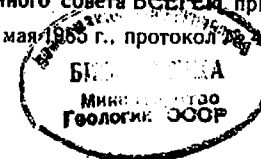


ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

СЕРИЯ УЛУТАУ-КОКЧЕТАВСКАЯ

Объяснительная записка

6129



Министерство
Геологии СССР

Намта МОСКВА 1970
см: СМ 2440

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа имеет площадь около 5567 км² и располагается в пределах географических координат: 47°20' – 48°00' с.ш. и 66°00' – 67°00' в.д. В административном отношении она относится к Джездинскому району Карагандинской области. Наиболее крупным населенным пунктом является пос.Карсакпай, где расположен Карсакпайский медеплавильный завод. Карсакпай связан с рудником Джезказган узкоколейной железной и грунтовыми дорогами. На территории имеется также ряд более мелких населенных пунктов: Байконур, Пионер и др.

Основой экономики района являются цветная металлургия и сельское хозяйство, главным образом животноводство. Большие перспективы имеет горнорудная промышленность, в первую очередь за счет освоения крупных месторождений железистых кварцитов. Недра района содержат также месторождения алюмофосфатов, родусит-асбеста, пьезокварца и других полезных ископаемых.

О р о г р а ф и я. Территория листа приурочивается к юго-западному окончанию Центрально-Казахстанского мелкосопочника. План устройства поверхности довольно прост. В пределах его центральной части проходит постепенно понижающийся к югу меридиональный водораздел, который расчленяется долиной р.Дюсембая на две параллельные ветки. Наивысшие отметки водораздела наблюдаются в северной части района (гора Кармола -644, I), к югу они снижаются до 460-470 м. В западном и восточном направлениях от водораздельной линии отметки понижаются соответственно до 310 и 385 м (рис. I).

Г и д р о г р а ф и я. Гидрографическая сеть района представлена в основном небольшими реками и саями бассейнов р.Каракингир и оз.Чубар-Тенгиз.

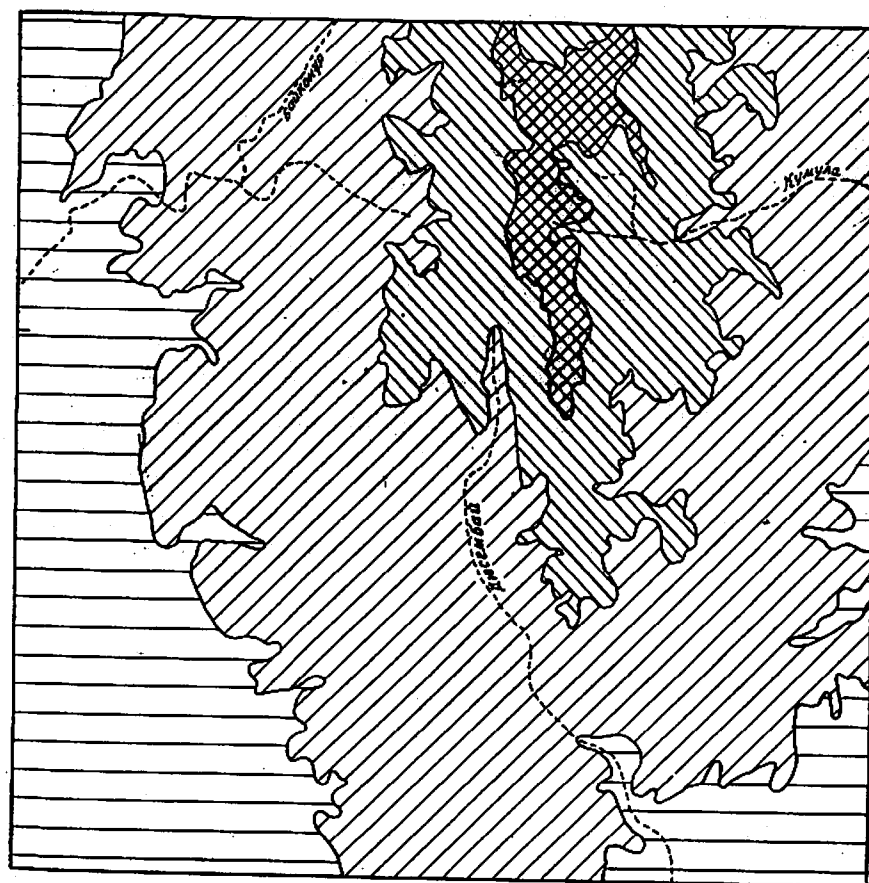


Рис. I. Гипсометрическая схема

Главной особенностью гидрологического режима рек является ярко выраженный сезонный сток, проходящий в период весеннего половодья. Начало поверхностного стока обычно приходится на первую декаду апреля, прекращение – на конец мая. Основной объем стока проходит за 10–12 дней. Максимальные модули стока, достигающие 0,75 л/сек, характерны для возвышенных участков района. На равнинах модули поверхностного стока снижаются до 0,05 л/сек (31).

В меженный период вода в реках сохраняется только в плесах. Наибольшими размерами и наименьшей минерализацией воды, как правило, отличаются плесы, дренирующие подземные воды.

К бассейну Каракингира принадлежит р. Бала-Джезды, истоки которой находятся в 30 км южнее гор Улутау. По территории листа река протекает в юго-восточном и восточном направлениях, имея протяженность около 18 км. Ширина долины реки 300–500 м. На некоторых участках она представляет собой типичный каньон. Минерализация плесовых вод реки варьирует от 700 до 1300 мг/л, к осени она повышается иногда до 2300 мг/л. Остальные крупные реки района относятся к бассейну оз. Чубар-Тенгиза. Самые значительные из них – реки Кумола, Дюсембай, Байконур. Река Кумола получает свое название в районе пос. Карсакпай, ниже слияния саяз Карабулак (Береке) и Карсакпай. Площадь водосбора реки в пределах территории листа составляет 443 км². Долина реки проходит в основном в юго-восточном направлении. Южнее рассматриваемой территории р. Кумола сливается с р. Дюсембай, образуя р. Белеуты – основную водную артерию юго-западной окраины Центрально-Казахстанского мелкосопочника. От пос. Карсакпай до разъезда Жарма долина реки прорезана в скальных допалеозойских породах. Долина имеет каньонообразный профиль. Ширина ее достигает 100 м; ниже разъезда Жарма долина несколько расширяется и выполаживается. Гидрологический режим р. Кумола начал изучаться еще в 1927 г., однако наблюдения производились на разных гидропостах и неоднократно. Средний многолетний расход реки в районе Карсакпайского завода составляет 0,079 м³/сек, а в ур. Бестамак (возле слияния с р. Дюсембай) 1,14 м³/сек.

Вода р. Кумола имеет минерализацию до 3 г/л, однако она сильно загрязнена отходами Карсакпайского медеплавильного завода. Выше устья р. Алчимбасай в конце октября 1961 г. состав ее был следующий: содержание HCO_3^- – 186 мг/л, SO_4^{2-} – 1099 мг/л,

Cl⁻ - 408 мг/л, Са⁺⁺ - 193 мг/л, Mg⁺⁺ - 52 мг/л, Na⁺ - 538 мг/л, К - 8,37 мг/л, Си - 8 мкг/л, сухой остаток - 2520 мг/л.

В районе пос.Карсакпай на р.Кумода сооружено водохранилище с полезной отдачей 1,3 млн.м³ в год. Водоохранилище используется для водоснабжения Карсакпайского медеплавильного завода и частично поселка. Гидрохимический режим водохранилища характеризуется резким увеличением степени солености воды в осенне-зимний период - до 3 г/л и более.

Река Джесембай берет начало юго-западнее пос.Карсакпай и протекает в южном направлении. Наиболее крупным левым притоком реки является сая Бурмаша. Площадь водосбора р.Джесембай выше устья этого притока равна 882 км².

На значительном протяжении долина реки представляет собой каньон шириной часто не более 100-150 м и глубиной вреза до 80м. Согласно определениям КазНИГМИ (31), среднегодовой многолетний расход р.Джесембай у впадения сая Бурмаши равен 0,40 м³/сек.

Воды р.Джесембай в половодье имеют минерализацию 400-600 мг/л, по составу они смешанные. В больших глубоких плесах реки в летний период содержится вода с минерализацией 2-3,5 г/л сульфатно-натриевого типа. Суммарный объем плесов реки по данным КазНИГМИ равен 350 тыс.м³.

Истоки р.Байконур находятся в районе рудника Актас. На рассматриваемой площади река протекает в юго-западном и западном направлениях; впадая за границами рассматриваемой территории в соленое оз.Чубар-Тенгиз. Долина реки выработана в скальных породах, часто характеризуясь каньонообразным сечением. Правый, северный борт ее более высок, чем левый. Средний многолетний расход реки у пос.Байконур равен 0,90 м³/сек. Плеса р.Байконур отличаются, как правило, большими размерами. Вода их имеет минерализацию 2,5-3,5 г/л и содержит гипс, что придает ей горьковатый привкус.

Кроме описанных рек в районе имеется ряд саяв, самые крупные из которых проходят в широтном направлении, расчлняя денудационные равнины. К числу их относятся Ачилысай, Токалсай, Курайлы, Ачимир, Коктал. Плесовые воды перечисленных саяв в большинстве случаев сильно солоноватые с минерализацией до 6-10 г/л. Исключение составляет лишь плесы р.Коктал, содержание солей в

воде которых не превышает 2 г/л, что объясняется дренированием рекою трещинных вод.

Неблагоприятный режим стока и пестрый качественный состав поверхностных вод значительно усложняют их практическое использование. По этим причинам в решении вопросов водоснабжения существенно возрастает роль подземных вод.

К л и м а т района резко континентальный, засушливый, с небольшим количеством осадков, значительным дефицитом влажности, интенсивным испарением. Краткая характеристика климата приводится по данным метеостанций Карсакпай (абс. отм. 488 м), Улутау (абс.отм. 635 м), Джезказган (абс. отм. 345 м). Из перечисленных станций первая находится на рассматриваемой площади, а остальные две - в непосредственной к ней близости. Период наблюдений по станциям варьирует от 7 лет (Улутау) до 30 лет (Карсакпай).

Температурный режим отличается значительным непостоянством. Минимальные температуры воздуха (до -41°С) приходится обычно на январь - февраль, максимальные на июль - август (до +42°С). Средняя годовая температура воздуха составляет по станции Карсакпай +4,9°С. Период положительных температур в году в среднем равен 213 суткам, отрицательных 152 суткам. Первые морозы наступают в начале октября, оканчиваются - в середине апреля.

Атмосферные осадки на территории листа выпадают в малом количестве. Их распределение зависит главным образом от абсолютной высоты местности. Наибольшее количество осадков (более 250 мм) выпадает в пределах высокого мелкосопочника, наименьшее - на равнинах южных периферических частей листа (менее 150мм). Годовой ход осадков иллюстрируется табл.1.

Таблица 1

Среднемесячное и годовое количество атмосферных осадков в мм (по среднемноголетним данным)

Метеостанции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	ХII	Год
Карсакпай	9	9	II	16	18	18	14	17	10	15	8	10	150
Джезказган	9	10	II	14	II	15	13	II	7	13	9	10	133
Улутау	Данные забракованы			26	27	38	41	46	21	41	Данные забракованы		240

Следует учесть, что при производстве наблюдений станциями Гидрометеослужбы не учитывается выдувание снега из осадкомеров, достигающее в районе, по данным КазНИГМИ, 30-50% (31). Поэтому годовые, а особенно зимние осадки, в табл. I занижены. По уточненным данным КазНИГМИ, летние осадки составляют 60-65% годовых. Вследствие большого дефицита влажности осадки летнего периода в питании подземных вод большой роли не играют, а расходуются на испарение.

Решающее значение в формировании поверхностного и подземного стока имеют осадки холодного периода года. Появление снежного покрова приходится на конец октября и начало ноября, полное его стаяние - на конец марта и первую половину апреля. Мощность снежного покрова на отдельных участках неравномерна, что определяется рельефом, ветровой деятельностью и отчасти растительным покровом. Запасы влаги в снеге к моменту снеготаяния составляют 100-105 мм в районе Карсакпая и 50-60 мм на юге (31).

Следует подчеркнуть, что запасы влаги в снеге по сравнению с прилегающими территориями являются повышенными. Так, по данным КазНИГМИ, снеготаласы в районе Карсакпая на 10-15% больше, чем в Улутауских горах.

Влажность воздуха. Континентальность и засушливость климата определяют большой дефицит влажности воздуха. Последний достигает летом 20-22 мб, а зимой снижается до 0,3 мб. Среднегодовая относительная влажность воздуха составляет 50-53%. Наибольшие значения относительной влажности отмечаются зимой (70-80%), наименьшие - летом (30-40%).

Испаряемость, по данным метеостанций Карсакпай и Дзезказган, равна соответственно 1289 и 1282 мм, что в 7-9 раз превосходит атмосферные осадки. Транспирация растительности речных пойм достигает, по данным автора, 500-600 мм (37).

Ветер. Постоянные ветры являются характерной чертой климата района. Преобладают ветры восточных и западных направлений. Средняя скорость ветра распределяется по сезонам года довольно равномерно и составляет 4,3 м/сек. Наибольшие скорости ветра отмечаются в зимний период (23 м/сек).

Почвы и растительность. Описываемая территория располагается на стыке двух крупных ландшафтных зон Центрального Казахстана - пустынной и полупустынной, что определяет своеобразие ее почвенно-растительного покрова (19).

Преобладают бурные пустынно-степные почвы, приуроченные к мелкосопочнику, отличающиеся малым содержанием гумуса и высокой хрящеватостью. В северной части встречаются светло-каштановые почвы.

Растительность района относится к полупустынному типу. В мелкосопочнике доминируют группировки белой полыни с ассоциациями черной полыни, коклека, боялыча, ковылей. На равнинных участках произрастают сообщества черной и серой полыней, коклека, боялыча. В долинах рек и местах неглубокого залегания подземных вод распространена луговая и кустарниковая растительность.

Растительный покров большей части района служит зеленым кормом для овец. Луговая растительность используется для заготовки сена.

Краткий обзор гидрогеологической изученности. Геологическая изученность района является хорошей. В настоящее время имеется кондиционная геологическая карта листа масштаба 1:200 000, составленная группой авторов под руководством В.М.Добрынина (5). Она является синтезом многолетних геологических исследований района, которые проводили К.И.Сатпаев (21, 28), И.С.Яговкин (24), И.В.Дюгаев, М.Р.Узбеков (14), Н.А.Штрейс, М.С.Марков и другие. В последние годы значительная часть площади района покрыта геологической съемкой масштаба 1:50 000 (В.М.Добрынин, Н.Л.Габай и др.).

Гидрогеологическая изученность территории листа отстает от ее геологической изученности. Самые ранние неполные и отрывочные сведения о подземных водах юго-запада Центрального Казахстана имеются в работе А.А.Козырева, изданной в 1911 г. (29). Летом 1930 г. под руководством И.К.Зайцева проведена первая рекогносцировочная гидрогеологическая съемка северной части территории листа (9). И.К.Зайцев охарактеризовал общие гидрогеологические условия района и дал ориентировочную оценку водообильности и химического состава различных литолого-стратиграфических комплексов пород.

В связи с ростом потребности в воде Карсакпайского медеплавильного завода Э.В.Норинг (34) выполнил в 1937 г. гидрогеологические исследования в районе Карсакпая и составил проект водоснабжения последнего. Проектом предлагалось организовать водоснабжение Карсакпая за счет более интенсивного использования расположенных в поселке колодцев, вскрывающих воды допалеозой-

ских отложений и аллювия р. Кумолы. Однако запасы указанных вод оказались незначительными, к тому же имеющими повышенную минерализацию. Вследствие этих причин от проекта Э.В. Норинга пришлось отказаться.

В 1940 г. К.Н. Ерохиным (28) произведена разведка на воду для пос. Байконур в долине одноименной реки. Однако рассчитанный им расход аллювиального потока р. Байконур оказался сильно завышенным. Фактически он не обеспечивал необходимую потребность (6-8 л/сек).

В 1940-1941 гг. А.А. Емельяновым (26, 27) с целью выяснения гидрогеологических условий района месторождений Карсакпайских железистых кварцитов и возможных водопритоков в шахты проведена гидрогеологическая съемка северо-восточной части района, сопровождавшаяся буровыми и опытными работами. Путем откачек из разведочных скважин А.А. Емельянов установил крайне слабую водообильность протерозойских отложений Карсакпайского синклиория. Им же подчеркнута практическое значение трещинно-карстовых вод Аккальской и Шотыбасской структур.

В 1950 г. Ю.В. Мухин (ВСЕГИНГЕО) выполнил работы по теме: "Оценка гидрогеологических условий рудников Карсакпай" (33). Он впервые с помощью опытных работ установил высокую водообильность известняков западного крыла Дзезказганской впадины, им же изучена вертикальная гидрохимическая зональность трещинно-карстовых вод. Несмотря на хорошие результаты, полученные при опробовании отдельных гидрогеологических скважин, Ю.В. Мухин считал, что перспективы использования подземных вод района невелики.

В 1949 г. Институт геологических наук АН КазССР совместно с Дзезказганской ГРЭ начал комплексные гидрогеологические исследования Дзезказган-Улутауского района. В результате этих работ установлены некоторые гидрогеологические закономерности района (С.К. Калугин, 1955, 1957), утверждены в ГКЗ прогнозные запасы подземных вод II водоносных структур (С.К. Калугин и др., 1957), в том числе двух структур по промышленным категориям. Это позволило наметить пути решения проблемы водоснабжения Большого Дзезказгана.

