между водой и живыми организмами. Поэтому понятие «виды равновесий природных вод» довольно условно. Однако, такое понятие весьма удобно для систематизации гидрохимических материалов.

Подвижность химических элементов. Наиболее распространенным методом определения подвижности химических элементов в водах является

расчет коэффициента водной миграции. Этот метод предложен А.И. Перельманом и характеризует условную скорость выноса химических элементов относительно их кларковых содержаний в горной породе и выражается формулой:

$$K_x = (M_x * 100) / (a * N_x),$$

где: K_x – коэффициент водной миграции;

a - минерализация воды, г/дм³;

M_x - содержание того же элемента X в воде, г/дм³;

N_x - содержание элемента X в породе, вес %.

Растворимостью минералов называют способность минералов или их составляющих переходить в водный раствор. В зависимости от химического состава она меняется в широких пределах - от нерастворимых или труднорастворимых до легкорастворимых.

Одним из основных понятий, используемых в работе, является индекс насыщения минералов (SI). Он используется для характеристики недосыщенных, перенасыщенных и равновесных растворов и определяется как отношение логарифма ионной активности продукта (ИАП) к константе его равновесия (K_p): $\log (Ia_p/K_p)$. Если данное отношение > 1 , то раствор перенасыщен, если < 0 , то недосыщен, если находится в пределах 0-1, то находится в равновесии с тем или иным минералом. Не следует забывать, что все расчеты, проведенные таким образом, имеют под собой основу классической термодинамики.

Обменные реакции (обменно-адсорбционные) - это реакции, в которых породы поглощают (адсорбируют или абсорбируют) из воды одни катионы, отдавая в раствор в эквивалентном количестве другие, находящиеся в породе. Энергия реакции зависит от валентности катионов: очень сильно поглощаются из подземных вод многовалентные катионы, слабее - одновалентные. Наиболее энергично обменные реакции протекают тогда, когда подземные воды внедряются в породы с иным поглощающим комплексом, чем растворённые катионы. В этом случае катионный обмен носит направленный характер. Считается, что обменные реакции совершаются, главным образом, в верхних горизонтах осадочных пород, в глубоких горизонтах они проявляются слабее из-за старения коллоидов и отсутствия источников их обновления.

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ИГН – Институт геологических наук
КазННТУ им. К.И. Сатпаева - Казахский национальный исследовательский
технический университет им К.И. Сатпаева
ИГиГ – Институт гидрогеологии и геоэкологии им. У.М. Ахмедсафина
МАГАТЭ - Международное агентство по атомной энергии
АВ – Алакольская впадина
МВ – Минеральная вода
ПДК - Предельно допустимая концентрация
РЗЭ – Редкоземельные элементы
ГВС - Горячее водоснабжение
ТЭЦ - Тепловая электростанция

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Удаленность от промышленных центров, расположенность на стыке двух областей, сложные физико-географические и геологические условия обусловили относительно слабую как геологическую, так и гидрогеологическую изученность минеральных вод Алакольской впадины.

Проблема комплексного освоения источников минеральных вод включает в себя ряд геологоразведочных, научно-технических, технологических, социально-экономических и экологических аспектов. Интерес к их использованию связан не только с истощением запасов традиционных рудных месторождений, редких металлов, но также с рядом преимуществ, присущих этому виду полезных ископаемых. Минеральные воды характеризуются обычно широким региональным распространением и значительными геологическими и эксплуатационными запасами. При рациональном использовании минеральных вод срок их эксплуатации может приближаться к бесконечности. Добыча этих вод не требует проведения капиталоемких горных работ и переработки большой массы горных пород, а осуществляется каптажами и скважинными водозаборами артезианских вод, позволяющими получить гидроминеральное сырье с больших глубин. В большинстве случаев минеральные воды характеризуются бальнеотерапевтическими свойствами и высоким теплоэнергетическим потенциалом. Экономическая целесообразность использования минеральных вод подтверждена многолетней практикой применения промышленного розлива минеральных вод, оздоровления людей при бальнеолечении, использования энергии вод в целях теплофикации и обогрева теплиц, получения из минеральных растворов редких металлов и химических элементов в развитых странах.

Азотные термы представляют одну из крупнейших групп минеральных вод, широко используемых для бальнеологических целей как в Казахстане, так и в ряде других стран (Болгарии, Австрии, Венгрии, Франции и др.).

В Средней Азии известно более 10 курортов, базирующихся на эксплуатации месторождений азотных терм.

Эти воды по своим физико-химическим свойствам могут с успехом применяться (без специальных технических устройств) и для целей теплофикации. Последнее, при расположении ряда курортов в районах с континентальным климатом, является весьма важным для их развития и благоустройства.

Однако, в настоящее время, серьезным ограничением для увеличения пропускной способности ряда бальнеологических здравниц, эксплуатирующих азотные термы, являются незначительные величины эксплуатационных ресурсов этих месторождений. Последнее препятствует в большинстве случаев и комплексному использованию описываемых терм как для бальнеологических целей, так и для целей теплофикации.

Для экономического и социального развития суверенного Казахстана следует развивать все отрасли экономики, в том числе здравоохранение. В этих вопросах большое внимание уделяется мероприятиям, направленным на укрепление здоровья населения, где особое место в системе предусмотренных мер занимает развитие лечебно-профилактических и санаторно-курортных учреждений, потребляющих различные типы минеральных вод. Одним из регионов Республики Казахстан, обладающим более благоприятными природными условиями и богатым ресурсами минеральных вод для развития санаторно-курортного строительства, является Алакольская впадина.

В пределах Алакольской впадины, современное использование минеральных вод пока ещё далеко не соответствует потенциальным возможностям подземной гидросферы. Ограниченное использование богатых гидроминеральных ресурсов в значительной степени связано с недостаточной изученностью закономерностей размещения и формирования минеральных вод в различных гидрогеологических структурах Алакольской впадины. Большая часть гидрогеологической и особенно гидрогеохимической информации в области гидроминеральной проблематики была получена до середины 1970-х годов. В последующие годы обследование и геохимическое исследование минеральных источников и гидроминеральных участков практически не проводились. Сводки по минеральным водам современного периода, вплоть до последнего времени, базировались на устаревшем, ограниченном по объёму материале, далеко не в полной мере отражающем сложные гидрогеологические и гидрогеохимические условия, свойственные различным геологическим структурам региона. В результате слабо изученными оказались Айнабулакский минеральный источник, лечебные грязи Алакольской впадины, некоторые разновидности минеральных вод без «специфических» компонентов и свойств. Имеются также разрозненные материалы о влиянии Барлык-Арасанских минеральных вод на организм человека. Вопросы формирования подземных минеральных вод региона тоже изучены недостаточно. Вместе с тем остаются дискуссионными целый ряд кардинальных вопросов.

В результате сложившейся ситуации до настоящего времени отсутствует обобщающая работа, отражающая на современном уровне знаний закономерности размещения и формирования различных геохимических и генетических типов минеральных вод в гидрогеологических структурах региона. Совершенно очевидно, что решение этих и ряда других задач, связанных с проблемой поисков, рационального использования и охраны гидроминеральных ресурсов, возможно только на хорошо разработанной научной основе.

Последние годы полученный на территории Алакольской впадины уникальный фактический материал, после детального анализа и обобщения, позволяет выявить закономерности распространения и формирования минеральных вод. Это особенно важно для юго-восточной части Казахстана, где Алакольская впадина обладает огромным потенциалом природных лечебных ресурсов, важнейшей составляющей которого являются подземные

минеральные воды. Актуальность изучения условий образования минеральных вод вызвана не только практическим (обеспечение гидроминеральной базы санатория Барлык-Арасан, охрана минеральных вод от загрязнения и истощения), но и научным интересом. Исследование химического и изотопного состава минеральных вод Алакольской впадины позволяет по новому взглянуть на формирование подземных вод крупного и недостаточно изученного в гидрогеохимическом отношении региона.

Таким образом, тематика диссертационной работы – Минеральные воды Алакольской впадины весьма актуальна с теоретических и практических позиций.

Методика исследований. Методические приемы и подходы, особенно при изучении состава вод, являются основополагающей частью проведенных исследований. Поэтому выбору методов анализа вод уделялось особое внимание. В ходе работы была собрана обширная база данных химических анализов воды за большой промежуток времени, включающая в себя также анализы последних лет, выполненные на современном аналитическом оборудовании.

Первоначально был проведен сбор, анализ и обработка фактических данных (результаты полевых исследований и производственных отчетов различных организаций). Также были проанализированы материалы предыдущих научных исследований по рассматриваемой территории.

В процессе полевых работ особое внимание уделено методологии отбора проб минеральных вод.

Пробы для анализа катионов и анионов фильтровались на месте отбора проб через мембранный фильтр размером 0,45 мкм. Подобная процедура в настоящее время является общепризнанной и позволяет отделить растворенную часть от взвеси. Это особенно важно при анализе микроэлементов и редкоземельных элементов. Нефильтрованные пробы воды, для анализа в них изотопов кислорода и водорода ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), помещались в стеклянную посуду и закрывались плотной крышкой, чтобы избежать обмена с воздухом атмосферы. Химические анализы воды проводились в аналитическом центре института гидрогеологии и геоэкологии им. У.М. Ахмедсафина.

Анализ изотопного состава проб воды выполнялся в Ресурсном центре «Геомодель» Научного парка Санкт-Петербургского университета на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L-2120i. В качестве эталонов использовались стандарты V-SMOW2, GISP и SLAP (МАГАТЭ), USGS-45 и USGS-46 (Геологическая служба США). Погрешность измерения составляла ± 0.1 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и ± 1 ‰ для $\delta^2\text{H}$.

Предпосылки исследования. В XIX в. и первой половине XX в. Алакольская впадина неоднократно посещались и обследовались геологами, гидрогеологами, географами, топографами и гидробиологами. Среди них следует отметить исследования А. Шренка (1840–1845 гг.), А.В. Голубева (1867 г.), В.В. Сапожникова (1904–1907 гг.), В.А. Обручева (1905–1906, 1909 гг.), Б.К. Терлецкого (1931–1940 гг.), З.А. Сваричевской (1933 г.) и др.

Вопросы гидрогеологических условий Алакольской межгорной впадины освещены в работах С.М. Мухамеджанова(1965 г.), Т.Т. Исабаева (1968 г.), Р.Д. Курдина (1965 г.), Ж.С. Сыдыкова(1972 г.) и др.

Описанию геологии, расположенного в системе складчатых сооружений Тянь-Шаня, Алакольского осадочного бассейна посвящено много опубликованных работ(А.К. Бувалкин (1960 г.), А.К. Бувалкин и В.И. Власов (1961), А.К. Бувалкин и А.К. Жаймин (1958), А.Х. Иванов (1962 г.), В.А. Обручев (1958 г.), А.К. Бувалкин и Л.И. Котова (1991 г.), Л.К. Диденко-Кислицина (1999 г.) и др).

Выполненные исследования позволили впервые комплексно осветить основные черты геолого-структурного строения и гидрогеологических особенностей территории.

Анализ работ, посвященных изучению Алакольской впадины, наряду с разнообразием представлений, взглядов и методов исследований показал разную степень изученности качественных и количественных аспектов водных ресурсов, изменяющихся под влиянием современных природно-антропогенных факторов и процессов. При интенсивном социально-экономическом развитии региона необходима разработка устойчивой стратегии управления для рационального использования природных ресурсов.

С учетом изложенного сформулированы цель и основные задачи настоящей работы.

Цель работы. Основной целью исследований являлось выяснение геохимических особенностей и генезиса, закономерностей размещения и формирования минеральных вод Алакольской впадины и оценка перспектив их комплексного использования.

Для достижения поставленной цели решены следующие задачи:

- выявление закономерностей размещения МВ;
- изучение роли структурно-тектонических факторов в формировании МВ;
- составление классификации МВ и выявление их аналогов среди используемых отечественных и зарубежных типов;
- изучение химического и изотопного состава МВ;
- оценка прогнозных ресурсов МВ.

Объект исследования – подземные минеральные воды Алакольской впадины.

Предметы изучения – химический состав и ресурсы подземных вод, источники и скважины, термальные воды, процессы формирования подземных минеральных вод.

Материалы и методы исследований. В основу диссертации положены результаты личных исследований автора в период стажировки в Институте гидрогеологии и геоэкологии имени У.М. Ахмедсафина и участия в выполнении целевых и грантовых научных исследований. Автор самостоятельно проводил полевые работы в пределах Алакольской впадины с изучением и опробованием проявлений минеральных вод. В процессе камеральных работ автором обобщен и проанализирован большой фактический материал,

включающий опубликованные и фондовые работы. Используются современные гидрогеохимические методы для оценки генезиса ионно-солевого, микрокомпонентного и газового составов минеральных вод, характера их взаимосвязи с вмещающими горными породами и др.

Научная новизна диссертации. На основе детальных исследований формирования минеральных вод Алакольской впадины установлена роль структурно-тектонических факторов в формировании разведанных месторождений термоминеральных подземных вод и обоснована приуроченность их выходов на дневную поверхность преимущественно к зонам тектонических нарушений; определено влияние геолого-литологических факторов и глубины циркуляции минеральных вод на их химический и газовый составы; выявлен генезис азотных терм на основе изотопных исследований; оценен теплоэнергетический потенциал термоминеральных вод Алакольской впадины; даны рекомендации по комплексному освоению минеральных вод.

Защищаемые положения. В работе обоснованы и защищаются следующие основные положения:

1. Минеральные воды Алакольской впадины – это уникальные по геолого-структурным и гидрогеологическим условиям формирования, составу и генезису подземные воды, комплексное освоение которых представляется социально-экономически значимым.

2. Данные изотопных исследований однозначно показывают, что азотные гидротермы Алакольской впадины представляют собой результат взаимодействия древних инфильтрационных вод с вмещающими горными породами и масштабного перераспределения химических элементов между водным раствором и формирующимися в этих условиях вторичными минеральными образованиями.

3. Масштаб использования в настоящее время минеральной воды Барлык-Арасанского месторождения соответствует потенциалу естественных ресурсов, определяемых природными факторами формирования. Превышение водоотбора над величиной естественных ресурсов неминуемо приведет к потере этого уникального месторождения.

Прирост запасов азотно-кремнистых терм для санаторно-курортного лечения возможен только за счет вовлечения в эксплуатацию других месторождений региона.

Практическая значимость работы. Детализированы известные и выявлены новые закономерности распространения и формирования минеральных вод, что позволит на научной основе более эффективно решать вопросы месторождений минеральных вод поисков и разведки месторождений минеральных вод (с учётом конкретных бальнеологических типов), а также их охраны от загрязнения и истощения.

Публикации. По результатам исследований в республиканских изданиях и стран СНГ опубликованы 7 статей, в которых изложено основное содержание диссертации.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, 7-х разделов, заключения и списка использованных источников из 88 наименований, изложенных на 116 страницах. В работе имеются 15 таблиц, 25 рисунков.

1 СОВРЕМЕННЫЕ КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Минеральными водами являются гидроминеральные полезные ископаемые, природные подземные воды, оказывающие на организм человека лечебное действие, обусловленное повышенным содержанием полезных биологически активных компонентов, особенностями газового состава и общим ионно-солевым составом воды [18].

В настоящее время существует множество классификаций [19, 21, 22] минеральных вод, которые различаются между собой лишь критериями, положенными в основу классифицирования. Такими критериями являются минерализация, ионный состав (соотношение % эквивалентных форм анионов и катионов в растворе), микрокомпонентный состав, содержание специфических компонентов, газовый состав, органика. Специалистами геологами, гидрогеологами/гидрогеохимиками для определения наименования подземных вод по критерию минерализации могут быть использованы следующие классификации: В.И. Вернадского, И.К. Зайцева, О.А. Алекина, А.В. Щербакова, М.Г. Валяшко, Е.В. Пиннекера, Ж.С. Сыдыкова, М.С. Гуревича, Н.И. Толстихина, С.А. Щукарева и др [47]. Специалисты-бальнеологи для классифицирования минеральных вод обычно используют классификацию В. А. Александрова или более совершенную классификацию В.В. Иванова и Г.А. Невраева [21].

Так как в данной работе объектом исследования являются именно минеральные воды, то применена, классификация последних авторов. Для обозначения особенностей ионно-солевого состава и химического типа вод использованы – формула М.Г. Курлова [23] и классификация С.А. Щукарева, поэтому название вод давалось по преобладающим в растворе катионам и анионам; для определения наименования воды по составу газа – классификация Н.И. Толстихина [24].

В настоящее время в Казахстане приняты следующие критерии при разделении минеральных вод (таблица 1) [26].

Надо сказать, что классификация В.В. Иванова и Г.А. Невраева с момента ее создания [20] претерпела значительные изменения. В этой классификации были изменены и пересмотрены нижние пределы регламентируемых критериев для отнесения вод к минеральным. Если раньше минеральными можно было назвать воды, сумма солей в которых составляла более 2 г/дм^3 , то теперь граница отнесения вод к минеральным снизилась до 1 г/дм^3 . При этом нижний предел минерализации, достаточный для отнесения вод к категории минеральных, не регламентируется. То есть минеральными в таком случае могут быть признаны воды с минерализацией менее 1 г/дм^3 , но при наличии в этих водах специфических микрокомпонентов, повышенного содержания органики, газа и др.

Современные требования к минеральным водам приведены в таблице 2.

Таблица 1 – Бальнеологическая норма при выделении минеральных вод

Наименование минеральной воды	Наименование биологически активного компонента	Значение массовой концентрации компонента, мг/дм ³ , не менее
Углекислая	свободная двуокись углерода (растворенная)	500,0
Железистая	железо	10,0
Мышьяковистая	мышьяк	0,7
Борная	ортоборная кислота (H ₃ BO ₃)	35,0
Кремнистая	метакремниевая кислота (H ₂ SiO ₃)	50,0
Бромная	бром	25,0
Йодная	йод	5,0
Содержащая органические вещества	органические вещества в расчете на углерод	5,0
Радоновая	радон (Rn – 222)	100 нКи (3700 Бк/дм ³)

Таблица 2 – Основные критерии оценки минеральных вод [20, 26, 49]

Основные показатели	Критерии оценки	Наименование вод
1	2	3
Общая минерализация, г/дм ³	<1 1-5 5-15 15-35 35-70 70-150 >150	-слабой минерализации -малой минерализации -средней минерализации -высокой минерализации -слабые рассольные -рассольные -крепкие рассольные
Ионный состав, экв. %	Cl, Na > 20, другие ионы < 20 HCO ₃ , Ca, Mg > 20 Ca > Mg другие ионы < 20 Cl, HCO ₃ , Na > 20 HCO ₃ > Cl другие ионы < 20	-хлоридные натриевые -гидрокарбонатные магниевые-кальциевые -хлоридно-гидрокарбонатные натриевые

Продолжение таблицы 2

Газовый состав, %	CO ₂ >10, другие газы <10 N ₂ , CH ₄ >10 CH ₄ >N ₂ , другие газы <10 и т.д.	-углекислые -азотно-метановые
Газонасыщенность, мл/дм ³	>1000 1000-100 100-50 <50	-высокогазонасыщенные -среднегазонасыщенные -слабогазонасыщенные -очень слабогазонасыщенные
CO ₂ свободная, г/дм ³	0,5-14 1,4-2,5 >2,5	-слабоуглекислые -углекислые средней концентрации -сильноуглекислые
H ₂ S общая, мг/дм ³	10-50 50-100 100-250 >250 при pH <6,5 при pH 6,5-7,5 при pH >7,5	-слабосероводородные -сероводородные средней концентраций -крепкие сероводородные -очень крепкие сероводородные -сероводородные -сероводородно-гидросульфидные -гидросульфидные
As, мг/дм ³	0,7-5 5-10 >10	-мышьяковистые -крепкие мышьяковистые -очень крепкие мышьяковистые
Fe(Fe ²⁺ +Fe ³⁺), мг/дм ³	10-40 40-100 >100	-железистые -крепкие железистые -очень крепкие железистые
Br, мг/дм ³	25	-бромные
I, мг/дм ³	5	-йодные
H ₂ SiO ₃ +HSiO ₃ г/дм ³	50	-кремнистые
H ₃ BO ₃ или HBO ₂ мг/дм ³	35 50	-борные

Продолжение таблицы 2

Радиоактивность (содержание Rn)	185-1480 Бк/дм ³ 5-40 нКи/дм ³ 50-3 Эман 14-110 ед. Махе	-слаборадоновые
	1480-7400 Бк/дм ³ 40-200 нКи/дм ³ 3-2000 Эман 110-550 ед. Махе	-среднерадоновые
	>7400 Бк/дм ³ >200 нКи/дм ³ >2000 Эман >550 ед. Махе	-высокорадоновые
Органические вещества (в растворенном углероде C _{орг})	5-10 мг/дм ³ 10-15 мг/дм ³ > 15 мг/дм ³	-типовые лечебно-столовые -лечебные -ПДК
Реакция водной среды, рН	<3,5 3,5-5,5 5,5-6,8 6,8-7,2 7,2-8,5 >8,5	-сильнокислые -кислые -слабокислые -нейтральные -слабощелочные -щелочные
Температура, °С	ниже 4 4-20 20-35 35-42 >42	-очень холодные -холодные -теплые -горячие -очень горячие

Контроль качества минеральных вод осуществляется с использованием более широкого спектра компонентов, для которых регламентированы предельные нормы. В частности, этот спектр расширен за счет установления ПДК по кадмию, ртути, радионуклидам (цезий – 137, стронций – 90), а также суммарной α – активности и суммарной β – активности (таблица 3) [50].

Контроль качества воды и ее безопасность в эпидемиологическом отношении ведется по таким показателям, как общее микробное число (ОМЧ), которое не должно превышать 100, а также по общему числу колиформных бактерий, термотолерантных колиформных бактерий, наличию синегнойной палочки, присутствие которых в воды (на 100 см³) не допустимо.

Таблица 3 – Предельно допустимые концентрации (ПДК) компонентов питьевых лечебных вод [26]

Наименование компонентов	ПДК, мг/дм ³ не более	Наименование компонентов	ПДК, мг/дм ³ не более
Нитраты (по NO ₃)	50	Стронций (Sr)	25
Нитриты (по NO ₂)	2	Фенолы	0,001
Свинец (Pb)	0,1	Другие органические вещества (в расчете на углерод C _{орг}): -в лечебных водах -в лечебно-столовых водах	20 10
Селен (Se)	0,05		
Кадмий (Cd)	0,01		
Ртуть (Hg)	0,005		
Мышьяк (As) в расчете на металлический мышьяк: -в лечебных водах -в лечебно-столовых водах	2	Радий (Ra-226)	54 Бк/дм ³ (1,44*10 ⁻⁹)
	1,5	Уран (U-238)	8,8 Бк/дм ³ (2,4*10 ⁻¹⁰)
Фтор (F): -в лечебных водах -в лечебно-столовых	15	Цезий -137	8 Бк/кг
		Стронций -90	8 Бк/кг
	10	Суммарная α - активность	0,1 Бк/кг
		Суммарная β - активность	1 Бк/кг

Современными нормативными документами определены также требования к органолептическим показателям по внешнему виду вода должна быть прозрачной и без посторонних включений, но допускается незначительный естественный осадок минеральных солей. По цвету она либо бесцветная, либо с оттенком от желтоватого до зеленоватого цвета. В минеральных водах допускаются вкус и запах, которые характерны для комплекса растворенных в воде веществ.

Основными таксономическими единицами при разделении минеральных вод являются: вид, группа, классы и подклассы минеральных вод. Минеральные воды по их назначению разделяются на два вида:

1. Питьевые;
2. Бальнеологические (для наружного применения).

При классификации и систематизации минеральных вод обычно используются несколько показателей в совокупности и наиболее важные признаки минеральных вод.

Воды с минерализацией от 1 до 10 г/дм³ или при меньшей минерализации, но содержащие биологически активные компоненты в количестве не ниже бальнеологически значимой нормы, относятся к минеральным питьевым лечебно-столовым. Воды с минерализацией от 10 до 15 г/дм³ или при меньшей минерализации, но наличии в них повышенных количеств мышьяка, бора и некоторых других биологически активных микрокомпонентов относятся к минеральным питьевым лечебным. Допускается применение лечебных вод и более высокой минерализации (20-25 г/дм³). Применение минеральных вод с еще более высокой минерализацией допускается в исключительных случаях при наличии методики их применения, утвержденной Минздравом Казахстана. Лечебные питьевые воды обладают выраженным лечебным действием на организм человека и применяются в определенной дозировке.

Для наружного применения используются воды с минерализацией от 15 г/дм³ и выше (до 300 г/дм³) при разведении до оптимальной минерализации или с более низкой минерализацией, но при наличии в них биологически активных компонентов - брома, йода, сероводорода, уголекислоты, радона от 185 Бк/дм³.

Систематизацию минеральных вод удобно вести, разделяя их на 10 бальнеологических групп:

1. Минеральные воды, действие которых определяется ионным составом;
2. Углекислые воды;
3. Сероводородные воды;
4. Железистые;
5. Бромные, йодные и йодобромные;
6. Кремнистые термальные;
7. Мышьяксодержащие;
8. Радоновые (радиоактивные);
9. Борсодержащие;
10. Воды, обогащенные органическим веществом.

Распространенность и формирование тех или иных типов минеральных вод обязано особенностям природных условий и геологического строения территории.

2 ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Подземные минеральные воды Алакольской впадины характеризуются разнообразными условиями формирования, залегания, качества и количества, определяемыми многими природными факторами, главными из которых являются особенности рельефа, климата, гидрологии и геолого-структурного положения местности.

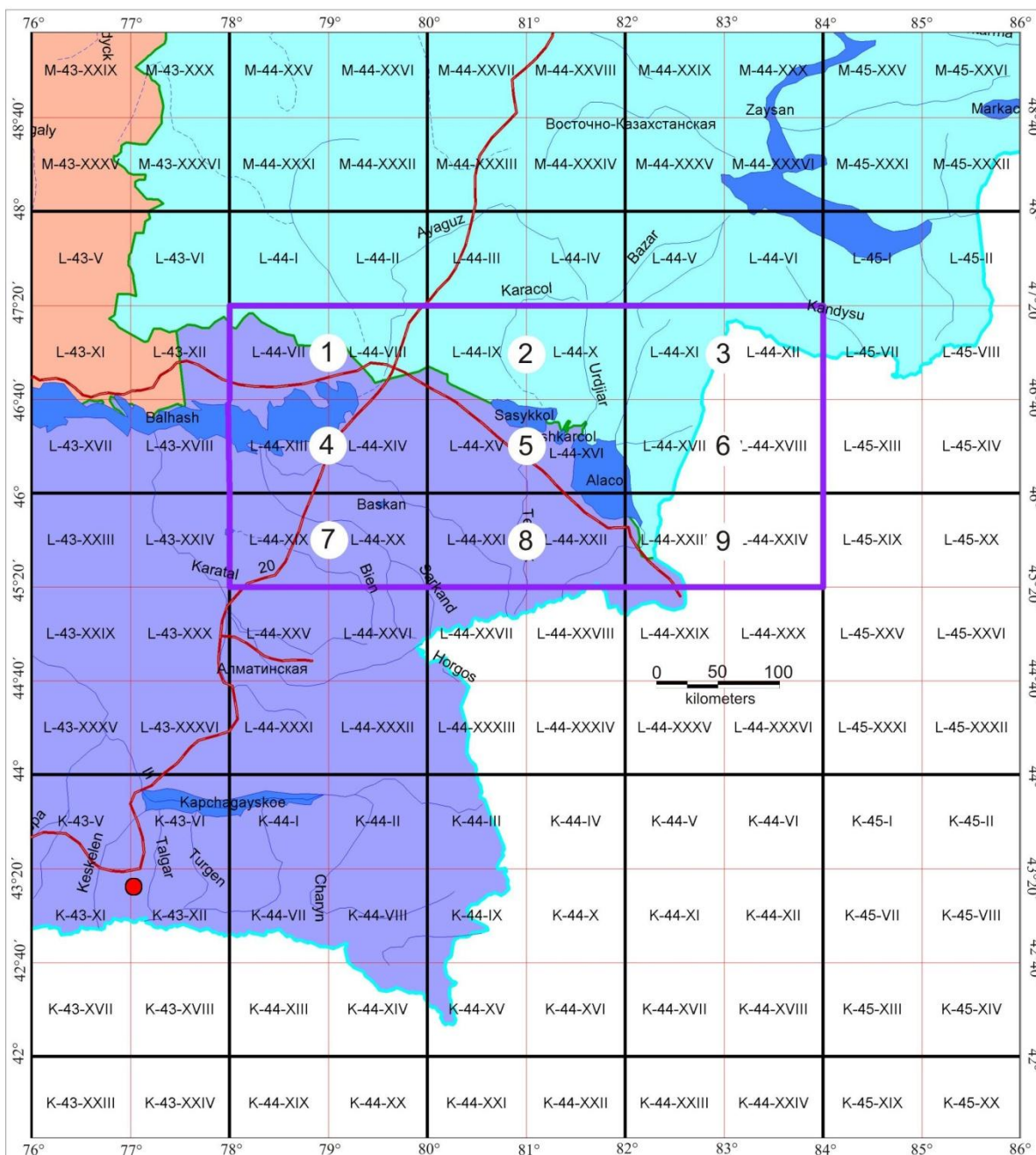
Алакольская впадина расположена глубоко внутри континента Евразии (рисунок 1). Это особенность географического положения имеет огромное значение в формировании резко континентального климата, который в свою очередь оказывает влияние на формирование здесь в основном пустынно-полупустынных природных условий. Наличие горных поднятий значительно разнообразит природную обстановку района, а следовательно, и ее сельскохозяйственные возможности.

Озерная система Алакольских озер расположена на стыке двух областей Республики Казахстан почти в самом центре Алакольской впадины (рисунок 2) и занимает юг Восточно-Казахстанской (Уржарский район) и северо-восток Алматинской (Алакольский район) областей. Общая площадь Алакольской впадины равна 68 700 км², большая часть которой (70 %) располагается в юго-восточной части Казахстана, остальная – на сопредельной части Китая. Орографический бассейн можно разделить на горную (44 % площади, или 48 600 км²) и равнинную части (56 %).

На территории Алакольской впадины имеется 529 озер, из них 513 с площадью зеркала менее 1 км². В число собственно Алакольских озер входят четыре больших озера: Алаколь, Кошкарколь, Сасыкколь и Жаланашколь, образующих своеобразную озерную систему и около 500 малых озер. На долю 4-х больших озер, занимающих центральную, наиболее пониженную зону впадины, приходится 95 % общей площади водного зеркала и более 99 % запасов воды всех озер [2, 3].

Наиболее глубокую часть впадины занимает главное озеро системы – глубоководное бессточное озеро Алаколь, сосредоточивающее около 95 % суммарной водной массы 4-х больших озер. Северо-западнее оз. Алаколь размещаются периодически проточные, мелководные озера Кошкарколь и Сасыкколь, а южнее – Жаланашколь.

Озеро Алаколь – крупнейшее из озер одноименной группы, является вторым по величине среди водоемов Казахстана и единственным глубоководным среди бессточных озер республики. Береговая линия оз. Алаколь отличается большой изрезанностью, образует многочисленные полуострова, мысы, косы, заливы и бухты. Однако при максимальном развитии современной трансгрессии косы, образующие заливы, полностью разрушены волнениями и затоплены [4, 5].



 - граница Алакольской впадины

Рисунок 1 - Схема расположения листов 1:200 000

На озере имеется несколько островов с общей площадью 80 км². Берега озера высокие, обрывистые за исключением западного, восточного и северо-восточного, где преобладают низменные, отдельно поросшие тростником берега. Вдоль обрывистых северо-западных, юго-западных и юго-восточных берегов простираются гравийно-галечниковые пляжи, ширина и высота которых зависят от фазы многолетних колебаний уровня воды. Максимальная глубина озера – 54 м, средняя глубина – 22 м. Сравнительная характеристика

размеров Алакольских озер и их взаимного расположения приведена в таблице 4 (рисунок 2).

Таблица 4 – Основные морфометрические характеристики озер [3, 4]

Характеристика	Алаколь	Сасыкколь	Кошкарколь	Жаланашколь
Длина озера, км	104	49,6	18,3	8,8
Наибольшая ширина, км	52	19,8	9,6	6,3
Средняя ширина, км	25,5	14,8	6,5	4,7
Длина береговой линии, км	384	182	57,3	26,2
Площадь водного зеркала, км ²	2650	736	120	40,6
Наибольшая глубина, м	54	4,7	5,8	3,4
Средняя глубина, м	22,1	3,3	4,1	2,4
Объем воды, млн. м ³	58560	2434	489	99,5
Показатель формы озерной котловины (по С.Д. Муравейскому)	1,28	1,93	1,76	1,52
Примечание – 1. Площади водного зеркала и объемы приводятся по состоянию на 2002 г., урез воды – по среднегодовым уровням 1992 г.; 2. Второе значение отметки водораздела Кошкарколь-Алаколь – 352 м относится к высоте межозерного перешейка				

«Водораздел» между озерами Сасыкколь и Кошкарколь проходит по береговому аккумулятивно-тростниковому валу восточного и юго-восточного побережья оз. Сасыкколь (севернее и южнее горного полуострова Аралтобе). Сток из озера осуществляется в сторону озер Кошкарколь и Алаколь по постоянным и временным протокам на указанном побережье, а также путем фильтрации и перелива через береговой вал.

«Водораздел» между озерами Алаколь и Кошкарколь проходит по межозерному перешейку, а также по расположенным к югу и северу от оз. Кошкарколь заболоченным депрессиям, имеющим более низкие отметки, чем перешеек. Сток из озера осуществляется через пониженные участки восточного побережья, оз. Кененбай и проток Уялы, впадающий в р. Уржар. Северные озера (Сасыкколь, Кошкарколь) окружены почти сплошным кольцом заболоченных и полузатопленных тростниковых зарослей общей площадью около 770 км², располагающихся в пределах горизонтали с отметкой около 352 м (БС) [8, 9].

Водосборный бассейн оз. Алаколь включает в себя бассейны всей группы озер. Основная часть площади этого бассейна (почти 2/3) приходится на южную экспозицию хр. Западный Тарбагатай. Наиболее крупными реками бассейна, обеспечивающими питание озерной котловины, являются – Тентек, Жаманты, Ыргайты (реки Жетысуского Алатау), Емель, Катынсу (реки хребтов Тарбагатай и Барлык) и ряд других.

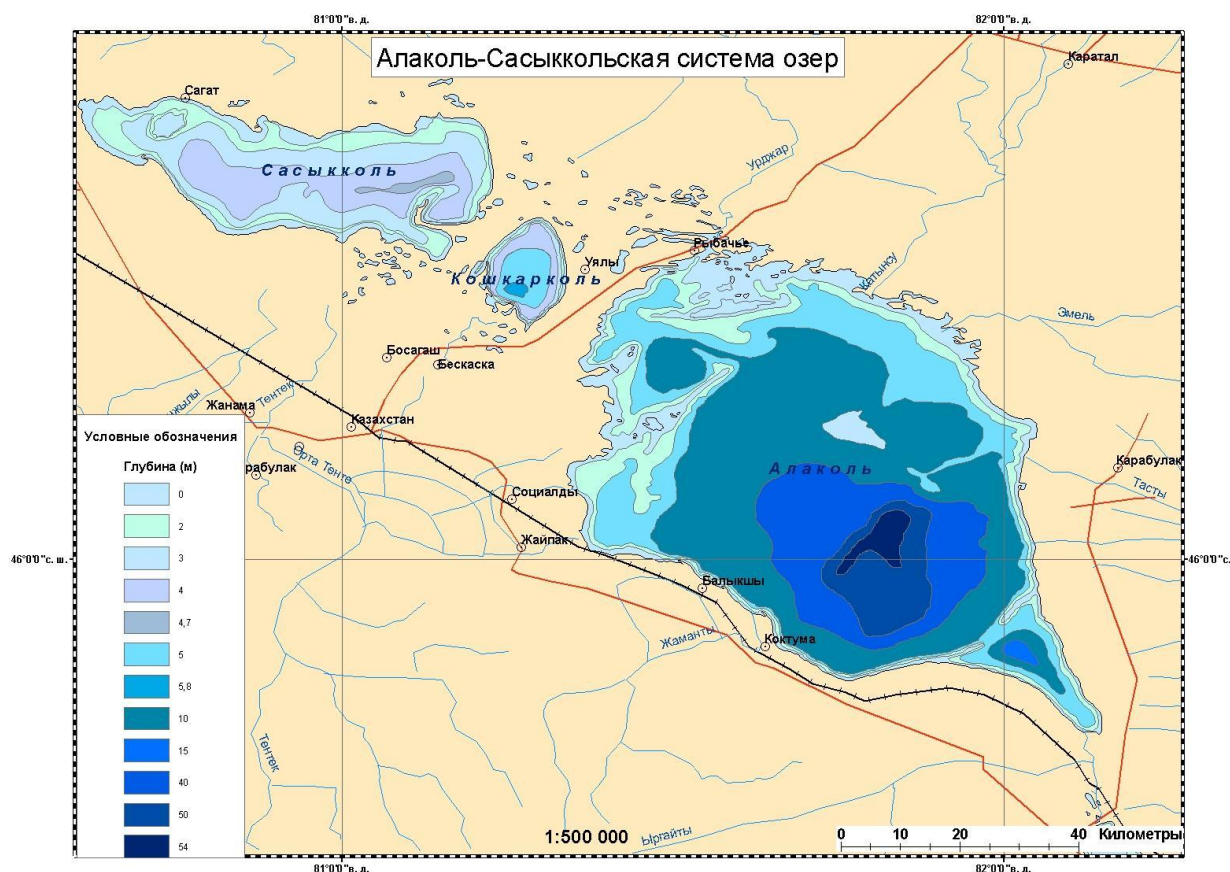


Рисунок 2 – Батиметрическая карта

Их сток образует основную долю приходной части водного баланса оз. Алаколь. По классификации В.Л. Шульца [2, 3], реки Жетысуского Алатау относятся к рекам снегово-ледникового питания, реки же хребтов Тарбагатай и Барлык – к рекам снегового питания. Доля ледникового стока для отдельных рек при выходе их из гор составляет 5–10 % годового стока, доля суммарного среднего стока в бассейне – 1,2 % [7, 8].