В 1957-1959 гг. под руководством С.К. Калугина, Н.Д. Петровым, В.Н. Островским, И.А. Баркаловым проведена гидрогеологическая съемка площади листа М-42-В масштаба 1:500 000, впервые достаточно подробно осветившая гидрогеологические условия этой обширной территории (30).

В 1961 г. по результатам работ 1958-1960 гг. М.А. Хординой-нана, Л.С. Добрыниной, М.И. Никонорова, И.А. Баркалова и других гидрогеологов Дзезказгана (38) утверждены ГКЗ по промышленным категориям запасы подземных вод (в количестве 2,9 м³/сек) еще пяти водоносных структур Дзезказган-Улутауского района.

В течение 1959-1961 гг. ИГН АН КазССР (Островский В.Н.) по договору с Дзезказганской ГРЭ Министерства геологии и охраны недр КазССР проведена гидрогеологическая съемка площади листа L-42-I масштаба 1:200 000 (35, 36).

В 1960-1961 гг. Дзезказганской ГРЭ (Мамахов А.А., 32) выполнен довольно большой объем буровых работ с целью изыскания источников водоснабжения сельскохозяйственных потребителей в пределах Тургайской впадины. Большинство пробуренных скважин оказались безводными или вскрыли высокоминерализованную воду. В 1961-1963 гг. М.А. Хординой-нана, Л.С. Добрынина, К.К. Бисембаева (Дзезказганская ГРЭ) произвели гидрогеологическую съемку масштаба 1:200 000 смежных с описываемым районом территории (листы М-42-XXXI, М-42-XXXII).

Из работ 50-х годов, проводившихся другими организациями (кроме ИГН АН КазССР и ДКГРЭ) необходимо отметить некондиционную гидрогеологическую съемку района масштаба 1:500 000, выполненную под руководством А.И. Шандыбы.

В основу настоящей записки легли главным образом результаты гидрогеологической съемки, произведенной автором в 1959-1961 гг. (35, 36). Частично использованы данные С.К. Калугина (10, II, 29, 30), И.К. Зайцева (9), А.А. Емельянова (26, 27), Ю.В. Мухина (33), М.А. Хординой-нана (38), А.И. Шандыбы (39).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Большая часть площади листа располагается в пределах южной части Улутауского антиклинория - крупной меридионально вытянутой досреднепалеозойской структуры. Восточная окраина территории листа входит в герцинскую Дзезказганскую впадину. На юго-западе территории развиты мезозойские образования Тургайского прогиба. Район, особенно в его западной части, характеризуется развитием мощной коры выветривания. Наличие нескольких структурных этажей, большое разнообразие возрастных, генетических и литолого-петрографических комплексов пород определяют исключительную сложность геологического строения.

СТРАТИГРАФИЯ ПРОТЕРОЗОИ

Нижний протерозой

Боровская серия (Pt_{1b})

Нижнепротерозойские отложения имеют широкое распространение в пределах центральной части района, где они слагают Майтинский антиклинорий. Разрез нижнего протерозоя очень сложен. Здесь выделяются три свиты: кууспекская, кордовская, тумуранская. Кроме того, на северо-востоке встречены очковые гнейсы, трудно поддающиеся стратиграфическому расчленению. Возраст их условно датируется как нижний протерозой.

Наибольшую площадь занимают породы кууспекской свиты, которая складывается в основном порфиroidами по кварцевым порфирам. Значительно меньше встречаются микрогнейсы, кварцево-слюдистые сланцы, кварциты. Мощность отложений достигает 2000 м.

Кордовская свита развита ограниченно и представлена толщей кварцитов и сланцев мощностью не более 150 м.

Тумуранская свита распространена главным образом в северной части. По литологии и степени метаморфизма пород она является очень пестрой и сложена равнообразными кварцитами, кварц-полевошпатовыми, хлоритовыми и другими сланцами с линзами мраморов. Мощность свиты 1400-1500 м.

Верхний протерозой

Акдымская серия (Pt_{2ak})

Породы верхнего протерозоя доминируют в восточной части территории и значительно меньше распространены в его западной половине. Среди верхнепротерозойских отложений выделяются следующие свиты (снизу вверх): татпенская, белкудукская, боздакская, бурмагинская, карсакпайская.

В отложениях белкудукской и татпенской свит преобладают порфиритоиды и их туфы, значительно меньше развиты метаморфические сланцы. Последние три свиты характеризуются преобладанием хлоритовых, серицитовых, слудистых и других метаморфических сланцев, в подчиненном количестве находятся порфиритоиды, кварциты, мраморы, джеспилиты. Общая мощность Акдымской серии 6300-6600 м.

Синийская система

Еремантауская серия (Sne₁)

К синийским отложениям относится лакбайская свита, развитая в северо-западной части района. В состав свиты входят кварцевые порфиры и их туфы, афировые и миндалекаменные порфириты, лаваагломераты, конгломераты, хлоритовые сланцы суммарной мощностью около 1100 м.

ПАЛЕОЗОИ

Кембрийская система (См)

Улутауская серия

Среди кембрийских пород выделяются три свиты: ранская, булантинская, коктальская. Первые две датируются нижним кембрием, коктальская свита отнесена к среднему-верхнему кембрию.

Ранская свита распространена ограниченно. Она представлена грубообломочными конгломератами, переходящими вверх по разрезу в песчаники. Мощность свиты невелика - 40-100 м.

Булантинская свита довольно широко развита в восточном борту Байконурского синклинория. Она складывается кремнисто-углистыми и кремнистыми сланцами, известняками, кварцевыми порфирами, оолитовыми окремненными породами, алевролитами, песчаниками, алмофосфатами. Мощность свиты изменяется от 340 до 600 м.

Коктальская свита встречена на двух небольших участках вдоль рек Ачылсай и Ачимир. Отложения свиты состоят из кремней, сланцев, известняков общей мощностью не более 80 м.

Ордовикская система (О)

К ордовикской системе относится дулыгагинская свита (O_{3dl}), широко развитая в западной части территории. Контуры распространения этой свиты в междуречье Байконур - Токалсай несколько уточнены нами по данным геологической съемки масштаба 1:50 000 (автор В.М.Добрынин). Она сложена ритмичными пачками зеленых песчаников, глинистых сланцев, алевролитов, мелкогалечных конгломератов. В северо-западной части листа в разрезе доминируют сланцы и алевролиты, в юго-западной - песчаники. Мощность ордовика достигает 1500 м. На отложениях ордовика развита глинистая кора выветривания мощностью до 30 м.

Девонская система (D)

Отложения девонской системы имеют очень ограниченное площадное развитие. Они расчленяются на две толщи: средне-верхне-девонскую и фаменскую.

Средне-верхне-девонские отложения (D_2-D_3fr) распространены в западном борту Джезказганской впадины и некоторых мульдах западной части. Они представлены красноцветной терригенно-осадочной толщей (песчаники, конгломераты, алевролиты), мощность которой 50-700 м.

Фаменские отложения (D_3fm) обнажаются на трех небольших участках в западной части, а также вскрыты скв. 32 в борту долины р. Ащилысай. Это преимущественно известняки, реже доломиты, в противоположность карбонатным породам турне лишенные коры выветривания. Мощность фамена не более 100 м.

Каменноугольная система (C)

Комплекс каменноугольных отложений имеет довольно широкое распространение. Благодаря наличию ископаемой фауны разрез их довольно детально расчленен: здесь выделены турнейский, визейский и намрский ярусы нижнего карбона, средний и верхний карбон.

Нижнетурнейские отложения (кассинский горизонт, C_{1t1k}) залегают в крыльях среднепалеозойских синклинальных структур. Разрез их представлен темно-серыми мелкокристаллическими известняками с мощной корой выветривания. Мощность нижнего турне около 100 м.

Верхнетурнейские отложения (русаковский горизонт, C_{1t2}) довольно широко распространены в западном борту Джезказганской впадины, приразломных и наложенных мульдах и представлены известняками. На поверхности здесь развиты образования коры выветривания - сильно пористые, окремненные и ожелезненные разности известняков пестрых окрасок. Мощность коры выветривания достигает 160 м, общая мощность толщи 400 м.

Низневизейские отложения (ишимский горизонт, C_{1v1}) обнажаются в тех же структурах, что и предыдущие. Разрез представляет собой переслаивание песчаников,

известняков, глинистых сланцев, аргиллитов. Прослои известняков, содержащие богатую фауну обычно локализуются в нижней части толщи. Мощность ишимского горизонта около 500 м.

Средневизейские отложения (ятов-кинский горизонт, $C_{1v1/2g}$) выделены в периферической части Джезказганской впадины и Сарысайской мульде. Они состоят из серых массивных глинистых известняков с прослоями песчаников. Мощность отложений среднего визе 300-350 м.

Визе-намрские отложения ($C_{1v3}-C_{1n1}$) развиты в западном борту Джезказганской впадины. Толща визе-намра складывается серо-зелеными песчаниками, переслаивающимися с малоомощными пластами известняков. Мощность пород достигает 500 м.

Средне-намрские - среднекарбонные отложения (таскудукская свита, $C_{1n2}-C_{2f}$) подстилают породы Джезказганской свиты и представлены зелеными и вишневыми песчаниками общей мощностью 200-250 м.

Отложения среднего-верхнего карбона (Джезказганская свита, C_{2-3}) описаны только в восточной части площади листа; они состоят из серых и красно-бурых песчаников, сланцев, алевролитов. В основании толщи залегают конгломераты (раймундовский горизонт). Мощность Джезказганской свиты 400 м.

Пермская система (P)

Отложения, датируемые нижней пермью, развиты в пределах Джезказганской впадины. В нижнепермских отложениях выделяются две свиты - хиделисайская и перекрывающая ее кингирская. Хиделисайская свита сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кингирская - мергелями, аргиллитами, песчаниками. Общая мощность пермских отложений 585 м.

Мезозой (Mz)

Юрская система (J)

Нижне-среднеюрские отложения встречаются в районе пос. Байконур. Разрез юры (по К.И. Сатпаеву, 22) представляется в следующем виде. В основании залегает толща грубогалечных конгломератов,

сменяющаяся глинистыми, углистыми сланцами, конгломерат-песчаниками. В верхней части толщи заключаются три маломощных пласта бурых углей. Общая мощность при составляет 240 м.

КАИНОВОЙ (Kz)

Палеогеновая система (Pg)

Отложения палеогена получили широкое развитие в юго-восточной и юго-западной частях района. Здесь выделены палеоцен-эоценовые и олигоценные отложения.

Палеоцен-эоценовые отложения развиты незначительно. Они представлены глинами, песками, галечниками, мощность которых условно определяется в 80-100 м. Оligоценовые отложения разделены на бетпакдалинскую свиту - $Pg_3^{2\beta}$ (красно-бурные заглипсованные глины мощностью 20-26 м) и чаграйскую свиту $Pg_3^{3\alpha}$ (пески, галечники мощностью 3-4 м).

Неогеновая система (N)

Осадки неогена наблюдаются главным образом в восточной части территории. Среди них выделяются аральская ($N_1^{1-2\alpha}$) и павлодарская ($N_1^{2\beta}$) свиты.

Отложения аральской свиты выполняют днища древних долин и представлены глинами с конкрециями окислов железа и марганца. Мощность свиты достигает 24 м.

Павлодарская свита складывается заглипсованными красно-бурыми глинами с редкими прослоями песков. Мощность свиты 10-16 м.

Четвертичная система (Q)

Четвертичные отложения развиты почти повсеместно. Наиболее распространенными генетическими разновидностями являются элювиально-делювиальные, делювиально-пролювиальные и аллювиальные образования.

Элювиально-делювиальные отложения ($el-dq$) сплошным чехлом покрывают склоны возвы-

шенностей, иногда днища межсопочных понижений. Они представлены щебенкой, дресвой, суглинками, супесями, глинами. Мощность отложений на сопках - десятки сантиметров, а у подножий сопок и в долинах до нескольких метров.

К делювиально-пролювиальным верхнечетвертичным - современным образованиям ($d-plQ_{III-IV}$) относятся отложения конусов выноса небольших сазов, представленные суглинками, супесями с прослоями плохоокатанной щебенки. Мощность этих отложений не превышает 5 м.

Аллювиальные верхнечетвертичные - современные отложения (alQ_{III-IV}) выделены нами при гидрогеологической съемке по долинам основных рек. Разрез аллювия в большинстве случаев однотипен: в основании залегают галечники и пески, перебиваемые супесями, суглинками, глинами. Мощность аллювиальных отложений не более 10 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Основные проявления глубинного вулканизма района приурочиваются к двум эпохам - верхнепротерозойской и каледонской. Самые крупные интрузивные массивы прослеживаются в центральной части листа.

Верхнепротерозойские интрузии представлены в основном гранито-гнейсами и гранитами Pt_2 , имеющими преимущественно крупнозернистую и среднезернистую структуры.

На водоразделе Сарысай - Тумурзасай встречены лейкократовые габброидные массивы Pt_2 . В центральной части Карсакпайского синклинария наблюдаются жильные и пластовые тела габброиднабазов.

Наиболее распространенным интрузивным комплексом каледонского времени являются диориты и гранодиориты ($\gamma-\delta ad_1$), менее развиты серпентинизированные перидотиты EO , габбропорфириты νO и другие разновидности.

6129



ТЕКТОНИКА

Все развитые в районе палеозойские и допалеозойские породы в той или иной степени дислоцированы и разбиты разломами и образуют сложно построенные тектонические сооружения. Формирование этих структур явилось результатом допалеозойского, каледонского, герцинского и киммерийского этапов тектогенеза с их многочисленными фазами.

В пределах Улутауского антиклинория К.И. Сатпаев выделил следующие макроструктуры: Карсакпайский синклинорий, Майтубинский антиклинорий, Байконурский синклинорий (рис.2).

Карсакпайский синклинорий располагается в восточной части Улутауской складчатой зоны и сложен породами верхнего протерозоя. Для него преимущественно характерно усложненное веерообразное строение. Углы падения пород по мере приближения к осевой части синклинория увеличиваются от 10-45° до 80-85°. Внутри синклинория наблюдается серия крутопадающих сбросов, главным образом северо-западных и северо-восточных направлений. Некоторые из них сопровождаются зонами повышенной трещиноватости.

Майтубинский антиклинорий занимает центральную часть района и складывается породами нижнего протерозоя, прорванными интрузиями гранитоидного ряда. Он состоит из нескольких антиклинальных и синклинальных зон с общим субмеридиональным простиранием. Большую роль в строении антиклинория играют тектонические нарушения, особенно в западной части структуры. Они усложняют строение этой зоны и частично перекрыты верхнепалеозойскими наложенными мульдами. Морфология структур Карсакпайского синклинория, так же как и других тектонических форм, схематически показана на прилагаемых к гидрогеологической карте разрезах, вертикальный масштаб которых действителен лишь для рельефа и скважин.

Байконурский синклинорий является частью линейно вытянутой нижнепалеозойской геосинклинальной зоны, прослеживающейся от р.Ишим до северных отрогов Тянь-Шаня.

В пределах синклинория выделяется несколько структур второго порядка: восточное крыло, Курайлинское поднятие, Ащимирский прогиб. Первые две структуры складываются отложениями кембрийской и синийской систем и отличаются сложной изоклинальной, ча-

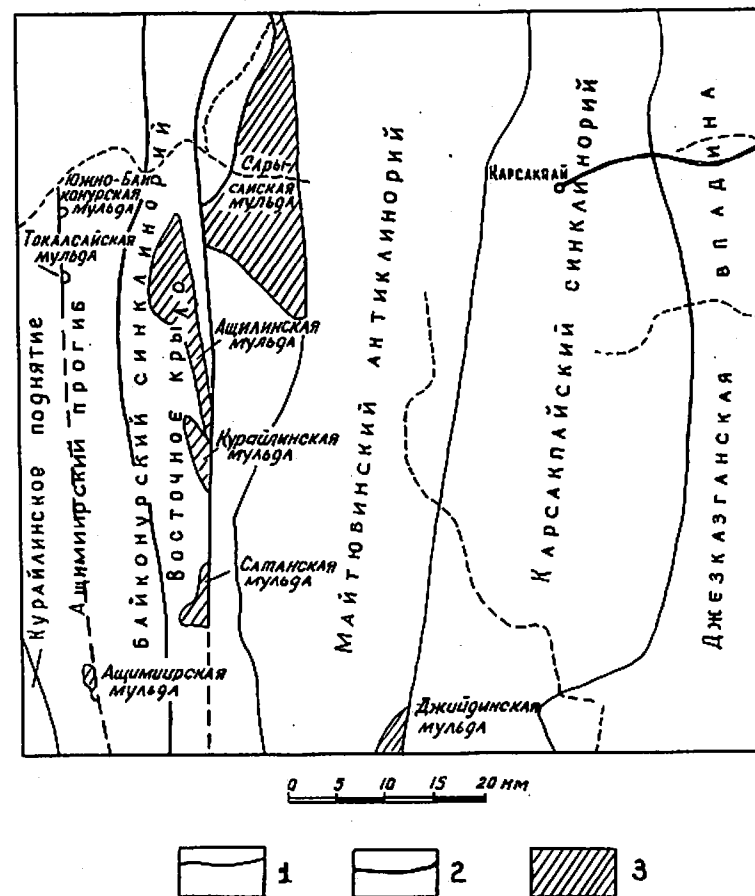


Рис.2. Тектоническая схема

1 - границы структур; 2 - региональные разломы; 3 - карбонатные приразломные и наложенные мульды

сто дисгармоничной складчатостью. Ачимирский прогиб выполнен преимущественно осадками ордовика, относительно слабо дислоцированными.

Байконурский синклинорий разбит серией разломов, вытянутых в основном в меридиональном направлении.