Р. Тентек – самая большая река бассейна берет начало из ледников Жетысуского Алатау. Площадь водосбора 5390 км², длина 200 км. С левого берега в районе пос. Ушарал река принимает приток р. Шынжалы. Р. Тентек несет около 40 % поверхностного притока озер и образует при своем впадении в оз. Сасыкколь дельту площадью 295 км².

Общая площадь дельты составляет около 1000 км², включая древнюю дельту, ур. Шубартубек и «веер орошения» Присасыккольского магистрального оросительного канала (в настоящее время не действует). Площадь Присасыккольской части дельты составляет 295 км². В исключительно многоводные годы (1936, 1958) сток р. Тентек через систему старых рукавов и заболоченных депрессий частично попадает и в два других озера.

Вершина современной дельты находятся в 4,5 км ниже моста железной дороги Актогай – госграница. Здесь р. Тентек разделяется на три рукава – Тентекский (левый), Каратентекский (средний) и Борганский (правый), образующих три основные ветви (системы устьевых рукавов дельты) [10, 11].

На юго-восточном и южном побережье оз. Алаколь имеется ряд небольших пересыхающих рек, а также речек родникового типа, образуемых выходами грунтовых вод на линии сопряжения предгорной и приозерной равнин. На юго-западном побережье многочисленные родники наблюдаются непосредственно по береговому обрыву.

Р. Уржар образуется от слияния двух горных рек в центральной, наиболее возвышенной части хр. Тарбагатай. Площадь водосбора реки 5280 км^2 , длина 206 км. Наиболее крупными притоками реки являются: слева – р. Кусак, справа – р. Егинсу. В нижнем течении при впадении в оз. Алаколь река образует заболоченную дельту [12, 51].

Р. Катынсу берет начало на южных склонах хр. Тарбагатай. Площадь водосбора 2650 км^2 . Река имеет один приток слева – р. Коктерек. Сток р. Катынсу попадает в оз. Алаколь. Р. Емель берет свое начало на склонах хр. Тарбагатай за пределами республики. Площадь водосбора $21\,800 \text{ км}^2$, в пределах Казахстана на протяжении 102 км река пересекает песчаную долину и впадает в оз. Алаколь. Справа р. Емель принимает приток р. Карабута.

Особенностью оз. Алаколь является наличие мощного подземного питания за счет грунтовых и артезианских вод, формирующихся в горных областях и на конусах выноса рек. Суммарный подземный приток в оз. Алаколь составляет $0,8 \text{ км}^3$ в год [6].

Рельеф. Одним из главных факторов, определяющих условия формирования и накопления подземных вод района, является рельеф. Рельеф в сочетании с геоморфологическими условиями обуславливает взаимосвязь подземных вод с водами поверхностных водоёмов, а также в значительной степени определяет изменение химического состава динамику подземных вод, а стало быть и условия напорности водоносного горизонта. Гидрогеологические закономерности, обуславливаемые особенностями рельефа четко устанавливаются как в пределах равнинной, так и в горной части территории. Так, например, условия рельефа и климата в сочетании с геолого-структурными особенностями и некоторыми другими факторами создают весьма благоприятные условия для интенсивного просачивания атмосферных осадков в пределах песчаных массивов. Иное сочетание тех же факторов на севере и юге района способствует энергичному дренированию подземных вод, вследствие чего кристаллические породы палеозоя отличаются слабой водообильностью. Своеобразными геоморфологическими и климатическими условиями объясняется относительная бессточность и довольно высокая минерализация первых от поверхности водоносных горизонтов озерно-аллювиальных равнин.

Впадину оконтуривают в виде подковы хребты: на севере – Тарбагатай, на востоке – предгорья хребтов Барлык и Майли, на юге – Жетысуский Алатау (рисунок 3), на западе Алакольская впадина постепенно сливается с Балхашской, а на юго-востоке узким межгорным проходом – Каптагайские (Жонгарские) ворота – соединяется с впадиной оз. ЭбиНур, расположенной на территории КНР.



Рисунок 3 – Жетысуский Алатау

По конфигурации площадь впадины напоминает неправильный многоугольник, вытянутый с юго-востока на северо-запад на 300 км. Ширина ее равнинной части – от 10 км на юго-востоке до 100 км на северо-западе. В средней части расстояние от Жетысуского Алатау до хр. Тарбагатай составляет около 150 км [2, 3].

Среди равнинных пространств Алакольской впадины выделяются изолированные возвышенности, имеющие характер гор или мелкосопочника. В основном равнинная часть Алакольской впадины понижается в сторону озерных котловин от отметки 800 м у предгорьев до 347 м у оз. Алаколь.

3 ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Историю геологического изучения территории Алакольской впадины можно разделить на три основных этапа, которые отличаются друг от друга по характеру исследований.

Первый этап охватывает период с 50-х годов XIX века до 1917 г. В этот период первое обстоятельное описание Алакольской впадины было дано Шренком в 1840-1841 гг., включающее детальное описание Жетысуского Алатау, зоны Жетысуских «ворот», оз. Алаколь включая территорию расположенных на нем островов.

В этот период Жетысуский Алатау посещали А. Мушкетов и Г. Романовский, которые наметили в общих чертах стратиграфию и тектонику этого района, с обозначением при этом, также, ряда месторождений различных полезных ископаемых.

Позднее проведено описание месторождения каменного угля на южном склоне Тарбагатая (Романовский Г.). На берегу оз. Алаколь отмечены также, находки гальки сапромиксита. Обручев В. по маршрутным наблюдениям, выполненным в 1905-1906 гг. и 1909 г., пришел к заключению, что возраст третичных отложений в разных местах меняется от низов палеогена до верхов неогена. Горные хребты «Пограничной» Жетысуский Алатау, он рассматривал как горсты.

Второй этап изучения Алакольского бассейна относится к периоду 1926-1939 гг., в течение которого проводились детальные работы. В 1927 г. Горнастаевым Н. вдоль северного подножья Жетысуского Алатау были выделены две мощные свиты четвертичных отложений: песчано-галечная чинжалинская и галечно-песчано-лессовидная текелийская свита. Обе эти свиты он считал флювиогляциальными отложениями. Также, им отмечается наличие ряда сбросов, из которых наиболее крупным является сброс, приуроченный к северо-восточному склону Жетысуского Алатау, по которому Алакольская впадина обрамляется с запада и юго-запада. Максимальное погружение Алакольской впадины по этому сбросу относится ко времени между последними большими оледенениями, происходившими на территории Жетысуского Алатау.

В 1929-1931 гг. на северных склонах Жетысуского Алатау и в западной части Алакольской впадины проводились исследования четвертичных и кайнозойских отложений (С. Колесник). При этом детально описаны кайнозойские третичные разрезы красноцветов, которые впоследствии названы алакольской свитой. В отложениях алакольской свиты им собраны костные остатки фауны плохой сохранности, на основании которых отложения свиты, датированы олигоцен-миоценовым возрастом.

В 1933-1934 гг. восточную часть впадины и южный склон Тарбагатая исследовал отряд под руководством Е.Д. Шлыгина. По результатам

наблюдений впервые для этих мест были составлены геологические и геоморфологические карты.

На восточном берегу оз. Алаколь были найдены окатанные обломки сапромиксита, возраст которого определили как юрский. Наличие выходов юрской толщи в горах Катунь дало основание предполагать, что юрские нефтеносные толщи Жунгарского бассейна через Жетысуские «ворота» проникали в Алакольский, а найденные гальки сапромиксита свидетельствовали о том, что первично битуминозные породы в пределах Алакольской впадины существуют.

В 1936 г. партия Казгеолтреста и геофизический отряд под руководством Афанасьева Б. провела изучение восточной части Алакольской впадины и разведку угленосной юры с выполнением электроразведки и электропрофилирования. При этом, было выдвинуто предположение, что галька сапромиксита принесена р. Тасты с хр. Барлык и имеет не юрский, а палеозойский возраст. Алакольскую впадину он представлял как глубокую синклиналь, осложненную рядом сбросов и системой трещин. Четвертичные отложения в синклинали он связывал с оледенениями окружающих хребтов.

В 1937 г. на свет выпущена работа Юдичева М., посвященная альпийским движениям Жетысуского Алатау. В этих трудах автором показываются некоторые, имевшие место важные тектонические события:

1. К началу третичного времени все палеозойские горные сооружения были размыты, а большая часть Жетысуского Алатау была денудирована и частично покрывалась озерами, в которых шло накопление третичных осадков.

2. Вертикальные движения, создавшие современный рельеф Жетысуского Алатау начались в начале четвертичного периода и продолжаются до настоящего времени.

3. Оба главных водораздельных хребта Жетысуского Алатау представляют собой крупные антиклинали.

Третий этап истории геологического изучения впадины (1939-1962 гг.) характеризуется постановкой ряда специальных исследований с целью выяснения перспектив нефтегазоносности межгорных впадин СССР, смежных с северо-западным Сибирью.

В 1942 г. в отчете Большакова И., который занимался изучением перспектив нефтеносности Алакольской впадины, дано краткое описание кайнозойских и четвертичных отложений. Алакольская впадина представляется в виде грабена с резко выраженным юго-западным бортом.

В 1949 г. Всесоюзным Аэрогеологическим трестом проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000 в горной части района. Вся площадь, в т.ч. и Алакольская впадина была с применением прибора Логачева покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:500000. В результате был установлен общий разнородный характер магнитного поля на всей площади работ. Позднее площадь Алакольской впадины была покрыта аэромагнитной съемкой более детального масштаба с применением более совершенных приборов.

В 1953 г. вся равнинная часть Алакольской впадины была покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1:200000 («Сибнефтегеофизика»).

В 1953-1954 гг. в пределах Алакольской впадины проведены маршрутные электроразведочные работы методом ВЭЗ с АВ-16-20 км («Сибнефтегеофизика»).

В 1956 г. партией Илийской геофизической экспедиции (Певзнер Л.А. и Акопов Ю.И.) были проведены вокруг озера Алаколь сейсморазведочные работы МПВ и МОВ.

В 1958 г. аэромагнитной съемкой (1:100000) Южно-Казахстанской геофизической экспедицией с прибором АСГМ на высоте 50 м охвачена площадь листа L 44-XVI. По результатам геологического истолкования данных магнитного поля опубликована статья "К вопросу о региональных структурах Восточного Прибалхашья" (Третьяков В.Г.; Вестник АН КазССР, 1960 г.).

В 1960 г. Горбуновым П.Н. («Казахский геофизический трест») на площади листов L44-VIII проведены гравиразведка (1:200000) и отдельные профили ВЭЗ с целью получения сведений о глубине залегания палеозойского фундамента.

В 1958-62 гг. гравиметрические исследования в районе работ проводились силами ЮКГЭ Казгеофизтреста (Гольдшмидт В.И., Галкин В.М. и Шнейдер И.Ю.) в масштабе 1:200000, которые сопровождалась методом ВЭЗ по гравиметровым маршрутам для определения мощности рыхлых отложений.

В 1972 г. Селихов З.Г. (КазИМС) на площади листов L-44-VIII, IX проводил электроразведку методом ВЭЗ по сети 3x2 км и поисково-параметрическое бурение с целью поисков юрских углей. В Колдарской мульде Селиховым З.Г. впервые были установлены юрские отложения.

В 1975-1977 гг. на площади листа L-44-VIII, IX проведена гравиметрическая съемка в масштабе 1:50000 (ЦГФЭ; Карелин Р.Д. и др.). По результатам работ на гравиметрических картах выделены региональные и локальные аномалии разного знака, анализ которых с учетом геологической интерпретации магнитных данных, позволили авторам выявить ряд важных моментов глубинного строения описываемого района.

Подавляющее большинство выполненных работ по обобщению геолого-геофизических данных выполнено с привлечением только материалов аэромагнитных съемок и гравиразведки. Сейсмические исследования к тому времени проводились в крайне незначительных объемах, а данные электроразведки использованы не в полной мере. Результативные геолого-геофизические карты были схематичны и зачастую оставались «несбитыми» с аналогичными построениями по «смежным» прилегающим территориям.

В 2002-2003 гг. произведены работы по оценке перспектив нефтегазоносности территории (ТОО «Корпорация Ремас») для составления «Проекта на разведку углеводородного сырья в Алакольском бассейне». Проект был утвержден Комитетом Геологии Республики Казахстан. В 2004 г. корпорация «Ремас» выиграла тендер и подписала контракт на проведение поисково-разведочных работ.

В 2008 г. АО «Казахстанкаспийшельф» в Алакольском бассейне выполнено сейсмопрофилирование протяженностью 1300 км. Сетью профилей было охвачена 1/3 часть лицензионной площади ТОО «Ремас». По результатам интерпретации, выполненной английской компанией Senergy в пределах Алакольской впадины было выделено 16 локальных структур. Из их общего числа по 5 выявленным структурам в результате проведенной независимой оценки («Миллер и Лентс»; Хьюстон) в том же году на основе компьютерного моделирования по методу Монте-Карло и вероятностного метода сделан расчет объема потенциальных запасов нефти.

В 2012 году был составлен отчет по Алакольскому осадочному бассейну Генеральным Подрядчиком в лице АО «Казахский институт нефти и газа». Отчет содержит результаты тематических исследований по изучению геологического строения, тектоники и нефтегазоносности Алакольского бассейна и обоснование направлений дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ.

Первые сведения о подземных водах района связаны с именем Закрежевского (1893), который проводя геологические исследования северного склона Жетысуского Алатау, посетил Барлыкские источники и описал их физико-географические условия.

В период 1911-1916 гг. гидрогеологическое изучение исследованной территории проводит отдел земельных улучшений. К этому времени относятся работы Б.Д. Шлегеля в бассейне р. Аягуз, А. Свирчевского в предгорной равнине южного склона хр.Тарбагатай, Епанечникова в бассейне р. Тентек и на прилегающей равнине Алакольской впадины. Работы указанных авторов носили весьма схематический характер и поэтому сейчас представляют лишь исторический интерес.

В 1927 году выходит из печати очерк по минеральным и термальным источникам Семиречья Б.Д. Шлегеля и К.И. Аргентова, в котором имеются данные о температуре, дебите, химическом составе Барлыкских термальных источников, а также дается краткое описание геологии этого месторождения. В этом же году А.А. Козырев в книге «Краткий гидрогеологический очерк Казахстана» рассматривает гидрогеологические условия данной территории, но очень поверхностно.

Из наиболее ранних работ регионального характера, касающихся южного Тарбагатая и Алакольской впадины, является книга Б.К. Терлецкого [34] «Балхаш-Алакольская впадина», в которой автор дает общую характеристику подземных вод с анализом условий их формирования.

В 1947 году выходит из печати сводная работа Е.В. Посохова по термальным источникам Восточного Казахстана, где коротко описываются геология и гидрогеологические условия Барлыкских термальных источников.

В 1955-1956 гг. в связи с освоением целинных земель района начато поисковое и разведочное бурение скважин на воду на территориях вновь организованных совхозов. Эти работы не имели целью выяснения

гидрогеологических условий впадины в целом. Размещение скважин определялось местоположением того или иного объекта водоснабжения. Результаты этих работ обобщены В.Ф. Шемелиным.

В 1958 году С.В. Шориной на основании имевшихся к тому времени гидрогеологических материалов составлена "Схематическая карта основных водоносных горизонтов, рекомендуемых для водоснабжения объектов народного хозяйства Семипалатинской области" и объяснительная записка к ней. Во всех этих работах освещаются гидрогеологические условия отдельных участков или небольших территорий без характеристики закономерностей распространения и условий формирования ресурсов подземных вод всего бассейна Алакольской впадины. Решением этих вопросов занимается институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР. Всесторонним изучением гидрогеологических особенностей Алакольской впадины и его горных обрамлений с целью выявления возможности использования их водных ресурсов было начато в 1960 году под научным руководством С.М. Мухамеджанова.

С 1960 по 1965 гг. производилась плановая мелкомасштабная гидрогеологическая съёмка территории Алакольской впадины [25, 27].

В 1968 году вышла в свет диссертация Исабаева Т.Т. - Подземные воды Алакольской впадины, в которой, освещается водоносность различных литологических комплексов пород, устанавливается зависимость их от пористости и степени трещиноватости водовмещающих толщ, выделяются типы подземных вод.

В 2006-2008 гг. Комитетом геологии и недропользования были проведены исследования по теме «Гидрогеологическое обоснование расширения использования минеральных вод и лечебных грязей в пределах Алакольской впадины». Исследования позволили установить перспективные для освоения участки и проявления минеральных вод на территории Алакольской впадины.

4 ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

4.1 Общая геологическая характеристика

Алакольская впадина в геологическом отношении связана с одноименной межгорной впадиной, ограниченной с севера хр. Тарбагатай, с юго-запада Жетысуским Алатау, с юго-востока хр. Бирлик и Майли (рисунок 4).

Наиболее древний позднекембрийский возраст имеет вулканогенно-осадочная толща, выходы которой образуют поля к югу от хр. Тарбагатай.

Предполагается, что в основании впадины развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи девонского возраста, на которых залегают породы нижнего и среднего карбона.

В Алакольской впадине мезозойские отложения верхнетриасово-среднеюрского возраста представляют в целом, комплекс осадков, заполняющих грабены и мульды. Отложения залегают на палеозойских породах с угловым и стратиграфическим несогласием.

Осадки кайнозойского комплекса слагают разрез платформенного чехла. Интрузивный магматизм впадины представлен силурийскими гранодиоритами и карбон-нижнепермскими породами основного и кислого состава. Так, к верхнему силуру в составе слагающих хр. Тарбагатай комплексов отнесен Ушбулакский диоритовый массив (S_2), расположенный в плане юго-восточнее г. Аягуз и западнее г. Уржар. Массив имеет северо-западную ориентировку и линейные очертания с размерами 30x8 км. В составе массива местами характерны смешанные соотношения диоритов, гранодиоритов и гранитов.

В Тарбагатайской и Емельской зонах распространены среднекарбоновые интрузии (C_{2-3}) габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов, образующих многофазные массивы от 2 км² до 100 км², чаще 20-30 км² и более мелкие тела простого сложения. Очертания тел чаще линзовидные, изометричные, реже линейные. По правобережью р. Емель несколько субвулканических тел андезитового и риолитового (C_2) состава размером 5-10 км² образуют кольцевую структуру.

Пермские интрузии в пределах бассейна представлены кокдалинским комплексом сиенит-диоритового состава (P_1), центрально-джунгарским комплексом адамелит-гранитовой формации (P_1) и кызылкайнарским комплексом щелочных гранитоидов (P_2). Массивы имеют, как правило, вытянутые и кольцевые формы, размеры изменяются от незначительных до порядка 200 км².

В структурном плане по поверхности фундамента Алакольская впадина представляет обширную асимметричную депрессию с крутым юго-западным и пологим северо-восточным бортами. В наиболее прогнутых зонах глубина залегания кровли фундамента по геолого-сейсмическим данным оценивается в 2,0-3,0 км.

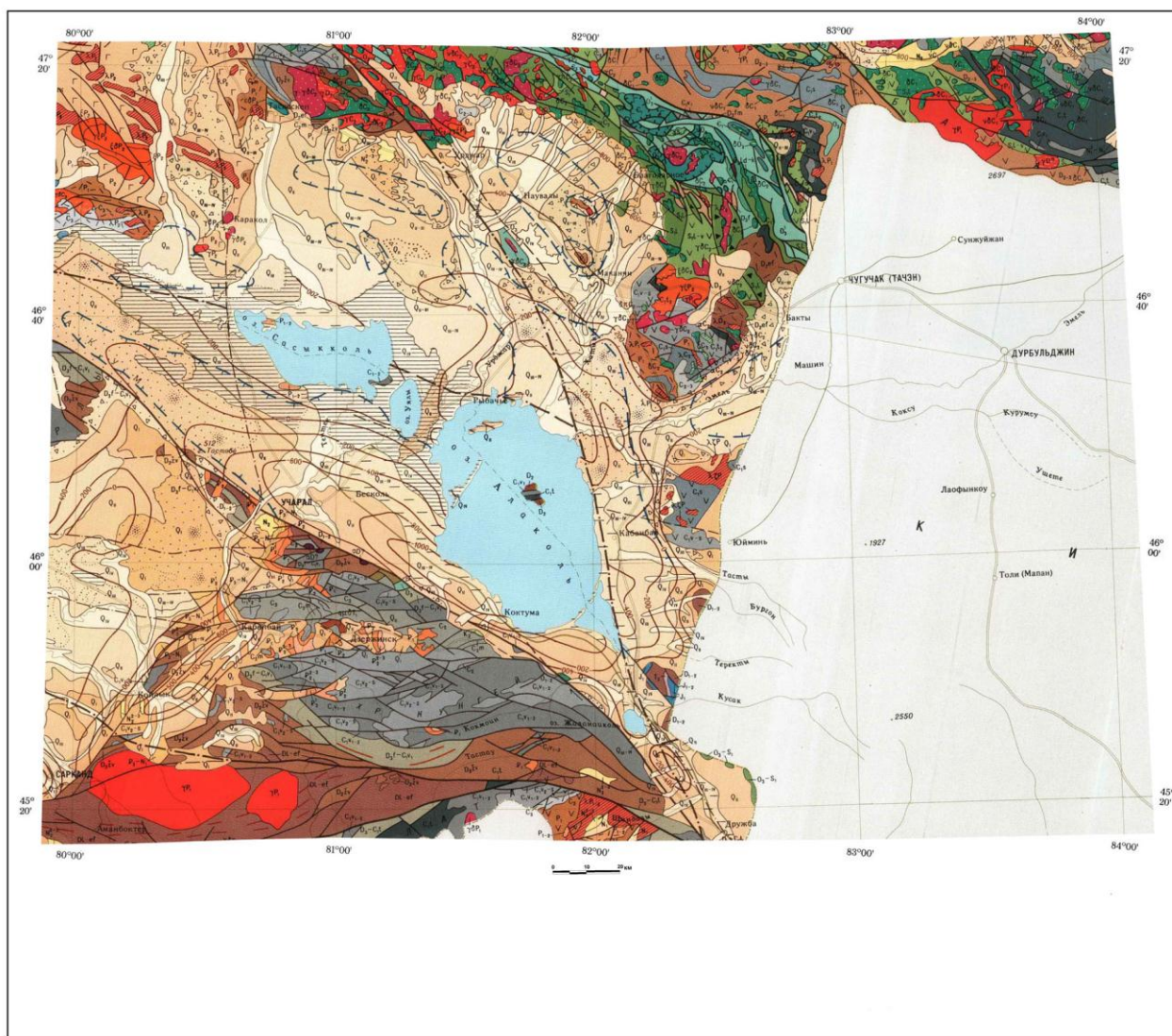


Рисунок 4 – Геологическая карта Алакольской впадины [88]

Поверхность фундамента разбита на отдельные вытянутые блоки. В северной части бассейна выделены Тарбагатайский и Шыгыс-Жетысуский глубинные разломы северо-западного простирания. В южной части выделен Алакольско-Жетысуский разлом субширотного простирания.

По поверхности палеозоя как основные элементы верхнего порядка выделяются Южно-Сасыккольский, Южно-Алакольский и Восточно-Алакольский грабены. Наиболее развитым по площади и толщине осадочного заполнения является Южно-Алакольский грабен.

4.1.1 Стратиграфия

Большая часть описываемой территории занята рыхлообломочными отложениями неогена и четвертичного возраста. В горных обрамлениях и в его мелкосопочных отрогах, а также на островах оз. Алаколь развиты интенсивные дислоцированные отложения от верхнего отдела ордовикской системы до юрских включительно (рисунки 5-7).

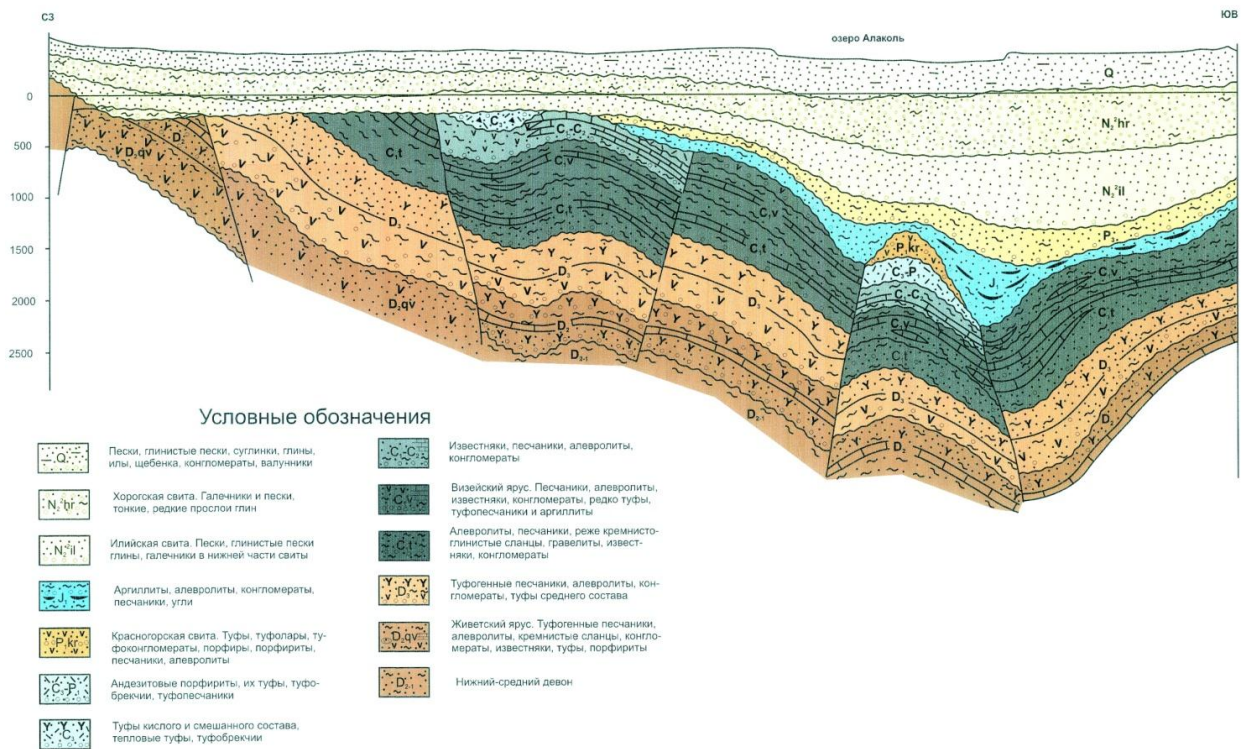


Рисунок 5 – Геологический разрез Алакольской впадины СЗ-ЮВ [88]

Фундамент (PR, €, O, S, D)

Фундамент Алакольской впадины складчатый, представлен преимущественно осадочными и эффузивными породами нерасчлененного кембрийского, ордовикского и силурического возраста. Образования фундамента интенсивно метаморфизованны и испытали влияние разновозрастных интрузий различного состава.

Нижний - средний палеозой (€, O, S)

Породы палеозойского возраста обнажаются на поверхности только в горном обрамлении и на островах озер Алаколь и Сасыкколь. Породы дислоцированы под влиянием разломов и являются основанием фундамента впадины.

В составе палеозойских образований выделена кембрийско-ордовикская толща, представленная преимущественно эффузивно-осадочными метаморфизованными породами.

Породы позднекембрийского возраста представлены вулканогенно-осадочной толщей, сложенной трахибазальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, их туфами, песчаниками и конгломератами мощностью от 650 м до 1000 м.

Ордовикские отложения (O₂₋₃), выделенные в восточной части хр. Тарбагатай, представлены андезитами, дацитами, риолитами и чередованием песчаников, алевролитов и известняков. Известны также, отдельные выходы пород верхнего ордовика (O₃), представленные песчаниками и конгломератами.

Нижнесилурийские (S_1) отложения, выходящие на поверхность в Емельском районе, представлены конгломератами и песчаниками (в нижней части), базальтами, андезитами и туфами (в верхней части).

Представляется, что в основании разреза впадины получили развитие вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи девонского возраста, на которых залегают туфогенные песчаники, углистые аргиллиты, конгломераты и линзы известняков нижнего и среднего карбона.

Девонская система – D

Нижний – средний девон – $D_{1,2}$

Согласно материалов по хр. Жетысуский Алатау-Лежинского грабена, Ушаралского и Сассыккольского горстов, где эти отложения обнажены, они представлены глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и филлитами. Обнажение этих отложений в пределах Сассыкколь-Алакольского горста предполагает их широкое развитие под осадочным чехлом Алакольской впадины.

Средний девон - D_2 qv (живетский ярус)

Отложения живетского яруса среднего девона установлены в пределах Ушаралского горста, где они выступают на дневную поверхность и широко развиты под отложениями каменноугольных отложений. Представлены они песчаниками, алевролитами, конгломератами, стилитами, яшмоидами и андезитами мощностью несколько тысяч метров.

Квазиplateформенный (промежуточный) комплекс

По степени метаморфизма, дислоцированности, вещественному составу и на основе аналогии с разрезами на прилегающей территории других осадочных бассейнов верхнепалеозойские отложения стратиграфически выше среднего девона условно отнесены к промежуточному квазиplateформенному этажу.

На данной стадии изученности квазиplateформенный комплекс, на основе имеющихся данных, характеризуется нешироким распространением и развитием. Серия отложений указанного возрастного интервала в пределах рассматриваемой территории характеризуется локальным формированием.

Карбоновая система – C

Нижний отдел – C_1 Отложения этого отдела широко развиты в пределах Константиновского, Колпаковского грабенов и Ушаралского горста и представлены алевролитами, глинисто-кремнистыми флишоидами, песчаниками, яшмоидами, конгломератами, туффитами, туфами и известняками мощностью несколько тысяч метров.

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Литологическая колонка	Характеристика пород							
Четвертичная			Q		Конгломераты, валунники, галечники, суглинки, супеси H=130-170 м							
					Илийская свита. Желто-розовые гипсоносные песчаники, гравелиты, супеси H=25 м							
					Павлодарская свита, красно-бурые глины и суглинки, линзы мергелей, песчаников H=50 м							
Неоген	Плейстоцен		N ^{2,3} - N _{1,2}									
Юрская	нижний		J ₁		Аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, пласты углей, остатки флоры H=700 м							
Пермская	нижний		P ₁		Краногорская свита. На западе-трахипаритовые порфиры, их туфы, туфолавы. На юго-западе: туфо-конгломераты и туфы, порфиры, порфириты, туфопесчаники. На востоке: конгломераты, порфиры, песчаники, алевролиты, углистые сланцы, туфы, андезитовые порфириты. Остатки флоры. H=1000 м							
Каменноугольная	верхний	средний	C ₁		Конураленская свита. Верхняя подсвита. Андезитовые порфириты, их туфы, туфобрекчии, туфопесчаники. H=700 м							
					нижний	Башкирский	C _{2b} -C ₃	Известняки, алевролиты, песчаники, конгломераты. В известняках - фаунистические остатки H=1000 м				
								Визейский	C _{4v}	Песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, известняки, с фаунистическими остатками, редко - туфы H=1100 м		
										Турнейский	C _{4t}	Алевролиты, кремнистые-глинистые сланцы, реже - кремнистые сланцы, песчаники, конгломераты, известняки. Встречаются фаунистические остатки. H=1150 м
Девонская	верхний		D ₃		Алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы, малиново-красные сланцы, песчаники, редкие маломощные порофы порфиритов H=1800 м							
Девонская	средний	Живетский	D _{gfv}		В Майли - Джаирской подзоне: алевролиты, песчаники, кремнисто-глинистые сланцы и туффиты, туфогенные песчаники, конгломераты, конгломератобрекчии, туфы, спилиты. В Тастауской подзоне: алевролиты и глинисто-кремнистые сланцы, песчаники, конгломераты, известняки, к югу от р. Токты - песчаники, лилово-красные кремнисто-глинистые сланцы, реже известняки, порфириты, туфы. Встречаются фаунистические остатки. H=1700 м							
					нижний	D _{1,2} sr ₂		Саркандская свита. В Джунгарском Алатау кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки. В горах Катунь - 3 подсвиты: нижняя - туфогенные песчаники, алевролиты, сланцы, конгломераты; средняя - известняки, известковистые алевролиты, и песчаники; верхняя - полимиктовые и туфогенные песчаники, конгломераты, туфы, альбитофиры. Встречаются фаунистические остатки				
								D _{1,2} sr ₁				
			Pz ₁		Взаимоотношения не ясны Кристаллические сланцы							

Условные обозначения:

	Пески, песчаники		Конгломераты, гравелиты, валунники
	Алевролиты		Туфы
	Глины, аргиллиты, сланцы		Вулканогенные образования разного состава
	Известняки		Стратиграфическое несогласие
	Мергели		Туфобрекчии

Рисунок 6 - Сводный стратиграфический разрез Юго-Восточной части Алакольской впадины [88]

ГРУППА СИСТЕМА	КАЛАЙНОЗОЙСКИЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ										ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
	Палеогеновая	Палеогеновая	Палеогеновая	Палеогеновая	Палеогеновая	Палеогеновая	Палеогеновая	Палеогеновая	Палеогеновая	Палеогеновая	
ПЗ	Т ₁	Т ₁	Т ₁	Т ₁	Т ₁	Т ₁	Т ₁	Т ₁	Т ₁	Т ₁	Суглики, супеси, глины, пески, соли
	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Т ₁ ₂	Гравийно-галечники, пески с линзами гравия и гальки, суглики, супеси
ПЗ	Т ₂	Т ₂	Т ₂	Т ₂	Т ₂	Т ₂	Т ₂	Т ₂	Т ₂	Т ₂	Супеси, суглики, местами лессы, гравийно-галечники, глины, в основании галечники или конгломераты с линзами песков и гравия.
	Т ₃	Т ₃	Т ₃	Т ₃	Т ₃	Т ₃	Т ₃	Т ₃	Т ₃	Т ₃	Акторайская свита. Песчано-галечно-гравлитная. Суглики, супеси.
ПЗ	Т ₄	Т ₄	Т ₄	Т ₄	Т ₄	Т ₄	Т ₄	Т ₄	Т ₄	Т ₄	Песок, гравий, глины, галечники.
	Т ₅	Т ₅	Т ₅	Т ₅	Т ₅	Т ₅	Т ₅	Т ₅	Т ₅	Т ₅	Верхнегобинская свита. Конгломераты.
ПЗ	Т ₆	Т ₆	Т ₆	Т ₆	Т ₆	Т ₆	Т ₆	Т ₆	Т ₆	Т ₆	Глины, алевролиты, пески. В нижней части разреза - галечники, гравийники.
	Т ₇	Т ₇	Т ₇	Т ₇	Т ₇	Т ₇	Т ₇	Т ₇	Т ₇	Т ₇	Глины, коричнево-бурые, алевролиты с прослоями голубовато-серых глин и полимиктовых песков. Галечники, щебень, пески.
ПЗ	Т ₈	Т ₈	Т ₈	Т ₈	Т ₈	Т ₈	Т ₈	Т ₈	Т ₈	Т ₈	Глины красноцветные с гипсом.
	Т ₉	Т ₉	Т ₉	Т ₉	Т ₉	Т ₉	Т ₉	Т ₉	Т ₉	Т ₉	Аральская свита. Глины, глинистые пески.
ПЗ	Т ₁₀	Т ₁₀	Т ₁₀	Т ₁₀	Т ₁₀	Т ₁₀	Т ₁₀	Т ₁₀	Т ₁₀	Т ₁₀	Алакольская свита. Глины красные линзы сероцветных песков и глин.
	Т ₁₁	Т ₁₁	Т ₁₁	Т ₁₁	Т ₁₁	Т ₁₁	Т ₁₁	Т ₁₁	Т ₁₁	Т ₁₁	Кыскайская свита. Глины нестроцветные.
ПЗ	Т ₁₂	Т ₁₂	Т ₁₂	Т ₁₂	Т ₁₂	Т ₁₂	Т ₁₂	Т ₁₂	Т ₁₂	Т ₁₂	Куркульская свита. Глины серые.
	Т ₁₃	Т ₁₃	Т ₁₃	Т ₁₃	Т ₁₃	Т ₁₃	Т ₁₃	Т ₁₃	Т ₁₃	Т ₁₃	Колтаковская свита. Глины серые, красные, алевролиты, песчаники.
ПЗ	Т ₁₄	Т ₁₄	Т ₁₄	Т ₁₄	Т ₁₄	Т ₁₄	Т ₁₄	Т ₁₄	Т ₁₄	Т ₁₄	Тункузская свита. Глины серые, коричневые, гипс.
	Т ₁₅	Т ₁₅	Т ₁₅	Т ₁₅	Т ₁₅	Т ₁₅	Т ₁₅	Т ₁₅	Т ₁₅	Т ₁₅	Жамантинская свита. Глины нестроцветные с прослоями аргиллитов, доломитов, мерселей.
ПЗ	Т ₁₆	Т ₁₆	Т ₁₆	Т ₁₆	Т ₁₆	Т ₁₆	Т ₁₆	Т ₁₆	Т ₁₆	Т ₁₆	Песчаники, пески, гравелиты.
	Т ₁₇	Т ₁₇	Т ₁₇	Т ₁₇	Т ₁₇	Т ₁₇	Т ₁₇	Т ₁₇	Т ₁₇	Т ₁₇	Верхняя пачка. Конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Редкие прослои (встречаются в Куралинской зоне) углистых аргиллитов и углей.
ПЗ	Т ₁₈	Т ₁₈	Т ₁₈	Т ₁₈	Т ₁₈	Т ₁₈	Т ₁₈	Т ₁₈	Т ₁₈	Т ₁₈	Нижняя пачка. Конгломераты, песчаники, реже алевролиты, угли (последние встречаются в Куралинской зоне).
	Т ₁₉	Т ₁₉	Т ₁₉	Т ₁₉	Т ₁₉	Т ₁₉	Т ₁₉	Т ₁₉	Т ₁₉	Т ₁₉	Верхняя подсвита. Алевролиты, аргиллиты, конгломераты, галечники, песчаники, пески, угли.
ПЗ	Т ₂₀	Т ₂₀	Т ₂₀	Т ₂₀	Т ₂₀	Т ₂₀	Т ₂₀	Т ₂₀	Т ₂₀	Т ₂₀	Нижняя подсвита. Конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты, угли.
	Т ₂₁	Т ₂₁	Т ₂₁	Т ₂₁	Т ₂₁	Т ₂₁	Т ₂₁	Т ₂₁	Т ₂₁	Т ₂₁	Серые мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты.
ПЗ	Т ₂₂	Т ₂₂	Т ₂₂	Т ₂₂	Т ₂₂	Т ₂₂	Т ₂₂	Т ₂₂	Т ₂₂	Т ₂₂	Кора выветривания.
	Т ₂₃	Т ₂₃	Т ₂₃	Т ₂₃	Т ₂₃	Т ₂₃	Т ₂₃	Т ₂₃	Т ₂₃	Т ₂₃	Породы палеозоя.

Рисунок 7 - Сводный стратиграфический разрез Алакольской впадины [88]

Средний карбон – С₂ Отложения среднего карбона имеют облик нижней морской молассы. Это сероцветные кварцевые, кремнистые и обломочные песчаники, алевролиты, реже гравелиты. В отложениях, датируемых московским ярусом, распространены кремнистые и глинистые алевролиты, кремни, туффиты, песчаники, известняки, конгломераты (кенесская свита). В отложениях башкирского яруса преобладают песчаники, в т.ч. карбонатные породы даламбайской свиты. В горном обрамлении впадины известны терригенные породы карбонового возраста, перемежающиеся с эффузивами и туфами.

В целом для отложений среднего палеозоя в разрезе рассматриваемой территории характерно преобладание сероцветности, указывающей на преобладание восстановительных условий в осадконакоплении и содержание в толще органического вещества на уровне 1-3%.

Отложения верхнего карбона развиты по северному обрамлению Алакольской впадины. Это риолитовые и смешанного состава туфы, туффиты. В связи с известной сложностью биостратиграфического расчленения континентальных верхнепалеозойских толщ отложения верхнего карбона датируются по флоре (С₃-Р₁).

Пермские отложения также широко представлены на северном обрамлении бассейна. Широкая распространенность пермских угленосных, терригенных и вулкано-терригенных толщ в разрезе позволяет считать временем заложения бассейна пермский период. Именно в пермское время Алакольская впадина стал развиваться в режиме нормального осадочного бассейна.

Разрез верхнекарбоновых и нижнепермских отложений, в целом, представлены риолитами, дацитами, туфами, песчаниками и алевролитами общей толщиной до 400м. Отложения квазиplatformенного комплекса во внутренней части впадины, предположительно, могут присутствовать в толщах на нижних уровнях Южно-Алакольской и Северо-Алакольской грабен-синклиналей.

Платформенный чехол

Платформенный чехол включает отложения мезокайнозоя (рисунок 8). Они залегают на палеозойских образованиях с размывом и угловым несогласием и охарактеризованы в сравнении с палеозойской частью разреза значительно слабее. Представления о литологическом составе, детальной стратиграфии и выявленных возможных локальных структурах по поверхности триаса, юры и мела основываются на крайне ограниченной информации в связи с почти повсеместным перекрытием толщ трансгрессивно залегающими отложениями кайнозоя.

Основная терригенная толща представлена отложениями триаса и юры (нижняя и средняя юра) толщиной до 60 м и 1150 м, соответственно.



Рисунок 8 – Карта распространения мезозойских отложений. а – современные отложения; б – Мезозойские впадины: 1- Сейректауская, 2- Айская, 3- Восточно-Алакольская, 4- Ушаралская, 5- Алакольская, 6- Восточно-Арганатинская, 7- Западно-Арганатинская; в – домезозойские образования; г – региональные разломы

Триасовые отложения в Алакольской впадине стратиграфически отнесены к средней и верхней части триаса. Породы представлены сероцветными песчано-конгломератовыми пачками с прослоями алевролитов, аргиллитов. В горах Кату (угольное месторождение Ланколь) верхний триас залегает на коре выветривания палеозойских пород. Разрез его представлен тонкозернистыми песчаниками, серыми алевролитами и аргиллитами толщиной до 60 м. Такого же типа разрез среднего и верхнего триаса выделен в районе хр. Майли. Необходимо отметить, что эти разрезы представлены мелкими фрагментами в тектонических блоках. Они стали доступны эрозии лишь в четвертичное время.

Юрские отложения представлены чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и горизонтов бурых углей. Отложения отличны от пород триаса, прежде всего, значительным увеличением содержания в разрезе углей и углистых сланцев. В юго-восточной части впадины известно мелкое по запасам Алакольское месторождение бурого угля. Угли достигают по толщине первые метры, выдержаны по простиранию, достаточно надежно охарактеризованы остатками флоры хвойных, гингковых, папоротников, хвощевых. Возраст отложений датирован как нижнеюрский.

В горах Кату в основании разреза прослежена толща конгломератов мощностью около 138 м. В разрезе базальной пачки присутствуют песчаники, алевролиты. Конгломераты залегают на триасовых отложениях и образованиях

палеозоя. Выше разрез наращивается переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов и углистых алевролитов. Толщина данной пачки составляет 110-120 м, в пачке выделено 8 пластов угля с обильными остатками листовой флоры.

Выше угленосного уровня в разрезе прослеживается безугольная полосчатая толща мощностью 420 м аналогичного литологического состава. На ней, в свою очередь, залегают конгломераты с прослоями песчаников толщиной порядка 412 м.

Общая толщина юры на этом участке около 850 м. Верхняя часть разреза здесь отсутствует, но разрезы нижней и средней юры в регионе в целом считаются непрерывными. В отдельных местах на площади сопредельного государства средняя юра представлена грубослоистой и песчано-глинистой толщей с горизонтами углей.

Для юрского комплекса характерно увеличение мощности отложений в направлении от периферии впадины к его центральной части. Также характерно в этом направлении замещение горизонтов углей углистыми глинистыми породами. Полная толщина юры в прогибах достигает 1,5 км.

Кайнозойские отложения (KZ) в Алакольской впадине охарактеризованы несравненно лучше мезозойских. Кайнозойский комплекс перекрывает нижележащие отложения с размывом и несогласием. Именно, начиная от палеогена, на территории Алакольской впадины начинается чисто платформенный плащеобразный режим осадконакопления.

Палеогеновые отложения толщиной до 700 м представлены чередованием песчаников, гравелитов с глинами, аргиллитами и прослоями известняков и мергелей. Палеогеновая система представлена палеоценом, эоценом и олигоценом.

Палеоцен в Алакольской впадине палеонтологически не обоснован. Отложения этого возраста выделяются по их положению в разрезе, так как они залегают ниже фаунистически охарактеризованных эоценовых отложений. Условно к палеоцену отнесены и немые пестроцветные песчано-глинистые отложения в тектонических блоках в зоне Алаколь-Жетысуского разлома (западнее долины р. Шындалы). К югу от этого участка разломной зоны отложения миоцена и палеоцена вскрываются скважинами на глубинах более 500 м (Шелектинский грабен). Палеоцен в нижней части представлен песчаниками, песками и гравелитами, а в верхней - пестроцветными глинами с прослоями аргиллитов, доломитов и мергелей жамантауской свиты толщиной до 180 м.

Эоцен представлен тункурузской, колпаковской и куркульдекской свитами.

Тункурузская свита – глины серые, коричневые и гипс. Мощность отложений 40 м.

Колпаковская свита – глины серые, красные алевролиты и песчаники. Мощность отложений 88 м. Куркульдекская свита представлена глинами серыми. Мощность их 60 м.

Олигоцен – представлен кыскашской и алакольской свитами. Кыскашская свита представлена глинами пестро-цветными, мощностью 25-79 м. Алакольская свита представлена глинами красными, линзами серо-цветных песков и глин. Общей мощностью 2-100 м.

Неогеновая система (N). Выходы на поверхность отложений неогеновой системы встречены на севере рассматриваемой территории в районе хр. Тарбагатай и на юге вдоль Главного Жунгарского разлома. Представлены они отложениями миоцена и плиоцена.

Неогеновые отложения общей толщиной до 500 м в целом представлены пестроцветными глинами, песками и галечниками.

Миоцен (N_1) в нижней части сложен глинами и глинистыми песками аральской свиты (N_1^{1-2}) мощностью до 11 м. В верхней части - красноцветными глинами с гипсом павлодарской свиты ($N_{1-2\text{ pv}}$) толщиной до 51 м.

Плиоцен (N_2) в нижней части представлен илийской свитой ($N_2^{2-3\text{ il}}$), в верхней части хоргосской свитой ($N_2^3\text{ hr}$). Илийская свита ($N_2^{2-3\text{ il}}$) сложена коричневато-бурыми глинами, алевролитами с прослоями голубовато-серых глин и полимиктовых песков и галечниками, щебенью и песками. Толщина её отложений до 160 м.

Хоргосская свита ($N_2^3\text{ hr}$) представлена глинами, алевролитами, песками; в нижней части разреза представлена галечниками и гравием. Толщина составляет до 300 м.

Четвертичная система (Q) представлена всеми тремя отделами нижним, средним и верхним отделами.

Нижнечетвертичный отдел (Q_1), в основании которого залегает верхне-гобийская свита небольшой мощности (2-3 м), представлен конгломератами. Затем идет уржарская свита, состоящая из песков, гравия, глин и галечников. Толщина отложений колеблется в пределах 3-116 м. Венчается нижнечетвертичный отдел актогайской свитой толщиной 5-30 м, сложенной песчано-гравийными разностями, суглинками и супесями.

Среднечетвертичный отдел (Q_2) представлен глинами супесями, суглинками, лессом, гравийно-галечниковыми разностями. В основании глин встречаются галечники или конгломераты с линзами песков и гравия. Толщина варьирует в пределах 40-400м.

Верхнечетвертичный отдел (Q_3) представлен осадками колдарской свиты, в составе гравия, галечника, песков и линз гравия, гальки, суглинков и супесей. Мощность изменяется от нескольких метров до 60 м.

Общая толщина отложений мезокайнозоя в разрезе Алакольского бассейна достигает порядка 3500 м [52].

4.1.2 Тектоника

По поверхности фундамента, как уже отмечалось выше, Алакольская впадина представляет собой обширную асимметричную депрессию.

Современные тектонические структуры Балхаш-Алакольского региона и смежной территории КНР являются следствием весьма активно проявленного орогенеза альпийской эпохи (плиоцен-антропоген) складчатости. Характерной особенностью его можно считать, прежде всего, активизацию разрывных нарушений палеозойского субстрата с резким доминированием вертикальных движений, как в самом субстрате, так и в покровном мезокайнозойском чехле. Значительная южная часть Алакольской мезокайнозойской депрессии испытала воздымание и превращение в сплошную систему грабенов и горстов.

Тектоническое строение Алакольской впадины охарактеризовано на основании карты по поверхности палеозоя, составленной по сейсмическим данным (рисунки 9-10). Строение впадины ассиметричное. Юго-западный борт крутой и ограничен Жетысуским разломом. Северо-восточный борт более пологий. По осевым линиям озер Алаколь и Сасыкколь расположен валообразный выступ поверхности палеозоя, который делит впадину на две части – неглубокая пологую северо-восточную и глубокую юго-западную.

Алакольская впадина в современном структурном плане представлен Северо-Алакольским и Южно-Алакольским грабенами, разделенными Сасыкколь-Алакольским горстом. До неотектонического преобразования эта структура простиралась далеко на юго-запад (междуречье Биен-Аксу) и на юг, по крайней мере, до долины р. Тастау. Северная граница выражена менее четко и представлена системой мелких ступенчатых сбросов, отделяющих мезокайнозойские толщи от карбон-пермских вулканитов. Максимальная толщина платформенного чехла, залегающего на палеозойском основании, характерна для южного грабена. По геофизическим данным (ВЭЗ) мощность пелитифицированных толщ на палеозое превышает 2000 м.

Наиболее погружен палеозойский субстрат в полосе северо-западного направления, протяженностью около 55 км по юго-западному побережью озера Алаколь. Этот приразломный грабен на юго-востоке выходит в Жетысуские «ворота», на северо-западе прослеживается до р. Аягуз. Общая протяженность его превышает 250 км при ширине 25-30 км. Западнее р. Тентек пробуренные скважины на глубинах 300-600 м вскрывают только миоцен-олигоценые отложения. Юрские и триасовые отложения выходят на поверхность во взброшенных тектонических блоках на крайнем северо-западе (район Актогая) и крайнем юго-востоке (горы Кату).

Сасыкколь-Алакольский горст оконтуривается по геофизическим данным и выходам палеозоя на островах оз. Алаколь и побережье оз. Сасыкколь. Поскольку в этих местах отсутствуют даже третичные осадки, то можно полагать, что в плиоцене и начале антропогена площадь горста весьма интенсивно эродировалась.

Северо-Алакольский грабен расположен между блоками палеозоя Тарбагатая и Сасыкколь-Алакольским горстом.

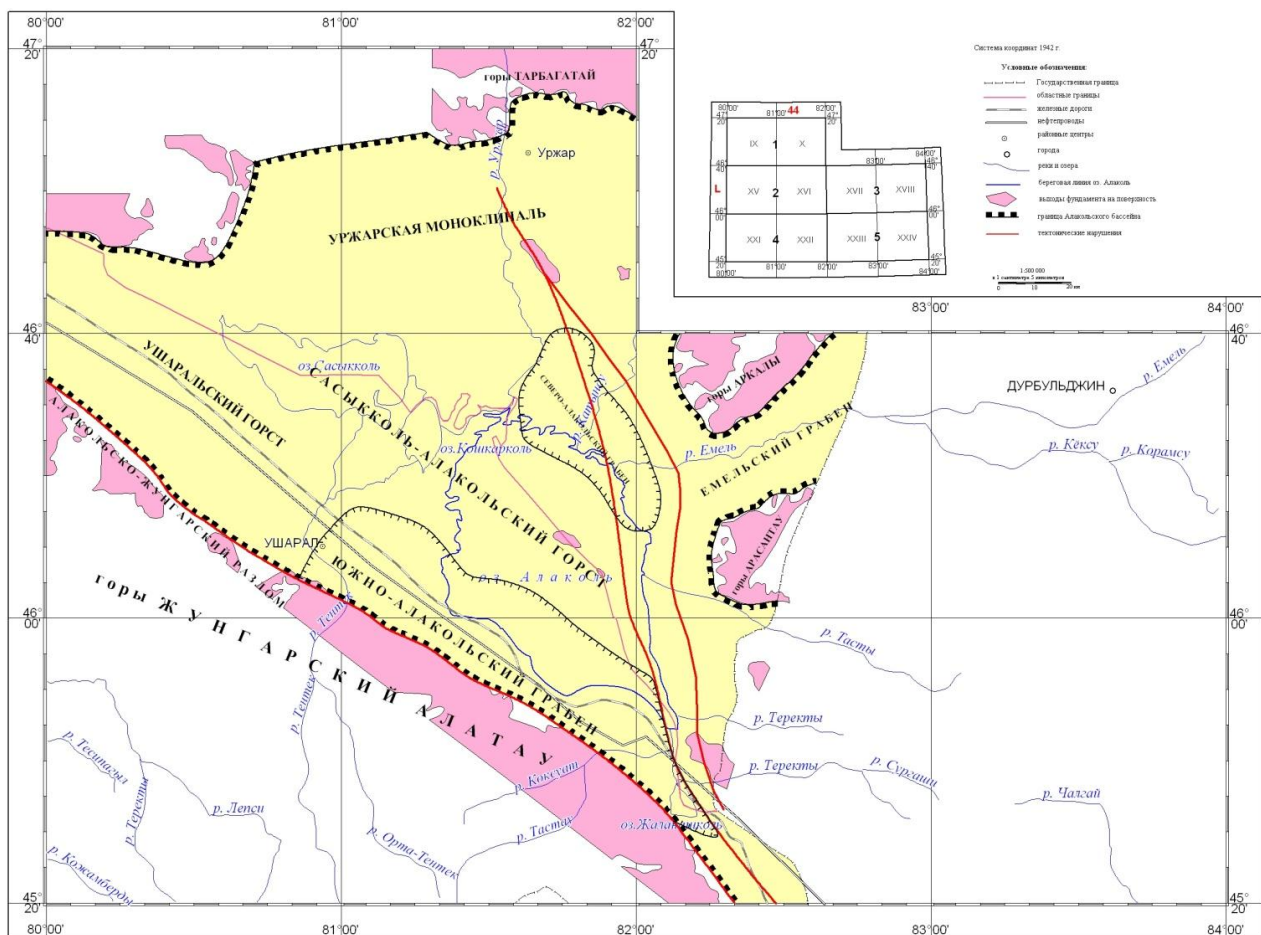


Рисунок 9 – Структурно-обзорная карта Алакольской впадины [88]

На восточном фланге северный грабен переходит в Емельский грабен, соединяющий Алакольскую впадину с Предтарбагатайским прогибом, где известны триасовые и юрские угленосные толщи.

На северном и южном грабенах Алакольской впадины возможно присутствие слабо дислоцированных континентальных отложений перми, относимых, предположительно, к переходному или квазиплатформенному структурному этажу. Уржарская моноκлираль расположена на крайней периферии части впадины с «постепенным» воздыманием поверхности фундамента к хр. Тарбагатай. Моноκлираль занимает территорию севернее Сасыкколь-Алакольского горста и Северо-Алакольской грабен-синκлинали.

На восточной части впадины в приграничной с КНР полосе, между горами Аркарлы и Арасантау расположена Емельская грабен-синκлираль, которая продолжается далее на восток в территории КНР.

Ушаральский горст является приразломной структурой, парагенетически связанной с Южно-Алакольским приразломным грабеном. Горст прослеживается вдоль зоны Алаколь-Жетысуского сброса от гор Арганаты до долины р. Тастау. От долины р. Тентек до подножия гор Арганаты наблюдается разломно-флексурная зона, где на отдельных тектонических блоках выходят на дневную поверхность толщи палеозоя, перекрытые

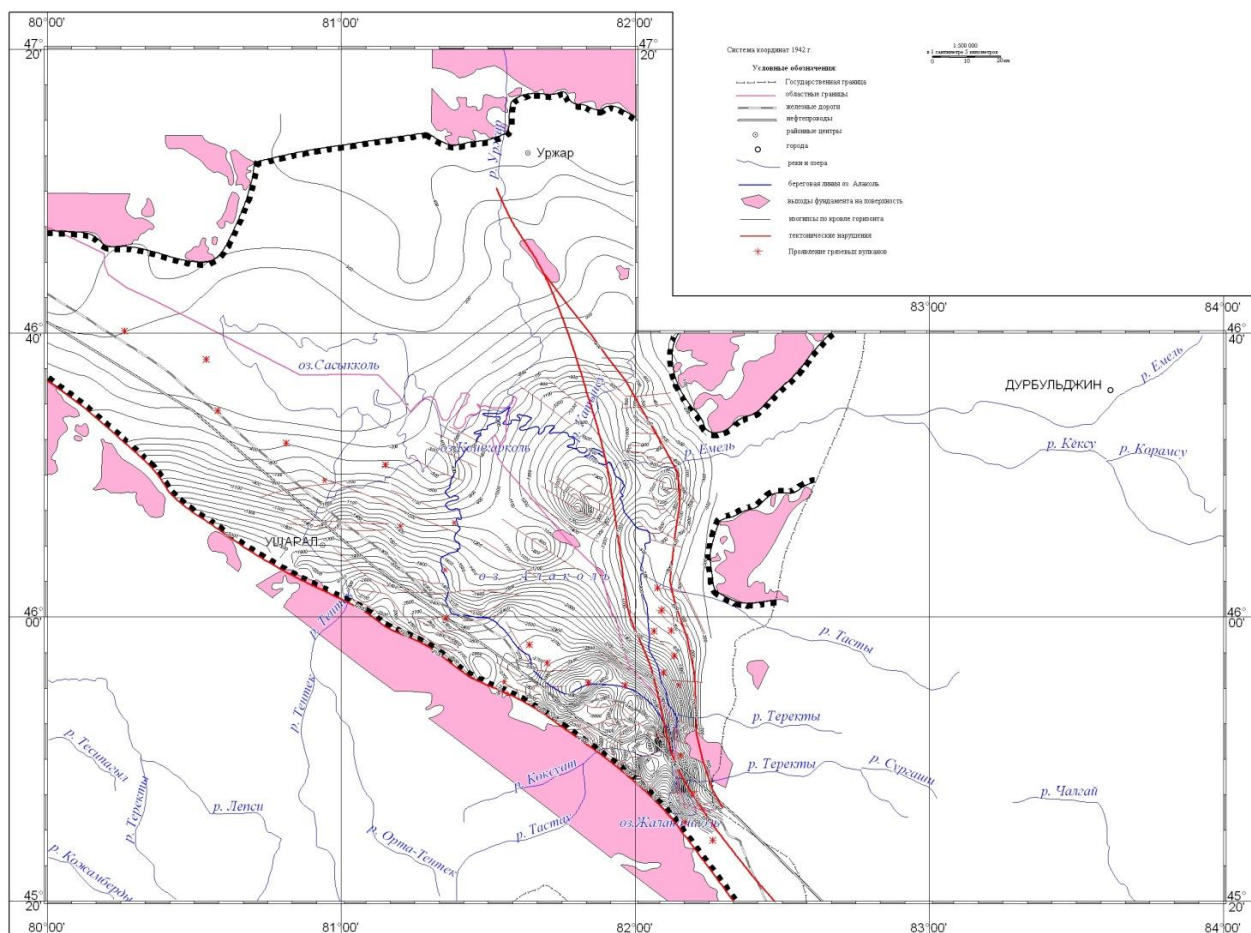


Рисунок 10 – Структурная карта по кровле фундамента Алакольской впадины [88]

покровным комплексом пестроцветных глин, датированных палеоценом. Не исключается и более древний возраст этих «немых» толщ.

В разрезе Алакольской впадины широко распространены различные купольные поднятия, мелкие горсты и грабены. В геоморфологическом плане распространены оползни, своеобразные увалисто-грядово-гривистые и серповидно-грядово-гривистые и серповидно-грядово-оползневые формы рельефа. Не исключено, что все эти структуры и формы рельефа, возможно, обязаны своим происхождением грязевым вулканам [52].

4.1.3 История геологического развития

В становлении и истории развития Алакольской впадины важная и определяющая роль отводится этапам тектонических движений, которые связаны с каледонским и герцинским циклами складчатости, а также процессами интрузивного магматизма.

Первый каледонский орогенический цикл формирования структуры впадины выразился в образовании крупных линейно вытянутых складок юго-

западного простирания. Для структур характерны крутые углы падения крыльев ($60-700^{\circ}$), несогласное залегание толщ силура и девона, соответственно на образованиях ордовика и силура.

Второй этап тектонических движений – герцинский орогенический цикл выразился в образовании пологих ($25-300^{\circ}$) брахиантиклинальных складок, уже в основном северо-западного простирания.

В последующем мощные орогенические фазы сопровождались внедрением крупных интрузивных тел кислого и среднего состава. В это время, благодаря сформированному и достаточно жесткому каледонскому субстрату, были проявлены основные дизъюктивные нарушения, предопределившие современные контуры Алакольской впадины и его отдельных тектонических блоков.

Таким образом, формирование структуры палеозойских образований, и в т.ч. отложений пермского периода, было связано с существенным влиянием сильных дислокаций. Также, Алакольской впадине свойственны были процессы метаморфизма, прорывов и внедрений крупных интрузивных тел, дифференциации территории впадины дизъюктивными нарушениями и блоковый характер развития крупных структурных элементов впадины.

Последующий этап развития впадины, связанный с альпийским орогенезом, характеризовался относительно спокойными условиями и началом платформенного стиля развития его территории.

Предполагается, что на альпийском этапе развития впадины могли формироваться относительно устойчивые тектонические блоки и в соответствующем режиме развиваться основные элементы разломной тектоники. В период кайнозоя происходило, главным образом, очередное обновление древних дизъюктивных нарушений и образование новых разломов, обусловленных неотектоническими подвижками. Юрские отложения характеризовались очень слабыми дислокациями, их седиментация происходила на весьма ограниченных участках, представляющих собой наиболее опущенные участки тектонических блоков.

Основные дизъюктивные нарушения, проявленные по контуру впадины и ряд крупных нарушений в его центральной части, заложенные в период проявления герцинского тектогенеза, в период альпийской складчатости обновлялись. В результате многофазного проявления тектогенеза современный облик Алакольской впадины представляется в виде грабен-синклиналей (рифтов?), разделенных узкой положительной структурой северо-западного простирания. Весь этот спектр тектонических элементов очень хорошо виден на различных трансформациях тепловых полей.

Площадное сужение впадины в сторону Жетысуских «ворот» произошло в результате столкновения двух, направленных под углом друг к другу, глубинных складчатых систем. В результате этого, были образованы 2 системы сбросов: Жетысуская и Барлыкская с простиранием швов под углом $300-310^{\circ}$ и $40-50^{\circ}$, соответственно. По этим сбросам в процессе становления впадины происходили его поднятия и опускания блоков.

Алакольская впадина в соответствии с построенными геологическими и структурными картами по поверхности палеозоя, к юрскому времени представлял собой всхолмленную равнину, на общем спокойном фоне которой выделялись невысокие горы, в современном плане соответствующие островам Аралтобе, Улкен-Аралтобе и Кишкене – Аралтобе и горам Жалпактау, Арасантау, Балтабай, Сейректау и Жунгария.

В исследуемом бассейне также две четко наметились основные депрессии.

Начиная с юрского времени, вся площадь Алакольской впадины претерпевает общее и неравномерное опускание. Определяются оси наиболее значительных прогибов и депрессий.

В мезозойское время указанные депрессии представляли собой отдельные неглубокие озера, берега которых, благодаря благоприятным климатическим условиям, были покрыты пышной растительностью, а воды богаты разнообразным планктоном, водорослями и микроорганизмами.

В период с конца нижнеюрского времени и до неогена территория Алакольской впадины претерпевает части повсеместные поднятия, что выразилось, в целом, в отсутствии отложений средней и верхней юры и частично мела и палеогена. Эти отложения присутствуют только в «котлованах» грабен-синклиналей.

Ко времени формирования неогеновых осадков площадь Алакольской впадины вновь претерпевает общее опускание, а на его юго-западе и северо-востоке по Жетысускому и Аягузско-Барлыкскому разломам возникают горстовые поднятия, формирование которых продолжалось и в четвертичное время. Неогеновое время характеризуется резко континентальными условиями, на что указывает краснобурая окраска пород неогена, в которых преобладали процессы окисления над процессами восстановления [52].

4.2 Гидрогеологическая характеристика

Алакольская впадина представляет собой сложную гидрогеологическую структуру, состоящую из различных водоносных горизонтов и заключающую различные типы подземных вод (рисунок 11). В строении гидрогеологической структуры отчетливо выделяется два этажа: чехол, состоящий из рыхлообломочных отложений, и складчатый фундамент, сложенный палеозойскими кристаллическими породами. В основании рыхлообломочных отложений присутствуют, мощные толщи глинистых образований, что в определенной степени способствует изоляции подземных вод верхнего и нижнего этажа.

К верхнему этажу приурочены поровые пластовые грунтовые воды, межпластовые не напорные воды, межпластовые напорные или артезианские воды.

Второй гидрогеологический этаж (складчатый фундамент) характеризуется распространением трещинных вод, связанных с древней зоной выветривания пород фундамента или зонами тектонических разломов.

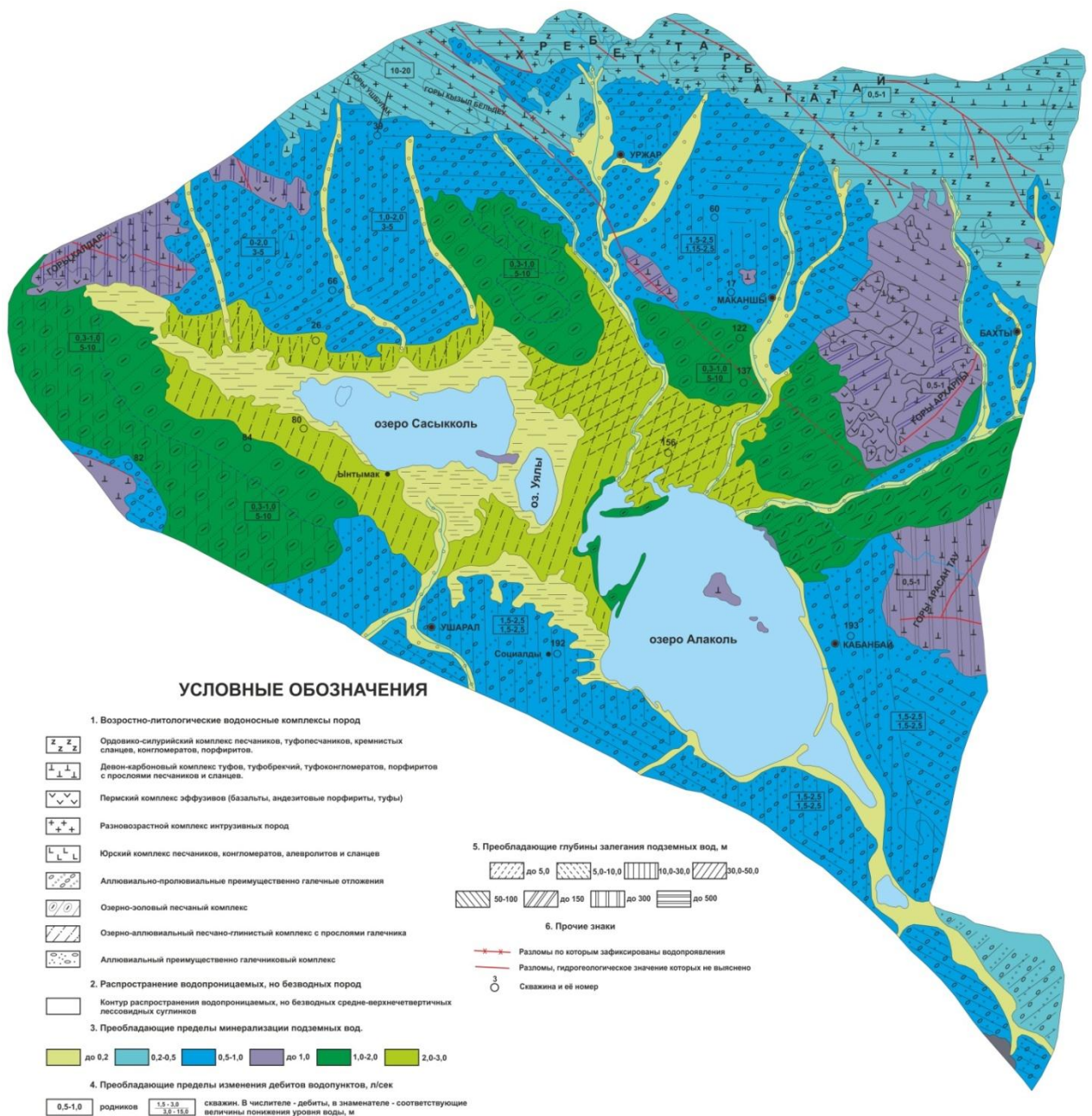


Рисунок 11 – Гидрогеологическая карта Алакольской впадины. Масштаб 1:500000 [25]

Гидрогеологическая связь их происходит по зонам тектонических разломов, а также на участках, где водоупорные глины неогена смыты и рыхлые отложения чехла непосредственно залегают на фундаменте, т.е. на контактах.

В горных обрамлениях депрессии развиты трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды, приуроченные к верхней трещиноватой зоне палеозойских кристаллических пород и относящейся преимущественно к типу грунтовых. Воды циркулируют по трещинам, гидрогеологически связанными между собой и представляет собой единую водонасыщенную систему, у которой области питания и разгрузки совпадают.

Основными областями питания подземных вод впадины являются обрамляющие её горные сооружения: хр.Тарбагатай на севере, Барлык на востоке и Жетысуский Алатау на юге (рисунок 12). Количество атмосферных осадков в пределах хребтов достигают до 1000 мм/год (Жетысуский Алатау). Часть из них инфильтруется, часть стекает, образуя густую сеть поверхностных водотоков, большинство которых по выходе из гор теряют сток вследствие фильтрации в подстилающую толщу рыхлых отложений конусов выноса. Условия питания подземных вод резко ухудшаются на западе бассейна, где количество атмосферных осадков значительно уменьшается, горы снижаются в абс.отметках и представлены низкогорьем Колдар, Аркарлы и др.

Сток подземных вод чехла направлен от краевых, наиболее приподнятых частей впадины, и наиболее его пониженным частям, т.е. в сторону озерных котловин, дренирующих впадин. На водораздельных пространствах отмечается движения в сторону местных базисов эрозии. Движение трещинно-напорных вод контролируется тектоническим строением впадины.

В пределах Алакольской впадины наблюдается гидродинамическая зональность подземных вод и смена условий водообмена с глубиной.

Первая зона располагается в верхней части разреза (до 100 м) и приурочена к образованиям четвертичного возраста. Здесь в основном формируются грунтовые и межпластовые ненапорные воды. Для зоны характерен свободный водообмен, т.е. непосредственная связь с поверхностными и атмосферными водами.

Вторая зона приурочена к нижнечетвертичным и верхненеогеновым образованиям и залегает на глубине более 150 м. Она имеет ограниченную связь с гидросферой и атмосферой через зону свободного водообмена преимущественно в краевых частях впадины. Нижняя зона связана с образованиями фундамента и подземные воды характеризуются затрудненным водообменом и связь с дневной поверхностью осуществляется только на отдельных сравнительно небольших участках.

4.2.1 Подземные воды палеозойских отложений

Палеозойские образования распространены в горах Тарбагатай в Барлыкских гор. Преимущественным развитием здесь пользуются метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы палеозоя, собранные в сложные складки и разбитые многочисленными разломами, подчиненное положение занимают интрузивные породы. Преобладают трещинные и трещинно-жильные воды, приуроченные к верхней трещиноватой зоне палеозойских кристаллических пород и относящиеся преимущественно к типу грунтовых. Направление потока полностью определяется рельефом местности и ориентирование в сторону эрозионных врезов. Мощность потока зависит от глубины распространения трещиноватой зоны и местами превышает 50 м. Глубина залегания вод изменяется от 0,0 до 50 м.