В девоне, а особенно в карбоне на территории района происходило накопление довольно мощных толщ морских осадков. Максимальная трансгрессия моря была в нижнем карбоне. После прекращения трансгрессии отмечается крупная фаза складчатости. Складчатость, как указывает К.И. Сатпаев (22), имела покровный характер, а герцинские структуры локализованы в основном вдоль крупных разломов.

Наиболее значительной структурой герцинского тектогенеза на территории листа является Джезказганская впадина. Это крыло синклинальной складки, сложенной породами от среднего девона до перми.

Интересным типом структур являются герцинские приразломные и наложенные мульды, приуроченные к региональным тектоническим нарушениям (см. рис. 2). Приразломные мульды (Ачимирская, Курайлинская, Сатанская, Южно-Байконурская и другие) сложены турнейскими и фаменскими известняками и обладают удлиненной веретенообразной в плане формой. Крылья их, рассеченные разломами, переметы в мелкие сложные складки с углами падения 60–80°. Нормальные крылья характеризуются пологими углами падения, не превышающими 15–20°.

К наложенным мульдам относятся Сарысайская структура, расположенная в низовьях Сарысай и Шокрсай.

Сарысайская мульда сложена породами среднего-верхнего девона, турне и визе, причем преобладают известняки турнейского яруса. Ядро структуры перекрыто глинами павлодарской свиты. Западное крыло мульды, ограниченное разрывным нарушением, имеет крутое падение, достигающее 80°.

В ненарушенном крыле мульды падение пород очень пологое – 5–8°. После герцинского тектогенеза описываемая территория вступает в платформенный этап развития, продолжающийся и в настоящее время.

В течение триаса и юры происходила денудация палеозойских горных сооружений. В верхнемеловое время имело место некоторое поднятие района и началось формирование мелкосопочного рельефа, произошло заложение современной гидрографии.

Следующий этап усиления тектонической деятельности – верх-

ний олигоцен. В этот период завершилось расчленение рельефа междуречных пространств, углубились и расширились речные долины. То обстоятельство, что район представляет собой возвышенный участок суши, наложило определенный отпечаток и на строение аллювия. Преобладал вынос обломочного материала, вследствие чего в древних долинах трудно ожидать распространения песков и галечников значительной мощности, выдержанных на большом расстоянии. Обломочный материал отлагался лишь в широких озеровидных понижениях западной части района, где эрозионная энергия была значительно слабее, чем в речных долинах.

В аральское время ($N_1^{1-2}ag$) район пребывал в тектонически стабильном состоянии, возможно испытывал некоторые опускания.

В нижнечетвертичное время произошли новые положительные тектонические движения, которые выразились в образовании горста в пределах центральной части района. Этот горст существует и в современную эпоху и ограничивается уступами, представляющими собой омоложенные герцинские разломы.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Преобладающим типом рельефа является мелкосопочник. Равнинный рельеф преобладает лишь в западной и юго-восточной частях района.

Хорошо заметны две ступени рельефа. Первая снизу образована поверхностью откопанной денудационной равнины с остатками рыхлого покрова. Вторая ступень образуется реконструированной поверхностью, объединяющей вершины отдельных холмов и мелкосопочных массивов. Поверхность эта слабо дислоцирована. Превышение второй ступени над первой составляет не менее 50–70 м.

В процессе гидрогеологической съемки выделен ряд морфогенетических типов рельефа.

Холмистый рельеф (мелкосопочник)

Мелкосопочник подразделяется нами на две группы типов рельефа: тектонически денудационный и денудационный.

Первая группа типов рельефа приурочивается к Удутаускому антиклинорию и ограничивается с запада и востока уступами тек-

тонического происхождения. Наиболее распространенными типами этой группы рельефа являются гривистый и увалистый. Гривистый рельеф развит довольно широко в восточной и центральной частях. Он типичен для участков, сложенных кремнисто-углистыми сланцами кембрия, кварцитами протерозоя, и характеризуется совокупностью вытянутых положительных форм, рисующих в плане структур субстрата. Поперечный профиль грив часто асимметричен. Склоны, совпадающие с падением пластов, отлоги ($7-12^{\circ}$), противоположные — более круты ($25-30^{\circ}$). Протяженность грив значительна — до 10 км.

Увалистый рельеф встречается наиболее часто. Субстратом его являются метаморфические сланцы, порфиритоиды, мраморы и другие породы. Представляет он собой группы сопок округлых очертаний с относительными превышениями 30–40 м, реже — более. Межсопочные понижения разделены сильно ветвящейся сетью эрозионных ложбин.

Кроме вышеописанных, в денудационно-тектоническом мелкосопочнике наблюдаются и другие типы микрорельефа (грядовый, котуртас, койтас), однако развиты они сравнительно нешироко.

Мелкосопочник денудационного происхождения распространен в северо-восточной части района. Здесь выделяются также два типа рельефа — гривистый и увалистый. По морфологии они аналогичны вышеописанным.

Равнины

Денудационная равнина с остатками коры выветривания прослеживается в северо-западной части района на породах ордовика и известняках карбона. Поверхность равнины, расчлененная небольшими руслами почти всюду волнистая или пологоволнистая. В междуречных пространствах наблюдается большое количество суффозионно-карстовых западин.

Откопанная денудационная равнина имеет развитие в западной и юго-восточной частях района. Субстратом равнины являются осадочно-терригенные породы ордовика и перми. Равнина отличается волнистым рельефом и прорезается неглубокими руслами. На некоторых участках имеется довольно интенсивное приречное расчленение.

Пластовые равнины развиты довольно значительно в западной части района и на юго-востоке. Плоская поверхность их, сложенная глинами палеогена и неогена, расчленена речными долинами с

чинкоподобными склонами. В районе встречены также аллювиально-пролювиальные и пролювиально-делювиальные формы равнинного рельефа; по причине малой распространенности они не описываются.

Речные долины

Древние долины наблюдаются только в восточной части района. Они представляют собой вытянутые на юго-восток широкие (до 3–4 км) межсопочные понижения, заполненные толщей глин аральской свиты мощностью до 15–20 м. Глины лежат на скальных протерозойских и палеозойских отложениях. Днища понижений заняты современными руслами Карсакпайская и других водотоков.

По морфолого-генетическим особенностям эти формы, безусловно, имеют эрозионное происхождение, то есть являются древними долинами.

Современные долины района характеризуются небольшой шириной, глубокими на ряде участков врезами и сравнительно маломощностью аллювия. Типичной их чертой является асимметрия поперечного профиля. Обычно северный борт долин более обрывист и высок, чем южный. К западу от водораздела района отмечается приподнятость правого борта, к востоку — левого.

На некоторых участках речные долины представляют собой типичные каньоны. Все перечисленные особенности морфологии современных долин являются следствием четвертичного поднятия района.

В верховьях речные долины представляют собой обычные эрозионные промоины. Вниз по течению долины несколько расширяются и углубляются до 30–40 м и более. В средних течениях рек развиты низкая и высокая поймы, а на отдельных участках — первые надпойменные террасы.

Низкие поймы обычно имеют ширину до 100, реже до 200 м. На их поверхности часто наблюдаются старицы и сухие русла.

Высокие поймы достигают в ширину 150–200 м, возвышаясь над поверхностью низких пойм на 1,5–1,7 м. Ширина площадок первых надпойменных террас не превышает нескольких сотен метров, высота уступа террасы над летним урезом воды в плесах не более 2–2,5 м. Террасы обычно аккумулятивные.

В пределах площади листа имеют место весьма разнообразные физико-геологические процессы.

Наиболее широко развито физическое выветривание, которое происходит в основном на участках выходов скальных докембрийских пород на поверхность. Оно состоит главным образом в разрушении пород, в формировании их трещиноватости.

Эрозийная деятельность в силу отсутствия поверхностного стока в реках большую часть года проявлена слабо и выражается преимущественно во врезе современных русел в древний цоколь, в наличии овражных русел в догах и саях.

Плоскостной срыв — процесс сноса мелкоземистого материала — имеет почти повсеместное распространение и наиболее активно проявляется в периоды весеннего снеготаяния и ливневых дождей.

Дефляция обусловлена наличием довольно частых и сильных ветров. Выражается в образовании ячеистой поверхности, нисс выдувания и других причудливых форм преимущественно на обнажениях гранитов.

Карстово-суффозионные явления распространены довольно широко. Западины и воронки карстово-суффозионного происхождения встречаются на коре выветривания как карбонатных, так и некарбонатных пород. Они выражены углублениями диаметром от 2 до 12 м (глубиной 0,2–1 м, где произрастает обычно густая кустарниковая растительность, в основном таволга. Большинство глубинных форм карста являются дочетвертичными. Современные процессы карстообразования проявлены слабо. Об этом свидетельствуют, в частности, небольшая по сравнению с другими карстовыми районами величина модуля подземного стока массивов карбонатных пород, отсутствие новейших поверхностных типично карстовых форм, несвойственный трещинно-карстовым водам карбонатных пород сульфатно-хлоридный натриевый состав и т.д.

Вследствие аридности климата района здесь весьма активно протекают процессы континентального засоления. Они выражаются в увеличении минерализации подземных и поверхностных вод в летне-осенний период, в образовании засоленных почв, особенно на участках неглубокого залегания подземных вод.

Гидрогеологические условия района определяются в основном особенностями его геологического строения, а также климатом и рельефом. Значительное разнообразие указанных факторов в пределах района обуславливает формирование подземных вод с самыми различными производительностью, качеством и глубинами залегания.

Все литолого-стратиграфические комплексы пород являются в той или иной степени обводненными.

По условиям циркуляции подземные воды района могут быть разделены на три типа: трещинные, трещинно-карстовые и поровые.

Наиболее широкое распространение имеют трещинные воды, циркулирующие в скальных породах допалеозоя. Они отличаются, как правило, невысокой минерализацией и сравнительно низкой водообильностью. Воды трещинного типа связаны, главным образом, с поверхностной зоной трещиноватости пород, что обуславливает взаимосвязь подземных вод различных литолого-стратиграфических горизонтов, слагающих отдельные мелкозопочные массивы. Поэтому здесь не представляется возможным выделить четко обособленные водоносные горизонты. По геолого-структурным и литологическим признакам нами выделяются лишь водоносные комплексы.

Трещинно-карстовые воды циркулируют в трещинах и карстовых пустотах известняков турне-фамена. По распространенности они значительно уступают трещинным, но в отличие от последних характеризуются повышенными дебитами скважин. Скопления трещинных карстовых вод также рассматриваются как водоносные комплексы.

Поровые воды занимают ограниченную площадь, образуя малопродуктивные водоносные горизонты. Эти воды встречены, главным образом, в речных долинах и имеют пестрый химический состав и небольшие запасы.

Для определения названий типов подземных вод по вкусовым качествам использовалась классификация ВСЕГИНГЕО, согласно которой воды с минерализацией до 1 г/л считаются пресными, 1–3 г/л — слабосоленными, 3–5 г/л — солоноватыми, 5–10 г/л — слабо-соленными.

Водоносный горизонт современных – верхнечетвертичных
аллювиальных отложений (алл. III-IV)

Он распространен в долинах рек Джамбай, Байконур, Кумола, Кергетассай и других. Четвертичный аллювий района отличается небольшими мощностями. Подземные воды обычно приурочиваются к пескам, супесям, иногда суглинкам, галечникам.

Уровень грунтовых вод на первых надпойменных террасах залегает на глубине 3–4 м, а в поймах на 1,5–2 м. Водоносный горизонт чаще всего имеет свободную поверхность. На участках долин, где водопроницаемые отложения перекрыты слоем глин или тяжелых суглинков, отмечаются слабые напоры, не превышающие 1 м.

В верховьях речных долин мощности водоносного горизонта измеряются величинами 1–2 м, часто снижаясь до нуля там, где ложе реки проходит в коренных породах. Довольно часто водоносный горизонт разделяется здесь на ряд участков, которые гидравлически связаны друг с другом через воды плесов.

В низовьях долин мощность водоносного горизонта увеличивается иногда до 3–5 м. Подземные воды образуют здесь сплошной грунтовый поток.

Фильтрационные свойства аллювиальных отложений района неоднородны и в общем невысоки. В механическом составе водоносных пород преобладают суглинистые и тонкопесчаные фракции. Коэффициенты фильтрации в среднем составляют единицы (27) и десятки метров в сутки.

Водообильность аллювиальных отложений изменяется в довольно широких пределах.

Дебиты скважин и шурфов в среднем составляют десятые и сотые доли литров в секунду при понижениях до 2 м. Удельные дебиты достигают 0,5–0,6 л/сек. Однако запасы аллювиальных вод даже для самых крупных рек района невелики, ввиду маломощности водоносных горизонтов и малой площади их распространения. Так, в долине р.Байконур у одноименного поселка при коэффициенте фильтрации 79 м/сутки, уклоне 0,004, мощности водоносного горизонта 1,5 м, ширине сечения 100 м расход аллювиального потока составляет всего 0,5 л/сек. Примерно такие же расходы имеют аллювиальные потоки рек Джамбай, Бала-Джезды, Кумола.

Производительность аллювиальных потоков более мелких рек еще меньше. Химический состав подземных вод аллювиальных отложений отличается большой пестротой.

Типичные анализы приведены в табл.2.

Таблица 2

Химический состав вод аллювиальных отложений

Водоупункт, дата от- бора пробы	Река, в долине которой располо- жен водо- упункт	Сухой оста- ток, мг/л	Содержание компонентов, мг/л						Тип воды по Але- кину
			НСО ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Шурф 9 19/УШ 1959 г.	Байконур	3174	317 10,5	1294 54,4	618 35,1	256 25,8	123 20,6	614 58,6	II
Скв.19, св.нет	То же	2740	174 6,8	1262 64,8	415 28,4	207 25,4	88 10,8	590 63,8	II
Скв.36, 8/УШ 1959 г.	Кергет- тас	4163	397 17,8	1655 63,4	919 18,8	235 22,6	122 18,4	1083 59,0	II
Шурф 30, 15/УШ 1961 г.	Джамбай	2980	390 18,6	1436 65,8	347 20,6	377 40,6	73 13,2	493 46,2	II
Кол.33, 29/Х 1954 г.	Коктал	1804	238 18,3	589 58,8	174 22,9	136 31,9	60 23,1	220 45,0	II

Воды аллювиальных отложений рек Джамбай, Байконур, Коктал и Кумола в основном пресные и слабосоленоватые с минерализацией до 3 г/л. Подземные воды долины р.Кергетассай, а также долины р.Байконур на отдельных участках солоноватые с сухим остатком от 3 до 5 г/л, реже до 5–10 г/л и более.

В химическом составе аллювиальных вод преобладают ионы сульфата и натрия. При минерализации свыше 10 г/л тип вод меняется на хлоридный натриевый. Воды относятся в основном ко II типу Аленкина.

Следует отметить, что на многих участках аллювиальный водоносный горизонт подпитывается подземными водами третичного типа. Особенно хорошей дренажной подземных вод является р.Джамбай. Естественно, что в этих случаях состав аллювиальных вод отражает состав дренируемых рекой подземных вод.

Содержание микроэлементов в водах аллювиальных отложений, по данным полуквантитативного спектрального анализа, варьирует в следующих пределах (в мг/л): Mn 0,003-1,0; Ni 0,006-0,03; Cr 0,003-0,012; Cu 0,003-0,010; Zn 0,006-0,16; Ag 0,0003-0,0018.

Количество растворенного в воде урана не превышает $1,10^{-6}$ г/л, то есть норм ГОСТа для питьевых вод. Благодаря наличию хорошо развитого растительного покрова, представленного в основном фреатофитами, поймы и русла рек являются участками интенсивной разгрузки подземных вод путем транспирации (18). Растительный покров служит кроме того, довольно надежным индикатором минерализации и глубин залегания аллювиальных вод (13).

Режим аллювиальных вод характеризуется двумя максимальными подъемами уровня - в апреле и в конце сентября. Осенний максимум связан с прекращением транспирации. Амплитуда годовых колебаний уровня в среднем составляет 0,5-1 м. В летний сезон в описанном водоносном горизонте отмечается суточная ритмичность уровней, обусловленная транспирационным процессом (18).

Подземные воды верхне- и среднепермских четвертичных аллювиальных отложений могут быть использованы для водоснабжения мелких сельскохозяйственных потребителей.

Водоносный комплекс в нижне- и среднепермских отложениях (J_{1-2})

Юрский водоносный комплекс развит только в Байконурской мульде. Общая его площадь крайне невелика - всего 15,2 км².

Подземные воды приурочены к песчаникам и конгломератам со слабым песчаным цементом. Имеется несколько водоносных горизонтов, которые разделены довольно мощными глинистыми водоупорами, но искусственно связаны между собой через шахтные стволы и многочисленные разведочные скважины. В естественных условиях такая связь отсутствовала.

По данным Н.Н.Ерохина (28), подземные воды залегают на глубинах от 4,1 до 18,9 м. В отдельных скважинах отмечаются небольшие напоры. Естественные выходы подземных вод на дневную поверхность отсутствуют.

После сработки статических запасов суммарный приток в шахты Байконура не превышал 2 л/сек (8). Столь низкая водообильность объясняется прежде всего неблагоприятным залеганием водо-

носных пород. Ввиду перекрытия последних водоупорными глинами инфильтрация атмосферных осадков в значительном количестве практически невозможна. Условия же для бокового притока также неблагоприятны, так как прокисшие породы примыкают к слабодоносным песчаникам и сланцам ордовика. Боковой подток в незначительных размерах возможен только со стороны тектонического нарушения, ограничивающего Байконурскую мульду с юго-запада.

Минерализация подземных вод юрских отложений довольно высокая и колеблется от 3 до 5 г/л. Воды относятся к сульфатному классу натриевой группы.