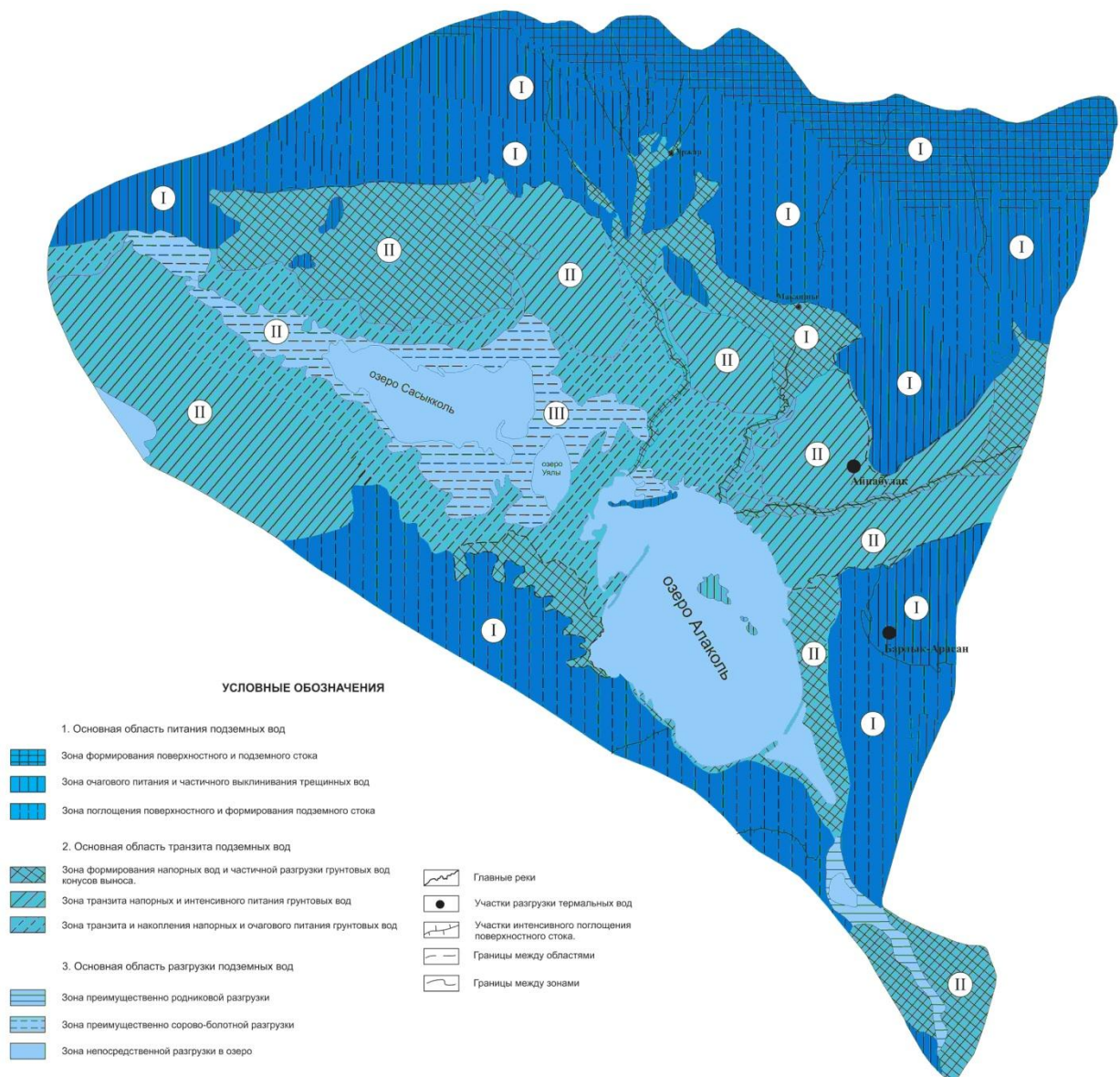


Рисунок 12 – Схема формирования подземных вод Алакольской впадины [25]

Расходы многочисленных родников, выходящих в верховьях коротких долин, у подножий и на склонах возвышенностей, невелики, однако по мере движения от водораздельной части в сторону равнины постепенно увеличивается. Преобладающие дебиты родников непосредственно у моста выхода составляет 0,3-1,0 дм³/с. Небольшие пути фильтрации подземных вод и отсутствие в составе отложений легкорастворимых содой обуславливает преобладание гидрокарбонатного кальциевого типа минерализации подземных вод при сухом остатке, 0,2 -0,3 г/дм³. В пределах мелкосопочника, в бессточных замкнутых понижениях, где уровень подземных вод близко подходит к дневной поверхности, встречаются слабосоленые воды с сухим остатком до 1,5 -2,0 г/дм³.

Особенности литологического состава водовмещающих толщ позволяют выделить на описываемой территории четыре водоносных комплексов.

Водоносные комплексы резко различаются между собой по степени водообильности и характеру водопроницаемости. Поэтому описание их производится раздельно.

Воды осадочно-вулканогенной толщи ордовика и силура. Осадочно-вулканогенная толща ордовика и силура, как отмечалось выше, слагает Тарбагатайский антиклинорий. В остальной части территории она погружается на большую глубину и перекрыта мощным плащом молодых образований.

Весь этот комплекс пород в значительной степени метаморфизован, сильно дислоцирован и образует сложную линейную, часто изоклинальную складчатость. Он характеризуется широким развитием разрывных тектонических нарушений и явлений кливажа. Количество разломов настолько велико, что рассматриваемая часть территории, по существу представляет собой серию блоков, различно смещенных друг относительно друга.

Несмотря на большое разнообразие стратиграфо-петрографического состава этих пород, в гидрогеологическом отношении, как показали полевые и лабораторные исследования они представляют единый, взаимосвязанный водоносный комплекс трещинных подземных вод, приуроченных к верхней трещиноватой зоне плотных массивных кристаллических пород и зонам тектонических нарушений. Глубина залегания подземных вод зависит от гипсометрического положения местности и степени расчлененности рельефа. Наиболее глубокое залегание вод (до 50 м и более) отмечается на водоразделах, наименьшие (до 5-10 м) - на дне долин и у оснований склонов. В местах глубоких врезов и у подножий сопок и гряд они выклиниваются в виде родников и мочажин. В краевых частях Алакольской впадины, где они перекрыты более молодыми отложениями (в районе с. Маканшы), подземные воды вскрываются на глубине 70-80 м и обладают некоторым напором. Следует отметить, что уровень залегания подземных вод повсеместно выше местного базиса эрозии или - на уровне дна долин. Только воды тектонических трещин залегают ниже местного базиса эрозии.

Мощность водоносной зоны определяется глубиной развития активной трещиноватости, которая распространяется по данным бурения, на глубину 70-80 м от кровли водовмещающих отложений. Наблюдения, произведенные в глубоких скважинах показали, что активная трещиноватость пород с достаточно интенсивной циркуляцией подземных вод прослеживается на глубине 100 м от поверхности земли. Приток воды по трещинам тектонических нарушений наблюдается на более значительных глубинах. Об этом свидетельствует наличие термальных и субтермальных источников, приуроченных к региональным разломам глубокого заложения.

Водоносность комплекса чрезвычайно пестрая и обусловлена различиями в характере и интенсивности трещиноватости пород, в естественных обнажениях породы густо рассечены системой взаимосвязанных мелких и крупных трещин. Преимущественным распространением пользуются трещины выветривания и первичной отдельности. Ширина трещин с поверхности

достигает 15-20 см. Нередко на местах интенсивного развития трещин породы разрушены до обломочного состояния.

Наибольшей трещиноватостью, при прочих равных условиях, отличаются зоны дробления и тектонических нарушений. Раскрытая трещиноватость пород больше развита на водоразделах хребтов, в бортах долин, чем у подножия склонов и в основании долин. Однако, трещины по площади распределены неравномерно, наряду с участками, разбитыми густой системой раскрытых трещин, встречаются отдельные значительные по размерам площади, пораженные редкой сетью волосяных трещин. Обычно трещины таких участков заполнены жильными породами и рудными минералами.

В зависимости от указанных факторов дебиты отдельных родников изменяются от 0,02-0,5 до 1-2 дм³/с. В зонах тектонических разломов и в приконтактных зонах пород расходы источников увеличиваются до 3,5-3,0 дм³/с. Нередко такие источники дают начало ручейкам, которые, сливаясь между собой образуют речки. Расходы колодцев и скважин в большинстве случаев составляют десятые и сотые литра в секунду при понижении статического уровня на 10-15 м и более.

Расходы большинства родников, приуроченных к различным эффузивам, сланцам и алевролитам, составляют сотые и тысячные доли литра в секунду. Однако, среди этих отложений встречаются источники с расходами до 1,0 дм³/с. и более. Такие родники обычно связаны с зонами тектонических разломов или приконтактовыми участками с более водообильными породами.

К трещиноватым песчаникам и конгломератам приурочены родники с относительно повышенными расходами. Их дебиты колеблются от десятых долей литра до нескольких литров в секунду. Наибольшими водовмещающими свойствами отличаются трещиноватые, нередко закарстованные известняки.

Родники, выклинивающиеся из известняков, обладают расходами от долей литра до нескольких десятков литров в секунду. Эпизодические наблюдения за режимом расхода родников показывают резкие изменения дебита источников на протяжении года. Увеличение расхода обычно начинается с конца, марта - начала апреля и доходит до минимума в январе-феврале. Изменение расхода находится в прямой зависимости от количества и вида выпадающих атмосферных осадков. В площадном распределении трещинных вод (по величине общей минерализации) намечается определенная закономерность.

Так, например, весьма слабо минерализованные гидрокарбонатные кальциевые воды, близкие по составу к атмосферным осадкам, независимо от возраста водовмещающих пород, пользуются распространением на водоразделах. От водораздела к склонам минерализация заметно возрастает и гидрокарбонатные кальциевые воды с общей минерализацией до 0,5 г/дм³ переходят в гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые. В отдельных бессточных понижениях минерализация вод повышается до 1,0-1,5 г/дм³ и более, а по составу относятся к сульфатно-натриевым.

Воды осадочно-вулканогенной толщи девона и карбона. Отложения девона и карбона в исследованном районе пользуются довольно широким распространением и представлены осадочно-вулканогенным комплексом пород. Намечается четкая приуроченность их развития к зоне краевой части Тарбагатайского антиклинория. В осевой части антиклинория описываемые образования слагают узкие синклиналильные структуры и имеют ограниченные площади распространения.

Водоносность описываемых отложений прежде всего определяется характером трещиноватости и ее интенсивностью. Проведенные здесь гидрогеологические исследования и данные буровых работ показывают, что наиболее широко и повсеместно имеют распространение трещины выветривания, секущие породы в самых различных направлениях. Однако интенсивность трещиноватости и глубина проникновения трещин в зависимости от литологического состава пород бывают различными. Так, песчаники и конгломераты, как правило, сильно трещиноваты, рассланцованы и местами разрушены до обломочного состояния. Ширина трещин изменяется от 4-5 мм до 10-15 мм, а углы падения находятся в пределах 55-80°.

В противоположность песчаникам и конгломератам, сланцы и алевролиты более монолитны и менее трещиноваты. Преобладающее направление трещин в основном совпадает с направлением сланцеватости. Ширина трещин колеблется от 1 до 2-3 мм в обнажениях, большинство из них выполнены продуктами разрушения. Встречаются отдельные локализованные зоны интенсивной трещиноватости пород. Эти участки, как правило, приурочены к зонам тектонических нарушений. В эффузивных породах трещины выветривания развиты еще менее интенсивно и имеют незначительную ширину (от волосных до 1-2 мм).

В целом, почти во всех породах с нарастанием глубины трещиноватость быстро уменьшается как по количеству, так и в ширину. Судя по данным скважин глубина проникновения трещин выветривания составляет всего лишь 50-60 м. Ниже этой глубины открытые трещины можно встретить в виде редкого исключения тогда, как открытые тектонические наблюдаются на глубинах в несколько сот метров.

Наряду с трещинами зон выветривания, в породах широко распространены тектонические трещины, развитые в зонах дробления. Большинство тектонических нарушений имеют северо-западное и субширотное направление и сопровождаются мощными зонами дробления и брекчирования. Трещины этих зон имеют ширину до 20-30 мм в обнажениях и характеризуются выдержанностью по простиранию и глубоким распространением.

В осадочных породах, представленных известняками, кроме трещин, по-видимому, имеют место карстовые пустоты.

Трещины в кристаллических породах, независимо от литолого-петрографического состава водовмещающих отложений, способствуют накоплению и циркуляции подземных вод и образованию единой, гидравлически связанной системы трещинных вод с грунтовым характером

залегания. Последняя устанавливается как по источникам, так и по скважинам. Так, почти все обследованные источники имеют нисходящий характер, а скважины вскрывают безнапорные воды.

Глубина залегания подземных вод в зависимости от рельефа местности изменяется от 0,0 до 100 м. В пределах гор, где водовмещающие породы обнажаются на дневной поверхности, она небольшая и не превышает 15-20 м, а у подножий возвышенностей и сопок, в верховьях речных долин, логов и ущелий они выклиниваются в виде родников, мочажин, образуя заболоченные участки. В равнинной части территории, где водоносный комплекс перекрыт чехлом глинистых образований, глубина залегания вод увеличивается до 100 м и более. Так, скважины, расположенные в Алакольской впадине на территории с. Уржар, вскрывают под толщей четвертичных и неогеновых отложений ниже-карбоновые образования, представленные толщей чередующихся темно-серых сланцев и песчаников. Вода в скважинах появилась в интервале глубин 57-90 м и обладает напором от 82 до 37 м. Статический уровень воды в скважинах устанавливается на глубине 8-20 м от поверхности земли. Мощность обводненной зоны по данным одиночных скважин составляет 40-50 м. По зонам тектонических нарушений она достигает 100-150 м и более.

Водообильность комплекса в зависимости от характера трещиноватости и её интенсивности изменяется от 0,1 до 5,0 дм³/с. Дебиты большинства родников обычно не превышает 0,5-1,0 дм³/с, редко достигают 5 дм³/с. Родники, связанные с зонами тектонических нарушений и приконтактовыми зонами пород, отличаются несколько повышенными расходами, достигающими местами до 5,0-6,0 дм³/с. Удельные расходы скважин колеблются от тысячных и сотых долей литра в секунду до 1,0 дм³/с.

Питание вод происходит исключительно за счет атмосферных осадков, выпадающих на площадях развития комплекса как в зимнее, так и в летнее время года. В связи с этим режим расхода родников находится в прямой зависимости от климатических особенностей района.

Наибольшие расходы родников отмечаются весной в период снеготаяния. В осенне-летнее время расходы их значительно сокращаются, а некоторые из них пересыхают полностью.

Воды эффузивно-вулканогенной толщи перми. Подземные воды, связанные с эффузивно-вулканогенной толщей пермской системы, распространены в горах Колдар, Киши-Аркарлы и Балтабай. Кроме того, подземные воды, приуроченные к трещинам этих отложений, вскрыты скважинами в районе сел Таскескен и Ынтымак. Водовмещающими породами являются базальты, андезит-базальты, андезитовые порфириды и туфы среднего состава.

Изучение водовмещающих свойств вулканогенных пород показывают их слабую трещиноватость. Преимущественным развитием пользуются трещины отдельности и тектонические трещины, усиленные в обнажениях процессами выветривания. Тектонические трещины развиты узкой полосой вдоль линии

разрывных нарушений, густота трещин уменьшается по мере удаления от основной плоскости перемещения блоков. Для тектонических трещин характерны большие глубины проникновения и наличие открытых, зияющих с поверхности пустот. Трещины отдельности, обладая в обнажениях нередко широким просветом (до 10-15 мм), с глубиной быстро затухают и на глубине 40-50 м они практически отсутствуют.

В пределах обнажения пород пермского возраста опробованы 10 родников с общим дебитом около 5,0 дм³/с. Расходы отдельных родников составляют от 0,01- до 1,0 дм³/с. Расходы скважин варьируют от сотых и десятых долей литра в секунду при понижении статического уровня на 15-20 метров.

Судя по данным скважин, расположенных в районе сел Таскескен и Ынтымак, глубина распространения водоносных трещин не превышает 40-50 м. Ниже подземные воды встречаются в незначительных количествах в отдельных локализованных зонах тектонической трещиноватости.

Качество воды выклинивающихся родников колеблется от 0,3 до 1,5-2,0 г/дм³. Соответственно изменяется и состав воды от гидрокарбонатных кальциевых до сульфатных, натриевых.

Напорные воды в отложениях пермской системы не установлены, однако структурное строение района позволяет считать о их наличии, особенно в грабенах, где они перекрыты мощными толщами глинистых образований кайнозоя.

Воды гранитных интрузии. На долю интрузивных пород приходится около 20% площади, занятой палеозойскими образованиями. Как отмечалось выше, по времени внедрения среди них выделяются каледонские и герцинские тектоно-магматические циклы.

Массивы интрузивных пород густо расчленены различного рода трещинами: выветривания, первичной отдельности, кливажа и другими, часто с поверхности зияющими. Под влиянием различных факторов физического и химического выветривания большинство трещин гранитов являются расширенными и по ним хорошо проникает инфильтрационная вода. Среди интрузивных пород наибольшей трещиноватостью отличаются гранитоиды. В них нередко встречаются значительные по размерам и протяженности пещеры, ниши, карнизы и котлы выдувания. В качестве примера можно указать на пещеру Аулиеата, на южном склоне гранитного массива Окпекты, расположенную в непосредственной близости от описываемого района. Пещера имеет высоту 2-3 м, ширину у входа 13-15 м и длину около 30 м. Такие же пещеры встречены на других массивах, но меньших размеров.

Наиболее широко распространены трещины выветривания. Ширина их измеряется от долей до нескольких сантиметров, реже достигает 0,3-0,5 м в поперечнике. Глубина проникновения трещин достигает 30-40 м. Трещины первичной отдельности распространены реже и глубина их проникновения составляет 50-60 м. Трещины тектонического происхождения развиты на

локальных участках и характеризуются выдержанностью по простиранию и глубоким распространением, достигающих до 150-200, реже до 300 м.

Воды циркулируют по взаимно-пересекающимся трещинам выветривания и отдельности и залегают на глубинах от 50-60 м и на водоразделах до 10-15 м у подножия склонов. В долинах рек, саев и в пониженных участках рельефа, имеющих глубину вреза 100-120 м, они выклиниваются в виде нисходящих источников, в местах, где интрузивные породы перекрыты более молодыми образованиями, глубина залегания подземных вод резко увеличивается и составляет 100 и более метров. Мощность обводненной зоны по данным скважин составляет 40-50 м, чаще всего она не превышает 30-40 м.

Дебиты родников у моста выхода изменяются от 0,01 до 3,0 дм³/с, чаще составляют 1-2 дм³/с. При этом от истоков к устью речек расход их увеличивается до 5-10 дм³/с. Расходы воды в колодцах и скважинах варьирует от 0,3 до 1,2 дм³/с, при понижениях уровня соответственно на 0,7 и 1,0 м.

В результате анализа многочисленных данных о химическом составе подземных вод интрузивных пород установлено, что общая минерализация их изменяется от 0,2 до 2,0-2,5 г/дм³.

Заканчивая описание трещинных вод, связанных с кристаллическими породами палеозоя, следует отметить, что эти воды представляют интерес с точки зрения обводнения пастбищных территорий, расположенных в горах. Подземные воды могут быть использованы для водоснабжения небольших населенных пунктов и предприятий, обводнения и орошения площадей, расположенных вблизи естественных выходов. Кроме того, воды циркулирующие в отложениях палеозоя, играют важную роль в формировании поверхностного стока. Удельный вес их особенно велик в меженный период, когда реки питаются исключительно за счет этих вод [25].

4.2.2 Подземные воды мезозой-кайнозойских отложений

Мезозойские отложения в Алакольской впадине развиты только на отдельных наиболее опущенных блоках. Здесь, кроме так называемой Алакольской мульды с выходами на поверхность мезозойских отложений, по геофизическим данным выявлены погребенные мезозойские структуры - Сейректауская и Айская мульды, Ушаралская депрессия и Восточно-Алакольский прогиб.

Кайнозойские образования распространения весьма широко. В пределах описываемых отложений выделяются 5 водоносных комплексов и горизонтов.

Воды алевролито-песчаниковой толщи юры. Отложения юрской системы на описываемой территории пользуются ограниченным площадным распространением. Обнажения этих пород установлены только в горах Кату. Представлены они алевролитами, песчаниками, конгломератами с прослоями и линзами углей.

Водоносность юрских образований более или менее детально изучена лишь на Алакольском месторождении каменных углей. Подземные воды

приурочены, как правило, к пластам песчаников и конгломератов, чередующихся с относительно водоупорными глинистыми сланцами и алевролитами с пластами угля и углистых сланцев.

Глубина залегания уровня подземных вод изменяется от 20-40 м на водоразделах до 3-15 м и подножия склонов и на дне логов. Однако водоносность юрских отложений как по площади распространения, так и по глубине залегания характеризуется значительным непостоянством, что связано неравномерным проявлением трещиноватости и неповсеместной её интенсивностью. Наряду с участками, имеющими водоносные трещины, встречаются также участки, представленные слабо трещиноватыми, а иногда и монолитными породами, практически не содержащими воду. Мощность водоносной зоны составляет 50-60 м.

Результаты опытных работ показали относительно низкие водовмещающие свойства конгломератов и песчаников. Дебиты водопунктов составляют сотые и десятые доли литра в секунду, при понижении статического уровня на 30-40 м. Исключением являются зоны разрывных нарушений, где водоносность пород увеличивается и качество подземных вод улучшается. Так, скважина, пройденная в зоне тектонического нарушения, проходящая по южной окраине месторождения, обладает расходом 3,9 дм³/с. При понижении статического уровня на 2,7 м. Подземные воды характеризуются плотным остатком от 660 до 2850 мг/дм³, химический состав вод изменяется от гидрокарбонатных кальциевых до сульфатных натриевых. Подземные воды юрских отложений, в силу их ограниченного площадного распространения и слабой водообильности, в водном балансе Алакольской впадины не имеет существенного значения.

Воды неогеновых и нижнечетвертичных отложений вскрыты многочисленными скважинами в восточной и южной частях Алакольской впадины. Для комплекса характерно наличие нескольких напорных водоносных горизонтов, приуроченных к галечниковым и песчаным слоям, залегающим среди глинистых и суглинистых отложений. В районе с. Кабанбай, по восточному побережью водоносные горизонты описываемого комплекса вскрыты двумя скважинами: первой – в интервале 238-280,8 м, второй – на глубине 193 м. Водоносные породы представлены галечниками и конгломератами, имеющими мощность от 3,2 – до 42 м, залегающими среди желтовато-красных глин. Пьезометрический уровень первой скважины установился на 15 м выше поверхности земли. Расходы скважин при самоизливе соответственно составили 50-45 дм³/с. (рисунок 13). Воды пресные с сухим остатком 0,5 г/дм³, по составу относятся к гидрокарбонатным кальциевым. Скважиной 192, пробуренной на южном побережье озера Алаколь в районе с. Социалды, водоносные горизонты указанного комплекса вскрыты в интервалах глубин 185,8-199,5; 210,85-228,7; 410,5-416,5 и 539,25-549,0 м. Водовмещающие породы представлены галечниками и песками. Суммарный дебит скважины при самоизливе составляет 50 дм³/с.



Рисунок 13 – Скважина, вскрывающая напорные воды у села Кабанбай

Вода пресная, плотный остаток не превышает $0,5 \text{ г/дм}^3$, по составу относится к гидрокарбонатным кальциевым.

При бурении скважины №130, расположенной на северо-востоке озера Сасыкколь, водоносные горизонты комплекса обнаружены в интервале 80-135 м. Мощность отдельных горизонтов изменяются от 4 до 9 м. Напор составил 75,0 м. Водоносные породы представлены песками.

Как видно из вышеизложенного, напорный водоносный комплекс неогеновых и нижнечетвертичных отложений пользуются довольно широким распространением в Алакольской впадине (рисунок 14). Однако ряд скважин, заложенных в центральной части впадины, в районе песчаных массивов Бикум, Ащылыузек и других отмеченных водоносный комплекс не был обнаружен, хотя глубина выработок здесь превышает 500 м. Неоген на этих участке представлен глиной красновато-бурого цвета со значительными включениями гипса, а нижний отдел четвертичной системы - карбонатными плотными палево-желтыми суглинками. В связи с этим, по-видимому, в период формирования водоносного комплекса эти участки являлись глубокими тектоническими впадинами, где происходило накопление в основном мелкозернистого глинистого материала.

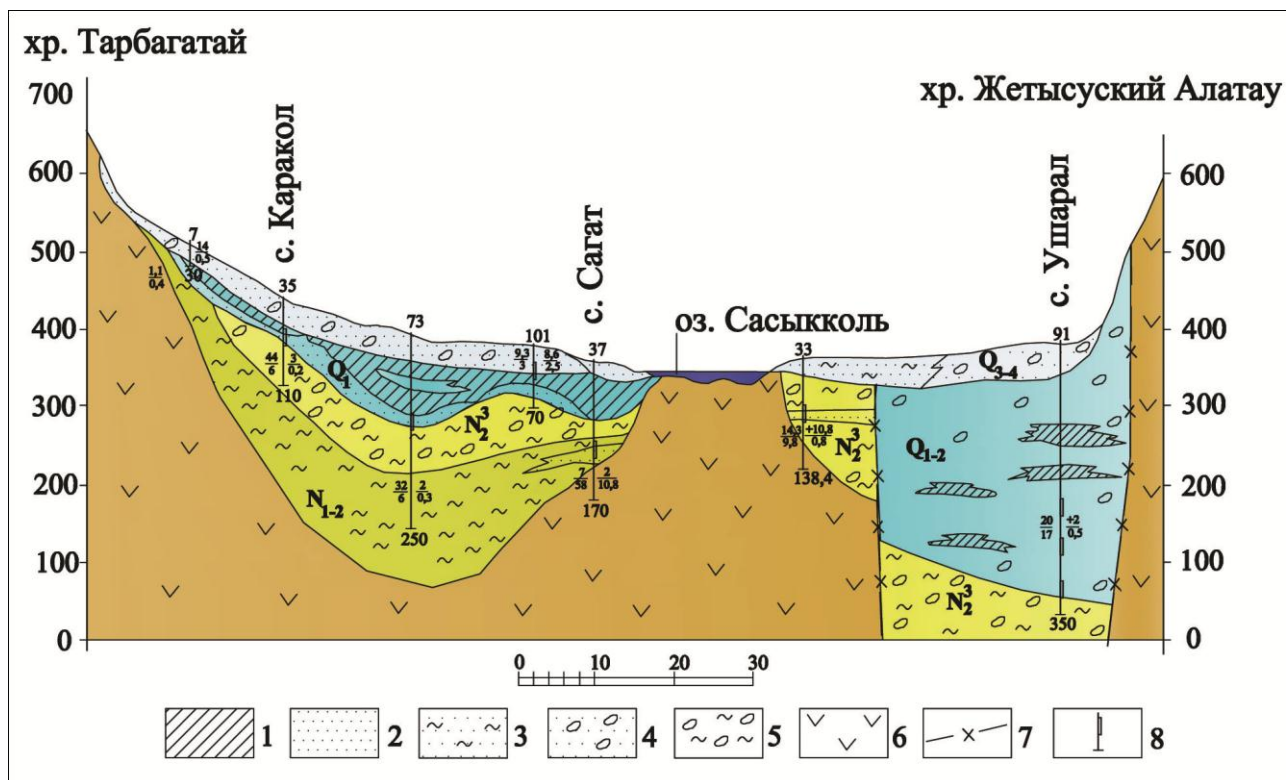


Рисунок 14 – Гидрогеологический разрез Алакольской впадины через оз.Сасыкколь: 1- суглинки, супеси; 2 – пески разнозернистые; 3 – глины песчаные; 4 – валунно- и гравийно-галечники; 5 – глины с отдельными прослоями песка и гравия; 6 – скальные породы палеозоя (туфы, сланцы, песчаники, граниты); 7 – зона тектонических разрывных нарушений; 8 – скважина. Цифры: вверху – номер, у интервала установки фильтра слева и числителе – дебит, л/с, в знаменателе – понижение, м, справа в числителе – установившийся уровень подземных вод, м, в знаменателе – минерализация воды, г/л; внизу – общая глубина скважины, м.

Мощность комплекса варьирует от 3 до 75 м. Мощность отдельных водоносных горизонтов изменяется от 3 до 7 м. Наименьшие глубины водоносного комплекса устанавливаются по периферийной части впадины и на площади антиклинальных структур. В направлении к центру впадины наблюдается довольно резкое погружение водоносного комплекса. Кровлей водоносного комплекса служат толща суглинков мощностью до 53 м, а подошвой пестроцветные загипсованные глины павлодарской свиты.

Воды этого комплекса однородны по химическому составу и в большинстве случаев относятся к гидрокарбонатным кальциевым с плотным остатком 0,5 г/дм³.

Дебиты источников этого комплекса при самоизливе изменяется от 0,5-1,0 до 1,5-2,0 дм³/с. на западе и северо-западе района, а на востоке и юге рассматриваемого района он составляет 50 дм³/с.

Воды аллювиально-пролювиальных отложений конусов выноса. Подземные воды, связанные с аллювиально-пролювиальными отложениями,

установлены в мощных конусах выноса рек стекающих с гор обрамляющих впадину. Отложения конусов выносов сливаясь между собой образуют предгорные наклонные равнины, занимающие значительные площади впадины. Они тянутся полосой шириной от 15 до 40 км вдоль обрамляющих впадину хребтов. Разнообразие природных геолого-геоморфологических и гидрогеологических условий позволяют выделить следующие предгорные равнины.

Предгорная равнина хребтов Тарбагатай прослеживается вдоль хребта на 150 км и имеет ширину от 40 км по меридиану с. Маканшы до 15 км на западе, в районе с. Уржар. Равнина слабо наклонена на юг (даже вблизи хребта уклон не превышает 1°) и прорезана многочисленными сухими руслами. Глубина вреза вблизи гор достигает 13-14 м, но вниз по течению быстро уменьшается. На юге, в низовьях рек, равнина однообразная плоская.

Равнина сложена четвертичными аллювиально-пролювиальными отложениями, представленными в полосе конуса выноса валунно-галечниками с маломощными прослоями конгломератов, иногда суглинков. По мере удаления от гор наблюдается обычная дифференциация материала по гранулометрическому составу - появляются галечники, затем гравийно-песчаные и песчаные отложения, переслаивающиеся с супесями, суглинками и глинами. Мощность четвертичных отложений изменяется от 25-30 до 50-60 м. С валунно-галечниковыми образованиями связаны мощные грунтовые потоки, формирующиеся у подножья гор за счет поглощения речных вод, атмосферных осадков, а также подземного стока трещинных вод. В пределах равнины выделяется несколько гидродинамических зон.

Первая - зона питания или первичного погружения подземных вод располагается на участке непосредственного примыкания валунно-галечниковых отложений конусов выноса к хребтам и является основной областью питания и первичного погружения подземного потока. Здесь грунтовые воды образуют единый водоносный горизонт, со свободным зеркалом и залегают на глубинах 2,5-10 м в нижних частях конусов выноса и на глубинах 40 м и более в их вершинах.

Мощность водоносного горизонта для различных конусов выноса различная и изменяется в значительных пределах. Так, в предгорной равнине хр. Кызылбелдеу она изменяется от 3,3 до 29,0 м. Средняя мощность водоносного горизонта, по данным скважин составляет 15 м.

Мощность водоносного горизонта, связанного с отложениями конусов выноса рек Уржар и Кусак, по данным скважин, пройденным вкрест простирания подземного потока, колеблется от 9 до 36,0 м. Однако по данным большинства скважин, мощность потока изменяется от 16 до 27 м и в среднем составляет 20 м.

Мощность подземного потока, приуроченного к конусам выноса рек Карагайлы и Маканшы, варьирует от 11,0 до 49,0 м. Максимальная мощность устанавливается по конусу выноса р. Карагайлы. Средняя мощность потока составляет 30 м.

Таким образом, средняя мощность водоносного горизонта приуроченного к предгорным равнинам Тарбагатай составляет 20 м.

Химический состав подземных вод формируется в условиях активного водообмена в хорошо промытых отложениях. Воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым с плотным остатком 0,2-0,5 г/дм³. Расходы водопунктов колеблются от 0,5 до 20 дм³/с.

Вторая зона (выклинивания) прослеживается в полосе перехода конусов выноса в озерно-аллювиальную равнину шириной в 5-10 км. Подземные воды на этом участке залегают на глубине от 0,0 до 25-50 м и образуют несколько водоносных горизонтов, гидравлически связанных между собой. Нижние водоносные горизонты обладают напором, местами обуславливающими самоизлив. Мощность отдельных водоносных горизонтов изменяется от 2 до 10 м. Суммарная мощность горизонта составляет 15-20 м. На большей части территории распространены гидрокарбонатные кальциевые воды с сухим остатком до 1,0 г/дм³. Однако на некоторых участках неглубокого залегания подземных вод их минерализация несколько ухудшается под влиянием воздействия вышележащих солей почво-грунтов и возможно континентального засоления. На таких участках минерализация вод составляет 1,5-2,5 г/дм³, а химический состав меняется на сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Соленые и горько-соленые воды (до 8-10 г/дм³) вскрыты на небольших участках на низких террасах реки Коктума. Дебиты родников и водопунктов в преобладающем большинстве случаев равны 0,5-1,0 дм³/с. Встречаются отдельные родники и самоизливающиеся скважины с расходом до 3,4-4,0 дм³/с.

Предгорная равнина Жетысуского Алатау, вытянутая у подножья северо-восточного склона хребта, шириной от 10 км на западе до 40 км на востоке (в районе с. Обуховки) приурочена к полосе максимального прогиба складчатого фундамента и сложена валунно-галечниковыми отложениями мощностью до 350 м. По мере удаления на север, в сторону центральной части впадины, валуны постепенно сменяются галечниками и песками чередующихся с супесями и суглинками. В этом же направлении наблюдается уменьшение мощности четвертичных отложений.

Наличие глубокой депрессии у подножья хребта, выполненной рыхлыми валунно-галечниковыми отложениями, многочисленных горных рек, берущих начало в обширных ледниках и снежниках хребта и теряющих по выходе на равнину 40-50% своего стока на просачивание, обуславливает формирование мощного потока грунтовых вод.

На участках развития валунно-галечниковых отложений конусов выноса располагается зона питания и первичного погружения с глубиной залегания подземных вод, варьирующей от 5-10 в периферийных частях конусов выноса до 100 м и более в их вершинах. Большинство скважин, пройденных на рассматриваемой территории, вскрывает воды на глубинах от 30 до 65 м по периферии конусов выноса наблюдаются выходы грунтовых вод в виде нисходящих и восходящих источников. Родники расположены в блюдцеобразных углублениях, в диаметре, достигающих 5-6 м и глубиной до 1

м. Вода на поверхность выходит в виде грифонов из среднезернистых песков.

Далее на восток описываемая зона погружается под озерные отложения.

Расходы родников составляют 4-5 дм³/с. Наиболее крупные из них образуют речки типа Карасу с расходом до 100-150 дм³/с. Воды описываемой зоны относятся к пресным (сухой остаток до 0,5 г/дм³). Состав гидрокарбонатный кальциевый. Однако водопункты, вскрывающие верхний водоносный горизонт, расположенные на засоленных участках, характеризуются сухим остатком до 2,2 г/дм³ и сульфатным натриевым составом.

Предгорная равнина хребта Барлык, образованная слиянием конусов выноса рек Тасты, Шагынтогай и Кусак, сложена валунно-галечниковыми, гравийно-песчаными комплексами пород, которые по мере удаления от гор переслаиваются с супесями, суглинками и глинами. С валунно-галечниковыми и гравийно-песчаными отложениями связаны мощные грунтовые потоки, формирующиеся главным образом за счет инфильтрации поверхностных водотоков. Направление потока в сторону озера Алаколь.

В распределении грунтовых вод предгорной равнины, так же как и в других районах развития конусов выноса, устанавливается несколько гидродинамических зон. Первая зона или зона формирования и первичного поглощения подземных вод располагается в полосе максимального тектонического прогиба и занимает территорию от подножья гор до грунтовой дороги Маканшы-Кабанбай-Токты. Воды, фильтрующиеся из рек Шагынтогай, Тасты и Кусак, образуют единый водоносный горизонт со свободной поверхностью и значительным уклоном в сторону озера. Глубина залегания подземных вод изменяется от 0,0-5,0 м у периферии конусов выноса до 100 м и более у их вершины. Разведанная мощность водоносного горизонта более 40,0 м. Дебиты скважин составляют от 1,5-2,0 до 10 дм³/с. и относятся к пресным и ультрапресным с плотным остатком 0,3-0,4 г/дм³.

Вторая зона(первичного выклинивания) развита по периферийной части конусов выноса и прослеживается от с. Карабулак на севере до пограничной заставы Узунбулак. Грунтовые воды здесь залегают очень близко или подходят к поверхности земли, образуя заболоченные участки, речки Карасу и мощные родники с расходом каждая 5-7 дм³/с, нередко 10-15 дм³/с. Суммарный дебит источников, выкликивающихся на этом участке составляет 2 м³/с. Воды описываемой зоны - пресные с плотным остатком 0,2-0,4 г/дм³. По составу - гидрокарбонатные кальциевые.

Широкое площадное распространение подземных вод, связанных с отложениями конусов выноса, относительно неглубокое их залегание, хорошие питьевые качества, высокая производительность водопунктов позволяют рекомендовать их для водоснабжения крупных промышленных и сельскохозяйственных объектов и особенно для оазисного орошения.

Воды озерно-эоловых отложений песчаных массивов. Бугристо-рядовые песчаные равнины занимают в основном массивы Каракум и Сарыкум,

расположенные южнее и юго-западнее озера Сасыкколь, а также массивы Бармаккум, Бийкум и другие, занимающие участки к северу и северо-востоку от озера Алаколь. Эти массивы образуют обособленные участки, возвышающиеся над окружающей территорией четко выраженными уступом высотой в 5-10, а местами 20-25 м (в районе южного подножья гор Аркарлы).

Отмеченные песчаные массивы, с общей площадью 5230 км², представляют из себя прекрасные пастбищные территории и сложены главным образом песками озерного происхождения, перевеянными на глубину в 5-10 м.

Гранулометрический анализ проб песков, отобранных в различных местах массива, показал, что они хорошо отсортированы; преобладающей является фракция с размером зерен от 0,05 до 0,25 мм, составляющая до 70-60% от общего количества, причем окатанность слабая; содержание пылеватых и глинистых частиц колеблется от 10 до 15%, реже до 20-30%. Содержание глинистых частиц увеличивается с глубиной и на глубине 50 м составляет порядка 30-35%. По минералогическому составу пески являются преимущественно кварцевым и кварцево-полевошпатовыми.

Из приведенной характеристики видно, что водовмещающими породами являются неоднородные тонко- и мелкозернистые желтовато-серые глинистые пески с некоторым содержанием карбонатов. По данным буровых работ, подземные воды на площадях песчаных массивов образуют единый водоносный горизонт со свободной поверхностью и незначительным уклоном в сторону местных дрен. Основное движение вод направлено к озерным чашам и соответствует общему региональному уклону поверхности равнины. Вскрываемые уровни вод зачастую повторяют форму рельефа песчаных массивов.

Глубина залегания грунтовых вод изменяется в широких пределах. Глубина залегания грунтовых вод на грядах и буграх с наиболее высокой отметкой составляет порядка 50-60 м. На буграх и грядах массивов, имеющих незначительные относительные превышения, грунтовые воды вскрываются в интервале глубин от 10 до 30 м.

Многочисленные колодцы и скважины расположенные в межбугристых и межгрядовых понижениях, вскрывают грунтовые воды на глубинах от 2-3 до 5 м.

Мощность водоносного горизонта изменяется от 3-10 до 100 м и более. При этом наибольшие мощности горизонта, по данным бурения, отмечаются в центральных частях песчаных массивов. Водоупором горизонта почти повсеместно служат лессовидные суглинки или пестроцветные глины неогена.

Производительность водопунктов изменяется в широких пределах и зависит от литологического состава водовмещающих пород. Расходы скважин и колодцев, пройденных в мелкозернистых песках с включением гравия составляют 0,3-1 дм³/с. при понижении статического уровня на 1,5-5 м. Скважины и колодцы, вскрывающие грунтовые воды в тонкозернистых, часто глинистых песках, характеризуются расходами 0,001 до 0,1 дм³/с. при понижении статического уровня на 1,5 - 2,5 м.

В целом, водоносный горизонт озерно-эоловых отложений характеризуется низкой водоотдачей и сравнительно малыми расходами водопунктов. Средняя производительность водопунктов, вскрывающих грунтовые воды на рассматриваемой территории, составляют $0,3 \text{ дм}^3/\text{с}$. при понижении статического уровня на $1,5-2,5 \text{ м}$. Грунтовые воды песчаных массивов относятся к пресным и слабосоленатым, с плотным остатком от $0,3$ до 3 г/дм^3 . По мере движения вод с юга на север и с северо-востока на юго-запад наблюдается повышение минерализации, за счет выщелачивания и испарительной концентрации солей в воде. С приближением к периферийной части песков сухой остаток повышается до $3-5 \text{ г/дм}^3$, а состав вод меняется на сульфатный натриевый.

Питание грунтовых вод песчаных массивов происходит главным образом путем инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площадях распространения песков и частично - путем подтока с соседних гипсометрически выше расположенных участков и очевидно на ряде участков по региональным разломам глубокого заложения с нижележащих напорных горизонтов. Некоторое пополнение запасов подземных вод, по-видимому, происходит и за счет конденсационных вод.

Режим грунтовых вод в местах их неглубокого залегания определяется климатом, на участках глубокого залегания - подземным стоком. Амплитуда сезонного колебания изменяется от нескольких сантиметров до $1,0-1,5 \text{ м}$.

Воды озерно-аллювиальных отложений приозерных равнин. Плоская озерно-аллювиальная равнина имеет широкое площадное распространение и окаймляет озера Сасыкколь и Алаколь как севера, так и с юга. От бугристых песчаных равнин описываемая равнина отделяется отчетливо прослеживаемым уступом, очерчивающим береговую линию озера, образовавшегося после происшедшего в верхнечетвертичное время тектонического поднятия. Общая их площадь составляет 6415 км^2 . Равнина сложена с поверхности желтовато-серыми суглинками, супесями и илами мощность до $1,5 \text{ м}$. В минералогическом составе их резко преобладает кварц (более 95%). По данным скважин и в береговых обрывах рек Уржар и Катынсу, врезающихся в равнину на глубину до $4-5 \text{ м}$ под суглинками залегают пески.

Пески преимущественно мелкозернистые, глинистые, желтовато-серого или коричневатого цвета, с размером частиц $0,1 \text{ мм}$. Отмечаются маломощные прослои серых и желтовато-серых глин. В некоторых местах (левобережье р. Катынсу) под суглинками вскрываются переслаивающиеся разнозернистые слабосцементированные пески с гравием и мелкими галечниками.

На перешейке между озерами Алаколь и Кошкарколь, под обычными суглинками встречаются хорошо окатанные слоистые галечники, а в районе села Уялы галечники выходят на поверхность. Размер галек до 10 см , в составе их преобладают осадочные породы, развитые в прилегающей части Жетысуского Алатау. Кроме того, озерно-аллювиальные отложения

прослеживаются не широкой полосой вдоль юго-западного и восточного побережья озера Алаколь, а также полосой в 7-4 км юго-восточнее озера Жаланашколь. Эти образования развиты между озерами Алаколь и Жаланашколь. Нередко площади распространения этих осложнений заболочены, с пятнами засоления и поросла камышом. Озерно-аллювиальные отложения здесь представлены среднезернистыми песками, мелкогалечниками с прослоями суглинка и супесей. Мощность озерно-аллювиальных отложений изменяется от 8 до 15 м.

В пределах озерно-аллювиальной равнины с песчано-галечниковыми образованиями связаны широко распространенные грунтовые воды, имеющие единый водоносный горизонт со свободной поверхностью, уклоном $0,002$ °С на юг и юго-запад, т.е. в сторону озерных впадин.

Глубина залегания грунтовых вод в зависимости от рельефа местности варьирует от 1,5 до 11,0 м, чаще всего составляет 5 м. Наименьшая глубина характерна для речных долин и прибрежной части озерных впадин. По мере удаления от речных долин и озерных котловин наблюдается постепенное увеличение глубины залегания горизонта. Мощность водоносного горизонта по данным скважин изменяется от 1,5 до 10,0 м. На водораздельном пространстве озер Алаколь и Кошкарколь, мощность горизонта (по данным ряда скважин) колеблется от 4,4 до 8,6 м, а на северо-восточном побережье озера Сасыкколь она изменяется от 6 до 11,5. Такие же мощности горизонта установлены на водораздельном пространстве рек Уржар-Катынсу. Средняя мощность горизонта составляет 6,5 м.

Кровлей водоносного горизонта служат желтовато-серые, лессовидные суглинки мощностью от 0,5 до 3,5 м, а подошвой - глины и глинистые суглинки.

Производительность водопунктов, в зависимости от литологии водосодержащих пород, колеблется от 0,1 до 7,5 $\text{дм}^3/\text{с}$. Большинство скважин и колодцев, опробованных кратковременной откачкой, имеют расходы 0,2-0,3 $\text{дм}^3/\text{сек}$ при понижении статического уровня на 2-3 м.

На большей части обследованной территории распространены слабосоленые и солоноватые воды с плотным остатком до 2-3 $\text{г}/\text{дм}^3$ и более. По составу воды относятся к сульфатно-хлоридным натриевым. Исключением является участок, примыкающий к песчаному массиву Таскаракум и речные долины, а также юго-западные и восточные побережья озера Алаколь, где развиты гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые воды с плотным остатком 0,1-1,0 $\text{г}/\text{дм}^3$.

В целом для водоносного горизонта характерна пестрая минерализация, повышенное содержание микрокомпонентов, вследствие чего воды его нельзя рекомендовать для питьевого водоснабжения. Однако грунтовые воды речных долин и песчано-галечниковых отложений южного побережья озера Сасыкколь, могут использоваться для питьевых и бытовых нужд.

Питание водоносного горизонта в основном осуществляется за счет подтока с других водоносных горизонтов и только частично за счет осадков.

Воды аллювиальных отложений низких и высоких пойм рек. Грунтовые воды, залегающие в современных аллювиальных отложениях, устанавливаются в низких и высоких поймах и иногда в низинах надпойменных террас рек Ай, Каракол, Текебулак, Уржар, Кусак, Каргалы, Катынсу и Емель, стекающих с южного склона хр. Тарбагатай, Токты, Ыргайты, Жаманты и Тентек стекающих с северо-восточного склона Жетысуского Алатау. Кроме того, воды, приуроченные к современным аллювиальным отложениям прослеживаются в долинах рек Шагынтогай и Тасты сбегающих с хр. Барлык и в многочисленных небольших речек.

Водовмещающими породами служат валуны, галечники, песчаники, местами супеси с прослоями суглинка. При этом наблюдается изменение литологического состава водовмещающих пород как в продольном, так и в поперечном профиле речных долин. В пределах горной части водовмещающие толщи представлены валунно-галечниковыми и галечниковыми отложениями с крупно-зернистым песчаным заполнителем, которые вниз по течению постепенно сменяются песками, супесями с прослоями суглинка.

В прирусловой части аллювиальные отложения хорошо отсортированы и имеют наибольшую мощность. В направлении к бортам гравийно-галечниковые накопления выклиниваются.

Как правило, по протяжению всей речной долины устанавливается единый водоносный горизонт со свободной поверхностью, направление которого определяется уклоном водоупора, в целом совпадающего с направлением течения рек. Одновременно с этим наблюдается падение уровня водоносного горизонта от бортов к середине долины. Ширина потока в среднем составляет 0,5-1 км, местами расширяется до 3-4 км.

Глубина залегания грунтовых вод современных отложений колеблется в пределах от 0,5-1 до 2,5-5 м, причем наибольшие глубины приурочены к высоким поймам.

Кровлей водоносного горизонта почти повсеместно являются суглинки мощностью от 0,5 до 1,0 м, а подошвой в пределах горных массивов – различные палеозойские породы, в предгорных областях – средне- и верхнечетвертичные суглинки.

Мощность водоносного горизонта не превышает нескольких метров, обычно составляет 3-4 м.

Из химических анализов грунтовых вод современных аллювиальных отложений видно, что наряду с пресными водами, плотный остаток которых не превышает 0,3 г/дм³, имеются воды с плотным остатком более 3 г/дм³.

Степень минерализации грунтовых вод современных аллювиальных отложений изменяется в широких пределах и подчиняется определенной закономерности.

Так, пресные воды с плотным остатком до 1,0 г/дм³ широко распространены в пределах горной части долины, где водовмещающие образования представлены гравийно-галечниковыми и валунно-галечниковыми

отложениями.

Вниз по течению рек, по мере удаления от гор, происходит постепенное замещение пресных вод слабосоленоватыми и солеными с плотным остатком более 3,0 г/дм³.

Соленые и горько-соленые воды с плотным остатком от 3 и более г/дм³ установлены в нижних частях долин, сложенным преимущественно мелко- и тонкозернистыми песками с прослоями и линзами суглинков.

Производительность скважин и колодцев, пройденных в современных аллювиальных отложениях, изменяется в широких пределах и зависит от литологического состава водовмещающих пород. Так, колодцы, опущенные в современные отложения аллювия, имеющего крупные фракции, отличаются повышенной водообильностью. Дебиты их составляют 0,5-1,0 дм³/с. Грунтовый поток современных аллювиальных отложений гидравлически связан с поверхностными водами рек, так и с нижележащими водоносными горизонтами. В период весеннего половодья рек уровень грунтовых вод заметно повышается, затем постепенно понижается и достигает своей минимальной отметки в зимний период.

Питание водоносного горизонта в основном осуществляется за счет инфильтрации поверхностных вод и дренажа трещинных вод скальных пород, о чем свидетельствуют выходы родников по склонам долин, а также атмосферных осадков [25].

4.2.3 Термоминеральные воды Алакольской впадины

В пределах Алакольской впадины известны два участка проявления минеральных вод. Это Барлык-Арасанские и Айнабулакские источники. Общее физико-геологические условия этих водопроявлений описаны В.Х. Шлегелем и К.И. Аргентовым [53], А.А. Козыревым и Е.В. Посоховым [54]. Следует особо отметить исследования Е.В. Посохова, сыгравшие большую роль в развитии современных представлений о минеральных водах Восточного Казахстана. На участке Барлык-Арасанских минеральных источников проведены детальные гидрогеологические работы с подсчетом запасов вод (М.Н. Рахимбаев, Казахский гидрогеологический трест, 1960-62 гг.). На месторождении минеральных вод Айнабулак Тарбагатайской экспедицией пробурена скважина колонкового бурения, давшая самоизлив. Детальные многолетние гидрогеологические исследования проявлений пресных и минеральных вод Алакольской впадины за период 1955-65 гг. были обобщены и в 1968 г. В диссертации Т.Т. Исабаева «Подземные воды Алакольской впадины» [25]. В этом издании изложена история развития гидрогеологии региона, подробно описаны подземные воды всех стратиграфических толщ, приведены основные закономерности формирования подземных минеральных вод, дана рекомендации по их использованию.

В 2006-2008 годах Комитетом геологии и недропользования были проведены исследования по теме «Гидрогеологическое обоснование

расширения использования минеральных вод и лечебных грязей в пределах Алакольской впадины». Исследования позволили установить перспективные для освоения участки и проявления минеральных вод на территории Алакольской впадины.

На этих участках в периоды полевых работ дополнительно исследовались их гидрогеологические условия. Новые данные позволяют более широко и полно осветить общие гидрогеологические условия участков термальных водопроялений и дать некоторую характеристику термальных и минеральных вод.

4.2.3.1 Айнабулакский термоминеральный источник

Айнабулакский минеральный источник (рисунок 15) расположен в меридионально вытянутой котловине у бугристых песков, на левом берегу р. Емилъ, в 45 км от с. Маканшы в Восточно-Казахстанской области, в точке с координатами 46°26'58" с.ш., 82°12'46" в.д.



Рисунок 15 – Скважина № 162а, Айнабулакский минеральный источник

Абсолютная отметка места выхода источника 380 м. Выход источника приурочен к вершине песчаного холма, где образовалось воронкообразное углубление, заполненное водой. Вода стекает в вытянутую с юга на север впадину, находящуюся среди песчаных бугров, и заболачивает значительную ее часть площадью в несколько гектаров. Этот участок на общем фоне пустынной, убогой растительности выделяется своим ярко-зеленым цветом и густыми зарослями.

Источник восходящий. Вблизи источника ощущается резкий запах сероводорода. Выход источника приурочен к четвертичным тонкозернистым полевошпатовым перевеянными пескам озерного генезиса.

Айнабулакский термальный источник находится в Алакольской структурно-фациальной зоне, для которой характерно большое количество разрывных нарушений.

Однако в районе источника никаких признаков тектонических нарушений не обнаруживается в связи с тем, что участок с поверхности сложен эоловыми песками значительной мощности. На востоке песчаный массив от интрузивных пород отделяется узкой полосой делювиально-пролювиальных отложений шириной 0,7 км, представленных щебенистыми желтовато-серыми суглинками.

Не смотря на то, что родник приурочен к барханным пескам, фактически выклинивается подземная вода из зоны разломов подстилающих терригенно-эффузивных образований палеозоя.

У самого выхода источника пробурена скважина глубиной 102 м (рисунок 16). Разрез ее следующий: песок серый, тонкозернистый, кварцевый, с глубины 0,5 м водоносный – 0,0-7,5 м; водоносные песчано-дресвяные отложения с включением гравия – 7,5-24 м; алевроит темно-серый, плотный, влажный, известковистый, с прослоями песка мощностью до 1 м – 24-27,9 м; ожелезненный микрокварцит, кристаллические туфы кварцевого порфира и кварцевые порфиры – 27,9-102 м.

По керну на глубине от 30 до 60 м устанавливается густая сеть трещин различных направлений. Число трещин на один погонный метр керна изменяется от 20 до 50. Значительная часть трещин выполнена кальцитом, отмечаются и раскрытые трещины шириной от 0,5 до 1 мм, на стенках видны налет гидроокислов железа. Скважиной при глубине забоя 31 м получен самоизлив с расходом 4,5 дм³/с, при этом напор равен 5,7 м.

Дебит скважины составляет 1,25 дм³/сек. Температура воды равна 23 °С. Общую жесткость воды можно выразить цифрой 9,18 мг*экв/дм³; карбонатная жесткость составляет 0,8 мг*экв/дм³. Содержание радона в воде скважины – 28 эман.

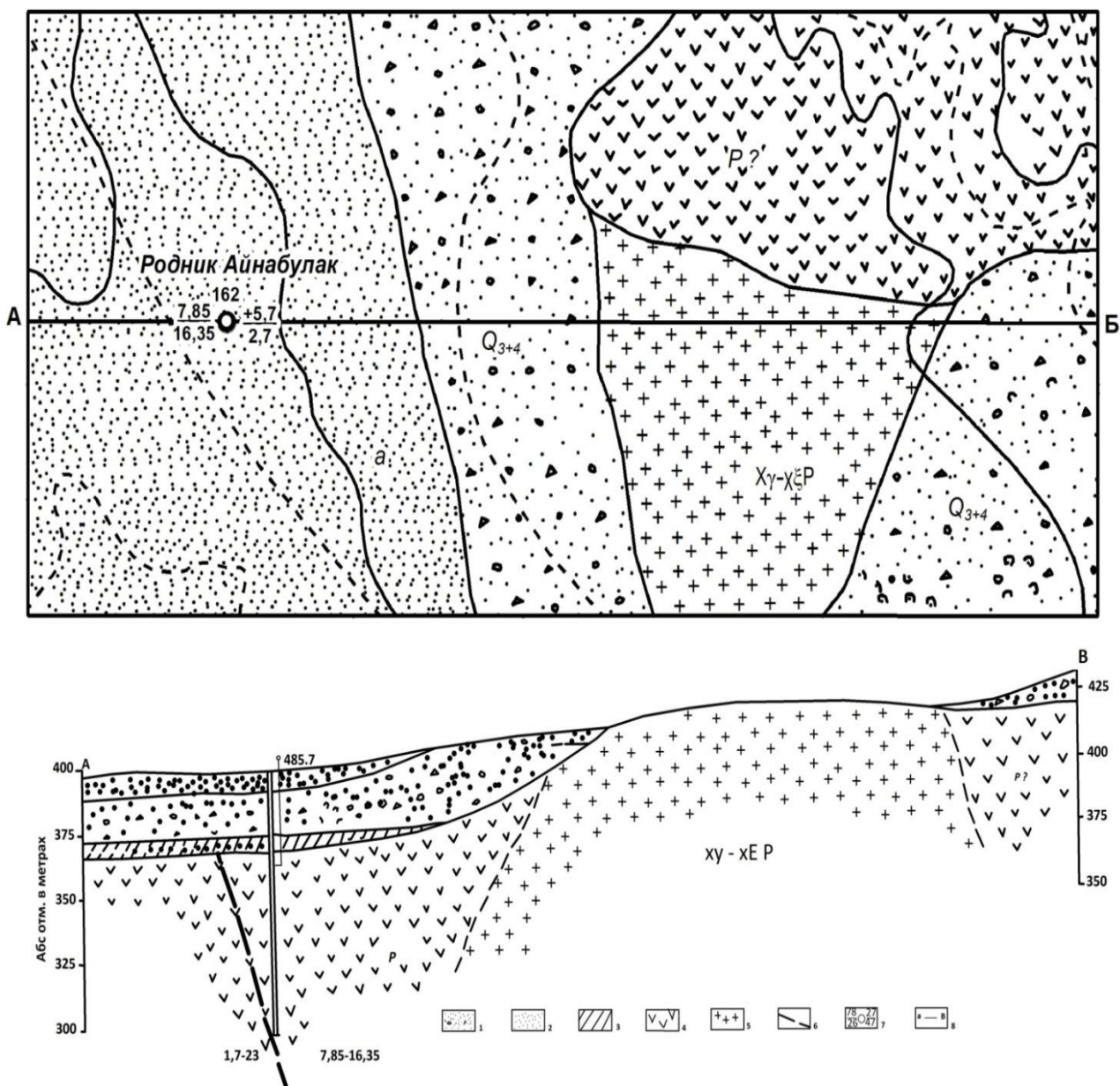


Рисунок 16 – Геологическая схема участка выхода термального источника Айнабулак [25]. 1- делювиально-пролювиальные отложения; 2-эоловые пески; 3-алевриты; 4-палеозойские туфы; 5-граниты; 6-предполагаемая линия разлома; 7-скважина (цифры: вверху – номер, слева, в числителе – расход, $\text{дм}^3/\text{сек}$, в знаменателе – понижение, м, справа, в числителе – пьезометрический уровень, м); 8-линия разреза.

Таблица 5 - Химический состав подземных вод Айнабулакского минерального источника [27, 55]

Ионы	1960-62 г.г.			2015 г.		
	мг/ дм ³	мг.экв/ дм ³	мг.экв %	мг/ дм ³	мг.экв/ дм ³	мг.экв %
HCO ₃	48,8	0,8	1,9	6,1	0,1	0,2
Cl	781	22	51,4	719,8	20,3	48,4
SO ₄	968,67	20,7	46,8	1009,2	21,01	50,1
Br	1	-	-	0,78	0,01	0,02
F	1,6	-	-	5,74	0,3	0,72
SiO ₂	7	-	-	37,6		
B	0,1	-	-	3,76		
As	0,06	-	-	0,03		
NH ₄	0,7	-	-	< 0,05		
Ca	174	8,7	20,2	170,2	8,5	20,4
Mg	5,9	0,48	1,2	1,2	0,1	0,2
Na+K	777,17	33,79	78,6	769,2	33,1	79,4
I				0,09		
Общая минерализация	2741,6	-	-	2726		
Сухой остаток	2684	-	-	2660		
T	23 °С			23 °С		

Из таблицы 5 видно, что в водах скважины наблюдается некоторое увеличение содержания кремнезёма и уменьшение ионов хлора, сульфата, натрия, магния и гидрокарбоната. Кроме того, в пробах воды обнаружены такие микрокомпоненты, как свинец, никель, молибден, йод.

По классификации О.А. Алекина [1], воды относятся к классу хлоридных, к группе натрия, ко второму типу. В зависимости от ионного состава, свойств и лечебного значения Айнабулакский минеральный источник относится к группе кремнистых термальных вод, к классу сульфатно-хлоридными натриевыми кальциевыми с общей минерализацией 2,7 г/дм³. Это неглубоко залегающие подземные воды, обязанные своим происхождением процессам выветривания верхней зоны горных пород.

Содержание урана $1 \cdot 10^{-8}$ - $2 \cdot 10^{-5}$ и лития 0,12-4,5 мг/дм³. В свободно выделяющихся газов преобладает азот с примесью редких газов. Ниже, приводится анализ газа источника Айнабулак (таблица 6).

По данным спектрального анализа, в сухом остатке обнаружены литий, бор, молибден, свинец, стронций, алюминий, марганец, магний и др. [27]. Присутствие в воде кремнезема, фтора, мышьяка и металлов многими исследователями объясняется влиянием тектонических разломов.

Таблица 6 – Газовый состав Барлык-Арасанских и Айнабулакских источников Алакольской впадины [25, 27]

Дата отбора	Мин. источник	Лаборатория	Состав газа, объем. %					
			Общий анализ				Анализ ред. газ	
			O ₂	CH ₄	CO ₂	N ₂ +ред	Ar+Kr+Xe	He+Ne
1933	Барлык-арасан	ЦНИГРИ	2	0,9		97,1	1,545	повышен
1940		Гелиогаз-разведка	0,7	-		99,3	1,126	
1931	Айнабулак	ЦНИГРИ	-		-	100	1,06	повышен
1940		Гелиогаз-разведка	0,1		0,3	99,6	1,096	

4.2.3.2 Барлык-Арасанские группа термальных источников

В группу Барлык-Арасанских термоминеральных вод входит не менее 13 источников (рисунок 17), вытекающих в долине р. Арасан на близком расстоянии один от другого на высоте около 500 м над уровнем моря. Они находятся в отлого-холмистой мало населенной местности со скудной растительностью, в 6-7 км к западу от государственной границы, в 16 км к востоку от с. Кабанбай в санатории Барлык-Арасан. Климатические условия здесь суровы. Воздух сухой. Лето жаркое. Снег лежит с конца ноября по март. Зимний минимум – 18 °С. Временами дуют сильные ветры «Сайкан» и «Евгей».

Минеральные источники располагаются вдоль правого берега р. Арасан, у подножия низкогорного массива Арасантау, северо-западного отрога хребта Барлык. На востоке горы обрываются крутым уступом.

В районе минеральных источников р. Арасан имеет две террасы – пойменную и надпойменную, на которой расположены служебные и культурно-бытовые здания курорта.

Река Арасан (рисунок 19) берет начало выше участка источника и на выходе в степь имеет расход 20 дм³/с и температуру воды 15°С. Оба борта речки на участке источников круты и обрывисты. Правый склон сложен среднекаменноугольными кварцевыми альбитофирами, левый, сложенный туфопесчаниками, перекрыт суглинками.

Суммарный сток тринадцати источников и нескольких мочажин равен 2,6 дм³/с. Из них расход восьми теплых источников – с температурой выше 25°С – на участке составляет 0,74 дм³/с.

Используемый в данное время для бальнеологических целей источник имеет температуру 42°С, а расход его равен 0,25 дм³/с.

Абсолютная отметка места выхода источников 570 м. Приурочен он к небольшой котловине.



Рисунок 17 – Горячий источник в санатории Барлык-Арасан, 45 °С

Ниже каптированных родников №6 и №7 пройдена скважина колонкового бурения. Абсолютная отметка устья скважины 562,2 м (рисунок 18). Общая глубина составляет 48 м. Скважиной вскрыто два водоносных горизонта: первый – безнапорный, на глубине 18,5 м (установившейся уровень 13,5 м), второй – напорный, на глубине 35,2 м (установившейся уровень 2,4 м). Скважиной до глубины 13,5 м были пройдены разрушенные кварцевые альбитофиры с обломками размером до 9 см, а с глубины 13,5 м и до 46,5 м (забой) скважина прошла по кварцевым альбитофирам. Кварцевые альбитофиры пиритизированы, трещиноваты и с прожилками гематита. В сильно трещиноватой зоне при высоте обсадной трубы 1,7 м с глубины 35,2 м получен самоизлив в 0,25 дм³/с. При этом вода имела температуру 44,5 °С, общую минерализацию – 1,7 г/дм³ (таблица 7).

Наши наблюдения в полевых условиях и данные режимных наблюдений за расходом и температурой воды по естественным водопроявлениям и скважинам дают возможность полнее осветить общие гидрогеологические условия Барлык-Арасанских терм.

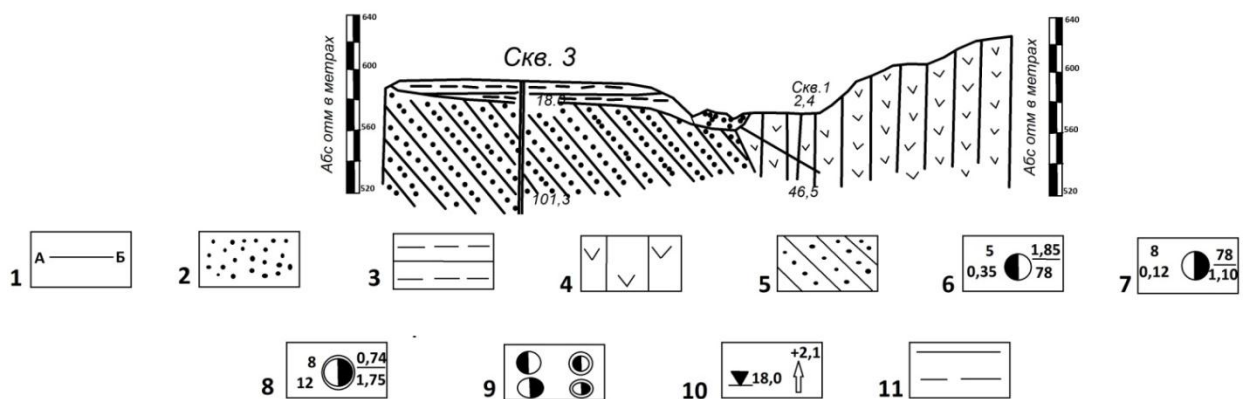
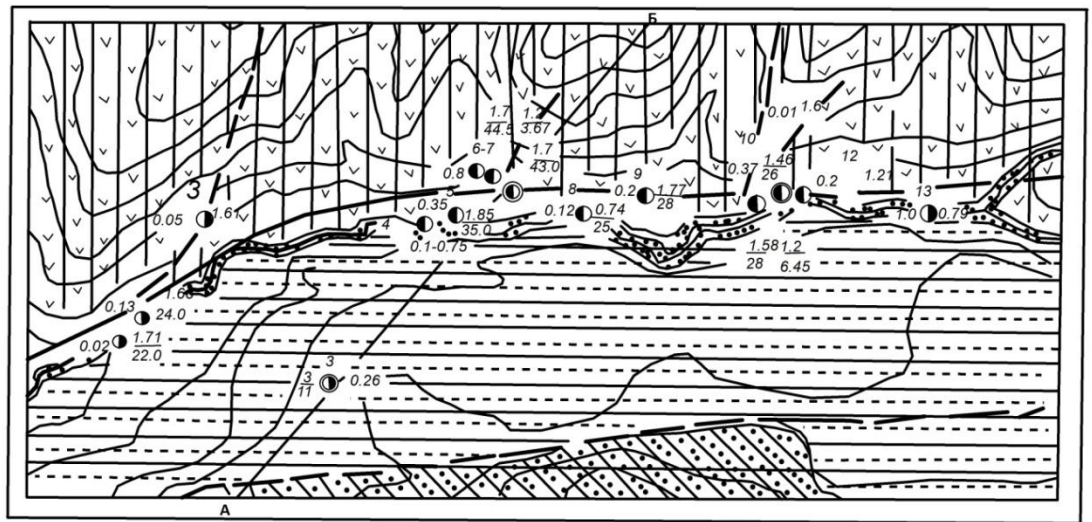


Рисунок 18 – Геолого-гидрогеологическая схема участка выхода термальных вод Барлык-Арасан [25]. 1- линия разреза; 2- песчано-галечниковые аллювиально-пролювиальные отложения; 3- лёссовидные суглинки; 4- туфы палеозоя; 5- туффиты палеозоя; 6- родник восходящий; 7- родник нисходящий (цифры: вверху – номер, слева – дебит, $\text{дм}^3/\text{сек}$, справа – в числителе – общая минерализация, $\text{г}/\text{дм}^3$, в знаменателе – температура воды, $^{\circ}\text{C}$); 8- скважина (цифры: вверху – номер, слева, в числителе – общая минерализация, $\text{г}/\text{дм}^3$, в знаменателе – температура воды, $^{\circ}\text{C}$, справа, в числителе – расход, $\text{дм}^3/\text{сек}$, в знаменателе – понижение, м); 9- состав воды: вверху – с преобладанием сульфатного иона, внизу – гидрокарбонатного иона; 10- уровень грунтовых вод; 11 – линии тектонических нарушений: вверху – установленные, внизу – предполагаемые.

Температура воды наиболее холодного источника 12°C . Разница температур, несмотря на близкое расположение отдельных грифонов, составляет 30°C . Температура остальных источников находится в интервале $12-42^{\circ}\text{C}$. При этом понижение температур наблюдается от места выхода каптированного родника, расположенного на склоне возвышенности, к прибортовой части в направлении русла реки. По всей вероятности, это обусловлено, с одной стороны, удаленностью источников от основных подводящих трещин, с другой – смешиванием более глубоких термальных вод

с грунтовыми холодными водами верхней сильно трещиноватой зоны кристаллических пород и русловых рыхлообломочных четвертичных отложений.

Тип источников, выходящих из трещин кристаллических пород, перекрытых небольшим чехлом элювия, представленных щебенкой коренных пород, - нисходящий, а расположенных значительно ниже, на террасе и в пойме р. Арасан, то есть на участках, перекрытых рыхлообломочными глинистыми отложениями, - восходящий.

Выход эксплуатируемого термального источника приурочен к трещиноватым гранит-порфирам розового цвета. Под микроскопом отмечаются вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки, биотита. Основная масса аплитовая. В состав породы входят кварц, калиевый шпат, биотит.

В данное время непосредственно сам грифон источника не просматривается ввиду того, что возведены каптажные сооружения. Однако детальный осмотр места выхода показывает, что вода сочится из трещин (азимут падения СВ 60-90°, угол 30-70°) в средней части ложбины стока, направление тальвеговой линии совпадает с направлением этих основных наиболее раскрытых трещин.

В ходе режимных наблюдений отмечается непостоянство месячных, сезонных температур и расходов. Максимальные дебиты соответствуют периодам паводка и выпадения атмосферных осадков, а минимальные – времени наступления морозов.

При этом влияние паводка и атмосферных осадков на расход источников и температуру воды, в зависимости от занимаемых ими высотных отметок, различно. Более ощутимые повышения расходов и понижения температур воды в период паводка наблюдаются у источников, расположенных в более пониженных участках (в русле и прирусловых частях р. Арасан). При этом наибольшие амплитуды колебания расходов отмечаются у холодных терм, имеющих более низкую температуру. Что же касается колебаний температур, то, наоборот, минимальному периоду расходов соответствуют максимальные, а максимуму – минимальные значения температур. Наименьшие пределы колебаний температур воды фиксируются у источников, имеющих более высокую температуру.

Амплитуда колебаний расходов у источников с температурой выше 25° лежит в пределах от сотых до 0,1 дм³/с. А у терм с более низкими температурами воды амплитуда колебаний расходов находится в более широких пределах – от 0,04 до 0,4 дм³/с. Максимальные величины колебаний расходов и температур имеют холодные источники.

Некоторые сведения о влиянии эндогенных процессов на режим источников имеются в работах И.В. Мушкетова и др. Так, в работе «Материалы для изучения землетрясений России, вып. 1» (1891 г.) И.В. Мушкетов упоминает об увеличении расходов и повышении температур Барлыкских источников после Шелекского землетрясения 1889 г. силой 7-9 баллов. Однако количественная и качественная характеристики им не приводятся.



Рисунок 19 – река Арасан

Среднегодовые величины расходов, полученные по результатам годичного цикла режимных наблюдений, позволяют оценить естественные ресурсы подземных вод по родниковому стоку. Суммарный родниковый сток терм (Родники №2-11) с температурой воды выше 18°C, включая и расходы скважин №1, 2 при самоизливе (0,64 дм³/с), равен 3,2 дм³/с. Если же исходить из максимальных расходов, полученных при откачках, суммарный расход составит 5 дм³/с. Среднегодовой расход р. Арасан, формирующейся за счет родниковых вод, равен 18,5 дм³/с.

По О.А. Алекину [1], воды источников по ионному составу относятся к классу сульфатных вод, а по группе натрия – ко второму типу (таблица 7).

Это неглубоко циркулирующие подземные воды, связанные с продуктами выветривания горных пород.

Дебит источника Барлык-Арасан составляет 0,25 дм³/с, а скважины №1 – 0,4 дм³/с. Температура воды соответственно равна 42 и 44 °С, рН – 6,7 и 7,1. Формула его химического состава:

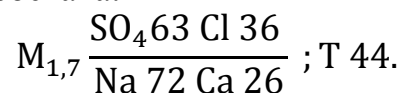


Таблица 7 - Химический состав подземных вод Барлык-Арасанских источников (по данным 1895, 1953 и 2015 годов) [25, 27, 57].

Ионы	Барлык-Арасанские минеральные источники				
	мг/дм ³				
	Источник	Источник	скв. №1	источник	источник
HCO ₃		0,2	-	-	-
Cl	389,00	328,00	319,10	287,20	304,90
SO ₄	597,00	794,80	759,00	748,30	742,50
SiO ₂	114,00	44,00	37,60	37,60	36,40
Sr			3,45		3,28
Mo			0,07		0,04
Ca	35,00	152,30	133,10	149,30	127,10
Mg	-		1,20	3,60	1,20
K	37,00		7,90	7,00	7,70
Na	514,00	401,60	420,00	400,00	420,00
Li		0,36			
F		5,50	5,52	5,09	5,30
Br		2,50	0,31		0,31
B			0,82		0,85
Сухой остаток	1874	1682	1694	1660	1660
Температура	19,5 °С		44 °С	21 °С	29 °С
Год проведения анализа	1895 г.	1953 г.	2015 г.		
Аналитик	Соломин	Алекин О.А.	Жексембаев Е.Ш.		

По химическому составу Барлык-Арасанские термоминеральные воды являются аналогами Тургенских ($M_{1,4} \frac{SO_4 58 Cl 39}{Na 74 Ca 23}$) и Курамских ($M_{3,4} \frac{Cl 67 SO_4 32}{Na 71 Ca 28}$) минеральных вод.

По данным химического опробования воды из скважин значительного изменения химического состава в течение года не наблюдается. Содержание отдельных компонентов колеблется в незначительных пределах. Они сходны с водами Айнабулакского минерального источника, хотя их минерализация несколько ниже, а температура выше.

Общую жесткость воды источника можно выразить цифрой 8,25 мг*экв, а воды скважины – 7,6 мг*экв; карбонатная жесткость изменяется от 0,9 мг*экв в первом случае до 0,2 мг*экв во втором.

Определявшиеся для воды скважины кремниевая кислота (H_2SiO_3) борная кислота (HBO_2) соответственно составляют 147,5 мг/дм³ и 0,6 мг/дм³.

Исходя из солевого состава, воды термальных источников и скважин можно отнести к слабосероводородным сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевым с повышенным содержанием кремниевой кислоты. Радиоактивность их до 5 эман.

Уран отсутствует, лития содержится 0,17-0,36 мг/дм³. По данным Е.В. Посохова, свободно выделяющиеся газы состоят из азота с примесью редких газов.

Отношение аргона к азоту говорит в пользу их воздушного происхождения. По данным спектрального анализа, в сухом остатке пробы воды отмечены литий, бор, молибден, стронций.

Воды Барлыкских терм сульфатного состава, т.к. имеющийся в породах пирит взаимодействует с высокотемпературными (44 °С) водами. Хлоридный состав Айнабулакских терм не может объясняться выщелачиванием пород морского генезиса, поскольку такие отложения в районе отсутствуют. При этом в пределах контура распространения грунтовых вод песчаного массива не встречено ни одного источника с водой хлоридного состава. Если исходить из того, что обновлялись Уржарский и другие региональные разломы глубокого заложения во время отмечаемого Шелекского землетрясения 1889 г., то можно считать, что имеющиеся в составе термальных вод хлор, фтор, мышьяк и другие элементы обязаны своим происхождением воздействию магматических очагов.

Таким образом, фактический материал свидетельствует о том, что существует связь термальных вод с другими горизонтами, то есть происходит смешивание вод. При этом сказывается влияние зон тектонических нарушений, большую роль в формировании химического состава терм играют инфильтрационные воды.