По причине высокой минерализации и низкой производительности воды нижне- и среднепермских отложений практического значения не имеют.

Водоносный комплекс нижнепермских отложений $P_1(P_{1n}, P_{1gd})$

Этот комплекс расположен в крайней восточной части района. Общая площадь выходов пермских пород на поверхность равна 296 км².

Водовмещающие породы представлены аргиллитами, мергелями, реже песчаниками, алевролитами. Они слагаются пологая синклинальная структура, нарушенная на ряде участков сериями сбросов.

Водоносность нижнепермских пород зависит от их трещиноватости. Подземные воды циркулируют преимущественно в трещинах коры выветривания, имеющих толщину до нескольких миллиметров. Степень трещиноватости слабая.

В зонах тектонических нарушений интенсивность трещиноватости увеличивается, но трещины здесь часто выполнены глинистыми продуктами коры выветривания, которая имеет наибольшую мощность вдоль разломов.

Мощность зоны выветривания, по данным буровых работ, составляет в среднем 20-30 м, иногда достигает 50-60 м.

Глубины залегания подземных вод зависят от рельефа и в среднем изменяются от 7 до 25 м. Мощность водоносного горизонта чаще всего небольшая 7-12, иногда 30 м. Естественные выходы подземных вод довольно редки и представлены нисходящими малодебитными родниками. Абсолютные отметки уровней подземных вод понижались с севера на юг от 420 до 350 м. Наряду с общим южным направлением стока существует движение подземных вод к местным

дренам (долинам рек Кумола, Алчимбай и других). Однако в период половодья реки могут питать подземные воды, что подтверждено опытными работами на Кумолинском месторождении. При кратковременных откачках из разведочных скважин родусит-асбестовых месторождений были получены дебиты в сотне доли литров в секунду. На Кумолинском месторождении (в непосредственной близости от рассматриваемой площади) дебиты скважин характеризуются сотнями и десятками долями литров в секунду и лишь изредка достигают нескольких литров в секунду. Надо учесть, что участки с родусит-асбестовой минерализацией отличаются интенсивной тектонической нарушенностью и, как следствие этого, повышенной трещиноватостью пород. Водообильность нижнепермских отложений в целом по району еще меньше. Возможные дебиты скважин будут не более 0,5 л/сек.

Минерализация подземных вод нижнепермских отложений несколько повышена. К северу от сая Сарыбулак содержание солей в подземных водах изменяется от 1 до 3 г/л, в среднем составляет 2,5-3 г/л, то есть воды относятся к слабосоленоватым. К югу от сая Сарыбулак, вследствие распространения покровных глинистых отложений и затрудненного водообмена, минерализация подземных вод увеличивается до 7 г/л.

В химическом составе подземных вод нижнепермских отложений преобладают ионы сульфата и натрия (табл.3). Характерно высокое содержание, а в ряде водопунктов и преобладание магния, что стоит в связи с его выщелачиванием из родусит-асбестовых пород, которые, как известно, содержат повышенные количества этого элемента.

Таблица 3
Химический состав вод нижнепермских отложений

Водопункт, дата отбора пробы	Сухой остаток, мг/л	Содержание компонентов, мг/л						Тип воды по Алексин-у
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na+K	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	
Скв.14 I/УШ 1961 г.	3202	342	823,2	355	163,4	1317	344	II
		17,2	52,6	30,0	24,1	31,9	44,0	
Родн.16 12/УШ 1959 г.	1230	268	842	825	84	34	313	II
		21,2	34,4	44,4	20,4	13,7	65,9	
Скв.7 I/УШ 1961 г.	2438	317	1194	276	53	100	623	II
		12,8	64,3	20,2	6,8	23,2	70,0	

Содержание микроэлементов в воде находится в следующих пределах (мг/л): Mn 0,01-0,9; Ni 0,009-0,15; V 0,003-0,006; Cr 0,003-0,009; Cu 0,001-0,021; Pb 0,03-0,06; Zn 0,03-0,09.

Режим подземных вод описываемого водоносного комплекса, по данным наблюдений на Кумолинском родусит-асбестовом месторождении, характеризуется одним максимальным подъемом уровня, приходящимся на конец апреля. Кроме того, иногда наблюдается слабый осенний максимум. Годовая амплитуда колебаний уровня не более 1 м. Аналогичный уровенный режим имеют и другие водоносные комплексы, содержащие трещинные воды, поэтому на характеристике их режима в дальнейшем мы останавливаться не будем.

Практическое значение нижнепермского водоносного комплекса невелико, так как он содержит воды низкого качества и обладает слабой водообильностью.

Водоносный комплекс средненампрских - верхнекаменноугольных отложений $C_1n_2-C_3$ ($C_1n_2-C_2$, C_2-3)

Отложения среднего нампра - верхнего карбона занимают значительную территорию в восточной части листа. Общая площадь их выходов равна 317 км². Водоносными породами являются преимущественно средне- и мелкозернистые песчаники, алевролиты, реже сланцы, конгломераты, известняки.

Перечисленные образования, особенно в поверхностной выветрелой зоне, разбиты сложными системами трещин, не проникающих, однако, на большую глубину. Степень трещиноватости пород в общем довольно слабая. Наиболее интенсивная трещиноватость наблюдается в зонах тектонических нарушений. Коэффициенты фильтрации в среднем составляют 0,5-1 м/сутки (29,30).

По причине малой расчлененности рельефа естественные выходы подземных вод довольно редки. Они приурочены главным образом к пересечению логам тектонических нарушений. Уровни подземных вод располагаются на глубинах в среднем 7-15 м. Их абсолютные отметки понижаются с севера на юг от 430 до 360 м. Мощность обводненной толщи вне зон тектонических нарушений обычно не превышает 15-20 м. Как показали гидрогеологические исследования на Джэзказганском месторождении, сильная обводненность пород в зонах разломов прослеживается до глубины нескольких сотен метров. В описываемом районе, имеющем меньшую тектоническую нарушен-

ность, эта величина будет, возможно, меньше. Подземные воды имеют свободную поверхность, но в зонах тектонических нарушений они могут обладать напором вплоть до самоизлива.

Дебиты родников достигают 0,1 л/сек, а удельные дебиты колодезей до 0,3 л/сек. Средняя производительность скважин, по данным работ на Дзезказганском месторождении, оценивается нами 0,5-2 л/сек. Воды преимущественно имеют минерализацию до 1 г/л, а на участках распространения коры выветривания и в юго-восточной части содержание солей возрастает до 7 г/л. В табл.4 приведены наиболее характерные данные химических анализов.

Таблица 4

Химический состав вод средненамюрских - верхнекаменно-угольных отложений

Водо-пункт, дата отбора пробы	Водовые-щающие породы	Сухой остаток, мг/л	Содержание компонентов, мг/л						Тип воды по Алейкину
			CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na+K	
Кол.6 21/X 1961 г.	Кора выветривания красных песчаников	2393	277 31,1	956 51,7	285 17,2	13 0,7	45 9,5	784 88,8	I
Родн.3 27/VI 1959 г.	Серые среднезернистые песчаники	570	239 41,6	192 42,4	54 16,0	25,4 33,5	39,6 13,0	119,3 53,5	II
Родн.25 18/УП 1959 г.	Серые песчаники	790	378 45,2	198 30,0	121 24,8	77 28,8	27 16,3	175 55,4	I

Как видно из табл.4, преобладают гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды первого типа Алейкина (содовые воды). На участках, где распространена глинистая кора выветривания, состав вод изменяется на сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Содержание микроэлементов в водах следующее (мг/л): Mn 0,06-1,5;

Ni 0,006-0,015; Cr 0,009-0,015; Mo 0,002-0,01; Cu 0,003-0,01. Содержание урана в воде не превышает $4,1 \cdot 10^{-6}$ г/л. Подземные воды могут быть рекомендованы для водоснабжения животноводческих ферм и других небольших хозяйств подобного типа.

Водоносный комплекс преимущественно морских отложений визейского и намюрского ярусов.
C₁V₁-C₁II (C₁V₁, C₁V₂, C₁V₃-II)

Визе-намюрский водоносный комплекс прослеживается в западном борту Дзезказганской впадины и в ядре Сарысайской мульды. Суммарная площадь его выходов равна 185 км².

Подземные воды приурочены к песчаникам, алевролитам, сланцам, аргиллитам, известнякам. Прослой известняков заключены между пластами слаботрециноватых песчаников. Нижняя часть разреза более насыщена известняками, чем верхняя.

Водоносность визе-намюрских пород связана главным образом с их трещиноватостью, степень развития которой довольно значительна. Однако некоторая доля общей пустотности пород принадлежит и пористости. Пористость известняков-ракушечников в поверхностных слоях может достигать 7-10%, однако с глубиной она резко падает.

Коэффициенты фильтрации визейских отложений изменяются от 0,18 до 1,35 м/сутки.

Подземные воды циркулируют в основном в верхней трещиноватой зоне пород, на участках разрывных нарушений. Ввиду равнинности рельефа естественные выходы подземных вод редки.

Глубины залегания подземных вод обычно не превышают 20 м. В восточной части района абсолютные отметки уровней подземных вод уменьшаются с севера на юг от 460-480 до 350-360 м. В Сарысайской мульде отметки уровней составляют 400-410 м. Подземные воды преимущественно безнапорные, однако в Сарысайской мульде, где визейские отложения частично перекрыты глинами наволодарской свиты и древней коры выветривания, возможно развитие напорных вод.

Водообильность визе-намюрских отложений неравномерная. Полученные дебиты скважин, характеризующие обводненность нивоз визе, изменяются от 3,5 до 5,6 л/сек при понижениях до 28 м.

Судя по данным детальных работ в смежном Дзезказганском

районе, верхневизейские и нижнеамурские породы отличаются меньшей водообильностью, чем нижневизейские. Возможные дебиты скважин оцениваются нами в 1–5 л/сек. Утвержденные в ГКЗ запасы подземных вод по скв.59 составляют 6 л/сек по категории А+В (38).

Воды рассматриваемого комплекса в основном пресные, а на участках распространения засоленных неогеновых глин и в Сарысайской мульде слабосолоноватые. По составу они являются смешанными сульфатно-хлоридными натриевыми. В силу довольно высокой производительности и удовлетворительного качества эти воды могут быть использованы для водоснабжения не только сельскохозяйственных потребителей, но и небольших промышленных предприятий и поселков.

Водоносный комплекс преимущественно карбонатных
отложений турнейского и фаменского ярусов
 $D_3fm + C_1t$ (D_3fm , C_1t_1 , C_1t_2)

Комплекс распространен в западном борту Джезказганской впадины, в Сарысайской и других приразломных и наложенных мульдах. Общая площадь комплекса 236 км².

Подземные воды относятся к трещинно-карстовому типу и приурочены преимущественно к известнякам, реже доломитам.

Как показывают гидрогеологические исследования и результаты буровых работ, известняки характеризуются исключительно высокой закарстованностью и трещиноватостью.

Наиболее важным видом пустотности карбонатных пород является закарстованность. Формы и размеры карстовых пустот довольно разнообразны. Весьма широко представлена кавернозность в виде медкой поздрезатости, которая прослеживается в основном в окремненных и доломитизированных известняках турнейского возраста. Размеры каверн варьируют от миллиметров до нескольких сантиметров. Системы каверн, как правило, приспособляются к трещинам напластования, расширяя и углубляя их. При увеличении размеров каверн образуются крупные карстовые полости (до десятков сантиметров и первых метров), фиксируемые провалами бурового снаряда. Эти полости часто окремнены и выполнены глинами коры выветривания, что указывает на древний, видимо, досреднеюрский возраст карста.

Глубина проникновения карста, по данным бурения, на Шоты-

баосской моноклинали достигает 200 м. Водовмещающие свойства карбонатных пород во многом зависят и от их трещиноватости. Трещины имеют направление, преимущественно совпадающее со слоистостью. Размеры их достигают нескольких сантиметров. Наряду с зияющими трещинами встречаются и трещины, выполненные белым кальцитом, особенно на глубинах свыше 100 м.

Общая пустотность карбонатных пород довольно высока. Так, коэффициент водоотдачи по скв.34, определенный по методу Н.Ф.Федина, равен 3% (39). Средний коэффициент водоотдачи можно принять равным 0,04.

Следует сказать, что турнейские известняки перекрыты мощной корой выветривания, представленной переслаиванием глин и сильно пористых, разрушенных известняков, часто окремненных. Кора выветривания препятствует инфильтрации атмосферных осадков, ухудшает условия водообмена, снижает водообильность пород, а на ряде участков способствует образованию напоров. Мощность коры выветривания иногда доходит до 175 м.

Интересно отметить, что на отложениях фамена кора выветривания отсутствует. Последнее, видимо, объясняется литологическими особенностями фаменских пород.

Коэффициенты фильтрации известняков и доломитов колеблются от 0,14 до 14,2 м/сутки. Наименьшие значения этих коэффициентов получены по скважинам, пройденным в коре выветривания известняков, а наибольшие – по выработкам, вскрывающим воды фамена.

Трещинно-карстовые воды лишь изредка выходят на поверхность в виде восходящих и нисходящих родников. Родники располагаются на пересечениях карбонатных структур речными долинами. Расходы родников достигают 15 л/сек. Мелкой гидрографической сетью трещинно-карстовые воды не дренируются.

По гидрогеологическим особенностям можно выделить два типа водоносных структур, вмещающих трещинно-карстовые воды: западный борт Джезказганской впадины и приразломные и наложенные мульды.

Западный борт Джезказганской впадины представляет собой довольно крупное крыло синклинальной складки, сложенное породами от турне до намира. Структура надвинута на протерозойские отложения Карсакпайского синклинория по крупному Западно-Улутаускому разлому.

Рельеф ее представляет собой систему возвышенных гряд. Характерно мульдообразное залегание коры выветривания, наиболь-

шие мощности которой (120-175 м) вскрыты в районе р.Кумола, наименьшие у рек Бала-Джезды и Корегетассай.

Самые высокие уровни подземных вод (до 5 м) отмечаются в крупных речных долинах, низкие (до 35-45 м) на водораздельных участках. В долинах логов второго порядка глубины залегания подземных вод составляют 10-15 м. Воды, залегающие под глинами коры выветривания, обычно обладают напорами. В местах, лишенных коры выветривания, напоры, как правило, отсутствуют за исключением зон тектонических нарушений.

Абсолютные отметки уровней трещинно-карстовых вод равны на севере 480-490 м, на юге 390-400 м. Это свидетельствует о наличии потока подземных вод, движущегося в южном направлении.

Известняки западного борта Джезказганской впадины отличаются высокой водообильностью. Дебиты скважин достигают 40 л/сек, в среднем составляя 10-20 л/сек.

Наиболее высокая водообильность характерна для кристаллических разностей сильно закарстованных известняков. Известняки с мощной корой выветривания сравнительно слабо водообильны.

Минерализация трещинно-карстовых вод западного борта Джезказганской впадины изменяется от 1,6 до 3,4 г/л (табл.5).

Таблица 5

Химический состав вод турнейского и фаменского ярусов

Водоупункт, дата отбора проб	Минерализация, мг/л	Содержание компонентов, $\frac{\text{мг/л}}{\% \text{ экв}}$						Тип воды по Алекси- ну
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{++}	Mg^{++}	Na+K	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Скв. I 3/УП 1961 г.	1780	159	667	438	172	65	347	II
		10,2	48,0	41,8	29,6	18,6	51,8	
Скв. 25 25/УП 1960г.	1650	207	622	368	100	5,2	402	II
		12,7	38,8	48,5	18,7	15,8	65,5	
Скв. 30 3/УП 1960 г.	2895	195	612	852	188	75	561	II
		8,0	31,9	60,1	23,5	15,3	61,2	
Скв. 34 25/УП 1960г.	2550	256	787	763	178	82	614	II
		10,0	38,9	51,1	20,5	16,2	63,3	

Продолжение табл.5

I	2	3	4	5	6	7	8	9
Родн. 30 18/УП 1959 г.	3324	303	1490	600	205	116	762	II
		9,4	58,6	32,0	19,3	18,1	62,6	
Родн. 37 20/IX 1959 г.	2650	183	979	727	310	127	414	
		7,0	46,4	46,6	35,2	23,7	41,1	

Минерализация подземных вод нарастает по направлению потока, то есть с севера на юг. В то же время на возвышенных участках рельефа воды менее минерализованы, чем в речных долинах. Например, минерализация воды в скв. I, пройденной в долине Бала-Джезды, выше чем в скв. 25, пробуренной южнее, но расположенной в междуречном пространстве Кумолы и Шотыбассая. То же следует сказать о родниках 30 и 33.

Состав подземных вод западного борта Джезказганской впадины сульфатный, смешанный, реже хлоридный натриевый. Воды относятся в основном ко II типу Алекаина.

Интересным типом карбонатных структур не только описываемого, но и всего Джезказган-Улутауского района являются так называемые приразломные и наложенные мульдны. Как указывалось выше, эти структуры, примыкающие к региональным тектоническим нарушениям, слагаются преимущественно известняками турне - фамена и занимают равнинные участки рельефа, окруженные массивами возвышенного мелкосопочника. Все крупные мульды перекрыты мощной корой выветривания и глинами неогена, почти исключая непосредственную инфильтрацию атмосферных осадков в породы. Формирование трещинно-карстовых вод происходит здесь в основном за счет потока подземных вод с сопредельных территорий и региональной области питания.