Кроме того, следует отметить, что гидротермальные ресурсы территории представляют исключительную ценность для расширения сети санаторно-курортных и других оздоровительных учреждений. В настоящее время используются они в лечебных целях крайне незначительно, если исходить из потенциальных возможностей описываемых участков. В данное время действуют только Барлык-Арасанские термы. Потенциальная возможность этого, функционирующего исключительно в летнее время местного курорта может быть значительно увеличена путем перевода его на круглогодичное действие.

В настоящее время целым рядом скважин, пройденных в участках, прилегающих к Уржарскому региональному разлому, вскрыты теплые воды. Это наводит на мысль, что в дальнейшем при крупномасштабных гидрогеологических работах на этой площади могут быть обнаружены более ценные в лечебном отношении минеральные воды.

5 АЗОТНЫЕ ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

5.1 Гидрогеохимическая типизация и характеристика азотных терм

Азотные термы, как и в целом минеральные воды областей тектонической активизации, привлекают внимание многих ученых всего мира. Актуальными проблемами являются: формирование ресурсов и химического состава [40, 43, 78], микрокомпонентный [82] и изотопный [44] составы, гидрогеологические условия их проявления [41, 81], глубины циркуляции [77, 85], механизмы связанного с гидротермами рудообразования [46, 79], масштабы взаимодействия их с водовмещающими породами и характер термодинамического равновесия [40, 46, 83], формирование газового состава [45], генезис вторичных минералов, гидрогеологическая модель их формирования [84] и многие другие проблемы.

Азотными термами называют минеральные воды, в газовой фазе которых доминирует азот. В пространственном отношении азотные термы тяготеют к областям альпийской складчатости и прилегающим платформенным территориям, обновленным в современную эпоху орогенеза, в пределах которых наблюдаются аномально высокие плотности теплового потока земной коры.

Азотные термальные воды могут иметь температуру до 100°C и более. Они характеризуются следующими геохимическими особенностями: в их газовом составе преобладает N₂, минерализация может быть разнообразной, но, как правило, она менее 1 г/дм³. Химический состав изменяется от HNO₃ – Na и SO₄ – Na до Cl – Na. Характерной особенностью азотных термальных вод является наличие в них значительных концентраций кремнекислоты, а также таких элементов, как фтор, вольфрам, молибден, германий, селен, рений и др. Азотные термальные воды формируются в структурах областей новейшей тектонической активизации, характеризующихся наличием крупных разрывных дислокаций и погружением отдельных блоков [29].

Площади распространения азотных термальных вод объединяются в провинции минеральных вод, которые охватывают большие по площади распространения геологические и гидрогеологические структуры. Такие структуры характеризуются глубокими зонами дробления, способствующими проникновению инфильтрационных подземных вод в высокотемпературные горизонты земной коры. Активизированные структуры обычно обрамляют альпийскую зону и генетически с ней связаны. Как геологический феномен, азотные термальные воды представляются явлением более поздним (в ходе геолого-исторического развития структур земной коры) по сравнению с углекислыми водами. Выходы азотных термальных вод тяготеют к крупным региональным тектоническим нарушениям глубокого заложения. Классическими примерами таких региональных термальных линий являются Мегрельская, объединяющая термы южного склона Большого Кавказа

(Цхалтубо-Зугдиди-Цаиши), Копетдагская, Южно-Иссыккульская, Заилийская, Восточно-Байкальская и др [39].

Провинция азотных термальных вод имеет следующие главные области распространения: Большой и Малый Кавказ, Копет-Даг, Тянь-Шань, Памир, Жетысуский Алатау, Алтай, Саяны, Забайкалье, Приморье, Охотское побережье, Камчатка. Помимо перечисленных главных областей, слаботермальные воды (15-20 °С) известны и в других регионах, например в пределах Украинского кристаллического массива (зона Днестровского разлома), Молдавии и др.

Выявлено несколько видов гидрогеологических структур, в которых формируются азотные термальные воды. Тектонические, литолого-геохимические и геотермические особенности этих структур обуславливают формирование в них термальных вод с различным химическим и газовым составом (таблица 8, таблица 9).

I. Бассейны трещинно-жильных вод в массивах кристаллических пород. Такие бассейны распространены в зонах эпиплатформенного орогенеза Тянь-Шаня, Жетысуского Алатау, Алтая, Саян, Забайкалья, Приморья, а также в пределах крупных полей гранитоидных и метаморфических пород внутри альпийской зоны (Памир, Родопы и др.).

В этих бассейнах формируются высокотемпературные (до 100 °С) маломинерализованные ($< 1\text{ г/дм}^3$) щелочные (рН до 9) термы HCO_3 (CO_3)-Na и SO_4 -Na состава, обогащенные фтором (до 27 мг/дм^3), кремнием (до 100 мг/дм^3 и более), алюминием (до 10 мг/дм^3 и более), вольфрамом, молибденом и рядом других элементов. Помимо азота, эти воды часто содержат в своем газовом составе высокие концентрации гелия [19, 38] (до 1 об.% или $5 \times 10^{-2}\text{ мл/дм}^3$), тяжелых инертных газов (Ar+Kr+Xe до 2 об.%), иногда остаточного кислорода (до 5 об.%). В переходных областях к провинции углекислых вод (Памир, Приморье) азотные термы содержат повышенные концентрации CO_2 (до 10 об.% и более).

Типичными примерами азотных терм являются Ходжа-Оби-Гарм, Иссык-Ата, Алтын-Арасан, Ак-Су (Тянь-Шань), Белокуриха (Алтай), Уш-Белдыр (Саяны), Гаргинские, Горячинские (Забайкалье), Кульдур (Буреинско-Охотская область), Чистоводное (Приморье). Аналогичные азотные термальные воды, но еще более обогащенные гелием (до 17,9 об.%), известны в зоне Африканских рифтов [39].

II. Бассейны пластово-трещинных и трещинно-жильных вод в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах. Эти бассейны распространены в районах современного и позднечетвертичного магматизма, особенно характеризующихся аномальным геотермическим режимом. В них формируются маломинерализованные ($< 2\text{ г/дм}^3$) термальные (Кавказ, до 50°С) и высокотермальные (Камчатка, до 100 °С) воды HCO_3 (CO_3)-Na, SO_4 -Na и Cl – Na состава, обогащенные кремнием (до 100 мг/дм^3 и более H_2SiO_3). Помимо азота, в газовом составе этих вод присутствуют CO_2 (до 5%), легкие He, Ne (до 0,5 об.%) и тяжелые Ar, Kr, Xe (до 1,5 об.%) инертные газы.

Таблица 8 - Химический состав азотных термальных вод в различных типах гидрогеологических структур, мг/дм³ [20, 21, 26, 39, 44]

Компоненты	I			II	
	Ходжа-Оби-Гарм	Кульдур	Уш-Белдыр	Абастумани	Паратунка
K ⁺	5,2		6,2	153	6,1
Na ⁺	115,5	90,2	99,6		240,8
Mg ²⁺	0,6	2	0,3	5	2
Ca ²⁺	4,6	2,4	1,2	40	84,4
F ⁻	15	12	10	1,2	2
Cl ⁻	46,4	35,1	3,6	151	46,1
SO ₄ ²⁻	36,3	17,7	35	180	611,5
HS ⁻	5,2	-	20,	-	
S ₂ O ₃ ²⁻		-	-	-	
SO ₃ ²⁻		-	-	-	
HCO ₃ ⁻	97,6	48,8	11,6	24	61
CO ₃ ²⁻	24	45	63,3	17	18
HSiO ₃ ⁻	2,7	-	22,4	-	12
CO ₂					
H ₂ S	5,3		21	-	-
H ₂ SO ₃	137,5	103	123,5	44	79,2
T, °C	94	72	84	48	83
Общая минерализация	491,1	357,9	397,5	588	1117,8
pH	8,5	9,3	9,6	-	8,9
Формула химического состава	$M_{0,5} \frac{Cl_{24}HCO_3 \ 23SO_4 \ 14F \ 14}{(Na + K)95}$	$M_{0,35} \frac{CO_3 \ 35Cl \ 23HCO_3 \ 19}{(Na + K)93}$	$M_{0,4} \frac{CO_3 \ 46SO_4 \ 16HS \ 13F \ 11}{(Na + K)98}$	$M_{0,59} \frac{Cl \ 47SO_4 \ 42}{(Na + K)74Ca21}$	$M_{1,1} \frac{SO_4 \ 85Cl \ 9}{(Na + K)71Ca28}$

Продолжение таблицы 8

Компоненты	III			IV	
	Цхалтубо	Цаиши	Жеты-Огуз	Астара	Чаплинские
K ⁺	13	211	118,4	4515	137,8
Na ⁺	74,7		2428,9		4233,
Mg ²⁺	32,5	110	15,6	не обн.	8,7
Ca ²⁺	125,5	132	1935,2	2850	2493
F ⁻	0,8	2,7	1,1	-	-
Cl ⁻	100,2	285	6899,2	11950	10890
SO ₄ ²⁻	270,8	690	569,5	75	238,7
HS ⁻	-	-	-	-	-
S ₂ O ₃ ²⁻	-	-	-	-	-
SO ₃ ²⁻	-	-	-	-	-
HCO ₃ ⁻	244	146	29,1	17	12,2
CO ₃ ²⁻	-	не обн.	-	не обн.	-
HSiO ₃ ⁻	-	-	-	то же	-
CO ₂	17,6	не обн.	-		-
H ₂ S	-	-	-		-
H ₂ SO ₃	24,3	64	32	70	97,5
T, °C	35	84	44	48	77
Общая минерализация	888	1565	12065	19403	18166
pH	7,3	6,9	7,15	7,8	8,5
Формула химического состава	$M_{0,9} \frac{SO_4 45 HCO_3 32 Cl 23}{Ca 50 (Na + K) 28 Mg 21}$	$M_{1,5} \frac{SO_4 58 Cl 32 HCO_3 10}{(Na + K) 37 Mg 37 Ca 26}$	$M_{12} \frac{Cl 94}{(Na + K) 51 Ca 47}$	$M_{19,4} \frac{Cl 99}{(Na + K) 58 Ca 42}$	$M_{18,2} \frac{Cl 98}{(Na + K) 60 Ca 39}$

Таблица 9 – Состав спонтанных газов азотных термальных вод СНГ, об.% [39]

Тип структуры	Источник	N ₂ + редкие газы	CO ₂	O ₂	CH ₄ + тяжелые углеводороды	Ar+Kr+Xe	He+Ne
I	Ходжа-Оби-Гарм	99,6	0,4	-	-	-	-
	Кульдур	99,5	-	-	0,5	1,729	0,181
	Уш-Бельдыр	96,6	0,1	3,3	-	1,45	0,278
II	Паратунский	99,8				1,338	0,009
III	Цхалтубо	96,6	2	2,1	-	1,14	0,025
	Цаиши	90,74	8,12	1,12			
IV	Астара	99	-	-	1	-	-

Типичные проявления: Абастумани, Тбилиси (верхние горизонты), Аспиндза и другие на Малом Кавказе; Паратунские, Начикинские, Апапельские источники на Камчатке [39].

III. Бассейны пластово-трещинных и трещинно-жильных вод в осадочных карбонатных и песчано-глинистых породах краевых и межгорных впадин. В таких бассейнах формируются азотные термальные воды различного химического состава. В большинстве случаев они имеют относительно малую минерализацию ($< 2 \text{ г/дм}^3$). Характерными являются $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$ воды Цхалтубо (36°C), Цаиши (86°C), Зугдиди (91°C); $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ воды Налъчика (27°C) и в восточной части Большого Кавказа (Ели-Су и др.); $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$ и $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ воды Арчмана (28°C); $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$ воды Джалал-Абада (45°C); $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ воды Ташкента (57°C); $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ воды Джергалана (44°C); $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{SO}_4\text{-Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{-Na}$ воды Будапешта (20°C) и др. Если в структурах присутствуют породы галогенных формаций, то в них формируются более минерализованные азотные термы Cl-Na-Ca состава.

Пример - Жеты-Огузские минерализованные ($9\text{-}12 \text{ г/дм}^3$) радоновые термы (44°C) с очень высоким значением отношения Cl/Br (~ 2000). В газовом составе терм рассматриваемых структур, помимо азота, содержатся CH_4 (и другие углеводороды), H_2S , иногда Rn [39].

IV. Бассейны трещинно-жильных вод в вулканогенно-осадочных породах структур в зонах тектонической активизации вдоль морских побережий. В этих бассейнах формируются минерализованные (до 35 г/дм^3) Cl-Na-Ca и Cl-Ca-Na термальные воды (до 100°C), содержащие в газовом составе, помимо азота, CH_4 и H_2S . Типичные примеры таких вод известны в Талыше (Астара, 48°C), Ленкорани (43°C); на Охотском (Таватумские, 60°C ; Мотыклейские 29°C) и Чукотском (Нешкенские, 56°C , Чаплинские, 81°C) побережье. Такие термы широко распространены также вблизи морских побережий Японии, Турции, Индонезии и других стран [39].

5.2 Общие закономерности распространение слабоминерализованных азотных терм в СНГ

Обширной полосой вдоль южных границ бывшего Советского Союза, от восточных Карпат до Охотского моря (Кавказ, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Забайкалье, Буреино-Охотская область, Сихота-Алинь) протянулись горные области, представляющие внутриконтинентальную окраинную часть пояса современного горообразования (рисунок 20).

Большая часть этого пояса в пределах Азиатской части охвачена провинцией азотных слабоминерализованных щелочных терм.

Балхаш-Алакольский регион, Алтай, Прибайкалье, Буреино-Охотская область являются классическими районами их распространения. Последнее закономерно связано как с современными, итак и с более древними геотектоническими условиями этих районов.

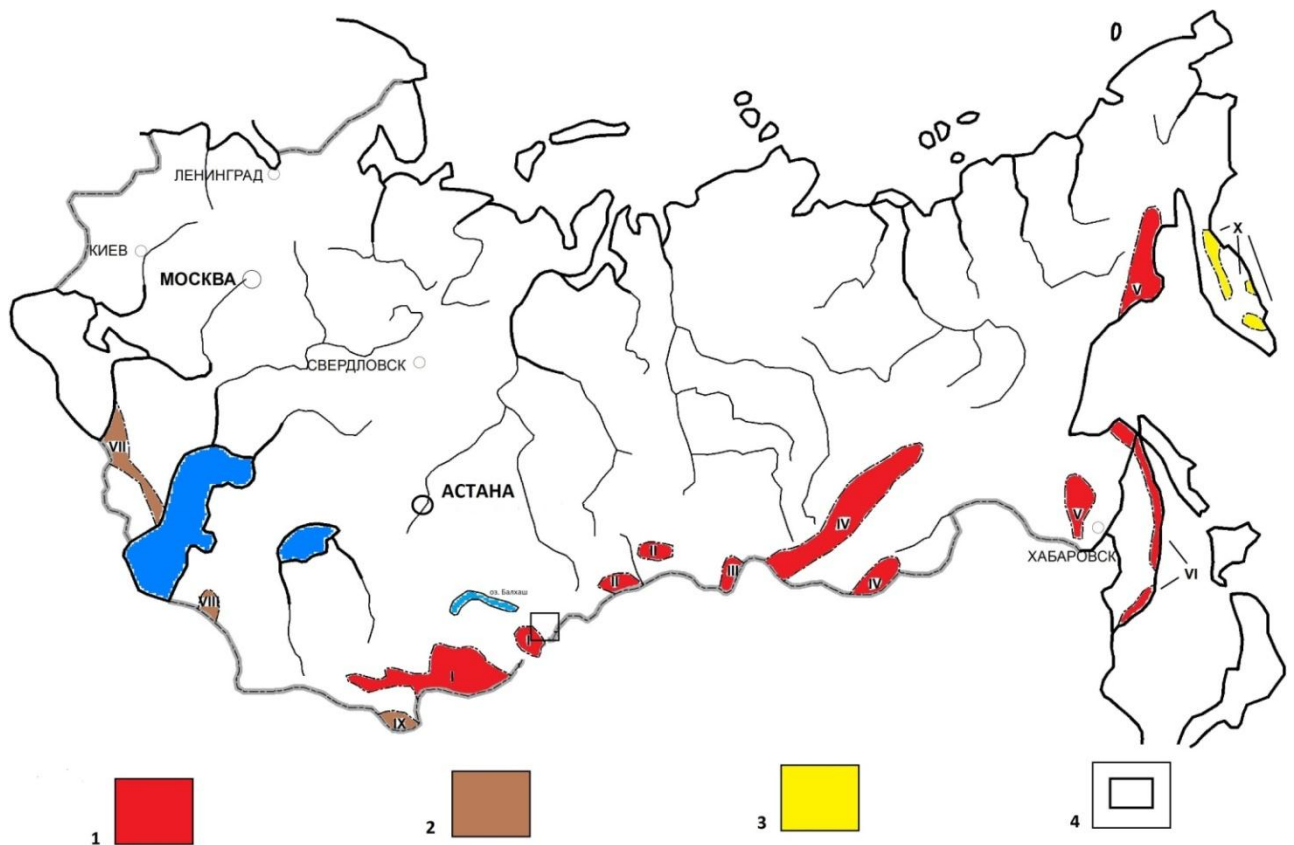


Рисунок 20 – Геоструктурное районирование областей распространения азотных слабоминерализованных терм на территориях бывшего СССР [61]. 1- Геосинклинальный режим завершился в архейском, байкальском, каледонском, герцинском, мезозойском циклах тектогенеза и сменился платформенным режимом в альпийском цикле: I- Тянь-Шань, II- Алтай, III- Тува, IV- Саяно-Байкал, V- Буреино-Охот, VI- Приморье; 2- С альпийским геосинклинальным режимом (на стадии замыкания): VII- Кавказ, VIII- Капет-Дак, IX- Памир; 3- С кайнозойским геосинклинальным режимом (современным вулканизмом): X- Камчатка; 4- Алакольская впадина.

Гидротермальные растворы в общем плане, несомненно, являются своеобразными индикаторами, отражающими специфику геотектонического строения и современного развития различных регионов в пределах обширной области горообразования. Последнее отражено в целом ряде работ советских гидрогеологов [21, 28, 29].

Сложные геохимические и физико-химические процессы, протекающие в зонах активного вулканизма, в районах, где и теперь продолжается геосинклинальное развитие, обуславливают подъем к поверхности гидротермальных растворов, не встречающихся ни в каких других геологических обстановках.

Здесь «в сфере влияния современных вулканических очагов (с аномальным геотермическим режимом)», в восстановительных условиях создаются сильно

перегретые, преимущественно азотно-углекислые термальные воды, которые при выходе на поверхность образуют кипящие источники и мощные газопаровые и паро-водяные струи, иногда с гейзерным режимом фонтанирования. В верхней окислительной обстановке под непосредственным воздействием вулканических газов образуются сильно кислые, сероводородно-углекислые термы, содержащие нередко свободную серную и соляную кислоты и большие количества металлов (Fe, Al и др.) [21, 28, 29]. Формирование таких гидротермальных растворов на территории бывшего Союза наблюдается только в специфических условиях Камчатки и Курильских островов, а за пределами бывшего Союза Новой Зеландии, Италии, Исландии, Аляске – во всех районах современного вулканизма.

В пределах центральной части области современного горообразования и проявления недавнего вулканизма (на материке Европы и Азии), на территории Турции, Ирана, Афганистана, Пакистана, Индии, представляющих в геологическом плане среднеземноморский пояс альпийской складчатости, широкое распространение получили термальные и холодные воды, обогащенные углекислотой.

Проявление азотных терм наиболее характерно для горообразования, завершившего полностью геосинклинальный режим в байкальском, каледонском, герцинском, мезозойском циклах складчатости и прошедших платформенный режим в альпийском цикле тектогенеза.

Современная тектоническая активность таких областей выразилось в интенсивном неотектоническом сводовом воздымании, оживлении древних разломов и формировании целой серии неотектонических разрывных структур (разломов), разделяющих свод на отдельные глыбы.

А.М. Овчинников [28] четко отразил в своих работах специфику пространственного положения области распространения азотных терм в пределах пояса современного горообразования (Европейской и Азиатской материи), центральная часть которого занята углекислыми водами. Представляется, что такое пространственное размещение современных гидротерм полностью согласуется с общим направлением неотектонических процессов в аспекте геологического времени.

В свете поступательной и цикличной эволюции геологических процессов трудно предположить неизменным положение фронта соприкосновения азотных и углекислых вод. Представляется, что в современном неотектоническом цикле вполне закономерно наблюдается общая тенденция к наступлению и расширению фронта азотных терм.

Детальная характеристика распространения азотных терм на территории бывшего Союза приводится в работе Л.Н. Барабанова и В.Н. Дислера [39], которыми выделены девять областей развития азотных терм (рисунок 23):

1. Кавказская область, охватывающая горные районы Азербайджана (Юго-восточная часть Большого Кавказа) и Грузии (южные склоны Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии, а также отдельные районы северного склона Большого Кавказа (Кабардино-Балкарская и Дагестанская Республика).

2. Копет-Дагская область.

3. Центрально-Памирская область, включающая бассейн р. Гунта и примыкающие к нему Шуганский и Рушанский хребты. Относятся к срединному массиву альпийской геосинклинальной зоны.

4. Тянь-Шанская (Балхаш-Алакольский регион), охватывающая северо-Тяньшанскую, Жетысускую и Тарбагатайскую области с развитием структур каледонской и варисцийских орогенических эпох.

5. Алтайская область, включающая Горный Алтай и западную часть Западного Саяна, относящегося к зоне варисцийской и каледонской складчатостей.

6. Тувинская область. Эта гидротермальная область развита в юго-восточной части Тувы и продолжается на территории Монгольской Народной Республики в зоне каледонской складчатости.

7. Саяно-Байкальская область, характеризующая развитием структур архейской, байкальской, каледонской складчатости.

8. Буреинско-Охотская область, включающая обширные пространства бассейнов рр. Зеи и Буреи, Приамурья, Приморья, Охотского побережья и Колымской горной страны. Относится к зоне палеозойской и мезозойской складчатости тихоокеанского сегмента.

9. Камчатская область, к которой относится Центральная Камчатка и некоторые районы Южной и Восточной Камчатки – в зоне кайнозойской тихоокеанской складчатости.

Вышеприведенное районирование детально отражает характер пространственного размещения азотных терм на территории бывшего СССР, но не дает четких представлений о специфике геоструктурных условий их распространения.

Для районов современного развития азотных терм на территории бывшего СССР представляется правильным выделить три существенно различные геоструктурные обстановки.

1. Области интенсивной неотектонической активизации (современного горообразования), геосинклинальный режим которых завершился в архейском, байкальском, каледонском, герцинском, мезозойском циклах тектогенеза и сменился платформенным режимом в альпийском цикле.

Таким геоструктурными условиями характеризуются Балхаш-Алакольский регион, Алтай, Прибайкалье, Буреинско-Охотская область, являющиеся классическими областями распространения азотных терм. Азотные термы во всех этих районах являются определяющей формой современной гидротермальной деятельности.

Именно здесь находятся основные разведанные и эксплуатируемые, а также многочисленные еще не изученные месторождения азотных терм.

Весьма характерна их приуроченность к наиболее высокоактивным в современном геоструктурном плане, наиболее сейсмичным районам и тесная связь с массивами изверженных пород.

2. Области интенсивной неотектонической активизации с альпийским геосинклинальным режимом (на завершающей стадии развития геосинклинали).

Таковыми областями являются Кавказ, Копет-Даг, Памир, современная гидротермальная деятельность в пределах которых характеризуется наличием выходов углекислых, азотных и метановых терм.

Проявления азотных терм в этих регионах приурочено к отдельным крупным приподнятым на современном этапе структурам (серединные массивы, осевые зоны и крылья антиклиналей), занимающих отдельные площади среди широкой полосы проявлений углекислых (Кавказ, Памир) и метановых терм (Копет-Даг).

Здесь характерно наличие как связанных с интрузивными телами трещинно-жильных, так и пластово-трещинных и пластовых месторождений, связанных с толщами осадочных и вулканогенно-осадочных пород (Цхалтубо, Цаиши, Ткварчели и т.д.)

3. Области интенсивной неотектонической активизации с кайнозойским геосинклинальным режимом (современным вулканизмом).

Такой областью является Камчатка. Азотные термы здесь широко распространены уже за пределами контуров площадей проявления современного вулканизма, образуя многочисленные месторождения трещинных и пластово-трещинных вод в толще вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений нижнечетвертичного возраста.

В данной работе приводится характеристика общих геологических и геоструктурных условий лишь для территории наиболее типичной классической области распространения азотных терм (Балхаш-Алаколь, Алтай, Тува, Прибайкалье, Буреино-Охотская область, Приморье).

Эти районы резко отличаются по характеру и режиму неотектонического развития от материковых платформ и несомненно имеют много общих черт с режимом орогенической фазы геосинклинальных областей.

Здесь, начиная с олигоцена, проявляются интенсивные тектонические движения (преобладает поднятие), характеризующиеся высоким градиентом (в 30 раз превосходящим градиент вертикальных движений на платформах по М.В. Гзовский, 1964 г.). Последнее обусловило формирование резко приподнятого (до 7000 м над уровнем моря), контрастного горного рельефа, в разной мере дифференцированного на отдельные поднятия и впадины с относительными амплитудами вертикальных смещений, достигающих в отдельных районах 10-15 км.

Своеобразие геоструктурных условий Тянь-Шаня, Алтая, Тувы, Прибайкалья, Буреино-Охотской области, в отличие от таких областей горообразования как Кавказ, Копет-Даг, Памир, заключается в том, что тектоническая активизация в третично-четвертичное время наложилась здесь на сформировавшийся в разные промежутки альпийского цикла платформенный режим.

Таким образом, общая эволюция геотектонических процессов включала для всех этих районов:

1. Типично геосинклинальное развитие.

2. Континентальное развитие в условиях медленного воздымания и компенсирующей поднятие денудации.

3. Тектоническая активизация.

Представляется, что современный геоструктурный фон районов классического проявления азотных терм определяется:

1) Общим существенно приподнятым их положением.

2) Выровненной платообразной поверхностью поднятий.

3) Широким развитием древних консолидированных пород прежних геосинклиналей в пределах поднятий и мощных толщ неоген четвертичных отложений во впадинах.

4) Громадной ролью возрожденных и вновь возникших активизированных на современном этапе разрывных структур (сбросов, сдвигов, надвигов), контролирующих современный тектонический и геоморфологический план этих районов, обуславливая типичное глыбово-блоковое строение описываемой территории.

5) Отсутствием существенного проявления вулканизма в третично-четвертичный период.

6) Высокой сейсмичностью, как показателя геотектонической активности этих районов на современном этапе.

5.3 Основные типы минеральных вод Балхаш-Алакольского региона

Естественными границами Балхаш-Алакольского региона являются на севере оз. Балхаш, на северо-востоке хр. Тарбагатай и горы Барлык, на юго-западе Шу-Илийские горы и на юге Жетысуский Алатау и его отроги (Китайско-Кыргызские границы) (рисунок 21).

Балхаш-Алакольский регион охватывает четыре довольно значительные впадины Балхашскую (IV), Алакольскую (V), Лепсинскую (VI) и Илийскую (VII) которые разделены между собой относительно приподнятым фундаментом, и горы Тарбагатая (I), Жетысуского Алатау (II) и северные цепи Тянь-Шаня (III), характеризующиеся сильно расчлененным средне- и высокогорным рельефом.

Средне- и высокогорные сооружения Тарбагатая, Жетысуского Алатау и Северного Тянь-Шаня, относящиеся к герцинской и каледонской зонам складчатости, имеют широтное или субширотное простирание. Их современный сильно расчлененный рельеф – результат проявления новейших тектонических движений, значительно перестроивших древние структуры, придав им сводово-блоковую форму.

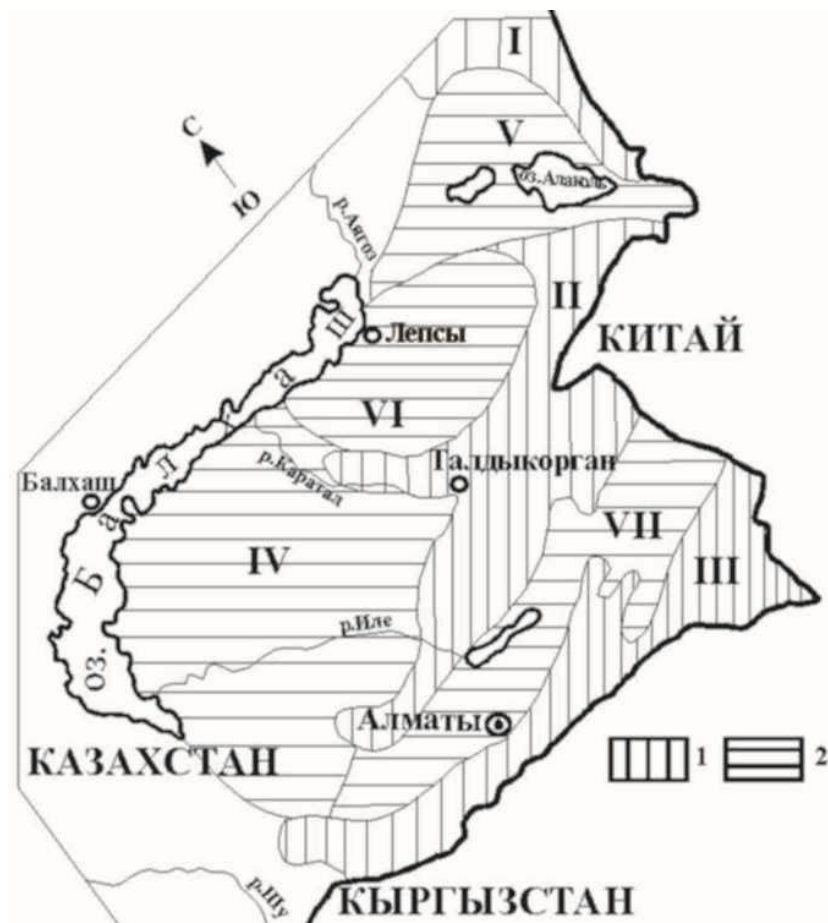


Рисунок 21 – Схема гидрогеологического районирования Балхаш-Алакольского региона: 1) гидрогеологические массивы: I- Тарбагатая, II- Жетысуского Алатау, III- Северного Тянь-Шаня; 2) артезианские бассейны межгорных впадин: IV- Балхашской, V- Алакольской, VI- Лепсинской, VII- Илейской.

Термоминеральные воды гидрогеологических массивов. Для данных горных сооружений характерны своеобразная высотная климатическая поясность, высокая сейсмичность и хорошая обнаженность слагающих их палеозойских пород. Они относятся к гидрогеологическим массивам с активным водообменом подземных вод. Интенсивная трещиноватость водовмещающих образований, мощность которой увеличивается в речных долинах и зонах тектонических нарушений, предопределяет охлаждение складчатых структур на значительную глубину нисходящими потоками холодных инфильтрационных вод, что влияет на формирование естественного теплового режима недр. Глубокого бурения и замеров температур на глубину на территории горных сооружений не производилось. Однако в связи с тем, что они являются областями активной альпийской тектоники с высокой сейсмичностью, обусловленной продолжающимися процессами эпиплатформенного орогенеза, которые оживляют глубинные разломы и вызывают перемещения отдельных тектонических блоков, создаются локальные тепловые аномалии. Последние фиксируются выходом на поверхность термальных источников, приуроченных

к линейно-вытянутым зонам крупных тектонических разрывных нарушений и используемых частично в бальнеологических целях.

В целом для описываемых горных массивов характерные геотермические градиенты для геотермозоны составляют 3-5°C/100 м. При значениях коэффициента теплопроводности палеозойских пород, варьирующих обычно в пределах 2-2,5 Вт/м • град, величины глубинного регионального теплового потока составляют 65 – 85 мВт/м² и более.

I. Тарбагатайский гидрогеологический массив приурочен к одноименной горной системе. В этом регионе известно несколько выходов термальных вод.

1) Барлыкские источники расположены на северо-западном ответвлении хребта Барлык, в долине р. Арасан. выходы 13 родников на протяжении 1,5 км приурочены к зоне тектонического разлома, секущего эффузивные образования. Их общий расход составляет 2,6 дм³/с. Воды слабосоленоватые (1,4-1,8 г/дм³) при сульфатно-хлоридном натриево-кальциевом составе и слабощелочной реакции (рН 7.7). Температура их изменяется от 20 до 42 °С. Скважина, пробуренная в зоне разлома, вскрыла на глубине 35 м воду с температурой 44,5 °С. Дебит ее на самоизливе составил 0,25 дм³/с. Минерализация и химический состав аналогичны таковым родниковых вод. В них обнаружены кремнекислота (45-64 мг/дм³) и радон (0,6-2,5 нКи/дм³).

2) Айнабулакский источник расположен в 45 км от села Маканшы, у бугристых песков Барлыккум в долине р. Емель. Хотя родник приурочен к барханным пескам, фактически воды выклиниваются из зоны разлома подстилающих терригенно-эффузивных образований палеозоя. Расход его порядка 0,5 дм³/с. Температура воды 25 °С, минерализация 2,88 г/ дм³, состав сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый. Содержание кремнекислоты 23,9 мг/л. У самого источника пробурена скважина глубиной 102 м. Термальная вода вскрыта на глубине 30 м в скальных породах. Дебит скважины на самоизливе 4,5 дм³/с, а при снижении уровня на 16 м расход ее составил примерно 8 дм³/с. Температура воды на устье 23 °С. В ней обнаружен радон в количестве 2,8 нКи/ дм³.

II. Жетысуский гидрогеологический массив приурочен к хребту Жетысуский Алатау, высота которого 4000-4400 м. Термальные источники находятся в основном в области среднегорья.

1) Ку-Арасанские источники расположены в горах Дувантау на высоте 1280 м. Наблюдается 10 родников, выходящих у русла р. Борохудзир и приуроченных к тектоническому разрывному нарушению в вулканогенных породах. Расходы отдельных водопунктов колеблются от 0,02 до 1,2 дм³/с, а температура воды - от 23 до 33°C, при максимальной 30,4-38,3°C. Состав ее сульфатно-хлоридный натриевый с минерализацией 0,6-1,1 г/ дм³. В районе выхода родников были пробурены скважины, которые подсекли тектоническую зону. Уровни воды установились до 8,5 м ниже земной поверхности. Дебиты скважин достигают 35 дм³/с, температура воды до 37,2°C. В подземных водах установлены кремне-кислота (25-96 мг/ дм³), фтор (3,4-8 мг/ дм³) и радон (4,6-21,1 нКи/ дм³). В составе растворенных газов преобладает азот (82-96,8 об.%);

2) Хоргосские источники расположены в 70 км северо-западнее гор. Жаркента на высоте 1750 м в долине одноименной реки. Обнаружено несколько естественных выходов подземных вод непосредственно из трещин интрузивных пород или же из покровных дресвяно-галечных отложений. Расходы родников варьируют в пределах 0,01-1,6 дм³/с. Воды пресные (до 0,3 г/л), сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава с щелочной реакцией (рН 8,9) и температурой 37-52°С. Из растворенных газов преобладает азот (до 98 об.%). Содержание в воде кремнекислоты 50-76 мг/ дм³, сероводорода до 2 мг/ дм³ и радона 8,2-23,2 нКи/ дм³.

3) Капал-Арасанские источники находятся на северном склоне Жетысуского Алатау в долине р. Биен. Выходы родников приурочены к трещиноватым гранитам, суммарный их расход 0,2 дм³/с. Воды хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией 0,4-0,6 г/дм³ и щелочной реакцией (рН 7,9-9,5). Температура их 16,4-37,4°С. Пробуренные здесь скважины вскрыли подземные воды с температурой 33-44,5 °С. Дебиты их достигают 1,5 дм³/с при снижении уровня на 1,5 м. В воде присутствуют кремне-кислота и фтор в количестве соответственно 56-80 и 3-14 мг/дм³, содержание радона 3,5-4,2 нКи/дм³. Значения геотермического градиента по скважинам 8,5-24 °С/100 м.

Кроме вышеописанных в Жетысуском Алатау имеется еще ряд термальных источников, приуроченных к трещиноватым зонам интрузивных и в единичном случае (Тастинтерекские) эффузивных пород.

III. Северо-Тянь-Шаньский гидрогеологический массив расположен вдоль южной границы Казахстана. Это область высокогорий, состоящая из ряда хребтов. Выходы источников термальных вод в основном приурочены к Заилийскому Алатау.

1) Алма-Арасанские источники находятся в 26 км южнее гор. Алматы в ущелье р. Проходной на высоте 1780-1820 м. Они приурочены к зоне тектонического нарушения в диоритах. Дебиты родников не превышают десятых долей литра в секунду. Воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,3 г/л и температурой до 30 °С. В них присутствуют: кремнекислота (72 мг/л), сероводород (до 6,8 мг/ дм³) и радон (0,9-1,3 нКи/ дм³). Рядом пробурено несколько скважин, одна из которых на глубине 479 м вскрыла напорные воды. Пьезоуровень составил +14,6 м. Дебит ее на самоизливе 4,9 дм³/с, температура воды 34,2°С. В газовом составе воды преобладает азот (98,1 об.%). Значения геотермического градиента по температурным замерам в скважинах изменяются в пределах 16,5-26 °С/100 м.