Самой крупной структурой подобного типа является Сарысайская мулда. Она занимает территорию всхолмленной равнины, окруженной массивами мелкосопочника, сложенного гранитами, порфири-тоидами, метаморфическими сланцами и другими породами. В крыльях Сарысайской мулды залегают закарстованные и трещиноватые известняки турне с корой выветривания мощностью до 100 м. В ядре структуры обнажаются известняки и песчаники визе. Ядро структуры и частично ее северная половина перекрыты водоупорными глинами павлодарской свиты.

Вследствие слабой расчлененности рельефа мульды, естественные выходы подземных вод очень редки: отмечено всего два родника в юго-восточной части структуры. По данным бурения, глубины залегания трещинно-карстовых вод не превышают 10 м.

Водообильность известняков Сарысайской структуры изучена лишь в коре выветривания. Удельные дебиты скважин достигают здесь 1 л/сек. Водообильность кристаллических разностей известняков, судя по результатам откачек из фаменских мульд, будет значительно больше. В среднем эксплуатационные расходы скважин оцениваются нами цифрами 5-10 л/сек.

Подземные воды Сарысайской мульды слабосолоноватые с минерализацией до 2 г/л. Преобладают воды сульфатно-хлоридного натриевого состава II типа Алекина, что типично и для трещинно-карстовых вод Джекказганской впадины.

Другие приразломные и наложенные мульды по своим гидрогеологическим условиям аналогичны Сарысайской структуре.

Некоторым своеобразием обладают приразломные и наложенные мульды крайней западной части территории. Эти структуры, как отмечалось выше, сложены сильно закарстованными и трещиноватыми фаменскими известняками и доломитами. Местная область питания здесь крайне мала, а на некоторых структурах (в Токалсайской мульде) совершенно отсутствует. Тем не менее фаменские мульды содержат слабосолоноватые воды с удельными дебитами скважин до 3,3 л/сек.

Воды турне-фаменских отложений характеризуются следующими содержаниями микроэлементов (мг/л): Mn от следов до 0,2; Sr 0,003-0,01; Cu 0,003-0,01. Кроме того, в небольших количествах иногда содержатся никель, молибден. В водах фаменских приразломных мульд отмечаются повышенные количества фтора, обусловленные разложением флюорита, встречающегося в известняках, и достигающие 3,5 мг/л. Содержание урана в воде не превышает $4 \cdot 10^{-5}$ г/л. Трещинно-карстовые воды обычно имеют один максимальный подъем уровня, приходящийся на конец апреля. В некоторых случаях проявляется слабый осенний подъем. Амплитуда колебаний уровней не более 0,5 м.

Из всех развитых в районе водоносных комплексов и горизонтов карбонатные отложения турне-фамена являются наиболее перспективными. Они могут служить источником относительно крупного водоснабжения.

Водоносный комплекс преимущественно осадочных отложений среднего девона - франского яруса верхнего девона (D_2-D_3fr)

Указанный комплекс занимает весьма незначительную площадь. Он распространен лишь в западном борту Джекказганской впадины и в юго-западном крыле Сарысайской мульды. Водоносные породы представлены в основном красноцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, а в низах разреза - миндалекаменными порфиритами. В западном борту Джекказганской впадины девонские отложения контактируют с протерозоем по крупному тектоническому нарушению, что определяет сравнительно сильную трещиноватость пород.

Мощность активной зоны трещиноватости здесь, по-видимому, не менее 20-30 м. Глубины залегания подземных вод, судя по рельефу, находятся в пределах от 10 до 30-40 м.

Естественные водопрооявления отсутствуют.

На основании определений водообильности пород в смежном Джекказганском районе, возможные дебиты скважин оцениваются в 1-3 л/сек. Минерализация подземных вод составляет около 1 г/л, увеличиваясь на глубине 55 м до 1,35 г/л (скв.16) тип химического состава вод - сульфатный натриевый.

Формирование подземных вод комплекса в силу ограниченности его распространения в значительной мере происходит за счет подземного подтока из смежных участков и структур, в частности из отложений верхнего протерозоя и турне. Практического значения воды почти не имеют.

Водоносный комплекс осадочных верхнеордовикских пород (O_3)

Ордовикский комплекс занимает значительную часть западной половины описываемой территории. Площадь его составляет примерно 700 км². Подземные воды распространены в песчаниках, алевролитах, конгломератах и сланцах.

В северо-западной части территории в разрезе ордовика доминируют глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники с глинистой корой выветривания мощностью до 30 м. В юго-западной части преобладают песчаники и конгломераты.

Подземные воды приурочены к верхней выветрелой зоне пород,

имеющей мощность до 10 м, а чаще всего несколько метров. Столь малые мощности трещиноватой зоны пород объясняются тем, что ордовикскими отложениями сложена слабо расчлененная денудационная равнина, мало затронутая современными физико-геологическими процессами.

Размеры трещин невелики: в песчаниках и конгломератах ширина их с поверхности составляет несколько миллиметров; с глубиной трещины заполняются глинистыми продуктами коры выветривания и становятся водонепроницаемыми.

Коэффициенты фильтрации ордовикских отложений изменяются от 0,10 до 0,46 м/сутки. Родники, выклинивающиеся из ордовикских отложений, встречаются редко и располагаются обычно в придолинных участках, граничащих с мелкосопочником. Воды ордовикских отложений довольно часто дренируются долинами саяз Ацилсай, Курайлы, Ачимир.

Подземные воды относятся к безнапорным и залегают на глубинах, как правило, до 10 м.

Абсолютные отметки уровней уменьшаются в общем направлении от 380-400 до 310-340 м, а также с востока на запад от 340-400 до 310-380 м. Водообильность ордовикских отложений очень слабая. Наибольшую водообильность имеют песчаники и конгломераты, где дебиты скважин достигают 0,5-0,9 л/сек (скважины 44, 46). Наименьшей водоносностью обладают глинистые сланцы (дебиты скважин не более 0,1 л/сек).

Примерно 30% пройденных в ордовикских отложениях скважин оказались совершенно сухими.

Водообильность пород в зонах тектонических нарушений, проходящих через глинистые сланцы, невысокая, что подтверждено результатами гидрогеологических работ в районе пос. Байконур (8). Более значительная водообильность будет, видимо, в зонах тектонических нарушений, секущих песчаники и конгломераты. Возможные характерные дебиты скважин в северо-западной части района менее 0,1 л/сек, а в юго-западной - 0,1-0,5 л/сек.

Минерализация подземных вод ордовикских отложений повышенная. Только на отдельных участках в северо-западной части и вдоль границы с мелкосопочником распространены воды с сухим остатком менее 1 г/л. Содержание солей в подземных водах закономерно нарастает к югу, где оно достигает 9,4 г/л. Кроме того, минерализация вод ордовика увеличивается в местах распространения засоленных глин палеогена и коры выветривания. Наиболее типичные химические анализы подземных вод ордовикских отложений показаны в табл. 6.

Таблица 6

Химический состав вод ордовикских отложений

Водопункт, дата взятия пробы	Водовые-дающие породы	Минерализация, г/л	Содержание компонентов, мг/л						Тип воды по Алейкину
			НСО ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Скв. 21 4/IX 1961 г.	Песчаники и алевролиты с корой выветривания	4403	177 4,9	2183 67,5	696 27,6	481 32,0	85 9,3	909 58,7	Св. нет
Скв. 35 10/IX 1961 г.	Глинистые сланцы	4411	317 8,2	2582 81,4	253 10,4	198 15,4	96 11,0	1111 73,6	II
Родн. 32 20/VI 1959 г.	То же	796	210 28,2	331 57,4	63 14,0	61 23,7	10 6,3	202 70,0	II
Скв. 44 1/X 1961 г.	Песчаники	9450	293 3,6	2509 33,6	3461 62,8	337 10,8	221 11,7	2754 77,4	II

Как видно из табл. 6, воды ордовика имеют в основном сульфатный натриевый состав II типа Алейкина. При сухом остатке свыше 5 г/л в анионном составе начинает доминировать хлор.

Содержание микроэлементов в подземных водах ордовикских отложений выражается следующее (мг/л): Mn 0,003-0,9; Ni 0,003-0,02; Cr 0,0003-0,018; Mo 0,003-0,006; Si 0,003-0,01; Zn 0,06-0,15. Некоторые водопункты, расположенные в юго-западной части, содержат до 6 мг/л фосфора, что, по-видимому, связано с распространением здесь фосфоритоносной формации.

Содержание урана в водах от $0,25 \cdot 10^{-5}$ до $1,25 \cdot 10^{-4}$ г/л. Концентрация в $1,25 \cdot 10^{-4}$ г/л урана обнаружена в воде разведочной скважины, в 8 км восточнее пос. Байконура. Повышенное содержание урана здесь скорее всего связано с процессами испарения, так как воды залегают относительно неглубоко и имеют минерализацию 4 г/л. В силу слабой производительности и повышенной минерализации

зации практическое значение вод ордовикских отложений весьма не-
велико.

Водоносный комплекс преимущественно терригенных
пород кембрийской системы
 $См (См_1-гп, См_1^{66}, См_{2-3}^{66})$

Кембрийский водоносный комплекс распространен главным обра-
зом в западной половине описываемой территории. Площадь его со-
ставляет 320 км².

Водовмещающие породы представлены преимущественно кремни-
сто-углистыми и кремнистыми сланцами, реже песчаниками, алевро-
литами, известняками, конгломератами, кварцевыми порфирами, фил-
литами, оолитовыми окремненными породами, алюмофосфатами. Как
показали результаты бурения и визуальные наблюдения, трещинова-
тость кембрийских пород неравномерна. Наиболее интенсивная тре-
щиноватость свойственна кремнисто-углистым сланцам.

Характер распределения трещиноватости этих пород в верти-
кальном разрезе хорошо прослеживается по скв.39, которая распо-
лагается на межсопочной равнине и вскрывает кремнисто-углистые
сланцы булантинской свиты. До глубины 22 м керн довольно сильно
трещиноват. Трещины открытые размером до нескольких миллиметров,
совпадающие в основном со слоистостью. Наряду с трещинами наблю-
даются пустоты объемом до нескольких кубических сантиметров,
образованные за счет суффозионного выноса углистого вещества.
Ниже глубины 22 м трещиноватость постепенно начинает уменьшать-
ся, но на интервале 56-58 м вновь становится значительной. Оче-
видно, здесь имеет место трещиноватость тектонического происхо-
ждения. Ниже глубины 75 м видимая трещиноватость отсутствует.
Несколько меньшей трещиноватостью обладают песчаники, алевроли-
ты, конгломераты. Слабо трещиноваты филлиты, известняки. Закар-
стованность известняков также слабая.

В среднем мощность верхней выветрелой зоны пород можно при-
нять равной 30-35 м. При прочих равных условиях наибольшая тре-
щиноватость характерна для пород, залегающих в повышенных фор-
мах рельефа.

Коэффициенты фильтрации кембрийских отложений колеблются
от 0,29 до 3,2 м/сутки, в среднем 1,5 м/сутки.

Рассматриваемый водоносный комплекс имеет малое число есте-

ственных водопроизведений: отмечены лишь единичные родники, выкли-
нивающиеся в бортах речных долин.

Глубины залегания подземных вод кембрийских отложений не-
сколько повышены. В межсопочных понижениях они составляют обычно
10-15 м, а на вершинах сопок достигают 35-40 м. В бортах крупных
речных долин уровень подземных вод располагается на глубине не-
скольких метров.

Абсолютные отметки уровней подземных вод, как и для других
водоносных комплексов, понижаются в южном направлении от 440-450
до 390-400 м.

Степень водообильности кембрийских пород существенно варьи-
рует. Она определяется, прежде всего, литологией пород и их тре-
щиноватостью. Самую высокую производительность, как правило, име-
ют скважины, вскрывающие воды кремнисто-углистых сланцев. Удель-
ные дебиты скважин достигают здесь 1 л/сек и более. Меньшей во-
дообильностью характеризуются другие литологические разности -
песчаники, филлиты, известняки (дебиты скважин - десятые и со-
тые л/сек). Однако, поскольку они находятся в подчиненном коли-
честве, водообильность кембрийских отложений в целом сравнитель-
но высокая.

Возможные эксплуатационные расходы скважин выражаются вели-
чинами 1-5 л/сек, а в районе Сарысайского месторождения могут
достигнуть 7 л/сек.

Подземные воды кембрийских отложений имеют минерализацию в
основном от 1,5 до 2,5 г/л. В широких межсопочных понижениях
центральной части района минерализация подземных вод повышается
до 5 г/л. В придолинных участках вдоль р.Байконур содержание со-
лей в подземных водах менее 1 г/л. (табл.7).

Воды описанного комплекса, по классификации О.А.Алекина,
относятся преимущественно к сульфатному классу, натриевой груп-
пе, II типу. Содержание микроэлементов в водах кембрийских отло-
жений варьирует в следующих пределах (мг/л): Mn 0,003-0,21;
 Mg 0,003-0,03; Ca 0,003-0,009; V следы-0,009; Cr 0,003-
0,012; Cu 0,003-0,03; Pb следы-0,09; Zn следы-0,06;
 P 0-3.

Таблица 7

Химический состав вод кембрийских отложений

Водоупункт, дата отбо- ра пробы	Водо- веща- ющие породы	Минерали- зация, мг/л	Содержание компонентов, $\frac{\text{мг}}{\text{л}}$ % экв						Тип воды по Але- кину
			NaCl	SO ₄	Cl	Ca	Mg	K+H	
Скв.3 28/III 1961г.	Крем- нисто- угли- стые сланцы	1390	96 7,5	921 91,0	14 1,5	243,9 57,6	54,2 21,0	103,7 21,4	II
Родн.8 6/X 1961г.	Конгло- мераты	297	196 59,6	86 33,2	14 8,2	63 58,9	16 24,0	21 17,1	II
Скв.38 2/IX 1961г.	Крем- нисто- угли- стые сланцы	3846	172 5,6	1837 66,2	571 28,2	358 31,3	101 14,5	712 54,0	II
Родн.33 2/X 1961г.	Суглин- ки со щебен- кой крем- нистых слан- цев	1700	305 18,6	742 57,2	232 24,2	20 3,5	49 15,2	505 81,3	II
Родн.39 20/VI 1969г.	Оквар- цован- ные породы в 80- не раз- лома	2796	287 12,0	1207 59,0	533 29,0	232 23,4	92,8 17,0	589 59,6	II

Как видно из приведенных данных, воды кембрийских отложе-
ний содержат довольно большое количество микроэлементов. Повы-
шенные содержания в водах фосфора, а также меди и хрома отвеча-
ются в основном на Сарысайском алюмофосфатном месторождении,
характеризующемся большой пестротой минерального состава руд.
Рудообразующими здесь являются весьма редкие минералы - вари-

цит и вавеллит. Количество растворенного в водах кембрийских
отложений урана не превышает $4 \cdot 10^{-5}$ г/л.

Возможность получения из скважин повышенных расходов воды
при удовлетворительном в большинстве случаев ее качестве позво-
ляет рекомендовать данный водоносный комплекс для водоснабжения
как сельскохозяйственных, так и небольших горнорудных предприя-
тий.

Подземные воды зоны выветривания пород синий-
ского возраста (Sn)

Подземные воды названной зоны в районе развиты ограниченно,
преимущественно в его северо-западной части. Площадь синийских
отложений невелика - всего 77 км².

Водоносными породами являются в основном различные эффузи-
вы: кварцевые порфиры, афировые и миндалекаменные порфириты, ту-
фы, лаваагломераты, конгломераты. Циркуляция подземных вод про-
исходит, как правило, по трещинам зоны выветривания пород, реже
на участках тектонических нарушений.

Несмотря на то обстоятельство, что синийские отложения сла-
гают повышенные формы рельефа, мощность верхней трещиноватой зо-
ны не превышает 20-30 м, что объясняется устойчивостью пород
против процессов выветривания. Трещиноватость пород слабая. С
поверхности трещины выветривания имеют довольно крупные размеры,
но уже на глубине 4-5 м, они сужаются до 1 мм и менее.

Из тектонических нарушений наиболее интересен Халтауский
надвиг, вдоль которого синийские отложения контактируют с ордо-
виком и кембрием. В нижнечетвертичное время разлом был омоложен,
причем амплитуда перемещения достигала 70 м. На отдельных уча-
стках Халтауской тектонической зоны развита глинистая кора вы-
ветривания, достигающая мощности 25 м и, возможно, более. Кора
выветривания ухудшает водовмещающие свойства пород. Однако к
востоку от надвига в синийских эффузивах наблюдается зона по-
вышенной трещиноватости шириной 150-200 м.

Коэффициенты фильтрации синийских пород варьируют от сотых
долей до 1,7 м/сутки.

Естественные водопрооявления представлены, главным образом,
бессточными исходящими родниками, причем большинство их приуро-
чивается к зоне Халтауского надвига.

Глубины залегания подземных вод у подножия сопок не превышают 10 м, а на водораздельных участках достигают 25-30 м. На участке Халтауского надвига уровень подземных вод залегает на глубинах, как правило, до 5 м, что прекрасно индицируется зеленой влаголюбивой растительностью.

Абсолютные отметки уровней подземных вод постепенно уменьшаются с севера на юг от 470 до 420 м и менее.

Степень водообильности синийских отложений сравнительно слабая, что стоит в связи с их малой трещиноватостью. Несколько повышенная водообильность пород отмечена в зоне Халтауского надвига.

Возможная производительность скважин, вскрывающих воды синия в зоне Халтауского надвига, будет до 2-3 л/сек, вне зоны влияния этого нарушения 0,5-1 л/сек.

Качество вод хорошее. Минерализация их менее 1 г/л, в среднем 0,3-0,6 г/л (табл.8).

Таблица 8

Химический состав подземных вод синийских отложений

Водоупункт, дата от- бора про- бы	Водо- вмеща- ющие породы	Мине- рали- зация, мг/л	Содержание компонентов, мг/л						Типы вод по Але- кину
			НСО ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Кол.4 I/IX 1959г.	Минда- лека- менные порфи- риты	223	195 74,8	42 20,6	7 4,6	2,4 2,8	24 47,6	49 49,6	I
Скв.7 I5/УШ 1961г.	Хлори- товые сланцы	686	93 14,2	347 67,2	70 18,4	55 25,6	19,7 15,2	146,7 59,2	II
Скв.9 29/УШ 1961г.	Кварце- вые порфи- ры и туфо- брекчии	324	120 38,9	91 37,4	42 23,4	51 50,5	9,1 14,5	405 35,0	II
Родн.6 I/IX 1959г.	Туфы	650	183 28,4	334 66,0	21 5,6	181 62,2	28 18,2	48 19,6	II

Как видно из табл.8, в синийских отложениях преобладают сульфатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и смешанные воды II типа Алекина.

Содержание микроэлементов в водах следующее (мг/л): Mn 0,02-1,2; Cr 0,006-0,06; Mo 0,006-0,01; Cu 0,003-0,012; Pb следы-0,03; Zn следы-0,06; Ba следы-0,03. Содержание урана в воде не более 0,25·10⁻⁵ мг/л. Подземные воды комплекса могут использоваться для сельскохозяйственного водо-снабжения.

Подземные воды зоны выветривания метаморфических пород верхнего протерозоя

Pt₂ (Pt₂tt, Pt₂be, Pt₂bs, Pt₂br, Pt₂ks)

По площади распространения (около 1390 км²) верхнепротерозойские отложения стоят на первом месте в описываемом районе. Структурно они приурочиваются к Карсакпайскому синклинию, занимая почти всю его площадь в пределах района, значительно мень-ше развиты в восточном крыле Байконурского синклиния.

Водовмещающие породы представлены образованиями самого раз-личного состава и генезиса. Преобладают хлоритовые, серицитовые, слюдяные и другие метаморфические сланцы, в подчиненном коли-честве находятся порфиритоиды, мраморы, кварциты, джеспилиты. Кроме того, в рассматриваемый комплекс включены ультрабазиты ордовикского возраста (Σ O) и жильные тела основных пород верхнего протерозоя (v Pt₂), так как эти породы занимают небольшие площади, а формирование заключенных в них подземных вод в значительной степени происходит путем подтока из верхне-протерозойских отложений. Для всего комплекса пород характерна сильная дислоцированность, наличие многочисленных тектониче-ских нарушений. Мощность трещиноватой зоны пород сильно варь-ирует. В сланцах она колеблется от 3 до 20 м, в среднем состав-ляя 8-12 м. Наибольшая разрушенность приходится на верхние не-сколько метров, однако весьма часто здесь трещины заполнены глинистыми продуктами выветривания пород. Сравнительно маломощ-ную зону выветривания (до 10-15 м) имеют кварциты, джеспилиты и мраморы.

Мощность верхней трещиноватой зоны пород в значительной

мере определяется рельефом. На севере территории, где рельеф более возвышен и расчленен, мощность трещиноватой зоны больше, чем на юге.

В пределах площади распространения рассматриваемых пород прослеживаются несколько обводненных разломов, вдоль которых располагаются цепочки родников, полосы влаголюбивой растительности. Следует отметить, что тектонические нарушения хорошо обводнены не во всех случаях. Разломы, секущие метаморфические сланцы, часто заполнены глинистыми продуктами выветривания последних и слабо водоносны.

Коэффициенты фильтрации хлоритовых и других метаморфических сланцев составляют несколько десятых м/сутки, кварцитов - 0,04-0,67 м/сутки, мраморов - 0,2-0,3 м/сутки.

Отмечено довольно большое количество естественных водопроявлений, главным образом в виде нисходящих малодобитных и бессточных родников.

В меженный период воды верхнего протерозоя довольно активно дренируются речными долинами Бала-Джезды, Байконура, Керегетас-сая, Дисембая.

Глубины залегания подземных вод непостоянны: на водоразделах, по данным бурения, - 40-45 м, у подножия сопок - 10-20 м, в бортах долин не более 10 м. Воды относятся к безнапорным. Абсолютные отметки уровней подземных вод в северной части района не превышают 500-600 м, к югу они уменьшаются до 390-420 м.

Водообильность верхнепротерозойских отложений в общем невысокая. Дебиты скважин обычно не превосходят десятых долей литра в секунду. Метаморфические сланцы обычно более водообильны, чем кварциты и мраморы. По аналогии с нижнепротерозойским водоносным комплексом следует ожидать повышенную водообильность порфиритоидов. Водообильность пород иногда существенно возрастает в зонах тектонических нарушений. Расходы родников не превышают нескольких десятков литра в секунду.

Возможная производительность скважин лежит в пределах 0,1-1 л/сек.

Минерализация подземных вод верхнепротерозойских отложений сравнительно небольшая.

В северной части района, в условиях хорошо расчлененного рельефа и активного водообмена, содержание солей в подземных водах в среднем составляет 0,3-0,5 г/л. К югу минерализация постепенно увеличивается до 2 г/л, реже более. Несколько повышенная минерализация подземных вод, имеет место также на участках разви-

тия неогеновых отложений, где водообмен затруднен и существует возможность поступления солей из засоленных покровных образований. Иногда минерализация увеличивается и в водах разломов, транспортирующих подземный сток из отдаленных областей питания. В табл.9 приведены наиболее типичные химические анализы.

Таблица 9

Химический состав вод верхнепротерозойских отложений

Водопункт, дата отбора проб	Водовме- щающие породы	Мине- рали- зация, мг/л	Содержание компонентов, мг/л						Тип воды по Але- кину
			НСО ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Скв.6 22/X 1961 г.	Кварце- во-хлоритовые сланцы	335	17,5 50,6	69,1 25,4	46,5 24,0	24,4 21,6	9,15 13,2	84,4 35,2	II
Скв.15 25/IX 1961г.	Алевро- литы	340	170 47,6	110 39,2	28,0 13,2	55,0 48,4	9,0 12,4	56,0 39,2	II
Скв.29 10/X 1961г.	Джаспи- литы	606	10,3 17,0	294 62,7	71 20,3	73 37,0	16 13,4	111 49,6	II
Родн.20 19/УШ 1959г.	Хлорито- вые сланцы	700	268 43,8	197 44,4	42,6 11,8	101 55	32,4 26,6	181 18,4	
Скв.47 6/XI 1961г.	Мраморы	1860	249 14,0	887 63,4	228 22,1	133 22,7	53,3 15,0	418 62,3	II

Преобладают сульфатные натриевые и смешанные воды II типа Алекина. В северной части района нередки воды гидрокарбонатного кальциевого типа. Содержание микроэлементов в подземных водах верхнепротерозойских отложений следующее (мг/л): Mn 0,009-0,18; Ni до 0,03; Cr следы-0,03; Cu следы-0,018; Zn 0,003-0,021; Pb следы до 0,03; Ag следы-0,021; Sb следы-0,001; Ba следы-0,09.

При дальнейшем освоении территории воды верхнепротерозойских отложений могут быть широко использованы для нужд сельского хозяйства, а в особо благоприятных случаях и для нужд небольших промышленных потребителей.

Подземные воды зоны выветривания метаморфических пород нижнего протерозоя
 Pt_1 (Pt_{1ks} , Pt_{1kr} , Pt_{1tm})

Названный геологический комплекс по возрасту водоносных пород является наиболее древним в районе и складывается из Майтубинского антиклинория. Гипсометрически он приурочивается преимущественно к водораздельной части территории, характеризуется хорошо расчлененным мелкосопочным рельефом. Площадь его составляет 560 км².

В отличие от верхнепротерозойских отложений в составе водоносных пород доминируют порфиритоиды кислого состава, меньшие площади занимают выходы различных метаморфических сланцев, кварцитов, микротейсов, конгломератов.

Довольно интенсивная дислоцированность пород, слагаемых ими контрастный рельеф, малое развитие покровных отложений способствуют образованию в нижнепротерозойских отложениях довольно мощной верхней трещиноватой зоны.

Судя по наблюдениям в каньоне р. Дюсембай, глубина проникновения открытых трещин в порфиритоиды достигает 40–50 м. В сланцах мощность трещиноватой зоны колеблется от 10 до 30–35 м, в кварцитах, как правило, не превышает 10–12 м. Приведенные цифры характерны, главным образом, для водораздельной части территории листа. В западном борту Майтубинского антиклинория степень трещиноватости пород несколько уменьшается. Коэффициенты фильтрации нижнепротерозойских отложений достигают 1,92 м/сутки (хлоритовые сланцы в зоне разлома), в основном же они составляют десятые доли метра в сутки.

Из нижнепротерозойских пород выклиниваются довольно многочисленные родники, как правило, нисходящего типа. В 20 км севернее Карсакпая встречены выходы напорных вод, образующие бугры типа "мий" – своеобразные микроповышения высотой до 0,5 м с лужицей жидкой грязи в центре.

В зависимости от рельефа подземные воды залегают на глубинах от 0 до 40–50 м.

В большинстве случаев воды являются безнапорными, однако на некоторых участках отмечаются слабые напоры и даже самонапоривание из скважин. Напорные воды обычно приурочены к разломам, реже к местам перекрытия водоносных пород водоупорными глинами. Абсолютные отметки уровней подземных вод постепенно понижаются в южном направлении от 580–600 до 400–420 м.

Водообильность нижнепротерозойских отложений более высокая, чем у верхнепротерозойских пород. Это объясняется большей трещиноватостью водовмещающих толщ, а также приуроченностью их к водоразделу, где количество осадков на 30–50 мм больше, чем на окружающих площадях. Дебиты скважин варьируют от 1 до 3 л/сек, а в зонах разлома могут достигать 5 л/сек.

В западном крыле Майтубинского антиклинория, где трещиноватость пород и количество осадков снижаются, возможные дебиты скважин будут лежать в пределах 0,1–1 л/сек. Дебиты родников составляют сотые и десятые доли литра в секунду.

Воды нижнепротерозойских отложений пресные. В северной части и вдоль водораздела общая минерализация подземных вод составляет преимущественно 0,2–0,5 г/л.

Состав подземных вод при этом гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, реже сульфатный натриевый II типа Алевкина.

На юго-западе территории, вследствие ухудшения условий водообмена, минерализация подземных вод возрастает до 0,8 и более г/л. По составу эти воды принадлежат к сульфатным натриевым, реже сульфатным кальциевым, II типа Алевкина. Характерные анализы даны в табл. 10.

В подземных водах обнаружены следующие микроэлементы (в мг/л): Mn 0,03–1,2; Ni 0,003–0,03; Cr 0,003–0,012; Mo 0,003–0,015; Cu 0,003–0,01; Pb следы–0,06; Zn следы–0,06; Ag следы–0,01; Sb до 0,03; Ba до 0,01.

Воды нижнепротерозойских отложений могут служить источником водоснабжения сельскохозяйственных и других небольших потребителей.

Таблица 10

Химический состав подземных вод нижнепротерозойских отложений

Водопункт, дата отбора пробы	Водо- испуска- ющие по- роды	Мине- рали- зация, мг/л	Содержание компонентов, мг/л						Тип воды по Аль- пину
			CaCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Родн. I 6/III 1959г.	Квар- циты	310	122 37,2	104 40,4	42,6 22,4	32,0 29,8	19,5 29,8	49,7 40,4	II
Скв. 4 17/IX 1960г.	Хлор- итовые сланцы	470	140 29,7	189 51,2	58 19,1	53 32,9	9 9,6	100 57,5	II
Скв. 28 3/IX 1961г.	Порфи- ритом- ды	468	87 18,6	214 58,2	63 28,2	109 71,2	18 18,8	17,0 10,0	III
Кол. 22 15/IX 1959г.	То же	760	366 88,0	318 53,6	85,5 8,4	101 41,6	51,2 34,8	65,8 23,6	II

Подземные воды зоны выветривания гранитоидов
девонского возраста D (γ - γ^{δ} ад₁, γ^{δ} D₁)

Воды зоны выветривания интрузивных образований каледонской эпохи широко развиты в центральной части района в ядре Майтубинского антиклинория. Общая площадь выходов этих пород составляет 219 км².

Водоносными являются преимущественно гранодиориты и диориты, значительно реже гранит-порфиры. Залегая в пределах водораздельной части района, все эти породы хорошо обнажены и довольно интенсивно трещиноваты. Трещины имеют самые различные размеры и направления. Преобладают крутопадающие трещины суб-

меридионального простирания. Размеры трещин с поверхности чаще всего не превышают нескольких миллиметров. Мощность зоны активной трещиноватости в зависимости от литологии пород, рельефа и других факторов колеблется от 10 до 30-35 м. Особо следует остановиться на характере разрушенности крупнозернистых гранодиоритов, образующих рельеф типа Койтас (барашковый рельеф). Здесь в результате активного подпочвенного выветривания с участием грунтовых вод в верхней зоне образуется рыхлая пористая масса, состоящая из дресвы и щебенки, с общей пористостью до 20-25%. Мощность такого выветрелого слоя может достигать 7-8 м. Коэффициенты фильтрации каледонских интрузивных пород, по данным откачки из скв. 50, могут достигать 2,76 м/сутки.

Воды каледонских гранитоидов дренируются многочисленными родниками, приуроченными к подножью сопок, к логам, к линиям тектонических нарушений. Родники чаще всего нисходящие, пересыхающие и малодобитные. Некоторая часть подземных вод разгружается в речные долины, например в долину р. Дюсембай.

Глубины залегания подземных вод находятся в тесной зависимости от рельефа и в среднем равняются 10-15 м. Абсолютные отметки уровней изменяются от 570-550 до 460-470 м, уменьшаясь в южном направлении. Воды обычно имеют свободную поверхность, но в ряде водопунктов отмечаются напоры, обусловленные главным образом тектоническими особенностями участков.

Степень водообильности каледонских гранитов сравнительно с другими районами Казахстана небольшая. Расходы родников достигают 1,5 л/сек (родн. Талдыбулак у подножия горы Майтубе), в среднем выражаясь цифрами в несколько десятых литра в секунду. Скв. 24, пройденная в крупнозернистых диоритах, дала расход 1,25 л/сек при понижении 6,6 м.

Возможная производительность скважин, вскрывающих воды рассматриваемого комплекса, оценивается в 1-3 л/сек.

Качество вод довольно хорошее. Их минерализация в районе Майтубинского массива составляет всего 0,3-0,5 г/л, к югу она несколько повышается - до 1, реже до 1,7 г/л (табл. II).

Мало минерализованные воды обычно имеют гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый тип химического состава с преобладанием магния над натрием. Слабосолоноватые воды по составу относятся в большинстве случаев к сульфатным натриевым с преобладанием кальция над магнием.

Таблица II

Химический состав вод девонских гранитоидов

Водопункт	Водовыдающие породы	Минерализация, мг/л	Содержание компонентов, мг/л % экв						Тип воды по Аленкину
			NaCl	SO ₄	Ca	Mg	Fe	Na+K	
Родн.18	Гранодиориты	280	<u>146</u> 48	<u>106</u> 44	<u>14</u> 8	<u>29</u> 28	<u>81</u> 50	<u>24</u> 22	II
Родн.24	То же	580	<u>489</u> 68,4	<u>140</u> 27,8	<u>14,2</u> 3,8	<u>110</u> 52,7	<u>23,4</u> 18,1	<u>70,8</u> 29,2	
Родн.29	Диориты	1710	<u>427</u> 25,2	<u>653</u> 49,2	<u>251</u> 25,2	<u>87</u> 15,6	<u>61</u> 18,0	<u>430</u> 66,4	II
Родн.32	То же	1040	<u>226</u> 22,2	<u>494</u> 62,0	<u>93</u> 16,8	<u>134</u> 40,0	<u>29</u> 14,2	<u>179</u> 45,8	II

Содержание микроэлементов в водах каледонских гранитоидов изменяется в следующих пределах (мг/л): Mn от 0,006 до 0,18; Ni от 0,003 до 0,09; Cr от 0,003 до 0,02; Mo от 0,001 до 0,01; Cu от 0,001 до 0,01; Zn от следов до 0,03. Количество урана в водах не превышает $1 \cdot 10^{-5}$ г/л.

Водоносный комплекс может быть рекомендован в качестве источника водоснабжения главным образом различных сельскохозяйственных потребителей.

Подземные воды зоны выветривания гранитоидов
верхнего протерозоя

Г-NP_{t2} (Г Pt₂, Σ Pt₂, Г Pt₂)

Интрузивные породы верхнепротерозойского магматического цикла прослеживаются в виде меридионально вытянутой полосы в центральной части описываемой территории, в структурном отношении приурочиваясь к ядру Майтубинского антиклинария. Площадь вы-

ходов этих пород на поверхность равняется 551 км².

Подземные воды циркулируют главным образом в верхней, выветрелой зоне гранито-гнейсов, гранитов, сиенитов, наряду фельзит-порфиров, а иногда также в секущих названные породы тектонических нарушениях.