2) Источник «Горельник» расположен в 22 км южнее гор. Алматы в долине р. Малая Алматинка и представляет собой восходящий родник с расходом 0,2 дм³/с и температурой воды до 22°С. Вблизи пройдена скважина, вскрывшая в гранитах на глубине 320 м термальные воды (27°С). Уровень их установился на 13,3 м выше земной поверхности, а производительность на самоизливе 9,2 дм³/с. Минерализация воды до 0,2 г/дм³, химический состав гидрокарбонатно-

сульфатный натриевый. Содержание кремнекислоты 52 мг/дм^3 , фтора 7 мг/дм^3 . Измеренный по скважине геотермический градиент составляет $21^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

3) Талгарские источники обнаружены в долине р. Талгар в 16 км южнее гор. Талгара. Выходы воды приурочены к зоне тектонического дробления эффузивных пород. Дебиты родников $0,1-1,3 \text{ дм}^3/\text{с}$. Воды сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией до $0,25 \text{ г/дм}^3$ и температурой $18-26^\circ\text{C}$. Содержание радона определено в пределах $7,4-12,4 \text{ нКи/дм}^3$.

4) Тургенский источник расположен в долине одноименной реки, в 18 км южнее с. Тургень. Выход сульфатной натриево-кальциевой воды с минерализацией $1,4 \text{ г/дм}^3$ и температурой $26,5^\circ\text{C}$ приурочен к тектоническому нарушению в изверженных породах. Расход родника $1,3 \text{ дм}^3/\text{с}$. В воде обнаружены: кремнезем (43 мг/дм^3), фтор (5 мг/дм^3) и радон ($2,4 \text{ нКи/дм}^3$). В районе источника пробурена скважина с дебитом на самоизливе $0,4-0,6 \text{ дм}^3/\text{с}$ и температурой 29°C .

5) Курамские источники находятся у подножия гор Бокайдынтау, в 95 км восточнее г. Алматы. Выходы родников с дебитами $0,7-6 \text{ дм}^3/\text{с}$ приурочены к региональному разлому в эффузивных образованиях. Температура воды в них $16-21,5^\circ\text{C}$, а минерализация до $2,4 \text{ г/дм}^3$. Скважинами вскрыты подземные воды с содержанием солей $3,5 \text{ г/дм}^3$ и температурой до 26°C . Химический состав их хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый.

6) Источники Жаманты расположены в 135 км западнее Алматы, в долине одноименной речки. Выходы термальных вод приурочены к широтному тектоническому разрывному нарушению, суммарный их дебит $2,7 \text{ дм}^3/\text{с}$. Минерализация воды до $0,4 \text{ г/дм}^3$, химический состав сульфатный натриево-кальциевый, температура $25,5^\circ\text{C}$. Содержание кремнезема 26 мг/дм^3 и фтора $2,5 \text{ мг/дм}^3$.

Термоминеральные воды артезианских бассейнов. Межгорные пространства территории занимают открытые или полузакрытые котловины, происхождение которых связано с тектоническим опусканием палеозойского складчатого фундамента. К межгорным впадинам, выполненным мощной толщей мезозой-кайнозойских осадочных отложений, приурочены артезианские бассейны. В их разрезе присутствуют водоносные комплексы, содержащие напорные термальные воды. В целом тепловой режим межгорных впадин характеризуется средними значениями геотермических градиентов от $2 - 2,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ (в предгорьях) до $3,2 - 4,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ (в центральных частях), относительно слабой теплопроводностью горных пород ($1,7 - 2,4 \text{ Вт/м}\cdot\text{град}$) и довольно высокой плотностью тепловых потоков ($52 - 64 \text{ мВт/м}^2$). Последнее благоприятствует накоплению тепла на доступных современным техническим средствам глубинах.

IV. Прибалхашский артезианский бассейн. Прибалхашская впадина отделяет палеозойскую платформу Центрального Казахстана от хребтов Жетысуского Алатау. Южная граница ее проходит по линии сочленения равнин с отрогами Жетысуского Алатау, юго-западная – с Шу-Илийскими горами,

северо-восточная – с массивом Арганаты, восточная по линии Главного Жетысуского разлома, а северная и западная может быть проведена по северному берегу оз. Балхаш. Ушкаринское поднятие палеозойского фундамента разделяет Прибалхашскую на две впадины, к которым приурочены одноименные артезианские бассейны.

Южно-Прибалхашская впадина представляет собой синеклизу, выполненную породами раннеальпийского структурного этажа и развивающуюся с юрского периода. Южно-Прибалхашский бассейн имеет ряд признаков платформенного бассейна. Восточно-Прибалхашская впадина, включающая кайнозойский Преджетысуский прогиб и Лепсинскую впадину, развивается с палеоцена.

Особенностью Восточно-Прибалхашского артезианского бассейна является наличие зональности, характерной для предгорных равнин аридной зоны. Литологически осадки представлены песками, гравийно-галечниками, реже валунно-галечниками, песками и глинами. В целом характерно довольно частое переслаивание водосодержащих песчано-гравийников с пластами и линзами глин. Суммарная эффективная мощность их по скважинам колеблется от 5 до 175 м.

Воды напорные. Они вскрываются на глубинах 50-420 м, уровень устанавливается на 2-59 м ниже поверхности земли. Дебиты скважин достигают здесь 20-44 дм³/с при понижении уровня на 14 и 12,9 м.

Минерализация подземных вод неоднородна по площади. На фоне общего роста минерализации (от 0,3 до 35 г/дм³), а также увеличение степени сульфатности и хлоридности в северо-западном направлении, т.е. от области основного питания, отмечается наличие двух внедряющихся «языков» пресных вод существенно гидрокарбонатного состава. Один из них проникает на 150 км от гор по правобережью р. Или широкой 50-километровой полосой; другой протягивается вдоль современной долины р. Каратал не доходя 30-35 км до ее устья.

Замеренная на устье при откачках температура подземных вод на большей части территории Балхашского артезианского бассейна колеблется от 11 до 15°С, в центральной части – до 16,5°С и лишь на южной его окраине она достигает 20-22°С. Геотермический градиент на большей части территории бассейна менее 1; по всей периферии, кроме восточной, градиент возрастает: на юге до 4, на севере до 3, на западе до 2°С /100 м.

Расчетная изотерма 20°С в подошве водоносного комплекса соответствует таковой для кровли палеозойского субстрата.

Естественные запасы неогенового термоводоносного комплекса для температурной зоны 30-40°С оцениваются в 71,8 млрдм³ по воде и в 2154 млн Гкал по теплу.

V. Алакольский артезианский бассейн приурочен к одноименной межгорной впадине, ограниченной с запада региональным Алакольско-Жетысуским разломом, а с севера и юга - соответственно горными сооружениями Тарбагатай и Жетысуского Алатау. Наиболее опущен юго-

западный борт, глубина до фундамента здесь достигает 2000 м. На северо-восток ложе впадины постепенно поднимается. Повсеместным развитием пользуется неогеновый термоводоносный комплекс общей мощностью до 200-250 м. Водовмещающие отложения представлены песками, гравелитами и валунно-галечниками, залегающими в виде прослоев и линз мощностью до 54-62 м среди глинистой толщи. Воды повсеместно напорные, пьезоуровни устанавливаются обычно выше поверхности земли. Дебиты скважин на самоизливе не превышают 10 $\text{дм}^3/\text{с}$, хотя в отдельных случаях составляют 20-50 $\text{дм}^3/\text{с}$. Подземные воды слабо минерализованы (до 3 $\text{г}/\text{дм}^3$), от гидрокарбонатного кальциевого до сульфатно-хлоридного натриевого состава. Температура их более 20 °С, с глубины 600 м может достигать по подошве в наиболее погруженных частях впадины до 45°С.

Средний геотермический градиент для Алакольского бассейна не превышает 3°С/100 м, тем самым температура на фундаменте, по-видимому, составит 65-70°С. Естественные запасы неогенового термоводоносного комплекса для температурной зоны 30-40°С оцениваются в 8,8 млрд м^3 по воде и в 264 млн Гкал по теплу.

VI. Лепсинский артезианский бассейн второго порядка отдален от Балхашского Ушккольским поднятием и от расположенного восточнее Алакольско-Жетысуским разломом. На юге он ограничен северными склонами Жетысуского Алатау, на севере – Арганатинским поднятием.

Палеозойский фундамент на территории бассейна представлен эффузивно-осадочными породами девона и карбона, консолидированными в герцинскую эпоху складчатости. В альпийскую фазу тектогенеза территории бассейна испытывает опускание отдельных блоков по унаследованным разломам на различные глубины. Наиболее погруженным оказался южный блок (до 1800 м), примыкающий к Северо-Жетысускому разлому, и отделенный на севере от остальных слабо опущенных блоков субширотным безымянным разломом. К этому блоку, имеющему длину до 150 км и ширину до 40 км, предполагается приуроченность термальных вод.

Подземные воды в плиоценовых отложениях вскрываются на глубинах около 200 м. Уровни их устанавливаются на 2-3 м ниже или на 5-11,5 м выше устья скважин и характеризуются дебитами 40-79 $\text{дм}^3/\text{с}$ при понижении на 18,4 и 16,6 м. Воды обычно сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая с минерализацией 0,3-0,6 $\text{г}/\text{дм}^3$, первого, реже второго типа и всюду имеет температуру не выше 12°С. В Саркандском прогибе на глубине 370 м в горизонте гравелитов вскрыта вода с температурой 21°С и минерализацией 0,4 г/л. Пьезометрический уровень установился на 7 м выше устья скважины, дебит при самоизливе составил 3,5 $\text{дм}^3/\text{с}$.

VII. Илийский артезианский бассейн приурочен к одноименной широтной впадине, расположенной между хребтами Тянь-Шаня и Жетысуского Алатау. Выделяются два бассейна второго порядка: Алматинский и Жаркентский.

1. Алматинский артезианский бассейн находится в западной части впадины. На его площади вскрыты два термоводоносных комплекса -

неогеновый и палеогеновый. Глубина их залегания увеличивается от предгорий (20-150 м) к осевой части до 650 м и 1500-2600 м соответственно. Водосодержащими являются пески, песчаники, гравийно-галечники и конгломераты, залегающие среди глин и алевролитов; Мощность отдельных водоносных прослоев обычно 3-15 м. Воды напорные, обычно самоизливающиеся из скважин с производительностью от 0,1-6 до 10-25 дм³/с. Минерализация воды изменяется от 0,8-3 до 10-14 г/дм³ и более, а химический состав - от гидрокарбонатно-хлоридного и сульфатно-хлоридного натриевого до хлоридного натриевого. Температура воды на глубинах 700-800 м до 40°С, а на 2600-3000 м достигает 75-84°С.

Меловой термоводоносный комплекс на территории бассейна опробован в районе Катутау-Богутинского сужения. Скважина, пробуренная в 33 км западнее с. Шарын, на глубине 642 м вскрыла в меловых песках сульфатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией 2,7 г/дм³ и температурой на устье 46,2°С. Пьезометрический уровень составил +132 м, а дебит на самоизливе – 65 дм³/с.

В целом естественные запасы неогенового и палеогенового комплексов Алматинского бассейна оцениваются в 106,5 млрд м³ по воде и 2112 млн Гкал по теплу.

2. Жаркентский артезианский бассейн приурочен к одноименной депрессии в восточной части Илийской впадины. Термальные подземные воды здесь связаны с образованиями от неогенового до триасового возраста.

Для неогенового и палеогенового термоводоносных комплексов характерно уменьшение водообильности отложений и увеличение минерализации воды по мере удаления от предгорий к центральной части бассейна; Водовмещающие образования представлены песками, песчаниками, гравийно-галечниками. В предгорьях они вскрываются на глубинах от 115-150 до 450-1000 м.

Воды напорные, величины пьезоуровней составляют +40 ÷ +95 м. Дебиты скважин на самоизливе варьируют обычно в пределах 1-10 дм³/с и только в урочище Карадала (предгорья хр. Кетмень) достигают 20-100 дм³/с. Минерализация воды 0,2-1,5 г/дм³ при изменении химического состава от смешанного кальциево-натриевого до хлоридно-сульфатного натриевого. Температура воды колеблется от 20-30 (на глубинах 200-600 м) до 60-70°С (1000-2000 м.).

В осевой части бассейна описываемые комплексы вскрыты на глубинах от 1000 до 2500 м. Расходы скважин на самоизливе варьируют в пределах 0,25-6,2 дм³/с при избыточном напоре до +130 м. Минерализация воды возрастает с глубиной от 0,6 до 18,8 г/дм³, а макрокомпонентный состав меняется от смешанного натриевого до хлоридного натриевого. Температура воды от 40 до 70 °С на глубинах соответственно 1000 и 2015-2500 м. По расчетам температура по подошве комплексов колеблется от 40-50 до 100-120°С при вскрытии на глубине соответственно 1000-1500 и 3000-3600 м.

Таблица 10 - Основные типы минеральных вод Балхаш-Алакольского региона

№ № п.п	№№ по када стру	Наимен ование проявле ния	Местоположения проявления	Геологический индекс и литология водовмещающих пород	Дебет, (дм ³ /с)	Формула ионного состава, минерализация, г/дм ³	рН	Т, °С	Специфически е компоненты, (мг/дм ³); радон, (нКи/дм ³)
					Понижение, (м)				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
А. Воды без «специфических» компонентов и свойств									
А.1	741	Курамск ое	В 100км восточнее г.Алматы. К-44-I	Р, туфо- песчаники, туфы	5,9/32,7	$M_{3,5} \frac{Cl_{67} SO_4 32}{Na_{68} Ca_{30}}$	7,1	26	F -3,5 Li -2,6
А.2	730	Покровс кое	В 6км севернее г.Алматы. К-43-XI	N, глины, аргиллиты, песчаники	25	$M_{1.5-1.7} \frac{Cl_{67} HCO_3 28}{Na 97}$	8,4	42	H ₂ SO ₄ -40 F -17,5 Br -2,1
А.3	64	Бугутин ское	В 30км юго- западнее пос. Чунджа, скв.3362, 3365. К-44-II	F ₃ , N ₁ , пески	23,4/47,5	$M_{2,9} \frac{SO_4 6 HCO_3 20}{Na_{98} Ca_2}$	7,8	42	H ₂ SO ₃ -39-42 F -19
					4,4/55,2	$M_{1,9} \frac{SO_4 61 Cl_{27}}{Na_{98} Ca_1}$	8,2	43	H ₂ SO ₃ -39-48 F -3
А.4	727	Албан- Арасан	В 55км восточнее пос. Чунджа. L-44-II	K ₃ , пески, песчаники	28,5	$M_{0,44} \frac{SO_4 78 Cl_{17} HCO_3 5}{Na_{82} Ca_{17} Mg_1}$	8.1	46	-
А.5	746	Тау- Тургенс кое	В 18км юго- восточнее пос.Турген. К-43- XII	Визе-намюра, вулканогенные породы	0,6-0,8/1,5- 48,4	$M_{1,3} \frac{SO_4 36 Cl_{34} HCO_3 30}{(Na + K)_{89} Ca_{11}}$	7.6	35	-

Продолжение таблицы 10

Б. Воды йодобромные									
Б.1	730	Пригородный	На северо-западной окраине г.Алматы. К-43-ХІ	Ф, N, конгломераты, песчаники, гравелиты	5/33,6	$M_{14,6} \frac{Cl_{94} SO_4 5}{Na_{54} Ca_{45} Mg_1}$	7,3	56	Br -33 I -6.8 H ₂ SO ₄ -36 F -5
Б.2	730	Турген	На юго-западной окраине пос. Турген К-43-ХІ	миоцен, глины, аргиллиты, песчаники	20	$M_{115-120} \frac{Cl_{92} SO_4 6}{Na_{96} Ca_2}$	7,1	50	Br -210 I -14 B -340 Sr -7-25
В. Воды радоновые									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
В.1	60	Талгар	В 16км южнее г.Талгара, родники. К-49-ХІІ	φ PZ, граниты	0,1-1	$M_{0.1-0.3} \frac{SO_4 46 HCO_3 42}{Na_{49} Ca_{42}}$	8,4	18	Rn -7,4-12,4
В.2	570	Хоргос	В 65км северо-восточнее г.Панфилова, родник 304. L-44-XXXIII	φ, граниты	0,1-1,5	$M_{0.3} \frac{SO_4 53 HCO_3 29}{Na_{91} Ca_9}$	9	37 - 52	H ₂ SiO ₃ -50-76 Rn -8-29
В.3	696	Меркенское	В 14км на юго-юго-восток от с.Мерке. К-43-VIII	PZ, граниты	1,5-3,3	$M_{0.3} \frac{SO_4 53 HCO_3 29}{Na_{91} Ca_9}$	7.4	23	Rn -15-140

Продолжение таблицы 10

Г. Воды кремнистые									
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Г.1	61	Горельникское	В 22км южнее г.Алматы. К-43- XII	ф PZ, граниты	0,04/н.с.	$M_{0,3} \frac{SO_4 HCO_3}{Na}$	7,7	27	H ₂ SO ₃ -52,7 F -7
Г.2	62	Тересбутакское	В долине р.Тересбутак в 1,5км от её устья, скв.500. К-43-ХII	ф PZ, граниты	н.с.	$M_{0,3} \frac{SO_4 HCO_3}{Na}$	8,0	20	H ₂ SO ₃ -30-50 Rn -6,5
Г.3	572	Капальское	В 7км южнее с.Капал, родник 287. L-44-XXVI	PZ, граниты	0.2-0.5	$M_{0,3} \frac{HCO_3 45 SO_4 40}{Na 80 Ca 18}$	8.1	25	H ₂ SO ₃ –до 89
Г.4	573	Коксуское	В 33км юго-восточнее г.Текели, в долине р. Коксу, родники. L-44-XXVI	ф, граниты	0,4-1,0	$M_{0,3} \frac{HCO_3 52 SO_4 37}{Na 97 Ca 3}$	8	27	H ₂ SO ₃ -57 F -14 H ₂ S -2.4 Rn -1,8
Г.5	575	Малоусское	В 35км северо-западнее г.Панфилова, в долине р. Усек, родник 305. L-44-XXXII	ф, граниты	1,0	$M_{0,2} \frac{SO_4 50 HCO_3 43}{Na 75 Ca 15}$	8,2	25	H ₂ SO ₃ -72 Cu -30 Zn -5 Mo -3

Меловой термоводоносный комплекс широко распространен и отсутствует только на крайнем юго-западе бассейна. Общая мощность меловых отложений увеличивается от предгорий к осевой части от 15-50 до 300-400 м, а глубина залегания кровли комплекса соответственно от 20-150 до 3300 м и более. Водовмещающие образования представлены прослоями песков, песчаников, алевролитов, реже конгломератов. Водоносный комплекс детально изучен на предгорной равнине хр. Кетмень (урочище Карадала). Подземные воды залегают здесь на глубинах 300-600 м. Мощность отдельных водосодержащих прослоев составляет 1-45 м. Воды напорные, уровни устанавливаются на 20-70 м выше поверхности земли. Производительность самоизливающихся скважин варьирует в пределах 10-140 $\text{дм}^3/\text{с}$. Воды обычно пресные (до 1 $\text{г}/\text{дм}^3$), их макрокомпонентный состав меняется от гидрокарбонатного кальциевого до смешанного натриевого и натриево-кальциевого. Пластовая температура воды колеблется от 20 до 60°C.

В центральной части депрессии меловой комплекс опробован рядом глубоких скважин в интервалах глубин от 1400 до 2300 м. Воды высоконапорные, избыточный напор +170 +240 м. Расходы скважин 22-60 $\text{дм}^3/\text{с}$. Воды с минерализацией 0,4-0,9 г/л гидрокарбонатно-сульфатного или хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава со слабощелочной реакцией. Температура воды на устье 47-102 °С. Геотермические градиенты комплекса колеблются от 1,7 до 5,6 °С/100 м. В наиболее погруженных частях впадины температура вод мелового комплекса ожидается в пределах 100-125°C.

Триас-юрский термоводоносный комплекс опробован в южной половине бассейна. Водосодержащие породы представлены прослоями песчаников и конгломератов мощностью 15-35 м, залегающих среди толщи аргиллитов и алевролитов. Глубина их залегания варьирует от 250-400 м по периферии до 4000-4500 м в центральной части. Водообильность комплекса сильно изменчива как в вертикальном разрезе, так и по площади. Дебиты скважин на самоизливе изменяются от 1,4 до 35-55,6 $\text{дм}^3/\text{с}$, минерализация воды - от 0,9-3 до 15 $\text{г}/\text{дм}^3$, а химический состав - от гидрокарбонатного кальциевого и хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого до хлоридного натриевого. Температура воды при изливе составляет 38-78°C. Согласно расчетам, температура по подошве комплекса в зависимости от глубины залегания (от 370-800 м в предгорьях до 4200-4600 м в осевой части) и среднего геотермического градиента варьирует от 20-70 до 155-165°C.

Таким образом, на территории Балхаш-Алакольского региона выделяются две области развития подземных термоминеральных вод: артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов. В районе развития гидрогеологических массивов термоминеральные воды приурочены к зонам разломов. В районе артезианских бассейнов подземные термоминеральные воды носят пластовый характер и доступный для получения современными техническими средствами.

6 ГЕНЕЗИС И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

6.1 Изотопы кислорода и водорода в термальных водах Алакольской впадины

Дейтерий и кислорода – 18. Использование двух тяжелых изотопов водорода - дейтерия (^2H) и кислорода (^{18}O), входящих в состав молекул воды, дает возможности для изучения формирования подземных вод и вклада составляющих различного генезиса в питание изучаемых термальных вод. Распределение тяжелых изотопов водорода и кислорода в природных водах при их кругообороте контролируется в первую очередь процессами фазового перехода воды. При испарении жидкая фаза обогащается тяжелыми изотопами (в том числе и активным изотопом водорода - тритием), а газовая (паровая) обедняется. Конденсация влаги сопровождается увеличением концентраций тяжелых изотопов в образующейся жидкой или твердой фазе и уменьшением концентраций в остающемся паре. Коэффициент равновесного фракционирования изотопов при фазовых переходах α является функцией температуры. При этом имеет место отчетливая линейная зависимость между содержанием тяжелых изотопов в природных водах. Однако характер линейности зависимости различен при испарении и конденсации в природных условиях. Причиной этого является то обстоятельство, что испарение, в отличие от конденсации, протекает в сильно неравновесных условиях. Это обстоятельство дает дополнительную метку при использовании природных стабильных и активных изотопных индикаторов. Распределение изотопного состава природных вод представляется виде диаграмм $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$. Концентрации изотопов кислорода и водорода выражаются в виде величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, определяемых как [87]:

$$\delta = ((R_{\text{обр}} - R_{\text{SNOW}}) / R_{\text{SNOW}}) * 1000 \text{ ‰},$$

где, $R_{\text{обр}}$ и R_{SNOW} – изотопные отношения кислорода и водорода в измеряемом образце и стандарте средней океанической воды (SNOW), соответственно. В ходе изучения вод получены данные по изотопному составу кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода ($\delta^2\text{H}$) в термальных водах Алакольской впадины. Анализ изотопного состава (содержаний дейтерия и кислорода-18) проб воды выполнялся в Ресурсном центре «Геомодель» Научного парка Санкт-Петербургского университета на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L-2120i. В качестве эталонов использовались стандарты V-SMOW2, GISP и SLAP (МАГАТЭ), USGS-45 и USGS-46 (Геологическая служба США). Погрешность измерения составляла $\pm 0.1 \text{ ‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\pm 1 \text{ ‰}$ для $\delta^2\text{H}$ (рисунок 22).



Рисунок 22 - Лазерный инфракрасный спектрометр Picarro L-2120i

Полученные данные (таблица 11) [57] показывают, что изотопный состав воды терм в целом указывает на их метеорное происхождение, поскольку основная масса точек ложится вдоль Глобальной линии метеорных вод (рисунок 23).

Таблица 11 – Изотопный состав водорода и кислорода воды азотных терм Алакольской впадины, ‰

Название пробы	№ лабораторный	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	$\delta^2\text{H}$, ‰ SMOW
№ 1 (Барлык-Арасан)	P-22772	-17,6	-132,1
№ 2 (Айнабулак)	P-22773	-18,1	-138,1

Термоминеральные воды на обоих опробованных участках имеют исходное питание атмосферными осадками. На это обстоятельство указывает полное соответствие опробованных источников атмосферным осадкам в предполагаемых областях питания.

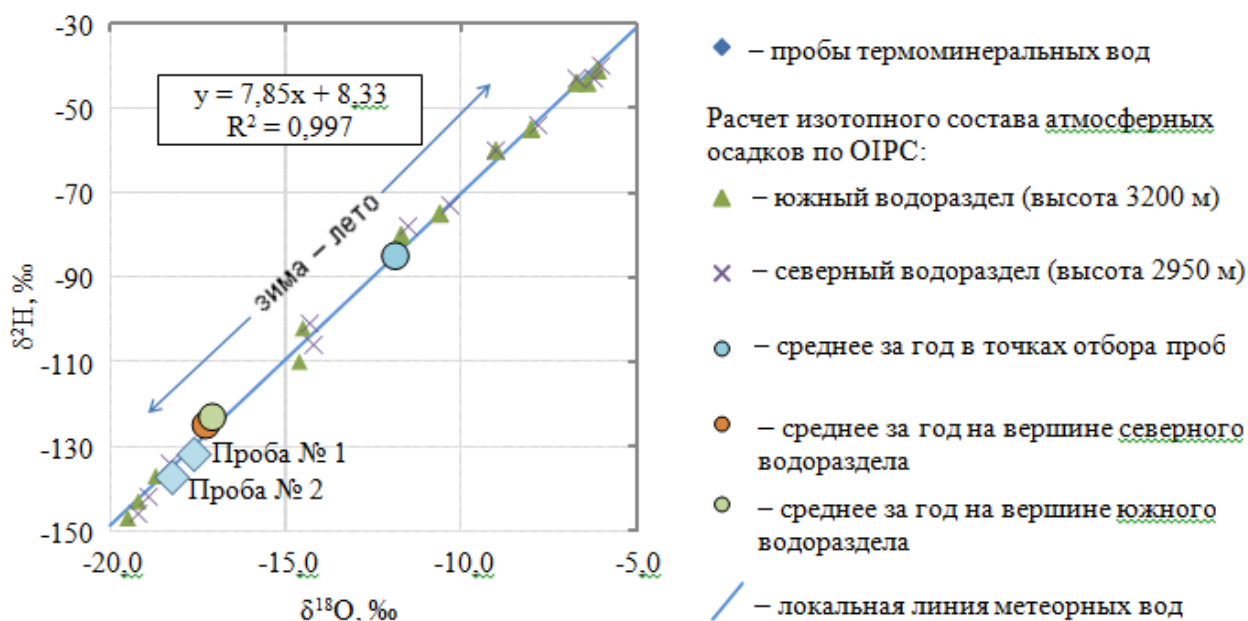


Рисунок 23 - Положение азотных терм на диаграмме $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$

Несмотря на повышенную температуру, по ходу движения воды не испытывали существенного взаимодействия с вмещающими породами, так как отсутствуют изотопные сдвиги, характерные для взаимодействия воды как с карбонатными, так и с силикатными минералами при повышенной температуре. Возможно, что нагрев воды происходит уже на заключительных отрезках пути фильтрации, непосредственно вблизи участков разгрузки. Собственно сам механизм разгрузки, скорее всего, обусловлен возникновением термолифта.

Вероятнее всего, взаимодействие в системе «вода–порода» было ограничено растворением эвапоритов. Кроме общей минерализации на это указывает существенно повышенный Cl/Br коэффициент, низкое содержание гидрокарбонатов и повышенные концентрации сульфатов. Соленосными отложениями, по крайней мере, в случае Айнабулакского минерального источника являются, скорее всего, озерные отложения. Источником формирования эвапоритов было пересыхающее эфемеридное озеро, заполнявшееся водой в периоды климатического похолодания и пересыхающее в периоды потепления, сопровождавшихся аридизацией климата.

Отметим, что изотопный состав воды термоминеральных источников существенно легче, чем среднегодовой изотопный состав осадков на участках отбора проб. То есть местные осадки никак не могут быть источником формирования ресурсов термоминеральных вод.

Вероятной областью питания для термоминеральных вод являются для Айнабулакского минерального источника – Тарбагатайский хребет к северу от Алакольской впадины с высотными отметками водоразделов до 2950 м, для группы Барлык-Арасанских термоминеральных источников – Жетысуский Алатау горы к югу от Алакольской впадины с высотными отметками водоразделов до 3200 м.

6.2 Геохимические особенности азотных термо-минеральных вод Алакольской впадины

Взаимодействуя в процессе круговорота с разнообразными по составу породами, подземные воды заимствуют из них многочисленные химические элементы. Благодаря разработкам современных высокочувствительных аналитических методов определения, в настоящее время в подземных водах обнаружено более 80 химических элементов. Однако ограниченная растворимость веществ, составляющих земную кору, значительно сокращает количество основных элементов природных вод.

К числу главных ионов обычно относят Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , которые образуют основную часть минерального состава Земли. Суммарное содержание этих ионов в воде составляет свыше 90-95% всех растворенных веществ [1]. Содержание же микрокомпонентов в водах не превышает 10 мг/дм³ [58]. К их числу относят Br, I, F, B, Li, Rb, Sr, Ba, As, Mo, Cu, Co, Ni, Au и другие.

Геохимические свойства азотных термальных вод наиболее полно рассмотрены Л.Н. Барабановым и В.Н. Дислером [39]. По их данным, к общим геохимическим свойствам азотных термальных вод относятся: преобладание натрия в катионном составе и часто сульфатов в анионном; положительные корреляции между $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Cl^- , H_2SO_4 , F^- , $^{\circ}\text{C}$; $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, F^- , H_2SO_4 , HCO_3^- , pH и отрицательные корреляции между Ca^{2+} , HCO_3^- , $^{\circ}\text{C}$; Ca^{2+} и pH, а также зависимость концентрации компонентов от произведений растворимости в системах $\text{Ca}^{2+} - \text{CO}_3^{2-}$; $\text{Ca}^+ - \text{F}^-$.

Для понимания особенностей состава термальных минеральных вод Алакольской впадины автором было произведено сравнение с термальными водами Горного Алтая (месторождение Белокуриха, Рахманские, Абаканские), Байкальской рифтовой зоны (скважины термальных вод), Монголо-Охотского

пояса (источники Тырма), Сихотэ-Алинской складчатости Дальнего Востока (Аннеские источники) (таблица 12).

Таблица 12 – Химический состав термоминеральных воды Горного Алтая, БРЗ, Монголо-Охотского пояса, Дальнего Востока и Алакольской впадины

Химический элемент	Айнабулак	Барлык-Арасан	Кульдур (Буреинско-Охот.)	Аннеские (Дальний восток)	Тырма (Монголо-Охот.)	Белокуриха (Горный Алтай)	Байкальский рифт	Рахмановские (Горный Алтай)	Абаканские (Хакасия)
мг/дм ³									
Анионы									
НCO ₃ ⁻	6,1	-	160	112,8	103	81	207	1,6	214
SO ₄ ²⁻	1009,2	759	11	25,4	9,9	71	55,6	26	21
Cl ⁻	304,9	319,1	23	4	9,6	17	18,6	4	21
F ⁻	5,3	5,52	16,2	2,7	9,5	8	24,7	3	
Катионы									
Na ⁺	750	420	88	61	60,1	80	113	50	30
K ⁺	19,2	7,9	2,8	1,17	0,5	1	4,4	1	2
Ca ²⁺	170,2	133,1	0,6	2	2,2	3	0,8-18	3	43
Mg ²⁺	1,2	1,2	0,01	0,01	0,21	1	<0,01	1	12
Минерализация, г/дм ³	2700	1700	400	235	189	304	300	192	422
T, °C	23	44	72	50,1	36	39	52	42	37
pH	7,3	7,6	9,2	9,2	9	9,2	9,6	8,9	7,2

Прежде всего (таблица 12), обращает на себя внимание исключительно низкая общая минерализация терм, которая не превышает 2,7 г/дм³ в Айнабулакском источнике, а в Барлык-Арасанском составляет менее 1,7 г/дм³.

Характерной особенностью изученных азотных термальных вод является значения pH < 8. Среди основных катионов преобладает Na, а в составе анионов – SO₄²⁻. Это типичные азотные воды с резким преобладанием сульфат-иона и натрия.

По распространенности *натрий* находится на первом месте среди катионов. Основным источником поступления натрия в воды являются алюмосиликаты (альбит, плагиоклаз и нефелин). Все соли натрия обладают высокой растворимостью, что определяет его широкие миграционные возможности. Содержание натрия колеблется в пределах от 450 до 750 мг/дм³, что, как правило, на порядок выше значений для окружающих пресных подземных вод неглубокой циркуляции того же района.

Калий по химическим свойствам и величине содержания в земной коре - аналог натрия. Основным источником его поступления в воды являются силикаты: ортоклаз, микроклин и мусковит. Несмотря на то, что калий, также как и натрий образует легкорастворимые соединения с главными анионами (хлориды, сульфаты, гидрокарбонаты), содержания его достаточно низки из-за его высокой биологической активности, поскольку калий является важнейшим элементом, участвующим в росте и развитии растительных организмов. Значения содержания калия в термах Алакольской впадины не испытывают заметных флуктуаций (7,9-19,2 мг/дм³) и немного отличаются от вод неглубокой циркуляции. Г. Мишар (Michard, 1990) на основе постоянства содержаний калия в термальных водах разной степени охлаждения заключил, что калий слабо вовлекается в реакции взаимодействия вода-порода. Отсутствие в нашем случае больших различий с пресными водами неглубокой циркуляции позволяет говорить о малой активности калия в реакциях исходных термальных вод с вмещающими породами.

Кальций среди щелочноземельных металлов обладает наивысшим кларком (3.6). Источником поступления его в воды обычно являются известняки, известковистый цемент горных пород, гипс. Однако с увеличением общей минерализации вод концентрации кальция резко уменьшаются. Это объясняется, прежде всего, сравнительно низкой растворимостью его сульфатов и карбонатов, особенно резко падает растворимость солей кальция с увеличением температуры. Концентрации кальция достаточно устойчивы в Алакольских термальных водах и составляют 133,1 – 170,2 мг/дм³.

Магний по своим химическим свойствам и содержанию в породах близок к кальцию (кларк 2,1). Обычно, магний в воды попадает при растворении доломитов, мергелей или продуктов выветривания горных пород. Магний в щелочных термальных водах содержится в малых количествах. В водах изученных источниках концентрации Mg 1,2 мг/дм³.

По распространенности *Сульфат*-ион находится на первом месте среди анионов. Высокие содержания отмечены для источника Айнабулак (1009,2 мг/дм³). Рассматривая источник сульфатов в азотных термальных водах, некоторые [40] полагают, что они образуются за счет окисления сульфидов

водовмещающих толщ, как, например, для Барлык-Арасанских источников, выход которых приурочен к породам среднего карбона, богатым различными сульфидами.

Хлор проходит с водой через почвы и трещины в породах с меньшими потерями или изменениями, чем другие трассеры. Это консервативное поведение хлора используется для идентификации химических компонентов в подземных водах. Поскольку хлор представлен одним, не вступающим в активные реакции ионом Cl, смешение термальных вод и вод неглубокой циркуляции или поверхностных ведут практически к линейной зависимости Cl и T° воды. Согласно различным исследователям хлор в горизонтах гранитных массивов поступает от растворения биотита и роговой обманки (при отсутствии инверсии морских вод). Ломоносовым [43] не исключается возможность глубинной эманации хлора, также как серы и фтора в центральной части байкальского рифта. В нашем случае вряд ли имеет место какое-либо морское влияние. Отложения морских солей отсутствуют.

6.3 Генезис термо-минеральных вод Алакольской впадины

Основываясь на полученных данных, выходы азотных термо-минеральных вод Алакольской впадины приурочены к зонам крупных тектонических разломов, вытянутых в широтном и субширотном направлении и характеризующихся прямолинейностью простирания и крутым падением плоскостей сбрасывателя. Протяженность разломов достигает до 100-500 км и сопровождаются мощными зонами дробления, окварцования и ожелезнения.

Инфильтрационные кислородно-азотные воды, проникая по имеющимся здесь многочисленным трещинами на глубину порядка до 2-3 км постепенно нагреваются и начинают активно взаимодействовать с вмещающими кристаллическими породами. В составе последних присутствуют самые разнообразные компоненты (таблица 13), которые очевидно, при взаимодействии и наличии благоприятных условий могут переходить в воднорастворимое состояние и переноситься подземными водами.

Кислородно-азотный состав растворенных газов по мере продвижения подземных вод от областей питания к зонам разгрузки сменяется на азотный, так как кислород при этом расходуется на различные окислительные процессы. В результате выщелачивания вмещающих кристаллических пород горячими инфильтрационными водами в последних накапливаются разнообразные элементы и соединения. Из таблицы химического состава воды видно, что в конечном итоге в термах происходит накопление ионов (мг/дм³): SO₄ (до

1009,2), Cl (до 319-719), F (до 5,74), Na+K (до 428-769), Ca (до 127-170) Mg (до 1,2-3,6), H₂SiO₃ (до 37,6).

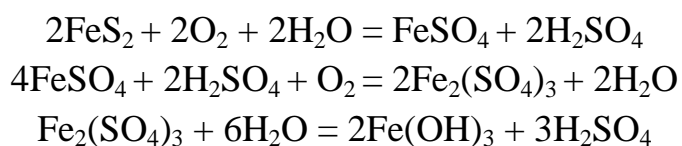
Таблица 13 - Среднее содержание химических элементов в магматических породах кислого состава [25]

элемент	мг/кг	элемент	мг/кг	элемент	мг/кг
K	33400	Co	5	Zr	200
Na	27700	Ti	2300	Sn	45
Mg	5600	W	40	As	1,5
Ca	15800	C	25	Zn	46
C	240	Zn	60	Ge	3
F	800	Mo	1,9	Ga	30
S	400	Cu	20	In	0,12
Si	323000	Be	5,5	Sr	300
Al	77000	Pb	2323	Ba	830
Fe	27000	Sb	0,4	B	15
Mn	600	Ag	0,15	Ni	8

Содержание ионов HCO₃, Ca, Mg в азотных термах весьма близки к их содержаниям в трещинно-грунтовых водах района, являющихся наряду с атмосферными осадками основными источниками питания азотных терм.

Накопление в азотных термах сульфат-ионов связывается большинством исследователей с процессами окисления различных сульфидных минералов, содержащихся в изверженных породах. Это положение признают исследователи, допускающие участие ювенильных вод в формировании азотных терм, отмечая, однако, возможность образования сульфатов «за счет древних эксгаляций магматических очагов».

Окисление сульфидов кислородно-азотными подземными водами приводит к образованию сульфатов железа, меди и других металлов, а также свободной серной кислоты. Известны реакции окисления сульфидов железа, ведущие при наличии свободного кислорода и невысокой кислотности раствора к образованию последовательно закисного сульфата, окисного сульфата и гидроокиси железа.



Сульфат окиси железа $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ обладает весьма сильным окисляющим и растворяющим действием на сульфиды и играет большую роль в переработке сульфидных минералов в зоне окисления. Гидроокись железа $\text{Fe}(\text{OH})_3$ легко коагулируется и выпадает в осадок. Сульфаты других металлов (свинца, меди) также постепенно окисляются кислородно-азотными водами и образуют различные нерастворимые соединения. Высвобождающаяся после осаждения металлов свободная серная кислота взаимодействует с вмещающими кристаллическими породами и выщелачивает из них SiO_2 , Al, Na, K, F и другие компоненты. Образующийся при этом сульфат алюминия легко гидролизует в осадок в виде геля $\text{Al}(\text{OH})_3$. Таким образом, и происходит в общем виде накопление в азотных термо-минеральных водах Алакольской впадины SO_4 , Na, F и H_2SiO_2 , являющихся главными макрокомпонентами состава азотных терм.

Таким образом, подводя итог вышенаписанному, можно сделать ряд выводов, касающихся объектов исследования. Изученные термальные воды относятся к Алакольскому осадочному бассейну, воды приурочены к провинции азотных термальных вод зоны молодых тектонических движений. По условиям формирования – к одному и тому же виду гидрогеологических структур, в которых формируются азотные термальные воды (бассейны трещинно-жильных вод в массивах кристаллических и осадочных пород). Все приведенные данные доводы подтверждены данными по макрокомпонентам, изотопному составу водорода и кислорода, и составу газовой компоненты.

7 РЕСУРСЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

7.1 Запасы тепла геотермальных вод Алакольской впадины

Под вековыми ресурсами подземных вод водоносного комплекса, водоносного горизонта, участка водоносного горизонта, района, следуя определению У.М. Ахмедсафина, мы понимаем объём гравитационной воды, содержащейся в порах и пустотах пород крупных и средних артезианских бассейнов. Эти воды формируются на протяжении многих сотен и тысячелетий и исчисляются десятками и сотнями миллиардов м³.

Исходя из этих определений рассчитаны вековые ресурсы подземных вод Алакольской межгорной впадины.

Подсчет запасов этих вод проводился по формуле:

$Q = F * \mu * H$, где

Q – вековые запасы, м³;

F – площадь распространения водоносной толщи, в м²;

H – средняя мощность водоносной толщи, в м;

μ – коэффициент водоотдачи, в %.

Вековые запасы вод палеозоя. Площадь распространения водоносных толщ составляет 19000 км². Средняя мощность водонасыщенных пород принимаем равной 45 м, средний коэффициент водоотдачи для палеозоя 0,05 %. Температура 20-60 °С.

$$Q_{\text{палеозой}} = 19000 * 10^6 * 0,05 * 45 = 42,75 \text{ млрд. м}^3$$

Вековые запасы вод мезозоя. Мезозой Алакольской межгорной впадины занимают площадь 8000 км². Средняя мощность водоносного горизонта составляет 40 м. Коэффициент водоотдачи принимаем равным 0,1. Температура 20-50 °С. Тогда вековые ресурсы подземных вод, заключенных в мезозоях Алакольской впадины составят $Q_{\text{мезозой}} = 38,41$ млрд.м³.

Таким образом, естественные ресурсы геотермальных вод мезозойских отложений Алакольского артезианского бассейна оценены в 38,41 млрд.м³, палеозоя в 42,75 млрд.м³.

Естественные запасы тепла геотермальных вод определяются исходя из естественных запасов геотермальных вод и их средней температуры (таблица 14).

Таблица 14 - Естественные запасы тепла геотермальных вод Алакольской впадины

Водоносный комплекс	Пределы температуры, град.С	Площадь распространения, км ²	Средняя мощность водовмещающей	Водоотдача пород	Средняя температура, град С	Естественные запасы		
						воды 10 ⁹ м ³	тепла	
							10 ¹² ккал	10 ⁶ Т.У.Т.
Неогеновый	20-40	1956	45	0,1	30	8,8	264	37,7
Мезозой	20-50	8000	40	0,1	35	38,41	1152	164
Палеозой	20-60	19000	45	0,05	40	42,75	1282	183
ВСЕГО:						89,96	2698	384,7

В целом, естественные запасы тепла в термальных водах Алакольской впадины оценены в 384,7 млн. Т.У.Т, из которых почти половина связана с трещинными подземными водами скальных палеозойских образований.

В целом, термальные воды в отложениях палеозоя и мезозоя выделяются прогностически, поскольку глубокого бурения и изучения водоносности этих отложений здесь не производилось.

7.2 Теплоэнергетическое использование

Современное развитие энергетики связано не только с восстановлением и развитием традиционных генерирующих активов, но и с развитием альтернативных источников энергии. Согласно планам устойчивого развития Республики Казахстан доля альтернативных источников энергии в топливно-энергетическом балансе страны должна достигнуть 5% к 2024 году. Для сравнения, в Германии доля электроэнергии, получаемой от возобновляемых источников энергии, в 2020 году составит 22%.

Однако главным средством энергосбережения стала структурная перестройка экономики, направленная на уменьшение доли энергоемких производств (которые, как правило, являются к тому же экологически неблагоприятными) и увеличение доли наукоемких производств.

В настоящее время в мировой практике наблюдается повышенный интерес к использованию нетрадиционных, альтернативных и возобновляемых источников энергии. В этом плане Казахстан обладает большим потенциалом ветровой и солнечной энергии. К возобновляемым альтернативным источникам энергии следует отнести и термальные воды, значительными запасами которых обладает Казахстан. На территории Казахстана находятся огромные запасы подземных термальных вод с температурами 40 – 100 °С.

Главным достоинством геотермальной энергии является её практическая неиссякаемость и полная независимость от условий

окружающей среды, времени суток и года, возможность комплексного использования термальных вод для нужд теплоэнергетики и медицины.

В настоящее время геотермальные ресурсы разведаны в 80 странах мира. Их активное использование ведется в 58 государствах. На сегодняшний день мировыми лидерами в геотермальной энергетике являются США, Мексика, Филиппины, Исландия, Новая Зеландия и др. Высокотермальные воды уже нашли практическое применение и в Казахстане. Так, в ряде хозяйств Южно-казахстанской области (геотермальное поле Капланбек) термальные воды с температурой 80 °С. используются для отопления, горячего водоснабжения, обогрева парниково-тепличных хозяйств. Около города Алматы термальная вода с температурой 80-120 °С используется для отопления теплиц зимой и кондиционирования воздуха летом.

Широкое распространение относительно неглубоко залегающих подземных вод с температурой 20-100 °С, позволяет использовать их в качестве теплоэнергетического источника (таблица 15) [67].

Таблица 15 - Ориентировочные значения оценочных показателей теплоносителя [64]

Применение	T, °С	Q, м ³ /сут	P, атм	H, км	M, г/дм ³	Ca+Mg, мг- экв/дм ³	pH
ГеоТЭС	> 100	10000	2,5	5	2,4	3	5,5-8,5
ГеоТЭС (с фреоном)	60-90	8500	1	2,5	50	9	5,5-8,5
Теплофикация	70-90	1000	1,5	2,5	2	3	5,5-8,5
Горячее водоснабжение	40-60	1000	1,5	1,5	2	3	5,5-8,5
Тепло- и хладоснабжение	25-50	500	1	1,5	50	9	5,5-8,5
Тёплые бассейны и души	25-40	250	1	1	50	9	5,5-8,5
Обогрев теплиц	40-70	500	1	1,5	10	5	5,5-8,5
Обогрев почв	25-50	500	1	1	50	5	5,5-8,5
Теплоорошение	25-40	250	1,5	1	2	5	5,5-8,5

Как видно из таблицы 14, для горячего водоснабжения, необходимы воды с температурой 40-60 °С, что применимо для подземных термальных вод района исследований, а так же для выработки энергии с технологией на низкокипящих телах.

В Российских бытовых отопительных системах используются воды с температурой 90°С на 40°С или 70°С на 20°С (70°С - «прямая вода», 20°С – «обратка»). В европейских странах для этих же целей применяется вода с температурой 50°С на 30°С. Теплотери в российских тепловых сетях достигают 30 %, а утечки теплоносителя – более 1 км³ воды в год.

В настоящее время отопление и горячее водоснабжение (ГВС) городских объектов осуществляется, как правило, от городских ТЭЦ или районных котельных, работающих на традиционных топливах. Автономные потребители (коттеджи, дачи, садовые домики) используют для отопления и горячего водоснабжения, топливные котлы либо электроэнергию [67].

В данной ситуации, создание и использование замкнутых локальных систем на основе подземных геотермальных вод, для удалённых поселков, становится приоритетным, особенно для населённых пунктов без централизованной системы хладо- и теплоснабжения.

Наиболее перспективным способом отбора глубинного тепла является создание подземных циркуляционных систем с полным или частичным возвращением отработанной воды в продуктивные пласты. Эти системы позволяют использовать не только тепло воды, но и теплосодержание вмещающих пород, предотвращают истощение запасов геотермальных вод, поддерживают гидравлическое равновесие в подземных пластах, предотвращают загрязнение окружающей среды в местах расположения геотермальных объектов.

В рассматриваемых условиях наиболее рациональной представляется следующая схема использования термальных вод в целях теплоснабжения. Извлечённые термальные воды, поступают в отопительные системы домов, где применяются радиаторные, конвекторные и панельные системы обогрева. После этого часть использованной воды подаётся на испарители и конденсаторы тепловых насосов. Отдав тепло, геотермальная вода закачивается обратно в подземные водоносные горизонты, т.к. они характеризуются повышенной минерализацией (частично такая схема применяется на Средне-Паратунском тепличном комбинате, Россия) [65, 66].

При современных технологиях возможно использовать подземные воды с температурой от 35°C для систем отопления и горячего водоснабжения. При этом применяются тепловые насосы использующие жидкость с низкой температурой кипения (фреон, R134a и др.). За счёт их применения на каждую единицу затраченной энергии получаем прибавку в 3 единицы. Поступающая в тепловой насос вода с температурой 4-6°C, достаточна для вскипания жидкости, полученный пар сдвливается компрессором, и 6°C превращаются в 55°C, а то и в 80°C, в зависимости от конструкции насоса. Дальше тепло забирается при помощи теплообменника и направляется потребителю. Если этой температуры мало, возможна вторая ступень с другой жидкостью, и так далее. Можно в принципе достигнуть любых температур, но нужно иметь в виду, что КПД при этом снижается [67, 68].

7.3 Бальнеологическое применение

Для экономического и социального развития суверенного Казахстана следует развивать все отрасли её экономики, в том числе здравоохранение. В этих вопросах большое внимание уделяется мероприятиям, направленным на

укрепление здоровья населения, где особое место в системе первоочередных мер занимает развитие лечебно-профилактических и санаторно-курортных учреждений, потребляющих различные типы минеральных вод. Одним из регионов Республики Казахстан, обладающим более благоприятными природными условиями и богатым ресурсами минеральных вод для развития санаторно-курортного строительства, является Алакольская впадина.

Территория Алакольской впадины – это удивительное место, где необыкновенные природные ресурсы помогают людям не только прекрасно отдохнуть, но и поправить свое здоровье. Здесь термальные минеральные лечебные воды, отличающейся своими минеральными показателями и химическим составом. Имеются в Алакольской впадине и лечебные грязи.

Проведенные исследование месторождений термальных лечебных вод кремнистого состава Алакольской впадины позволяет нам сделать следующие выводы.

1) Кремнистые воды, содержащие в своем составе биологические компоненты (сероводород, уголекислоту, радон, фтор), обладают выраженным бальнеологическим действием.

2) Кремнистые термальные воды оказывают благотворное влияние на людей с заболеваниями кожи, сердечно-сосудистой, костно-мышечной и периферической нервной систем, а также при хронических отравлениях тяжелыми металлами.

Поэтому лечебные воды района в будущем найдут широкое применение в бальнеологии.

Стоит отметить крайне низкий уровень информированности населения: большая часть жителей Казахстана понятия не имеют о возможности получения оздоровительных процедур с использованием подземной минеральной воды в санатории Барлык-Арасан (рисунок 24). Многим известен курорты Южного Казахстана (сан. Сарыагаш, Жанакорган), куда принято выезжать отдохнуть.

В свете этого весьма важной представляется разработка концепции рекламного освещения деятельности не только санаториев и профилакториев, но, главным образом, водолечебниц и спорткомплексов, оборудованных бассейнами с минеральной водой. Сам по себе факт существования таких заведений, конечно, создает положительную картину при характеристике уровня развитости предприятий оздоровительной сферы санатория, но постоянно появляющаяся информация о том, что они работают на базе именно минеральной воды, могла бы привлечь гораздо большее количество посетителей, что, несомненно, дало бы положительный экономический эффект от их деятельности.

Что касается бутилирования, то у этого направления использования Алакольских минеральных вод нет широких перспектив для развития, так как воды не отличаются видовым разнообразием: фактически разливаются воды приблизительно одинакового хлоридного натриевого состава, но различной минерализации.



Рисунок 24 – Санатории Барлык-Арасан

Здесь надо сказать, что искусственно варьировать минерализацию путем разведения природных вод пресной питьевой водой не следует, законодательно разрешен промышленный розлив только для вод с минерализацией до 2 г/дм^3 , при этом надпись на этикетке должна гласить следующее: «Напиток искусственно минерализованный». Использование же терминов «вода лечебная», «вода лечебно-профилактическая» и т.п. в маркировке на потребительской упаковке и в рекламных листах-вкладышах к продукту допускается только при наличии оформленного в установленном порядке заключения Минздрава Казахстана (то есть бальнеологического заключения, выданного сертифицированным курортологическим институтом).

Исходя из вышесказанного, возможно создание на базе изученных термальных вод оздоровительных учреждений и санаторно-курортных комплексов. Применяя подземные воды возможно создание искусственных минеральных грязей и сапропелей.

Из всего вышеизложенного, представляется очевидным, что наиболее выгодным с экономической точки зрения было бы комплексное использование подземных вод: например, добыча минеральной воды для лечебных целей и использование отработанных вод для водоснабжения теплонасосных установок при обогреве лечебного корпуса; другой вариант - закачка воды в систему теплонасосов после извлечения из неё ценных компонентов. Создание тройного

цикла, когда добытая подземная вода сначала используется в качестве лечебной, затем из нее извлекаются микрокомпоненты, а после этого она подаётся в теплонасосную установку для обогрева зданий завода и лечебного корпуса, возможно, могло быть наиболее рациональным (рисунок 25).



Рисунок 25 - Возможное схема использования геотермальных вод

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе рассмотрены природные, геологические, гидрогеологические условия Алакольской впадины, проанализированы как ранее известные, так и новейшие данные по химическому, газовому, изотопному составам минеральных вод Алакольской впадины на примере Айнабулакского и Барлык-Арасанского месторождений.

В устройстве поверхности обследованной территории выделяются три типа рельефа: среднегорье, низкогорье с участками мелкосопочника и плоская равнина. Среди них господствующее положение занимает равнина, составляющая 70 % и более всей площади.

В становлении и истории развития Алакольской впадины важная и определяющая роль отводится этапам тектонических движений, которые связаны с каледонским и герцинским циклами складчатости, а также процессами интрузивного магматизма.

Первый каледонский орогенический цикл формирования структуры впадины выразился в образовании крупных линейно вытянутых складок юго-западного простирания. Для структур характерны крутые углы падения крыльев (60-700), несогласное залегание толщ силура и девона, соответственно на образованиях ордовика и силура.

Второй этап тектонических движений – герцинский орогенический цикл выразился в образовании пологих (25-300) брахиантиклинальных складок, уже в основном северо-западного простирания.

В последующем мощные орогенические фазы сопровождались внедрением крупных интрузивных тел кислого и среднего состава. В это время, благодаря сформированному и достаточно жесткому каледонскому субстрату, были проявлены основные дизъюктивные нарушения, предопределившие современные контуры Алакольской впадины и его отдельных тектонических блоков.

Подземные воды по условиям залегания и циркуляции делятся на два типа: трещинные воды кристаллических пород и поровые воды аллювиально-пролювиальных, озерно-аллювиальных, озерно-эоловых отложений впадины и аллювиальных отложений долин рек.

Трещинные воды приурочены к различным породам палеозоя, в которых независимо от их литологического состава, воды циркулируют в основном по региональным и локальным трещинам. Дебиты источников выходящих из этих пород изменяются от 0,5 до 1,5-2 дм³/с, реже до 5 дм³/с.

Поровые воды приурочены к рыхлым четвертичным и неоген-четвертичными отложениями. Расход скважин пройденных в них, колеблется от 3-5 до 20-50 дм³/с.

Формирование подземных вод района начинается в горных обрамлениях за счет атмосферных осадков.

В восточной части Алакольской впадины сформировались благоприятные геологические условия для разгрузки термальных вод на поверхность. Это связано в основном с широким распространением разрывных нарушений сбросового типа. В пределах гидротермальных систем с короткой зоной транзита формируются термальные воды в основном хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевого типа. Известны два участка проявления минеральных и термальных вод. Это Барлык-Арасанские и Айнабулакские источники.

В химическом составе этих вод, прежде всего, обращает на себя внимание исключительно низкая общая минерализация терм, которая не превышает $2,7 \text{ г/дм}^3$ в Айнабулакском источнике, а в Барлык-Арасанском составляет менее $1,7 \text{ г/дм}^3$.

Характерной особенностью вод является значения $\text{pH} < 8$. Среди основных катионов преобладает Na, а в составе анионов – SO_4^{2-} . Это типичные азотные воды с резким преобладанием сульфат-иона и натрия.

Такая низкая минерализация азотных термальных вод может быть связана с тем, что их ресурсы формируются в пределах гидрогеологических массивов в поле распространения интрузивных пород. Высокогорные ландшафты в области питания благоприятны для распространения ультрапресных вод, а движение в области транзита происходит по зонам трещиноватости в породах, устойчивых к выветриванию.

Еще одна особенность изучаемых вод состоит в необычном соотношении катионов, среди которых резко доминирует Na, содержания же Ca, Mg и K, как правило, низки. Низкие содержания Ca и Mg в термах связаны с выпадением карбонатов и, возможно, вторичных силикатов типа ломонтита.

Вполне закономерно, что общая минерализация терм зависит и от их температуры: с ростом температуры сумма солей должна увеличиваться. Для сульфатных натриевых терм эта связь неоднозначна, так как резко отклоняются от общей тенденции воды Барлык-Арасанского и Айнабулакского термопроявлений. Для сульфатного натриевого типа вод закономерностей в изменении содержания карбонатных и сульфатных анионов под воздействием температуры не установлено.

В Алакольских термах основным газом является азот, потому они и называются азотными. Второе по объему место в газовом составе занимает кислород. Однако, необходимо иметь в виду, что опробование терм велось в местах их разгрузки, а при подходе их к земной поверхности в них мог попадать воздух. По мнению автора, на большой глубине азотные термы свободный кислород не содержат, но в области транзита кислород в гидротермальные системы может поступать со свежими порциями воды. Третье место среди растворенных газов в рассматриваемых термах занимает углекислый газ, затем аргон, гелий + неон, в отдельных родниках встречаются метан, сероводород, водород. В местах разгрузки терм газы иногда выделяются в свободном виде.

Подавляющее большинство исследователей считают, что газы азотных терм, как и сама вода, имеют атмосферное происхождение. По мере

проникновения атмосферных осадков с растворенными газами в недра земли по зонам тектонических нарушений кислород расходуется на окисление в основном органического вещества почв и горных пород с образованием углекислого газа биохимического генезиса. Последний, наряду с захваченным из атмосферы, также расходуется на реакции гидролиза алюмосиликатов на всем пути движения воды от областей питания до выхода термальных вод на поверхность. В местах разгрузки, как уже отмечалось, снова в воде может появляться свободный кислород. Азот и другие инертные газы широкомасштабно в реакциях не участвуют и поэтому не только сохраняются в воде на всем пути ее движения, но их относительная доля возрастает, поскольку содержания O_2 и CO_2 уменьшаются. Относительный объем инертных газов возрастает и по еще одной причине - уменьшения объема воды в системе, поскольку вода, как и CO_2 , участвует в реакциях гидролиза алюмосиликатов. Газовый состав термальных вод Алакольской впадины не испытывает интенсивного воздействия эманаций из мантии, а формируется в основном за счет трансформации компонентов воздуха. Об этом говорит отношение аргона к азоту.

Анализ изотопного состава (содержаний дейтерия и кислорода-18) проб воды выполнялся в Ресурсном центре «Геомодель» Научного парка Санкт-Петербургского университета на лазерном инфракрасном спектрометре Picarro L-2120i.

Полученные данные показывают, что изотопный состав воды терм в целом указывает на их метеорное происхождение, поскольку основная масса точек ложится вдоль Глобальной линии метеорных вод.

Термоминеральные воды на обоих опробованных участках имеют исходное питание атмосферными осадками. На это обстоятельство указывает полное соответствие опробованных источников атмосферным осадкам в предполагаемых областях питания.

Несмотря на повышенную температуру, по ходу движения воды не испытывали существенного взаимодействия с вмещающими породами, так как отсутствуют изотопные сдвиги, характерные для взаимодействия воды как с карбонатными, так и с силикатными минералами при повышенной температуре. Возможно, что нагрев воды происходит уже на заключительных отрезках пути фильтрации, непосредственно вблизи участков разгрузки. Собственно сам механизм разгрузки, скорее всего, обусловлен возникновением термолифта.

Вероятнее всего, взаимодействие в системе «вода–порода» было ограничено растворением эвапоритов. Кроме общей минерализации на это указывает существенно повышенный Cl/Br коэффициент, низкое содержание гидрокарбонатов и повышенные концентрации сульфатов. Соленосными отложениями, по крайней мере, в случае Айнабулакского минерального источника являются, скорее всего, озерные отложения. Источником формирования эвапоритов было пересыхающее эфемеридное озеро, заполнявшееся водой в периоды климатического похолодания и пересыхающее в периоды потепления, сопровождавшихся аридизацией климата.

В качестве основных факторов формирования химического состава терм Алакольской впадины выступают интенсивность водообмена, температура недр и геохимические особенности дренируемых термами пород. Эти факторы воздействуют на геохимический облик.

Приведенные в работе фактические данные однозначно показывают, что гидротермы представляют собой результат взаимодействия древних инфильтрационных вод с вмещающими горными породами и масштабного перераспределения химических элементов между водным раствором и формирующимися в этих условиях вторичными минеральными образованиями. Проникающие в глубокие слои Земли (2-5 км) в благоприятных для этого геоморфологических и структурно-тектонических условиях атмосферные осадки в силу равновесно-неравновесного состояния системы вода - порода непрерывно растворяют вмещающие породы и избирательно концентрируют в растворе химические элементы.

Выгодным с экономической точки зрения было бы комплексное использование подземных вод: например, добыча минеральной воды для лечебных целей и использование отработанных вод для водоснабжения теплонасосных установок при обогреве лечебного корпуса; другой вариант - закачка воды в систему теплонасосов после извлечения из неё ценных компонентов. Создание тройного цикла, когда добытая подземная вода сначала используется в качестве лечебной, затем из нее извлекаются микрокомпоненты, а после этого она подаётся в теплонасосную установку для обогрева зданий завода и лечебного корпуса, возможно, могло быть наиболее рациональным.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1953.
- 2 Давыдова М.И., Каменский А.И., Неклюкова Н.П., Тушинский Г.К. Физическая география СССР. – М.: Наука, 1966. – 848 с.
- 3 Муравлев Г.Г., Покровская Т.В., Россолимо Л.Л. Казахстан / Природные условия и естественные ресурсы // Озера. – М.: Наука, 1969. – С. 478 - 480.
- 4 Курдюков К.В. О колебаниях уровня озера Алаколь (в историческом и геологическом прошлом) // Вопросы географии. Серия физическая география. – 1951. - № 24. – С. 117 - 133.
- 5 Коровин В.И. Исследования связей уровня озера Алаколь с гидрометеорологическими факторами // Вопросы географии Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1965. – Вып. 12: Алакольская впадина и ее озера. – С. 141 - 150.
- 6 Ресурсы поверхностных вод СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – Т. 13, вып. 2. – С. 1 - 643.
- 7 Карта Республики Казахстан. М 1: 1 500 000 – Алматы: РКП «Картография», 2003.
- 8 Филонец П.П. Морфометрия Алакольских озер // Алакольская впадина и ее озера. – Алма-Ата, 1965. – С. 79 - 87.
- 9 Курдин Р.Д., Скоцеляс И.И. Распределение и потери в дельте р. Тентек // Сборник Алма-Атинской ГМО. – Алма-Ата, 1967. – Вып. 2. – С. 25 - 28.
- 10 Григорьева Э.Н., Амиргалиев Н.А. Основные черты гидрохимического режима оз. Сасык-Коль Алакольской системы озер // Тезисы докладов конференции по вопросам рыбного хозяйства республик Средней Азии и Казахстана. – Фрунзе, 1968. – С. 44- 46.
- 11 Курдин Р.Д., Шильниковская Л.С. Гидрохимический режим Алакольских озер // Алакольская впадина и ее озера. – Алма – Ата, 1965. – С. 209 - 222.
- 12 Коровин В.И. Влияние гидрометеорологических условий на сток рек и уровень озер бассейнов рек Верхнего Иртыша и Балхаш-Алакольской впадины. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 125 с.
- 13 Курдин Р.Д. Термический режим Алакольских озер // Вопросы географии Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1965. – Вып. 12: Алакольская впадина и ее озера. – С. 182 - 195.
- 14 Методические указания Управления Гидрометеослужбы № 89. Составление водных балансов речных бассейнов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 96 с.
- 15 Ахмедсафин У.М. Подземные воды Казахстана // Очерки по физической географии Казахстана. – Алма-Ата, 1952. – С. 128 - 154.
- 16 Информационный экологический бюллетень. III квартал 1998 г. – Алматы: Министерство экологии и природных ресурсов РК, 1998. – 163 с.
- 17 Красная книга Казахской ССР. Редкие и находящиеся под угрозой исчезновения виды животных и растений. Ч.2: Растения. – Алма - Ата: Наука

КазССР, 1981. – 262 с.

18 Куликов Г.В., Жевлаков А.В., Бондаренко С.с. Минеральные лечебные воды СССР: Справочник. – М.: Недра, 1991. – 399 с.

19 Боровский Б.В., Боровский Л.В., Закутин В.П. Экологически чистые подземные воды (минеральные, природные, столовые). Рекомендации по обоснованию перспективных участков для добычи с целью промышленного розлива. – ГИДЭК: Москва, 1998. – 31 с.

20 Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. – М.: Недра, 1964. – 167 с.

21 Иванов В.В. Основные критерии оценки химического состава минеральных вод. – Москва, 1982. – 92 с.

22 Контроль качества и безопасности минеральных вод по химическим и микробиологическим показателям. Методические рекомендации №96/225. – Москва, 1997.

23 Курлов М.Г. Классификация сибирских целебных минеральных вод. – Томск: издание Физиотерапевтического института, 1928. – 74 с.

24 Посохов Е.В., Толстихин Н.И. Минеральные воды (лечебные, промышленные, энергетические) – Л.: Недра, 1977. – 240 с.

25 Исабаев Т.Т. Подземные воды Алакольской впадины и условия их формирования. Алма-Ата. 1968. 214 с.

26 Месторождения подземных вод Казахстана. Том 3: Минеральные лечебные и термальные подземные воды // Справочник. Алматы. 1999.

27 Мухамеджанов С.М., Исабаев Т.Т., др. Подземные воды хребта Тарбагатай и его равнинных предгорий. Алма-Ата. 1965. 146 с.

28 Овчинников А.М. Минеральные воды. – М.: Госгеолтехиздат, 1947. – 243.

29 Овчинников А.М. Общая гидрогеология. Изд. 2-ое, испр. и доп. Москва: Госгеолтехиздат, 1955. – 385 с.

30 Куликов Г.В., Жевлаков А.В., Бондаренко С.С. Минеральные лечебные воды СССР. Справочник. Москва: Недра, 1991. – 399 с.

31 Перельман А.И., Геохимия природных вод, Монография. Москва: Наука, 1982, -154 с.

32 Шлыгин Е.Д. Находки сапромикситов в юго-восточном Казахстане. «Разведка недр», 1934, №13.

33 Третьяков В.Г. К вопросу о региональных структурах Восточного Прибалхашья. Вестник АН КазССР, 1960г.

34 Терлецьки Б. Балхаш-Алакольская впадина. Москва, 1931.

35 Бувалкин А.К., Жаймин М.И., Котова Л.И. Стратиграфия юрских отложений восточного Казахстана. Алма-Ата, 1991.

36 Диденко-Кислицина Л.К. Кайнозой Юго-Восточного Казахстана. Алматы, 1999.

37 Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., и др. Геологическое строение Казахстана. Алматы, 2000.

38 Жолтаев Г.Ж., Оздоев С.М. Перспективы нефтегазоносности

- Алакольского осадочного бассейна. Известия НАН РК, Серия геол. 2010. №3.
- 39 Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР. М., Геоминвод, 1968, 120 с.
- 40 Замана Л.В. Кальциевые минеральные равновесия азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геохимия, 2000, № 11, с. 1159-1164.
- 41 Кирюхин А.В., Кирюхин В.А., Манухин Ю.Ф. Гидрогеология вулканогенов. СПб., Наука, 2010, 395 с.
- 42 Курмангалиева А.Р. Гидрогеохимический режим Азотных щелочных терм Алма-Атинского сейсмоактивного района. Алма-Ата, 1993, 201 с.
- 43 Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1974, 168 с.
- 44 Плюснин А.М., Замана Л.В., и др. Гидрогеохимические особенности состава Азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 5, с. 647-664
- 45 Таран Ю.А. Геохимия геотермальных газов. М., Наука, 1988, 167 с.
- 46 Шварцев С.Л. О некоторых вопросах эволюции объема и состава подземных инфильтрационных вод в алюмосиликатных породах // Геохимия, 1975, № 6, с. 905-917.
- 47 Токаренко О.Г. Геохимия минеральных вод Кузбасса. Томск. 2009. 134с.
- 48 Питьева К.Е. Гидрогеохимия (формирование химического состава подземных вод). – М.: МГУ, 1978. – 325с.
- 49 Адилов В.Б., Бережно Е.С., Бобровницкий И.П. Классификация минеральных вод и лечебных грязей для целей их сертификации. Методические указания. – М.: 2000. – 40 с.
- 50 Плотникова Р.И., Соустова Т.Н. Минеральное сырье. Минеральные подземные воды // Справочник. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. -57с.
- 51 Актымбаева А.С. Экологический обзор Алакольского региона. // Материалы межд. конференции, посвященной 10-летию АУТБ «Естественные науки, техника и технологии», 28-30 декабря 2005г. – Алматы, 2005. – С. 12 - 17.
- 52 «Комплексное изучение осадочных бассейнов Республики Казахстан» за 2009-2011 годы Алакольский бассейн. Алматы. 2012.
- 53 Шлегель Б., Аргентов К. Минеральные источники Джетысу. М., Из-во, АН КазССР, 1927.
- 54 Козырев А.А. Краткий гидрогеологический очерк Казахстана, вып. 4, Л., Изд-во, АН СССР, 1937.
- 55 Жексембаев Е.Ш. Минеральный источник Алакольской впадины. Известия НАН РК, серия геологии и технических наук. Алматы. 2016. №2. С. 92-94.
- 56 Жексембаев Е.Ш., Плотникова Р.И. Термоминеральные воды Балхаш-Алакольского региона. «Отечественная геология», Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов. Москва. 2017. №2. С.68-75.

- 57 Жексембаев Е.Ш., Муртазин Е.Ж., Токарев И.В., Кабиев А.Т. Гидрогеохимические особенности Азотных терм Алакольской впадины. Известия НАН РК, серия геологии и технических наук. Алматы. 2017. №3.
- 58 Виноградов А.П. О хлор-бромном коэффициенте подземных вод. «Докл. АН СССР», 1947, т.44 №2.
- 59 Посохов Е.В. Термальные источники Восточного Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН Каз.ССР, 1947. 155с.
- 60 Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы земли. Москва. 2009. 628 с.
- 61 Елманова Н.М. Гидрогеология месторождений Азотных терм гранитных массивов СССР и методика их разведки. Москва. 1970.
- 62 Логинов А.А. Особенности формирования ресурсов и режима Азотно-кремнистых терм Белокуринского месторождения. Томск. 1999.
- 63 Брагин И.В. Термальные воды Сихотэ-Алиня. Томск. 2011.
- 64 Богородицкий К.Ф. Высокотермальные воды СССР. М.: Наука, 1968. 168с.
- 65 Охалкин В.В. Чистые воды Камчатки. 1999.
- 66 Геотермальное теплоснабжение. Ред. Гаджиев А.Г., Султанов Ю.И., Ригер П.И. М.: Энергоатомиздат. 1984. 120с.
- 67 Геотермальная энергия и ее использование. Гос. комитет Украины по энергосбережению. 2003.
- 68 Сухих А.А. Испытание теплового насоса для теплоснабжения индивидуального дома. 2005.
- 69 Завалей В.А. Термоминеральные воды северо-восточной части Илийской впадины и перспективы их использования. Алма-Ата, 1986.
- 70 Мухамеджанов С.М., Сыдыков Ж.С., др. Подземные термальные воды Казахстана. Алма-Ата. 1990. 89 с.
- 71 Подземные минеральные воды Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1984. 232 с.
- 72 Сыдыков Ж.С., Кан М.С., Бондаренко Н.М., Алещенко К.Р. Лечебные минеральные воды Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1972. 110 с.
- 73 Жеваго В.С. Основные закономерности распределения тепла в верхней части земной коры на территории Казахстана. Тр. ин-та ГГФ АН КазССР, Алма-Ата, т.1, 1968.
- 74 Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата. 1981. 84 с.
- 75 Формирование подземного стока на территории Казахстана. Алма-Ата, Наука: 1970. 147 с.
- 76 Фролов Н.М. Основы гидрогеотермии. М.: Недра, 1991. 335 с.
- 77 Chiocchini U., Castaldi F., Barbieri M., Eulilli V. A stratigraphic and geophysical approach to studying the deep-circulating groundwater and thermal spring, and their recharge areas, in Cimini Mountains-Viterbo areas, central Italy // Hydrol. J., 2010, v. 18, № 6, p. 1319-1342.
- 78 Gallois R. The formation of the hot springs at Bath Spa, UK // Geol. Mag.,

2007, v. 144, № 4, p. 741-747.

79 Gemici U., Filiz S. Hydrochemistry of the Cesme geothermal area in western Turkey // *J. Volcanol. Geother. Res.*, 2001, v. 110, p. 171-187.

80 Grasby S.E., Hutcheon I., Krouse H.R. The influence of water-rock interaction on the chemistry of thermal springs in Western Canada // *Appl. Geochem.*, 2000, v. 15, № 4, p. 439-454.

81 Helvachi C. Hydrogeochemical and hydrogeological integration of thermal waters in the Emet area (Kutahya, Turkey) // *Appl. Geochem.*, 2004, № 1, p. 105-118.

82 Michard G. Behavior of major elements and some trace elements (Li, Rb, Cs, Sr, Fe, Mn, W, F) in deep hot water from granitic areas // *Chem. Geol.*, 1990, v. 89, p. 117-134.

83 Minissale A., Magro G., Tassi F., Verrucchi C. Origin and circulation patterns of deep and shallow hydrothermal fluids in the Mt. Amiata geothermal region (central Italy) // *Proc. 8th Int. Symp. Water-Rock Inter.*

84 Person M., Banerjee A., Hofstra A., Sweetkind D., Gao Y. Hydrologic models of modern and fossil geothermal systems in the Great Basin: genetic implications for epithermal Au-Ag and Carlin-type gold deposits // *Geosphere*, 2008, v. 4, №5, p. 888-917.

85 Yum B.W. Movement and hydrogeochemistry of thermal waters in granite at Gosuns, Republic of Korea // *Proc. 8th Int. Symp. Water-Rock Inter. Rotterdam, Balkema*, 1995, p. 401-404.

86 Zhexembayev E.Sh., Mukaev Zh.T., Kassenov Y.N. Aynabulak thermo-mineral spring of Alakol basin. Materials International scientific-practical conference «Modernization of natural-science education in the conditions of the updated contents», Almaty, 2-3 march, 2017. p.447-450.

87 Cuaig H.I. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961. vol. 133. p.1702-1703.

88 «Комплексное изучение осадочных бассейнов Республики Казахстан» за 2009-2011 год, Отчет, Астана, 2012