Сильная дислоцированность пород, неоднородность их минерального состава и преимущественно крупнокристаллическая структура наряду с приуроченностью к водораздельной части территории листа, способствуют возникновению в протерозойских гранитоидах довольно интенсивной трещиноватости. Преобладают трещины меридионального направления размером до 2-3 мм. Особое гидрогеологическое значение имеют системы вертикальных трещин отдельности (трещины Q и S по Г.Клоосу), толщина которых с поверхности достигает в некоторых случаях 1-3 см. Проникая на значительную глубину, эти трещины являются хорошими путями инфильтрации атмосферных осадков и циркуляции подземных вод. В целом верхнепротерозойские гранитоиды более трещиноваты, чем каледонские, что, очевидно, стоит в связи с их большей дислоцированностью. Мощность зоны активной трещиноватости составляет здесь в среднем 10-20 м, достигая в особо благоприятных условиях 35-40 м. Коэффициенты фильтрации пород варьируют от 0,24 до 2,73 м/сутки. Из протерозойских гранитоидов выклинивается довольно большое число нисходящих родников, иногда питающих подрусловый сток небольших русел, а также некоторых речных долин (например, верхний р. Байконур). Глубины залегания подземных вод обычно не превышают 10-15 м. Уровень водоносного горизонта располагается на севере района на отметках 470-480 м, а на юге - на отметках 400-420 м.

Таким образом, движение подземных вод происходит в южном направлении, что хорошо увязывается с гидрохимическими данными (см. ниже). Степень водообильности пород сравнительно высокая. Расходы родников измеряются десятками и сотнями долями литра в секунду, а дебиты скважин в среднем более 1 л/сек. Удельные дебиты некоторых скважин (скв. II) достигают 1 л/сек.

Возможные характерные дебиты скважин составляют 1-3 л/сек, максимальные до 5 л/сек, то есть по водообильности породы стоят на четвертом месте после турне-фаменского, визейского и кембрийского водоносных комплексов.

В северной части территории листа воды относятся к пресным, характеризуются содержанием солей 0,2-0,5 г/л при гидрокарбонатно-сульфатном кальциевом, реже магниевом или натриевом типе ми-

нерализации. К югу по направлению потока минерализация подземных вод увеличивается до 2 г/л, а тип ее переходит в сульфатный натриевый. Некоторые типичные анализы показаны в табл.12.

Таблица 12

Химический состав вод гранитоидов верхнего протерозоя

Водоузел, дата отбо- ра проб	Водо- меча- ющие породы	Мине- рали- зация, мг/л	Содержание компонентов, мг/л						Тип воды по Аль- кину
			НСО ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	
Родн. II 18/VI 1959г.	Грани- ты	371	183 45,1	146 45,7	21 9,2	52,8 89,7	36,6 45,1	23 15,2	II
Родн. I4 7/IX 1959г.	Грани- то- гнейсы	318	207 59,0	94,0 34,0	14,2 7,0	52,8 45,8	20,5 29,2	33,1 25,0	II
Родн. 27 8/VI 1960г.	Грани- ты	390	171 42,0	119 37,0	50 21,0	55 40,8	10 12,4	72 46,8	II
Скв. 43 5/XI 1961 г.	Грани- то- гнейсы	1460	195 14,5	817 77,0	62 8,5	50 11,4	50 18,8	353 70,0	II
Родн. 42 14/IX 1959г.	Грани- ты	1580	183 18,8	806 57,9	139 27,1	50 10,0	42,3 14,3	417 75,7	II

Содержание микроэлементов в подземных водах характеризуется следующими цифрами (мг/л): Mn от 0,01 до 0,6; Ni от 0,003 до 0,09; Sr от 0,003 до 0,06; Mo от 0,003 до 0,02; Cu от 0,003 до 0,021. Содержание урана в водах не превышает $4,1 \cdot 10^{-5}$ г/л. Водоносный комплекс верхнепротерозойских гранитоидов представляет практический интерес для водоснабжения населенных пунктов и других объектов.

Подземные воды спорадического распространения
песков и галечников чаграйской свиты олигоцена
РБЗ

Верхнеолигоценовые отложения, представленные песками и галечниками, нередко с глинистым заполнением, занимают довольно большие площади на юго-западе описываемой территории. Мощность этих пород не превышает 3-4 м, с поверхности они часто перекрыты слабо водопроницаемыми четвертичными образованиями. Обводненность отложений чаграйской свиты имеет спорадический характер. Площадь обводненных участков невелика, так как подавляющее большинство шурфов и скважин, вскрывших верхнеолигоценовые породы, на всю мощность оказались сухими. Некоторые из этих выработок показаны на гидрогеологической карте как опорные водоузлы. Скопления вод в отложениях чаграйской свиты, по-видимому, представляют собой линзы, приуроченные к депрессиям в рельефе подстилающих пород, главным образом водоупорных глин бетпакалинской свиты и ордовикских отложений.

Водообильность пород невысокая (дебиты выработок сотне и десятки доли л/сек), что стоит прежде всего в связи с малой мощностью водоносного горизонта.

В силу спорадичности распространения подземных вод, различных условий водообмена в отдельных линзах, разной степени засоленности вмещающих пород и других причин минерализация рассматриваемых вод меняется в довольно широких пределах от 1,4 до 6 г/л и более. Преобладают слабосоленоватые воды сульфатного натриевого кальциевого типа.

По причине спорадичности распространения и малых запасов, воды верхнеолигоценовых отложений практического значения почти не имеют.

Водоупорные, водопроницаемые, но практически
бесводные породы

Водоупорными мы считаем глины бетпакалинской, аральской и павлодарской свит, так как они, имея мощность 15-20 м, лишены водопроводящих прослоев. Водоупорными породами являются и отложения палеоцен-эоцена, поскольку в их составе преобладают глины, а также пески и галечники с глинистым заполнителем. Анало-

гичные отложения в Джезказган-Удутауском районе также считаются водоупорными.

Галечники и пески чаграйской свиты олигоцена, образующие на некоторых участках маломощный покров в пределах мелкосопочной части территории, отнесены нами к водопроницаемым, но практически безводными породами, так как они существенно не препятствуют инфильтрации атмосферных осадков, а подземные воды в них отсутствуют.

ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Условия формирования подземных вод

Территория листа имеет ряд физико-географических особенностей, обуславливающих специфику формирования подземных вод.

1. На рассматриваемой площади выпадает повышенное количество зимних атмосферных осадков. Достаточно сказать, что запасы влаги в снеге в районе г. Карсакая выше, чем в горах Удутау.

2. В районе преимущественно развиты метаморфические толщи протерозоя и нижнего палеозоя, характеризующиеся относительно низкой водоотдачей. Структуры имеют в основном меридиональное направление, которое благоприятствует подземному подтоку с севера.

3. На площади листа, особенно в ее западной части, скальные породы перекрыты глинистой корой выветривания, мощность которой достигает 160 м. Кора выветривания снижает инфильтрационное пополнение подземных вод и обуславливает засоление последних.

Основная область питания подземных вод приурочена к высокому мелкосопочнику южного погружения Удутауского антиклинария. Обрамляющий эту территорию низкий мелкосопочник представляет собой область транзита и местного питания подземных вод. И, наконец, денудационные равнины Тургайской и Сарысульской депрессий являются областями аккумуляции и частично транзита подземного стока, поступающего с севера, северо-запада и северо-востока.

Следует подчеркнуть, что это разделение территории на гидродинамические области является несколько условным и определяет лишь основные черты гидрогеологической обстановки. Как в области питания в местах распространения водоупорных отложений мо-

жет отсутствовать пополнение запасов подземных вод, так и в области аккумуляции подземного стока на отдельных участках может происходить подпитывание водоносных горизонтов.

Главным источником питания подземных вод района является инфильтрация атмосферных осадков. Меньшее значение имеют подток со смежных территорий и фильтрация речных вод. Осадки теплого времени года почти полностью испаряются, поэтому пополнение запасов подземных вод происходит путем инфильтрации в основном зимних осадков, а также весенних осадков, выпавших в период снеготаяния. Количество последних достигает 25-30% от общей суммы снегозапасов.

На основании снегосъемок и других гидрометеорологических данных, полученных главным образом КазНИГМИ (ЗИ), нами сделаны подсчеты инфильтрации для различных бассейнов и структур района. В приходной части водного баланса учитывались запасы влаги в снеге и осадки весеннего периода за время снеготаяния (эффективные осадки). В расходную часть баланса входили поверхностный сток, испарение со снега, испарение с поверхности бассейна в течение периода инфильтрации, поглощение влаги рыхлым покровом. В результате указанных подсчетов установлено, что абсолютная величина инфильтрации варьирует от 16 до 31,2 мм.

Следует отметить, что пополнение запасов трещинно-карстовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков в районе относительно невелико. Это объясняется главным образом широким распространением на известняках глинистой коры выветривания, в которой располагается вся зона аэрации. Инфильтрация атмосферных осадков через указанные породы в больших количествах практически невозможна.

Наряду с литологией пород на инфильтрацию атмосферных осадков влияет и рельеф. Как показали работы в Джезказганском районе, наибольшие коэффициенты просачивания отмечаются в повышенных формах рельефа, сложенных сильно трещиноватыми породами, лишенными рыхлого покрова. Подобная закономерность имеет место и в описываемом районе, что выражается в приуроченности значительного количества родников к подножию таких мелкосопочных возвышенностей.

В отдельные годы питание подземных вод происходит и за счет летних осадков - длительных обложных дождей и крупных ливней. Так, в 1960 г. после ливня в центральной части района произошло повышение уровня подземных вод и увеличились расходы родников.

Другим важным фактором питания подземных вод является под-

земный сток. Согласно Н.И.Плотникову (20) и другим авторам, в засушливых районах, примыкающих к горным сооружениям, существует два вида подземного стока – местный и региональный.

Местный подземный сток в описываемом районе проходит по верхней трещиноватой зоне пород. Ему благоприятствует меридиональное простирание структур, совпадающее с уклоном местности. Однако, поскольку циркуляция потока происходит на небольшой глубине, он интенсивно дренируется широкими долинами Байконура, Бала-Джезды, Керегетассая и других рек.

По нашему мнению, более или менее значительный поток возможен только в центральной части района по интрузивным породам и порфиритоидам, а также по известнякам западного борта Джезказганской впадины.

Наряду с общим меридиональным направлением потока имеет место и частные направления от возвышенных участков рельефа в пониженные. Этим в значительной мере объясняется формирование подземных вод Сарысайской и других мульд, так как последние окружены массивами мелкосопочника, сложенного гранитами и другими трещиноватыми породами.

Региональный подземный сток проходит по крупным тектоническим нарушениям ниже базиса местного дренирования. Областью его питания является Улутай-Арганатинское поднятие. Особое значение имеет региональный сток в питании подземных вод приравленных и наложенных мульд. Фльтрация поверхностных вод происходит только в период половодья, так как речные долины в межень почти повсеместно дренируют подземные воды. Особенно большое поглощение речного стока отмечается в местах пересечения долинами карбонатных структур, что выражается в понижении на этих участках норм стока на 15–20% (31). Однако роль речного стока в питании подземных вод пока изучена слабо.

Разгрузка подземных вод происходит различными путями: за счет дренирования реками, испарения и транспирации, родникового стока, подземного оттока. Основную роль в расходовании подземных вод играет транспирация растительного покрова речных долин. В результате наблюдений за транспирацией растительности (37) установлены расходы влаги наиболее распространенными сообществами фреатофитов района. Как оказалось, транспирационные расходы некоторых растительных сообществ достигают 700–800 мм, а суммарное среднегодовое расходование трещинных и трещинно-карстовых вод путем транспирации в пределах описываемого района составляет примерно $0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$, или более 30% всех динамических

запасов подземных вод.

Формирование химического состава подземных вод района является следствием весьма сложных физико-химических процессов.

Выше упоминалось, что основным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Поэтому состав подземных вод в областях питания в значительной мере зависит от солей, приносимых из атмосферы.

Учитывая это обстоятельство предварительно изучен состав метеорных вод (табл.13). Средняя минерализация дождевых вод в районе за 1959–1961 гг. по результатам анализов 25 проб составляет 89 мг/л.

Сравнение ионного состава дождевых и мало минерализованных подземных вод показывает их близкое соответствие (36).

Большое значение в формировании химического состава подземных вод имеют процессы выщелачивания растворимых компонентов коры выветривания. В частности, ими объясняется повышенное содержание магния в подземных водах диоритов и гранодиоритов каледонского интрузивного комплекса и некоторые другие закономерности.

Дальнейшее обогащение подземных вод солями происходит в процессе их движения к областям аккумуляции и разгрузки. Основными процессами формирования химического состава подземных вод при этом являются выщелачивание солей из коренных пород и рыхлого покрова, катионный обмен, испарительная концентрация и т.д.

Решающую роль здесь играют условия водообмена, зависящие от структурно-геоморфологических факторов. При этом наибольшее количество солей поступает в подземные воды из рыхлого покрова, что доказывается идентичностью состава подземных вод областей транзита и местного питания и водных вытяжек из покровных отложений (36).

В областях аккумуляции подземного стока основным процессом формирования химического состава подземных вод является испарительная концентрация. Она обуславливает преобладание сульфатных натриевых и сульфатно-хлоридных натриевых вод с минерализацией до 10 г/л.

Изучение вертикальной гидрохимической зональности показало, что до глубины 100 м химический состав вод не претерпевает резких изменений. Это дает возможность эксплуатировать значительный объем статических запасов подземных вод.

На основании проведенных исследований на рассматриваемой территории выделяется несколько площадных гидрохимических зон (рис.3).

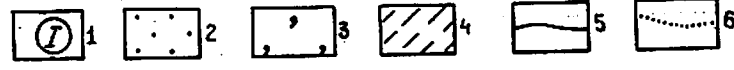
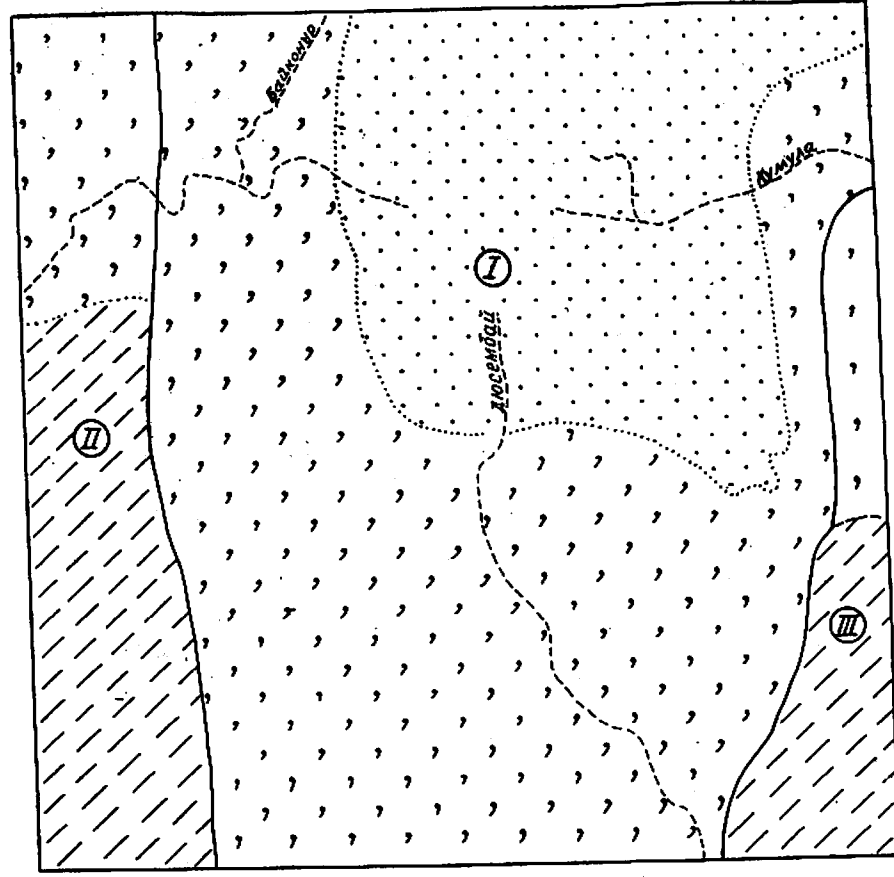


Рис.3. Схема гидрологического районирования и гидрохимической зональности

1 - гидрогеологические районы: I - южной части Улутауского антиклинория; II - Тургайской синеклизы; III - Дзезказганской синеклизы. Гидрохимические зоны: 2 - пресных гидрокарбонатных или гидрокарбонатно-сульфатных вод; 3 - пресных и слабосоленых сульфатных натриевых вод; 4 - солоноватых и слабосоленых сульфатных натриевых и сульфатно-хлоридных натриевых вод; 5 - границы гидрогеологических районов; 6 - границы площадных гидрохимических зон

Таблица 13

Химический состав метеорных вод

№ пробы	Дата отбора	Место отбора	Сухой остаток	Содержание компонентов, мг/л экв					
				НСО ₃	SO ₄ ^{''}	Cl [']	Ca ^{''}	Mg ^{''}	Na+K
1	21/VI 1959 г.	10 км восточнее пос. Карсакайн	80,0 70,1	36,6 44,8	16,8 25,3	14,2 29,9	11,2 41,8	8,8 53,7	1,4 4,5
4	9/IX. 1959 г.	45 км западнее пос. Карсакайн	76,0 80,8	36,6 40,7	23,5 32,7	22,9 26,6	7,62 25,3	2,73 53,3	7,40 21,4
6	12/VI 1960 г.	45 км восточнее пос. Карсакайн	80,0 21,5	12,2 52,3	6,72 35,9	1,78 12,8	3,81 48,8	1,70 35,9	1,88 15,3
10	31/VI 1960 г.	Там же	84,0 37,3	18,3 45,5	10,1 31,8	5,3 22,7	7,62 57,5	1,46 18,2	3,68 24,3
12	20/VII 1960 г.	- "	25,0 23,8	12,2 45,5	6,72 31,9	3,55 22,6	57,5 54,5	2,19 41,0	0,46 4,5
14	9/VIII 1961 г.	- "	182 182,8	122 61,2	37,0 23,5	17,7 15,3	15,4 23,5	6,1 15,3	46,0 61,2
16	21/IX 1961 г.	- "	79,5 79,2	48,8 56,7	10,6 15,6	13,8 27,7	3,8 13,5	1,70 10,0	24,8 76,5

1. Зона пресных гидрокарбонатных, гидрокарбонатно-сульфатных, реже сульфатных вод областей питания. Расположена в высоком мелкосопочнике. Формирование химического состава подземных вод осуществляется здесь за счет солей, выпадающих из атмосферы, выщелачивания солей из рыхлого покрова и коренных пород. В катионном составе подземных вод преобладает кальций, реже натрий и магний.

2. Зона пресных и слабосоленых сульфатных натриевых вод областей транзита и местного питания. Она приурочивается преимущественно к участкам низкого мелкосопочника. Формирование химического состава подземных вод происходит главным образом за счет солей, поступающих из рыхлых отложений. Независимо от состава водовмещающих пород среди катионов преобладает натрий.

3. Зона соленых и слабосоленых сульфатных натриевых и сульфатно-хлоридных натриевых вод областей замедленного стока и его аккумуляции. Формирование химического состава подземных вод протекает здесь под влиянием процессов континентального засоления.

Гидрогеологическое районирование

В результате анализа природно-геологических условий выделяются три гидрогеологических района (см. рис. 3).

1. Район мелкосопочника южной части Удутауского антиклинория и прибортовых частей Джезказганской впадины.

2. Район денудационной и пластовой равнины Тургайского прогиба.

3. Район денудационной и пластовой равнины Джезказганской впадины.

Район мелкосопочника южной части Удутауского антиклинория и прибортовых частей Джезказганской впадины

Этот район характеризуется мелкосопочным рельефом с относительными высотами сопков 35-70 м. Абсолютные отметки понижаются в южном направлении от 620-640 до 460-570 м. В районе выпадает повышенное количество атмосферных осадков - от 250 мм

на севере до 150 мм на юге, в среднем 200 мм.

В геологическом строении района принимают участие главным образом метаморфические породы протерозоя и гранитоиды. В западной части района довольно широко распространены известняки, слагающие приразломные и наложенные мушкетеры.

Уровень подземных вод в большинстве случаев располагается на глубинах 10-15 м. В районе выклинивается довольно большое количество родников.

Водообильность пород неравномерна и зависит главным образом от их литологии. Наибольшей водообильностью обладают известняки (средние дебиты скважин 10-20 л/сек). Производительность скважин в кембрийских и визе-намских отложениях, в интрузивных породах, частично в отложениях нижнего протерозоя в среднем 1-5 л/сек, реже до 1-3 л/сек. Наименьшая водообильность характерна для кварцитов, слаботреугольных разностей метаморфических сланцев, мраморов (дебиты скважин десятки долей л/сек). В северной части района водообильность пород более высокая, чем в южной.

В районе преобладают пресные и слабосоленые воды. Минерализация подземных вод увеличивается с севера на юг от 0,0-0,5 до 1,8-2,5 г/л.

В гидрогеологическом отношении район представляет собой область питания и транзита подземных вод.

В районе выделен ряд водоносных комплексов, описание которых дано выше. Наиболее перспективными являются воды отложений турне - фамена, визе - намра, кембрия, интрузивных пород.

Подземные воды района имеют первостепенное практическое значение в решении задач водоснабжения.

Район относительно хорошо обеспечен водой главным образом за счет подземных вод.

Район денудационной и пластовой равнины Тургайского прогиба

Занимает западную и юго-западную части территории. Рельеф представляет собой древнюю денудационную равнину, большая часть которой перекрыта мощной толщей палеоген-неогеновых водоупорных глин. Количество осадков здесь меньше, чем в первом, и колеблется от 150 до 180 мм.

Наибольшее распространение в районе имеют трещинные воды

песчаников, конгломератов, сланцев, мергелей ордовикских отложений. Трещиноватость скальных пород очень слабая, а мощность их верхней выветрелой зоны не превышает 10-15 м. Высокая пустотность отмечена лишь в известняках фамена. Широко развитые в районе палеогеновые и неогеновые отложения являются безводными или содержат малопродуктивные воды спорадического распространения.

Глубины залегания подземных вод не превышают в большинстве случаев 10 м. Естественные выходы подземных вод очень редки.

Водообильность ордовикских отложений крайне слабая. Полученные дебиты скважин обычно измеряются десятками долями литра в секунду.

Скважины, вскрывающие поровые воды, также имеют невысокую производительность. Довольно высокие расходы скважин получены лишь в фаменских известняках: удельные дебиты достигают здесь 3,3 л/сек.

Минерализация подземных вод преимущественно выше 3 г/л и увеличивается с севера на юг. Пресные и слабосоленоватые воды встречаются лишь в северо-западной части и в фаменских приразломных мульдах.

Район является преимущественно областью аккумуляции подземного стока, а частично и областью транзита подземных вод.

Подземные воды района в силу их малодебитности и высокой минерализации не представляют значительного практического интереса. В целом в районе отсутствуют достаточные водные ресурсы.

Район денудационной и пластовой равнины Джезказганской впадины

Указанный район по своим гидрогеологическим условиям во многом сходен с предыдущим. Здесь также развита древняя денудационная равнина, несущая на значительной площади довольно мощный глинистый покров. Среднегодовые суммы осадков не превышают 160-170 мм. Наибольшим площадным распространением пользуются трещинные воды пермских и частично каменноугольных отложений. Дебиты скважин, вскрывающих эти воды, составляют сотые, реже десятые доли литра в секунду. Минерализация подземных вод варьирует от 1-3 до 7 г/л, возрастая с севера на юг. Практическое значение подземных вод невелико. Водообильность района низкая.

Водоснабжение его можно организовать за счет привлечения водных ресурсов смежных районов.

НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Питьевое водоснабжение на описываемой территории осуществляется преимущественно путем использования подземных вод. Поверхностные воды употребляются главным образом на технические и ирригационные нужды.

Существующее состояние водоснабжения как населенных пунктов, так и животноводческих ферм является неудовлетворительным. Водозабор подземных вод производится весьма примитивными способами. Используемые воды иногда не отвечают принятым гигиеническим нормам и к тому же часто бактериально загрязнены. Поселки Карсакапай и Байконур испытывают острую нужду в доброкачественной питьевой воде.

Водоснабжение района может быть значительно улучшено за счет более полного и рационального использования подземных ресурсов.

В целях изыскания источников водоснабжения пос. Карсакапай Джезказганской ГРЗ в 1958-1961 гг. была произведена разведка трещинно-карстовых вод западного крыла Джезказганской впадины в пределах Шотыбасской, частично Акжальской структур. В радиусе 10-18 км от пос. Карсакапай разведаны значительные запасы подземных вод, составляющие около 100 л/сек (потребность поселка 20-25 л/сек). Однако минерализация подземных вод Шотыбасской структуры оказалась повышенной до 2,3-2,4 г/л.

Воды Акжальской структуры более пресные. Путем использования в смешении вод скважин I и I5 можно получить 20 л/сек воды с минерализацией около 1,4 г/л.

В случае необходимости поиски более пресных вод следует производить на перспективных участках Майтыбе и Кенсазтыбе.

Майтыбинский участок расположен в 15 км к западу от пос. Карсакапай. Подземные воды приурочены здесь к гранодиоритам каледонского возраста, амфиболитовым сланцам и порфиритоидам нижнего протерозоя и другим породам. Удельные дебиты скважин составляют десятые доли литра в секунду, однако не исключено, что в зонах разлома водообильность пород будет значительно выше. Минерализация подземных вод не превышает 500 мг/л.

Кенсазтыбинский участок располагается в 12-15 км к северу

от пос. Карсакапай. Он характеризуется развитием трещинных вод, циркулирующих в порфиритондах, хлоритовых сланцах и других породах протерозоя. Удельные дебиты скважин достигают 0,5 л/сек.

Бурение скважин на обоих участках надо производить главным образом в зонах тектонических нарушений.

Потребности в технической воде Кумолинского родусит-асбестового комбината можно удовлетворить за счет вод Шотыбасской моноклинали на участке между саями Шотыбас и Сарыбулак. Прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод, согласно предварительным расчетам, составляют здесь не менее 80-100 л/сек, что достаточно для удовлетворения нужд комбината.

Минерализация вод варьирует от 2,4 до 3,3 г/л, то есть воды для технических целей вполне пригодны.

Водоснабжение небольших населенных пунктов, отгонных участков и ферм может быть улучшено путем каптирования родников, углубления и оборудования колодцев, а в необходимых случаях и путем бурения скважин. Ориентировочная глубина скважин для трещинных вод 30-50 м, реже более, для трещинно-карстовых до 200 м.

Подземные воды за последние годы приобретают все большее значение как поисковый критерий месторождений полезных ископаемых. С целью гидрохимических поисков нами путем спектрального анализа определено содержание микроэлементов в 253 пробах воды.

Выделяется несколько участков с повышенным содержанием микрокомпонентов. В частности, аномальное содержание меди, а также хрома отмечается в кембрийских породах на Сарысайском алюмофосфатном месторождении, что, очевидно, связано с наличием здесь рассеянной медной минерализации. Кроме того, подземные воды алюмофосфатных месторождений содержат повышенное количество фосфора, что дает основание применить гидрохимический метод для поисков месторождений фосфоритов.

Имеется и несколько других слабых гидрохимических аномалий (36). Однако, ввиду отсутствия количественных химических определений содержания микроэлементов, аномалии не могут считаться однозначными и требуют дополнительной проверки.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

И. А х м е д с а ф и н У.М. Подземные воды Казахстана и перспективы их изучения и использования в народном хозяйстве в УТ пятилетие. Сб. "Водные ресурсы Казахстана". Алма-Ата, 1957.

2. А х м е д с а ф и н У.М. Методика составления карт прогнозов и обзор артезианских бассейнов Казахстана. Алма-Ата, 1961.

3. Б о ч к а р е в а В.А., В л а д и м и р о в Н.М. и др. Гидрогеологический очерк Кокчетавской области. В сб. "Гидрогеологические очерки целинных и залежных земель". Алма-Ата, 1957.

4. Б о р о в и к о в Л.И. Нижний палеозой Джезказган-Удутауского района Центрального Казахстана (Сары-Арка). Госгеолтехиздат, 1955.

5. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 4, Л., 1961.

6. Д о б р ы н и н В.М., С е г и т о в а Е.С., К и м п е р А.А. и др. Геологическая карта масштаба 1:200 000, лист L-42-I. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1965.

7. Д р а ч е в С.М., В е р т е б н а я П.И., И з в р о в а А.И., К а б а н о в Н.М., К о л т у р о в а А.С., Б и л и к и н а А.А. Гидрогеологические вопросы хозяйственно-питьевого водоснабжения и водопользования в засушливых районах. 1961.

8. З а й ц е в И.К. Гидрогеологический очерк Карсакапай-Байконурского района. Труды ВГО, вып. 323. Новосибирск, 1934.

9. З а й ц е в Ю.А. Тектоническое районирование и глубинные разломы в западной части Центрального Казахстана. Бюлл. Моск. общ-ва испытат. прир., отд. геол., том XXXII (I), 1957.

10. К а л у г и н С.К. К методике определения запасов трещинных и трещинно-карстовых вод. Вестник АН КазССР, 1954, № 7.

11. К а л у г и н С.К. Опыт разведки и определения запасов подземных вод Джезказган-Удутауского района. Сб. "Водные ресурсы Казахстана". Алма-Ата, 1957.

12. К а л у г и н С.К., Х о р д и к а й н е н М.А. Подземные воды и их экономическое значение в водоснабжении промышленных предприятий и сельского хозяйства Джезказган-Удутауского района. Сб. "Большой Джезказган, геология и металлогения". Изд-во АН КазССР, 1961.

13. М у х а м е д ж а н о в С.М. Некоторые особенности химизма подземных вод северо-востока Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 19, 1955.

14. Н о в о х а т с к и й И.П., У з б е к о в М.Р. Карсакапайский железорудный бассейн. Сб. "Большой Джезказган,

геология и металлогения". Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1961.

15. О л е к с е н к о В.П. Тектоническое развитие Джезказган-Улутауского района в мезозое и кайнозое. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 6 (51), 1962.

16. О с т р о в с к и й В.Н. О результатах исследования связи растительности и подземных вод в Джезказган-Улутауском районе Центрального Казахстана. Вестник АН КазССР, № 4, 1961.

17. О с т р о в с к и й В.Н. Выступление на объединенной научной сессии в г.Джезказган. Сб. "Большой Джезказган, геология и металлогения". Изд-во АН КазССР, 1961.

18. О с т р о в с к и й В.Н. О влиянии транспирации растительности на разгрузку и режим подземных вод на примере Джезказган-Улутауского района Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 2, 1962.

19. П а в л о в Н.В. Комплексные степи и пустыни Карсакая. Изд-во Почв. ин-та НКЗ КазССР, 1931.

20. П л о т н и к о в Н.И. Водоснабжение горнорудных предприятий. Металлургиядат, 1959.

21. С а т п а е в К.И. Минеральные ресурсы Джезказган-Улутауского района (состояние и перспективы). Сб. "Большой Джезказган, геология и металлогения". Изд-во АН КазССР, 1961.

22. С а т п а е в К.И. Основные элементы геологии и металлогении Джезказган-Улутауского района. Сб. "Большой Джезказган, геология и металлогения". Изд-во АН КазССР, 1961.

23. Т е н е н б а у м Л.Я. Гидрогеологические условия Атасуйского рудного поля и некоторые вопросы поисков и разведки подземных вод. Сб. "Водные ресурсы Казахстана", Алма-Ата, 1957.

24. Я г о в к и н И.С. Геологический очерк Джезказган-Улутауского района. Каз.база АН КазССР, труды, вып.7, 1935.

Фондовая

25. Д о б р ы н и н В.М. и др. Отчет по геологической съемке и поискам в пределах листа L-42-I, проведенной Карсакапской ПСН в 1955 г. Фонды ЦКГУ, г. Караганда.

26. Е м е л ь я н о в А.А. Отчет по работам Улутауской гидрогеологической партии в Карсакапском районе, 1940. Фонды ЦКГУ, г. Алма-Ата.

27. Е м е л ь я н о в А.А. Отчет по гидрогеологическим работам в Карсакапском районе в 1941 г. 1941. Фонды ДКГРЗ, г. Джезказган.

28. Е р о х и н Н.Н. Заключение по вопросу водоснабжения Байконурских копей. 1940. Фонды ЦКГУ, г. Алма-Ата.

29. К а л у г и н С.К., П е т р о в Н.Д., К о н о в а л о в В.И., А ф а н а с ь е в а И.А., С р е д а н о - в и ч В.Х. Гидрогеологические условия и запасы подземных вод Джезказган-Улутауского района. 1957. Фонды ИГН АН КазССР, г. Алма-Ата.

30. К а л у г и н С.К., П е т р о в Н.Д., О с т р о в с к и й В.Н., Б а р к а л о в И.А. Подземные воды Джезказган-Улутауского района. 1962. Фонды ИГН АН КазССР, г. Алма-Ата.

31. Л а в р е н т ь е в П.Ф., Г о л у б ц е в В.В. Рекомендации по расчету среднего годового стока и его изменчивости на территории западной части Карагандинской области. 1960. Фонды ИГН АН КазССР, г. Алма-Ата.

32. М а м а х о в А.А. Отчет по изысканиям источников водоснабжения объектов сельского хозяйства за 1960-1961 гг. 1962. Фонды ЦКГУ, г. Караганда.

33. М у х и н Ю.В. Оценка гидрогеологических условий родников Карсакая. ВСЕИГНГЕО, 1951. Фонды ЦКГУ, г. Караганда.

34. Н о р и н г Э.В. Отчет по гидрогеологическим исследованиям в районе г. Карсакая КазССР, к проекту водоснабжения. 1938. Фонды ЦКГУ, г. Алма-Ата.

35. О с т р о в с к и й В.Н. Гидрогеологические исследования, проведенные в Карсакапском районе в 1959-1960 гг. (лист L-42-I). 1961. Фонды ИГН АН КазССР, г. Алма-Ата.

36. О с т р о в с к и й В.Н. Отчет по гидрогеологической съемке листа L-42-I (Карсакап), масштаба 1:200 000. 1962. Фонды ИГН КазССР, г. Алма-Ата.

37. О с т р о в с к и й В.Н. Подземные воды Карсакап-Байконурского района и их взаимосвязь с растительностью. Диссерт. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук, 1963. Фонды ИГН АН КазССР, г. Алма-Ата.

38. О с т р о в с к и й В.Н. О карстово-суффозионной пещере Кунтугай. "Вестник АН КазССР", № 1, 1964.

39. Х о р д и к а й н е н М.А., Д о б р ы н и н А.С. и др. Гидрогеологические условия Джезказган-Улутауского района и результаты разведки запасов подземных вод за 1958-1960 гг. 1961, ДКГРЗ. Фонды ИГН АН КазССР, г. Алма-Ата.

40. Ш а н д ы б а А.И. и др. Отчет Каракумской ГПН по работам 1954-1955 гг. 1956. Фонды ЦКГУ, г. Алма-Ата.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Геологическое строение	11
Стратиграфия	12
Интрузивные образования	17
Тектоника	18
Геоморфология и физико-геологические процессы . .	21
Подземные воды	25
Общая характеристика подземных вод	25
Основные гидрогеологические закономерности . .	58
Народнохозяйственное значение подземных вод. .	67
Литература	68

Технический редактор Ц.С.Левитан
Корректор Г.И.Халтурина

Сдано в печать 13/II 1970 г. Подписано к печати 19/III 1970 г.
Тираж 100 экз. Формат 60х90/16 Печ.л. 4,5 Заказ 288с

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда