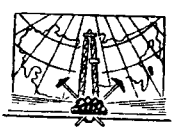
ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XXXIII

СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НЕДРА»
МОСКВА, 1966

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР МОНОГРАФИИ
А. В. СИДОРЕНКО

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА
Н. В. РОГОВСКАЯ, Н. И. ТОЛСТИХИН, В М. ФОМИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1966

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (ВСЕГИНТЕО)

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
КАЗАХСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том XXXIII

СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН

РЕДАКТОР ТОМА
П. М. ФРОЛОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1966

551 49(574)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГИДРОГЕОЛОГИИ СССР»

АФАНАСЬЕВ Т П
АХМЕДСАФИН У М
БАБИНЕЦ А Е
БУАЧИДЗЕ И М
ДУХАНИНА В И
ЕФИМОВ А И
ЗАЙЦЕВ И К
КАЛМЫКОВ А Ф
КУДЕЛИН Б И
КЕНЕСАРИН Н А
МАККАВЕЕВ А А
МАНЕВСКАЯ Г А
ОБИДИН Н И
ОВЧИННИКОВ А М
ПЛОТНИКОВ Н И
ПОКРЫШЕВСКИЙ О И
ПОПОВ В Н
ПОПОВ И В
РОГОВСКАЯ Н В
СОКОЛОВ Д С
СИДОРЕНКО А В
ТОЛСТИХИН Н И
ФОМИН В М
ЧАПОВСКИЙ Е Г
ЧУРИНОВ М В
ЩЕГОЛЕВ Д И

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXXIII ТОМА

АНТЫПКО Б Е
ГУБАРЕВ А Н заместитель редактора
ИВАНОВА К К
МИЛОВИДОВ В М
МУХАМЕДЖАНОВ С М
РЕЙСГОФ Г А
ТЕУШ Р П
ФРОЛОВ П М ведущий редактор
ЧУРИНОВ М В

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *Б. Е. Антыпко, П. М. Фролов* 7

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава первая. **Гидрогеологическая и инженерно-геологическая изученность.** *И. В. Ефимова* (Редактор *К. К. Иванова*) 13

Глава вторая. **Краткий физико-географический очерк** (Редактор *Б. Е. Антыпко*) 21

1. Рельеф с элементами геоморфологии. *Н. В. Пятакова* 21
2. Климат. *А. И. Корюкина* 31
3. Реки. *И. В. Ефимова* 43
4. Озера. *И. В. Ефимова, Г. Г. Муравлев* 54
5. Почвы. *А. И. Корюкина* 59

Глава третья. **Геологическое строение** 63

1. Стратиграфия и литология дочетвертичных отложений. *Б. Е. Антыпко* . . 63
2. Стратиграфия и литология четвертичных отложений. *Н. В. Пятакова* (Редактор *Б. Е. Антыпко*) 87
3. Магматизм. *Б. Е. Антыпко* 93
4. Тектоника. *Б. Е. Антыпко* 95

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ.

Общие гидрогеологические условия и гидрогеологическое районирование. *Г. А. Рейсгоф, Р. П. Теуш, П. М. Фролов* (Редактор *Б. Е. Антыпко*) . . 109

Глава четвертая. **Тургайский район.** *В. М. Миловидов, Р. И. Коломиец, Л. М. Митина, Р. М. Курмангалиев* при участии *Л. М. Легкодымовой, Л. Н. Беспаловой, Л. П. Масыч, Л. Г. Чепуренко (редакторы А. Н. Губарев, Б. Е. Антыпко)* 113

Глава пятая. **Тобольский район.** *Л. М. Митина, Р. М. Курмангалиев, В. М. Миловидов, Р. И. Коломиец* при участии *Л. Н. Беспаловой, Л. М. Легкодымовой, Л. П. Масыч, Л. Г. Чепуренко* (Редакторы *А. Н. Губарев, Б. Е. Антыпко*) 126

Глава шестая. **Ишим-Иртышский район.** *Г. П. Корюкин* при участии *Р. П. Теуш, Н. Р. Шаймерденова, Ц. С. Гринберг* (Редактор *Р. П. Теуш*) 137

Глава седьмая. **Урало-Мугоджарский район.** *Р. М. Курмангалиев, Р. И. Коломиец, В. М. Миловидов, Л. М. Митина* при участии *Л. П. Масыч, Л. Г. Чепуренко* (Редакторы *А. Н. Губарев, Б. Е. Антыпко*) 187

Глава восьмая. **Центрально-Казахстанский район.** (Редактор *П. М. Фролов*) 195

1. Кокчетав-Экибастузский район. *Р. П. Теуш, Г. А. Рейсгоф, С. М. Мухамеджанов, Ц. С. Гринберг, Г. П. Корюкин* 195

2 Тениз Кургальджинский район *И В Ефимова (Редактор Р П Теуш)* 224
3 Сарысу Тенизский район *С К Калугин Н Д. Петров, С М Мухамеджанов, В Н Островский* (Редактор *Р П Теуш*) 245
4 Улутавский район *С К Калугин, Н Д Петров* (редактор *Р П Теуш*) 255

Глава девятая **Гидрогеологическая характеристика основных девон карбоновых мульд** *Р П Теуш, Л П. Климова Б В. Боревский, А. М. Краснинская, А. Т Печерин, В. Г. Пинхасик, А. И. Корюкина* (Редактор *Б. Е Антыпко*) 261

Глава десятая **Термальные, минеральные лечебные воды, лечебные грязи.** (Редактор *П М Фролов*) 279
1 Термальные воды *Р Н. Шаймерденов* при участии *Г. П. Корюкина* . 279
2 Лечебные минеральные воды *А Б. Авдеева* . 284
3 Лечебные грязи *М Н. Гончаров* . . 299

Глава одиннадцатая **Гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых.** *А Н. Губарев, Ц. С Гринберг, Б Е. Антыпко* при участии *И Ю. Беляева, Т П. Бондаренко, Р М. Курмангалиева, А. М Миронова, Н Д. Швидь* (Редактор *А. Н Губарев*) . . . 311

Глава двенадцатая **Охрана подземных вод.** *Г А. Рейсгоф* . . 346

Заключение *Б. Е Антыпко* . . . 351

Литература 356

ВВЕДЕНИЕ

Северный Казахстан объединяет Кокчетавскую, Кустанайскую, Павлодарскую, Северо-Казахстанскую и Целиноградскую (б. Акмолинскую) области (рис 1) Территория его превышает 600 тыс *км*² (21,8% всей территории республики) Границы его с востока на запад

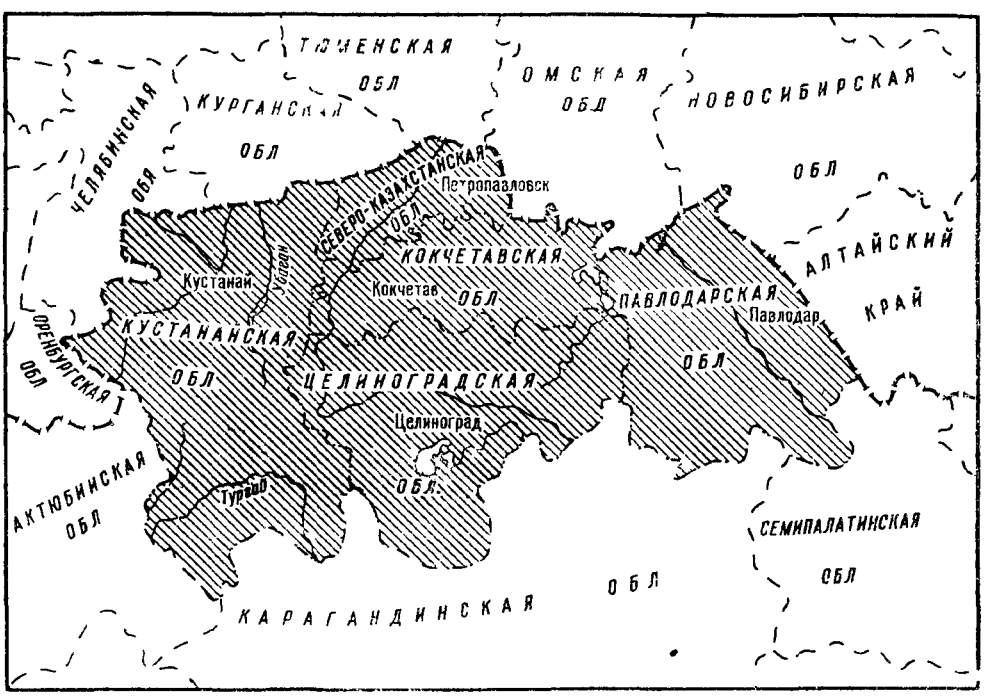


Рис 1 Обзорная карта Северного Казахстана

простираются более чем на 1300 *км*, а с севера на юг — на 900 *км*. Население превышает 3, млн человек

В 1962 г в крае насчитывалось 67 районов, 13 городов, 32 рабочих поселка и 749 сельских советов, 642 совхоза и 104 колхоза На Северный Казахстан приходится около двух третей площади пашен республики. С освоением целинных земель резко увеличивается его посевная пло-

щадь. Так, если в 1953 г. посевная площадь в пределах существующих границ составляла 5,1 млн. *га*, то в 1959 г. она достигла 15,2 млн. *га*. Растет и поголовье скота.

За последнее десятилетие значительно развились промышленность, транспорт и связь, особенно быстро росла энергетическая промышленность (Павлодар, Ермак, Экибастуз, Петропавловск и др.), металлообрабатывающая и машиностроительная (Петропавловск, Целиноград, Кокчетав и др.), увеличивалась добыча угля, добыча и переработка руд (Соколовско-Сарбайский горнообогатительный комбинат, Козыревский рудник и др.), добыча золота, производство строительных материалов, а также пищевая и легкая промышленность. В недалеком будущем преобладающими видами промышленности здесь будут черная и цветная металлургия, нефтехимическая, цементная, энергетическая, приборо- и машиностроительная.

По мере роста промышленности увеличивается и городское население, которое к моменту переписи 1959 г. составляло 856,1 тыс. человек (31,3% населения края), а в 1960 г. уже 980,5 тыс. человек; предполагается, что в дальнейшем число жителей в городах достигнет 2860 тыс. человек.

В соответствии с этим резко возрастает водопотребление, удовлетворение которого часто является трудной и дорогостоящей задачей, что связано с чрезвычайной бедностью края поверхностными водами и неравномерностью распространения подземных вод.

Рост водопотребления намечается также за счет значительного увеличения площади регулярного и лиманного орошения. Если в 1962 г. площадь обводнения составляла 702,5 тыс. *га*, то в последующие годы она должна возрасти до 3850 тыс. *га*.

Гидрогеологические исследования, проводившиеся в широких масштабах за последние 10 лет, позволили выявить общие гидрогеологические условия территории и изучить возможности использования в ряде районов подземных вод для водоснабжения промышленных предприятий и населенных пунктов. Огромный фактический материал, накопившийся за последние годы в результате этих исследований, является достоянием геологических фондов, и лишь незначительная его часть обработана и опубликована в виде отдельных статей.

В настоящем томе монографии «Гидрогеология СССР» большой коллектив авторов обобщил материалы по гидрогеологии Северного Казахстана на 1 января 1963 г., дал общие закономерности распространения и формирования подземных вод, а также определил возможности их использования для различных нужд народного хозяйства.

При составлении тома в основном были использованы материалы гидрогеологических и комплексных геолого-гидрогеологических исследований: площадных съемок различных масштабов от 1 : 25 000 до 1 : 500 000, разведочного, поискового и эксплуатационного бурения, проведенных б. Всесоюзным гидрогеологическим трестом, Северо-Казахстанским, Центрально-Казахстанским и Западно-Сибирским геологическими управлениями, Институтом геологических наук Академии наук Казахской ССР, а также ряд опубликованных ранее книг и статей.

В работе по составлению настоящего тома принимали участие коллективы геологов и гидрогеологов Казахского гидрогеологического треста (Б. Е. Антыпко, О. К Акинфиева, Б. В. Боревский, А. Н. Беспалова, Ц. С. Гринберг, А. И. Губарев, И. В. Ефимова, Р. И. Коломиец, Р. М. Курмангалиев, Г. П. Корюкин, А. И. Корюкина, Л. М. Легкодымова, Л. П. Масич, Л. М. Митина, А. М. Миронова, Н. В. Пята-

кова, Г. А. Рейсгоф, Р. П. Теуш, Н. Р. Шаймерденов, Н. Т. Швидь, С. Г. Шкапская); бывшего Всесоюзного гидрогеологического треста, впоследствии Второго гидрогеологического управления (К. К. Иванова, И. А. Иванова, М. А. Кенисарин, Л. П. Климова, А. М. Краснинская, В. Г. Пинхасик, Б. Г. Самсонов), Северо-Казахстанского геологического управления (И. Ю. Беляева, Т. П. Бондаренко, В. М. Миловидов); Института геологических наук Академии наук Казахской ССР (С. К. Калугин, В. Н. Островский, Н. Д. Петров, С. М. Мухамеджанов); Казахского геофизического треста (Ю. Ф. Анашин и др.); Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии (А. Б. Авдеева, М. Н. Гончаров); Казахского государственного университета (Г. Н. Муравлев); ВСЕГИНГЕО (П. М. Фролов, М. В. Чуринов).

В составлении тома принимала участие оформительская группа Казахского гидрогеологического треста в составе: Т. М. Басионок, Ш. П. Гевит, А. С. Крыловой, Г. А. Орловой, В. В. Павлюковой, Л. А. Савельевой.

Фамилии составителей и редакторов отдельных глав и разделов указаны в оглавлении.

Часть первая

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Глава первая

■

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Обширные пространства Северного Казахстана с давних пор привлекали к себе внимание многочисленных исследователей. Первые сведения о территории относятся к концу XVIII в., почти на протяжении целого столетия они поступали от путешественников, географов и топографов, входивших в состав военных экспедиций и дипломатических миссий. Для этого периода типичен маршрутный характер исследований и общее естественно историческое их направление. Еще в 1768 г. участниками академической экспедиции П. С. Палласом, Н. И. Лепехиным, С. Г. Гмелиным, И. П. Фальком и А. Г. Гольденштадтом в труде «Путешествие по разным местам Российского государства» были даны первые сведения об орогидрографии, почвах, флоре, фауне и занятиях населения Северного Казахстана. Исследования этого периода связаны также с именами Сильвергеима, Красовского, Рычкова и других ученых, в записках которых содержатся довольно обстоятельные по тем временам сведения о физико-географических условиях района и результатах проведенных топографических исследований.

Создание Геологического комитета (1882 г.), который возглавил планомерные геологические исследования нашей страны, способствовало дальнейшему изучению территории Казахстана. Начались изыскания под строительство железных дорог и гидрогеологические исследования Отдела земельных улучшений Переселенческого управления. Исследования этого периода продолжали носить в основном маршрутный характер, но они уже отличались комплексным подходом к решению поставленных задач, изменилась и методика исследований; на отдельных участках проводились мелкомасштабные площадные съемки, бурение гидрогеологических скважин и заложение колодцев. В связи с изысканиями трассы Западно-Сибирской железной дороги с 1892 г. здесь работали известные геологи К. И. Богданович, А. А. Краснопольский, Н. К. Высоцкий, А. К. Мейстер и др., в задачу которых входило комплексное геологическое, гидрогеологическое и гидротехническое изучение проектируемой трассы ж. д. В результате этих исследований был собран материал для составления мелкомасштабных геологических карт и проведены первые изыскания для водоснабжения. Материалы гидрогеологических исследований содержатся также в работах В. В. Саковича (1894), Г. О. Оссовского (1895), И. И. Жилинского (1895—1904) и др.

Дальнейшие гидрогеологические исследования были связаны с деятельностью Отдела земельных улучшений Переселенческого управления. Целью этих работ было изыскание источников водоснабжения

вновь организуемых переселенческих поселков. Начиная с 1906 г., на современной территории Целиноградской и Кокчетавской областей проводил гидрогеологические исследования А. А. Козырев (1907). Он выделил здесь водоносные горизонты, приуроченные к четвертичным, третичным и девонским отложениям. В 1909 г. Б. В. Скалов и Ф. И. Левченко провели рекогносцировочные гидрогеологические исследования в б. Тургайском уезде.

С деятельностью Переселенческого управления за период с 1910 по 1916 г. были связаны работы И. С. Яговкина по Павлодарской и Целиноградской областям, А. П. Нифонтова, П. В. Матвеева, Н. Г. Кассина — по Кустанайской области. За время деятельности Отдела земельных улучшений на территории Северного и Центрального Казахстана было сооружено несколько тысяч колодцев, построено несколько сотен водохранилищ, пробурено большое количество неглубоких скважин и несколько скважин глубиной от 160 до 340 *м*. Весь этот богатый фактический материал был обобщен в многочисленных отчетах и записках, содержащих сведения о характере водовмещающих пород, степени обводненности, химическом составе подземных и поверхностных вод. В результате проведенных работ впервые были составлены десятиверстные геологические карты отдельных участков. Однако эти работы, проводившиеся, как правило, по специальным заданиям и на небольших площадях, не давали достаточно полного представления о гидрогеологических условиях района, о водах различного типа, об условиях их залегания и формирования, а тем более о запасах подземных вод.

Новый этап в изучении края охватывает первые годы Советской власти до середины 30-х годов. Он связан с периодом восстановления народного хозяйства и началом первых пятилеток. К числу первых работ этого времени относятся исследования грунтовых вод и озер Ишимской степи и Прииртышья (М. Д. Спиридонов, 1920—1924 гг.). В те же годы на территории листов М-41-Б и М-41-Г международной разграфки работала Тургайская мелиоративная экспедиция Наркомзема Казахской ССР (Д. Д. Букенич, 1924, 1930 гг., П. М. Василевский, 1930 г.).

С 1925 г. областные водхозы приступили к бурению гидрогеологических скважин и начали работы по упорядочению поверхностного стока. Были получены весьма схематичные материалы, часто не содержащие необходимых сведений о водоносности пород. А. А. Козырев (1927 г.) на основании материалов предшествовавших лет дал первую сводку по гидрогеологии Казахстана. Автор считал наиболее перспективными в отношении водоснабжения пресные или слабо солоноватые воды аллювиальных четвертичных отложений, девонских песчаников и гранитных интрузий. На гидрогеологической карте Казахстана масштаба 1 : 4 000 000, прилагавшейся к его работе, было показано распространение подземных вод различной минерализации.

Н. Г. Кассин (1929 г.) обобщил разрозненный гидрогеологический материал по северо-восточной части Казахстана. Он выделил шесть водоносных комплексов, дал их качественную характеристику, показал площадное распространение пресных и минерализованных грунтовых вод. Наиболее перспективными для водоснабжения он считал водоносные горизонты, приуроченные к олигоценовым, нижнекаменноугольным и верхнедевонским отложениям. К работе Н. Г. Кассина была приложена гидрогеологическая карта масштаба 1 : 2 000 000.

Первая сводка по гидрогеологии Обь-Иртышского района была составлена Я. С. Эдельштейном (1932), использовавшим материалы

исследований А А Краснопольского, И И Жилинского, Г О Оссовского В том же году опубликована работа Б К Терлецкого, посвященная гидрогеологии северо-восточной части Казахстана Начиная с 1931 г, М Д Спиридонов проводил геологические и гидрогеологические исследования в низовьях р Нуры и в районе Акмолинска И С Яговкин (1934) изложил результаты гидрогеологических исследований на территории Акмолинской области В этом очерке автор дал краткий обзор предшествующих геологических и гидрогеологических исследований В том же году была издана работа В А Мичкова, посвященная проблеме орошения Кулунды и охватывающая юго восточную часть края

Следующий этап в изучении Северного Казахстана продолжался с середины 30 х годов до начала освоения целинных земель (1954 г) Он был связан с реконструкцией народного хозяйства Внимание геологов в то время было направлено на обеспечение сырьевой базы для развития промышленности Казахстана С 30 х годов Казахским ГУ в содружестве с другими организациями была начата планомерная геологическая съемка, сопровождавшаяся глубоким бурением и геофизическими работами Работы проводились большим коллективом геологов под руководством Н Г Кассина, Е Д Шлыгина, Д В Наливкина, А А Козырева, И К Зайцева, а позднее Р А Борукаева, А А Богданова и др

В результате проведенных исследований была в общих чертах разработана стратиграфия края и сформулированы основные представления о тектоническом строении Геологической съемкой масштаба 1 500 000 была покрыта почти вся территория края Однако гидрогеологические исследования еще не приобрели самостоятельного значения, проводились либо попутно с геологической съемкой, либо на участках, наиболее важных для народного хозяйства

В 1935 г М С Волковой, а в 1936 г С И Тучиным были проведены гидрогеологические исследования северной части Тургайского прогиба и прилегающих к нему частей Казахского нагорья М С Волковой составлена схематическая гидрогеологическая карта района С 1935 по 1940 г Трансводстрой провел изыскания для водоснабжения станции Омской и Карагандинской ж д (Атбасар, Джаксы, Татарское, Кучино, Киялы и др) В это время было пробурено несколько глубоких скважин (до 1200 *м*)

Материалы исследований были изложены в отчетах М В Зайцева, К И Солдатова, Б Ф Маврицкого, Н И Гандриха, А Э Лемана и др Позднее М Д Спиридоновым и Т М Спиридоновой в опубликованной работе (1942) приведены интересные сведения об условиях питания грунтовых вод Петропавловского района, об их связи с климатическими и геоморфологическими особенностями территории Авторы считают наиболее перспективными для водоснабжения отложения коры выветривания кристаллического фундамента В 1936—1938 гг И К Зайцевым были составлены очерки по пяти административным районам Северного Казахстана и гидрогеологическая карта (1939—1940) В 1938 г А Е Петров произвел гидрогеологические исследования в районе Кустаная Г Е Быков (1940) изучал геологическое строение бассейна оз Убаган, охарактеризовал водоносность третичных и четвертичных отложений этого района М И Кучин (1940) в сводной работе обобщил имеющиеся многочисленные материалы по подземным и грунтовым водам Обь-Иртышского водораздела В 1938—1941 гг был подготовлен ряд работ по гидрогеологии Казахстана (И К Зайцев, Б К Терлецкий, В Р Штамм) И К Зайцев и

Ь К Терлецкий впервые провели гидрогеологическое районирование Казахстана

В 1940—1941 гг Н С Токарев занимался изучением гидрогеологических условий северной части территории. Он рассмотрел взаимодействия поверхностных и подземных вод, осветил результаты химических анализов Автор считал, что причиной усыхания поверхностных водоемов является дефицит осадков С 1941 г в Кокчетаве начала свою деятельность Северо-Казахстанская гидрогеологическая станция, результаты работ которой публикуются в ежегодных отчетах станции (Лавров, 1946—1949, Реисгоф, Малина и др, 1950—1959) Эти отчеты содержат материалы по химическому составу, характеру залегания и режиму подземных вод на участках наблюдательных постов

В годы Великой Отечественной войны проводились поиски и разведка месторождений полезных ископаемых (сотрудники АН Казахской ССР под руководством Р А Борукаева, сотрудники АН СССР, НИГРИ и др) В те же годы Казахским геологическим управлением было начато составление кадастра подземных вод Казахской ССР с пояснительными записками и таблицами химических анализов, а с 1943 по 1948 г составлялись средне- и крупномасштабные гидрогеологические карты по различным районам Северного Казахстана

С Г Беиром, Е В Шалина, Р Я Лиходед под руководством М И Кучина составили гидрогеологические карты по Обь-Иртышскому междуречью Н С Токаревым, Г. М Леоновым, Л Е Месс и А А Емельяновым был обобщен материал по северной части территории Для северной части Тургайского прогиба сводные карты были составлены Л Е Месс, И Д Будановым и В И Антипиным Все эти карты довольно схематично отражают основные гидрогеологические параметры лишь для первых от поверхности водоносных горизонтов С 1945 г в ряде районов Северного Казахстана были поставлены гидрогеологические наблюдения при детальных поисково-разведочных работах на каменноугольных и полиметаллических месторождениях Эти исследования проводились В И Дмитровским (1945), Е В Дручининым (1951), Н А Севрюгиным (1949—1954) и др

В 1949 г С В Левин и С М Мухамеджанов произвели гидрогеологическую съемку в верховьях рек Оленты и Шидерты и составили карту водообильности дочетвертичных отложений; они отметили закономерность в изменениях минерализации и химического состава поверхностных и подземных вод Начиная с 1949 г, Карагандинское геологическое управление, Северо-Казахстанская экспедиция МГРИ, а затем НИС МГУ под руководством А А Богданова начали планомерную крупномасштабную геологическую съемку в пределах Кокчетавской и Акмолинской областей. Попутно проводились гидрогеологические исследования, в результате которых был собран значительный фактический материал и составлена карта водоносности С 1949 г А П Выходцев возобновил начатые в 1941 г изыскания источников водоснабжения в районе станций Экибастуз и Калкаман У Калкамана им была проведена детальная разведка аллювиального потока в древней долине Иртыша, а также изучение водоносности Ангренского массива, работы включали площадную гидрогеологическую съемку На основании этих работ были подсчитаны запасы подземных вод на указанных участках

Наблюдение за режимом подземных вод и за изменениями химического состава в районе Калкамана проведены Х Х Булекбаевым С 1949 по 1953 г Е В Михайловой, И Г Зальцманом и другими была проведена комплексная крупномасштабная съемка Кулундинской степи

В те же годы гидрогеологические исследования на буроугольных и железорудных месторождениях Тургайского прогиба проводили В. Ф. Прейс, В. И. Антипин, А. Н. Губарев, В. М. Миловидов и др. С 1949 по 1952 г. У. М. Ахмедсафин опубликовал ряд работ, в которых дал характеристику грунтовых и артезианских вод Северного Казахстана. С 1949 по 1958 г. М. С. Гуревич (1956), Н. Н. Ростовцев (1956), С. В. Егоров (1956, 1958, 1959, 1960), В. А. Кирюхин (1958) и другие проводили изучение перспектив нефтегазоносности южной части Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба. Ими были освещены гидрогеологические условия меловых и палеозойских водоносных комплексов, составлена гидрохимическая карта и проведено гидрогеологическое районирование глубоких водоносных комплексов юго-западной части Западно-Сибирской низменности.

В 1951 г. группой сотрудников института географии АН СССР под руководством Б. А. Федоровича была составлена карта условий сельскохозяйственного водоснабжения Казахстана и объяснительная записка к ней. На карте показаны глубина залегания и минерализация подземных и поверхностных вод. Начиная с 1952 г., ряд организаций проводил изучение перспектив нефтегазоносности Тенизской впадины. И. Я. Ермилов (1953), А. О. Шварцман (1955), А. Н. Резаков (1956), Г. И. Мушиц (1956), А. А. Клубов (1957) сделали первую попытку выявить взаимосвязь между химическим составом подземных и поверхностных вод. А. А. Клубов (1957) дал характеристику гидрогеологических особенностей Тенизской впадины, представляющей собой замкнутый бассейн. В этом бассейне под влиянием тектонических факторов резко изменились условия дренажа, что оказало существенное влияние на формирование минерализации и химического состава подземных вод и вызвало их засоление.

С 1954 г. в связи с освоением целинных и залежных земель начался новый период в гидрогеологическом изучении края. Решением вопросов, связанных с водоснабжением вновь организуемых совхозов, колхозов и МТС и с изучением инженерно-геологических условий на участках, предназначенных для расширяющегося железнодорожного, шоссейного и гражданского строительства, занялись многочисленные организации: б. Всесоюзный гидрогеологический трест, территориальные геологические управления (ЗСГУ, ЦКГУ, СКГУ), Геологический институт АН Казахской ССР, НИС МГУ, ВСЕГИНГЕО, Казахский геофизический трест, а также многочисленные проектные организации (Гидроэнергопроект, Гипроводхоз и др.). В этот период проводились планомерные комплексные гидрогеологические съемки, детальные разведочные работы на отдельных участках, бурение разведочных и эксплуатационных скважин для водоснабжения, широко применялись геофизические методы разведки, лабораторные исследования воды и грунтов, изучение газового состава и температуры глубоких подземных вод.

Результатом геологических работ этого периода явилась разработка унифицированной схемы стратиграфии палеогеновых, неогеновых и меловых отложений, гидрогеологическая съемка почти всей территории Северного Казахстана, в этот период Гидропроектом была составлена генеральная схема его водообеспеченности. Большая роль в изучении гидрогеологии Северного Казахстана принадлежала Тургайской гидрогеологической экспедиции Всесоюзного гидрогеологического треста (ВГТ), проводившей свои исследования с 1954 по 1962 г. За эти годы гидрогеологической съемкой была покрыта территория Тургайского прогиба (Б. Ф. Зайцев, К. К. Иванова, А. М. Краснинская, З. Н. Рождественская, С. Г. Шкапская и др.), северной части Центрального Ка-

захстана (И С Балмусова, З Н Рождественская, С Г Шкапская и др, В А Бочкарева, Н И Владимиров, М А Кенисарин, Г И Насонкина, В В Шагаров, Г А Шагарова и др), юга Западно-Сибирской низменности (Н И Владимиров, С М Мухамеджанов, Б Е Антыпко, О К Акинфиева, П А Большакова, В П Калужникова, Н В Пятакова, Т. Н Штыхалюк и др)

В процессе поисково-съемочных работ были выявлены перспективные районы и отдельные участки для постановки детальной разведки для обеспечения водой колхозов, совхозов, промышленных предприятий и населенных пунктов (Целинограда, Щучинска, Степняка), курортов (Боровое, Джамбак) К ним были отнесены мезо-кайнозойские отложения Прииртышской депрессии, отдельные районы Кустанайской области, пониженные части интрузивных массивов и девон-карбоновые мульды, особое внимание было уделено изучению последних (Н К Архипова, Б В Боревский, Б М Зильберштейн, Л П Климова, П К Матвейчук, В Г Пинхасик, П М Фролов и др)

Одновременно с поисково-съемочными работами проводилось бурение разведочно-эксплуатационных скважин на воду По этим материалам составлен целый ряд заключений и отчетов (авторы А С Бочкова, И И Колбасюк, М П Коляда, Х С Сиротюк и др) Наиболее глубокие скважины (от 530 до 940 *м*) были пробурены в Северо-Казахстанской и Павлодарской областях Все эти работы позволили обосновать водоснабжение совхозов, получить ценный фактический материал по подземным водам и детально изучить гидрогеологические условия олигоценовых, эоценовых, меловых и палеозойских отложений По результатам работ Тургайской экспедиции были подготовлены к изданию ряд статей, сборников, гидрогеологических карт и гидрогеологических сводок по промышленным областям (Б Е Антыпко, Г П Корюкин, А К Ван-Ван-Е, Т В Година, Е Г Зендрикова, П М Фролов и др) Одновременно с этим институт ВСЕГЕИ проводил геологическую съемку Тургайского прогиба В процессе съемочных работ В М Морозов изучал закономерности формирования химического состава подземных вод Тургайского прогиба и составил карту водоносности этого района В 1956 г Н Г Кнышенко и В Д Крашенко составили карту условий сельскохозяйственного водоснабжения для части Тургайского прогиба

В связи с поисками источников водоснабжения колхозов, совхозов и МТС был выполнен большой объем буровых работ на воду рядом организаций СКГУ и ЦКГУ, Запсибнефтегеологией, Ленгипротрансом, трестами «Союзнефтебурвод», «Трансводстрой», «Транстехпроект» и многими другими Результаты бурения обобщены в отчетах Е П Мелковой, А М Муравлинского, А А Емельянова, Т А Гуляева, К А Абдулахатова, В А Колниной, С Т Тлекина и др В отчетах приводится фактический материал по бурению и дается характеристика гидрогеологических условий различных районов Северного Казахстана.

В 1955 г А В Солнцев произвел гидрогеологические исследования в пределах северной части Целиноградской области В 1955—1956 гг. для территории, охватывающей целинные и залежные земли Западной Сибири и Казахстана, Лабораторией гидрогеологических проблем АН СССР, Институтом геологических наук АН Казахской ССР, Всесоюзным гидрогеологическим трестом, Кустанайским геологоразведочным трестом и институтом ВСЕГИНГЕО были составлены гидрогеологические очерки и карты гидрогеологического районирования Эти материалы давали достаточное представление о водных ресурсах террито-

рий, подлежащих сельскохозяйственному освоению и о перспективах их использования для водоснабжения и обводнения.

Для территории, ранее входившей в Целинный край, Н. М. Владимировым, С. М. Мухамеджановым и С. М. Шапиро были составлены очерки по Целиноградской, Кокчетавской и Северо-Казахстанской областям. А. Н. Губарев, В. М. Миловидов и Д. Д. Топорков составили гидрогеологический очерк Кустанайской области. В это же время С. К. Калугин и И. А. Баркалов провели гидрогеологическую съемку на территории Сарасу-Тенизского водораздела. Авторы выясняют условия питания и разгрузки, устанавливают закономерности формирования химического состава и режима подземных вод. С 1954 по 1956 г. под руководством С. Т. Тлекина проводились изыскания для вновь организованных целинных совхозов. В 1955—1959 гг. обширные исследования были проведены по выявлению гидрогеологических условий на буроугольных, железорудных и бокситовых месторождениях Кустанайской области (А. Н. Губарев, В. И. Малиновская, В. В. Покатило и А. Я. Петров). В 1956 г. А. К. Джакелов проводит гидрогеологическую съемку в пределах Тургайского прогиба. К отчету приложен комплекс гидрогеологических карт, из которых наиболее интересной является схематическая гидрогеологическая карта палеозойских отложений. Несколько позднее на отдельных участках этого района В. М. Миловидовым была проведена гидрогеологическая съемка, им обобщен большой материал по гидрогеологии Тоболо-Ишимского артезианского бассейна. В 1957—1962 гг. различными экспедициями СКГУ и КГГТ на разных участках были проведены гидрогеологические съемки (Е. А. Биляй, Р. М. Курмангалиев, А. М. Миронов, А. М. Сухов, Г. П. Шпак, Н. Е. Яблочкина и др.).

С 1955 г. начато детальное изучение Иртышского артезианского бассейна. Е. В. Михайлова (ЗСГУ, 1955—1956) составила сводные гидрогеологические карты условий сельскохозяйственного водоснабжения. В 1957 г. Гидрогеологической экспедицией ЮКГУ (Н. И. Литавр, А. А. Мухоряпова) проведена комплексная геологическая и гидрогеологическая съемка части территории. С 1956 г. в отчетах Павлодарской гидрогеологической экспедиции (Г. П. Корюкин, И. Т. Поляков, Н. Р. Шаймерденов, 1957, 1958, 1959) особое внимание уделяется водам меловых отложений, закономерностям изменения минерализации и химического состава, режиму подземных вод и их формированию. В 1958 г. Б. К. Кац, В. В. Визнюк и др. проводили гидрогеологическую съемку северной части территории. С 1959 г. в ежегодных отчетах Павлодарской гидрогеологической станции (В. В. Визнюк, Л. П. Уваркина, Э. Н. Лушин) отражаются результаты наблюдений за режимом подземных вод. С. В. Егоров посвятил гидрогеологическим условиям Павлодарской области ряд статей (1956, 1958), в которых он подробно остановился на характеристике вод юрских и меловых отложений, обобщил материал по микрокомпонентам и газовому составу подчегановых водоносных горизонтов. Им был составлен комплекс гидрогеологических карт, в том числе и карта геотермических градиентов для вод меловых отложений.

В 1959 г. Г. П. Корюкин и П. М. Фролов (1959) пришли к выводу, что для Иртышского бассейна наиболее перспективны в отношении водоснабжения меловые, олигоценовые и аллювиальные комплексы. Авторы впервые указали, что вследствие разгрузки мелового водоносного горизонта в крупных озерах Северного Казахстана происходит движение вод из областей питания (Алтайского предгорья) на северо-запад, что является причиной формирования пресных и слабо солоно-

ватых вод в меловых отложениях Павлодарского Прииртышья. В 1958 г. С. В. Шорина, С. Х. Симбердеева, В. И. Маслова и другие закончили составление карты глубоких на воду скважин Казахской ССР. А. А. Емельянов в 1959 г. произвел разведку подземных вод на Кайдаульской мульде с целью водоснабжения Майкюбенского буроугольного месторождения. В результате проведенных исследований были подсчитаны и утверждены ГКЗ запасы подземных вод промышленных категорий.

За последние годы в Северном Казахстане широким фронтом развернулись инженерно-геологические изыскания под строительные площадки, железные и шоссейные дороги, водопроводы, ирригационные сооружения и каналы. В этих исследованиях принял участие целый ряд республиканских и союзных организаций: б. Гидроэнергопроект, Главводхоз Казахской ССР, Ленгипротранс, Теплоэлектропроект, Гипроводхоз, АН Казахской ССР, территориальные геологические управления и др. Материалы этих исследований содержатся в отчетах А. В. Леонтьева, О. Н. Кондракина, Л. И. Хординой и Л. И. Сологубовой, В. Л. Давыдова, В. В. Преснякова, Г. Ц. Медоева, Н. Ф. Колотилина, Ж. Д. Лапидус и др. В 1960 г. большим коллективом авторов под руководством Г. Ц. Медоева и Н. Ф. Колотилина был составлен отчет об инженерно-геологических условиях трассы канала Иртыш-Караганда.

В 1960—1962 гг. большим коллективом авторов под редакцией А. Ф. Калмыкова были составлены мелкомасштабные гидрогеологические карты. По Северному Казахстану эта работа выполнена Ц. С. Гринберг, М. С. Борисовой и др.

И. В. Гармоновым, А. В. Ивановым и др. (1961) опубликована работа по подземным водам южной части Западно-Сибирской низменности. В этой работе авторы дают подробную характеристику водоносности четвертичных, третичных и меловых отложений. Они считают, что области питания, приуроченные к возвышенным участкам рельефа на площадях распространения напорных горизонтов, а также крупные понижения в рельефе, являющиеся дренами для глубоких напорных подземных вод, имеют существенное значение и их нельзя игнорировать при изучении вопросов формирования подземных вод отдельных регионов. В этой работе в широком региональном плане рассмотрена зависимость положения статических уровней напорных водоносных горизонтов от современного рельефа, обусловленная вертикальной фильтрацией через водоупорные пласты. У. М. Ахмедсафин (1961) выделил ряд артезианских бассейнов, приуроченных к отложениям различного возраста, и подсчитал в них статические запасы подземных вод. Ценные сведения о гидрогеологических условиях имеются в работах Н. Р. Шаймерденова, Л. Л. Кудрявцевой, В. М. Кубрина, Л. М. Митиной, Б. И. Зайцева, В. А. Быковского, В. А. Колебанской, Т. В. Подопригориной, Л. Б. Грабовенко, Г. П. Шпак, В. А. Белокуровой, А. К. Казбекова, Л. И. Степанищева и др.

Гидрогеологические исследования, проведенные за последнее десятилетие, позволили составить кондиционные среднемасштабные гидрогеологические карты почти для всей изучаемой территории, а также карты более крупного масштаба для отдельных районов, перспективных в отношении получения в значительных количествах пресных вод. В основу составления настоящего тома были положены главным образом работы последнего десятилетия.

Глава вторая

КРАТКИЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

1. РЕЛЬЕФ С ЭЛЕМЕНТАМИ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Северный Казахстан по характеру поверхности делится на четыре крупных региона[1]. Основную часть района занимают располагающиеся на севере и востоке пологие равнины южной окраины Западно-Сибирской низменности, которые выходят за пределы края и тянутся постепенно снижаясь далеко на север вплоть до Северного Ледовитого океана. Вторым по величине регионом является область Центрально-Казахстанского мелкосопочника, которая входит в пределы описываемого края лишь своей северной половиной. Значительно меньшая площадь (примерно 0,2% территории) занята Тургайской столовой страной, северная часть которой сливается с Западно-Сибирской низменностью, а южная часть уходит далеко за пределы края и постепенно снижается к Аральскому морю.

За западной границей района возвышаются предгорья Уральского хребта. Постепенно понижаясь в восточном направлении, они заходят на территорию края возвышенной холмисто-волнистой равниной, окаймляющей западную границу Тургайской страны. Поверхность края пересечена крупными реками — Иртышом, Ишимом и Тоболом с притоками и мелкими реками внутреннего стока: Тургаем, Селеты, Шидерты, Олентой, Нурой и др.

Западно-Сибирская низменность (*А*)[2]

Южная часть Западно-Сибирской низменности, заходящая узкой полосой в пределы описываемой территории, представляет собой однообразную плоскую лесостепную и степную равнину, слабо наклоненную к север-северо-востоку. Абсолютные отметки равнины на западе и юге, вблизи предгорной части Урала, Тургайского плато и области Казахского мелкосопочника, колеблются от 150 до 250—200 *м*; на востоке в Прииртышской части — от 120 до 150, а на крайнем северо-востоке в Кулундинской степи снижаются до 100 *м*.

Западно-Сибирская низменность является аккумулятивной равниной аллювиального и озерно-аллювиального генезиса. На большей своей части, за исключением краевых зон, она формировалась в усло-

---

[1] Глава составлена с использованием материалов Е. В. Шанцера, П. Я. Кошелева, *И. Е. Городецкой, А. Г. Доскач, Б. А. Федоровича, Г. Ц. Медоева и др.*

[2] Номер или буква соответствует району, выделенному на схеме геоморфологического районирования (рис. 2).

виях медленного погружения складчатого фундамента. На протяжении мезозоя и кайнозоя здесь морские условия несколько раз сменялись континентальными. Начало формирования современной равнины Западно-Сибирской низменности относится к среднему олигоцену, когда после регрессии чеганского моря установился континентальный этап развития рельефа. В последующее время поднятия горных сооружений Алтая и Казахстанской складчатой страны, окаймлявших описываемую территорию, вызывали расчленение поверхности равнины потоками, устремлявшимися на нее с окружающих гор, и способствовали заложению широких долин, имевших в основном субмеридиональное направление. В периоды, последовавшие за поднятиями вследствие незначительных равнинных уклонов, работа потоков заключалась в боковой эрозии.

Окончательное формирование рельефа произошло во второй половине среднечетвертичной и в верхнечетвертичную эпохи, когда поднятие горных сооружений и отступление материковых льдов, открывших для потоков сток на север, активизировали эрозионную деятельность. В это время закладывались глубокие озерные впадины и современная эрозионная сеть, формировались террасы Иртыша, Ишима, Тобола и их притоков.

Следующие фазы поднятий окружающих горных сооружений в верхнечетвертичную эпоху сопровождались новым врезанием долин рек и образованием одного или двух более низких уровней надпойменных террас, а затем и пойм рек. Так, обширные водораздельные пространства Западно-Сибирской низменности, попеременно подвергавшиеся то аккумуляции, то широкому плоскостному размыву, к настоящему времени превратились в пологоволнистую, слабо дренированную равнину с маломощным суглинистым покровом со средней мощностью 1—3 *м*.

По генезису поверхности в пределах Западно-Сибирской низменности выделяются озерно-аллювиальные, аллювиальные и озерные аккумулятивные равнины, различающиеся по характеру мезо- и микрорельефа, а также по геологическим и гидрогеологическим условиям (рис. 2).

Озерно-аллювиальные равнины (1) занимают большую часть территории Западно-Сибирской низменности в пределах края. В одних случаях они представляют собой слабо дренированные водораздельные равнины плосковолнистые или пологоувалистые с общим наклоном на север или северо-восток. Абсолютные высоты поверхности составляют от 250—200 *м* на юге до 150—100 *м* у северных границ района. Эти равнины сложены осадками неогена и палеогена и прикрыты маломощным, от 1—3 до 5—10 *м*, чехлом покровных суглинков, реже супесей четвертичного возраста. Поверхность изобилует пресными и солеными озерами различной величины, большей частью приуроченными к днищам древних долин, мелким западинам суффозионного происхождения, занятым лесом (осиново-березовыми колками). Особенно велико количество озер и западин на западной и юго-западной окраинах Западно-Сибирской низменности, вблизи предгорного Уральского плато, на водоразделах Ишима, Тобола, в левобережном Прииртышье, где отмечается широкое развитие лощинообразных понижений субмеридионального и северо-восточного направлений, являющихся следами древних долин.

На водоразделе Ишима — Иртыша поверхность озерно-аллювиальных равнин более однообразна, здесь плоская степная равнина осложнена лишь небольшими западинами с колками и разбросанными по степи мелкими озерами, находящимися на разных стадиях зарастания.

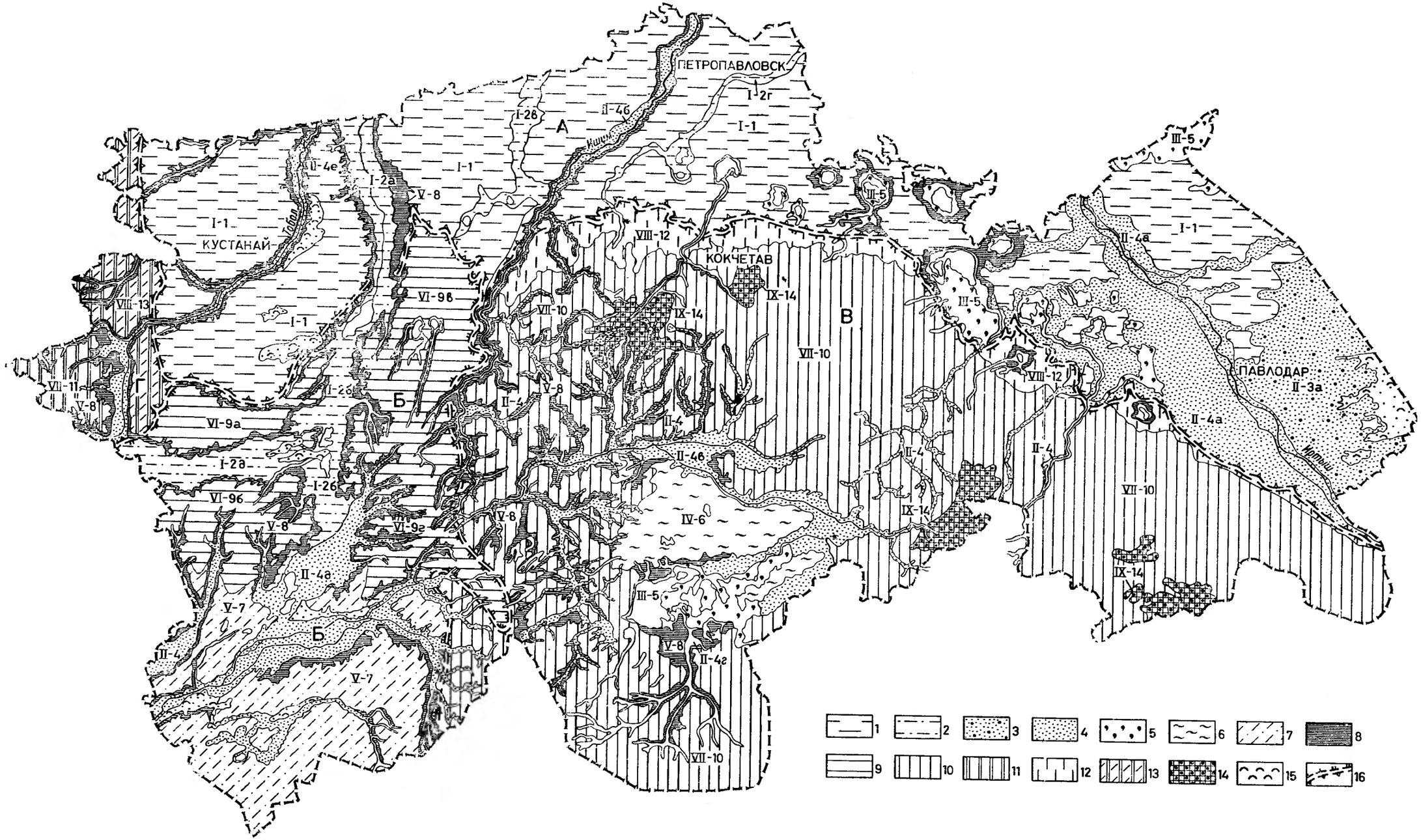


Рис. 2. Схема геоморфологического районирования (составила Н. В. Пятакова) На карте прописными русскими буквами обозначены регионы, римскими цифрами — районы, арабскими — подрайоны, строчными буквами — участки.

А — Западно-Сибирская низменность; *Б* — Тургайская столовая страна; *В* — область Центрально-Казахстанского мелкосопочника; *Г* — Уральская предгорная страна. *I* — Озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины: *1* — водораздельные равнины; *2* — равнины крупных древних ложбин стока: *а* — Тобол-Убаганская, *б* — Убаган-Тургайская, *в* — Пресновская, *г* — Камышловский лог, *д* — Сапсынагашская. *II* — Аллювиальные аккумулятивные равнины: *3* — равнины древних потоков: *а* — Кулундинская аллювиальная равнина, *4* — долины современных рек и их притоков: *а* — Иртыша, *б* — Ишима, *в* — Ишима-Колутона, *г* — Нуры, *д* — Тургая, *е* — Тобола, *III* — Озерные аккумулятивные равнины: *5* — равнины крупных озерных котловин. *IV* — Делювиально-пролювиальные аккумулятивные равнины: *6* — слабоволнистая равнина Тенизской впадины. *V* — Эрозионно-денудационные равнины: *7* — пластовые полого волнистые и увалисто-котловинные равнины, *8* — склоны равнин к речным долинам и к озерным котловинам. *VI* — Пластово-денудационные равнины: *9* — аридно-денудационные плато: *а* — Терсекское, *б* — Улькоякское, *в* — Убаган-Ишимское, *г* — Гургай-Ишимское. *VII* — Цокольные денудационные равнины: *10* — водораздельная область Центрально-Казахстанского мелкосопочника, *11* — мелкосопочник предгорий Урала. *VIII* — Пластово-цокольные абразионно-аккумулятивные равнины: *12* — наклонная равнина северного склона области Центрально-Казахстанского мелкосопочника, *13* — наклонная равнина восточного склона Уральской предгорной страны. *IX* — Низкогорья и холмогорья: *14* — низкие горы и холмогорья среди Центрально-Казахстанского мелкосопочника, *15* — площади развития эоловых форм рельефа, *16* — границы регионов

Абсолютные отметки поверхности 120—125 *м*, к Иртышу они повышаются до 140 *м*. Вдоль южной границы равнины с областью развития казахского мелкосопочника располагается цепочка крупных озерных котловин, врезанных в окружающую поверхность на глубину до 100—110 *м* и окруженных широкими озерными террасами.

Среди озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин Западно-Сибирской низменности особое место занимают равнины крупных древних ложбин стока (I—2)[1], сформированных в плиоцене и в нижне- и среднечетвертичное время в условиях аллювиально-озерного режима. Это Тоболо-Убаганская ложбина (I—2*а*), являющаяся северным продолжением древней Убагано-Тургайской ложбины стока, Пресновская древняя долина (I—2*в*) и древняя долина Камышловского лога (I—2*г*). Все эти долины хорошо прослеживаются в рельефе, имеют глубокий врез. В них развита мощная (от 20 до 45 *м*) толща четвертичных озерно-аллювиальных осадков, отмечаются совершенно особые гидрогеологические условия, резко отличающие их от окружающих равнин.

Аллювиальные аккумулятивные равнины (II) в пределах Западно-Сибирской низменности особенно широко развиты на востоке территорин вдоль Иртыша и имеют весьма подчиненное значение на западе — вдоль Ишима, Тобола и их притоков. Аллювиальные равнины Прииртышья имеют несколько разновозрастных гипсометрических уровней.

На правобережном Прииртышье, восточнее Павлодара, на наиболее высоких гипсометрических отметках (более 130 *м* над уровнем моря) располагается Кулундинская аллювиальная равнина (II—3*а*), уходящая на восток и юг за пределы района. Она представляет собой типичную сухую песчаную степь с пологоволнистой поверхностью, с участками песчаных пологосклонных холмов неясных очертаний, с редкими довольно крупными озерными котловинами. К северу от Павлодара Кулундинская равнина извилистой ступенью обрывается к линии Коряковско-Таволжанских озер.

Аллювиальная равнина долины Иртыша (II—4*а*) развита в основном в левобережной части реки. В состав ее входят широкая пойма и три надпойменных террасы. Третья надпойменная терраса, по возрасту относимая ко второй половине среднечетвертичного времени, прослеживается в левобережье от южной границы района до широты пос. Краснокутское. На правом берегу участок этой территории выделяется ниже пос. Качир. В верхней части долины ширина террасы всего 3—5 *км*, ниже она достигает 35 *км* на левобережье и 15 *км* на правобережье. Абсолютная высота ее от 120 до 130 *м*, высота поверхности над меженью от 25 до 35 *м*.

Поверхность террасы представляет собой плоскую равнину, пологонаклонную вниз по течению и в сторону русла, иногда слабоволнистую, сложенную песчаными отложениями, прикрытыми на отдельных участках маломощными суглинками и супесями и изобилующими мелкими западинами. Аллювий III террасы залегает на цоколе, сложенном неогеновыми глинами и возвышающемся над урезом воды на 15—20 *м*.

Вторая надпойменная терраса прослеживается слева на всем протяжении долины, она имеет ширину от 5 до 15—20 *км*. На правом берегу наблюдаются разрозненные участки этой поверхности шириной до 5 *км*. Высота ее над урезом воды колеблется от 15—18 *м* на юге и до 25—28 *м* на севере. Широкие лощинообразные понижения (древ-

[1] Номера соответствуют подрайонам и участкам, выделенным на рис. 2.

ние отмершие ложбины стока), выполненные аллювиальными осадками значительной мощности, соединяют вторую террасу с крупными замкнутыми котловинами озер Теке, Кызылкак и Жалаулы.

Первая надпойменная терраса, датируемая второй половиной верхнечетвертичного времени, имеет сплошное распространение по левобережью реки, ниже пос. Ермак, на правом берегу встречаются лишь ее разрозненные участки. Ширина террасы колеблется от 200—300 *м* до 2—3 *км*, редко до 10 *км*. Относительная высота ее у внешнего края составляет 5—7 *м* и увеличивается к тыловому шву до 15 *м*. Цоколь террасы располагается обычно ниже уреза воды, обнажаясь лишь местами на правобережье. Поверхность террасы хорошо выражена в рельефе и почти всегда имеет четкие границы, от поймы она отделена 3—4-метровым уступом, а от второй террасы — ее склоном.

Пойма (современного, голоценового времени) на всем протяжении долины Иртыша имеет четкие эрозионные границы. Обычная ее ширина на юге района составляет 10—12 до 15 *км*, ниже пос. Краснокутского 5—7 *км*. Высота террасы над урезом воды 2—4 *м*. В пределах этой сильно заболоченной равнины, изобилующей старичными руслами и множеством мелких зарастающих озер, блуждает извилистое русло реки, часто разбивающееся на несколько широких рукавов-протоков.

Аллювиальная равнина долины нижнего течения Ишима (II—4*б*) в пределах Западно-Сибирской низменности имеет ширину от 2 *км* вблизи мелкосопочника до 15—20 *км* у северных границ Целинного края. В ее строении выделяются пойма и три надпойменных террасы, по времени образования соответствующие пойме и трем надпойменным террасам Иртыша. Основное развитие террасовые поверхности имеют на левом берегу реки. Правый берег на всем протяжении крутой.

Третья надпойменная терраса представляет собой равнинную аккумулятивную поверхность, наклоненную вниз по течению. Она сплошной полосой прослеживается в левобережной части долины. Ширина ее 2—5, местами 7—8 *км*. Высота над урезом воды до 30—35 *м*. На всем протяжении терраса имеет высоко приподнятый цоколь (15—20 *м*). Постелью аллювия являются рыхлые отложения среднего — верхнего олигоцена и неогена. Границы террасы, как правило, хорошо выделяются в рельефе.

Вторая надпойменная терраса шириной 2—3, местами 10 *км*, имеет ровную поверхность, наклоненную вниз по течению и в сторону реки. Высота над урезом воды 17—20 *м*. Цоколь террасы приподнят над урезом на 5—6 *м*, ниже Петропавловска он залегает на 2—3 *м* ниже уреза.

Первая надпойменная терраса прослеживается попеременно по обоим склонам долин. Ширина ее от нескольких сотен метров до 2—5 *км*, относительная высота более или менее постоянна и составляет 10—12 *м*. К пойме терраса часто спускается уступом высотой 2—3 *м*. Подошва ее аллювия погружена под урез воды на 2—4 *м*.

Пойменная терраса имеет два уровня — высокий (4—6 *м*) и низкий (1,5—2 *м*). Преобладают поверхности высокого уровня. Ширина поймы неравномерна. Пойма наблюдается вдоль русла то узкими (в несколько десятков метров) полосами, то расширяется до 2—5 *км*. Отложения ее уходят под урез воды на 8—10 *м*.

Аллювиальная равнина Тобола (II—4*е*) входит верхним течением в пределы северо-западной части региона, где принимает слева два крупных притока — Уй с притоком Тогузак и Аят. Долины рек узкие до 1—2, редко 5 *км*, глубоковрезанные с узкими (до 5—25 *м*)

руслами; после впадения Аята долина Тобола расширяется до 5—7 *км*, а ниже Кустаная она достигает 10—12 *км*. На этом отрезке долины имеют сплошное распространение пойма и две надпойменные террасы, достаточно хорошо выраженные в рельефе. Возраст террас по соотношению с соседними районами принят для второй надпойменной террасы среднечетвертичный, для первой — верхнечетвертичный, для поймы — голоценовый. В рельефе вторая терраса местами выражена слабо и часто имеет характер пологого склона. Цоколь этой террасы, сложенный породами эоцена, приподнят над урезом воды до 20 *м*. Ширина ее от нескольких сотен метров до 3—4 *км*.

Первая надпойменная терраса прослеживается по обеим сторонам долины реки. Ширина ее, как правило, 2—3 *км*, местами достигает 5 *км*. Высота над меженью 4—7 *м*.

Пойма обычно двусторонняя, узкая, ширина ее от 200—300 *м* до 1—1,5, реже 2 *км*. Она прослеживается на всем протяжении как по долине Тобола, так и по долинам его притоков.

Долина Тобола имеет очень широкие (до 6—8 *км*) пологие склоны, сильно расчлененные логами, реже балками. Глубина вреза логов и балок, создающих увалистый рельеф склонов, достигает 10—20 *м*, иногда более.

Озерные аккумулятивные равнины (III) имеют локальное распространение и приурочены к днищам крупных замкнутых озерных котловин, расположенных вдоль южного края Западно-Сибирской низменности (III—5). Огромные озера здесь достигают длины от 12 до 42 *км* при ширине 12—14 *км*. Глубина вреза озерных котловин колеблется от 50 до 60 *м*, у озер Теке и Кызылкак она достигает 80—100 *м*. Средние абсолютные отметки окружающих их равнин 110—120 *м*.

Озерные равнины имеют ширину от 5 до 10—12 *км*. Поверхности их слабо наклоненные к центру котловин обычно ровные, плоские, иногда волнистоувалистые, изрезанные балками. В нижних частях склонов озерных котловин наблюдаются 2—3 уровня озерных террас, соответствующих различным стадиям усыхания водоемов. Возраст низшей ступени принят современным — голоценовым, двух следующих — верхнечетвертичным.

Тургайская столовая страна (*Б*)

Тургайская столовая страна, или Тургайское плато, расположенная между предгорьями Урала и Казахским мелкосопочником, занимает юго-западную часть Северного Казахстана. На севере она постепенно сливается с Западно-Сибирской низменностью, а на юге спускается к Тургайской низменности.

Тургайская столовая страна пережила сложную геологическую историю. В качестве тектонической депрессии этот район начал существовать с начала мезозойского периода. С верхнего мела до конца нижнего олигоцена в этой депрессии происходила аккумуляция морских отложений, а с конца нижнего олигоцена в связи с общим медленным поднятием территории Тургайского прогиба и отступлением чеганского моря здесь устанавливается континентальный режим. Поднятие территории продолжалось на протяжении всего неоген-четвертичного времени и имело решающее значение в образовании современного рельефа Тургайского плато, являющегося молодой структурой, обращенной по отношению к древнему Тургайскому прогибу.

К раннему плиоцену страна представляла собой снивелированные

сниженные пластовые равнины, сложенные горизонтально залегающими осадками палеогена и неогена (миоцена). В позднем плиоцене оформилась древняя Тургайско-Убаганская долина стока, значительно углубившаяся затем в нижнечетвертичное время. П. Я. Кошелев (1959) считает, что с момента заложения этой долины и в течение всей последующей геологической истории в центральной части прогиба (примерно по 51° с. ш.) существовал широтный водораздел, сформировавшийся в результате новейших тектонических поднятий в плиоценовое время. Этот автор полагает также, что к югу от прогиба образовывались долины юго-западного и юг-юго-западного направлений (бассейны Иргиза и Тургая), а к северу от него долины северо-восточного и северного направлений (бассейны Тобола и Убагана). Начало заложения современных долин Тургая, Улыжиланшика, Улькаяка и других рек в основном относится к среднечетвертичному времени, когда формировались их вторые надпойменные террасы.

В пределах Тургайской столовой страны по генезису, морфологии и возрасту рельефа выделяются пластово-денудационные, эрозионно-денудационные, озерно-аллювиальные и аллювиальные равнины.

Пластово-денудационные равнины (VI) представляют собой останцовые плато первичных пластовых равнин миоценового возраста — Терсекское (VI—9*а*) и Улькоякское (VI—9*б*) и верхнемиоценового-нижнеплиоценового возраста — Убагано-Ишимское (VI—9*в*) и Тургай-Ишимское (VI—9*г*).

Пластовые равнины миоценового возраста представляют собой плоские столово-останцовые и ступенчатые плато, значительно приподнятые над окружающими пологоволнистыми равнинами и отделенные от них хорошо выраженным в рельефе уступом высотой до 50—60 *м*. Терсекское и Улькоякское плато, разделенные широкой Сапсынагашской древней ложбиной стока имеют практически горизонтальные поверхности с абсолютными отметками 250—310 *м*, возвышающиеся над окружающими равнинами на 50—80 *м*, а над прилегающими речными долинами на 100—120 *м*. Местами поверхность плато осложнена широкими, неглубокими замкнутыми понижениями суффозионно-просадочного происхождения диаметром от 0,5 до 2 *км* и глубиной от 0,5 до 1,5 *м*, носящими местное название «бидаяков». Весной они заполняются водой. Плато сложены горизонтально залегающими глинами миоцена и практически лишены четвертичного покрова. Склоны плато сильно расчленены короткими оврагами и промоинами.

Пластовые равнины верхнемиоценового и нижнеплиоценового времени имеют плоские поверхности с абсолютными отметками 200—340 *м*, слабо наклоненные к северу и приподнятые над прилегающими долинами рек на 80—150 *м*. На плато поверх отложений миоцена залегают породы нижнего плиоцена, перекрытые лишь маломощным слоем элювия четвертичного возраста. Поверхность плато изобилует мелкими блюдцеобразными суффозионно-просадочными понижениями диаметром от 50 до 300 *м*. В центральной части плато располагается обширная Тюнтюгурская озерная впадина с системой впадающих в нее мелких речек. Возможно, что эта впадина является реликтом плиоценового бассейна. Широкие (от 2 до 10 *км*) склоны плато сильно расчленены эрозией. Длина оврагов здесь достигает 20—25 *км* при глубине до 60—70 *м*. Русловые части таких оврагов глубиной 5—6 *м* часто имеют отвесные борта. Продольные профили оврагов то ступенчатые с перепадами, то круто спускающиеся, что зависит от стойкости пород, которые они промывают.

Эрозионно-денудационные равнины (V) занимают водоразделы рек

Улькаяка, Тургая и Улыжиланшика. Они представляют собой пластовые пологоволнистые или увалисто-котловинные равнины, поверхности которых слабо наклонены на юго-запад и имеют абсолютные отметки 120—220 *м*. На равнинах в изобилии встречаются небольшие озера и сухие котловины, разделенные пологими увалами, относительные высоты которых достигают 5— 15 *м*.

Наибольшей расчлененностью рельефа отличаются участки равнин, расположенные на междуречье Тургай — Улыжиланшик и внутри Улыжиланшикской дуги. Поверхности равнины здесь более высокие (150—220 *м*), изобилуют крупными увалами и котловинами. Длина увалов изменяется от 3 до 30 *км*, относительная высота 10—15, реже 30 *м*, крутизна склонов от 1 до 40°. Увалы ориентированы в северо-восточном направлении. Четвертичный покров на равнине маломощен (от 1 до 3 *м*), представлен легкими суглинками и супесями. Местами наблюдаются песчаные массивы, которые обычно располагаются вблизи речных долин и образуются за счет перевевания аллювия и песчаных отложений плиоцена. Эоловые формы рельефа представлены закрепленными и полузакрепленными песчаными буграми и грядами высотой от 1 до 15 *м*, с пологими склонами и выпуклыми вершинами. Ширина гряд обычно 10—15, изредка 200 *м*, длина 2, редко 3 *км*. Они разделены впадинами, в которых размещаются соры. Часто в сорах в течение всего года сохраняется слабосоленая вода.

Тургайскую столовую страну в центральной части, с севера на юг, пересекает хорошо выраженная в рельефе Убагано-Тургайская древняя ложбина стока (I—2*б*), являющаяся южным продолжением Тоболо-Убаганской древней долины. Ложбина врезана в современную поверхность плато на 60—120 *м*, а древнее ложе ее, по данным бурения, опущено ниже поверхности дна еще на 50—60 *м*. Ширина долины колеблется от 20 до 70 *км*. Самая узкая часть ее располагается близ озер Аксуат и Жарколь, где наблюдаются самые высокие абсолютные отметки дна долины (до 126 *м*), снижающиеся затем к югу и северу. Этот участок является как бы водоразделом северного и южного отрезков долины и лишен современного стока.

С запада к Убагано-Тургайской ложбине причленяется широтная Сапсынагашская древняя долина (I—2*д*), относимая также к озерно-аллювиальным равнинам. Ширина ее до 30—50 *км*, глубина вреза в плато 10—20 *м*, мощность слагающих ее четвертичных отложений незначительна и равняется 1—3, реже до 8 *м*, поверхность долины полого-волнистая, слабовогнутая к центру, изобилующая длинными увалами восток-северо-восточного направления, разделенных лощинами, в которых расположены многочисленные мелкие озера и западины. Возраст ее условно принимается среднечетвертичным. Возможно, вследствие молодых тектонических поднятий долина была приподнята и отделена от основной Тургайской ложбины стока.

На юге Тургайской столовой страны широко развиты аллювиальные равнины. Здесь р. Тургай со сложно ветвящейся сетью притоков образовала широкую долину, достигающую в верховьях 10—20 *км*, а в среднем течении 50—85 *км* (II—4*д*). Значительно меньшие размеры имеют долины Улькаяка и Улыжиланшика. В долинах основных рек наблюдаются, как правило, пойма и две надпойменных террасы; в долинах притоков — пойма и одна надпойменная терраса. Вторая надпойменная терраса среднечетвертичного возраста имеет значительное развитие. Поверхность ее ровная, слабоволнистая, пересечена оврагами и балками, часто завуалирована делювиальными образованиями и в рельефе выражена плохо. Высота ее над руслами рек от 10 до 40 *м*.

Преимущественное развитие в долинах рек Тургайского бассейна имеет первая надпойменная терраса верхнечетвертичного возраста, представляющая собой обширную равнину, слабо наклоненную в сторону русла и осложненную у бортов понижениями и конусами выноса из оврагов. Ширина этой равнины в верхних частях долин 5—10 *км*, а в среднем течении Тургая она достигает 40—50 *км*. Высота над урезом колеблется от 5 до 15 *м*. Местами ее поверхность сливается с поверхностью поймы и не отделена от нее. Пойменные террасы хорошо прослеживаются вдоль долин рек. Ширина их колеблется от 200—300 *м* до 2—5, а местами до 10—15 *км*. Поверхность изобилует старицами, протоками, озеровидными расширениями русла. Высота этих террас от 1—2 до 3—4 *м*.

Область развития Центрально-Казахстанского мелкосопочника (*B*)

Область развития Центрально-Казахстанского мелкосопочника является складчатой страной, пережившей многократные поднятия и следующие за ними эпохи денудации. По мнению большинства исследователей Казахстана — К. И Сатпаева, Г. Ц. Медоева, Р. А. Борукаева и др., современный рельеф страны обязан своим происхождением в основном альпийской фазе складчатости, причем движения положительного знака продолжались до неоген-четвертичного времени.

Процессы денудации, продолжающиеся до наших дней, активно влияют на формирование рельефа. В Северный Казахстан входит северная часть обширной складчатой страны и здесь по геоморфологическим признакам выделяются следующие элементы: водораздельная часть области развития мелкосопочника, представляющая собой цокольную денудационную равнину (VII), возвышающиеся среди этой равнины низкие горы и холмогорья (IX) и несколько сниженная северная часть, представляющая собой пластово-цокольную абразионно-аккумулятивную равнину (VIII). На юге территории расположена делювиально-пролювиальная равнина Тенизской впадины (IV—6).

Водораздельная часть области Центрально-Казахстанского мелкосопочника (VII—10) занимает основную часть площади региона. По типу рельефа это цокольные денудационные равнины, сложенные палеозойскими и допалеозойскими дислоцированными породами, прорванными разновозрастными гранитными интрузиями. Поверхность равнин мелкосопочная и холмистая с абсолютными высотами 160—400 *м*. Повышенные скалистые равнины, осложненные группами и грядами невысоких (15—20, редко 100 *м*) крутых сопок, чередуются с пониженными пространствами межсопочных равнин, представляющих собой крупные долинообразные или котловинообразные понижения, выполненные мощной толщей (до 25—60 *м*) молодых рыхлых в основном глинистых континентальных отложений неоген-четвертичного возраста.

Среди Центрально-Казахстанского мелкосопочника на нескольких участках, приуроченных к областям развития гранитных массивов — Кокчетавского, Баян-Аульского, Ерментауского, Зерендинского и других, — расположены низкие горы и холмогорья (IX—14). Слабая эрозионная сеть еще не успела окончательно переработать древнюю водораздельную поверхность, и здесь сохранились гористые формы рельефа в виде сильно расчлененных низкогорий и холмогорий с абсолютными высотами вершин низкогорья от 800 до 1050 *м* и холмогорья — от 400 до 650 *м*. Относительные превышения достигают 300—600 *м*. Вершины гор имеют конические или округлые очертания иногда

заканчивающиеся острыми скалистыми гребнями. Холмы часто состоят из скалистых нагромождений с матрацевидной отдельностью. Горы и холмогорья разделены межгорными долинами или котловинами, на дне которых нередко размещаются крупные пресные озера. Горные массивы оказывают существенное влияние на образование микроклимата. Изрезанность рельефа и его разновысотность вызывают усиление интенсивности турбулентных движений воздуха и обусловливают пестроту распределения осадков, создавая большие климатические различия на близком расстоянии.

Хорошие фильтрационные свойства пород зоны аэрации и сравнительно большое здесь количество осадков создают благоприятные условия для формирования подземного стока.

Наклонная равнина северного склона области развития Центрально-Казахстанского мелкосопочника (VIII—12) неширокой полосой окаймляет водораздельный мелкосопочник с севера и востока. Сложена она сравнительно маломощными (до 20—60 *м*) песчано-глинистыми отложениями континентального палеогена; в разрезе преобладают глины, залегающие на неглубоко погруженном цоколе, состоящем из пород палеозойского фундамента, местами выступающего среди равнины в виде небольших сопок. С поверхности равнина перекрыта маломощным (3—5 до 10 *м*) чехлом четвертичных элювиально-делювиальных образований.

По характеру поверхности склон области мелкосопочника представляет собой слабонаклонную к северу и северо-востоку (в разных частях территории) равнину с абсолютными высотами 250—200 *м* на северном участке и 200—150 *м* на восточном, с уклонами порядка 0°30′—1° на северном и более значительными на восточном участках. В рельефе равнины наблюдаются слабые долинообразные понижения субмеридионального направления, являющиеся реликтами плиоценовых потоков, и узкие долины современных рек внутреннего стока, берущие начало с мелкосопочника. Долины врезаны в равнину на 10—15 *м*, в них развит комплекс неширокие низких террас (шириной 200—500 *м*) верхнечетвертичного и голоценового возраста. Рельеф и состав отложений здесь благоприятствуют созданию относительно больших бассейнов грунтовых и слабонапорных вод. Пестрота их химического состава обусловливается разными условиями питания, что в свою очередь связано с пестротой литологического состава пород.

Делювиально-пролювиальная аккумулятивная равнина Тенизской впадины (IV—6) как элемент рельефа имеет более узкие очертания, чем собственно Тенизская впадина, она занимает лишь центральную и восточную части последней, представляя собой приподнятую платообразную равнину с абсолютными отметками поверхности 300—400 *м*. Здесь берут начало многочисленные мелкие ручьи, формирующие затем притоки рек Терисаккан и Селеты. Равнина сложена мощной толщей пермских и (в меньшей мере) карбоновых отложений, залегающих на более древнем складчатом фундаменте. Эти отложения перекрыты значительным покровом (10—25 *м* и более) континентальных кайнозойских делювиально-пролювиальных суглинков и глин. На поверхности равнины отмечается большое количество мелких озер и западин. У северных ее границ располагается Ишим-Колутонская аллювиальная равнина (II—4*в*), на юге — озерная равнина оз. Тениз и аллювиальная равнина р. Нуры (II—4*г*).

Слабая водопроницаемость отложений, развитых с поверхности в этом районе, и его относительно высокое положение в рельефе отрицательно влияют на условия питания подземных вод.

Аллювиальные аккумулятивные равнины в пределах области развития Центрально-Казахстанского мелкосопочника связаны с многочисленными притоками Ишима и малыми реками внутреннего стока, оканчивающимися в озерах внутри области мелкосопочника или на ее окраинах. Долины этих рек, как и долина самого Ишима, здесь неширокие, террасированные, с узким руслом, имеющим перепады из скальных пород. В долинах развиты пойма и одна или две надпойменных террасы современного и верхнечетвертичного возраста. Террасы прослеживаются в долинах не повсеместно. Исключение представляет широтный отрезок долины Ишима у впадения речки Колутон. Здесь долина образует широкую (30—50 *км*) аллювиальную равнину (II—4*в*), занимающую Колутонскую депрессию, расположенную у северных границ Тенизской впадины и заполненную мощным (до 30 *м*) аллювием, образующим первую надпойменную террасу Ишима и Колутона. Ниже и выше Колутонской депрессии долина Ишима вновь сужается, и мощность слагающего ее аллювия сокращается до 10—20 *м*.

Значительная по размерам аллювиальная равнина развита вдоль среднего и нижнего течения р. Нуры (II—4*г*). Она прослеживается двумя полосами шириной 10—15 и 30 *км* вдоль современного и древнего русел реки и представляет собой слабоволнистые, террасированные, наклонные к руслам поверхности с многочисленными западинами, занятыми солеными и пресными озерами. Мощность слагающего ее аллювия 10—15 *м*. Высокая поверхность представляет собой третью надпойменную террасу среднечетвертичного возраста, она прослеживается преимущественно вдоль древнего русла реки. Относительная высота ее над урезом 15—18 *м*. Более широкое распространение имеет поверхность нерасчлененных первой и второй надпойменных террас верхнечетвертичного возраста. К ним главным образом приурочены крупные и мелкие озера и бессточные понижения. Относительная высота этой поверхности 8—10 *м*, к реке она снижается до 4—6 *м*.

У Целиноградa, к северу от резкого поворота русла Нуры, поверхность верхнечетвертичных террас сливается с одноименными террасами Ишима. Ширина этой общей Нура-Ишимской аллювиальной равнины достигает 40—50 *км*.

Вблизи крупных озер Тенгиз и Кургальджино и к востоку от них развита обширная озерная аккумулятивная равнина (III—5). Наибольшая ширина ее достигает 30—45 *км*, уменьшаясь к востоку до 10 *км*. Эта равнина, постепенно снижающаяся к центру озерной котловины, сильно расчленена озерами, протоками и многочисленными западинами, представляющими собой соры, солончаки и озера с самосадочной солью (оз. Актайляк). Равнина формировалась одновременно с речными террасами, в основном она датируется верхнечетвертичным и голоценовым временем.

Уральская предгорная страна (*Г*)

Сравнительно небольшая часть описываемой территории, расположенная у восточного склона Уральских гор, представляет собой невысокую предгорную страну, которая по типу рельефа является цокольной денудационной равниной. Поверхность ее выравнена длительной континентальной денудацией, начавшейся с мезозоя. Часть страны, непосредственно прилегающая к Уральским горам, по рельефу представляет собой сравнительно выровненную мелкосопочную равнину

(VII—II) с абсолютными отметками от 280 до 300—360 *м*, расчлененную большим количеством мелких рек, относящихся к бассейну Тобола. Реки здесь имеют узкие и глубокие (40—70 *м*) долины и узкое (5—20 *м*) извилистое русло с плёсами и перекатами, местами пересыхающими в межень. Борта долин часто скалистые, крутые, иногда обрывистые, обычно они расчленены балками и оврагами и хорошо дренированы.

Восточная часть региона, причленяющаяся к Западно-Сибирской низменности и к Тургайской столовой стране, характеризуется менее расчлененным рельефом. Она представляет собой пологоволнистую наклоненную на восток равнину с суглинисто-супесчаной, реже щебенистой поверхностью, на которой возвышаются отдельные выходы скальных пород в виде низких удлиненных холмов и сопок (VIII—13). Абсолютные отметки поверхности изменяются от 220 до 250—280 *м*

2. КЛИМАТ

При характеристике климата[1] использованы данные большого количества метеостанций, расположение которых приводится на рис. 3. Большинство метеостанций имеет сроки наблюдений 3—5 лет. Многолетние наблюдения произведены метеостанциями: Акмолинска — с 1874 г.; Петропавловска и Тургая — с 1901 г.; Кокчетава — с 1902 г.; Кустаная — с 1903 г.; Павлодара — с 1922 г.

Климат Северного Казахстана резко континентальный, засушливый, характеризуется небольшим количеством атмосферных осадков, обилием тепла и света в период вегетации сельскохозяйственных растений. Лето здесь жаркое, зима суровая, малоснежная. На формирование климата в основном влияет большая удаленность района от океана, но отсутствие высоких широтных горных хребтов создает возможность переноса арктических холодных воздушных масс далеко с севера на юг, а теплых — на север. Таким образом, важными факторами климатообразования являются: 1) перенос воздуха с запада со стороны Атлантического океана; 2) поступления арктического воздуха с севера; 3) трансформация атлантического и арктического воздуха в местный континентальный воздух умеренных широт.

Все перечисленные факторы взаимно связаны. Влияние каждого из них на погоду изменяется в зависимости от времени года и является результатом сложного взаимодействия солнечной радиации, рельефа земной поверхности и циркуляции атмосферы.

Температура. Средняя годовая температура воздуха Северного Казахстана имеет значения от 0,5° у Петропавловска до 4,3° у Тургая (табл. 1 и рис. 4).

Средняя температура воздуха в январе колеблется от минус 18,6° (Петропавловск) до минус 16,0° (Кокчетав). В северной части территории, близ Петропавловска, зима более продолжительная, холодная, с частыми метелями и буранами. В отдельные холодные зимы абсолютный минимум температуры воздуха достигает минус 50—51°. Зимние оттепели, обусловленные вторжением на территорию области теплых потоков воздуха с юга, довольно редки, всего до 6—9 дней за сезон. Весна короткая (20—30 дней), сухая и прохладная, начинается со второй половины апреля, но иногда заморозки бывают в мае и даже в июне.

[1] Глава составлена с использованием материалов Ленинградского государственного гидрологического института (Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель, 1958—1960) и института географии АН СССР (Природное районирование Северного Казахстана, 1960)

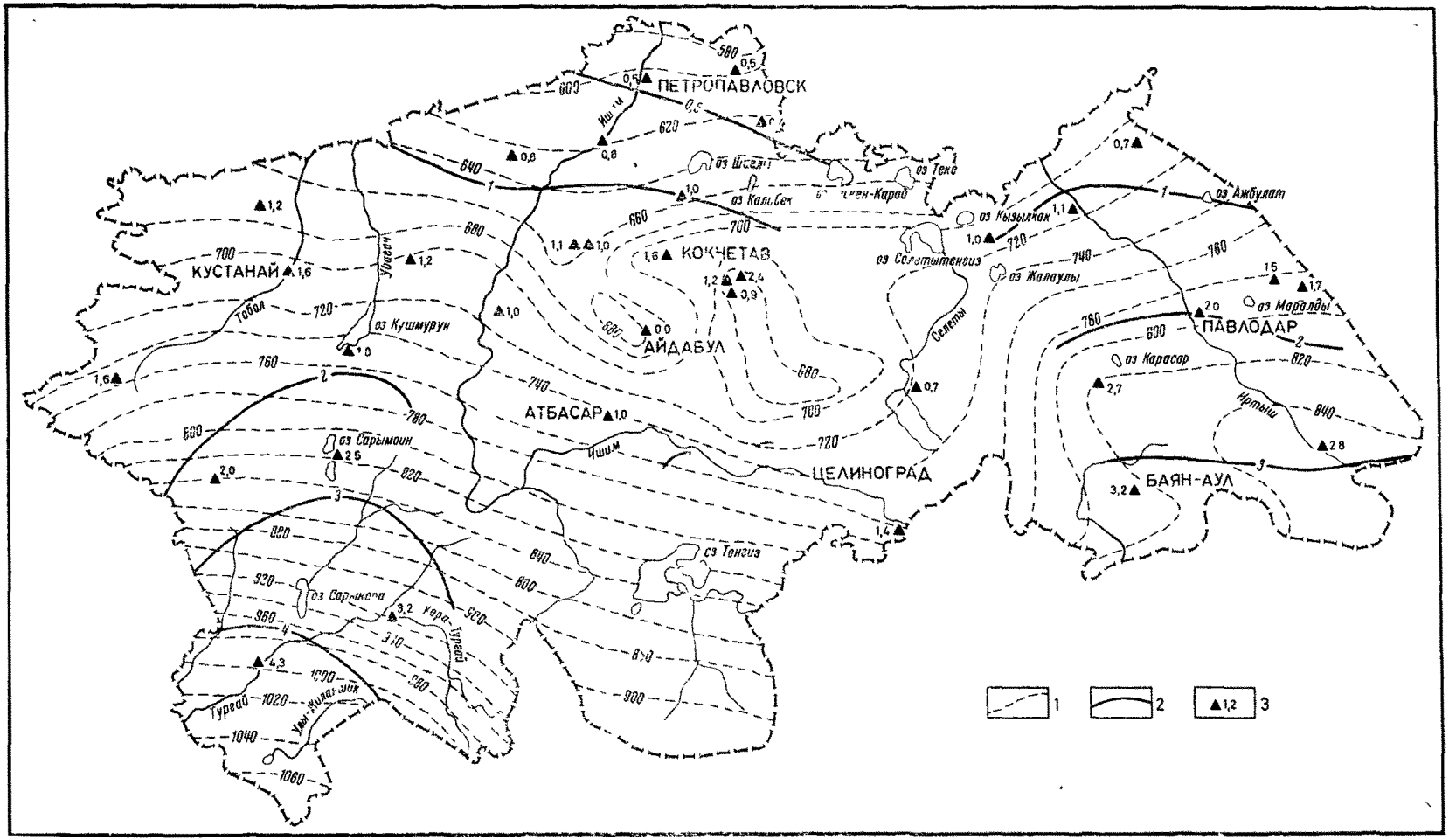


Рис. 3 Схема расположения площадей с различными нормами испарения воды с водной поверхности и разными средними многолетними температурами воздуха (по А. П. Браславскому и В. И. Кузнецову)

1 — изолинии норм испарения воды с поверхности водоемов (в *мм*) в пересчете для водоемов, расположенных на ровной открытой местности, имеющих глубину около 2 *м* и разгон ветра 2 *км*, *2* — изолинии средних многолетних температур воздуха (в градусах), *3* — метеостанции, цифра у знака обозначает среднюю годовую температуру воздуха по многолетним наблюдениям

Нарастание тепла в весенний сезон происходит очень быстро. Интенсивность нарастания температуры составляет около 0,5° за день. Обычные сроки перехода среднесуточной температуры через 0° отмечаются весной — 11—15/IV на севере и 4—8/IV на юге территории,

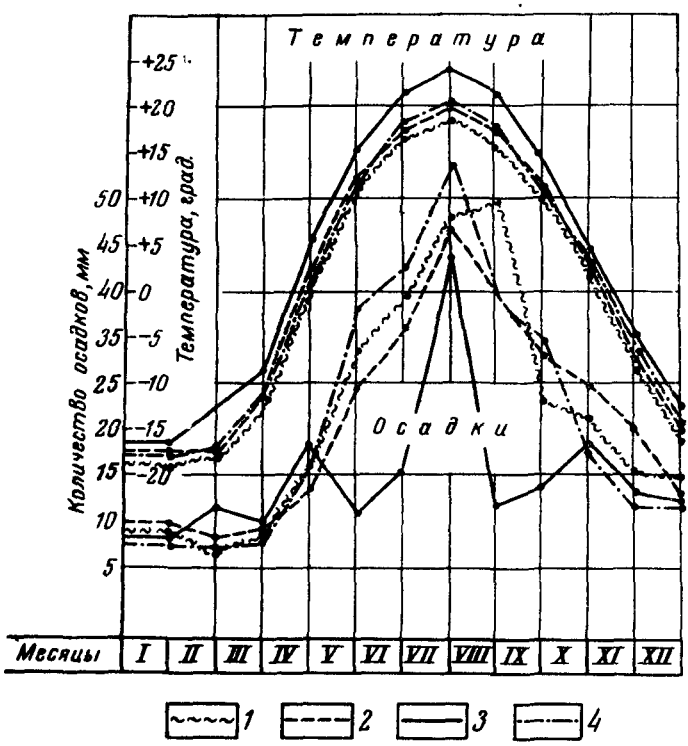


Рис 4. График изменения средних месячных температур воздуха и количества осадков за период с 1945 по 1958 г. Данные станций *1* — в Петропавловске, *2* — в Кустанае, *3* — в Тургае, *4* — в Целиограде

а осенью соответственно с 20 по 25/X и 28/X — 1/XI. В летнее время на территорию притекает холодный и довольно сухой воздух с севера, который по мере продвижения на юг прогревается и становится еще более сухим. Средняя температура воздуха в июле от плюс 18,9° (Петропавловск) до 24,4° (Тургай). Абсолютный максимум температуры воздуха достигает плюс 39—40°.

Таблица 1

Средняя многолетняя месячная и годовая температура воздуха

Метеостанции	Месяцы					
	I	II	III	IV	V	VI
Петропавловск	—18,6	—17,4	—11,2	1,2	11,5	16,8
Кустанай	—17,4	—17,1	—10,8	2,9	12,6	18,2
Тургай	—16,4	—17,1	—8,3	6,0	15,7	22,0
Целиноград	—17,7	—16,8	—10,7	1,5	12,5	18,1
Павлодар	—18,2	—17,7	—10,4	3,6	13,1	19,2
Кокчетав	—16,0	—15,6	—9,8	2,8	12,1	17,4

Продолжение табл. 1

Метеостанции	Месяцы						Год
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Петропавловск	18,9	16,14	10,7	2,0	—8,1	—15,9	0,5
Кустанай	20,2	18,1	11,8	2,8	—6,6	—14,9	1,6
Тургай	24,4	21,8	14,8	5,3	—4,2	—12,5	4,3
Целиноград	20,4	17,9	11,2	2,6	—7,3	—14,7	1,4
Павлодар	21,5	18,6	12,4	3,5	—7,3	—14,4	2,0
Кокчетав	19,7	17,9	11,5	2,9	—7,2	—14,2	1,6

Осень прохладная, пасмурная, иногда дождливая, затяжная. Интенсивность нарастания отрицательных температур осенью составляет 0,3—0,4° за один день. Первый мороз в среднем для края наблюдается 16—20/IX, последний 23—27/V. В горах и на высоких плато морозы наступают на 10—12 дней раньше, а заканчиваются на 13—16 дней позднее чем на низменностях, лежащих на той же географической широте. Средняя продолжительность безморозного периода в различных пунктах колеблется от 78—109 дней на севере, до 155—160 дней на юге края. Продолжительность теплого периода со среднесуточной температурой воздуха выше нуля составляет в среднем от 188 до 200 дней.

Ветер. Относительная равнинность рельефа, незащищенность территории от проникновения в ее пределы воздушных масс различного происхождения создают благоприятные условия для усиленной ветровой деятельности. Безветренная погода наблюдается всего 50—70 дней в году. Наибольшая скорость ветра отмечается зимой; нередко она превышает 15 *м/сек*, достигая ураганной силы. Число дней с таким ветром колеблется от 5—13 до 21—29 (Петропавловск). Скорость ветра имеет ясно выраженный суточный ход, особенно заметный летом; ветер усиливается к середине дня и убывает к ночи. Наиболее часты ветры юго-западного направления. Весной бывают сильные сухие ветры юго-западного и западного направлений, они высушивают верхний слой почвы и образуют пыльные бури, которые бывают примерно один раз в месяц.

Осадки. Северный Казахстан относится к зоне недостаточного увлажнения и характеризуется большим превышением испарения с водной поверхности над осадками, соотношение этих величин значительно варьирует на разных участках. Распределение осадков по территории весьма неравномерное. Среднегодовые их величины и обеспеченность территории осадками отражены на рис. 5, 6, 7. Намечается тенденция к уменьшению количества осадков с запада на восток и с севера на юг. Определяющими факторами в распределении осадков являются юго-западные ветры, приносящие осадки, и трансформация воздуха в пределах области развития мелкосопочника. Проходя над горными сооружениями, ветры иссушаются, оставляя осадки в пределах гор.

Малое количество осадков (175—200 *мм*) в Тургайской низменности объясняется тем, что ветры юго-западного направления отдают влагу западным склонам гор; опускающиеся за Уралом воздушные массы характеризуются резким уменьшением абсолютной влажности. К районам с минимальным количеством осадков, обязанным аналогичному процессу иссушения ветров, относится также Павлодарское

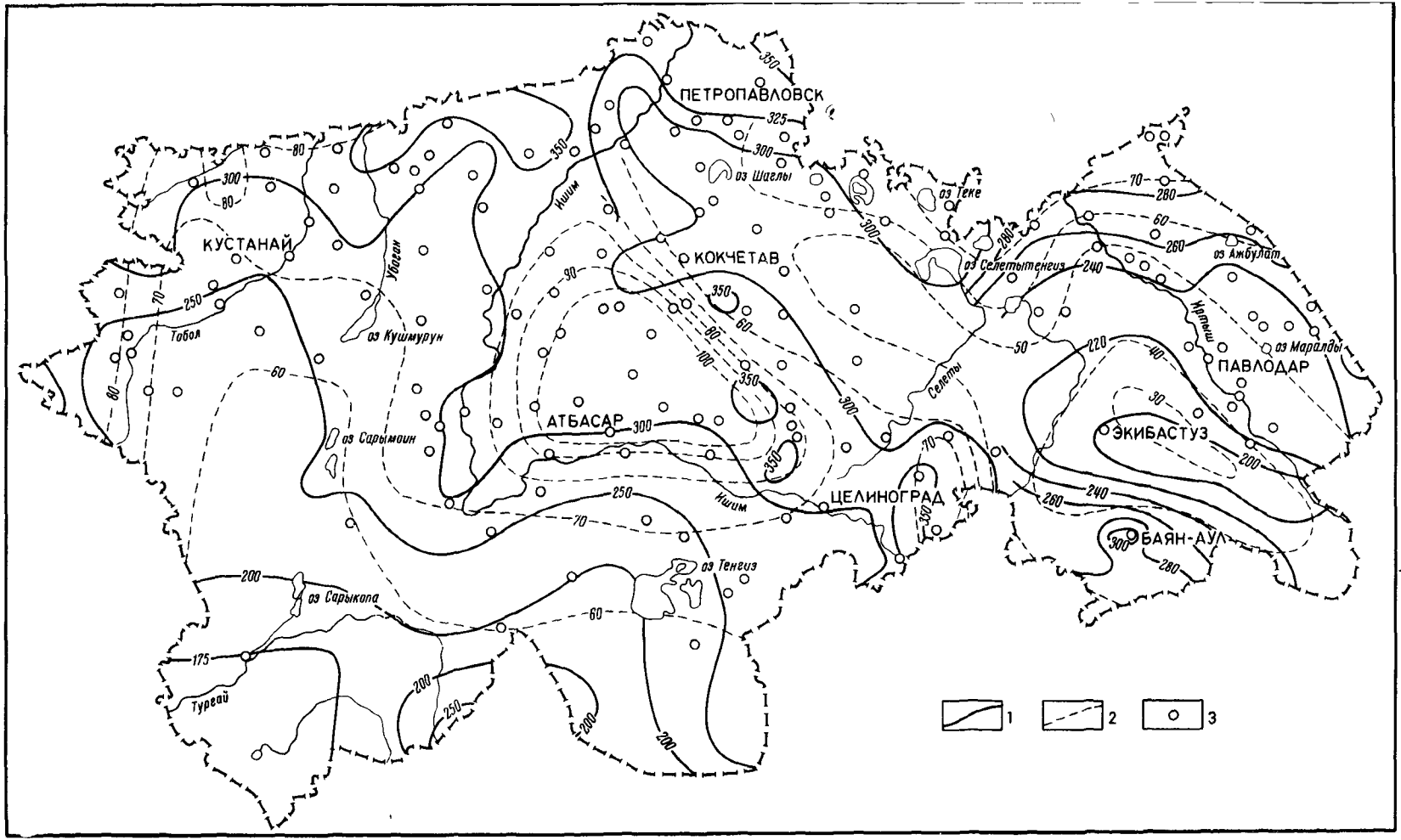


Рис. 5. Схема средних многолетних сумм атмосферных осадков и запасов воды в снежном покрове

1 — изолинии средних многолетних сумм осадков в *мм* (по О А Дроздову, 1958—1960гг.), *2* — изолинии среднн многолетних запасов воды в снежном покрове, в *мм* (по А. П. Браславскому), *3* — метеостанции

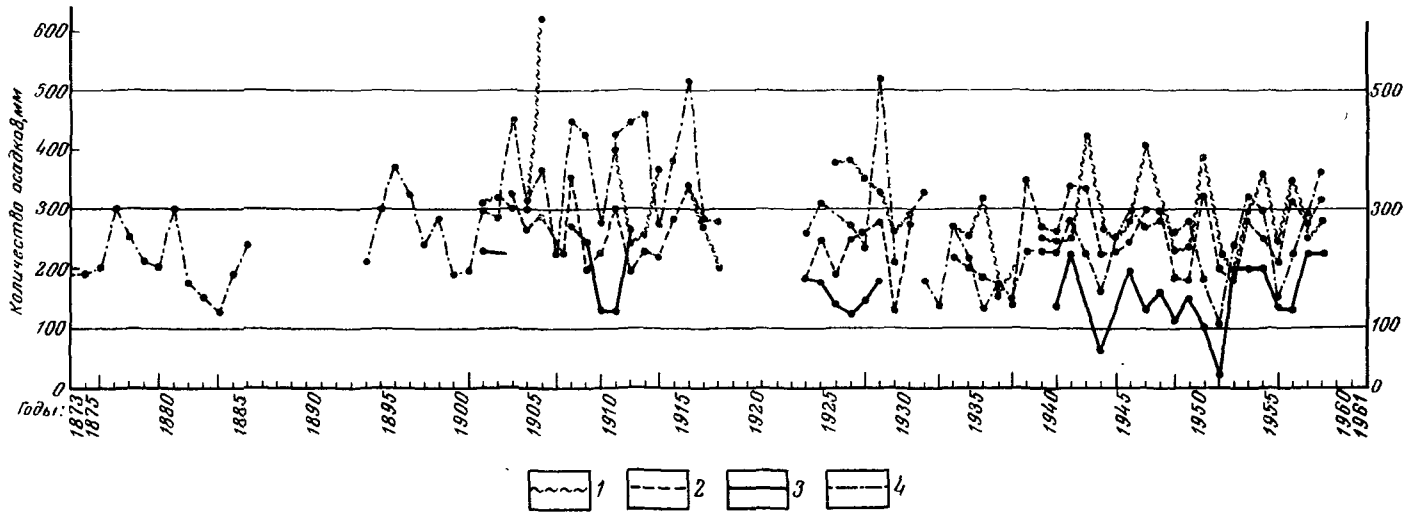


Рис. 6. График изменений суммы годовых осадков

Данные метеостанций: *1* — в Петропавловске; *2* — в Кустанае; *3* — в Тургае; *4* — в Целинограде

Прииртышье и южная часть Тенизской впадины. Среднее за год количество осадков здесь составляет 175—200 *мм*.

Повышенным количеством осадков характеризуется северная часть края, где их среднегодовое количество измеряется 300—350 *мм*. В северо-западной части края на увеличение количества осадков благоприятно влияет Тоболо-Ишимский водораздел, имеющий меридиональное направление и способствуюший трансформации здесь воздушных течений, движущихся с запада, севера и востока. Повышенным количеством осадков характеризуются также участки низкогорья и высокого мелкосопочника. Изменение количества осадков от года к году приведено в табл. 2.

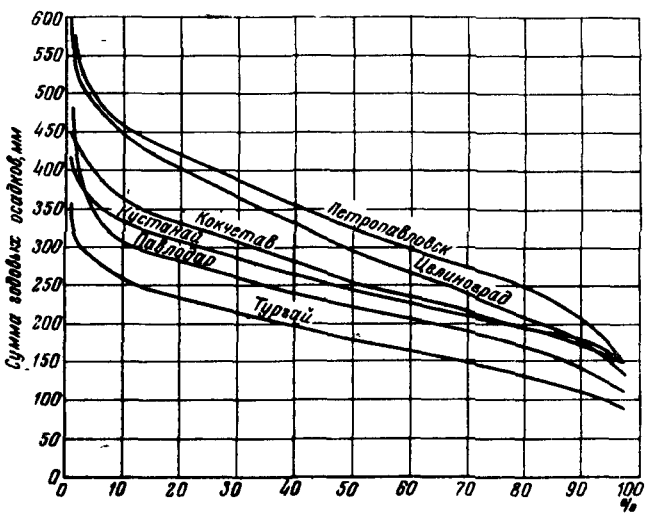


Рис. 7. График обеспеченности атмосферными осадками (по О. А. Дроздову)

Обычно периоды с тенденцией к уменьшению осадков продолжаются значительно дольше (5—10 лет, из которых собственно засушливых всего 3—4 года), чем периоды влажные, продолжительность которых обычно не превышает 2—5 лет (по данным Н. Г. Кузнецова, 1960). Отмечено, что продолжительность засушливых периодов и связанная с этим амплитуда понижения уровней степных озер увеличивается с севера на юг (Воронов, 1947). Самые низкие уровни озер в Тургайской низменности, по данным Н. Г. Кузнецова (1960), наблюдались в 1901, 1911, 1921, 1931 и 1940 гг.

В очень влажные годы сумма осадков достигает на севере района у Петропавловска 600—620 *мм*, близ Кокчетава до 430 *мм* (1938 г.), на юге территории 400 *мм*. В засушливые годы она уменьшается до 200—150 *мм* на севере и 50—100 *мм* на юге.

Распределение осадков по сезонам года неравномерное. Большая часть осадков выпадает в теплый период — с апреля по октябрь, в основном в течение июня и июля (табл. 3).

Наименьшее количество осадков относится к январю и марту. Основная масса осадков обычно выпадает в виде малоинтенсивных дождей или снегопадов. Дней с осадками более 5 *мм* в теплый период года бывает в среднем 1—3 в месяц. Осадки, превышающие 20 *мм* в сутки, наблюдаются не ежегодно, но в среднем один-два раза в год. Летом дожди часто имеют ливневый характер. Иногда суточное коли-

Таблица 2

Сумма годовых осадков, *мм*

Годы	Петропавловск	Кустанай	Кокчетав	Павлодар	Тургай	Целиноград
1874—1900	Средняя за 20 лет. Наблюдения за 1881—1892 гг. отсутствуют					239
1901	304	—	—	—	235	296
1902	313	—	246	—	227	285
1903	308	328	245	—	—	455
1904	305	262	183	—	—	313
1905	619	295	401	—	—	375
1906	—	223	231	—	—	222
1907	—	352	329	1318	279	448
1908	536	197	282	—	243	423
1909	—	223	254	—	138	278
1910	406	307	258	155	133	428
1911	245	197	294	—	269	444
1912	264	235	—	—	—	460
1913	376	226	—	—	245	272
1914	—	283	—	—	—	381
1915	345	344	—	—	—	517
1916	288	287	—	—	83	279
1917	210	279	—	—	—	—
1918	—	—	166	—	—	170
1919—1921			Нет сведений			
1922	—	—	—	432	—	—
1923	—	181	—	228	188	266
1924	—	259	—	232	191	319
1925	384	190	—	261	144	272
1926	381	254	—	324	127	271
1927	340	261	288	228	149	239
1928	336	288	398	300	183	520
1929	262	132	147	217	—	211
1930	292	287	—	—	144	—
1931	—	333	—	—	178	180
1932	—	—	—	—	—	142
1933	276	227	256	188	—	272
1934	269	219	223	292	—	229
1935	325	196	221	—	—	139
1936	164	181	196	251	—	189
1937	199	147	183	221	—	159
1938	350	354	430	327	—	238
1939	265	274	211	181	—	230
1940	247	275	255	109	148	231
1941	261	351	269	188	231	286
1942	431	341	295	209	141	238
1943	272	227	304	214	68	166
1944	264	231	219	—	—	259
1945	293	253	320	220	205,4	308
1946	417	307,2	415	—	139,8	276
1947	339	308,1	287	—	177,9	292
1948	235	192,5	232	256	120,1	270
1949	244	178,6	161	213	169,6	281
1950	392	327,9	299	221	116,3	183
1951	227	212,6	232,8	—	24,9	113
1952	206	190,0	176,3	—	205,1	224,4
1953	308,3	294,8	242,5	—	219,3	327,7
1954	378,7	263,1	307	—	211,4	302,5
1955	247,5	215,9	178	135	145,1	160,9
1956	354,0	335,9	310,4	207,9	135,8	234,4
1957	270,6	283,8	236,1	254,4	136,0	300,0
1958	291,8	321,3	320,3	250,0	234,4	376,6

чество осадков составляет около 100 *мм*. При высоких температурах воздуха летние осадки большей частью смачивают лишь поверхность почвы и сразу теряются на испарение, за исключением участков, где на поверхности развиты хорошо проницаемые отложения. Бездождные периоды в среднем продолжаются от 15—20 до 30—35 дней; в южной части территории, в зоне сухих и полупустынных степей их продолжительность достигает 70 дней. Чаще всего бездождными месяцами бывают август и сентябрь, а нередко и июль. На большей части территории периоды полного отсутствия осадков или с дождями, дающими менее 5 *мм* осадков, составляют в среднем 50—60 дней, а в отдельные годы даже 100—150 дней (1955 г.). Например, в 1955 г. в районе Баян-Аула в течение 143 дней (с 5/V по 25/IX) выпало всего 45,4 *мм* осадков и не было ни одного дня с количеством осадков, превышающим 4,1 *мм*.

Таблица 3

Количество среднемесячных осадков за период с 1945 по 1958 г.

Метеостанции	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Петропавловск . .	8,9	7,6	8,8	16,0	28,7	35,0	43,8	45,3	23,6	21,9	16,0	15,4
Кустанай	8,7	8,4	9,1	13,9	24,6	31,5	42,1	35,2	28,8	25,2	20,7	13,3
Тургай	8,5	11,8	10,0	18,5	11,2	15,8	39,3	12,1	14,3	18,9	13,9	12,6
Целиноград . . .	7,5	7,1	7,6	16,0	33,3	33,7	49,2	31,1	30,0	18,1	12,2	12,1
Павлодар	9,7	6,2	9,0	12,6	21,6	34,5	43,8	19,6	23,6	20,3	11,1	12,2
Кокчетав	7,0	4,6	8,8	16,7	24,5	40,1	55,8	42,4	28,2	14,4	11,6	10,5

Снежный покров. Распределение снежного покрова — особенно снегозапасов перед началом снеготаяния — является одним из важных факторов формирования поверхностного стока. Зависимость поверхностного стока от величины снегозапасов, как отмечает Н. Т. Кузнецов (1960), не совсем прямая и определяется в основном продолжительностью периода снеготаяния. С увеличением его продолжительности значительная доля влаги расходуется на испарение и на подземный сток. Среднегодовые запасы воды в снежном покрове перед началом снеготаяния отражены на рис. 5. Общие закономерности распределения снежного покрова выражаются в изменении по широтным зонам; отмечается общее уменьшение его мощности с севера на юг с 30 до 20 *см*.

В широком плане намечается некоторая зональность распределения снежного покрова. Постепенное изменение мощности снежного покрова в направлении с севера на юг нарушается вдоль восточного склона Урала и вдоль западной окраины области развития Казахского мелкосопочника, где широтное направление изолиний, характеризующих распределение снежного покрова, сменяется меридиональным. Снегозапасы уменьшаются при переходе от возвышенностей и мелкосопочника к равнине. В восточной части территории высота снежного покрова уменьшается до 7 *см*. Район наиболее низких снегозапасов, составляющих 3,5 *см* и менее, расположен между Иртышом (на участке Павлодар-Семиярское) и областью развития мелкосопочника, что характеризует эти районы как неблагоприятные в отношении формирования и поверхностного и подземного стока.

В зависимости от рельефа снегозапасы резко меняются, неравномерность их распределения обусловливает разнообразные условия поверхностного и подземного стока. На равнине основные снегозапасы приурочиваются к пониженным участкам рельефа — овражно-балочной

сети, западинам и ложбинам, а также к древесной растительности, которые и представляют основные участки питания подземных вод поверхностными водами.

В горной местности распределение снежного покрова имеет локальный характер и зависит от экспозиции горных склонов и высоты местности. Наиболее мощный покров снега образуется в основании подветренных высоких склонов горной местности. На Кокчетавской возвышенности благодаря ее расчлененному рельефу и частичной облесенности создаются более благоприятные условия для снегонакопления, чем в равнинных степных пространствах; высота снежного покрова достигает там 35 *см*. Нарастание высоты снежного покрова и увеличение запасов воды в нем происходит в первой половине зимы, а в феврале — марте снегозапасы близки к максимальным.

Таяние снежного покрова начинается под влиянием солнечной радиации еще при отрицательных дневных температурах воздуха (—10°), в начале периода, в течение 10—15 дней, таяние отличается небольшой интенсивностью. За этот период сходит до 25—35% зимних запасов снега. С наступлением положительных дневных температур интенсивность снеготаяния резко увеличивается, и остатки снега на открытых участках сходят за 3—5 дней. В речных руслах и на залесенных участках (лесных колках) таяние снега затягивается на 15—20 дней. Снежный покров стаивает ранней весной в конце марта, при затяжной весне — в мае, но чаще всего снег сходит около 10—15 апреля на севере территории и 5—10 марта на юге, южнее Ишима.

Расчлененность рельефа области развития мелкосопочника и сравнительно большие их абсолютные высоты вызывают некоторую задержку таяния снежного покрова и замедляют развитие весны.

Влажность почвы. Насыщение почвы влагой происходит преимущественно весной за счет просачивания талых снеговых вод. К началу вегетационного периода запасы продуктивной влаги в слое суглинистых почв мощностью 1 *м* на площади, расположенной южнее параллели Петропавловска, составляют в среднем 90—110 *мм*, севернее 110—130 *мм*. Иногда при посевах пшеницы по чистым парам[1] весенние влагозапасы достигают 130—150 *мм* на 1 $м^2$. Наименьшие запасы влаги в почве, равные 50—70 *мм*, наблюдаются на юге территории при посевах по весновспашке.

К концу вегетативного периода запасы продуктивной влаги в почве поглощаются и составляют в южной части территории (южнее широты Павлодара) 10—20 *мм*, в северной 20—30 *мм*, а на самом севере 30—40 *мм*. В отдельные засушливые годы запасы влаги в почве уменьшаются до нуля. Максимальное количество влаги в почве содержится весной, сразу после схода снега, минимальное летом, преимущественно в июле — августе.

Глубина промерзания на территории измерялась на небольшом количестве участков. Наибольшая глубина промерзания отмечена в малоснежных равнинах, наименьшая — на участках с большим снежным покровом. Для северной части территории глубина промерзания колеблется от 1,3 до 1,7 *м*; в лесу она составила 0,8 *м*. Наибольшей интенсивностью и максимальной глубиной промерзания в связи с малоснежностью отличается южная часть равнинной территории. Здесь в особо малоснежные зимы глубина промерзания почво-грунтов достигает 3—4 *м* (Колосков, 1947). Процесс оттаивания почвы здесь про-

[1] Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель, 1958—1960 гг.

должается до середины лета или даже до второй его половины. Островки вечной мерзлоты встречаются у северных границ территории на широте около 55°.

Мерзлая, но сравнительно сухая почва обладает значительной инфильтрационной способностью. Мерзлые и влажные почвы оказываются практически водонепроницаемыми или слабоводопроницаемыми. Скорость оттаивания грунтов еще не изучена, и поэтому трудно оценить влияние этого явления на величину инфильтрации вод в грунты. На основании отдельных замеров температур воды и породы в мелких скважинах (глубиной от 15 до 30—40 *м*) установлено, что слой постоянных температур — нейтральный слой находится на глубине от 22 до 27 *м*. Температура этого слоя в пределах южной части Западно-Сибирской низменности составляет от —1 до +3° (Егоров, 1959).

Средняя годовая абсолютная влажность воздуха на описываемой территории изменяется в пределах 6,0—6,6 *мбар* (в Баян-Ауле она составляет 5,8 *мбар*). Наибольшее содержание влаги в воздухе — 12,0—14,9 *мбар* — наблюдается в июле, наименьшая — 1,4—1,7 *мбар* — в январе и феврале. Летом отмечается большая сухость воздуха в зоне мелкосопочника, где абсолютная влажность в июле составляет 12—12,5 *мбар*. Относительная влажность воздуха имеет обратный ход. Наибольшая ее величина — 80—87% — приходится на холодную часть года, наименьшая — 60—70% — на летние месяцы; в засушливые годы (1936 и 1939) относительная влажность снижалась до 33%. Повышенные ее значения наблюдаются в ночные, утренние и вечерние часы, пониженные — в середине дня. В распределении недостатка насыщения воздуха влагой по территории отмечается широтная зональность. В июле дефицит влажности воздуха изменяется от 8,0 *мбар* на севере до 9,3 *мбар* на юге территории, в зимние месяцы он снижается до 0,3—0,5 *мбар*. Средний годовой дефицит влажности составляет 3,2—3,6 *мбар*.

Испарение с водной поверхности изучалось только в последние годы экспедицией Ленинградского государственного гидрологического института. По результатам полевых работ и вычислений и по материалам многочисленных метеостанций А. П. Браславским составлена карта нормы испарения с водной поверхности[1] для открытого стандартного водоема глубиной 2 *м* с разгоном ветра над водоемом 2 *км/см* (см. рис. 3).

Средняя многолетняя величина разности между испарением и количеством осадков за теплый период изменяется в пределах территории от 360 до 960 *мм*, увеличиваясь в южной равнинной части территории. Числовое значение нормы этой разности можно получить для любого водоема рассматриваемой территории, пользуясь нормой испарения и нормой осадков, приведенных на рис. 7.

Средняя многолетняя величина слоя испарения с поверхности открытых водоемов принятого размера изменяется от 580 до 1080 *мм*, она уменьшается с юга на север и имеет широтную зональность. Наименьшее испарение приурочено к высоким элементам рельефа, покрытых лесом, так как здесь в летние месяцы температура воздуха сравнительно ниже, а влажность выше. К таким территориям относятся Кокчетавские горы и ряд массивов: Боровской, Баян-Аульский, Ерментауский, Улутауские и другие. Среднемноголетняя сумма испа-

[1] Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель, 1958—1960 гг.

рения из водоносного горизонта с глубины 1,5 *м* при суглинистом составе зоны аэрации (район Кокчетава)[1] составляет 514,4 *мм*.

О климате несколько более ранних периодов (XVIII—XIX вв.) имеются отрывочные и косвенные сведения в ряде работ П. Г. Игнатова (1900), Я. И. Тычино (1953) и А. В. Шнитникова (1957). А. В. Шнитников приводит данные о стоке по Камышловскому логу, ныне почти не имеющему стока, которые косвенно характеризуют климат того периода. В исторических документах Сибири указывается, что в начале XVII в. р. Камышловка имела сток. На картах, выпущенных в 1772 г., эта река уже показана в виде цепочки озер, а на картах 1787 и 1794 гг. она вновь показана сплошной линией. В текущем столетии р. Камышловка почти не имеет стока.

Изменение стока по рекам и колебания уровней озер указывают на значительную периодическую изменчивость климата за последние 250—300 лет. Опираясь на исторические материалы еще большей давности, Шнитников предполагает схему периодических увлажнений материков за период продолжительностью около 1850 лет. Стадии повышенной увлажненности продолжаются относительно короткий период (200—400 лет), стадии пониженной увлажненности длятся более 1000 лет и носят характер эволюционного развития. Максимум последней стадии повышенной увлажненности материков приходился на XIV—XVII вв. Современная эпоха, по мнению Шнитникова, находится в стадии пониженной увлажненности.

Климатические особенности края весьма существенно влияют на его гидрогеологию. Смена засушливых и влажных периодов вызывает соответствующее изменение в величине пополнения подземных вод — в основном ресурсов грунтовых вод.

Резкая сезонная смена температур воздуха и высокие летние их значения вызывают ряд важных процессов общих для гидрогеологических условий края. Так, вызванная ими большая динамика перераспределения тепла в породах зоны аэрации определяет большую динамичность процессов перераспределения влаги и солей в этой зоне, что соответственно отражается на поступлении влаги и солей в водоносные горизонты. Вызванная этими причинами вертикальная подвижность влаги, контролируемая рельефом поверхности, настолько активна, что может вызвать проявление грунтового стока сугубо местного характера.

Климатическими особенностями обусловлен и широко развитый в районе процесс континентального засоления, выражающийся в новообразованиях солей при процессах почвообразования, выветривания и т. д., протекающих в условиях периодической увлажненности и активной солнечной радиации. Этот процесс выражается также накоплением солей на участках местных дренирующих понижений (солончаков) как на самой поверхности понижений, так и в толще пород зоны аэрации и в подземных водах. Особой активностью отмеченных процессов в сочетании с малым количеством осадков объясняются также весьма скудные запасы пресных подземных вод в южных частях Тургайского плато, Тенизской впадины и в юго-восточной части Казахского нагорья. Формирование ресурсов и запасов подземных вод зоны активного водообмена, в основном горизонтов грунтовых вод, находится в тесной зависимости от климатических условий каждого участка, наиболее важными из которых являются распределение атмосферных осадков — особенно снега — и интенсивность летнего испарения.

---

[1] Данные Северо-Казахстанской гидрогеологической станции в Кокчетаве.

3. РЕКИ

В связи с сухостью климата и преобладанием равнинного рельефа (до 64%) речная сеть Северного Казахстана развита в общем слабо[1]. В пределах Целинного края отмечается около 934 водотоков длиной более 10 *км*, большинство из которых являются временными. Насчитывается семь рек длиной свыше 100 *км*, шесть рек — свыше 200 *км* и лишь четыре — длиной свыше 500 *км*. Густота речной сети в равнинной части края изменяется от нулевых значений — в пределах Кустанайской и Северо-Казахстанской областей, до 0,02—0,07 *км/км²* — в пределах северной части Кокчетавской и южной части Кустанайской областей, и до 0,35 *км/км²* — в верховьях Тургая. В пределах области развития Казахстанского мелкосопочника густота речной сети возрастает от 0,1 до 0,3 *км/км²*. Примерно $^2/_3$ водотоков относятся к бассейнам местного или сугубо местного стока. Только бассейны наиболее крупных рек района — Иртыша и его основных притоков Тобола и Ишима, обладают транзитным стоком (рис. 8).

Общий сток речной сети направлен на север и северо-восток к Западно-Сибирской низменности. Исключение представляют лишь реки бассейна Тургая, сток которых осуществляется на юго-запад в сторону Тургайской низменности.

Иртыш — одна из основных водных магистралей Северного Казахстана — берет начало на южном склоне Монгольского Алтая, на высоте около 2500 *м* над уровнем моря. В пределах Павлодарской области расположен участок среднего течения реки протяженностью 720 *км* Действующая водосборная площадь составляет 200 тыс. *км²*. Река протекает в широкой и неглубокой долине. Почти на всем протяжении Иртыш имеет северо-западное, близкое к меридиональному направление, и подмывает правый берег. Ширина русла обычно 500—600 *м*, наибольшая ширина составляет 2150—3350 *м* (у пос. Заречного, а также 10 *км* выше сел. Подпуск). Ширина живого потока реки в среднем 300—380 *м*, в межень она уменьшается до 120 *м* и в половодье возрастает до 780 *м*. Преобладающая глубина реки 3—4 *м*. Скорость течения изменяется от 0,7—1,1 *м/сек* на плёсах до 2—2,75 *м/сек* на перекатах.

Средний многолетний расход Иртыша в пределах края снижается вниз по течению от 934 *м³/сек* (у сел. Семиярского) и 893 *м³/сек* у Павлодара до 858 *м³/сек* у сел. Черлак. Эта разность достигает максимума в паводковый период и составляет 617 *м³/сек*.

Гидрогеологические условия на отрезке долины (сел. Семиярское — Черлак) свидетельствуют о том, что здесь река дренирует как грунтовые, так и артезианские водоносные горизонты. Причина уменьшения расхода речных вод вниз по течению заключается в том, что на этом участке реки пойма расширяется до 10—12 *км* и аккумулирует воду весеннего стока многочисленными старичными понижениями, руслами и протоками.

Полые воды, задержанные озерами, старицами и отложениями широкой поймы, в летнее время расходуются на испарение, которое по ориентировочным подсчетам для нашего участка составляет 1,6 млрд. *м³/год*. При проведении ряда гидротехнических мероприятий эти воды представляют эксплуатационные ресурсы и могут быть использованы без существенного изменения режима реки. Средний

---

[1] Раздел составлен с использованием материалов Ленинградского ГГИ (Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель, 1959)

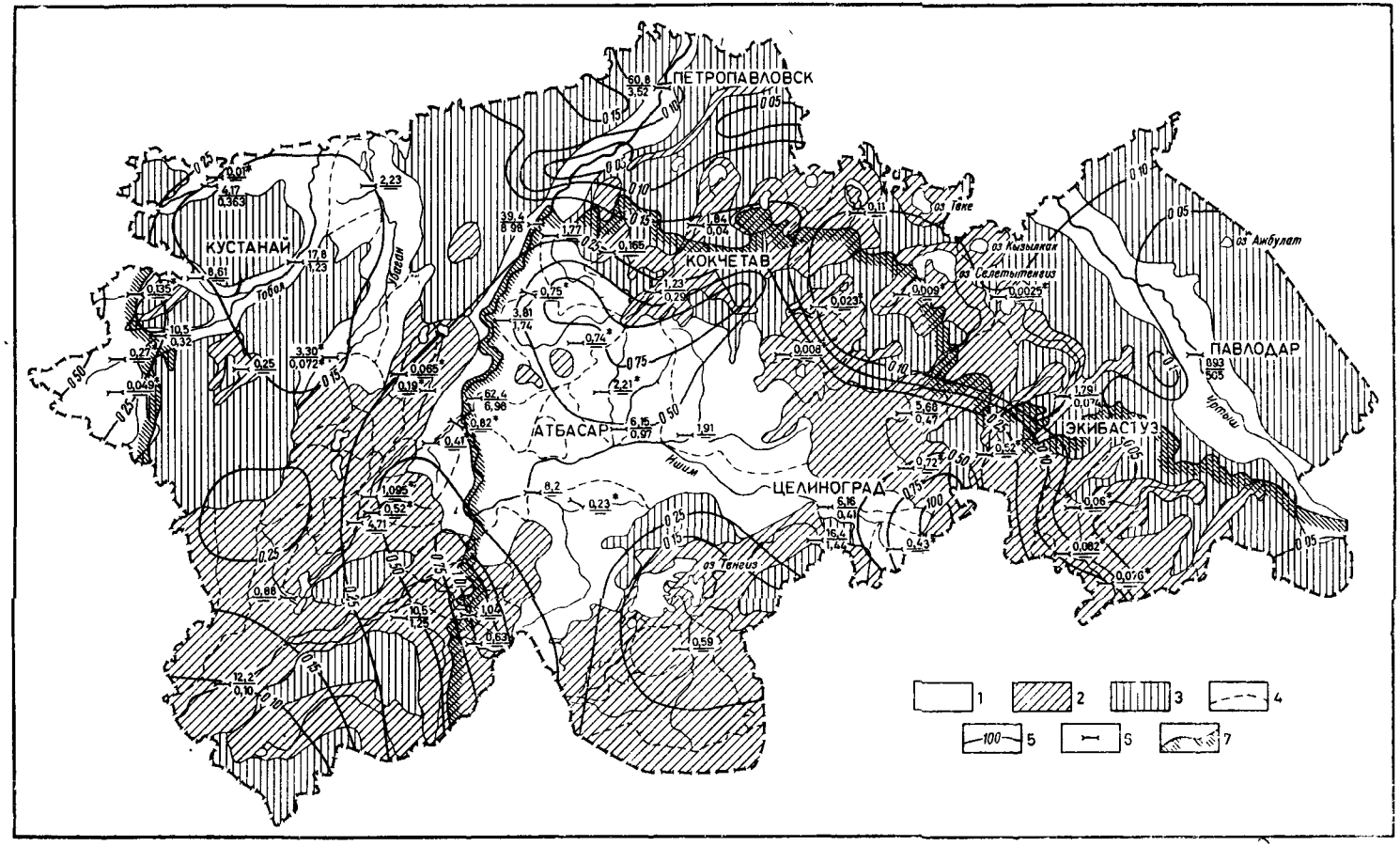


Рис. 8. Схема расположения бассейнов поверхностного стока (составила И. В. Ефимова):

1 — бассейны крупных рек транзитного стока, *2* — бассейны внутреннего стока крупных озер и рек, *3* — районы сугубо местного стока, *4* — границы водоразделов в бассейнах одного и того же типа; *5* — изолинии среднего многолетнего модуля стока в реки с площадью водостока более 3000 *км*² (в *л/сек* с 1 *км*²) *6* — гидрологичность, цифры показывают средние многолетние расходы в *м*³/*сек*; числитель — годовой, знаменатель — межень (цифры со звездочками — данные по наблюдениям за 1—3 года, без звездочек — более чем за 3 года), *7* — выходы фундамента

многолетний гидрограф Иртыша, составленный по материалам Ленинградского ГГИ, для постов у сел. Семиярского, Павлодара и сел. Черлака (рис. 9) показал, что увеличение расхода, а в связи с этим и подъем уровня в реке, начинается в марте и достигает максимума в мае. Далее, в летнюю и особенно в зимнюю межень наблюдается значительное снижение расходов и падение уровня воды (рис. 10). Среднемесячные минимальные расходы отмечаются в феврале—марте, у Павлодара они составляют 220—300 *м³/сек*.

Наивысший подъем уровня в реке наблюдался в 1898 и 1928 г., он составил от 0,7 *м* (сел. Майское) до 2,8 *м* (сел. Иртышское) и даже до 4,2 *м* (сел. Семиярское).

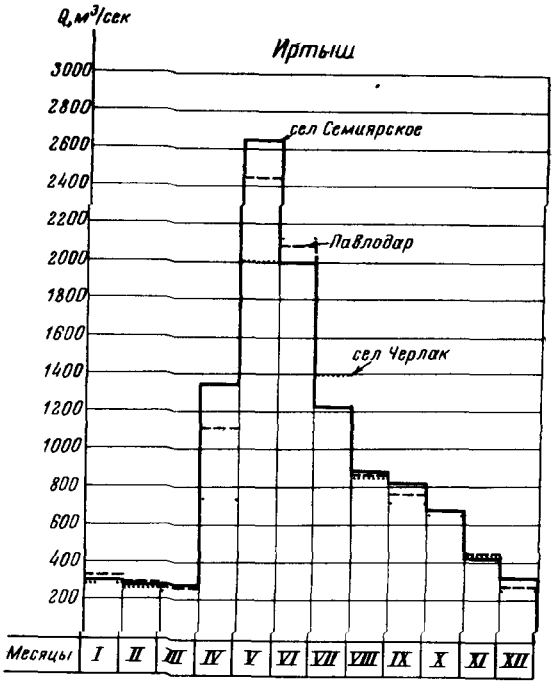
Снеговое питание реки определяет постоянство минерализации и химического состава поверхностных вод в течение года. Минерализация изменяется крайне незначительно от 0,10 до 0,16 *г/л*, а химический состав остается неизменным гидрокарбонатным кальциевым. Вода реки обладает хорошими питьевыми качествами. Содержание органических соединений в ней велико, а содержание нитритов, фосфатов и общего железа не превышает допустимых норм.

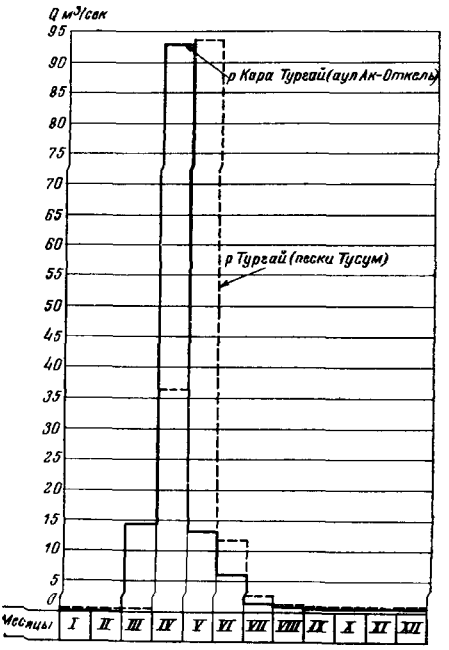
Ишим — приток Иртыша, протекающий в пределах Целиноградской, Кокчетавской и Северо-Казахстанской областей, является второй крупной артерией транзитного стока. Ишим берет начало в горах Ниаз. Длина реки в пределах края составляет около 1781 *км*, площадь водосбора 109 тыс. *км²*. Абсолютные отметки уреза воды изменяются от 560 *м* в верховьях до 83 *м* ниже Петропавловска. Уклон русла изменяется от 2,8‰ в верховьях до 0,12‰ ниже Петропавловска при среднем значении порядка 0,21‰.

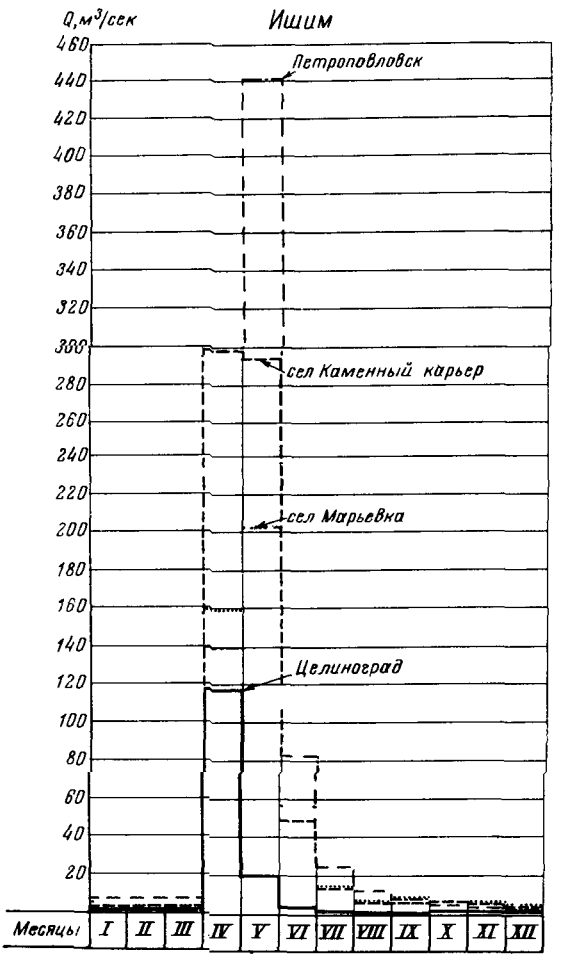
В пределах описываемой территории Ишим принимает несколько притоков, из которых наиболее крупные Колутон, Джабай, Жаман-Кайракты, Каракол, Терс-Аккан, Аккан-Бурлук, Иман-Бурлук и др. Долина реки в пределах зоны мелкосопочника узкая каньонообразная. В верховьях ширина ее 80—100 *м*, берега скалистые высотой от 8 до 20—25 *м*. У Целинограда долина расширяется до 2—4 *км*, ниже Жаркаинагашской излучины ширина ее от 0,5 до 3 *км*; высота правого берега здесь от 20—30 до 70 *м*, левый берег значительно удален от реки и более пологий. В пределах Тенизской впадины и после выхода Ишима на Западно-Сибирскую низменность долина реки расширяется до 20—25 *км*. Русло реки в верховье извилистое, ширина его 15—20 *м*, на равнинных участках оно расширяется от 30 до 40 *м*, а местами до 100 *м*.

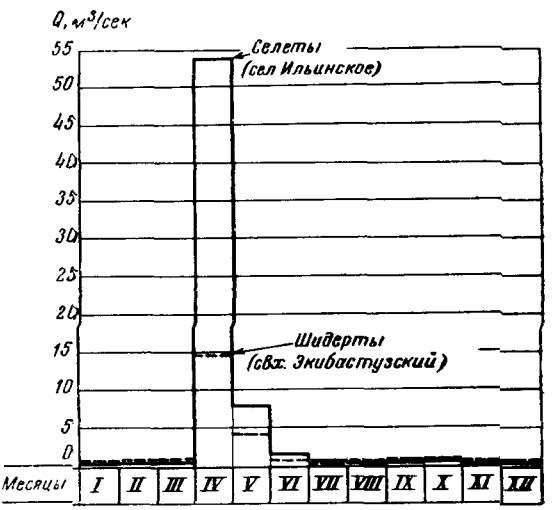
На всем течении Ишима перекаты чередуются с плёсами, средняя глубина плёсов 2—3 *м*, максимальная 9,3 *м*. Преобладающая глубина на перекатах от 0,1 до 1,2 *м*. Скорость течения реки от незначительной до 0,3—1 *м/сек*. Средний многолетний гидрограф Ишима, составленный для ряда водопунктов, выражен резким паводковым максимумом, постепенно смещающимся во времени вниз по течению от Целинограда к Петропавловску в период с апреля по май. Среднегодовой расход реки, по данным многолетних наблюдений, изменяется от 6,16 *м³/сек* у Петропавловска до 62,4 *м³/сек* у сел. Каменный Карьер вблизи ст. Есиль (рис. 9). Минимальными расходами характеризуются январь и февраль, среднемесячный сток на меридиональном отрезке реки составляет 1,5—3 *м³/сек*, на ее широтном отрезке у Целинограда он достигает первых десятков литров в секунду. В половодье река сбрасывает до 90% годового стока.

Речной сток Ишима формируется в основном за счет талых вод и атмосферных осадков, доля грунтового стока составляет незначитель-


Q, м³/сек
Иртыш
3000
2800
2600
2400
2200
2000
1800
1600
1400
1200
1000
800
600
400
200
сел Семиярское
Павлодар
сел Черлак
Месяцы
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII


Q м³/сек
95
90
85
80
75
70
65
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
р Кара Тургай (аул Ак-Откель)
р Тургай (пески Тусум)
Месяцы
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII


Q, м³/сек
Ишим
460
440
420
400
380
360
340
320
300
280
260
240
220
200
180
160
140
120
100
80
60
40
20
Петропавловск
сел Каменный карьер
сел Марьевка
Целиноград
Месяцы
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII


Q, м³/сек
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0
Селеты
(сел Ильинское)
Шидерты
(свх. Экибастузский)
Месяцы
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII

ный процент. Весенний паводок обычно продолжается 75—100 дней, средний подъем уровня не превышает 4—6 *м* над нулем графика, максимальный подъем возрастает до 11,6 *м*. Ледостав устанавливается в первой декаде ноября, ледовый период длится до 160 дней. По химическому составу воды Ишима гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые. Минерализация воды в летнюю межень изменяется от 0,6 до 1 *г/л*, а в зимнюю возрастает до 1,5—2,5 *г/л*, снижаясь в период половодья до 0,2—0,4 *г/л*. Вода реки в пределах края интенсивно используется для водоснабжения населения, промышленных предприятий, в особенности для новых совхозов и МТС.

Тобол берет начало в восточных отрогах южного Урала. Длина реки в пределах края составляет 682 *км*, водосборная площадь 121 тыс. *км*^{2}. Абсолютные отметки уреза воды изменяются от 273 *м* в верховьях до 84 *м* у впадения р. Убаган; уклоны реки по ее длине изменяются от 0,1‰ до 1,3‰, при среднем значении 0,3‰. В пределах Кустанайской области Тобол принимает слева ряд крупных притоков — Шартанды, Аят, Уй и др. Справа Тобол принимает только один крупный приток Убаган. В верховьях до устья Шартанды Тобол имеет широкую долину без четко выраженных очертаний; ниже устья Шартанды долина приобретает четкие очертания и в среднем имеет ширину 0,4—0,5 *км*, местами увеличивающуюся до 5—6 и даже до 15—18 *км*. Высота склонов долины в верховьях не превышает 2—5 *м*, далее она возрастает до 5—10, а местами до 25 *м*.

Ниже впадения р. Аят долина Тобола приобретает явно выраженное асимметричное строение. Высота склонов по правобережью местами достигает 80 *м*, по левобережью она снижается до 40 *м*. Ниже впадения р. Шартанды Тобол имеет постоянное течение, в его русле наблюдается

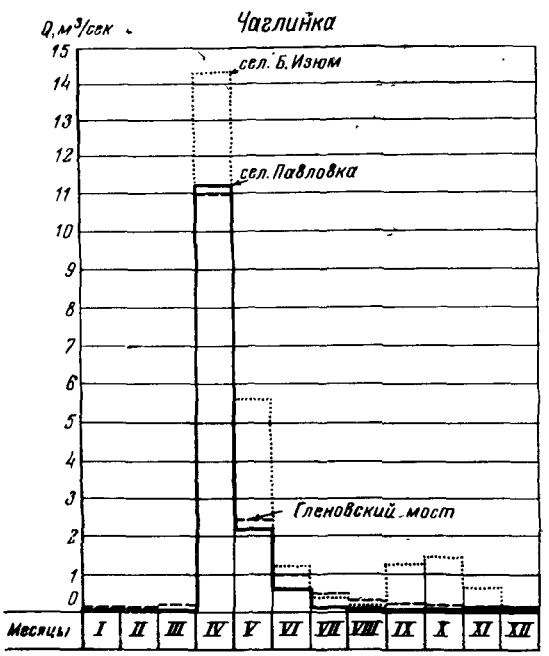


Рис. 9. Средние месячные расходы рек за многолетний период

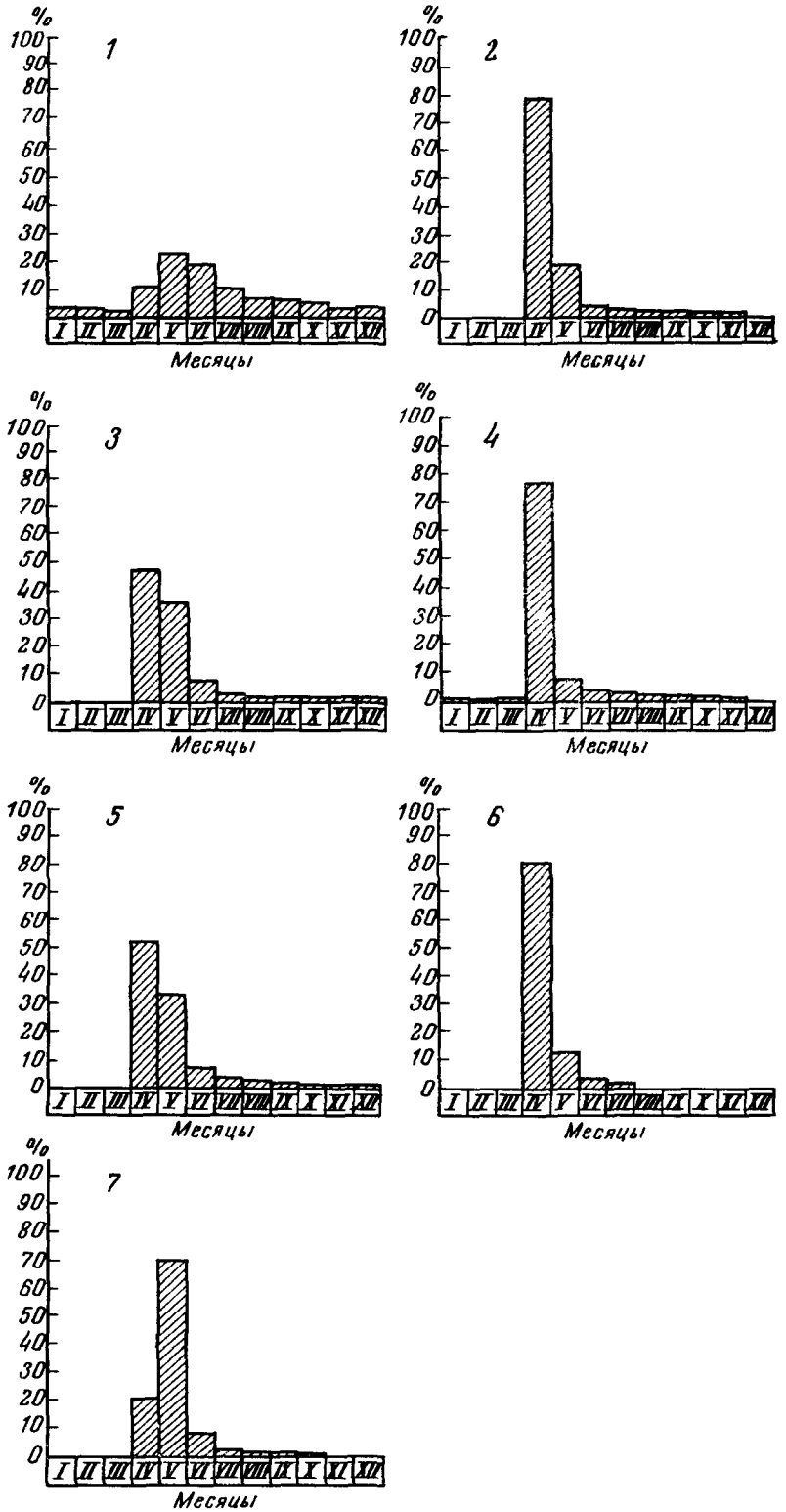


Рис 10 Распределение стока по месяцам на постоянно действующих реках в средние по водности годы (составила И В Ефимова по материалам ЛГГИ)

1 — Иртыш у Павлодара, *2* — Ишим у Петропавловска, *3* — Ишим у Целиноград, *4* — Тобол у Кустаная, *5* — Нура у сел Романовского *6* — Чаглинка у совхоза Экибастузского, *7* — Тургай у пос Тусум

чередование плёсов и перекатов. Длина плёсов изменяется от 0,1 до 25 *км*, преобладает 0,3—1 *км*, глубина их обычно 2—3 *м*, местами достигает 4,5—5,7 *м*. Глубина на перекатах не превышает 0,1—0,7 *м*. Скорость течения на плёсах составляет 0,1—0,4 *м/сек*, а на перекатах 0,4—1,5 *м/сек*. Средние многолетние расходы реки у Кустаная 17,8 $м^3/сек$, в половодье до 158 $м^3/сек$, у сел. Гришенки 10,5 $м^3/сек$ и до 109 $м^3/сек$ в половодье. Основное питание реки — талые воды. Весенний сток составляет около 90% годового объема. Половодье продолжается 20—35 дней. Обычно высота подъема уровня над нулем графика составляет от 3,1 до 6—7 *м*, максимальная 10,6 *м*. В летнюю межень Тобол пересыхает до устья р. Шартанды. Ледостав устанавливается в середине ноября. Толщина льда обычно 95—100 *см*, реже до 180—190 *см*. Период вскрытия продолжается 6—13 суток. В период весеннего половодья минерализация воды в реке составляет 0,2—0,4 *г/л*, жесткость 2—4 *мг·экв*. Состав воды в основном гидрокарбонатный и натриевый. В летнюю межень минерализация возрастает с 7—9 до 11—12 *мг·экв*. Воды реки широко используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

По типу река Убаган, берущая начало из пресного оз. Коктал, относится к бассейнам транзитного стока. Эта река является единственным крупным правобережным притоком Тобола. Длина ее, включая оз. Кушмурун, составляет 376 *км*, площадь водосбора 27 тыс. $км^2$. Уклоны изменяются от 0,01 до 0,4‰, средний уклон 0,1‰. Основными притоками Убагана являются реки Буруктал, Ащи, Кундузды, Карангалык.

Бассейн реки вытянут в меридиональном направлении и занимает пологие склоны древней Убаган-Тургайской долины. Преобладающие глубины плёсов составляют 1—4, реже 5,5 *м*, на перекатах глубина уменьшается до 0,3—1 *м*. Скорость течения незначительная 0,7—0,4 *л/сек*. На водный режим реки оказывает воздействие оз. Кушмурун, сток из которого осуществляется только в многоводные годы. Во время половодья подпор от Тобола распространяется по р. Убаган на расстояние до 100 *км* от устья. Весеннее половодье продолжается 10—20 дней, ниже оз. Кушмурун продолжительность половодья увеличивается до 25—75 дней. Высота уровня полых вод достигает 5—6,5 *м*. В летний период на некоторых перекатах река совсем пересыхает. Средние годовые расходы составляют 2,16—2,70 $м^3/сек$, в половодье средние расходы достигают 22,2 $м^3/сек$ Минерализация воды в половодье 0,2—1,0 *г/л*, летом она возрастает до 2—10 *г/л*, жесткость 2—12 *мг·экв*. Воды преимущественно гидрокарбонатные или сульфатные. Летом в ионном составе воды резко возрастает хлор (40% *·экв*) и натрий (40% *·экв*).

Наибольшую площадь на изучаемой территории занимают бассейны рек местного стока, впадающие в бессточные озерные котловины. К такому типу относятся реки Чаглинка, Нура, Селеты, Шидерты, Уленты, Тургай, Уль-Жиланчик и многие другие.

Река Чаглинка берет свое начало с Кокчетавской возвышенности и впадает в оз. Чаглы-Тенгиз. Длина реки 234 *км*, площадь водосбора 9,2 тыс. $км^2$. Абсолютные отметки уреза реки изменяются от 450 до 135,6 *м*. Разность абсолютных отметок уреза составляет 314,4 *м*, средний уклон 1,3‰, наибольший 17,6‰. Основными притоками являются реки Ащи-Узень, Кубаш, Терис-Путак и др. В зоне мелкосопочника долина реки имеет преимущественно ящикообразную форму. Летом вода в реке сохраняется в виде плёсов глубиной 1,3—3,6 *м*, наибольшая 4,8 *м*, глубина на перекатах порядка 0,2 *м*. Скорость течения

на плёсах незначительная, на перекатах она составляет 0,3—0,4 *м/сек*, в период половодья увеличивается до 1—1,5 *м/сек*. Русло реки врезано на 1,2—1,3, местами до 2,5—3 *м*, а в устьевой части до 0,5—0,7 *м*. Средний годовой расход от 0,89 до 1,53 *м³/сек*. Средний многолетний расход в паводок изменяется от 0,9 до 14,2 *м³/сек*, а в межень от 0 до 0,009 *м³/сек*. Гидрограф реки (см. рис. 10) относится к паводковому типу. Резкий подъем паводковых вод приходится на апрель и продолжается не более 20—40 дней, затем наблюдается резкий спад полых вод; уже к июню устанавливается вполне устойчивая летне-осенняя межень, продолжающаяся до начала ледостава. Ливневые дожди иногда вызывают подъем уровня на 1—1,5 *м*. В маловодные годы в нижнем течении реки сток отсутствует. Зимой река обычно промерзает до дна. Минерализация воды большую часть года составляет от 0,2 до 0,7 *г/л*, в конце лета она возрастает до 1,5—2 *г/л*, жесткость изменяется от 1,5 до 6 *мг·экв*. Химический состав характеризуется преобладанием гидрокарбоната и кальция, которые в летнее время замещаются натрием и хлором. Воды используются для питьевых целей, водопоя скота и для орошения. В 10 *км* от устья река перекрыта плотиной с каменной наброской высотой до 1,5 *м*.

Река Нура берет свое начало в отрогах Каркаралинских гор и впадает в бессточное озеро Тенгиз. Длина ее в пределах изучаемого края 407 *км*, площадь водосбора 9,5 тыс. *км²*. Общее падение реки 756 *м*, средний уклон 0,77‰. Ширина долины 20—27 *км*. Русло реки извилистое, ширина его 15—40 *м*, глубина вреза 2—4,5 *м*. Скорость течения в межень на перекатах изменяется от 0,2 до 1,0 *м/сек*, а на плёсах не превышает 0,1—0,3 *м/сек*. Средний многолетний сток реки составляет 15 *м³/сек*; наибольший расход в паводок наблюдался в 1948 г. и составил 1800 *м³/сек* (у сел. Романовка в 45 *км* к югу от Целинограда).

Формирование стока происходит в основном в верхней и средней частях водосборного бассейна за пределами края. В пределах Тенизской впадины река сохраняет свои основные черты — резко выраженное весеннее половодье, продолжительную летнюю межень с незначительными дождевыми паводками. Режим реки определяется распластыванием паводковых вод, что подтверждается уменьшением расходов вниз по течению реки. Расход этих вод идет за счет потери стока на пойме, в проточных озерах, на бифуркацию вод в Ишим и на задержание части стока Самаркандским водохранилищем, расположенным в Карагандинской области. Последнее в маловодные годы задерживает до 70% стока. Весеннее половодье наблюдается в первой декаде апреля. Средний подъем уровня составляет 2,9 *м*. Ледовый покров устанавливается в конце октября — первой декаде ноября. Максимальная толщина ледового покрова 135 *см*. Минерализация воды в период весеннего половодья составляет 0,3—0,6 *г/л* (сел. Романовка), жесткость в пределах от 3—5 *мг·экв*. Летом минерализация воды возрастает до 0,7—1,5 *г/л*, а жесткость до 5—9 *мг·экв*. Химический состав характеризуется непостоянством. Нура является важнейшим источником водоснабжения местного населения.

Река Селеты берет начало от слияния балок в 30 *км* к северу от Целинограда и впадает в оз. Селеты-Тенгиз. Длина реки 407 *км*, площадь водосбора составляет 18,5 тыс. *км²*. Уклоны изменяются от 8,1 до 0,3‰ при среднем уклоне 0,89‰. Основные притоки — реки Коянды, Акжар, Кедей, Шийлы. Водосбор реки расположен в пределах зоны мелкосопочника. Русло реки имеет вид хорошо разработанного оврага глубиной 3,5—4,0 *м*, шириной 40—50 *м*, с крутыми берегами.

Глубина плёсов до 4,5 *м*. На отдельных участках отмечается постоянное течение.

Основной чертой водного режима является резко выраженное весеннее половодье (см. рис. 9), продолжительность которого достигает 45 суток. Высота подъема уровня изменяется от 0,5 до 10 *м*. Летние дожди не оказывают значительного влияния на подъем уровня. Минимальные расходы достигают 0,03 *м³/сек*, а средние максимальные до 53,7 *м³/сек*. Зимой на перекатах река промерзает. Продолжительность периода без стока до 88 дней. Толщина льда составляет 1,2—1,5 *м*. Минерализация воды в верхнем течении реки в период весеннего половодья 0,15—0,75 *г/л*, жесткость 2—5,0 *мг·экв*. В межень минерализация достигает до 1,5—2 *г/л*, а жесткость 7—10 *мг·экв*. По химическому составу воды натриевые и хлоридные. Воды реки имеют удовлетворительные питьевые качества и используются многочисленными населенными пунктами для питьевого и хозяйственного водоснабжения. С целью задержания полых вод на реке построены две плотины высотой 1,5—6 *м*, протяженностью от 120 *м* до 1,5 *км*.

Река Чидерты (Шидерты) является одной из крупных рек Павлодарской области. На нижнем 40-километровом участке она называется Карасу. Она берет начало за пределами Северного Казахстана, протекает в северо-восточном направлении, затем у пос. Зеленая Роща поворачивает на северо-запад и впадает в оз. Шаганак. Общая ее протяженность в пределах края 389 *км*. Площадь водосбора составляет 15,9 тыс. *км²*. Абсолютная отметка уреза реки изменяется от 550 до 85 *м*; уклон ее от 3,6‰ в верховьях, до 0,3‰ в нижнем течении.

Основными притоками являются реки Сарапан, Муздыбулак, Бала-Чидерты, Карасу, Ащи-Карасу и др. Ширина долины в верхнем и среднем течении не превышает 1—5 *км*, в нижнем от 3 до 10 *км*. На приустьевом участке долина выражена слабо. Ширина русла 80—100 *м*, отмечаются расширения до 200 или сужения до 25 *м*. В среднем и нижнем течении река пересыхает и представляет собой цепочку разобщенных плёсов. Весеннее половодье продолжается 10—25 дней и приходится на апрель. В течение этого времени проходит основная масса (до 90%) годового стока. Амплитуда колебаний уровня в среднем составляет 1,2 *м*, наибольшая 3,8 *м*. Гидрограф р. Чидерты характеризуется резким однопиковым подъемом в апреле, затем наблюдается резкое снижение уровня в летнюю межень. Средние расходы реки изменяются от 0,001 до 0,42 *м³/сек*, наибольший расход составил 361 *м³/сек*. В конце ноября река на перекатах промерзает. Толщина льда на глубоких плёсах в конце зимы от 0,8 до 1,5 *м*. Сток в среднем и нижнем течении реки зарегулирован несколькими плотинами.

Во время весеннего половодья минерализация воды в верхнем течении реки составляет 200—300 *мг/л*, жесткость 1,5—2 *мг·экв*; в это время по составу воды гидрокарбонатные кальциевые. Летом минерализация возрастает до 1—1,5 *г/л*, а жесткость до 6—9 *мг·экв*, а воды приобретают хлоридный натриевый состав. В среднем и нижнем течении минерализация воды в зависимости от фазы половодья изменяется от 0,25 до 1 *г/л*, а жесткость от 2—9 *мг·экв*. Летом минерализация воды возрастает до 1,5—2,5, а зимой даже до 3,5 *г/л*, состав воды в течение всего года остается постоянным, хлоридным натриевым. Жесткость воды изменяется от 6—10 *мг·экв* летом до 15—20 *мг·экв* зимой. В периоды летней и зимней межени вода в среднем и нижнем течении может быть использована для питьевых целей лишь в случаях крайней необходимости.

Река Уленты (Оленты) берет свое начало в северной части зоны Казахского мелкосопочника в горах Ерменьтау, длина ее 273 *км* Уклон русла изменяется от 0,8 до 3,9 ‰, при среднем значении 1,5 ‰ Основные притоки реки Шарахта, Каратал, Тургумбай, Карасу и др Общая густота речной сети в пределах бассейна составляет 0,14 *км/км*^{2} Средняя ширина долины Уленты изменяется от 0,1—0,4 *км* в верховьях до 2—6 *км* в среднем течении Мелководные перекатные участки реки глубиной 0,1—0,5 *м* перемежаются с плесами глубиной 1—3,5 *м*

Река характеризуется исключительно резким и высоким паводком и пересыханием отдельных участков в остальное время года Амплитуда колебания уровней в верхнем течении достигает 3—4 *м*, а в при устьевой части 1,5—2 *м* Средний годовой расход воды за многолетний период составляет 0,51—0,75 *м*^{3} *сек* Максимальная толщина льда на плесах достигает 0,5—0,6, реже 1—1,2 *м* Минерализация воды на всем протяжении в период весеннего половодья составляет 0,2—0,5 *г/л*, а жесткость 1,5—4,5 *мг·экв*, летом минерализация и жесткость воды возрастает соответственно до 0,8—1,2 *г/л* и до 5—9 *мг экв* Вода гидрокарбонатная, пригодна для питьевых целей Воды по ионному составу смешанные, летом хорошо выражено преобладание Na На р Оленты имеется несколько плотин

Бассейн р Тургай имеет сложную и хорошо развитую речную сеть В пределах описываемой территории площадь водосбора составляет 59,8 тыс *км*^{2} Уклоны изменяются от 0,05 до 2,7 ‰ при среднем 0,2 ‰ В верхнем течении река образуется слиянием рек Кара Тургая и Жалдамы, ниже она принимает притоки Сары Узень и Теке, проходит через оз Сарыкопа, по выходе из которого получает название Тургая За пределами описываемои территории река впадает в бессточное оз Челкар-Тенгиз

Долина Тургая в верховьях широкая, слабо выражена, берега низкие пологие, ниже пос Тургай она приобретает четко выраженное асимметричное строение Ширина долины ниже пос Тургай достигает 5—10 *км*, а у песков Тусум у южной границы Кустанайской области сужается до 0,5—1,5 *км* Ширина русла от 22 до 120 *м* На всем протяжении плесы чередуются с перекатами Глубина плесов изменяется от 2 до 4 *м*, реже от 4 до 8 *м*, на перекатах от 0,2 до 0,6 *м* Протяженность плесов от 1 до 10 *км* В засушливые годы сток на отдельных участках прекращается Зимой на перекатах река промерзает Среднемесячные расходы с сентября по апрель составляют первые десятки литров в секунду Толщина льда от 0,4 до 0,8 *м* Весенний ледоход проходит бурно Максимальный подъем воды в реке за многолетний период изменялся от 8,30 до 16,3 *м*^{3}*/сек* (см рис 9 и 10) Средний многолетнии объем годового стока составляет 262—514 млн *м*^{3} В период весеннего половодья минерализация воды в верхнем течении 0,2—0,3 *г/л*, жесткость 1,5—2,0 *мг экв*, вода по составу гидрокарбонатная В летнюю межень минерализация воды в верховье возрастает до 0,6—0,8 *г/л*, а в среднем течении в отдельных плесах до 20 *г/л*, при этом жесткость соответственно изменяется от 4—6 до 80 *мг·экв* Вода имеет хлоридныи кальциевый или натриевый состав Питьевые качества воды Тургая за небольшим исключением хорошие или удовлетворительные Эта река является одним из важнейших источников питьевого и хозяйственного водоснабжения населенных пунктов, расположенных на ее берегах

Река Улу-Жиланчик берет начало за пределами края и впадает в оз Жаксы-Аккуль Длина реки в пределах области 196 *км*, площадь водосбора 9,8 тыс *км*^{2} Уклоны изменяются от 0,1 до 0,6 ‰

при среднем уклоне 0,3 ‰. Долина реки у сел. Рахмет имеет ширину 5—6 *км*, а в нижнем течении до 15 *км*. Ближе к устью долина теряет четкие очертания. Для строения долины р. Улу-Жиланчик характерно чередование широких и резко сужающихся участков, а также резкое изменение глубины реки на сравнительно близких расстояниях. Обычная ширина русла 50—80 *м* местами возрастает до 120—170 *м*.

Летом и в зимнюю межень река не имеет постоянного течения, в ее русле плёсовые участки перемежаются с перекатами, длина плёсов 2—10 *км*, перекатов 0,1—1 *км*. Глубина плёсов 3—7 местами до 9 *м*, глубина на перекатах 0,1—1,0 *м*. Высота весеннего половодья достигает 3—5,8 *м*. Во время весеннего половодья минерализация воды в реке составляет 0,2—0,3 *г/л*, жесткость 1,5—2,0 *мг·экв*. В это время в речной воде слабо выражено преобладание гидрокарбонатов. Летом минерализация воды возрастает до 1—2 *г/л*, а жесткость до 7—9 *мг·экв*. Воды реки используются в основном для нужд отгонного животноводства и водоснабжения малочисленных населенных пунктов.

На формирование и величину стока рек существенно влияют сухой засушливый климат и рельеф края, которые определяют его следующие общие особенности: широкое развитие рек с бассейнами местного стока, незначительную величину среднего многолетнего стока, резкую изменчивость годовых величин расходов воды, неравномерность распределения внутригодового стока (на долю весеннего половодья приходится до 90% годового стока, см. рис. 9); резкую и высокую волну весеннего половодья, малые минимальные расходы и пересыхание русел большинства рек в летний период Потеря речного стока идет главным образом на испарение, насыщение аллювиальных отложений, частичное сбрасывание речного стока в проточные озера Кушмурун, Сарыкопа, Кургальджино и др. Формирование поверхностного стока происходит исключительно во время весеннего снеготаяния. Изменение нормы стока в речную сеть приведено на рис. 8, где охарактеризованы средние условия распределения водоносности на территории края, но не учтены местные особенности малых водосборов. Распределение стока определяется абсолютными отметками рельефа, амплитудой их превышения над окружающей местностью, уклонами поверхности. Согласно карте, изображенной на рис. 8, наибольшим стоком обладают районы низкогорий. Повышенные модули стока (от 0,50 до 1 *л/сек* на 1 *км*^{2}) приурочены к северо-западным отрогам Улутайских, Кокчетавских, Ерементауских гор. Наименьшее значение модулей поверхностного стока от 0,05 до 0,15 *л/сек* на 1 *км*^{2} отмечается в пределах Тургайской низменности, Тенизской впадины, Павлодарского Прииртышья, Тобол-Ишимского и Ишим-Иртышского водораздела. Это районы практически бессточные.

Величина подземного стока в реки и продолжительность периода питания увеличиваются по мере повышения элементов рельефа, залесенности территории и улучшения фильтрационных свойств отложений, залегающих на поверхности. В связи с тем, что речная сеть дренирует далеко не все водоносные горизонты, участвующие в подземном водообмене, использование подземных вод мало отразится на режиме речных вод. На затопляемых участках речных долин, сложенных грубозернистыми отложениями, подземные воды даже к концу лета обычно менее минерализованы, чем воды плёсов, поэтому они более перспективны для организации водоснабжения. В заключение следует отметить, что в гидрогеологии края речные долины играют роль дрен подземных вод. Речные воды участвуют в водообмене отложений, находящихся в пределах пойм.

4. ОЗЕРА

Северный Казахстан изобилует озерами, которых насчитывается более 14 тысяч[1]. Суммарная водная поверхность их составляет около 15% всей площади края. Преобладают в основном солоноватые и пресные озера с малой площадью водного зеркала. Среди пресных озер наиболее крупными являются: Койбагар, Тюнтюгур, Большое Чебачье, Щучье и др. (табл. 4). Наиболее крупные котловины заняты солеными и солоноватыми озерами. К числу соленых озер относятся Тенгиз, Селеты-Тенгиз, Жалаулы, Теке, Киши-Карой и др., к солоноватым — Аксуат, Сарыкопа, Кургальджино, Чаглы-Тенгиз и др. Отмечаются и самосадочные озера: Кызылкак, Эбейты, Большой и Малый Калкаман, Таволжан и др.

Таблица 4

Количество озер в Северном Казахстане

Площадь зеркала, км²	Количество озер		
	пресных	соленых	всего
<1,0	9915	1724	11 639
1,1—5,0	1064	529	1 613
5,1—10,0	123	145	268
10,1—50	84	98	182
50,1—100	8	21	29
>100	6	8	14

Распределение озер по площади описываемой территории обусловлено равнинно-холмистым характером рельефа, способствующим аккумуляции атмосферных осадков, геологическим строением местности, соотношениям между осадками и испарением. В размещении озер по природным зонам имеется некоторая закономерность. Наибольшее скопление озер отмечается в зоне лесостепи, в Кустанайской и Северо-Казахстанской областях на Тобол-Ишимском, Убаган-Ишимском и Убаган-Тобольском междуречьях. Глубина большинства описываемых озер невелика — от 1—2 до нескольких метров. Самые глубокие озера — Щучинское, Большое Чебачье, Жаксыбай — находятся в горных массивах Кокчетавском и Баян-Аульском, глубина их достигает 15—30 *м*.

Водный режим озер здесь также весьма динамичен. Основная приходная часть водного баланса складывается из стока с водосборной площади озер и осадков, выпадающих на водную поверхность от периода снеготаяния до ледостава. Значительно меньшую долю приходной части баланса составляет приток грунтовых вод и снег, накапливающийся на поверхности льда озера. Расходную часть баланса составляет испарение (до 700—1000 *мм* в год), потери на транспирацию растениями и сток из озер. В большинстве озер края сток или полностью отсутствует, или отмечается лишь в редкие многоводные годы.

На равнинных пространствах края (Тобол-Ишимское и Ишим-Иртышское междуречья, Тургайский прогиб и Тенизская впадина) 60—80% потерь водных ресурсов озер восполняют поверхностные воды. На возвышенных участках рельефа, на Кокчетавском, Ерементауском и Улутавском массивах, пополнение за счет поверхностного притока

[1] В разделе использованы материалы Ленинградского гидрологического института (Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель, 1958—1960)

уменьшается до 40—55%, но при этом возрастает до 25—40% роль осадков, выпадающих непосредственно на водную поверхность озера. Запасы воды в снежном покрове озер составляют 5—10%, но для озер, поросших тростником и камышом, эта цифра возрастает до 15—21%. Величина подземного питания озер, так же как и рек, увеличивается с повышением рельефа местности, ее залесенностью и улучшением фильтрационных свойств отложений, залегающих с поверхности.

Большинство озер, расположенных на равнинах, характеризуется незначительным пополнением за счет подземных вод. Это связано и с плохими фильтрационными свойствами илов, обычно развитых в чашах озер, и с разгрузкой подземных вод на низких берегах озер путем испарения. Однако в гидрогеологии края некоторые озерные впадины играют роль дрен подземных вод, в основном грунтовых. С наиболее крупными озерами (Селеты-Тенгиз, Тенгиз и др.) связана разгрузка артезианских водоносных горизонтов. В западной части озерной впадины Селеты-Тенгиз (за пределами озера) осуществляется разгрузка меловых вод Иртышского артезианского бассейна, прошедших огромное расстояние от областей питания, расположенных далеко за восточными границами края. В озерной впадине Кушмурун разгружаются напорные воды из меловых и эоценовых отложений Тургайского артезианского бассейна.

Колебания уровня воды в озерах связаны с общими изменениями климата, происходящими в периоды продолжительностью от 19 до 45 лет.

Накопление солей в озерах, начавшееся в приблизительно новейшее время, происходит и теперь, причем активность этого процесса увеличивается с севера на юг и особенно характерна для бассейнов, сложенных с поверхности суглино-глинистыми отложениями неогеново-третичного возраста.

В пределах описываемой территории отмечаются следующие типы озер: бессточные, бесприточные, приточные и проточные. Бессточные озера имеют наиболее широкое распространение в пределах края, тогда как приточные и проточные озера обладают наибольшей водной поверхностью. Ниже приводится краткая характеристика некоторых озер.

Наиболее крупными **приточными озерами** края являются Аксуат, Селеты-Тенгиз, Теке, Қызылкак, Жалаулы, Чаглы-Тенгиз, Улькен-Карой, Тенгиз, Большое Чебачье.

Оз. Аксуат расположено в Кустанайской области и входит в систему Наурзумских озер, приуроченных к древней Убаган-Тургайской долине. Площадь водосбора 4870 *км*^{2}, при максимальном наполнении площадь водной поверхности озера достигает 2200 *км*^{2}. Озерная котловина имеет неправильную форму, вытянута с юга на север, длина ее 30 *км*, ширина 11 *км*. Озеро при обычном наполнении состоит из двух водоемов — Большого и Малого Аксуата. В многоводные годы р. Наурзум-Карасу сбрасывает свои воды в Большой Аксуат. Водный баланс озера за последние годы резко нарушился. Последнее обильное пополнение озера происходило в 1941 г., когда глубина его достигала 2,8—3,25 *м*. С тех пор озеро постепенно усыхает. Оз. Большой Аксуат в настоящее время совсем пересохло, а глубина Малого Аксуата составляет всего 0,4 *м*. За этот период минерализация воды в озере резко возросла — от 2 до 15 *г/л*. По составу воды хлоридно-натриевые, жесткость изменяется от 10 до 100 *мг·экв*. По берегам озера различаются следы старых водозаборных сооружений и арыков, свидетельствующие о том, что когда-то оно использовалось для орошения. В настоящее время в водосборе Малого Аксуата имеется небольшое водохранилище, перехватывающее снеговые воды.

Оз. Селеты-Тенгиз расположено на границе Кокчетавской

и Павлодарской областей, площадь его водосбора вместе с бассейном р. Селеты составляет 23 400 *км*²; длина около 42 *км*, ширина 22 *км*, площадь 777 *км*², а при наивысшем уровне 927 *км*². Средняя глубина 2 *м*, наибольшая 3,2 *м*. Весенний подъем уровня после многоснежных зим не превышает 0,3—0,5 *м*. Отметка уреза воды озера 64 *м*. Вода в озере соленая, по химическому составу сходная с морской. В южной части озеро опреснено вследствие впадения в него р. Селеты.

Минерализация воды изменяется от 24,8 до 95,2 *г/л*. В настоящее время озеро, очевидно, находится в стадии перехода к самосадочному. В рапе озера, кроме поваренной соли, содержатся хлористый магний и сульфат магния. По данным Е. В. Посохова (1955), в заливах озера в некоторые годы наблюдалась садка соли. В результате процессов гниения со дна озера выделяется большое количество сероводорода.

Оз. Теке расположено в пределах Кокчетавской области. Площадь водосбора 4240 *км*², площадь зеркала 265 *км*². Длина озера 22 *км*, наибольшая ширина 14 *км*. Берега крутые, обрывистые, высотой местами до 6 *м*. Уклоны дна озера порядка 1‰. Максимальная глубина не превышает 1 *м*. Отметка уреза воды озера 28 *м*. В озеро впадают ручьи Талдысай, Кенесай, Аксай, Кобенсай. Колебания уровня воды в течение года незначительны и обычно составляют 0,2—0,3 *м*, многолетняя амплитуда колебаний не превышает 1 *м*. Концентрация солей в озере высокая, минерализация рапы достигает 58—70 *г/л*. Рапа представляет ссбой близкий к насыщению хлоридно-натривый раствор с повышенным содержанием сульфатов и хлоридов магния. В новосадке солей отмечается поваренная соль в сочетании с мирабилитом. Вследствие высокой концентрации солей озеро зимой не замерзает.

Оз. Кызылкак расположено в пределах Павлодарской области. Общая площадь водосбора озера составляет 2280 *км*², длина его 15 *км*, ширина 12 *км*, площадь 162 *км*². Берега преимущественно крутые, местами обрывистые, высотой 4—6 *м*. Глубина озера до 1 *м*, абсолютная отметка уреза воды озера 42 *м*. В засушливые годы вода заполняет только наиболее пониженную центральную и южную части озерной чаши.

Озеро питается весной за счет паводковых и ряда водотоков, а летом за счет грунтовых вод. Годовая и многолетняя амплитуда колебаний уровня воды невелика. Рапа по химическому составу представляет собой близкий к насыщению хлоридно-натриевый раствор с повышенным содержанием хлористого магния. Озеро является самосадочным, почти ежегодно наблюдается новосадка солей.

Оз. Жалаулы расположено в пределах Павлодарской области. Оно имеет почти квадратную форму 14,5 *км* в поперечнике, площадь 156 *км*². Берега озера плоские и низменные. Глубина озера в 300 *м* от берега 1 *м*. Абсолютная отметка уреза воды 71 *м*. Озеро пополняется за счет паводковых вод р. Карасу и впадающих в него логов. Минерализация рапы изменяется от 184,6 до 256,6 *г/л*. В юго-восточной части озера сказывается опресняющее влияние р. Карасу, здесь минерализация понижается до 16,8 *г/л*. Состав рапы в оз. Жалаулы хлоридно-натриевый, оно находится в стадии самосадки.

Оз. Чаглы-Тенгиз имеет площадь водосбора 10 900 *км*², включая и водосбор р. Чаглинки. Длина озера 24,8 *км*, ширина 12,5 *км*, площадь от 240 до 380 *км* в зависимости от наполнения. Средняя глубина озера изменяется от 0,6 до 1,60 *м*. Отметка уреза воды озера 135 *м*.

Около 70% водной поверхности озера заросло тростником и другой водной растительностью. В настоящее время озеро бессточное, но имеются данные, свидетельствующие о том, что в многоводные годы

происходил сброс воды в направлении на северо-восток в сторону урочища Ак-Бас. Лог, по которому сбрасывались воды, в настоящее время слабо выражен в рельефе и прослеживается только по цепи озер, имеющих уклон на северо-восток. Уровень озера в многолетнем разрезе значительно меняется. Приходная часть среднего многолетнего годового баланса составляет 128 млн. $м^3$, возможный годовой водозабор из озера составляет 3,2 млн. $м^3$ при обеспеченности на 50%. После весеннего наполнения озера минерализация воды составляет 0,6—0,8 *мг/л*, а жесткость 4—6 *мг·экв*. Вода имеет явно выраженный хлоридно-натриевый состав. Летом минерализация воды увеличивается до 0,9—1 *г/л*, а зимой достигает 2—2,5 *г/л*; жесткость возрастает до 8—10 *мг·экв*.

Оз. Улькен-Карой расположено в Кокчетавской области, имеет площадь водосбора 7490 $км^2$, в том числе бессточная площадь 2600 $км^2$. Центральная часть озера занята островом, возвышающимся над его дном на 5—6 *м*. Вода заполняет только периферийный кольцеобразный контур озера, имеющий в различных частях разную ширину — максимально 3—4 *км*. Отметка уреза воды озера 56 *м*. В озеро с юга впадает р Карасу, а с запада и востока — несколько неглубоких логов. За последние годы озеро сильно усыхает, летом 1956 г. после незначительного весеннего наполнения оно полностью пересохло.

Оз. Тенгиз — крупнейший соленый водоем Северного Казахстана. Общая площадь водосбора озера представлена в основном бассейнами рек Нуры и Куланутмеса. Около 20% площади бассейна не имеет стока. Длина озера с юго-запада на северо-восток около 75 *км*, ширина в южной части 40 *км*. Берега озера низкие, пологие. Максимальная глубина главного плёса 6,75 *м*, залива 3 *м*.

Режим озера не изучен. Обычный весенний подъем уровня не превышает 0,5 *м*. Вода в озере горько-соленая, имеет хлоридно-натриевый состав. Минерализация увеличивается с севера на юг, изменяясь от 81 *г/л* в северном заливе до 101—127 *г/л* у южного берега. Минерализация рассола в годовом цикле резко меняется.

Оз. Большое Чебачье расположено в Кокчетавской области, имеет площадь водосбора 129 $км^2$, площадь его 21 $км^2$, средняя глубина 11,1 *м*. В озеро впадает р. Громотуха, вытекающая из оз. Борового. Озеро находится в стадии усыхания, за последнее тридцатилетие уровень его снизился на 5,4 *м*. Минерализация воды озера в течение года изменяется от 0,4—0,6 *г/л*, а жесткость воды от 3 до 5 *мг·экв*, вода имеет слабо выраженный гидрокарбонатно-натриевый характер. Приходная часть водного баланса составляет 14,27 млн. $м^3$. Возможный годовой водозабор из озера составит 8,1 млн. $м^3$ при обеспеченности на 90%. Вода озера используется для питьевых и хозяйственных целей.

Бессточные и бесприточные озера, наиболее широко развитые на территории края, обладают значительно меньшей площадью водосбора и водной поверхностью. В зависимости от условий питания (атмосферное или грунтовое), характера пород, выстилающих дно, условий разгрузки пресных или минерализованных подземных вод эти озера могут быть пресными или солеными. Наиболее крупные из них Малое Чебачье, Муялды, Улукуль и Моралды.

Оз. Малое Чебачье расположено в Кокчетавской области, имеет среднюю площадь зеркала 20,8 $км^2$. Глубина озера изменяется от 6,3 до 8,4 *м*, длина 7,3 *км*, ширина 4 *км*, объем воды 131—184 млн. $м^3$. За последние сорок лет уровень озера упал на 3,4—4 *м*.

Озеро дренирует подземные воды. Минерализация воды изменяется от 2,3 до 3,0 *г/л*, а жесткость — от 15 до 25 *мг·экв*. Вода имеет хлоридно-натриевый состав. Приходная часть среднего многолетнего баланса

озера составляет 12,78 млн. $м^3$. Возможный годовой водозабор из озера при обеспеченности на 60% составляет 7,3 млн. $м^3$, а при обеспеченности на 90% — 5,4 млн. $м^3$.

Оз. Муялды расположено в Павлодарской области. Общая площадь водосбора 62,2 $км^2$, длина озера 1,7 *км*, ширина 0,8 *км*, площадь зеркала 0,98 $км^2$. Общая площадь водосбора 62,2 $км^2$, объем воды 0,50 млн. $м^3$ при глубине от 0,1 до 0,8 *м*. Запасы воды в озере пополняются за счет полых и грунтовых вод.

Воды озера имеют сульфатный состав. Концентрация рапы в озере изменяется в зависимости от наполнения озера, при значительном наполнении рапа становится рассолом с минерализацией 50 *г/л*, при усыхании минерализация достигает 300 *г/л*. Илы оз. Муялды обладают лечебными свойствами.

Оз. Улукуль расположено в Кокчетавской области, в 15 *км* от пос. Рузаевка. Площадь его водосбора составляет около 184 $км^2$, длина 5,5 *км*, ширина 4,2 *м*, площадь зеркала 16,4 $км^2$, средняя глубина 2,1 *м*. Годовая амплитуда колебаний уровня 0,5—0,7 *м*. Вода озера пресная, хорошего качества, используется местным населением для питьевых и хозяйственных целей. Возможный годовой водозабор из озера при обеспеченности на 50% в течение всего года составляет 3,11 млн. $м^3$, при обеспеченности на 90% — 1,85 млн. $м^3$.

Оз. Сарыоба расположено в Кустанайской области. Озеро имеет неправильную форму, вытянутую с юго-востока на северо-запад. Длина озера 10,8 *км*, ширина 4,3 *км*, площадь зеркала 28,8 $км^2$, средняя глубина 0,9—2,2 *м*. Поверхность озера сильно заросла тростником. В многоводные годы подъем уровня составляет 25 *см*, в маловодные годы озеро пересыхает. Вода в озере пресная. Возможный годовой водозабор в течение года при обеспечении на 50% составляет 0,32 млн. $м^3$.

Оз. Тюнтюгур расположено в Кустанайской области. Площадь водосбора 3570 $км^2$, длина 9,5 *км*, ширина 6,8 *км*, площадь зеркала 51,1 $км^2$. Озеро обычно бессточное, но в многоводные годы становится приточным в результате перелива воды из оз. Жаншура по ложбине шириной 300—500 *м*. После весеннего половодья минерализация воды составляет 0,25—0,3 *г/л*, а жесткость 1,5—2 *мг·экв*, летом минерализация увеличивается до 0,6—0,8 *г/л*, а жесткость до 4 *мг·экв*. Вода озера гидрокарбонатная натриевая, пригодна для питьевых и хозяйственных целей.

Проточные озера образуют значительно меньшую группу. К ним относятся Боровое, Кушмурун, Сарыкопа, Кургальджино, Имантау и др.

Оз. Боровое расположено на Кокчетавской возвышенности, у восточного подножья горы Синюхи. Площадь водосбора озера (без средней площади озера) 155 $км^2$. Длина озера 4,6 *км*, ширина 3,2 *км*, площадь зеркала 9,4 $км^2$, средняя глубина 3,4 *м*, объем воды 36,2 млн. $м^3$. Около 5% водной поверхности озера заросло водной растительностью. В озеро впадают ручьи Сарыбулак, Имайский и др., из него вытекает ручей Громатуха, имеющий длину 1,5 *км*, сбрасывающий излишние воды в соседнее оз. Большое Чебачье. Наивысший подъем уровня составил 6,7 *м*. Минерализация воды в течение всего года не превышает 0,2 *г/л*, жесткость 1—1,5 *мг·экв*. Воды по составу гидрокарбонатно-кальциевые, вода озера используется для водоснабжения курорта. Возможный годовой водозабор из озера при обеспеченности на 50% составляет 2,49 млн. $м^3$, а при обеспеченности на 90% — 2,10 млн. $м^3$.

Оз. Кушмурун — один из наиболее крупных водоемов Кустанайской области — расположено в пределах древней Убаган-Тургайской ложбины. Площадь водосбора составляет 10 270 $км^2$, средняя площадь

озера 210 *км*^{2} Основная часть водосбора принадлежит р Убаган. Озерная котловина вытянута с юго-запада на северо-восток и составляет более 60 *км*, ширина достигает 15 *км* Глубина озера изменяется от 1,1 до 3—3,5 *м* Озеро питается за счет талых вод, приносимых р Убаган Многолетние наблюдения показали, что озеро периодически наполняется и усыхает. За последние 20 лет наибольшее его наполнение наблюдалось в 1941—1943 гг. С 1951 г наметилась тенденция уровня озера к понижению

В конце весеннего половодья минерализация воды в озере составляет 2—3 *г/л*, жесткость воды порядка 20 *мг·экв*, летом минерализация увеличивается до 10—25 *г/л*, а жесткость до 60—150 *мг·экв*. В течение всего года воды имеют резко выраженный хлоридно-натриевый состав, в период весеннего половодья они могут быть использованы для хозяйственных целей.

Оз. Сарыкопа расположено в древней Убаган-Тургайской долине, оно вытянуто с севера на юг; протяженность его 53 *км* при ширине до 11 *км* Площадь водосбора озера 17 440 *км*^{2} Озеро состоит из пяти больших плесов и многочисленных водоемов общей площадью 336 *км*^{2}, в засушливое время плёсы разобщаются и сильно зарастают тростником Режим озера не изучен Паводковые воды поступают в озеро по рекам Сарыузень и Теке При наполнении озерной котловины воды из нее поступают в р. Тургай через притоки Оман и Сарысу. Минерализация воды весной не превышает 3 *г/л*, летом в некоторых плёсах достигает 7,5 *г/л* Жесткость воды до 58 *мг·экв*. Вода имеет хорошо выраженный хлоридно-натриевый состав

Оз Кургальджино расположено в нижнем течении р. Нуры Площадь водосбора этого озера равна 55 000 *км*^{2} при площади зеркала 330 *км*^{2} В период весеннего половодья отмечается сток в оз Тенгиз Оз Кургальджино имеет удлиненную форму и вытянуто с севера на юг Небольшая длина его 33 *км*, ширина 21 *км*, глубина в среднем изменяется от 1,8 до 2 *м* Объем воды в озере по приближенным данным составляет около 500—600 млн *м*^{3} По-видимому, озера Кургальджино и Тенгиз прежде представляли собой единый водоем с горько-соленой водой, после отделения вода оз Кургальджино сильно опреснилась водами р Нуры Минерализация воды в озере изменяется от 1 до 1,5 *г/л* при жесткости 8—12 *мг·экв* Вода имеет слабо выраженный хлоридно-натриевый состав, в весенний период она удовлетворяет целям водоснабжения В летнюю и зимнюю межень минерализация воды увеличивается до 2—3 *мг/л*, а жесткость возрастает до 12—16 *мг·экв*. В период половодья воды р. Нуры вызывают подъем уровня в озере примерно на 0,5 *м*

5. ПОЧВЫ

Почвенный покров на бо́льшей части изучаемой территории имеет пестрый состав, отражающий характер почвообразующих материнских пород[1] Он обладает рядом особенностей, зависящих в основном от резкой континентальности климата, неравномерного распределения снега, сухости весны, слабого развития бактериальных процессов при разложении органических веществ и своеобразия физико-химических процессов, происходящих на поверхности

В Северном Казахстане выделяется несколько зональных типов

[1] При составлении главы использованы Государственная почвенная карта СССР м ба 1 1 000 000 объяснительная записка к ней и монография «Природное районирование Северного Казахстана»

почв. В северной части его, в основном в пределах Северо-Казахстанской области, расположена подзона южных черноземов. Почвенный покров здесь состоит из сложно сочетающихся комплексов серых лесных почв, выщелоченных среднегумусовых черноземов, луговых черноземных почв, солонцов и солодей. Южнее этой подзоны развиты обыкновенные среднегумусные, обыкновенные среднегумусные языковатые и среднегумусные солонцеватые черноземы в сочетании с солодями. Эта подзона начинается довольно узкой полосой на западе Кустанайской области, расширяется к востоку от р. Убаган и достигает наибольшей ширины в Северо-Казахстанской области.

В горноскладчатых районах Казахского нагорья и Урала почвенный покров представлен в основном щебнистыми малогумусовыми черноземами и темно-каштановыми почвами, разобщенными выходами щебнистых и скальных пород. В этих районах в связи со значительным расчленением рельефа наблюдается большая комплексность, перемежаемость почвенного покрова, солонцов, солодей и луговых степных почв. Мощность почвенного покрова здесь обычно не превышает 20 *см*. На склонах сопок и гор почвы подстилаются щебнистыми грунтами и скальными породами, а в межсопочных понижениях преобладают суглинисто-песчаные наносы.

На равнинной части территории, где преобладающими почвами являются среднегумусовые черноземы, почвообразующими породами служат преимущественно суглинисто-глинистые и песчаные грунты, обычно подстилающиеся соленосными глинами. На севере края мощность почвенного покрова измеряется 30—50 *см*, а в слабодренируемых низинах, где развиты солонцовые почвы, она не превышает 15—20 *см*. На юге края мощность почвенного покрова редко превышает 20 *см*. Под черноземными почвами в интервале 100—140 *см* встречаются максимальные скопления гипсовых солей.

По мере продвижения на юг сухость климата и почв быстро увеличивается, а мощность почвенных горизонтов соответственно уменьшается. Вследствие недостатка влаги и сильного испарения разложение органических веществ происходит медленно. Процессы выщелачивания почв в этих условиях также развиваются слабо и ограничиваются выносом на небольшую глубину относительно легкорастворимых солей, таких как $CaSO_4$ и $CaCO_3$; соединения железа, алюминия и кремния остаются почти неподвижными (Кучин, 1940).

В южной части левобережья Иртыша и на части Тургайской низменности, благодаря сухости климата и малому количеству осадков, почвообразовательные процессы проникают на незначительную глубину, поэтому мощность черноземных почв здесь невелика. Южнее 52° параллели темно-каштановые почвы сменяются каштановыми и светло-каштановыми.

Песчаные и легкие супесчаные почвы широко распространены на юге Павлодарской области и частично на юге Кустанайской, они в виде относительно широких полос залегают вдоль долин крупных рек. Массивы перевеянных песков приурочены к левобережной части долины Тургая, к междуречью Теке-Кабырга, к долине р. Улыжиланшик и к южной части правобережья Иртыша.

Для всей территории края характерно развитие солонцов и солончаков, местами приуроченных к крупным понижениям. Солоноватые разности почв, распространенные по местным западинам, отличаются от среднегумусовых черноземов степной равнины наличием своеобразного солонцеватого горизонта, развитого на глубине 30—40 *см*, значительно уплотненным. Солонцы или солончаки наиболее обильны в Тургай-Уба-

ганской ложбине и по крупным замкнутым озерным котловинам. Солончаки, развитые на дне высохших озер, представляют собой влажные вязкие суглинки, пропитанные солями. Участки развития солончаков обычно являются областями притока поверхностных вод и разгрузки подземных вод.

Заболоченных пространств на территории Целинного края очень мало. Болота развиты на низких поймах крупных рек и в залесенной территории северо-западной части края. Болота возникают на месте зарастающих озер и в бессточных блюдцеобразных понижениях. В большинстве случаев заболоченные участки с пресными поверхностными водами являются областями питания горизонтов подземных вод путем инфильтрации в них поверхностных вод. В летний период значительная часть болот высыхает. Заболоченные участки или лишены растительности, или покрыты редкой полынно-солончаковой луговой растительностью.

Основная полоса лесов в районе Казахского нагорья вытянута с запада на восток и охватывает территорию Арык-Балыкского и частично Кокчетавского, Щучинского и Энбекшильдерского районов. Леса в основном сосново-березовые, частично смешанные, они выделяются в виде обособленных массивов, занимающих вершины и склоны сопок.

На остальной части нагорья леса распространены небольшими островками по северным склонам сопок, где преобладают также сосново-березовые леса с примесью осин. По межсопочным долинам и в отдельных западинах рельефа встречаются березовые рощи. Для возвышенностей, сложенных гранитными массивами, таких, как Баян-Аульские, Боровские и другие горы, характерны сосновые леса. На каменистых почвах сопок располагаются дерново-злаковые степи с полукустарником; преобладают типчаково-ковыльные степи. Восточная часть горносопочной зоны безлесная, здесь в западинах и лощинах встречается древесная растительность в виде чахлых залесенных участков и кустарниковых зарослей.

На равнинной части территории древесная растительность имеет незначительное распространение. Лесные массивы в виде отдельных рощ, называемых «колками», распространены в основном в северо-западной степной части края и в северо-восточной части правобережья Иртыша. Преобладающей является береза, участками к ней примешивается осина и тал, на заболоченных участках наблюдаются заросли ивы. В пойме Иртыша развиты лиственные леса с зарослями кустарника. В юго-восточной части Павлодарской области и на отдельных участках Тургайской степи распространены в основном сосновые массивы. Здесь на песчаных массивах развиты сосновые боры: Кара-Карагай, Аман-Карагай и Наурзум-Карагай. Кое-где к сосне примешивается белая береза, осина, белый тополь, черемуха, крушина, татарская жимолость, шиповник, можжевельник и др.

Травяная растительность целинной степи представлена преимущественно злаковыми травами — ковылем, типчаком и другими, образующими сплошную дернину. По увалам травяной покров не так густ, как в понижениях. Вокруг соленых озер среди зеленой травы местами резко выделяются белые пятна солонцов. Заливные луга распространены узкой полосой вдоль Иртыша, Ишима, Тобола, Тургая и более мелких рек. На пойменных наносных гривах разнотравные луга имеют степной характер.

Степи северных районов, богатых черноземными почвами, используются под сельскохозяйственные угодья, на которых культивируются преимущественно зерновые: овес, пшеница, ячмень, просо, а также кор-

мовые травы: пырей, люцерна и др. Большая часть их в настоящее время распахана. Целинные земли сохранились главным образом в южных районах, они используются как пастбища и сенокосные угодья.

В районе широко развиты процессы, отрицательно отражающиеся на почвообразовании и сельскохозяйственном освоении земель, это процесс континентального засоления и процесс развевания почв. Благоприятными факторами, уменьшающими их роль, являются сохранение имеющихся лесонасаждений, создание искусственных лесных полос, снегозадержание на полях и др.

Вопросы задержания влаги в почвах и борьбы с их засолением непосредственно связаны с проблемой увеличения запасов подземных вод. При составлении карты питания грунтовых вод и подсчета их естественных ресурсов за основу были приняты почвенно-растительные карты, отражающие эту тесную взаимосвязь грунтовых вод с почвенно-растительным покровом.

Если участки развития солончаков и солонцов, характеризующиеся отрицательным балансом влаги в зоне аэрации, служат областями интенсивной разгрузки подземных вод, то районы с развитием древесной растительности, а также районы с распространением выщелаченных черноземов, сероземов и песчаных или супесчаных малогумусовых почв принадлежат к числу основных участков питания подземных вод.

Глава третья.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Огромная территория Северного Казахстана сложена породами осадочного, магматического и метаморфического генезиса от архейского до современного возраста. Породы допалеозойского и палеозойского возраста, смятые в складки и разбитые многочисленными разломами, образуют жесткий скальный фундамент, который выходит на дневную поверхность на значительной части описываемой территории — в пределах Казахского нагорья и Урала. На остальной, бóльшей части территории породы этого возраста перекрыты рыхлым чехлом мезозойских и кайнозойских песчано-глинистых отложений, слагающих обширные пространства Западно-Сибирской низменности к северу от Казахского нагорья и Тургайского плато, простирающегося между Уралом на западе и Казахским нагорьем на востоке. Песчано-глинистые осадки мезозойского и кайнозойского возраста встречаются и в пределах выходов на дневную поверхность пород фундамента, где они занимают сравнительно небольшие площади и наблюдаются в виде разрозненных останцовых полей в депрессиях скального ложа. Наиболее крупным таким участком является Тенизская впадина.

Литологический состав пород, условия их залегания, характер нарушений и структурный план района обусловливают наличие или отсутствие подземных вод в тех или иных породах, их состав и динамику. Так, в общих чертах, монолитные породы складчатого фундамента содержат воду лишь в трещинах, карстовых пустотах и зонах разломов, а рыхлые пласты песчано-глинистых пород мезо-кайнозойского чехла определяют сложную взаимосвязь водоносных горизонтов, комплексов и водоупоров.

1. СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Архей (А) объединяет образования, известные под названием зерендинской серии [1], возраст которых большинство исследователей принимает как архейский (рис. 11). Они представлены амфиболито-гнейсовым комплексом (гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами с подчи-

---

[1] При описании допалеозойских и палеозойских отложений использованы материалы Д. Н Наливкина, Л И Боровикова, Б. И. Борсук, Р. А Борукаева, Е Д Шлыгина, А. Е. Михайлова, И. И. Горского и др.; при описании мезозойских отложений Тургайского прогиба — материалы Н. К. Овечкина, В. В Лаврова, А. Е. Михайлова, П. Я Кошелева и др.

ненными прослоями кварцитов и мраморов), обнажаются в сводовых частях Кокчетавского и Улутавского поднятий и на юго-востоке края — в районе Целинограда, в Ниязских горах, по р Кирей Мощность их не менее 2500 *м* Породы сильно трещиноватые, мощность наиболее активно трещиноватой верхней части достигает нескольких сотен метров

Протерозой (Pt). Отложения этого возраста, представленные в основном интенсивно метаморфизованными осадочными и эффузивными породами — кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, яшмами, порфиритами, гуфами и др — широко распространены как в пределах Центрального Казахстана, так и на восточном склоне Урала. Породы очень плотные, монолитные, мощность зоны трещиноватости невелика, как правило, она не превышает 40—50 *м* Суммарная мощность отложений протерозойского возраста измеряется десятками тысяч метров, но на дневную поверхность на разных участках территории выходят отложения различных отделов протерозоя, мощность которых колеб-

Продолжение

Ярус	Отдел	Система	Группа подгруппа	Серия, свита	Геологический индекс	Литологический разрез	Мощность, м	Краткая характеристика пород	Преобладающая фация	Гидрогеологическая характеристика: Название водоносных комплексов	Геологический индекс	Качество воды	Мощность обводненной части	Максимальные удельные дебиты водопунктов л/сек
Архей	Нижний	Протерозой	Палеозой Pz₁	Зерендинская серия	A		2000–2500	Амфиболито-гнейсовый комплек гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы с подчиненными прослоями кварцитов и мраморов	Морская и прибрежно-морская	Водоносный комплекс архейских пород	A	Преимущественно трещинные, реже слабо солоноватые и соле	До нескольких сот метров	до 0,9
				Боровская серия	Pt₁		до 4500–5000	Порфироиды, порфиритоиды, кристаллические сланцы, филлитовые, углистые, хлоритовые, серицитовые Метаморфизованные песчаники, известняки, доломиты	Континентальная, прибрежно-морская	Водоносный комплекс протерозойских, протерозой- - нижнепалеозойских и синийских отложений	Pt, Pt + Pz₁, Sn	Пресные, слабо солоноватые, реже соленоватые	40 - 50	до 3
	Верхний			Нижняя	Pt₁²		3500	Мономинеральные кварциты Кварц-серицитовые сланцы и серитизированные кварциты	Прибрежно морская					
				Ушаровская свита	Pt₂		2000	Конгломератовидные кварциты, мраморы, порфироиды	Морская и прибрежно-морская					
							500–1000	Порфириты, сланцы, туфо-агломераты						
		Синийский комплекс		Еременташская	Sn		3500	Эффузивы основного и кислого состава их туфы, порфиритоиды, доломитизированные известняки, кварциты, яшмы	Вулканогенная и морская					

а

Рис 11 Сводные геолого-гидрогеологические колонки палеозой

а — архей и протерозой.

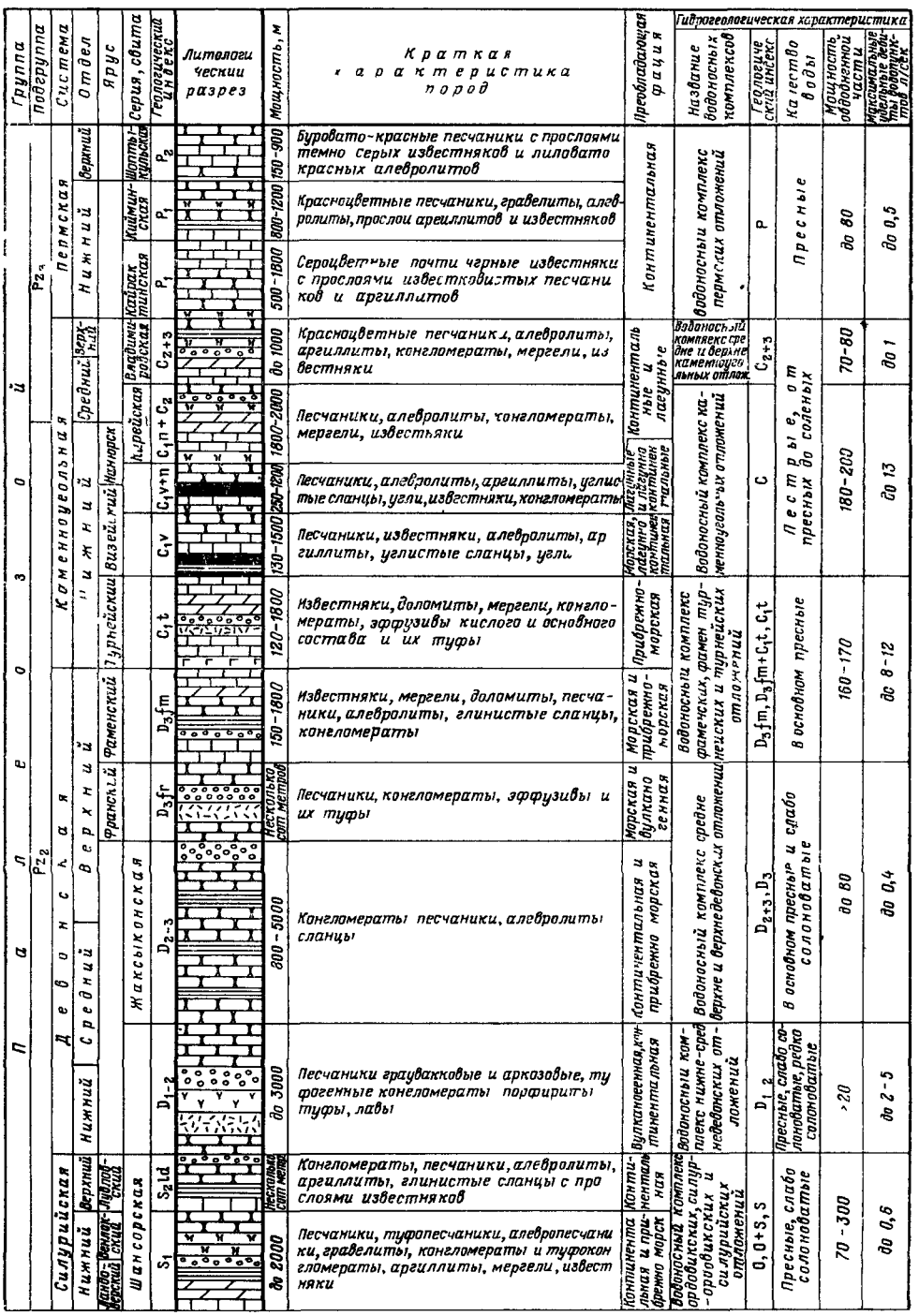
Продолжение

Группа	Подгруппа	Система	Отдел	Ярус	Серия, свита	Геологический индекс	Литологический разрез	Мощность, м	Краткая характеристика пород	Преобладающая фация	Гидрогеологическая характеристика: Название водоносных комплексов	Геологический индекс	Качество воды	Мощность обводненной части	Максимальные удельные дебиты водопунктов л/сек
Палеозойская	Кембрийская нижний	Средний	Ашвильский	Жарсорская	Шакшанская	O_3a		1500-2700	Жарсорская свита конгломераты, песчаники, известняки, порфириты, туфогенные песчаники, туфы, лавы Шакшанская свита - грубообломочные образования молассового типа	Морская и вулканогенная	Водоносный комплекс ордовикских, силур-ордовикских и силурийских отложений	O_1, $O+S$, S	Пресные, слабо солоноватые	70 - 300	до 0,6
			Карадокский	Анеренсорская		O_3c		2500-2700	Конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки, эффузивы, туфы и лавы						
			Лландейльский			O_2+3		1000-1200	Сланцы, известковистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, порфириты Линзы известняков						
				Еркебидаикская		O_2l		2000	Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, эффузивы и их туфы						
				Сарыбидаикская				1300-1700	Песчаники, конгломераты, аргиллиты						
				Кушенгиская		O_{1-2}		700	Песчаники, прослои яшм и алевролитов	Прибрежно морская					
			Нижний	Найманская		O_1		~2500	Песчаники, алевролиты, туфопесчаники, кремнисто-глинистые сланцы, конгломераты, реже известняки	Морская и прибрежно морская					
				Торткудукская		Cm_3+O_1		1300	Конгломераты, песчаники, алевролиты с линзами известняков, прослоями порфиритов, порфиров и их туфов	Прибрежно-морская					
			Верхний			Cm_3		1500	Порфириты, туфы, конгломераты, песчаники, алевролиты с подчиненными прослоями яшм	Вулканогенная					
			Средний	Сасыкторская		Cm_2		2700	Алевролиты, песчаники, конгломераты, глинистые и кремнистые сланцы, яшмы, известняки, метаморфизованные осадочные породы	Морская и прибрежно-морская	Водоносный комплекс кембрийских, верхнекембрийских - нижнеордовикских отложений	Cm, Cm_3+O_1	Пресные, слабо солоноватые, редко соленые	50 - 70	до 0,2
				Майданская				1200							
			Нижний	Боцекульская		Cm_1		4600	Эффузивы их туфы и обломочные отложения (песчаники, алевролиты)	Вулканогенная, морская					
				Телескольская				2000	Алевролиты, песчаники	Континентальная					

б

ских и допалеозойских отложений (составила Б. Е Антыпко)

б — нижний палеозой,


Группа
Подгруппа
Система
Отдел
Ярус
Серия, свита
Геологический индекс
Литологический разрез
Мощность, м
Краткая характеристика пород
Преобладающая фация
Гидрогеологическая характеристика
Название водоносных комплексов
Геологические индексы
Качество воды
Мощность обводненной части
Минеральные воды, водоносные горизонты лессов
Палеозой
Девонская
Силурийская
Каменноугольная
Пермская
Нижний
Средний
Верхний
Франский
Фаменский
Турнейский
Визейский
Намюрский
Башкирский
Московский
Верейский
Окский
Тульский
Бобриковский
Серпуховский
Нижний
Средний
Верхний
Ассельский
Сакмарский
Артинский
Кунгурский
Уфимский
Казанский
Татарский
Жаксыконская
Шансорская
Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы с прослоями известняков
Песчаники, туфопесчаники, алевропесчаники, гравелиты, конгломераты и туфоконгломераты, аргиллиты, мергели, известняки
Буровато-красные песчаники с прослоями темно серых известняков и лиловато красных алевролитов
Красноцветные песчаники, гравелиты, алевролиты, прослои аргиллитов и известняков
Сероцветные почти черные известняки с прослоями известковистых песчаников и аргиллитов
Красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, мергели, известняки
Песчаники, алевролиты, конгломераты, мергели, известняки
Песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, угли, известняки, конгломераты
Песчаники, известняки, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, угли
Известняки, доломиты, мергели, конгломераты, эффузивы кислого и основного состава и их туфы
Известняки, мергели, доломиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты
Песчаники, конгломераты, эффузивы и их туфы
Конгломераты песчаники, алевролиты сланцы
Песчаники граувакковые и аркозовые, туфогенные конгломераты порфириты туфы, лавы
Песчаники, туфопесчаники, алевропесчаники, гравелиты, конгломераты и туфоконгломераты, аргиллиты, мергели, известняки
Континентальная
Континентальная и лагунные
Континентальная и лагунно-континентальная
Морская, лагунно-континентальная
Прибрежно-морская
Морская и прибрежно-морская
Морская и вулканогенная
Континентальная и прибрежно морская
Вулканогенная, континентальная
Континентальная и прибрежно морская
Водоносная комплекс красноцветных песчаников
Водоносный комплекс карбонатных отложений
Водоносный комплекс каменноугольных отложений
Водоносный комплекс пермских отложений
Пресные
Пресные до соленых
Пресные, слабо солоноватые
Пресные, слабо солоноватые
Пресные
Пресные
Пресные

лется в пределах нескольких тысяч метров. Отложения нижнего протерозоя Pt,. залегающие с редким несогласием на архейском комплексе и зачастую обнажающиеся совместно с ним, главным образом в пределах Кокчетавского антиклинория и к востоку от него представлены порфироидно-порфиритоидной толщей (Боровской серией), мощность которой достигает 4500—5000 *м*.

Отложения верхнего протерозоя Pt_2 встречаются в различных пунктах Казахского нагорья; на севере и северо-востоке его они представлены двумя свитами: нижней, сложенной кварц-серицитовыми сланцами и серицитовыми кварцитами, и верхней, образованной мономинеральными кварцитами. Общая мощность 3500 *м*. На Улутавском поднятии образования протерозоя также представлены двумя свитами: унгулинской (кварциты, мрамор и порфироиды) мощностью 1500—1800 *м*, жаксыкаиндинской (порфириты плагиоклазовые, пироксеновые, альбит-хлоритовые сланцы и туфоагломераты) мощностью около 2000 *м*. На Сарысу-Тенизском водоразделе к отложениям этого возраста относится свита серицитовых и графитистых сланцев и кварцитов мощностью около 1000 *м*.

На восточном склоне Урала широко распространены верхнепротерозойские и нижнепалеозойские нерасчлененные отложения (Pt_2+Pz_1), представленные филлитами, мраморами и кварцитами, метаморфизованными песчаниками и конгломератами

Синий[1]. Отложения этого возраста широко распространены в Целинном крае в пределах Казахского нагорья. Они образуют уртынжальскую или ерементаускую серию, нижняя часть которой представлена эффузивами основного и кислого состава и их туфами, порфиритоидами, доломитизированными известняками, разнообразными кварцитами и яшмами Верхняя часть свиты сложена кварцитами, яшмами и яшмокварцитами, реже известняками и песчаниками Суммарная мощность отложений от 500—800 до 4000 *м*.

Кембрийская система (Cm). Отложения этого возраста, представленные в основном переслаивающимися метаморфизованными осадочными породами и эффузивно-туфогенными образованиями, широко распространены в пределах Казахского нагорья, особенно в его северной части. Породы монолитные, крепкие, верхняя трещиноватая зона доходит лишь до глубины 50—70 *м*. Суммарная мощность кембрийских образований превышает 12 000 *м*

Отложения нижнего кембрия (Cm_1) представлены двумя свитами: нижней — телескольской (алевролиты, алевритистые, граувакковые и аркозовые песчаники, конгломераты и брекчии), мощность которой около 2000 *м*, и верхней — бощекульской (эффузивы, их туфы, туфопесчаники, песчаники) мощностью 4600 *м*.

Отложения среднего кембрия (Cm_2) сложены алевролитами, песчаниками, конгломератами, глинистыми и кремнистыми сланцами, яшмами, известняками, реже эффузивами и их туфами. Нижняя свита — майданская (1200 *м*) на основании фаунистической характеристики, отнесена к нижней половине среднекембрийского отдела, содержит остатки трилобитов и брахиопод. Верхняя свита — сасыксорская (2700 *м*), фауна которой определенно указывает на вторую половину среднего кембрия.

Отложения верхнего кембрия, имеющие ограниченное распространение, развиты главным образом в долине р. Шидерты. Они слагаются

---

[1] Под этим индексом выделены отложения, которые, по мнению одних исследователей, являются протерозойскими, по мнению других, — нижнепалеозойскими

порфиритами и их туфами, конгломератами, песчаниками, алевролитами с подчиненными им яшмами. Мощность до 1500 *м*.

На отдельных участках Казахского нагорья выделяются отложения кембрийской системы, возраст которых не поддается более детальному подразделению. В нижней части разреза здесь обычно залегают серо-черные полосчатые алевролиты, в верхней части разреза (несколько сот метров) — углистые аргиллиты с фосфоритовыми конкрециями или кремнистыми сланцами с редкими прослоями известняков.

Эффузивно-осадочная толща, не поддающаяся пока разделению на самостоятельные части по возрасту и выделяемая как торткудукская свита, обнажается в нижнем течении Селеты, на междуречье Оленты и Шидерты и в ряде других пунктов. По возрасту свита относится к верхнему отделу кембрийской системы и нижнему отделу ордовикской системы (Cm_3+O_1). Свита сложена разнозернистыми конгломератами, песчаниками, алевролитами с линзами известняков, прослоями порфиритов, порфиров и их туфов. Общая мощность 1300 *м*.

Ордовикская система (О). Отложения, относимые по возрасту к ордовикской системе, отличаются от подстилающих их образований значительно меньшей степенью метаморфизма; они сложены в основном осадочными — от тонкозернистых до грубообломочных, и в меньшей степени туфогенными породами. Мощная толща этих переслаивающихся пород более трещиновата, чем подстилающие ее породы; мощность верхней трещиноватой зоны здесь достигает 300 *м*.

Отложения нижнего отдела O_1 имеют ограниченное распространение и встречаются в основном по долине Ишима выше пос. Державинского, где представлены яшмами, яшмокварцитами, кремнистыми сланцами, песчаниками и туфами с линзами порфиритов (найманская свита). Мощность 2500 *м*.

Нижне-среднеордовикские отложения, залегающие в Ишимской луке, к востоку от Кокчетава и на Сарысу-Тенизском водоразделе сложены кушекинской свитой, состоящей из бурых и желтых кварцевых песчаников с прослоями яшм и кремнистых алевролитов, мощностью около 700 *м*.

В пределах Казахского нагорья широко распространены отложения среднего ордовика по комплексу ископаемых остатков, относящиеся к лландейльскому ярусу (O_2l). Они представлены двумя свитами. Нижняя, сарыбидаикская свита, сложена базальными конгломератами — порфиритами, альбитофирами, порфирами, туфоконгломератами и туфопесчаниками мощностью 1300—1700 *м*. Верхняя свита — еркебидаикская — сложена граувакковыми песчаниками, кремнистыми сланцами и порфирами, яшмами. Мощность 2000 *м*. К юго-востоку от Кокчетава, к югу от оз. Тенгиз и в ряде других мест залегают отложения свиты, сложенной сланцами, известковистыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами с линзами известняков и диабазовыми порфиритами; мощность этих отложений 1000—1200 *м*, возраст их определяется по органическим остаткам, представленным видами, проходящими через средний и верхний ордовик (O_{2+3}).

Отложения карадокского яруса (O_3c) занимают обширные площади в пределах края; они везде представлены вулканогенно-осадочными толщами: конгломератами, песчаниками, алевритами, глинистыми сланцами, известняками, эффузивами и туфами.

В районах, где преобладают в основном обломочные породы, выделяется ангренсорская свита (2700 *м*), фаунистическая характеристика которой указывает на карадокский возраст отложений. В бассейнах рек Оленты и Шидерты в районе пос. Майкаин и рудника Экибастуз, а также

в ряде других мест широким развитием пользуются отложения ашгильского яруса (O_3a), представленные эффузивно-осадочной толщей; выделенная здесь жарсорская свита состоит из конгломератов, известковистых песчаников, известняков с остатками трилобитов, порфиритов, туфов и лав. Мощность ее 2500 *м*. На правом берегу Шидерты южнее оз. Кутаяксор породы, представленные грубообломочными образованиями молассового типа, получили название шакшанской свиты. В составе ее преобладают валуны и гальки торткудукской свиты, а также глыбы лландейльских известняков. В долине Иртыша у сел. Ставропольского к ашгильскому ярусу относится туфогенно-осадочная толща, состоящая из туфогенных песчаников, туфов и конгломератов, содержащая прослои порфиритов и известняков с остатками брахиопод; мощность ее около 1500 *м*.

Верхнеордовикские отложения, не поддающиеся более детальному подразделению по возрасту (O_3), выходят к югу от оз. Тенгиз, на востоке территории в районе Майкубенской мульды, в долине р. Карасу и в других местах. Они представлены довольно устойчивым комплексом пород: конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами, известняками, соотношения между которыми, так же как и мощности отдельных частей разреза, меняются по площади. Общая мощность около 3000 *м*.

Ордовикские отложения, возраст которых более точно не определен (O_1), встречаются в виде небольших изолированных выходов к югу от оз. Тенгиз. Они представлены полимиктовыми и граувакковыми песчаниками, мощность которых превышает несколько сотен метров. На отдельных участках территории расчленить нижнепалеозойские отложения (Pz_1) пока невозможно. Они сосредоточены главным образом на Урале и, в меньшей степени, на западе Казахского нагорья к северу от пос. Колутон, где представлены разнозернистыми песчаниками, сланцами, кремнистыми породами, кварцитами, яшмами, известняками, эффузивами кислого и основного состава и их туфами (джаркаинагачский комплекс). Мощность около 2000 *м*. На Урале к отложениям нижнего палеозоя отнесены песчаные и глинистые породы и сланцы — углистые, графитистые, кварцевые, переслаивающиеся с кварцитами и филлитами.

На Урале довольно крупные площади занимают вулканогенные образования — туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфобрекчии, чередующиеся с осадочными породами, возраст которых определяется как верхний отдел ордовика и силурийская система объединенные (O_3+S).

Силурийская система (S). По своему литологическому составу и характеру трещиноватости отложения силурийского возраста весьма схожи с вышеописанными осадками ордовикской системы. Здесь мы также встречаемся в основном с толщей переслаивающихся осадочных, сравнительно слабо метаморфизованных пород и с подчиненными им по разрезу вулканогенными образованиями. Это позволяет объединить в единый комплекс воды, содержащиеся в тех и других осадочных толщах.

Наиболее древними отложениями силурийской системы на описываемой территории являются диабазы с прослоями граптолитовых и кремнистых сланцев, вскрытые Тоболом (ниже дер. Денисовки на восточном склоне Урала), относимые к ландоверскому ярусу (S_1ln). Здесь же на восточном склоне Урала к западу от пос. Комсомолец распространен комплекс переслаивающихся вулканогенных пород диабазовой и спилито-кератофировой формаций с терригенными известковистыми и кремнистыми породами; местами наблюдается замещение

основными порфиритами и их туфами. Эти отложения относятся к объединенным венлокскому и лудловскому ярусам ($S_{1-2}w+1$).

Нерасчлененные отложения нижнего силура (S_1) сосредоточены в северо-восточной части Казахского нагорья, где они обнажаются в обрамлении Майкюбенского буроугольного бассейна и в других местах. Они представлены красноцветными комплексами осадочных и вулканогенных образований, объединяющими песчаники, туфопесчаники и алевропесчаники, гравелиты, конгломераты и туфоконгломераты, аргиллиты, мергели и известняки. Мощность их до 2000 *м*.

Отложения лудловского яруса (S_2l) выходят по южному и восточному бортам Майкюбенской мульды. Они сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков. Мощность их в пределах описываемого района несколько сотен метров.

Нерасчлененные отложения силурийской системы (S) широко распространены на восточном склоне Урала и обнажаются в долине Ишима (ниже пос. Есиль), в бассейне р. Аршала к юго-востоку от пос. Айдабуль, в бассейнах рек Селеты, Шидерты, Карасу и в ряде других мест. Они представлены переслаивающимися песчаниками, аргиллитами, алевролитами и граувакками. На востоке Казахского нагорья в бассейнах рек Шидерты и Ащису средняя часть разреза состоит из порфиритов смешанного состава и их туфов. Отложения силура объединены в шансорскую серию.

Девонская система (D). Отложения девонского возраста неоднородны по генезису и своим литологическим свойствам, по устойчивости к выветриванию, трещиноватости и, как следствие, по своей водоносности. Нижняя часть разреза (D_{1-2}) состоит из пород в основном вулканогенного генезиса, сложена плотными монолитными породами, в которых верхняя зона трещиноватости не превышает 20 *м*. Основная часть разреза среднего и верхнего девона сложена осадочными породами континентального и прибрежно-морского генезиса, в его верхах в подчиненном количестве появляются вулканогенные породы. Эта часть разреза сложена менее плотными породами, мощность зоны трещиноватости здесь возрастает до 80 *м*. И, наконец, верхняя часть разреза (фаменский ярус), сложенная сильно трещиноватыми карбонатными породами морского генезиса, близка по своим свойствам к вышележащим осадкам карбоновой системы.

Нижнедевонские наиболее древние отложения (D_1) имеют крайне ограниченное распространение и обнажаются лишь в одном пункте на восточном склоне Урала к западу от рудника Джетыгора; здесь они представлены плотными метаморфизованными породами — переслаивающимися филлитами, кремнистыми сланцами и метаморфизованными песчаниками — мощностью свыше 1000 *м*.

Отложения нижнего и среднего отделов (D_{1-2}) также широко распространены, они выходят в виде крупных полей на юге Кокчетавского поднятия, где слагают Чистопольскую и Якши-Янгиставскую мульды, к югу от оз. Тенгиз, в обрамлении Майкюбенской мульды и в ряде других мест. Они представлены коричневато-бурыми песчаниками граувакковыми и аркозовыми и туфогенными конгломератами, различными порфиритами, туфами и лавами мощностью до 3000 *м*.

Отложения среднего отдела (D_2) развиты лишь на восточном склоне Урала, где представлены в основном мергелистыми известняками, глинистыми сланцами и эффузивно-туфовыми породами мощностью до 1500 *м*.

Перечисленные отложения среднего и верхнего отделов девона (D_{2-3}) пользуются весьма широким распространением в пределах Казахского нагорья. Эти отложения, имеющие континентальный и прибрежно-морской генезис, объединены в жаксыконскую серию. Ее слагают конгломераты, песчаники, алевропесчаники, алевролиты, сланцы красноватых, коричневатых и фиолетовых тонов. Мощность серии неустойчива — от 800 до 5000 *м*.

Отложения франского яруса (D_3fr) занимают сравнительно небольшие площади и выходят к югу от Майкюбенской мульды, где представлены красноцветными и зеленоцветными песчаниками, конгломератами, эффузивами и их туфами. Мощность франских отложений непостоянна и достигает нескольких сотен метров.

Отложения фаменского яруса (D_3fm) достигают наиболее широкого развития в южной и юго-восточной частях исследуемой территории, где они вскрываются в крыльях многочисленных нижнекаменноугольных мульд: Экибастузской, Тениз-Коржункульской, Целиноградской и др. Отложения представлены известняками, мергелями, доломитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, реже конгломератами. Мощность фаменских отложений очень неустойчива как в отдельных районах, так и внутри их. В северной части она достигает 1800 *м*.

На восточном склоне Урала встречаются нерасчлененные отложения верхнего отдела девона, представленные в верхней части разреза красноцветными кварцевыми песчаниками, конгломератами, основными эффузивами, туфами, туфо-песчаниками и туфо-брекчиями. Нижнюю часть разреза образуют известняки, мергели, сланцы и кварцевые песчаники. Мощность отложений 1000—1500 *м*.

Каменноугольная система (C). Отложения этого возраста широко распространены в пределах описываемого края и среди отложений палеозойского возраста представляют наибольший интерес для гидрогеологии по своему составу и по своеобразным условиям залегания. Они сложены в основном карбонатными, в меньшей степени обломочными и органогенными породами. В низах разреза встречаются подчиненные прослои вулканогенных пород. Отложения каменноугольной системы в пределах Казахского нагорья выполняют многочисленные мульдообразные структуры, заложенные в наиболее подвижных приразрывных зонах палеозойского складчатого фундамента. Все эти структуры в той или иной степени испытали разрушающее влияние молодых тектонических движений. Породы каменноугольной системы отличаются интенсивной трещиноватостью и кавернозностью; мощность верхней трещиноватой зоны в зависимости от литологических особенностей пород и современного структурного положения колеблется от 70—80 до 180—200 *м*.

Практический интерес для гидрогеологии представляют наиболее сильно разрушенные мульды или их части — краевые наиболее трещиноватые зоны структур и структуры, занимающие в настоящее время положительные формы рельефа.

Отложения турнейского яруса (C_1t) очень широко распространены как по восточному склону Урала, так и в Центральном Казахстане, где они обнажаются в обрамлении целого ряда карбоновых мульд. В Казахстане они представлены темно-серыми известняками, доломитами и мергелями, аргиллитами, углями, углистыми и кремнистыми сланцами, реже конгломератами, эффузивами кислого и основного состава и их туфами. Мощность их от 120—130 *м* на севере территории, до 1200—1800 *м* на юге.

На Урале турнейские отложения имеют пестрый состав — от вулканогенных образований и карбонатных осадков открытого моря до песча-

но-глинистых, местами угленосных осадков с растительными остатками. Мощность 1000 *м* и более.

Отложения визейского яруса (C_1v) обнажаются в западной части Тургайского прогиба и выходят в крыльях многочисленных карбоновых мульд в Северном Казахстане. В предгорьях Урала визейские отложения представлены мощной (до 2000 *м*) толщей чередующихся эффузивов, песчано-глинистых осадков и известняков. В Центральном Казахстане отложения верхней части визейского яруса почти везде представлены угленосными толщами — песчаниками, известковистыми аргиллитами и алевролитами с подчиненными прослоями известняков, углистыми, глинистыми и кремнистыми сланцами и углями мощностью 250 *м*. Нижняя часть разреза визейского яруса несколько отлична. На севере она выражена песчаниками, переслаивающимися с известняками, алевролитами и аргиллитами, а на юге песчано-мергелистой толщей с прослоями известняков, богатых фауной пелеципод. Мощность нижней части визейского яруса на севере 130—220 *м*, на юге она увеличивается до 700—1500 *м*.

В северной части Целинного края выходят нерасчлененные отложения визейского и намюрского ярусов (C_1v+n). В этот комплекс входят песчаники, алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, угли, известняки и конгломераты. На юго-западном крыле Тенизской впадины обнажаются отложения верхнего визе и намюра в угленосной фации. Мощность комплекса 250—1200 *м*.

На Урале и в пределах Центрального Казахстана известны нерасчлененные отложения нижнего карбона (C_1). На восточном склоне Урала они представлены вулканогенными образованиями — эффузивами смешанного состава и их туфами, порфиритами, диабазами, базальтами. В северной части Центрального Казахстана отложения нижнего карбона известны лишь на западе Тенизской впадины, где они представлены в основном песчаниками, аргиллитами, известняками и сланцами.

По долине Ишима выше пос. Есиль, к северу от Целиноградa и к западу от оз. Селетытенгиз, выходит комплекс осадочных отложений, объединенный в кирейскую свиту. Эта свита сложена красноцветными и серыми песчаниками, алевролитами, конгломератами; в нижней части разреза появляются мергели, известняки, кремнистые сланцы. Мощность свиты от нескольких десятков метров до 1800—2000 *м*, возраст ее определяется как намюрский ярус нижнего отдела и средний отдел нерасчлененные ($C_1n—C_2$).

В северной части Центрального Казахстана значительное распространение имеют отложения среднего и верхнего отделов, объединенные (C_{2+3}). Эти осадки, известные под названием владимировской свиты, сложены характерным осадочным комплексом — красноцветными и зелеными песчаниками, чаще крупно- и среднезернистыми, реже мелкозернистыми, косослоистыми, содержащими слои и линзы конгломератов, тонкие прослои алевролитов, мергелей и известняков. Мощность свиты 700—1500 *м*.

На восточном склоне Урала обнажаются нерасчлененные отложения каменноугольной системы (C), представленные вулканогенными образованиями: туффитами, туфо-песчаниками, туфо-конгломератами и туфобрекчиями, чередующимися с осадочными породами. Мощность их несколько десятков метров.

Пермская система (P). Отложения нижнего отдела (P_1) слагаются двумя свитами нижней — кайрактинской и верхней — кийминской. Кайрактинская свита, представленная в основном темно-серыми почти черными известняками с прослоями известковистых песчаников и аргиллитов, содержит растительные остатки. Мощность ее от 500 до 1800 *м*.

Кийминская свита сложена красноцветными породами: песчаниками, гравелитами, алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов и известняков. Мощность ее 1000—1200 *м*. Нижнепермские отложения слагают огромные пространства Тенизской впадины, выходят в ее западной половине в ядрах Владимировской и Северо-Акмолинской мульд и по долине Ишима вблизи пос. Пески.

Отложения верхней перми (P_2) сохранились на значительно меньших площадях, чем нижнепермские, залегая в ядрах отдельных структур в пределах Тенизской впадины. Они представлены буровато-красными песчаниками с прослоями темно-серых известняков и лиловато-красных алевролитов (шоптыкульская свита). Мощность их 150—900 *м*.

Пермские отложения нерасчлененные (P) сохранились в виде небольших островков в Прииртышской части территории — на левом берегу Ишима на широте пос. Подпуск. Они представлены семейтауским комплексом, который по решению совещания по унификации стратиграфических схем палеозоя Казахстана отнесен к нерасчлененному пермокарбону. По составу это слабощелочные породы кайнотипного облика — трахиты и трихилипариты с резко подчиненными туфами, залегающие на кварцевых сиенитах и монцонитах.

На восточных склонах Урала и в восточной части Казахского нагорья развиты нерасчлененные верхнепалеозойские отложения (Pz_3). На Урале они представлены осадочными образованиями, в основном конгломератами и песчаниками. В северо-восточной части Казахского нагорья отложения этого возраста образованы осадочными, иногда угленосными толщами (ур. Кайнама), конгломератами, алевролитами, аргиллитами, мергелями, глинистыми сланцами и углями.

Триасовая система (T). В северной части Тургайского прогиба в основании разреза мезозойских отложений скважинами вскрываются осадочно-эффузивные образования, объединяемые в туринскую серию нижнетриасового возраста (T_1), мощность которой превосходит 300 *м*. К югу от оз. Кушмурун эти отложения выходят в долине р. Убаган, это преимущественно туфогенные песчаники и туфоконгломераты.

Древняя кора выветривания. На породах докембрийского и палеозойского возраста, а также на породах эффузивно-осадочного комплекса нижнего триаса залегают своеобразные элювиальные отложения, чаще всего продукты разрушения этих пород, представленные жирными пестроокрашенными каолинизированными глинами. В нижних частях разреза коры выветривания сохраняются остатки первичных структур материнской породы, переход к которой совершенно постепенен. Реже продукты выветривания представлены дресвой и щебенкой, покрывающей, как правило, выходы интрузивных образований на дневную поверхность. Мощность коры выветривания сравнительно невелика, на погруженной части фундамента от 6—8 до 20, в обнаженной части, где сохранилась лишь часть ее, 3—4 *м*. Лишь на отдельных участках, во впадинах и межсопочных понижениях, мощность ее достигает 60—70 *м*.

Отложения верхнего триаса (T_3) вскрываются скважинами в пределах Тургайского прогиба, где они слагают карашиликскую серию осадков, выполняющую Карашиликскую и, возможно, Севастопольскую мульды. Эти отложения представлены переслаивающимися конгломератами, алевролитами, песчаниками, глинами и углями, содержащими отпечатки листовой флоры. В пределах Казахского нагорья, в Майкюбенском гребене, в долине р. Акканбурлук выше дер. Рузаевки, а также на севере Тургайского прогиба в ряде депрессий палеозойского ложа (Харьковской, Черниговской, Кушмурунской и др.) встречены рэт-лейа-

совые отложения (T_3—J_1), представленные чередующимися пестроокрашенными грубыми конгломератами, глинами, алевролитами, песчаниками и углями. В Тургайском прогибе эти отложения выделены в черниговскую свиту Мощность 100—200 *м*

Юрская система (J) Отложения юрского возраста представляют собой мощную толщу переслаивающихся осадочных, фациально неустойчивых и литологически изменчивых пород — от крупнообломочных до глинистых и угленосных (рис. 12 и 13).

В пределах Майкюбенского грабена на отложениях рэт-лейаса залегает угленосная толща нижней юры (J_1), состоящая из косослоистых песчаников и алевролитов, углистых и углисто-глинистых сланцев и углей, мощностью 50 *м* и более.

Отложения нижней и средней юры (J_{1+2}) имеют сплошное распространение на севере Павлодарской и Северо-Казахстанской областей в местах наибольшего погружения палеозойского фундамента (тюменская и татарская свиты). Они встречаются также в виде локальных участков в ряде грабенов и депрессий палеозойского ложа в зоне причленения Западно-Сибирской низменности к Казахской складчатой стране, на севере Тургайского прогиба в Убаганской группе депрессий (кушмурунская, караганская, дузбайская свиты).

Тюменская свита (J_{1-2}) представлена серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников с мелкими линзами угля и другими растительными остатками. Мощность ее 50—70 *м*. Татарская свита (J_2) сложена пестроцветными породами, преимущественно красноцветными аргиллитами с прослоями глинистых алевролитов и песчаников. Максимальная мощность 117 *м*. Кушмурунская свита (J_1^{1-2}) является основной угленосной свитой Тургайского бассейна и сложена глинами с углями, песчаниками, алевролитами. Мощность ее от 60—120 до 200—250 *м*. Караганская свита (J_2^1) безугольная, представлена алевритовыми глинами, чередующимися с алевритами и реже с песчаниками. Мощность ее от 40—50 до 60—70 *м*. Дузбайская свита (J_2^2) по составу сходна с кушмурунской и представлена чередующимися песчаниками, песчаными, алевритовыми и углистыми глинами, редко гравелитами с пластами бурого угля.

На севере Павлодарской и Северо-Казахстанской областей на глубине более 1300 *м* залегают нерасчлененные отложения верхней юры — нижнего мела (келловейского и валанжинского ярусов), выделяемые в тебисскую свиту (J_2^2 — Cr_1), сложенную аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников. Мощность ее 220—270 *м*.

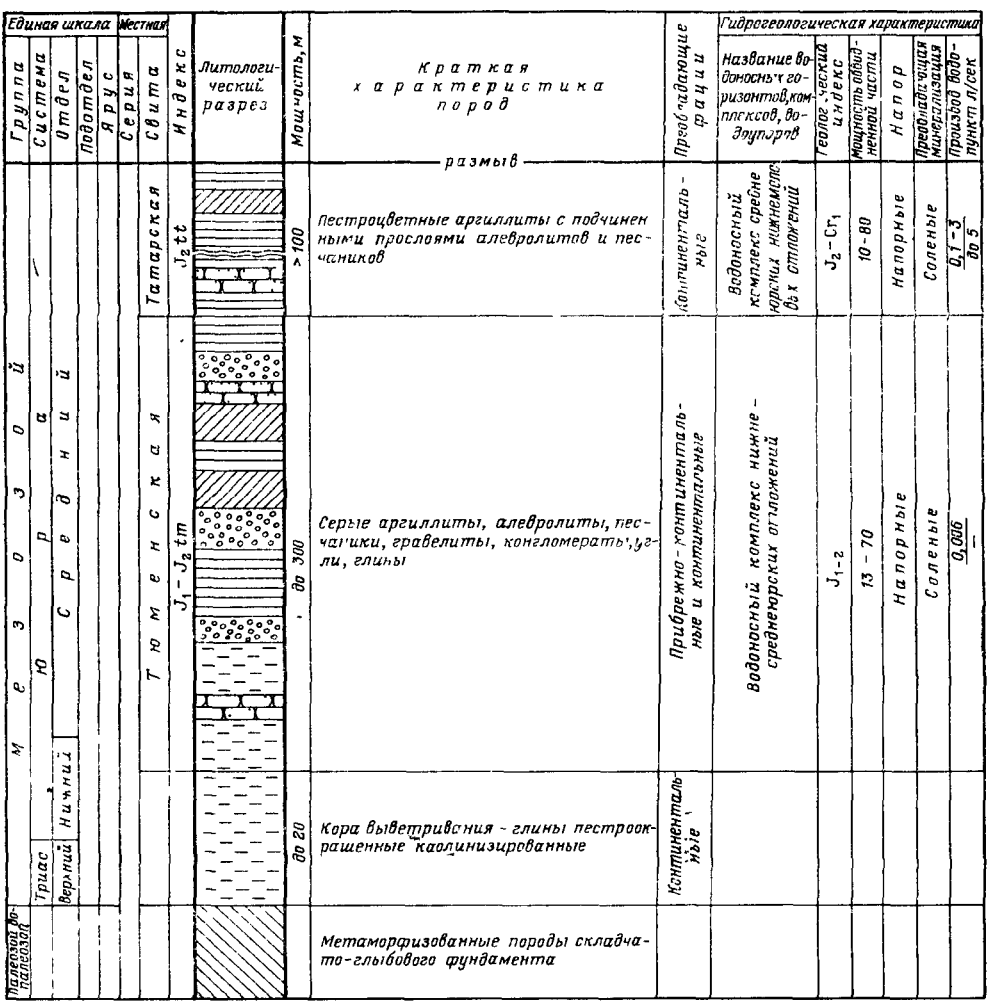
Меловая система (Cr). Осадки мелового возраста наиболее интересны для гидрогеологии края. Эти отложения, выдержанные на огромных пространствах, сплошным чехлом покрывают понижения Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба. Они состоят из чередующихся песчаных и глинистых пород и являются региональными водовмещающими и водоупорными толщами. Наследуя в своем залегании структурные планы районов, эти толщи создают артезианские бассейны подземных вод.

Нижним членом отложений меловой системы является тарская свита валанжинского и готеривского ярусов (Cr_1tt). Она имеет сплошное распространение на севере Павлодарской и Северо-Казахстанской и на северо-востоке Кокчетавской областей, где залегает на глубине свыше 1000—1200 *м* Свита сложена песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и мергелей. Мощность до 90 *м*.

Вышележащая киялинская свита готеривского и барремского ярусов нижнего мела (Cr_1kl) представлена однообразной толщей плотных

красноцветных глин с включениями мергелей и редкими маломощными прослоями песчаников и алевролитов. Мощность свиты от 12 до 650 *м*. Южная граница сплошного распространения свиты проходит на востоке края южнее широты пос. Ермак. В районе оз. Селетытенгиз она вплотную подходит к выступу Казахской складчатой страны, на западе края граница проходит южнее широты поселков Смирновского и Мамлютки. К югу от оз. Селетытенгиз имеется несколько разрозненных выходов отложений киялинской свиты на дневную поверхность. Благодаря своим литологическим особенностям, значительной мощности и широкому площадному распространению, киялинская свита является региональным водоупором на значительной части территории края.

Покурская свита и фациальный аналог ее верхней части — леньковская свита апт-альб-сеноманского ярусов ($Cr_{1-2}pk$) пользуются широким площадным распространением на юге Западно-Сибирской низменности. Покурская свита, сложенная чередующимися сероцветными песками, песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глин, с обилием

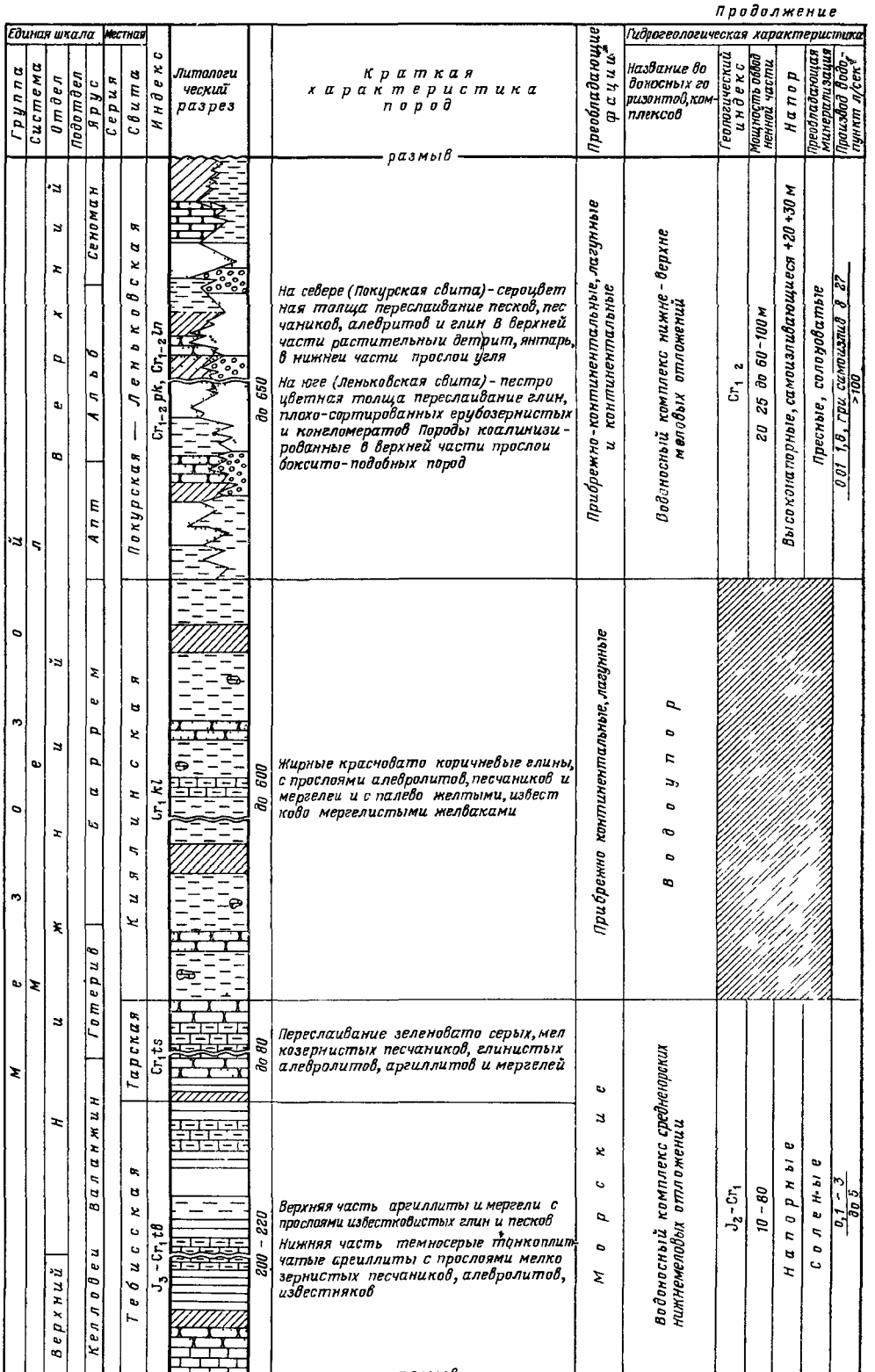


а

Рис. 12 Сводные геолого-гидрогеологические колонки мезозойских и кайнозойских отложений Ишим-Иртышского района (составила Ь Е. Антыпко)

а — нижняя и средняя юра.

Продолжение



б

Рис 12 Сводные геолого гидрогеологические колонки мезозойских и кай-

б — верхняя юра и нижний мел

Продолжение

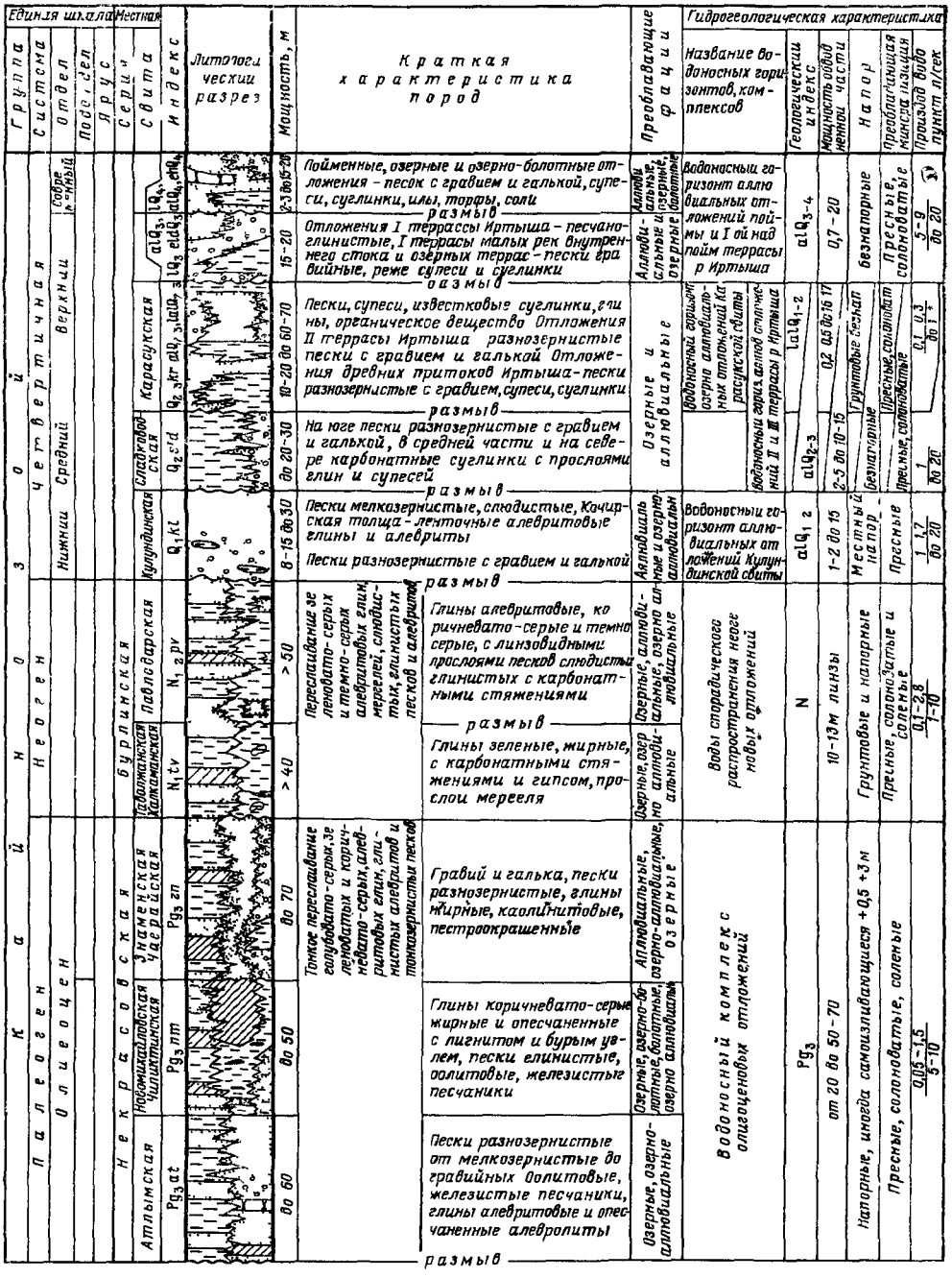
Единая шкала: Группа	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Местная: Серия	Свита	Индекс	Литологический разрез	Мощность, м	Краткая характеристика пород	Преобладающие фации	Гидрогеологическая характеристика: Название водоносных горизонтов, комплексов	Геологический индекс	Мощность обводненной части	Напор	Преобладающая минерализация	Производительность, л/сек
Мезозойский	Меловая	Верхний	(?) Сантон (?)	Маастрихт	Дат (?)	Чеганская	$Pg_{2-3}čg$		до 170	Глины зеленые, жирные, листоватые, с прослоями доломитов и сидеритов. На юге в верхней части разреза – прослои коричневых глин с лигнитами и кварцевых мелкозернистых песков (Карасорская толща)	Морские, лагунные	Водоупор					
						Люлинворская	Pg_2ll		до 50 / >160	Люлинворская свита – переслаивание опок, опоковидных глин и кварцево-глауконитовых песчаников							
										Верхняя подсвита – на севере глины опесчаненные, на юге пески и песчаники кварцево-глауконитовые, глинистые и сливные кварцитовидные песчаники (Элентинская толща)	Морские, прибрежно-морские, континентальная	Водоносный комплекс эоценовых отложений	Pg_2	1–20 до 45	Напорные, самоизливающиеся +1 +5 м	Солоноватые 0,1–2,6 / до 50	
										Нижняя подсвита – толща переслаивание опок, опоковидных глин, кварцево-глауконитовых песков и песчаников, кремнистых аргиллитов	Морские						
						Талицкая	Pg_1tl			Переслаивание серых местами опоковидных глин с мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песчаниками и песками	Прибрежно-морские						
						Ганькинская	Cr_2gn		>250	Глины известковистые и мергели с прослоями алевритов, на юге с прослоями глинистых кварцево-глауконитовых мелкозернистых песков, которые постепенно начинают преобладать в разрезе	Морские	Водоупор					
						Ипатовская пачка	Cr_2st		до 80–90 / до 150	Глины зеленовато серые с прослоями кварцево-глауконитовых алевритов и песков	Морские и прибрежно-морские	Водоносный горизонт верхнемеловых отложений	Cr_2	20–40 до 60–80	Высоконапорные, самоизливающиеся +20–30	Пресные, солоноватые, соленые	0,4–1,5 / 0,5–2 / >100
						Кузьмичевская	Cr_2kz		до 45	Глины зеленовато серые, алевритистые, иногда опоковидные, на юге глины коричневато-серые опесчаненные, с оолитами железа		Водоупор					

в

нозойских отложений Ишим-Иртышского района (составила Б. Е. Антыпко)

в — верхний мел, нижний и средний

Продолжение


Единая шкала
Местная
Группа
Система
Отдел
Подотдел
Ярус
Серия
Свита
Индекс
Литологический разрез
Мощность, м
Краткая характеристика пород
Преобладающие фации
Гидрогеологическая характеристика
Название водоносных горизонтов, комплексов
Геологический индекс
Мощность общая ненной части
Напор
Преобладающая минерализация
Дебит л/сек
Палеоген
Неоген
Четвертичная
Олигоцен
Верхний
Средний
Нижний
Собственно-акчимский
Бурлинская
Некрасовская
Атлымская
Новомихайловская Чилимтинская
Знаменская Чаграйская
Павлодарская
Кулундинская
Ишимская
Ирменская
Ишимская
Ишимская
Ишим

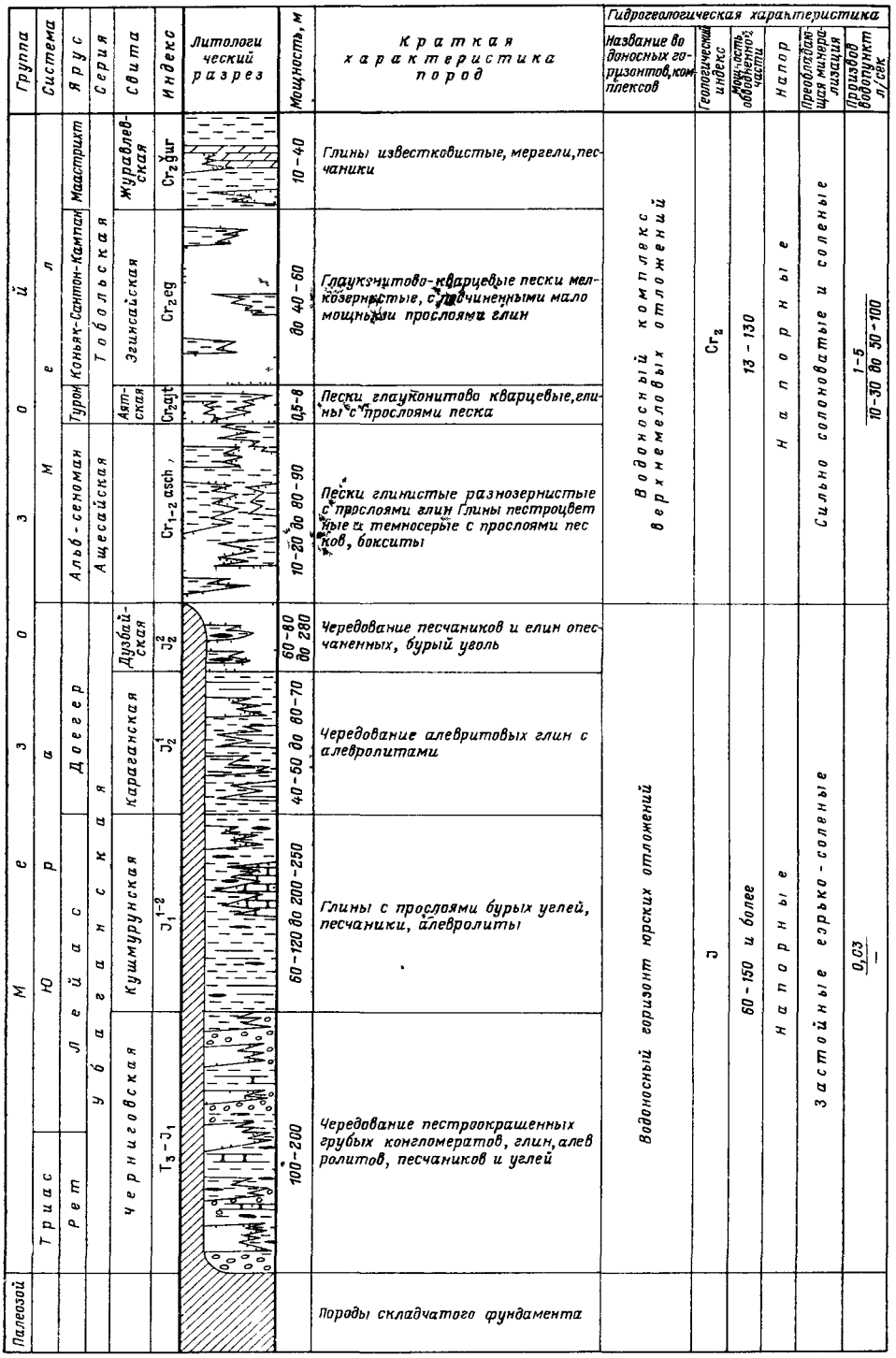
растительных остатков, занимает относительно более северные части территории. В южном направлении нижняя часть покурской свиты постепенно выклинивается, а верхняя часть переходит в пестроцветную леньковскую свиту, содержащую прослои грубозернистых песков, гравелитов, галечников, каолинизированных глин. К югу от оз. Селетытенгиз имеются выходы леньковской свиты на дневную поверхность. Мощность отложений до 200 *м*.

В пределах Тургайского прогиба широко распространены отложения альб-сеноманского яруса, выделенные в ащисайскую серию, которая на севере Тургайского прогиба фациально переходит в верхнюю часть покурской свиты. Ащисайская серия на широте Кустаная и к северу от него, а также в восточной части Тургайского прогиба к востоку от долготы оз. Кушмурун сложена разнозернистыми глинистыми песками с прослоями серых и пестроцветных глин. На остальной же части территории отложения ащисайской серии представлены преимущественно пестроцветными и серыми глинами с подчиненными прослоями песков и линзами бокситов. Мощность от 10—40 до 80—90 *м* (на отдельных участках). В пределах Кустанайского вала нижняя, песчаная часть ащисайской серии, выделяется в виде талдыкской свиты альбского возраста, а ее верхняя, более глинистая часть — в виде шетиргизской свиты сеномана.

Отложения туронского яруса имеют значительно более широкое площадное распространение, чем подстилающие их осадки. В пределах южной части Западно-Сибирской низменности они выделены в виде кузнецовской свиты ($Cr_2 kz$), представленной глинами с гнездами песчано-алевритового материала, мощностью от 2—3 до 30—45 *м*. Кузнецовская свита в пределах ее распространения является региональным водоупором. К востоку от оз. Селетытенгиз, в узкой полосе, параллельной выступу Казахской складчатой страны, глины морского генезиса фациально переходят в сильно опесчаненные глины, содержащие железистые оолиты. Подобные этим глины, а также глауконитово-кварцевые пески прибрежно-морского и лагунного генезиса, содержащие оолитовые железные руды, в пределах Тургайского прогиба объединены в аятскую свиту мощностью 0,5—8 *м*.

На отложениях турона залегает песчано-глинистая толща коньяк-сантон-кампанского яруса, весьма интересная, как содержащая основной водоносный комплекс верхнего мела. На юге Западно-Сибирской низменности эти отложения, выделенные под названием славгородской свиты ($Cr_2 sl$), представлены зеленовато-серыми алевритовыми глинами с прослоями кварцево-глауконитовых песков, количество которых увеличивается к основанию свиты; нижняя, преимущественно песчаная часть свиты, выделяется под названием ипатовской пачки. Мощность свиты от нескольких метров на юге территории до 250 *м* и более на севере края. Южная граница современного распространения свиты подходит почти вплотную к выходам пород Казахской складчатой страны; к югу и юго-западу от оз. Селетытенгиз имеется несколько разрозненных выходов свиты на дневную поверхность.

На севере Тургайского прогиба отложения, одновозрастные вышеописанным и выделенные под названием эгинсайской свиты ($Cr_2 eg$), не заходят южнее оз. Кушмурун. В составе этой свиты преобладают мелкозернистые глауконитово-кварцевые пески с резко подчиненными маломощными (0,5—1 *м*) прослоями глин. Глины концентрируются на северо-западе территории в районе Кустаная, на северо-востоке в районе оз. Кушмуруна, где среди песков появляются грубозернистые разности Максимальная мощность свиты достигает 40—60 *м*. К югу от площади развития эгинсайской свиты встречаются небольшие поля спорадического


Группа
Система
Ярус
Серия
Свита
Индекс
Литологический разрез
Мощность, м
Краткая характеристика пород
Гидрогеологическая характеристика
Название водоносных горизонтов, комплексов
Геологический индекс
Мощность обводненной части
Напор
Преобладающая минерализация
Дебит удельный / дебит водопункта л/сек
Палеозой
Триас
Рет
Юра
Лейас
Доггер
Мальм
Верхний
Средний
Нижний
Верхний
Средний
Нижний
Туронский
Коньяк-Сантон-Кампанский
Маастрихт
Альб-сеноман
Тобольская
Ачимовская
Ачимовская
Ханты-Мансийская
Тюменская
Тюменская
Тюмен

Продолжение

Группа	Система	Ярус	Серия	Свита	Индекс	Литологический разрез	Мощность, м	Краткая характеристика пород	Гидрогеологическая характеристика: Название водоносных горизонтов, комплексов	Геологический индекс	Мощность обводненной части	Напор	Преобладающая минерализация	Производительность л/сек
К а й н о з о й с к а я	Четвертичная				eol_{Q_4}		2-7 до 15	Элювиальные отложения-пески, аллювиальные отложения пойменных террас	Водоносный горизонт элювиальных отложений	eol_Q	2-7 до 9-12	Грунт	Пресн	$\frac{0,1}{1-5}$
					al_{Q_3}		3-15	Аллювиальные отложения I террасы р.Тургая, Тобола, Убогана - суглинки с прослоями супеси, пески, нижняя часть пески глинистые	Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений	al_Q	5-9	Безнапорные	От пресных до рассолов	$\frac{0,1-0,6}{1-5}$
					al_{Q_2}		15-25	Аллювиальные отложения II террасы р Тургая, Тобола, Убогана - пески, реже суглинки и глины						
					al_{Q_1}		5-10 до 20-30	Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения древних долин стока - глины, суглинки, пески						
				Кустанайская	N_2^2kst		5-15	Верхняя терраса Убоган-Тургайской долины - пески, супеси, суглинки						
			Каракольская	Жиланды-Каптагайская	$N_2gn\ N_2^2kt$		5-10 до 30-60	Суглинки тяжелые, бурые, супеси пески с гравием	Воды спорадического распространения неогеновых отложений	N	Прослои и линзы 2-5м	Безнапорные	От пресных до соленых	$\frac{0,1}{<1}$
				Жиландинская	N_2gl		10-15 до 40	Суглинки тяжелые и глины опесчаненные кирпично-красные						
				Аральская	N_1ar		3-6 до 10-12	Глины жирные, зеленые, восковидные, с гипсом железисто-марганцевистыми бобовинами, прослоями мергеля	Водоупор					
			Тургайская	Нацразумовская, чаграйская	$Pg_3^3nc\ Pg_3^3cg$		3-6 до 10-12	Глины жирные, каолинитовые, пестро-окрашенные Пески врубозернистые, алевриты	Водоносный комплекс олигоценовых отложений	Pg_3	от 2 до 100	Напорные или с местным напором	От пресных до соленых	$\frac{5}{1-5\ до\ 10}$
				Чилик-тинская	$Pg_3^3čl$		3-5 до 6-8	Глины песчанистые, с лигнитом, гипсом, пески глинистые, железистые						
				Кутанбулакская	Pg_3^3kt		1-3 до 10-15	Глины каолинитовые, глины лигнитоносные, пески железистые, оолитовые						
			Чеганская		$Pg_{2-3}čg$		30-40 до 100-120	Глины жирные, плотные дистоватые, зеленые с караваями сидеритов	Водоупор					
		Палеоценовая	Сакмарская	Сакмарская	Pg_2sk		5 15	В краевых частях пески, песчаники кварцево-глауконитовые	Водоносный комплекс эоценовых отложений	Pg_2	13 - 130	Напор 12-50 и более метров	Сильно солоноватые и соленые, редко пресные и слабо солоноватые	$\frac{1,0}{1-5\ до\ 10-80}$
			Тасаранская		Pg_2ts		до 75-100	Глинистые опоки, окремненные алевролиты, кварцево-глауконитовые песчаники						
			Прешовская		Pg_1pr		1-3 до 25-30	Глины гумусированные с прослоями кварцево-глауконитовых песков и известковистых песчаников						

б

каинозойских отложений Тургайского прогиба (составила Б Е Антыпко)

о — кайнозой

распространения морских осадков кампанского яруса, сопоставляющихся с верхней частью эгинсайской свиты. На крайнем юге Кустанайской области в районе нижних течений рек Улыжиланшика, Тургая и Улькаяка отложения этого возраста имеют уже сплошное распространение, здесь они представлены однообразной толщей зеленовато-серых, иногда карбонатных глин с прослоями и линзами глауконитовых песков. Мощность их от 8 до 40 *м*.

Славгородская и эгинсайская свиты почти повсеместно перекрыты отложениями маастрихтского яруса, также имеющими весьма широкое площадное распространение, хотя и несколько более узкое, чем подстилающие их осадки.

На юге Западно-Сибирской низменности отложения маастрихтского яруса представлены ганькинской свитой (Cr_2gn), сложенной в основном карбонатными песчаными глинами иногда опоковидными с подчиненными прослоями алевролитов и песков, роль которых в разрезе заметно увеличивается к югу. Максимальная мощность ганькинской свиты достигает 100—140 *м* (район Петропавловска). В северной части Тургайского прогиба отложения маастрихта представлены журавлевской свитой (Cr_2gur), в составе которой также преобладают известковистые породы — мергели, глины и песчаники, причем роль последних увеличивается в южном направлении. Мощность свиты 10—40 *м*. Отличительной чертой отложений маастрихтского яруса считается обильная морская фауна. Почти на всей площади отложения ганькинской свиты являются выдержанным водоупором.

В пределах Казахской складчатой страны в отдельных эрозионно-карстовых понижениях района Целинограда, на восточном берегу оз. Майбалык, по западной периферии Тенизской впадины и на северо-западе Сарысу-Тенизского поднятия (Амангельдинская группа бокситовых месторождений) залегают жирные каолинитовые глины и пестроцветные песчано-глинистые отложения континентального генезиса, выделенные в ашутскую свиту (Cr_2asch) и представляющие собой переотложенные в сеноне продукты коры выветривания. В бокситово-рудных районах ашутская свита служит подрудной свитой. Мощность ее от 14—15 до 50—80 *м*, возраст установлен по результатам палинологических исследований.

Палеогеновая система (Pg). По литологическому составу отложения палеогенового возраста в общих чертах делятся на три части, каждая из которых имеет самостоятельное значение в гидрогеологии. Нижняя часть сложена песчано-глинистыми в основном морскими отложениями эоценового возраста, которые образуют систему перемежающихся водосодержащих и водоупорных слоев, объединенных в единый водоносный комплекс. Верхняя часть, сложенная фациально-изменчивыми песчано-глинистыми отложениями континентального генезиса, вместе с содержащимися в них водами также представляет собой единый водоносный комплекс. Средняя часть палеогеновых отложений, образованная мощной толщей морских глин эоцен-олигоцена, является региональным водоупором, выдержанным на огромных пространствах Сибири, Тургая и Приаралья и играющим весьма важную роль в гидрогеологии всего мезо-кайнозойского чехла.

Площади сплошного развития отложений палеоценового и, возможно, верхней части датского (?) ярусов на юге Западно-Сибирской низменности (талицкая свита, Pg_1—Cr_2tl) и отложений палеоценового возраста на севере Тургайского прогиба (пресновская свита, Pg_1pr) значительно сокращены по сравнению с подстилающими их меловыми отложениями. Обе свиты представлены песчаными, местами опоковидными

глинами и кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками. Мощность осадков от 5—8 до 24 *м*.

В пределах Казахского нагорья в тех же эрозионно-карстовых понижениях, что и ашутская свита, развита амангельдинская свита ($Pg_{1-2}\,am$), которая является рудной свитой бокситовых месторождений. По данным спорово-пыльцевого анализа, она относится к палеоцену — нижнему эоцену. Свита сложена пестроцветными глинами и бокситами [1], мощность которых в среднем 25—30 *м*.

На южной окраине Западно-Сибирской низменности широко развиты эоценовые осадки люлинворской свиты ($Pg_2\,ll$), представленные переслаивающимися песчано-глинистыми и опоковидными породами. Мощность свиты возрастает с юга на север и в районе Петропавловска достигает 120 *м*. Вблизи Казахского нагорья примерно к югу от 54° с. ш. свита по литологическому составу четко подразделяется на две подсвиты: нижнюю, преимущественно песчано-опоковую и верхнюю, преимущественно песчано-глинистую.

В пределах Тургайского прогиба прослеживается тасаранская свита среднего эоцена ($Pg_2\,ts$), сложенная кварцево-глауконитовыми песками, песчаниками и глинистыми опоками. Мощность ее непостоянна и колеблется от 75—100 *м* в центральной части прогиба до 5—15 *м* вблизи горного обрамления. Тасаранская свита сопоставляется с нижней подсвитой люлинворской свиты.

В краевых частях Тургайского прогиба и в его южной части в разрезе четко выделяется саксаульская свита верхнего эоцена ($Pg_2\,sk$), сложенная глауконитовыми и кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками. По мере движения к центру прогиба эти прибрежно-морские отложения постепенно переходят в морскую фацию кремнистых глин. Эти же переходы четко прослеживаются на юге Западно-Сибирской низменности вблизи Казахского нагорья в отложениях верхней подсвиты люлинворской свиты, сопоставляемой с осадками саксаульской свиты. В пределах обнаженной части Казахской складчатой страны и на восточном склоне Урала встречаются отдельные останцовые плиты и глыбы сливных песчаников и кварцитов, являющихся остатками континентальной фации верхнеэоценового времени (олентинская толща, $Pg_2\,ol$). В северной и в центральной частях Тургайского прогиба саксаульская свита, представленная здесь глинистыми и реже песчаными породами, литологически не отделима от вышележащей чеганской свиты. Мощность саксаульской свиты в среднем 5—15 *м*, максимальная мощность до 70 *м*.

В равнинных частях Северного Казахстана — южной окраины Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба — повсеместным площадным распространением пользуются отложения чеганской свиты верхнего эоцена — нижнего олигоцена ($Pg_{2-3}\,cg$). Свита сложена плотными жирными листоватыми глинами и лишь в южных краевых частях низменности, в районах, примыкающих к Казахскому нагорью, в разрезе свиты появляются прослои алевритовых глин с лигнитом и мелкозернистых песков, мощность которых в среднем достигает 5—8 *м* (прибрежно-морская фация — карасорская толща). Общая мощность чеганской свиты возрастает от 1—2 *м* у южной границы ее распространения до 150 *м* на севере Павлодарской области и до 100—200 *м* на юге Тургайского прогиба.

В северной части прогиба в локальных понижениях рельефа кровли чеганской свиты без видимого перерыва залегают оранжево-желтые и

[1] Некоторые исследователи выделяют объединенные подрудную и рудную бокситоносные толщи в виде аркалыкской свиты верхнемелового — палеоценового возраста.

темно-серые глины сарыинской свиты мощностью от 1—3 до 5—6 *м*, достигающие близ Улутавского склона 10—15 *м* В центре Тургайского прогиба в этих глинах встречаются маломощные прослои лигнита, а также скопления оолитов гидрогетита В Тургайском прогибе и на юге Павлодарского Прииртышья в неглубоких, сравнительно узких и линейно-вытянутых долинах в рельефе кровли чеганской свиты залегают осадки кутанбулакской свиты (Pg_3 *kt*) аллювиального генезиса. Они представлены разнозернистыми песками с прослоями известковистых алевритов и глин, с редкими линзами железистых песчаников и оолитов (на севере Тургайского прогиба — Лисаковское, Шиилинское и Кировское русла, в Павлодарском Прииртышье — Новоалексеевская и Жалулинская дельты)

На юге Западно-Сибирской низменности широким площадным распространением пользуются озерные отложения атлымской свиты (Pg_3at), представленные отбеленными глинистыми алевритами и алевритовыми глинами Мощность их в среднем 3—5 *м*, на севере территории до 10—20 *м*

В равнинных частях Северного Казахстана — на юге Западно-Сибирской низменности и в Тургайском прогибе, и в понижениях среди Казахского нагорья в пределах Тенизской впадины, на северной и восточной окраинах Казахского нагорья на размытой поверхности морского палеогена, на осадках кутанбулакской и атлымской свит и непосредственно на породах палеозойского и допалеозойского возраста, залегают песчано-глинистые отложения среднего олигоцена, обогащенные растительными остатками

Чиликтинская свита ($Pg_3\,\breve{cl}$) болотного и озерно-болотного генезиса, развитая в пределах Тургайского прогиба и на юге Павлодарского Прииртышья, представлена коричневато-серыми глинами с прослоями песков и алевритов, с лигнитизированными остатками древесины. Мощность ее от 3—5 до 6—8 *м*

Новомихаиловская свита (Pg_3nm) озерного генезиса, представленная коричневато-серой толщей алевритовых глин, глинистых алевритов и песков, имеет широкое площадное распространение на юге Западно Сибирской низменности Мощность ее возрастает с юга на север от 3—5 до 20—30 *м*. Верхнеолигоценовые отложения представлены фациальноизменчивым комплексом песчано-гравийных и глинистых отложений

В пределах Тургайского прогиба, на южной окраине Западно-Сибирской низменности и в пределах окраинных частей Казахского нагорья на описанных выше осадках, залегают гравийно-галечные и песчаные, часто ожелезненные отложения чаграйской свиты верхнего олигоцена ($Pg_3\,\breve{cr}$), мощностью 3—8 *м*. В плане они залегают в виде линейно-вытянутых полей, ориентированных в сторону низменности от Казахского нагорья и Урала, и являются осадками аллювиального генезиса. Гравийно-галечные отложения обрамлены песчаными и песчано-алевритовыми отложениями озерно-аллювиального генезиса, имеющими в плане очертания шлейфов, окаймляющих склоны Казахского нагорья и Урала (улькенкаройская свита) Отбеленность песчаного материала указывает на то, что он является переотложенным продуктом коры выветривания В Тургайском прогибе, в Тенизской впадине и на северном склоне Казахского нагорья широко развиты жирные пестроокрашенные часто каолинитовые глины наурзумской свиты ($Pg_3\,nr$) озерного генезиса с железисто-марганцовистыми бобовинами В пределах Западно-Сибирской низменности к северу от описанных выше участков отложений чаграйской и улькенкаройской свит широко распространены озерные отложения знаменской свиты

($Pg_3\,zn$), представленные переслаивающимися алевритовыми глинами, глинистыми алевритами и тонкозернистыми песками. Мощность их от 5—7 *м* на юге до 10—15 *м* на севере края.

Неогеновая система (N). Нижнемиоценовые отложения представлены в основном глинистым материалом, компактная толща которого является надежным водоупором для верхней части разреза. Средне-миоценовые — плиоценовые отложения, представляющие собой комплекс

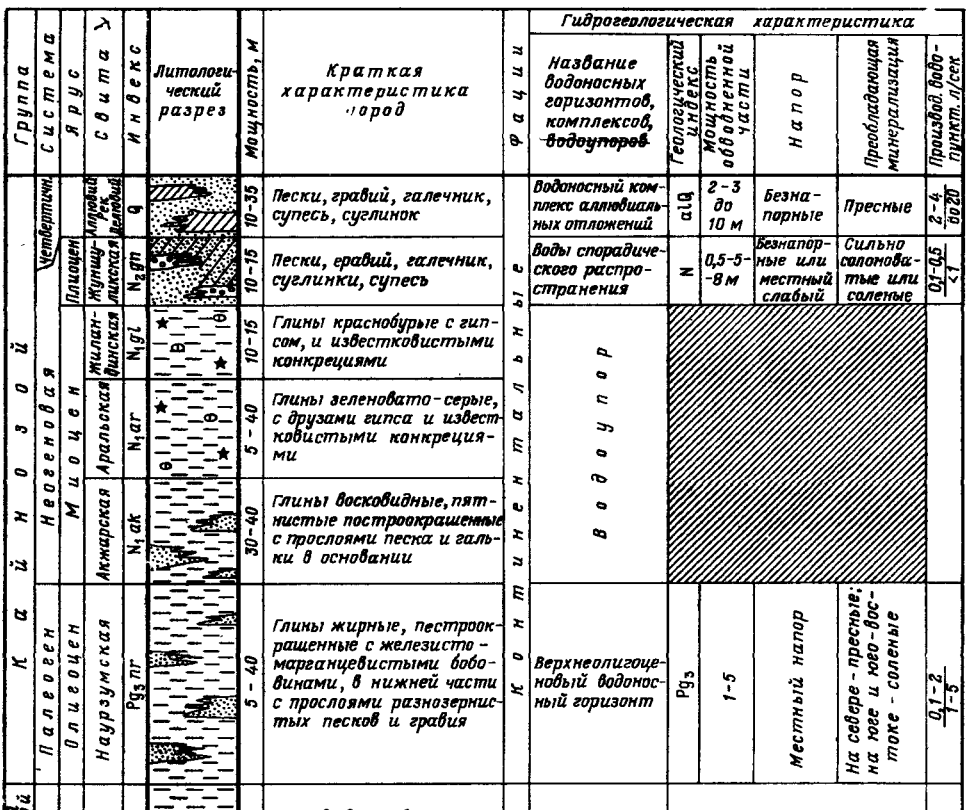


Рис. 14. Сводная геолого-гидрогеологическая колонка мезозойских и кайнозойских отложений Тенизской впадины (составила Б. Е. Антыпко)

переходящих друг в друга по площади песчаных и глинистых субаквальных и субаэральных отложений, весьма интересны для гидрогеологии, так как содержат ряд водоносных горизонтов неглубокого залегания, имеющих практическое значение.

В пределах Тургайского прогиба широко распространена аральская свита ($N_1\,ar$). Небольшие поля спорадического развития аральской свиты встречаются в пределах Казахского нагорья, в основном на его склонах и в Тенизской впадине (рис. 14). Аральская свита представлена жирными плотными глинами озерного генезиса с прослоями мергелей и с известково-мергелистыми конкрециями с друзами гипса и с железисто-марганцевыми картечинами. Мощность свиты от 2—3 до 5—7 *м*. На юге Западно-Сибирской низменности аналогичные глины протягиваются

нешироκой полосой (*до* 80 *км*), параллельной выступу Казахской складчатой страны, несколько отступая от нее (калкаманская свита). К северу последняя свита переходит в таволжанскую свиту (N_1 *tv*) озерно-аллювиального и озерного генезиса, сложенную алевритистыми глинами с мелкими известково-мергелистыми конкрециями и с подчиненными прослоями мелкозернистых песков. Мощность свиты от 10—12 до 30—40 *м*.

В пределах Тенизской впадины, Сарысу-Тенизского и Улутавского поднятий встречаются весьма ограниченные по площади выходы пятнистых восковидных глин, относимых к акжарской свите (N_1 *ak*). Глины в основании опесчаненные с прослоями гальки, залегают на породах складчатого фундамента и перекрываются аральской свитой Мощность 30—40 *м*.

В восточной части Тургайского прогиба без видимого перерыва на аральской свите залегает жиландинская свита (N_1gl) среднего — верхнего миоцена, представленная характерными красно-бурыми песчанистыми глинами с мелкими стяжениями мергеля и кристаллами гипса; мощность ее от 10—15 до 40 *м*. Образование свиты происходило главным образом в озерных водоемах, унаследованных от раннемиоценовых бассейнов; меньшие площади заняты осадками делювиально-пролювиального генезиса.

В пределах северо-восточной части Тургайского прогиба, в примыкающих к нему частях Казахского нагорья и в Тенизской впадине широко развиты отложения жуншиликской свиты (N_1gn) нижнего — среднего плиоцена. Свита сложена тяжелыми суглинками буровато-коричневого цвета, которые, как правило, залегают на глинах жиландинской свиты. Мощность их 20—30 *м*. На восточном склоне Тургайского прогиба состав свиты несколько иной, здесь она представлена коричневато-бурыми песчаными глинами и тяжелыми суглинками, переслаивающимися с песками и супесями того же цвета. Мощность их возрастает до 60 *м* и более.

В центральной части Тургайского прогиба к югу от долины Тургая большие пространства заняты отложениями катпаганской свиты (N_1kt) нижнего — среднего плиоцена — разнозернистыми полимиктовыми песками и супесями с гравием, с размывом, залегающими на жиландинской свите. Если осадки жуншиликской свиты образовались в озерных и аллювиально-озерных условиях, то породы катпаганской свиты являются породами пролювиально-аллювиального генезиса. Мощность катпаганской свиты от 5—10 до 25 *м*.

На юге Западно-Сибирской низменности в виде крупных останцовых полей, размытых более поздней эрозией, распространена павлодарская свита среднего миоцена — среднего плиоцена, образованная в основном пятнистыми алевритовыми глинами с гнездами желваковых карбонатных включений и мелкими железисто-марганцовистыми бобовинами. В средней и верхней частях свиты встречаются прослои слюдистых мелкозернистых песков, роль которых в разрезе увеличивается в северном и северо-восточном направлениях На севере Павлодарской области и на правобережье Иртыша павлодарская свита представлена толщей переслаивающихся глинистых алевритов, мелкозернистых песков и опесчаненных глин На севере края мощность свиты составляет от 15—25 до 50 *м*.

Отложения кустанайской свиты верхнего плиоцена (N_2kst) развиты на севере Тургайского прогиба, на северном склоне Казахского мелкосопочника и в прилегающей к нему южной части Западно-Сибирской низменности. Они представлены иловатыми и песчаными карбонатными

глинами и суглинками, реже супесями с прослоями и гнездами разнозернистых песков и перемытых карбонатных стяжений; мощность их от 5—7 до 15—20 *м*, генезис озерно-аллювиальный. Осадки кустанайской свиты прослеживаются в виде линейно-вытянутых изгибающихся полос неправильной формы шириной от 5—10 до 20 *км*. По мере удаления от Казахского нагорья на равнинных пониженных частях Западно-Сибирской низменности эти образования слагают обширные поля шириной до 40—50 *км*. Одновозрастные отложения аллювиальной фации, выделенные в виде битекейских слоев, представлены характерной косослоистой толшей линзовидно переслаивающихся песчанистых глин, несортированных песков, галечников и ракушечников. Здесь встречаются пресноводные моллюски и обломки костей млекопитающих. Мощность битекейских слоев 5—8 *м*.

2. СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения в Северном Казахстане имеют почти сплошное площадное распространение[1], они отсутствуют лишь на отдельных вершинах сопок и гор, а также в обрывистых берегах рек. Эти отложения представлены различными генетическими типами: аллювиальными, озерными, эоловыми, делювиальными, элювиальными и образованиями смешанного генезиса. Стратиграфическое и генетическое расчленение четвертичных отложений приведено в основном в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой Западно-Сибирской низменности, разработанной Межведомственным стратиграфическим совещанием, проходившим в Новосибирске в 1960 г. Кроме того, при работе были учтены изменения, внесенные в схему в 1961—1962 гг. большим коллективом авторов, составивших карту четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности масштаба 1 : 1 500 000 под редакцией И. И. Краснова.

Покровные четвертичные отложения

На обширных площадях полностью закрытых водораздельных пространств, в пределах зоны развития Казахского мелкосопочника и прилегающих к нему равнин, развита, как правило, маломощная, в общем однообразная толща желто-бурых суглинистых и суглинисто-песчаных покровных пород элювиального, делювиального, элювиально-делювиального, делювиально-пролювиального, эолового и смешанного субаэрального генезиса.

Элювиальные отложения (*el* Q) имеют незначительное площадное распространение и покрывают маломощным чехлом (до 1, реже до 3 *м*) платообразные поверхности водораздельных равнин Тургайского прогиба, они встречаются также в пределах зоны развития Казахского мелкосопочника. Состав их весьма изменчив и зависит от характера подстилающих пород: на скальных породах преобладают щебнистые и дресвянистые образования, грубые несортированные суглинки и супеси, на рыхлых породах мезо-кайнозоя развиты преимущественно суглинки и супеси.

Водоразделы, низкогорья, холмы и сопки Казахского мелкосопочника и его склоны покрыты маломощным чехлом элювиально-делю-

[1] При составлении главы использованы материалы И. И. Краснова, Е. М. Зарриной, В. А. Мартынова, Н. В. Пятаковой, П. Я. Кошелева и др.

виальных отложений (*eld*Q). Эти же отложения развиты на водораздельных равнинах юго-западной части Тургайского прогиба

Состав элювиально-делювиальных отложений изменчив На скальном основании в этом районе залегают несортированные щебенчатые суглинки и супеси, местами щебень и дресва мощностью от 1—3 до 5—10 *м*, на рыхлых породах кайнозоя развиты лессовидные карбонатные пористые суглинки мощностью от 1—3 до 10—12 *м*

По склонам останцовых возвышенных плато, а также по склонам долин рек, балок и оврагов развиты делювиальные покровные отложения (*d*Q), представленные преимущественно неслоистыми, пористыми, карбонатными суглинками, сходными по внешнему облику с водораздельными покровными образованиями, продуктом переотложения которых они в основном и являются Мощность делювия колеблется в пределах 3—6 *м*, в нижних частях шлейфов иногда достигая 10—15 *м*; по склонам долин крупных равнинных рек она изменяется от 1 до 3 *м*

В пределах области Казахского мелкосопочника широко развиты делювиально-пролювиальные отложения (*dp*Q), сплошным довольно мощным чехлом покрывающие здесь плоские водораздельные плато или заполняющие обширные древние депрессии рельефа В удалении от подножии склонов делювиально-пролювиальный покров состоит преимущественно из тяжелых суглинков Вблизи источников сноса в нем увеличивается количество грубого материала, образующего прослои дресвяника и разнозернистых неокатанных песков с примесью мелкой щебенки диаметром до 10 *см*. Линзы песков достигают в длину 10—100 *м* при толщине 1—50 *см* Мощность отложений в пониженных частях рельефа изменяется от 10 до 15 *м*, вблизи источников сноса она уменьшается до нуля

Во многих местах под делювиально пролювиальным покровом залегают глинистые и суглинистые образования озерных и озерно-аллювиальных фаций покровных отложений мощностью от 10—20 до 30—40 *м* Они выполняют широкие древние погребенные долины стока, не связанные с современной эрозионной сетью

На водораздельных пространствах Западно-Сибирской низменности сплошным чехлом развиты осадки субаэрального генезиса (*sa* Q_{I-3}) К ним относятся отложения смешанного делювиального, элювиального, эолового и водного происхождения (кратковременных высыхающих разливов) Возраст их условно принимается нижне-верхнечетвертичным Они представлены однообразной толщей карбонатных пористых лессовидных суглинков, реже супесей, местами с тонкими прослоями мелкозернистых глинистых песков Мощность колеблется от 1—3 до 10—15 *м* Наибольшие мощности отложений приурочены к участкам развития гривного рельефа на Тобол-Убаганском и Убаган-Ишимском междуречьях Значительная опесчаненность субаэральных образований отмечается на северо-западе территории на Аят-Тобольском и Убаган Тобольском междуречьях и на востоке по правобережью Иртыша

Эоловые отложения (*eol* Q_{3+4}) в основном верхнечетвертичного и современного возраста в пределах края имеют сравнительно небольшое распространение Массивы эоловых песков обычно приурочены либо к площадям развития отложений чиликтинской, чаграйской и других свит песчаного состава, обнажающихся в склонах долин и останцовых плато, либо к поверхностям современных и древних речных террас Значительные песчаные массивы отмечаются на левобережной части древней Убаганскои долины (Сапсын-Агашский песчаный массив и др), в долинах Тургая, Улыжиланшика, Иртыша, а также вблизи крупных котловин озер

Селетытенгиз и Жалаулы. Длина песчаных массивов от 20—30 до 80 *км*, ширина от 3—5 до 15—20 *км*. Эоловые бугры и гряды достигают высоты от 2 до 7, редко до 15 *м*, протяженность их до 50—100 *м*, они разделены межгрядовыми котловинами. Поверхность бугров и гряд обычно закреплена растительностью, развевание наблюдается лишь по окраинам песчаных массивов Эоловые отложения по составу близки к материнским породам, за счет перевевания которых они образовались. Обычно эти пески от тонко- до среднезернистых, кварцевые или кварцево-полевошпатовые с хорошо окатанными зернами и отшлифованной поверхностью. Мощность эоловых отложений от 2—4 до 10—16 *м*.

Аллювиальные отложения речных долин и связанные с ними озерно-аллювиальные образования

Аллювиальные отложения широко распространены на территории Северного Казахстана.

Долина Иртыша имеет широкую, хорошо развитую пойму и три надпойменные террасы, особенно широко развитые и четко выраженные на левобережье. К югу и юго-востоку от Павлодара на правом берегу наблюдается огромная древняя аллювильная равнина, которая по уровню и возрасту соответствует четвертой надпойменной террасе Иртыша. Слагающие ее отложения, известные под названием кулундинской свиты ($al Q_{1-2} kld$), распространяются на восток за рамки района, где покрывают всю центральную часть Кулунды. Они залегают на размытой поверхности неогена и представлены преимущественно русловыми фациями аллювия — разнозернистыми хорошо промытыми песками полимиктового состава с гравием и галькой, а также средне- и мелкозернистыми песками мощностью от 8 до 15 *м*. В верхней части разрезов встречаются маломощные (от 0,5 до 2 *м*) прослои супесей и песчаных глин. Того же возраста и так называемые качирские слои ($lal_{1-2} kar$), представляющие собой озерно-аллювиальные отложения, сохранившиеся на отдельных участках левобережья под аллювием второй и третьей надпойменных террас Иртыша. Они представлены алевритовыми глинами и алевритами с тонкой ленточной слоистостью, местами с мелкими линзами песка с гравием и галькой. Мощность этих отложений колеблется от 5—7 до 30 *м*.

На юге Западно-Сибирской низменности широко развиты среднечетвертичные озерно-аллювиальные отложения сладководской свиты ($lal Q_{1-2} sld$), которые заходят сюда лишь небольшими участками. Они залегают на размытой поверхности неогена и палеогена и прикрыты маломощным чехлом покровных суглинков. Отложения представлены тяжелыми карбонатными суглинками в нижней части разреза с прослоями тонкослоистых супесей и иловатых опесчаненных глин. На отдельных участках отмечается их фациальное замещение тонкослоистыми супесями и разнозернистыми глинистыми песками с линзами и прослоями гравия и карбонатных галек. Мощность 5—15 *м*.

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы Иртыша среднечетвертичного возраста ($al Q_2$) прослеживаются вдоль левого берега от южной границы района до широты пос. Краснокутского, где они переходят на правую сторону и, протягиваясь на север, уходят за северную границу края. Подошва аллювия залегает на 15—20 *м* выше уреза воды на неогеновом цоколе. Аллювиальные отложения представлены преимущественно русловыми фациями и состоят из грубозернистых гравелистых косослоистых песков с прослоями и

крупными линзами мелкого галечника в основании. Верхнюю часть разреза обычно слагают мелко- и среднезернистые пески, сравнительно хорошо отсортированные. Мощность аллювия колеблется от 6—8 *м* у внешнего края террасы до 10—12, реже 15 *м* в ее тыловой части.

На крайнем юго-восточном участке развиты средневерхнечетвертичные аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения карасукской свиты ($alQ_{2-3}krs$), которые за пределами края слагают обширные равнины правобережной части долины Иртыша. Это мелко- и среднезернистые, иногда гравелистые косослоистые пески с прослоями супесей и суглинков. Мощность отложений 5—10 *м*, иногда более.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы Иртыша верхнечетвертичного возраста и синхронные им отложения древних долин (al, $lalQ_3^{1-2}$) протягиваются по левобережью полосой, ширина которой увеличивается с севера на юг от 3 до 15—20 *км*. На правобережье они образуют лишь прерывистые выходы.

В нижней части разреза отложения представлены грубозернистыми гравелистыми разностями песков с прослоями мелкой гальки и глинистыми окатышами, состоящими из неогеновых и палеогеновых глин. В верхней половине разреза залегают мелко- и тонкозернистые пески с прослоями супесей и суглинков. Севернее пос. Иртышского на левом берегу долины в верхней части разреза аллювия отмечается 3—4-метровая толща суглинков и супесей. Мощность аллювия колеблется от 4 до 6 *м*.

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы Иртыша верхнечетвертичного возраста (alQ_3^{3-4}) залегают узкой полосой на левом и на отдельных участках на правом бортах долины. В южной части района аллювий этой террасы в основном представлен песчано-гравелистым материалом, к северу же, начиная примерно от пос. Иртышского, в составе аллювия увеличивается содержание тонкого материала и верхняя часть разреза этих отложений представлена уже 6—8-метровой толщей тонкослоистых суглинков, чередующихся с прослойками супеси, реже тонкозернистого песка. Мощность аллювия колеблется от 15 до 20 *м*, а его подошва залегает несколько ниже уреза воды в реке.

Современные аллювиальные отложения поймы Иртыша (alQ_4) в нижней — большей части разреза представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой. Верхняя часть (4—7 *м*) сложена иловатыми суглинками и супесями. Мощность пойменного аллювия 10—20 *м*.

Долина Ишима также имеет три надпойменные террасы и две поймы — низкую и высокую, синхронные по возрасту террасам Иртыша, однако слагающие их осадки как по площади, так и по мощности имеют меньшее распространение. Аллювиальные отложения долины Нуры тесно связаны с отложениями Ишима и рассматриваются совместно.

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы Ишима, относящиеся к верхней половине среднечетвертичного времени (alQ_2^{3+4}), широко распространены вдоль меридионального отрезка долины реки. В суженной части меридионального отрезка (выше устья р. Иманбурлук) аллювий представлен сравнительно крупным галечником и гравием мощностью 2—4, не более 6 *м*.

В нижнем отрезке меридионального участка долины аллювий представлен разнозернистыми песками с линзами и прослоями галечника и гравия. В верхней части разреза преобладают тонкослоистые супеси и суглинки с прослоями и линзами разнозернистых песков. Мощность этих отложений колеблется от 10 до 20 *м*. В бассейне Нуры имеют значи-

тельное распространение нерасчлененные среднечетвертичные аллювиальные отложения ($al\,Q_2$). В нижней части разреза они представлены галечно-гравийным и песчаным материалом, сверху прикрыты супесями и суглинками. Общая мощность отложений 10—15 *м*, местами до 30 *м*.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения второй и первой надпойменных террас Ишима, Нуры и их притоков ($al\,Q_3$) выделяются лишь вдоль меридионального отрезка долины Ишима. В нижней части разреза они представлены песчано-галечниками, в верхней — глинисто-суглинистыми разностями

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения второй надпойменной террасы ($al\,Q_3^{1+2}$) имеют сплошное распространение на левом берегу меридионального отрезка долины Ишима ниже устья р. Иманбурлук. Они представлены суглинками и супесями, переслаивающимися с песком и песчанистыми глинами. В нижней части разреза отмечается увеличение содержания песчанистых фракций. На южном отрезке долины в основании разреза наблюдаются значительные по мощности прослои гравелистых песков с галькой. Мощность отложений от 12 до 20 *м*, к югу она уменьшается до 6 *м*.

Аллювиальные отложения верхнего широтного отрезка долин Ишима и Нуры синхронны осадкам первой и второй надпойменных террас на участке меридионального течения Ишима. На этом отрезке долины подошва слагающего ее аллювия глубоко погружается под уровень реки, а мощность аллювия увеличивается от 6—8 до 14—30 *м*. В составе осадков здесь преобладают озерные и озерно-аллювиальные фации глинистого состава: суглинки, супеси и глины. Местами встречаются прослои песков незначительной мощности.

Аллювиальные отложения первой и второй надпойменных террас притоков Ишима представляют собой преимущественно пористые карбонатные суглинки и супеси. В нижних горизонтах разреза отмечаются небольшие прослои и линзы мелкозернистых песков. Мощность аллювия по притокам колеблется от 2—4 до 6—8 *м*, резко увеличиваясь в местах озеровидных расширений долин. Наиболее песчанистый состав верхнечетвертичного аллювия наблюдается в долинах рек Акканбурлука и Терисаккана; здесь песчаные и песчано-галечниковые накопления мощностью 1,5—2,0 *м* перекрыты сверху суглинками и супесями с мелкими линзами грубых песчано-гравелистых суглинков, глинистых песков или гравийно-галечников. Мощность аллювия р. Терисаккан колеблется от 3—4 до 5—10 *м*, увеличиваясь вверх по течению.

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы ($al\,Q_3^{3+4}$) прослеживаются почти на всем протяжении меридионального отрезка долины Ишима. В верхних и средних частях разреза отложения представлены тонкослоистыми супесями и суглинками, в нижней — разнозернистыми песками с линзами гравия и гальки. Состав аллювиальных отложений изменчив, вниз по течению отличается увеличением содержания тонких фракций. Мощность аллювия колеблется от 10 до 20 *м*, постель его, как правило, лежит ниже уреза воды.

Современные (голоценовые) аллювиальные отложения пойменных террас бассейна Ишима ($al\,Q_4$) встречаются во всех речных долинах и балках, они слагают два уровня пойменных террас — низкий и высокий. Низкая пойма сложена разнозернистыми и крупнозернистыми песками с гравием, галькой и валунами. Аллювий высокой поймы представлен в нижних горизонтах разреза

песками с гравием и галькой, в верхних — супесями, суглинками и глинами

Аллювиальные отложения Тургая и его притоков имеют преимущественно супесчаный и суглинистый состав.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы представлены разнозернистыми слюдистыми песками с преобладанием тонкозернистых фракций. Местами, преимущественно в пределах древней Убаган-Тургайской долины, значительную роль в разрезе играют карбонатные суглинки и глины, иногда с гравием и редкой галькой. Мощность аллювия в современных долинах не превышает 15—25 *м*, в пределах древней долины достигает 30—40 *м*.

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы, имеющие верхнечетвертичный возраст (alQ_3), в верхней части разреза (на глубину 2—4 *м*) представлены суглинками с известковистыми включениями и друзами гипса, с прослоями и линзами супесей, тонкозернистых и крупнозернистых песков. Нижняя часть разреза сложена глинистыми песками с подчиненными прослоями суглинков и глин. Мощность аллювия от 3 до 15 *м*.

Современные (голоценовые) аллювиальные отложения пойменных террас Тургая и его притоков (alQ_4) представлены переслаивающимися песками, супесями и глинами с преобладанием песчаных разностей. Пески здесь кварцевые, слюдистые, мелкозернистые, с примесью гравия и гальки мощностью от 1,5—4 до 15—20 *м*.

Аллювиальные отложения Тобола имеют несколько более песчанистый состав.

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы среднечетвертичного возраста (alQ_2) представлены разнозернистыми, местами гравелистыми песками мощностью от 1—5 до 15 *м*

Аллювиальные отложения первых надпойменных террас верхнечетвертичного возраста (alQ_3) Тобола и его притоков в верхней части разреза представлены суглинками и песчанистыми глинами, на глубине сменяющимися песчано-гравелистым материалом. Суммарная мощность осадков до 12 *м*.

Современные аллювиальные отложения поймы (alQ_4) имеют песчано-глинистый состав. Мощность их составляет 3—5 *м*, изредка достигая 10 *м*. По долинам притока Тобола р. Уй с речками Тогузаком и Аятом развиты гравелистые пески с прослоями супесей и суглинков. Мощность аллювия обычно 3—5, реже 5—10 *м*.

Аллювиальные отложения малых рек внутреннего стока Селеты, Шидерты, Кокозек, Оленты, Чаглинка и других слагают пойму и одну надпойменную террасу. Они представлены преимущественно разнозернистыми, часто гравелистыми песками с галькой. Вниз по течению состав аллювия обычно изменяется в сторону увеличения тонких фракций. Мощность аллювия 2—5 *м*, на отдельных участках до 8 *м*. Террасы речек Убаган-Ишимского плато и Тургай-Ишимского междуречья часто лишены аллювия, лишь в их поймах наблюдаются суглинисто-песчаные отложения мощностью до 2 *м*.

Озерно-аллювиальные и озерные отложения древних долин стока Тобол-Ишимского междуречья. Озерно-аллювиальные отложения прослеживаются в северо-западной и западной частях района в виде широких (от 5 до 25—30 *км*) древних долин — Убаган-Тургайской, Пресновской и Камышловского лога, осадки которых по возрасту, характеру образования, литологическому составу и мощности резко отличаются от аллювиальных накоплений действующих рек. В вертикальном

разрезе эти отложения имеют двухъярусное строение. Нижняя — большая часть разреза нижнечетвертичного возраста — глинистая, верхняя — среднечетвертичная — суглинисто-песчанистая Нижнечетвертичные отложения на большом протяжении долин представлены озерно-аллювиальными и озерными глинистыми и суглинистыми образованиями, лишь вблизи источников сноса в их составе преобладает грубый материал русловых фаций.

Общая мощность нижне- и среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений древних долин различна. В Убаган-Тобольской долине мощности этих осадков достигают 45—60 *м*, в Пресновской 25—35 *м* и в Камышловском логе 15—25 *м*

Озерные отложения имеют ограниченное площадное распространение Они приурочены к крупным озерным впадинам, расположенным вблизи северной границы Казахского мелкосопочника (Шаглытенгиз, Калибек, Кишикарой, Улькенкарой, Селетытенгиз, Теке, Кызылкак и др.), а также к мелким озерам, рассеянным на водораздельных равнинах Тобол-Иртышского междуречья.

Верхнечетвертичные озерные отложения (eO_3), слагающие высокие первую и вторую незаливаемые озерные террасы у крупных озер, представлены преимущественно тонкозернистыми, часто илистыми песками, иловатыми суглинками и опесчаненными глинами Мощность озерных отложений различных озер неодинакова, чаще всего она составляет 10—15 *м*, уменьшаясь у тылового шва террас до 2—4 *м*. У озер, являющихся базисами мелких рек внутреннего стока (озера Улькенкарой, Шаглытенгиз, Селетытенгиз, Жалаулы и др), озерные террасы сливаются с аллювиально-озерными дельтами надпойменных террас этих рек, в этих случаях в разрезе озерных отложений преобладает разнозернистый песчаный материал.

Низкие заливные озерные террасы сложены современными озерными отложениями (elQ_4) — илистыми, песчанистыми и глинистыми осадками с прослоями и линзами солей и торфа. Мощность их обычно не превышает 3—5 *м*, но у озер, расположенных в древних долинах (оз Кушмурун и др), она увеличивается до 30 *м*.

3. МАГМАТИЗМ

Магматические образования широко распространены в Северном Казахстане. Здесь встречаются образования самого различного возраста — от докембрийского до мезозойского, они разнообразны и по составу — от кислых до ультраосновных пород Однако гидрогеологические свойства всего этого сложного комплекса пород довольно однообразны, и ни возрастные, ни литологические различия не оказывают на них существенного влияния

В настоящее время почти все интрузивные образования представляют собой несколько возвышенные в рельефе массивы, покрытые продуктами их разрушения — дресвой и гравием, сильно трещиноватые, особенно в краевых частях массивов Сеть трещин густая, трещины открытые, глубина трещиноватой зоны достигает 60—80 *м*. Массивы, как правило, поросли густой сосновой растительностью и являются хорошими коллекторами пресных вод Из верхнепротерозойских магматических образований наиболее широким распространением пользуются гранитоиды, известные в окрестностях Кокчетава, Чебачьих озер, оз. Калибек и в ряде других мест. Интрузии основных и ультраосновных пород этого возраста — габбро и пироксенитов — отмечаются в районе городов Шучинска, Макинска и др. Выходы верхнепротерозойских гранитов известны на восточном склоне Урала В юго-западной части территории в раи-

оне междуречья Каратургая и его правых притоков — Улькен-Сабасалды-Тургая и Улькен-Каинды-Тургая—обнажаются граниты протерозойского возраста, массивы которых в среднем имеют площадь около 250 $км^2$.

Палеозойская эпоха магматизма нашла свое отражение в виде нижнекембрийских (раннесалаирских) магматических образований, встречающихся на юго-востоке края в районе поселков Бозшакуля и Майкаина, а также в центральной части края у Кокчетава. По составу это габброиды, граносиениты, сиенит-порфиры, диорит-порфириты и сиениты.

Среднекембрийские — среднесалаирские — магматические образования выходят в виде небольших тел на юго-востоке района у озер Телесколь (граниты), Сасыксор (сиенит-порфиры), Киндекты (граниты и гранодиориты). Верхнекембрийские — позднесалаирские — магматические образования имеют еще более узкое распространение, они выходят на западе оз. Селетытенгиз и рч. Тенеке (граносиенит-порфиры).

Ордовикские — среднекаледонские — магматические образования, относимые к таконской фазе тектогенеза, распространены несколько более широко. Гранодиориты и диориты этого возраста выходят юго-западнее пос. Степняк, к востоку от пос. Шортанды в окрестностях пос. Жолымбет, по рекам Колутону и Ишиму в окрестностях пос. Приишимского. Здесь же выходят габбро и габбро-диориты. Диориты, габбро-диориты и диорит-порфириты обнажаются вблизи пос. Экибастуз.

Силурийско-нижнедевонские — позднекалендонские — магматические образования распространены наиболее широко в пределах края. К ним относятся граниты Зерендинского и Кокчетавского массивов, гранодиориты Макинского и западной части Зерендинского массивов; гранит-аплиты в районе г. Макинска, у поселков Рузаевки, Золотоноши, Андреевки. Габбро и габбро-диориты в виде небольших по размеру интрузий выходят по р. Конырсу, гранодиориты и диориты — по р. Сандык, сиениты — в верховьях р. Чаглинка, сиенит-порфиры — в верховьях р. Селеты.

Щелочные интрузии этого возраста в виде граносиенитов известны на восточном склоне Урала. Здесь же широко распространены среднепалеозойские магматические образования, образующие довольно крупные тела гранитоидов, среди которых преобладают плагиоклазовые разности кварцевых диоритов и габбро.

Раннегерцинские — верхнедевонские-нижнекаменноугольные — интрузии имеют значительное распространение на юго-востоке края. На юге от Майкубенской мульды они образуют наиболее крупные тела гранитов, гранодиоритов, реже граносиенитов и диоритов. Известны более мелкие разбросанные по площади выходы граносиенитов, граносиенит-порфиров и сиенитов. Гранит-порфиры выходят в ядре Тениз-Коржункульской мульды.

Среднегерцинские — среднекаменноугольные интрузии имеют незначительное распространение и встречаются на юге Майкюбенской мульды в виде щелочных граносиенитов. Среднегерцинские — верхнекаменноугольные — интрузии обнажаются в основном в Прииртышской части района и представлены щелочными граносиенитами.

Основное поле развития позднегерцинских — пермских — гранитных интрузий находится к югу от Майкюбенской мульды. В Прииртышской зоне также имеются крупные массивы гранитов и гранопорфиров, гранит-аплитов, граносиенит-порфиров и щелочных сиенит-порфиров этого возраста.

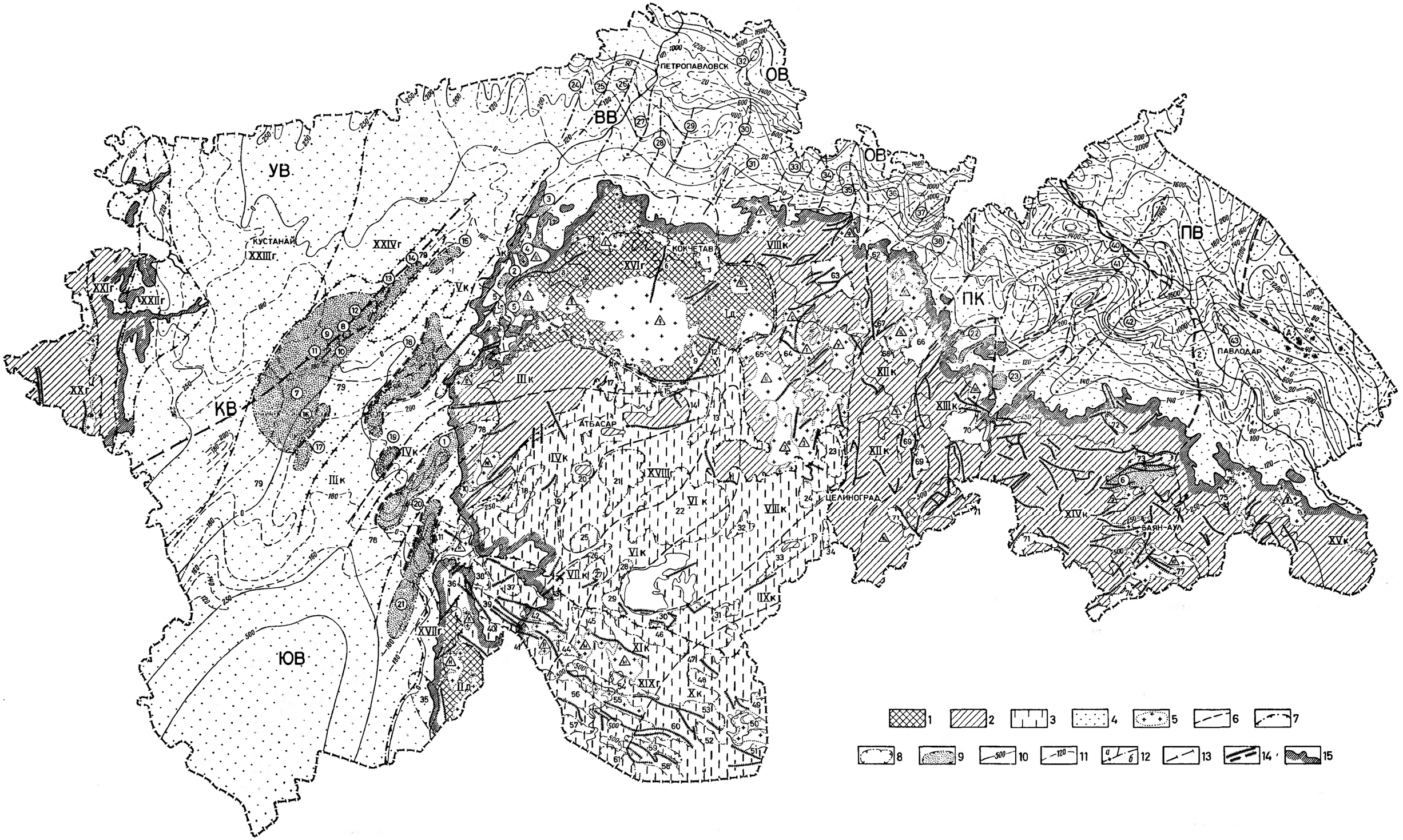


Рис. 15. Структурно-тектоническая схема Северного Казахстана (составлена Б. Е. Антыпко по материалам Ю. Ф. Анашина, Б. Е. Антыпко, А. А. Богданова, Л. И. Боровикова, Р. А. Борукаева, Б. И. Борсук, А. К. Вейиберг, И. Г. Зальцмана, Е. А. Мазиной, А. Б. Михайлова, Н. Н. Ростовцева, П. П. Чуенко, Н. А. Хорева, Е. Д. Шлыгина)

1 — докембрийский складчатый комплекс, *2* — каледонский складчатый комплекс, *3* — герцинский складчатый комплекс, *4* — покров мезозойских и кайнозойских отложений за пределами складчатых геосинклинальных областей, *5* — основные интрузивные массивы, *6* — контуры каледонских структур I порядка, *7* — контуры герцинских структур I порядка, *8* — контуры герцинских структур II порядка и мульд, наложенных на более древнее складчатое основание, *9* — контуры раннеальпийских (киммерийских) структур II порядка, наложенных на складчатый фундамент, *10* — изогипсы по кровле складчатого фундамента палеозойского и допалеозойского возраста, *11* — стратоизогипсы по кровле чеганской свиты эоцен-олигоценового возраста в пределах Тургайского прогиба и Западно-Сибирской плиты, *12* — оси альпийских структур в теле мезо-кайнозойского чехла (*а* — по кровле складчатого фундамента; *б* — по кровле чеганской свиты); *13* — ось Кустанайского вала, *14* — основные разрывы (*а* — установленные, *б* — предполагаемые). *15* — выходы фундамента.

Структуры первого порядка в складчатом фундаменте: Докембрийские (I*д*—II*д*): I*д* — Кокчетавский антиклинорий; II*д* — Улутавский антиклинорий. Каледонские (III*к*—XV*к*): III*к* — Калмыккульский синклинорий, IV*к* — Джаркаинтагачский антиклинорий, V*к* — Марьевский антиклинорий, VI*к* — Балыктыкольский антиклинорий, VII*к* — Эскулинский синклинорий, VIII*к* — Степнякский синклинорий, IX*к* — Нурабайский антиклинорий, X*к* — Конский синклинорий, XI*к* — Кирейский антиклинорий, XII*к* — Селетинский синклинорий, XIII*к* — Ерментау-Ниязский антиклинорий, XIV*к* — Майкаин—Экибастузский антиклинорий, XV*к* — Чокпакский антиклинорий. Герцинские (XVI*г*—XXIV*г*): XVI*г* — Кокчетавское поднятие, XVII*г* — Улутавское поднятие, XVIII*г* — Тенизская впадина, XIX*г* — Сарысу-Тенизское поднятие, XX*г* — антиклинальная зона гранитных интрузий, XXI*г* — Восточно-Уральский синклинорий, XXII*г* — Зауральский антиклинорий, XXIII*г* — Кустанайский синклинорий, XXIV*г* — Убагано-Ефимовский антиклинорий.

Структуры первого порядка в мезо-кайнозойском чехле: *УВ* — Приуральская впадина, *ВВ* — Вагай-Ишимский выступ, *ПК* — погребенный склон Казахской складчатой области, *ОВ* — Омская впадина, *ПВ* — Прииртышская впадина, *КВ* — Кустанайский вал, *ЮВ* — Южно-Тургайская впадина. Структуры второго порядка — герцинские. В пределах Кокчетавского антиклинория (1—11); мульды: *1* — Александровская, *2* — Кокчетавская, *3* — Оманинская, *4* — Новомихайловская, *5* — Рузаевская или Ставропольская, *6* — Акканбурлукская или Чистопольская, *7* — Якшн-Янгиставская, *8* — Шокпакская, *9* — Суворовская, *10* — Кайнагашская или Джаркаинагачская, *11* — Карынсандыкская. В пределах Тенизской впадины (*12*—*34*); мульды: *12* — Новодонецкая, *13* — Жолболдинская, *14* — Арчалинская, *15* — Конурская, *16* — Владимировская, *17* — Третьяковская, *18* — Кийминская или Шоптыкульская; антиклиналн: *19* — Шурумсайская, *20* — Атбасарская; мульды и антиклиналн: *21* — Ладыженская, *22* — Алакульская, *23* — Северо-Акмолинская, *24* — Западно-Акмолинская (Рождественская), *25* — Аукельбекская, *26* — Кокпектинская антиклиналь, *27* — Ащилинская мульда. *28* — Аксуйская антиклиналь, *29* — Еспесайская мульда, *30* — Буркутбайская антиклиналь. *31* — Кулантпесская антиклиналь, *32* — Нуринская антиклиналь, *33* — Жангизкудукская антиклиналь, *34* — Алайкудукская мульда. В пределах Улутавского поднятия (*35*—*36*): *35* — Сарысутургайская мульда, *36* — Биттастатинская мульда. В пределах Сарысу-Тенизского поднятия (*37*—*61*): *37* — Шоиндыкульская мульда, *38* — Аркалыктастинская мульда, *39* — Ашутская грабен-синклиналь, *40* — Акжаро-Ашутская грабен-синклиналь, *41* — Терисаккаиская мульда, *42* — Босагаузекская грабен-синклиналь, *43* — Шабдарская антиклиналь, *44* — Кыпшак-Терисаккаиская горст-антиклиналь, *45* — Кнпшакская мульда, *46* — Тугузкульская синклиналь, *47* — Кокдашбекская антиклиналь, *48* — Кызылжальская горст-антиклиналь, *49* — Верхне-Сапалинская или Шошкакульская мульда, *50* — Куремузельская антиклиналь, *51* — Куперсайская синклиналь, *52* — Жиделевская мульда, *53* — Жалманшадская грабен-синклиналь, *54* — Катыльская грабен-синклиналь, *55* — Куяндинская горст-антиклиналь, *56* — Айдагарлинская грабен-синклиналь, *57* — Тантальская грабен-синклиналь, *58* — Булумбайжальская горст-антиклиналь, *59* — Шанканская грабен-синклиналь, *60* — Кызымшекская горст-антиклиналь, *61* — Шубаркульская грабен-синклиналь. В пределах Ерментау-Чингиз-Тарбогатайской складчатой области (*62*—*77*); мульды: *62* — Естаулетовская, *63* — Коксенгирсорская, *64*—*65* — Яблоновая, *66* — Тамсорская, *67* — Аныбайская, *68* — Богембайская, *69* — Павловская, *70* — Тениз-Коржункульская или Ерментауская, *71* — Акжаро-Борлинская, *72* — Экибастузская, *73* — Майканская или Кайдаульская, *74* — Ащисуйская, *75* — Малайсорская, *76* — Жамантузская, *77* — Кызылтавская: В пределах Тургайского прогиба (*78*—*79*); грабен-синклинали: *78* — Ишимская. *79* — Кайбагорская.

Структуры второго порядка альпийские (*1*—*43*, цифры в кружках) в пределах складчатой области (*1*—*6*): *1* — Савинковская мульда (внутри Ишимской грабен-синклинали), *2* — Куприяновская или Уулукульская мульда, *3* — Соколовский грабен, *4* — Мукиурский грабен (внутри Оманинской мульды), *5* — Акканбурлакский грабен (внутри Рузаевской мульды), *6* — Майкюбинский или Шоптыкульский грабен. В пределах Тургайского прогиба (*7*—*21*): *7* — Кушмурунская грабен-синклиналь; мульды: *8* — Приозерная, *9* — Черниговская, *10* — Кушмурунская, *11* — Харьковская, *12* — Эгинсайская, *13* — Былкулдакская, *14* — Севастопольская, *15* — Карашеликская, *16* — Докучаевская, *17* — Панфиловская, *18* — Джаныспайская, *19* — Бертальская, *20* — Кызылтальская, *21* — Мухатовская. В пределах Западно-Сибирской низменности: *22* — мульда Свободное пастбище, *23* — грабен Угольный, *24* — Менгисерский структурный нос, *25* — Андреевский прогиб, *26* — Явленский структурный нос, *27* — Дмитриевский прогиб, *28* — Рублевский или Карасорский структурный нос, *29* — Киялинский прогиб, *30* — Шаглетинзейский структурный нос, *31* — Зеленогайский прогиб, *32* — Октябрьский структурный нос, *33* — Калибекский структурный нос, *34* — Кишикаройский прогиб, *35* — Улькенкаройский структурный нос, *36* — Текеиский структурный нос, *37* — Муртукский прогиб, *38* — Селетинский структурный нос, *39* — Грабовский вал, *40* — Табылгасорский прогиб, *41* — Андриановский вал, *42* — Пресновская впадина, *43* — Павлодарский структурный нос.

Основные интрузивные массивы (*а*—*я*, буквы в треугольниках): *а* — Баксинский, *б* — Золотоношенский, *в* — Бабыкбурлукский, *г* — Ольгинский (Айртавский), *д* — Зерендинский, *е* — Дальненский, *ж* — Шулаксандыкский, *з* — Шортандинский (Алексеевский), *и* — Настинский, *к* — Акжарский, *л* — Коптавдырский, *м* — Кирейский, *н* — Сабасалдытургайский, *о* — Боровской, *п* — Макинский, *р* — Алакольский, *с* — Явленовский, *т* — Итешгенский (Машайский), *у* — Аксуйский, *ф* — Шатовский, *х* — Селетытенгизский, *ц* — Алтайсорский, (Тамсорский), *ч* — Селетинский, *ш* — Сапгысырский, *щ* — Вишневский, *э* — Шоптыкульский, *ю* — Еспейский, *я* — Жамантузский.

Осиовные разрывы: (*а* — *г*, буквы в пунктирных кружках): *а* — Улькункульский, *б* — Чаглинский, *в* — Александровско-Дороговский, *г* — Иртышский. *д* — Таволжанский.

Верхнепалеозойский интрузивный комплекс распространен на восточном склоне Урала, где встречаются тела гранитов, аплитовых гранитов, гранитоидов и габбро-диабазов.

Мезозойская эпоха магматизма нашла свое отражение в магматических образованиях, обнажающихся по Ишиму ниже сел. Ставрополки (базальты, долериты), в горах Еременьтау и в пределах Тениз-Коржункульской мульды (гранит-порфиры и базальты), в Прииртышье к юго-западу от сел. Подпуск (базальты).

4. ТЕКТОНИКА

Территория Северного Казахстана неоднородна в структурном отношении, она расположена в Казахстанской складчатой области и сопряженных с нею южной части Западно-Сибирской плиты и северной части Тургайского прогиба, к которому с запада примыкает восточный склон Урала.

Казахстанская складчатая область и Урал сложены породами допалеозойского и палеозойского возраста, выведенными на дневную поверхность сильно дислоцированными, смятыми в складки и перебитыми многочисленными разломами. В локальных впадинах поверхности этих пород, как правило, залегают недислоцированные рыхлые мезо-кайнозойские осадки. Породы, слагающие Казахстанскую складчатую область, быстро погружаются от поверхности в северном и восточном направлениях, сочленяясь с жестким фундаментом Западно-Сибирской плиты. Складчатые породы Урала, погружаясь на восток, образуют Тургайский прогиб, сливающийся на севере с Западно-Сибирской плитой, а на востоке вплотную примыкающий к Казахстанской складчатой области. Западно-Сибирская плита и Тургайский прогиб имеют четкое двухъярусное строение. Нижний ярус, сложенный дислоцированными породами доюрского возраста, перекрыт моноклинально залегающим чехлом рыхлых осадочных мезозойских и кайнозойских отложений, которые образуют верхний структурный ярус.

За основу структурного районирования края принят возраст тектонических движений, в результате которых произошли консолидация подвижных геосинклинальных областей и превращение их в платформы. Описание структур западной части Казахстанской складчатой области приводится по А. А. Богданову и А. Е. Михайлову, восточной части—по Р. А. Борукаеву, Л. И. Боровикову и Б. И. Борсук. В разделе использованы материалы Е. Д. Шлыгина, Н. П. Четвериковой, Е. Д. Шанцера. Д. С. Кизевальтера, М. В. Муратова и др.

Казахстанская складчатая область представляет собой сложное гетерогенное образование. Наиболее древними ядрами являются Кокчетавский и Улутавский антиклинории докембрийского возраста (рис. 15). Широкое развитие в пределах Казахстанской складчатой области имеют каледонские складчатые сооружения, возникшие в период от верхнего кембрия до нижнего девона включительно. К началу этого геотектонического этапа в основном уже закончилось формирование складчатых сооружений Кокчетавского и Улутавского антиклинориев и образовался направляющий каркас для целого ряда крупных геосинклинальных структур, развитие которых продолжалось и завершилось в течение этого этапа. На северо-западе развивался целый ряд синклинориев и антиклинориев, входящих в северную часть Ишим-Улутау-Каратауской складчатой системы.

В северо-восточной части Центрального Казахстана располагается вторая крупная каледонская складчатая система — Ерменьтау-Чингиз-

Тарбагатайская, северная часть которой также входит в описываемую территорию.

В эпоху герцинского тектогенеза, главным образом его ранней стадии, произошла консолидация всего Северного Казахстана. К концу палеозоя на Урале, в Тургайском прогибе на территории Казахстана и Западно-Сибирской низменности завершился геосинклинальный этап развития и формирования в общих чертах того структурного плана, который сохранился до наших дней.

Казахстанская складчатая область претерпела в эпоху герцинских горообразовательных движений почти полную перестройку структурного плана. На западе области ранние герцинские движения привели к образованию огромной положительной структуры. Северная часть этой структуры получила название Кокчетавского, а южная ее часть Улутавского поднятий. Тектоническое развитие Кокчетавского поднятия выразилось главным образом в глыбовых перемещениях по ранее существовавшим и вновь возникшим разрывам. Центральная сводовая часть поднятия в течение всего герцинского этапа испытывала движения положительного знака, а по окраинам поднятия некоторые из глыб погружались и являлись участками осадконакопления.

Герцинские структуры Кокчетавского поднятия по отношению к более древним складчатым сооружениям имеют резко выраженный наложенный характер. Повсеместно контуры герцинских складок подчинены разрывам, которыми они либо ограничены, либо к ним примыкают. Все крупные разрывы поднятия, заложенные еще в каледонское время, образуют систему из двух почти взаимноперпендикулярных направлений — северо-западного и северо-восточного. Многие из разрывов, в первую очередь разрывы северо-восточного простирания, в герцинский этап проявили большую активность, срезая крылья герцинских складок. На северо-востоке Кокчетавского поднятия установлен ряд сбросов и надвигов с юга на север.

В конце девона и в первой половине карбона широко распространились процессы прогибания; они проявились в повсеместном образовании многочисленных наложенных мульдообразных структур, отложения в которых залегают на более древних толщах резко несогласно.

Герцинские структуры Урала, имеющие направление, близкое к меридиональному, погружаясь на восток, образуют складчатое основание Тургайского прогиба, который на востоке вплотную примыкает к Казахской складчатой стране и приходит в соприкосновение с каледонскими структурами последней. Здесь оси почти всех каледонских структур изгибаются к югу и меняют свое направление на северо-северо-восточное, согласуясь с общим простиранием структур Тургайского прогиба. В пределах каледонид, в основном во впадинах, ограниченных разломами, развиваются наложенные герцинские структуры второго порядка, сохраняющие в общих чертах ту же ориентировку. Таким образом, единство структурного плана Тургайского прогиба и западной части Казахского нагорья проявляется как в соответствии простирания структур, так и в складчато-глыбовом характере палеозойского фундамента, обычном для герцинских структур Центрального Казахстана.

К северному и северо-восточному склонам Казахстанской складчатой области примыкает Западно-Сибирская эпигерцинская плита, которая входит в Целинный край лишь своей южной окраиной. Плита представляет собой нижний структурный этаж, она перекрыта чехлом мезокайнозойских отложений, мощность которого возрастает в северном направлении, достигая на севере Северо-Казахстанской области 2000 *м*, а на севере Павлодарской 3000 *м* (см. рис. 15). Допалеозойские и палео-

зойские структуры в теле Западно-Сибирской плиты изучены еще очень слабо, и в настоящее время нет единого мнения относительно их возраста. Породы фундамента сильно дислоцированы, смяты в складки и перебиты многочисленными нарушениями. Преобладающие направления нарушений — северо-западное и сопряженное с ним северо-восточное, с отклонением от широтного до меридионального. В погруженной части складчатого фундамента нарушения совпадают по направлениям с нарушениями в обнаженной части Казахстанской складчатой страны, по всей вероятности являясь их продолжением.

В эпоху раннеальпийского тектогенеза (киммерийская складчатость) в условиях, характерных для типичной платформы, покоящейся на консолидированном палеозойском фундаменте, дифференциальные вертикальные движения определяли перемещение отдельных глыб по разрывным нарушениям, как более древнего, так и нового заложения. Структуры этого времени представляют собой грабены и мульды, тяготеющие в основном к периферийным частям Казахстанской складчатой области и окружающим ее приконтактовым частям Западно-Сибирской плиты. Поскольку эти структуры заложились в основном на месте грабенов, ограниченных палеозойскими и триасовыми расколами, то простирание самих структур и выполняющих их пород совпадает с простиранием ограничивающих их расколов (унаследованный характер простирания)

Движения альпийского тектогенеза проявлялись в общих чертах довольно слабо, однако они все же нашли свое очевидное выражение не только в характере описанных выше киммерийских структур, но и в заложении новых и обновлении старых дизъюнктивных нарушений, а также в образовании мощных сводовых и частью крупных блоковых поднятий, развитие которых протекало в соответствии с допалеозойским структурным планом. Кроме того, по периферии эпигерцинских платформ возникали и закладывались молодые пликативные структуры, перестраивалась гидрографическая сеть.

Исключительно большое значение в оформлении современного структурного плана Казахстана имеют крупные, прослеживаемые на сотни километров, взаимнопересекающиеся разломы северо-западной и северо-восточной ориентировки, в большинстве своем каледонские по времени заложения, но обновлявшиеся в последующие эпохи тектогенеза. Эти разломы в период образования герцинид являлись основными путями вывода на поверхность громадного количества магматических масс — главным образом гранитоидов. С наиболее древними глубинными разломами, к которым часто приурочены интрузивы основного и ультраосновного состава, в пределах Кокчетавского поднятия связаны молодые альпийские взбросовые и надвиговые деформации, сопровождавшиеся перемещением блоков в субмеридиональном северном направлении. Следует отметить, что молодые тектонические нарушения альпийского возраста имеют существенное значение для гидрогеологии по ряду причин. Основными из них являются следующие. Во-первых, эти нарушения часто сопровождаются открытой трещиноватостью горных пород, во-вторых, зоны тектонических нарушений оказывают влияние на подземный сток. Определенную роль играет и морфология выходов зон нарушений на дневную поверхность, так как различные части этих зон не равноценны в отношении водопроницаемости. Осевые части зон, представляющие собой участки наиболее интенсивного смятия и дробления, в современном рельефе часто выраженные понижениями, выветрены на большую глубину, иногда до состояния глин, и в этом случае отличаются слабой водопроницаемостью. Краевые части зон разломов, как правило, несколько более возвышенные в рельефе, чем осевая их часть, и пред-

ставляющие собой как бы склоны к ней, отличаются наибольшей водопроницаемостью. Именно к ним обычно приурочено наибольшее количество выходов подземных вод в виде родников, ключей и т. д.

В южной, краевой части Западно-Сибирской плиты эпоха альпийской складчатости проявила себя как в виде эпейрогенических движений земной коры, охвативших, по-видимому, Западно-Сибирскую плиту в целом, так и в виде слабых дифференцированных тектонических движений. Эти движения сказывались в расширении пояса поднятий, окружающих Казахстанскую складчатую область с севера и северо-востока, в формировании ряда пликативных структур второго порядка, в заложении новых и обновлении ранее существовавших дизъюнктивных нарушений.

Проявления ранней доальбской стадии альпийской складчатости вызвали в Тургайском прогибе формирование рельефа кровли складчатого фундамента, отразившего перестройку структурного плана этого района.

Тектонические движения альпийского цикла играют весьма существенную роль в гидрогеологии артезианских бассейнов на юге Западной Сибири. Отмечается прямая зависимость между этими движениями и закономерностями формирования как мезо-кайнозойского чехла в целом, так и содержащихся в нем подземных вод. Расположение областей питания водоносных горизонтов, их транзита и разгрузки находятся в прямой зависимости от тектонических причин, которые пока еще намечены лишь в общих чертах. Так, известно, что на юге Западно-Сибирской низменности эпейрогенические движения земной коры приводили к ритмичности процессов осадконакопления и к изменению генезиса осадков, к перераспределению фаций, изменению мощностей и литологического состава отложений. Движения, формирующие пликативные структуры, сказались на мощностях, литологии, условиях залегания и площадном распространении большинства водосодержащих и водоупорных свит и горизонтов мезо-кайнозойского чехла. Молодые движения здесь также нашли свое отражение в современном рельефе дневной поверхности и в заложении гидрографической сети, которая в большинстве случаев осваивала зоны тектонических нарушений. К зонам крупных разломов в Павлодарском Прииртышье тяготеют гидротермальные воды Иртышской зоны смятия.

Докембрийские складчатые сооружения[1] отличаются наибольшей дислоцированностью.

Кокчетавский антиклинорий представляет собой комплекс резко выраженных линейных складок, в основном широтного и северо-восточного простирания, сложенных отложениями синийского и протерозойского возраста и прорванных группой палеозойских гранитных массивов. От наиболее приподнятых частей антиклинория, располагающихся в районе Зерендинского и Бабык-Бурлукского гранитных массивов, зеркало складчатости погружается к югу в сторону Тенизской впадины и к северу в сторону Западно-Сибирской низменности.

В северной части антиклинория в северо-восточном направлении проходят три крупных докембрийских разлома: Александровско-Дороговский, Чаглинский и Улькенкульский, по которым предполагаются крупные сдвиговые деформации.

Улутавский антиклинорий, имеющий меридиональную

[1] Р. А Борукаев относит к докембрийским складчатым сооружениям Ерементау-Ниязский и Майкаин-Экибастузский антиклинории. Имеется мнение, что в пределах Сарысу-Тенизского водораздела также существуют структурные элементы, время заложения которых относится к докембрию; однако большинство исследователей связывает происхождение этих сооружений с каледонской эпохой тектогенезиса

ориентировку, в ядре сложен смятыми в линейные складки докембрийскими образованиями, а на крыльях породами палеозойского возраста. Северная часть антиклинория довольно резко погружается в северном направлении и более плавно на восток под западную окраину Тенизской впадины.

Каледонские складчатые сооружения наиболее широко развиты в пределах описываемого района.

Марьевский синклинорий, примыкающий к северо-западному крылу Кокчетавского антиклинория, в обнаженной части представляет собой систему крутых линейных складок, сложенных породами ордовика, с шарнирами, погружающимися на юго-запад в сторону Тургайской синеклизы; углы падения крыльев складок крутые от 40—60 до 80°. Характерно широкое развитие крупных продольных и вертикальных разрывов со значительной амплитудой смещения, более редких поперечных и диагональных разрывов меньшей амплитуды, а также деформаций типа чешуйчатых надвигов.

Калмыккульский синклинорий, окаймляющий Кокчетавский антиклинорий с юга, представляет собой глубокий прогиб, выполненный толщей ордовика, смятой в мелкие крутые складки, оси которых параллельны границе Кокчетавского антиклинория. Наиболее погруженная часть антиклинория располагается к югу от оз. Калмыккуль напротив наиболее приподнятой части Кокчетавского антиклинория. На востоке между Калмыккульским синклинорием и Кокчетавским антиклинорием, по-видимому, существует крупный глубокий разрыв северо-западного — юго-восточного простирания, с которым связано появление узкой полосы сложнодислоцированных девон-карбоновых отложений. Кроме того, здесь имеются более поздние разрывы северо-восточного направления. Западное окончание синклинория скрыто под мезо-кайнозойским чехлом Тургайского прогиба. Здесь так же, как и в Марьевском синклинории, во многих грабенах на опущенном каледонском основании в карбоне, девоне и юре развились широкие мульды.

Джаркаингачский антиклинорий примыкает с юга к Калмыккульскому синклинорию и располагается в районе Ишимской Луки. Сводовая часть его, постепенно погружаясь в юго-западном направлении, скрывается под отложениями ордовика, слагающими крылья структуры, восточная часть перекрыта верхнепалеозойскими отложениями Тенизской впадины. На западе имеются крупные продольные разрывы северо-восточного простирания, обусловившие опускание многих блоков, послуживших основанием для образования на них молодых мульд.

Степнякский синклинорий представляет собой крупную, но плохо обнаженную структуру, сложенную складчатыми толщами ордовика и кембрия и прорванную гранитными интрузиями (Шортандинский массив и др.). От южного замыкания, которое происходит, по-видимому, у южных бортов оз. Тенгиз, синклинорий протягивается под Тенизской впадиной в северо-восточном, а затем в меридиональном направлении; северное его окончание обнажено и обрамляет Кокчетавский антиклинорий с востока, складки здесь имеют северо-восточное простирание, плавные замки; углы наклона крыльев до 40—60°.

Селетинский синклинорий, расположенный к востоку от Степнякского синклинория, имеет север-северо-восточное направление. В его строении участвуют среднепалеозойские отложения, среди которых древние толщи выступают, как правило, либо в незначительных по величине антиклинальных складках, либо в узких блоках, зажатых между разрывными нарушениями.

Под верхнепалеозойскими отложениями Тенизской впадины и Сарысу-Тенизского водораздела условно намечается ряд каледонских структур. На основании выходов пород синийского возраста в ядрах антиклиналей на междуречье Ишима и Селеты выделяется Нурабайский антиклинорий, расположенный к югу от Селетинского синклинория и к востоку от южной части Степнякского синклинория, возможно являющийся антиклинальной зоной внутри последнего.

К востоку от Улутавского антиклинория располагается Эскулинский синклинорий. Северное его окончание, расположенное под Тенизской впадиной, замыкается к западу от оз. Тенгиз. В обнаженных частях складки синклинория, образованные отложениями ордовика, имеют север-северо-восточное, близкое к меридиональному, простирание.

Восточнее Эскулинского синклинория намечается Кирейский антиклинорий, почти на всем своем протяжении перекрытый герцинскими структурами Сарысу-Тенизского поднятия и обнаженный лишь на отдельных участках в ядрах горст-антиклиналей. В северной части антиклинория, скрытой под верхнепалеозойским чехлом Тенизской впадины, распространены прорванные гранитоидами докембрийские толщи. На крыльях антиклинория развиты отложения кембрия и ордовика.

На правобережье Ишима в бассейне р. Колутон на основании выходов докембрийских пород, смятых в крутые линейные складки север-северо-восточного простирания, выделяется Балыктыкольский антиклинорий.

К востоку от Кирейского антиклинория на территорию Целинного края заходит своей северо-западной частью Конкский синклинорий, сложенный породами ордовика и силура. Он развился на месте глубокого нижнепалеозойского прогиба, существовавшего в силуре и в нижнем девоне. На северо-восточную окраину Казахстанской складчатой области заходят северные части трех крупных антиклинальных структур.

Ерменьтау-Ниязский антиклинорий представляет собой сложную структуру с осью, вытянутой почти в меридиональном направлении. Он состоит из системы сжатых складок, часто изоклинальных и опрокинутых на восток, нередко чешуйчатых. С востока и запада он ограничен крупными разрывными нарушениями, по которым слагающие его древние толщи надвинуты на среднепалеозойские отложения. Поперечные сбросы, по-видимому, более позднего происхождения, ограничивают крупную Тениз-Коржункульскую мульду, отделяющую от Ерменьтау-Ниязского антиклинория складки, погружающиеся под мезокайнозойский чехол Иртышской впадины.

Майкаин-Экибастузский антиклинорий, имеющий северо-восточное простирание, иногда рассматривается как ветвь Ерменьтау-Ниязского антиклинория. Он состоит из ряда антиклинальных и синклинальных складок, причем докембрийские, нижне- и среднекембрийские отложения смяты в крутые, часто опрокинутые складки, а верхнекембрийские и ордовикские породы образуют более пологие складки. В районе оз. Ангренсор ширина антиклинория сокращается, а вблизи оз. Кудайколь он погружается под покров палеогеновых и неогеновых отложений Иртышской впадины.

Чокпакский антиклинорий входит в Северный Казахстан своей северной ветвью — Акузек-Джиландинской антиклиналью, которая доходит до оз. Алкамергень. Здесь он сложен в основном нижнепалеозойскими породами и имеет северо-западное простирание.

А. А. Богданов выделяет эту часть территории под названием Чингизской геоантиклинальной области и относит ее к варисской складча-

тости. Северо-восточная ее часть — Иртыш-Зайсанская геосинклинальная область — примыкает вплотную к северному окончанию Иртышской зоны смятия, перекрытому мезо-кайнозойским чехлом.

Герцинские складчатые сооружения представлены весьма крупными по площади структурами.

Улутавское поднятие представляет собой свод, рассеченный в продольном, поперечном и диагональном направлениях разрывами. Большинство продольных разрывов является древними, но обновленными в герцинское время. Поперечные и диагональные разрывы большей частью относятся к герцинскому циклу, меньшая их часть более древняя. При перемещении блоков, ограниченных этими разрывами, местами возникали глубокие грабены, заполнившиеся в девоне и карбоне. Наиболее хорошо выражены Биттатастинская и Сары-Тургайская мульды.

Сарысу-Тенизское поднятие отделено от подстилающих его каледонских структур региональным перерывом и резким несогласием. Герцинские структуры в его пределах представляют собой узкие глыбовые складки, образование которых было вызвано вертикальным перемещением по каледонским разрывам. Они вытянуты с северо-запада на юго-восток и залегают диагонально к простиранию каледонских складчатых сооружений. Грабен-синклинали почти повсеместно отделены от примыкающих к ним горст-антиклиналей разрывами, выраженными тем более резко, чем древнее породы, обнаженные в горст-антиклиналях. Наиболее крупными структурами поднятия являются Шоиндыкульская и Шошкакульская мульды, Кагыльская, Айдагорлинская, Шубаркульская грабен-синклинали.

Тенизская впадина[1] представляет собой одну из наиболее крупных отрицательных структур Казахстанской складчатой области. Она возникла в эпоху раннегерцинского тектогенеза в районе общего каленообразного поворота ряда уже стабилизировавшихся к тому времени каледонских структур, над сложным узлом их смыкания и разветвления. Формирование впадины, начавшееся в девоне, длилось в течение всей эпохи герцинского тектогенеза. Ранние этапы развития впадины тесно связаны с возникновением глубинных разломов, сопровождавшихся мощными излияниями эффузивов. Последующее развитие впадины выразилось ее прогибанием и заполнением обломочными, иногда угленосными толщами. Южная, прибортовая часть структуры, примыкающая к Сарысу-Тенизскому поднятию, прогибалась наиболее активно, что отражается в мощности осадков. В разрезе впадины наблюдается почти полный комплекс средне- и верхнепалеозойских пород, причем между раннегерцинскими и позднегерцинскими структурными ярусами отмечается резкое несогласие.

Породы, участвовавшие в тектонических движениях раннегерцинской эпохи (от джаксыконской серии среднего и верхнего девона до верхнего карбона включительно), залегают внутри Тенизской впадины волнообразно, образуя многочисленные пологие складки в виде мульд и разделяющих их антиклиналей с углами наклона, не превышающими 20—30°. Оси наиболее крупных складок ориентированы в северо-восточном и юго-западном направлениях, в соответствии с простиранием каледонских и более древних складчатых сооружений, обнажающихся у бортов впадины.

Позднегерцинские (пермские) структуры Тенизской впадины формировались на уже консолидированных раннегерцинских структурах, отличаются почти горизонтальным залеганием пород в ядрах складок

[1] В этом разделе широко использованы материалы А. А. Клубова.

и очень слабым наклоном на их крыльях (от 2 до 5—7°). Вдоль южного борта Тенизской впадины в зоне глубинных каледонских разломов как ранне-так и познегерцинские толщи отличаются сложной дислоцированностью.

Наиболее крупными структурами в пределах Тенизской впадины являются Кийминская и Северо-Акмолинская мульды, несколько уступают им по размерам Владимировская, Третьяковская, Ладыженская, Конурская, Аукельбекская и другие мульды. Антиклинали, разделяющие мульды, носят характер останцовых участков, подвергавшихся менее активному прогибанию. Наиболее крупные из них Атабасарско-Шурумсайская, Аксуйская и Нуринская антиклинали. Прогибание Тенизской впадины сопровождалось многочисленными разломами, возникавшими в складчатом фундаменте во время ее заложения. Разрывные нарушения расположены главным образом в периферийных частях впадины, несколько меньшее их количество приурочено к ее центральным частям.

В пределах древнего Кокчетавского антиклинория, тяготея в основном к его периферийным частям, расположен ряд карбоновых структур: в пределах западной части — Ново-Михайловская, Рузаевская, Аккан-Бурлукская, Ишимская; на восточном обрамлении — Коксенгирсорская, Яблоневая, Манынбайская, Тамсорская, Карасорская и другие мульды.

На северо-востоке Казахстанской складчатой области в пределах северной части Ерментау-Чингиз-Тарбогатойской складчатой системы из герцинских структур ранней консолидации сохранились Тениз-Коржункульская, Экибастузская, Акжаро-Борлинская и некоторые другие мульды, возникшие в крупных грабенах, подготовленных разрывными нарушениями в породах фундамента. Мульды, как правило, заключенные внутри линейно-ориентированных каледонид, сохраняют их общее направление, располагаясь либо на погружении каледонских структур, либо на участках скрещивания структур различного направления.

Герцинский этап складчатости привел к окончательной стабилизации Урала. Почти на всем протяжении Уральской складчатой структуры общее простирание либо меридиональное, либо близкое к нему. В пределы Целинного края заходят своими юго-восточными краями крупные уральские структуры, располагающиеся параллельно одна другой и вытянутые с запада на восток.

Антиклинальная зона гранитных интрузий характеризуется наличием громадных интрузий гранитоидов и, в меньшей мере, интрузий основных и ультраосновных пород. В герцинский этап диастрофизма магма проникала в основном по глубинным разломам, имеющим обычно прямолинейное меридиональное направление, обусловившее «уральское» простирание антиклинальной зоны.

Восточно-Уральский синклинорий сложен в основном среднепалеозойскими образованиями; широкое распространение здесь имеют среднекаменноугольные угленосные отложения. Складки, как правило, опрокинуты на восток. Зауральский антиклинорий, который выходит на восточном склоне Урала, образует обширную приподнятую область, почти на всем протяжении перекрытую мезо-кайнозойским чехлом большой мощности.

Герцинские структуры собственно Тургайского прогиба, расположенные между структурами Урала и Центрального Казахстана, родственны структурам Урала и сохраняют север-северо-восточное, почти меридиональное (уральское) простирание так же, как и сопровождающие их разрывные дислокации. На западе прогиба расположен Куста-

найский синклинорий, сложенный породами верхнедевонского—нижнекаменноугольного возраста. Простирание структур в его пределах близко к меридиональному, углы падения пород в восточной части более пологие, чем на западе. На севере прогиба расположен Убагано-Ефимовский антиклинорий, ограниченный с востока и запада разломами. Слагающие его породы докембрия и нижнего палеозоя собраны в крутые изоклинальные складки, часто оборванные тектоническими разрывами; ориентировка основных структур север-северо-восточная, углы падения крутые, до 60—80°.

К южной границе Убоган-Ефимовского антиклинория и к восточной границе Кустанайского синклинория примыкает Кайбагорская грабен-синклиналь, сложенная осадочными породами нижнего карбона. Северо-восточная ее граница проходит вдоль западного борта молодой Джаныспайской депрессии, а южная часть, вероятно, смыкается с Калмыккульским синклинорием.

В восточной части Тургайского прогиба в каледонских структурах, протягивающихся от западного склона Казахской складчатой страны, развились герцинские структуры второго порядка. Так, в западной части Джаркаинагачского антиклинория сформировалась крупная Ишимская грабен-синклиналь, в пределах Марьевского синклинория выделились Оманинская, Новомихайловская и Рузаевская мульды; Калмыккульский синклинорий осложнен Шокпакской мульдой.

Альпийские складчатые сооружения. В пределах Казахстанской складчатой области к киммерийским структурам относятся Майкюбенский, или Шоптыкульский, грабен, Ишимская мульда (ее западная часть уходит в Тургайский прогиб), Куприяновская мульда, Соколовский грабен, Муккурский грабен (внутри герцинской Оманинской мульды) и Акканбурлукский грабен (внутри герцинской Рузаевской мульды). В зоне смыкания Западно-Сибирской плиты с северо-восточным склоном Казахстанской складчатой области в теле плиты известен также ряд грабенообразных впадин, ограниченных разломами и заполненных нижне-среднеюрскими угленосными отложениями (пос. Угольный, участок Свободное Пастбище).

На восточном борту Тургайского прогиба в зоне его примыкания к Казахстанской складчатой области образован ряд глубоких депрессий глубиной до 500—700 *м* и более, заполненных угленосными юрскими отложениями. Эти депрессии имеют вид грабенов, образованных системой разломов, идущих от Казахстанской складчатой страны и ориентированных в основном в юго-западном и северо-восточном направлениях. К расположенной здесь Приишимской группе депрессий относятся Джансыпайская, Бертальская, Кзылтальская и Мхатовская.

В центральной части Тургайского прогиба в районе оз. Кушмурун находится Кушмурунская грабен-синклиналь, развившаяся по северо-западной части Кайбагорской грабен-синклинали герцинского возраста. Границы структуры тектонические, она сложена полого или почти горизонтально залегающими осадочно-эффузивными породами триаса или пермо-триаса. К Кушмурунской грабен-синклинали приурочена Убоганская группа депрессий, выполненных угленосными осадками нижней и средней юры; в эту группу входят Кушмурунская, Черниговская, Харьковская, Приозерная, Эгинсайская, Былкулдакская и Севастопольская депрессии. В южной части Койбагорской грабен-синклинали расположены Панфиловская и Докучаевская депрессии.

Структура Тургайского прогиба, отраженная в рельефе кровли складчатого фундамента, также относится к ранним альпинидам. Западная часть прогиба, занятая широким меридионально ориентированным

поднятием, окаймляющим с востока *Уральскую складчатую страну*, характеризуется повышенными отметками (более +100 и +200 *м*), а также расширением площадей выходов палеозойских и допалеозойских пород. В северной части Тургайского прогиба это поднятие, несколько погружаясь и вытягиваясь на восток, образует Кустанайский вал (или Кустанайскую седловину), пересекающий Тургайский прогиб в субширотном направлении. Восточное окончание вала сливается с поднятием, окружающим Казахстанскую складчатую область. Глубина погружения складчатого фундамента в пределах вала не превышает 100 *м*, а в абсолютных отметках кровля его расположена выше нуля. Ось вала имеет северо-восточное—юго-западное простирание и проходит, по всей видимости, восточнее оз. Кушмурун, почти совпадая с осями Кайбагорской и Кушмурунской грабен-синклиналей.

Вдоль оси Кустанайского вала расположена цепочкой Убоганская группа депрессий. Район р. Убоган—оз. Кушмурун представляет пограничную зону между структурами Урала и Центрального Казахстана, в тектоническом отношении он являлся наиболее мобильной зоной как в древние этапы тектогенеза, так и в эпоху альпийской складчатости. Именно к этой зоне в пределах Тургайского прогиба приурочены крупные гранитные интрузии, излияния кайнотипных базальтовых лав, многочисленные дизъюнктивные дислокации, образование грабенообразных депрессий, заполненных юрскими угленосными осадками, кроме того в настоящее время ей соответствует наиболее приподнятая часть кровли складчатого фундамента. К северу от Кустанайского вала, примерно от широты г. Кустаная, кровля фундамента очень плавно погружается в сторону Западно-Сибирской низменности до абсолютных отметок 250 *м*. На юг от широты озер Аксуата и Сарымоина отмечается сравнительно крутое погружение поверхности фундамента в сторону Южно-Тургайской впадины, которая заходит в пределы Целинного края лишь своей северной половиной. В районе г. Тургая складчатый фундамент погружается на глубину 800—1000 *м*, что в абсолютных отметках составляет менее 500 *м*.

Альпийские структуры Западно-Сибирской плиты отчетливо выражены в рельефе ее кровли, неровная поверхность которой в общих чертах погружается на север и северо-восток. В пределы Целинного края заходит своей южной половиной Омская впадина; время ее заложения датируется не моложе рэт-лейаса, по осадкам которого она фиксируется уже совершенно отчетливо. На востоке Омская впадина постепенно переходит в Иртышскую впадину, которая впервые отчетливо фиксируется по отложениям готерив-баррема. Ось Иртышской впадины имеет северо-западное направление, совпадающее с простиранием основных структур Алтая.

В виде структуры первого порядка выделяется погребенный склон Казахстанской складчатой области, обрамляющий ее обнаженную северную и северо-восточную окраины. Эта террасовидная поверхность, имеющая ширину 100—140 *км*, перекрыта маломощным осадочным чехлом и имеет неровный плойчато-волнистый рельеф. Почти на всем своем протяжении она осложнена структурами второго порядка, образующими чередующиеся поднятия и прогибы (см. рис. 15). Линейные размеры структур не велики, длина их не превышает 100—150 *км*, ширина несколько десятков километров, высота 50—100 *м*. Поднятия, большинство которых принадлежит к типу структурных носов, протягиваются, постепенно погружаясь, от обнаженных и приподнятых в рельефе частей Казахстанской складчатой страны на север и северо-восток, в сторону Омской и Прииртышской впадин.

Структуры погребенного склона Казахстанской складчатой страны являются молодыми и активными структурами. Время заложения их не однозначно. Для одних из них — наиболее глубоких отрицательных структур, таких, как Черлакский и Пресновский прогибы, время, по всей вероятности, определяется доготеривом. Большая же часть структур, по-видимому, была заложена значительно позже, в допалеогеновое время. Со времени своего заложения вплоть до наших дней эти структуры в течение длительного времени непрерывно растут и развиваются в одном тектоническом плане, лишь с некоторым смещением и отклонением осей, что хорошо видно при сравнении структурных карт, составленных по кровле складчатого фундамента и по кровле чеганской свиты

Простирания молодых структур чехла наследуют простирания структур складчатого фундамента как в обнаженной, так и в погребенной частях, и совпадают с направлением основных разломов фундамента. Так, на севере описываемого района Менгисерский структурный нос и Андреевский прогиб явно наследуют простирание Марьевского синклинория, на продолжении которого они расположены Ось Дмитриевского прогиба совпадает по простиранию с Улькенкаройским разломом, ось Зеленогайского прогиба — с простиранием Чаглинского разлома, Кишикаройский прогиб расположен на продолжении Александровско-Дороговского разлома. В депрессии, образованной Киялинским и Дмитриевским прогибами, разделенными невысоким Рублевским структурным носом, расположен Келлеровский или Кумдыкольский артезианский бассейн, резервирующий пресные воды в палеогеновых и меловых отложениях. На северо-востоке района Черноусовская ступень, Черлакский прогиб, Сладководский вал и некоторые другие структуры явно являются продолжением северных ветвей Ерментау-Ниязского антиклинория. Табылгасорский прогиб, Андриановский вал и другие структуры в свою очередь продолжают направление складок Майкаин-Экибастузского антиклинория, а Грязновская впадина и Павлодарский вал с очевидностью наследуют направление меридиональных складок Чокпакского антиклинория. Здесь так же, как и на севере района, линии основных разломов в теле складчатого фундамента по ориентировке совпадают с простиранием структур второго порядка и приурочены не к сводовым, а к бортовым частям отрицательных структур. Иногда эти основные разломы сопряжены с пересекающими их более мелкими, ориентированными вкрест простирания основных разломов и структур второго порядка. Возможно, что отрицательные структуры в теле складчатого фундамента представляют собой блоковые образования.

Здесь вновь следует подчеркнуть тесную связь гидрогеологии с молодой тектоникой Так, связь подземных вод, содержащихся в палеозойских и допалеозойских породах Казахстанской складчатой области и краевой зоны Западно-Сибирской плиты, с водами рыхлого мезо-кайнозойского чехла, по-видимому, осуществляется по положительным структурам — валам и структурным носам. В тех же участках, где к Казахстанской складчатой области примыкают отрицательные структуры, осложненные разломами, как правило, наблюдается резкое изменение минерализации подземных вод, указывающее на отсутствие связи между водоносными горизонтами. Такое явление отмечено в районе оз. Калибек, где к северной окраине Кокчетавского поднятия вплотную подходит Зеленогайский прогиб.

Тектоническим процессам альпийской складчатости и современного нам периода (в сочетании с денудацией) в основном обязан своим происхождением рельеф Казахстанской складчатой области. В настоящее время Казахстанская складчатая область представляет собой крупный

свод, наиболее приподнятой частью которого является Кокчетавское поднятие. В северной части свода сохранились отдельные понижения, заполненные континентальными кайнозойскими отложениями. При общей тенденции к поднятию в локальных впадинах, приуроченных к краевым частям области, сохраняются горизонтально залегающие осадки мела, палеогена и неогена. Тектонические уступы, отчетливо проявляющиеся в современном рельефе Улутавского поднятия, являются отражением молодых и новейших разрывных нарушений, несомненно унаследованных от более древних разломов, прослеживающихся от г. Арганаты на севере до рек Буланты и Белеуты на юге.

Большинство основных водных артерий и озерных впадин Казахстана обязано своим заложеннем тектоническим причинам. Долина Ишима на одних участках приурочена к установленным зонам разломов, на других участках эта связь предполагается по ряду косвенных признаков; довольно ясно выявляется связь между происхождением и формой Ишимской луки и структурным планом района. Долины меридиональных притоков Ишима также, по-видимому, возникали по зонам нарушений. Наиболее отчетливо это видно в долине р. Джаманкайракты, на левом берегу которой выходят отложения ордовика, верхнего девона, карбона и перми, в то время как на правом берегу под покровом неогеновых глин вскрываются лишь сильно сокращенные по мощности нижнекаменноугольные отложения. В долинах рек Жабая, Жиландинки, Ащилы в ряде скважин отмечается интенсивная тектоническая трещиноватость и нарушения. Строение долины р. Жиландинки также подтверждает наличие тектонических подвижек современного периода — правый берег долины каменистый, с резко расчлененным рельефом, а левый — пологий и равнинный.

Оз. Тенгиз приурочено к южному, наиболее активно прогибающемуся борту герцинской Тенизской впадины и в настоящее время окружено сетью разломов, для части которых имеются доказательства молодого происхождения. В южной части озера ежегодно наблюдается большая незамерзающая полынья длиной около 8 *км*, идущая с запада на восток, которая убедительно говорит о наличии в этой части озера новейшего разлома.

Часть вторая

■

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

ОБЩИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Северный Казахстан располагается в пределах полуаридной зоны. Гидрогеологические условия края определяются многочисленными чрезвычайно разнообразными факторами, основными из которых являются климат, рельеф, характер зоны аэрации, геологическое строение и физико-механические свойства водовмещающих пород. Особенности континентального засушливого климата с небольшим количеством атмосферных осадков и неравномерным их распределением по площади, а также высокая температура поверхности почвы создают резкий дефицит влаги в общем балансе, что сказывается на формировании подземных вод весьма различных по качеству и количеству. Мелкосопочный рельеф, характерный для центральной части края, благоприятно влияет на формирование подземного стока и способствует интенсивному водообмену, значительно более активному, чем на равнинах Западно-Сибирской и Тургайской низменностей.

Важнейшими геолого-структурными особенностями края, определяющими характер накопления, движения и разгрузки подземных вод, является наличие приподнятых горноскладчатых областей и примыкающих к ним прогибов скального фундамента, заполненных мощной толщей рыхлых мезо-кайнозойских осадочных отложений. Основное гидрогеологическое отличие этих частей территории края заключается в том, что в горноскладчатых областях развиты в основном безнапорные трещинные, реже пластово-трещинные воды неглубокой циркуляции, а на равнинах широко распространены в основном пластово-поровые воды, горизонты которых разделены водоупорными толщами и образуют крупные артезианские бассейны.

В пределах горноскладчатых областей Казахского нагорья и юго-восточной части Урала глубина циркуляции, водообильность, качество подземных вод и характер водообмена в основном контролируются рельефом территории, степенью трещиноватости пород и их выветрелостью. Глубина циркуляции, как правило, составляет 50—60, реже 100—150 *м*, по отдельным зонам нарушений она может быть еще больше. Наиболее водообильные участки приурочены к зонам тектонических нарушений, к участкам развития карста, а также к контактам интрузий с другими породами. Сравнительно меньшей водообильностью обладают трещинные зоны в эффузивных породах, где трещины часто закальматированы кальцитом и глиной. В пределах горноскладчатых областей по качеству преобладают воды малой минерализации. Пресные воды в основном приурочены к выходам на дневную поверхность

трещиноватых пород. На участках, где скальные породы перекрыты водонепроницаемыми породами коры выветривания, глинами палеогена, неогена и четвертичного возраста, воды, как правило, солоноватые и соленые.

Огромные равнинные пространства Тургайской и Западно-Сибирской низменностей характеризуются развитием крупных артезианских бассейнов, разделенных структурными поднятиями. Здесь в мезо-кайнозойских отложениях и в породах складчатого фундамента распространен целый ряд водоносных горизонтов и комплексов, основными из которых являются выдержанные на больших площадях и разделенные водоупорными толщами водоносные горизонты мелового, эоценового и олигоценового возраста. Преобладание в разрезе глинистых толщ затрудняет инфильтрацию атмосферных осадков и способствует формированию вод повышенной минерализации.

Благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков и питания неглубоких водоносных горизонтов создаются только на участках выходов на поверхность хорошо водопроницаемых пород. Формирование пресных подземных вод глубокой циркуляции происходит на отдельных ограниченных участках, в основном в краевых частях бассейнов.

Таким образом, в различных по своему характеру геологических структурах создаются своеобразные гидрогеологические условия, присущие данной структуре. Поэтому для четкого и правильного описания подземных вод — их формирования, количественного и качественного состава, условий транзита и разгрузки, а также для выяснения возможностей их эксплуатации необходимо произвести гидрогеологическое районирование края.

В настоящей работе подробно рассматриваются как грунтовые воды, первые от поверхности, так и напорные водоносные горизонты и комплексы, залегающие на относительно большой глубине Основное значение для формирования грунтовых вод имеют внешние факторы — геолого-геоморфологические и климатические условия района, а также строение зоны аэрации. Однако для более глубоко залегающих водоносных горизонтов и комплексов влияние указанных факторов уменьшается, а в некоторых случаях практически оно даже сводится к нулю. Для них на первый план выдвигаются внутренние особенности геологических структур, условия залегания и состав водопроницаемых слоев, их мощность, глубина залегания, наличие областей питания и разгрузки, взаимоотношение с горными породами окружающих структур, гидродинамические особенности и некоторое другое. Это позволяет принимать за основу гидрогеологического районирования геолого-структурный принцип [1].

Отмеченные гидрогеологические особенности отдельных частей территории края, находящиеся в соответствии с основными крупными геолого-структурными элементами, позволяют выделить следующие гидрогеологические районы первого порядка: I — Тургайский, II — То-

[1] При районировании Казахстана по характеру грунтовых вод У М Ахмедсафин (1964) положил в основу геолого-геоморфологический принцип, что противоречит нашим взглядам на основные принципы гидрогеологического районирования. В пределах Целинного края он выделяет: 1) низкогорный и возвышенные мелкосопочные районы Балхаш-Иртышского водораздела; 2) Улутавский низкогорный и возвышенный мелкосопочный район, 3) Кокчетавский возвышенный мелкосопочник с участками низкогорий; 4) мелкосопочная равнина Центрального Казахстана; 5) Тениз-Кургальджинская, слабо всхолмленная, замкнутая равнина; 6) низменные плоские равнины междуречья Ишим-Иртыш; 7) Тургайские столово-остаицовые равнины. В даиной работе гидрогеологическое районирование произведено только для грунтовых вод.

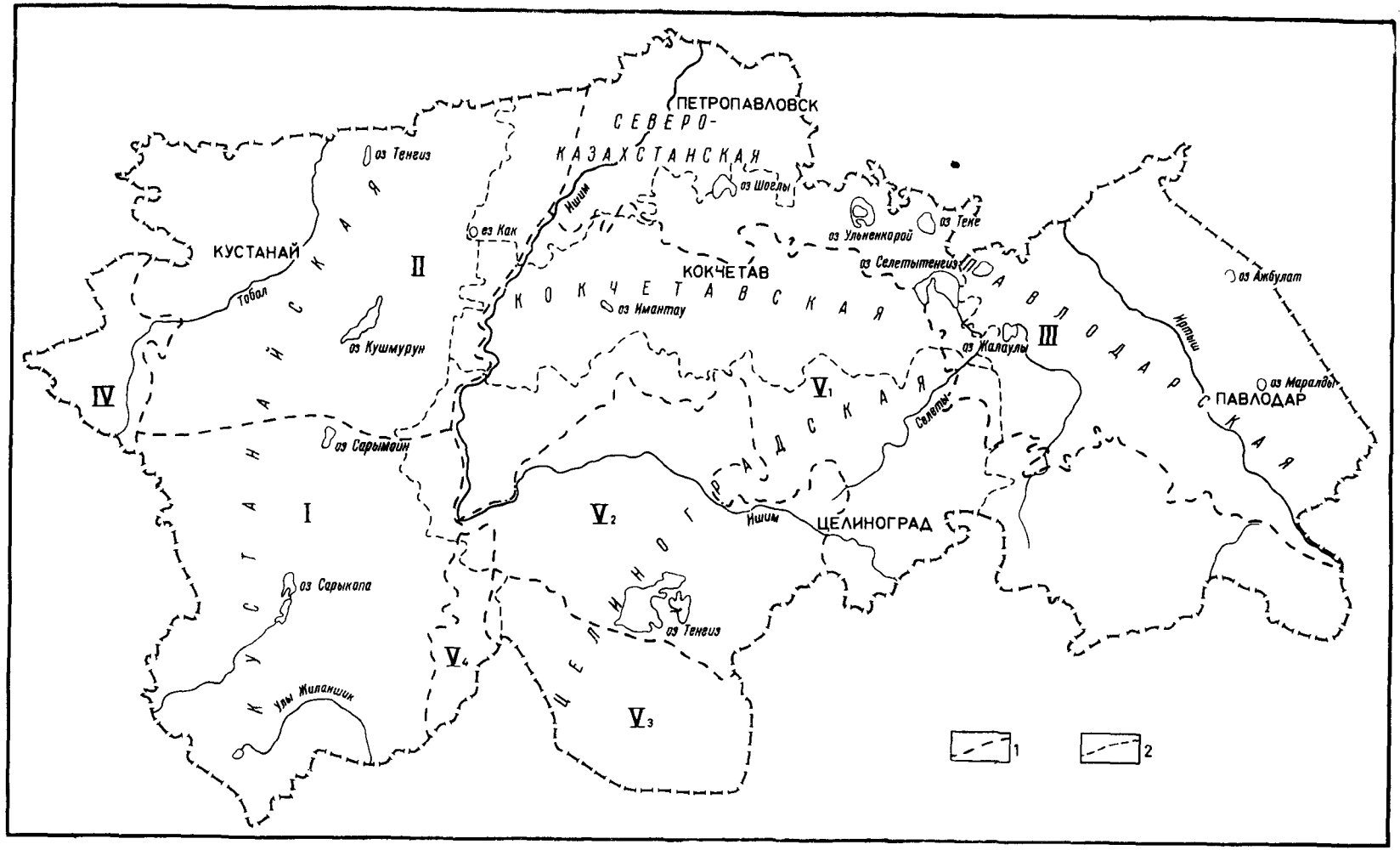


Рис 16 Схема гидрогеологического районирования

1 — граница гидрогеологических районов первого и второго порядков *2* — граница административных областей Гидрогеологические районы первого порядка *I* — Тургайский *II* — Тобольский *III* Ишим Иртышский *IV* — Урало Мугоджарскии *V* — Центрально Казахстанский Гидрогеологические районы второго порядка V_1 — Кокчетав Экибастузскии V_2 — Теннз Кургальджинский V_3 — Сарысу Тенизский V_4 — Улутавский

больский, III — Ишимо-Иртышский, IV — Урало-Мугоджарский, V — Центрально-Казахстанский (рис. 16).

I. Тургайский гидрогеологический район, приуроченный к Тургайскому прогибу, расположен на юго-западе Целинного края. На севере он ограничен Кустанайским валом, на востоке Казахской складчатой страной, на юге выходит за пределы края. Район охватывает северную часть Тургайского артезианского бассейна.

II. Тобольский гидрогеологический район, расположенный на северо-западе Целинного края, представляет собой южную часть Тобольского артезианского бассейна. Его границами являются на юге Кустанайский вал, на северо-востоке Ишим-Вагайское поднятие, на востоке Казахстанская складчатая страна.

III. Ишим-Иртышский район располагается в северо-восточной части Целинного края и занимает юго-западную часть Иртышского артезианского бассейна. С юга и юго-запада он ограничен Казахской складчатой страной, на западе Ишим-Вагайским поднятием.

IV. Урало-Мугоджарский район, расположенный в пределах северо-западной части края, занимает восточный склон Уральской складчатой области.

V. Центрально-Казахстанский район, приуроченный к северной части Казахской складчатой страны, занимает центральную и южную части Целинного края.

Центрально-Казахстанский район в целом имеет единые общие гидрогеологические черты. Однако отдельно его части существенно отличаются как по геологическому строению, так и по условиям формирования, движения и разгрузки подземных вод. Они неодинаковы также по обеспеченности пресными подземными водами.

Одним из таких наиболее крупных районов, обладающих специфическими гидрогеологическими особенностями, является район Тенизской впадины, представляющий собой крупную мульдообразную структуру, сложенную скальными породами палеозоя, перекрытыми глинистыми отложениями кайнозоя небольшой мощности. Для гидрогеологии большей части этого района характерны две основные черты: во-первых, развитие напорных, как правило, высокоминерализованных вод и, во-вторых, общая бедность подземными водами.

Тенизская впадина выделяется в Тениз-Кургальджинский гидрогеологический район второго порядка. Выделение Тениз-Кургальджинского района в средней части Центрально-Казахстанского гидрогеологического района территориально разделяет последний на северную и южную части. Северная часть представляет собой Кокчетав-Экибастузский гидрогеологический район второго порядка. В пределах южной части в свою очередь выделяются два района второго порядка: Улутавский и Сарысу-Тенизский. Отличительными чертами последнего района являются его сильная тектоническая раздробленность на блоки и широкое развитие карстовых вод.

Для определения типов подземных вод по величине минерализации в настоящем томе принята следующая классификация: до 1 *г/л* пресная, от 1 до 3 *г/л* слабосолоноватая, от 3 до 5 *л/г* солоноватая, от 5 до 10 *г/л* сильносолоноватая, от 10 до 15 *г/л* соленая, от 15 до 50 *г/л* сильносоленая, более 50 *г/л* рассол. Наименование типов вод произведено от иона с большим содержанием к иону с меньшим, при этом учитываются только те ионы, содержание которых превышает 25 *мг·экв·%* (по классификации В. А. Приклонского и Ф. Ф. Лаптева)

Глава четвертая.

■

ТУРГАЙСКИЙ РАЙОН

Тургайский гидрогеологический район занимает южную часть Кустанайской области, он приурочен к пологому прогибу палеозойского фундамента, отделяющему Урал от Центрально-Казахстанской складчатой области. В геоструктурном отношении район представляет собой синеклизу, выполненную мезо-кайнозойскими отложениями, мощность которых увеличивается от 20—30 *м* в прибортовых частях, до 500—700 *м* в центре и на юге ее. Горизонты подземных вод, заключенные в песчано-глинистых и опоковых отложениях мезо-кайнозойского чехла и в скальных породах палеозойского фундамента, образуют северную часть Тургайского артезианского бассейна, который уходит на юг далеко за пределы края. На севере бассейн ограничен Кустанайским валом, отделяющим его от Тобольского артезианского бассейна. Небольшое количество выпадающих атмосферных осадков, неглубокое залегание грунтовых вод, интенсивное летнее испарение и отсутствие поверхностного стока способствуют формированию подземных вод крайне пестрого химического состава.

Для Тургайского артезианского бассейна характерна четко выраженная гидрохимическая зональность. В краевых его частях, примыкающих непосредственно к областям питания, располагаются пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией до 3,0 *г/л*. В осевых частаях бассейна, на глубинах, лежащих значительно ниже базиса эрозии, скапливаются застойные высокоминерализованные хлоридные воды.

В пределах района выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы: 1) горизонт четвертичных эоловых отложений (*eol* Q); 2) горизонт аллювиальных отложений (*al* Q); 3) воды спорадического распространения неогеновых отложений (N); 4) комплекс олигоценовых отложений (Pg_3); 5) комплекс эоценовых отложений (Pg_2); 6) комплекс меловых отложений (Cr); 7) комплекс юрских отложений (J); 8) комплекс палеозойских отложений (Pz).

1. **Водоносный горизонт четвертичных эоловых отложений** приурочен к песчаным массивам, развитым в северной, центральной и юго-западной частях района. В пределах массивов песчаные отложения образуют бугры и гряды, чередующиеся с понижениями, к которым часто приурочены солончаки и соры. Отложения представлены тонко- и мелкозернистыми хорошо отсортированными кварцевыми песками с прослоями песчаных глин и супесей; породы часто карбонатизированы. Эоловые отложения залегают на четвертичных или олигоценовых осад-

ках, либо на водоупорных глинах чеганской свиты эоцен-олигоцена, обводнены они не на всей площади своего распространения.

Мощность обводненной части обычно не превышает 2,5—7,5 *м* и только в центральной части бугров достигает 9,0—12,0 *м*. Воды грунтовые с уровнем на глубине 0,7—5,5 *м*, пресные, реже слабосолоноватые с минерализацией 0,6—2,0 *г/л*; в некоторых межгрядовых понижениях отмечаются солоноватые воды с минерализацией 3,0—5,2 *г/л*. По химическому составу среди пресных вод преобладают гидрокарбонатные натриево-кальциевые, гидрокарбонатные магниево-кальциевые и гидрокарбонатные магниево-кальциево-натриевые; среди слабосолоноватых — гидрокарбонатные хлоридно-натриевые и сульфатно-гидрокарбонатные магниевые; среди солоноватых — хлоридно-сульфатные натриево-магниевые. Водообильность пород невысокая — удельные дебиты скважин 0,01—0,1 *л/сек*.

Питание водоносного горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, а на некоторых участках за счет подпитывания водами из олигоценовых отложений. Ввиду незначительного распространения и относительно слабой водоотдачи эоловых отложений, приуроченные к ним грунтовые воды в настоящее время не имеют большого практического значения.

2. **Водоносный горизонт аллювиальных отложений** приурочен к отложениям первой и второй надпойменных террас долин Тургая, Кабырги, Улы-Жиланшика и их притоков. Литологический состав аллювиальных отложений весьма разнообразен. Они представлены алевритовыми и песчаными глинами, суглинками, супесями и песками. Почти во всех долинах в составе аллювиальных отложений преобладают глинистые и суглинистые разности; увеличение песчаного материала отмечается от устьев к верховьям. Мощность аллювия обычно составляет от 1,0 до 10 *м*, реже 18—20 *м*.

Аллювиальные отложения залегают на песчано-глинистых образованиях олигоцена, миоцена и плиоцена, а также на водоупорных породах чеганской свиты и только в переуглубленных участках долин — на опоках, песчаниках и песках среднего эоцена. Породы почти повсеместно обводнены; исключение представляют лишь верховья долин, где отложения имеют небольшую мощность. Мощность обводненного аллювия обычно не превышает 5—9 *м*. Воды, как правило, безнапорные, но в некоторых скважинах отмечается напор порядка 2,0—9,0 *м*, обусловленный чередованием водопроницаемых и относительно водоупорных прослоев. Глубина залегания вод обычно составляет 1,5—8,0 *м*, реже 10—15 *м*.

Химический состав вод пестрый. По величине минерализации встречаются воды от пресных до рассолов. Минерализация определяется литологическим составом водовмещающих пород и рельефом участка, обусловливающими различные условия питания, движения и разгрузки подземных вод. Пресные и слабосолоноватые гидрокарбонатные кальциево-натриевые, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 3,0 *г/л* распространены в верховьях долин и на прирусловых участках. Для верховий рек это опреснение объясняется значительным уклоном грунтового потока, более крупнозернистым составом водовмещающих пород и лучшей их промытостью; для прирусловых — лучшими условиями паводкового питания. На остальной площади развиты хлоридные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией от 3—10 до 35,7—71,4 *г/л*. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,02 до 0,1 *л/сек*, реже 0,4—0,6 *л/сек*.

Источником питания водоносного горизонта являются паводковые

воды, атмосферные осадки и на отдельных участках воды олигоценового водоносного комплекса. Основное пополнение запасов происходит в весеннее время; в остальной период они лишь постепенно расходуются на подземный сток и испарение. Воды аллювиальных отложений используются для водоснабжения животноводческих ферм, полевых станов и небольших поселков.

3. **Воды спорадического распространения неогеновых отложений** распространены на северо-западе, востоке и юге артезианского бассейна. Водоносные породы залегают в виде прослоев и линз мощностью 2—5 *м* в толще суглинков и глин кустанайской, жуншиликской и жиландинской свит. Водоупором служат глины аральской свиты. По условиям залегания воды безнапорные, залегают на глубине от 1,5 до 18 *м*. По химическому составу воды неодинаковы — от пресных и слабосолоноватых гидрокарбонатных кальциевых и гидрокарбонатно-сульфатных хлоридных с минерализацией до 3,0 *г/л* до сильносолоноватых и соленых хлоридно-сульфатных натриевых и хлоридных натриевых с минерализацией 5—10 *г/л*. Удельные дебиты скважин не превышают 0,01—0,1 *л/сек*. Водоносный горизонт используется для водоснабжения животноводческих ферм и полевых станов.

4. **Водоносный комплекс олигоценовых отложений** распространен почти повсеместно, исключая участки речных долин, где отложения олигоцена отсутствуют (рис. 17). Водовмещающими породами являются кварцевые разнозернистые глинистые пески, содержащие гравий и гальку, железистые песчаники и алевриты. Породы характеризуются невыдержанностью литологического состава по площади и в вертикальном разрезе и частыми взаимопереходами одних литологических разностей в другие (рис. 18). Мощность водосодержащей толщи 5—10 *м*. Кровлей водоносного комплекса служат глины наурзумской (олигоцен), аральской и кустанайской (неоген) свит, а подошвой — плотные глины чеганской свиты эоцен-олигоцена. На значительных площадях отложения олигоцена выходят на поверхность.

В западной части бассейна, по сообщению Б. Ф. Зайцева, имеется четко выраженная погребенная гидросеть, выполненная олигоценовыми осадками. Протяженность погребенных долин достигает 5—100 *км*, ширина 5—12 *км*, глубина вреза 20—30 *м*. Долины чередуются с «водоразделами», ширина которых более значительна и достигает 20—30 *км*. Олигоценовые отложения, выполняющие погребенные долины и понижения, почти повсеместно обводнены. Мощность водоносного горизонта здесь составляет 5—15 *м*. В зависимости от наличия или отсутствия верхнего водоупора, вода на одних участках имеет свободную поверхность, на других отмечается местный напор до 2—8 *м*. Глубина залегания уровня воды на высоких водоразделах, где мощность перекрывающих пород значительная, составляет от 15 до 40 *м*, на склонах водоразделов она снижается до 2—10 *м*. По окраинам возвышенностей наблюдаются выходы вод из олигоценовых отложений на дневную поверхность. Форма пьезометрической поверхности показывает, что движение потока направлено от приподнятых частей водоразделов к долинам рек Қабырги, Тургая, Қаратургая и Улужиланшика, а также к понижениям внутри водоразделов — котловинам озер и древним долинам. Абсолютные отметки статического уровня достигают наибольших значений на северо-западе (216 *м*), северо-востоке (276 *м*) и юго-востоке (245 *м*) района, постепенно снижаясь к югу и долинам рек (до 120 *м*).

Движение потока к основным дренам — долинам рек — усложняется его частичной разгрузкой в многочисленные озера и западины.

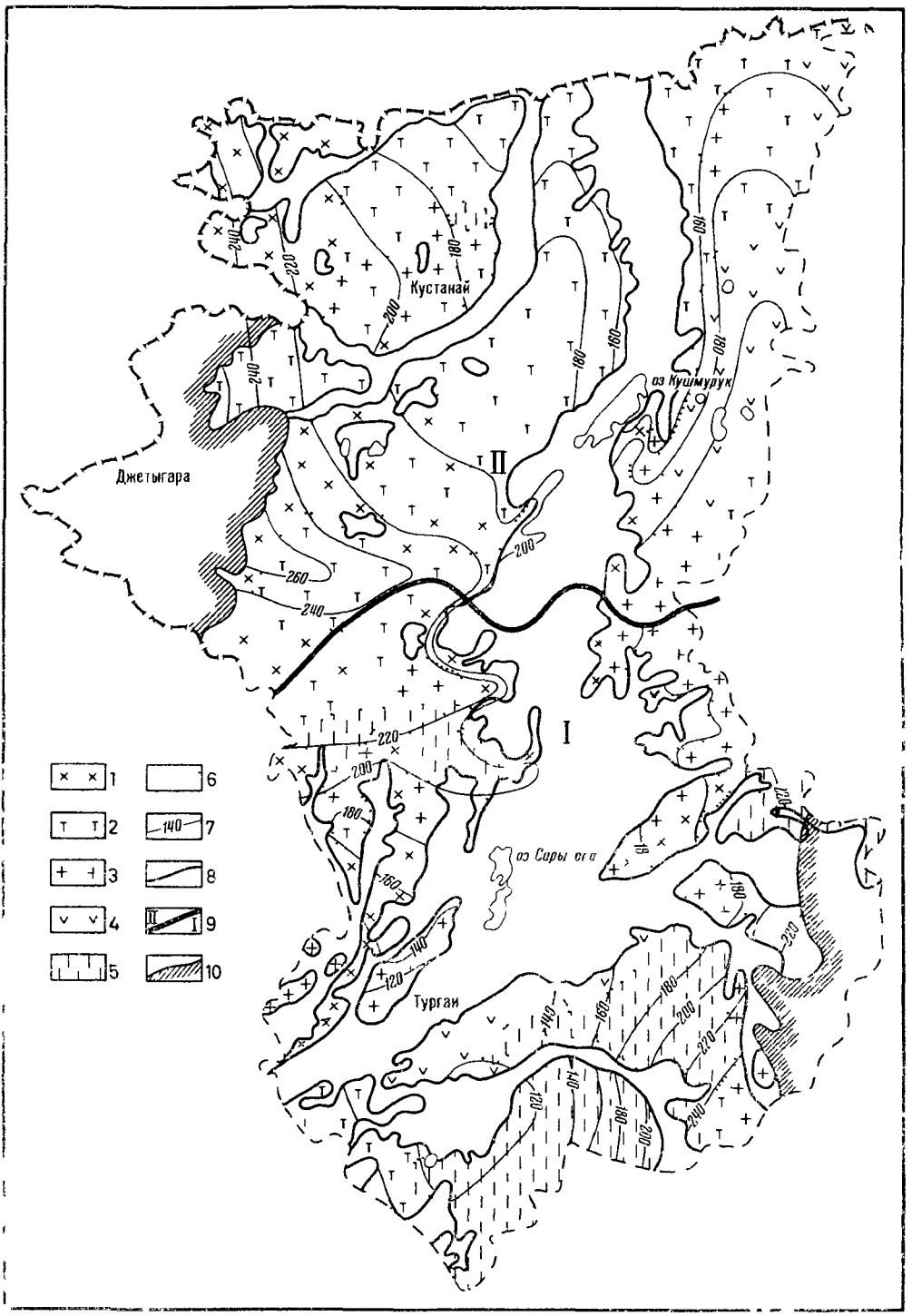


Рис 17 Гидрогеологическая карта водоносного комплекса олигоценовых отложений Тобольского и Тургайского артезианских бассейнов (составила А Н Беспалова)

Минерализация воды *г/л* *1* — до 1 0 *2* — от 1 до 3 *3* — от 3 до 5 *4* — от 5 до 10 *5* — более 10 *6* — границы между районами с различной степенью минерализации вод *7* — гидроизогипсы и гидроизопьезы подземных вод (установленные) *8* границы распространения водоносного комплекса *9* — границы между гидрогеологическими районами и номера районов *10* — выходы фундамента

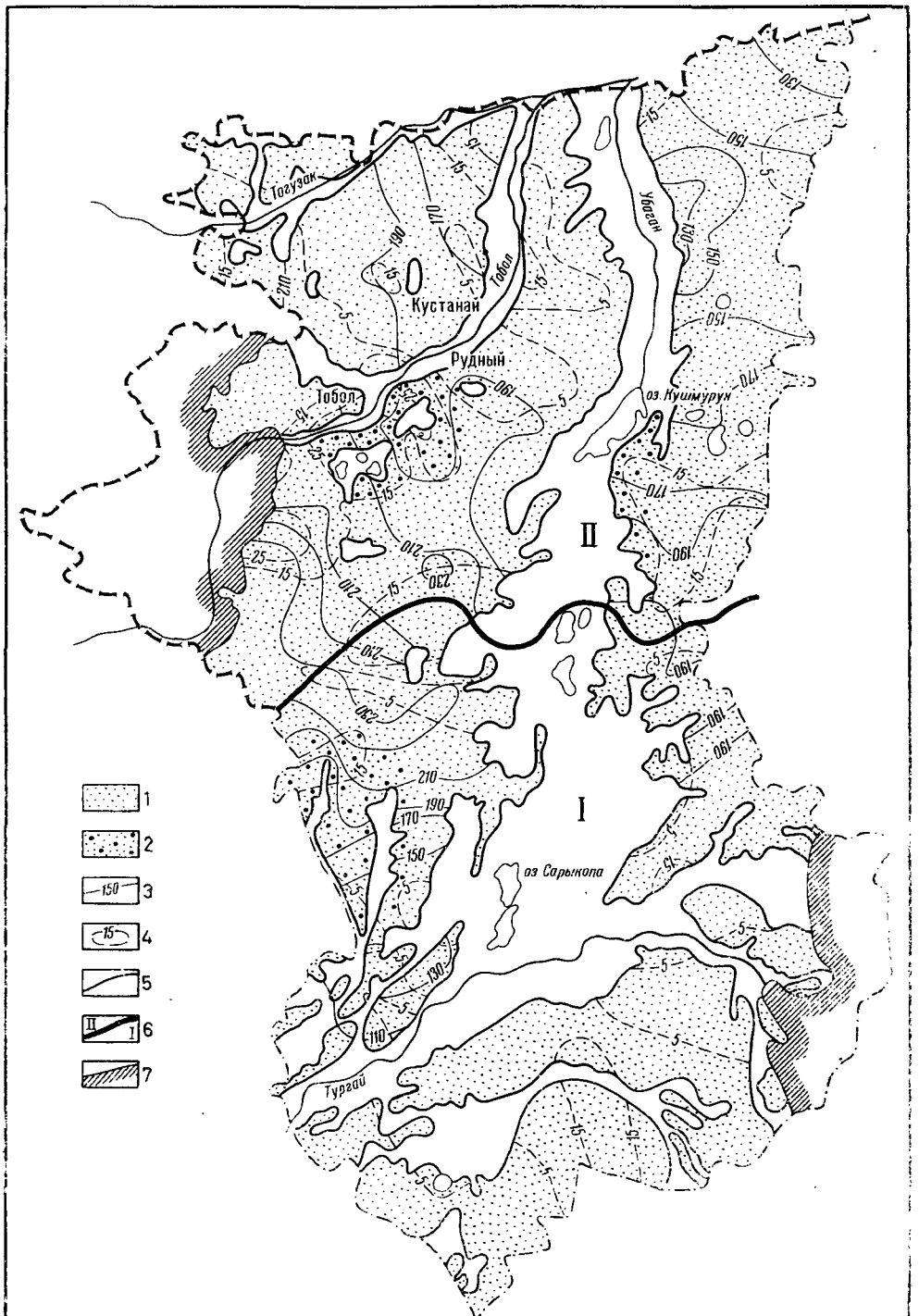


Рис. 18. Схематическая карта водовмещающих пород водоносного комплекса олигоценовых отложений Тобольского и Тургайского артезианских районов (составила А. Н. Беспалова)

Литологический состав водовмещающих пород: *1* — песок тонко- и мелкозернистый, алеврит; *2* — песок средне- и крупнозернистый; *3* — изолинии подошвы водоносного комплекса, в абсолютных отметках; *4* — изолинии мощностей водосодержащих пород, *м*; *5* — граница распространения водоносного комплекса; *6* — граница между гидрогеологическими районами и номера районов; *7* — выходы фундамента

Водообильность олигоценовых отложений изменяется в зависимости от гранулометрического состава водовмещающих пород. Удельные дебиты скважин, вскрывших песчано-гравийные отложения, достигают 0,3—0,4 *л/сек*, а в мелкозернистых песках и супесях не превышают 0,1 *л/сек*. Дебиты родников, вытекающих в восточной части бассейна из песчано-гравийных отложений, составляют от 0,5 до 5,0 *л/сек*, а из мелкозернистых песков 0,1—0,5 *л/сек*.

По степени минерализации воды олигоценового водоносного комплекса изменяются от пресных до соленых. На участках, сложенных средне- и крупнозернистыми песками, выходящими на дневную поверхность на северо-западе, западе и востоке района, воды, как правило, пресные с величиной минерализации до 1,0 *г/л*. Тонко- и мелкозернистые пески и алевриты, развитые на северо-западе, юго-западе и востоке бассейна, содержат слабо- и сильносолоноватые воды с минерализацией 1—3 и 3—5 *г/л*. На остальной территории распространены соленые и горько-соленые воды с минерализацией 5—10 *г/л* и более. Химический состав вод пестрый. Пресные воды гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатно-сульфатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные. Слабосолоноватые (1—3 *г/л*) воды обычно хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые; солоноватые (3—5 *г/л*) и сильносолоноватые (5—10 *г/л* и более) — хлоридные натриево-магниевые.

Основным источником питания олигоценового водоносного комплекса являются атмосферные осадки. В наилучших условиях питания находятся некоторые возвышенности и останцовые плато, где водовмещающие породы выходят на дневную поверхность. Разгрузка олигоценовых вод происходит по склонам долин. Воды олигоценового водоносного комплекса представляют значительный практический интерес. Они широко используются для водоснабжения многих населенных пунктов, совхозов и колхозов.

5. **Водоносный комплекс эоценовых отложений** распространен повсеместно, за исключением небольших участков, примыкающих к Центрально-Казахстанской складчатой стране (рис. 19). Осадки эоцена вскрыты большим количеством буровых скважин. Материалы по подземным водам этого комплекса обобщены в работе И. В. Гарманова и др. (1961), однако в гидрогеологическом отношении комплекс изучен недостаточно.

Породы эоценовой толщи представлены неравномерно чередующимися опоковидными глинами, глинистыми опоками, алевритами, песчаниками и песками (рис. 20). В замещении одних пород другими по простиранию и в разрезе не видно какой-либо определенной закономерности. Мощность водовмещающих пород изменяется от 2 до 105 *м* и более. Почти на всей территории эоценовая толща залегает на меловых отложениях и только в краевых частях бассейна — на породах палеозоя. Глубина залегания ее кровли от 60 до 150 *м* и более. Максимальная глубина 250—300 *м* до кровли отмечается на юге района. Водоносный комплекс перекрывается водоупорными глинами чеганской свиты. В зависимости от коллекторских свойств эоценовая толща имеет порово-пластовый и порово-трещинно-пластовый характер циркуляции подземных вод. Воды напорные, величина напора составляет от 12 до 50 *м* и более. Напор возрастает по мере погружения толщи к югу. Глубина до пьезометрического уровня составляет от 42 до 103 *м*.

Водообильность эоценовых отложений изучена недостаточно. Ориентировочное представление о ней дают скважины, пройденные в северной части района, удельный дебит которых не превышает 1,0 *л/сек*.

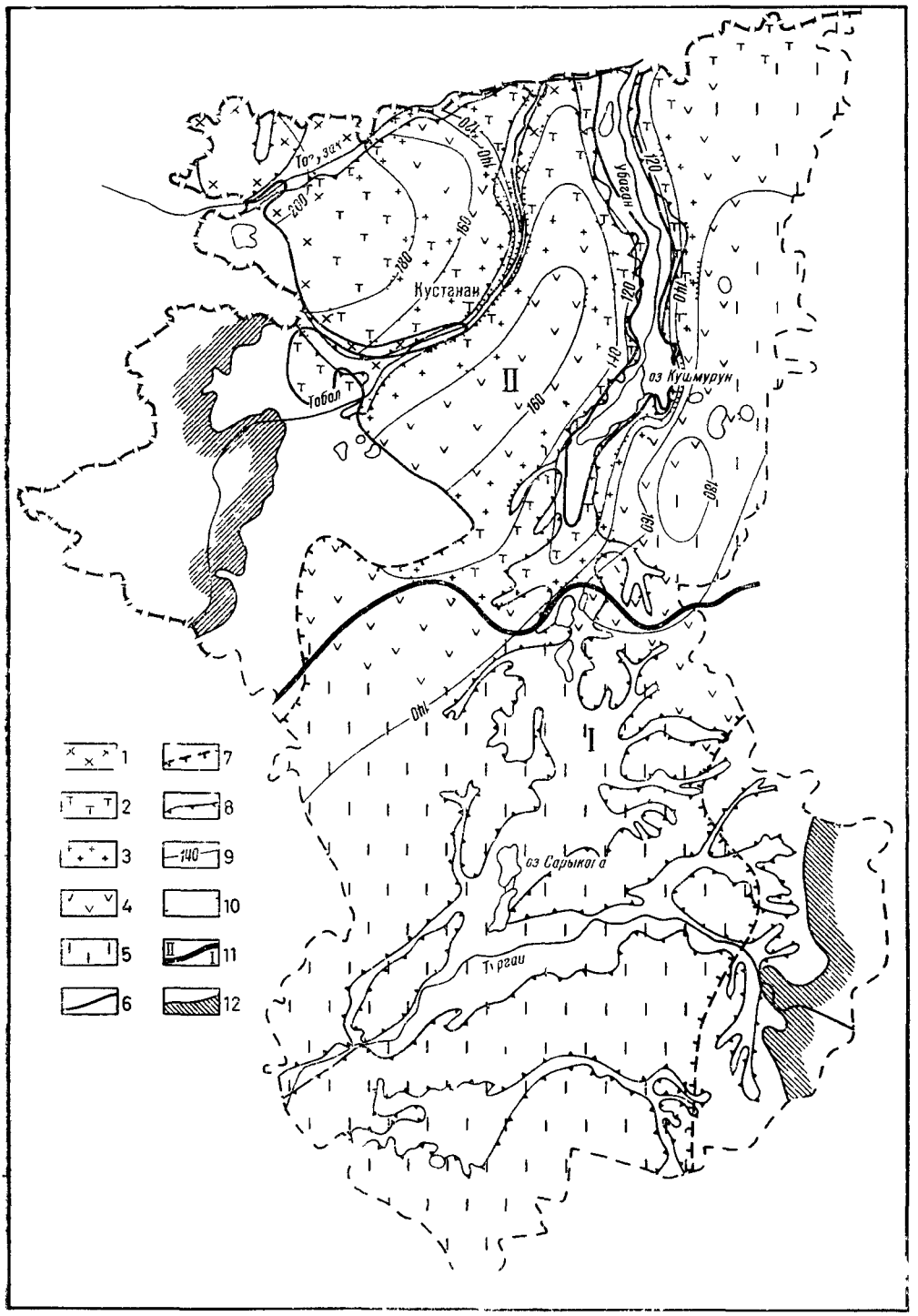


Рис 19 Гидрогеологическая карта водоносного комплекса эоценовых отложений Тобольского и Тургайского артезианских бассейнов (составила Л П Масыч)

Минерализация воды *г/л* *1* до 1 *2* — от 1 до 3 *3* — от 3 до 5 *4* — от 5 до 10 *5* — более 10 *6* граница распространения водоносного комплекса *7* то же по предположению *8* — граница распространения отложений верхнего водоупора (глин чеганской свиты) *9* — гидроизогипсы и гидроизопьезы подземных вод в абсолютных отметках *10* — границы между районами с разной степенью минерализации подземных вод *11* — граница между гидрогеологическими районами и номера районов *12* — выходы фундамента

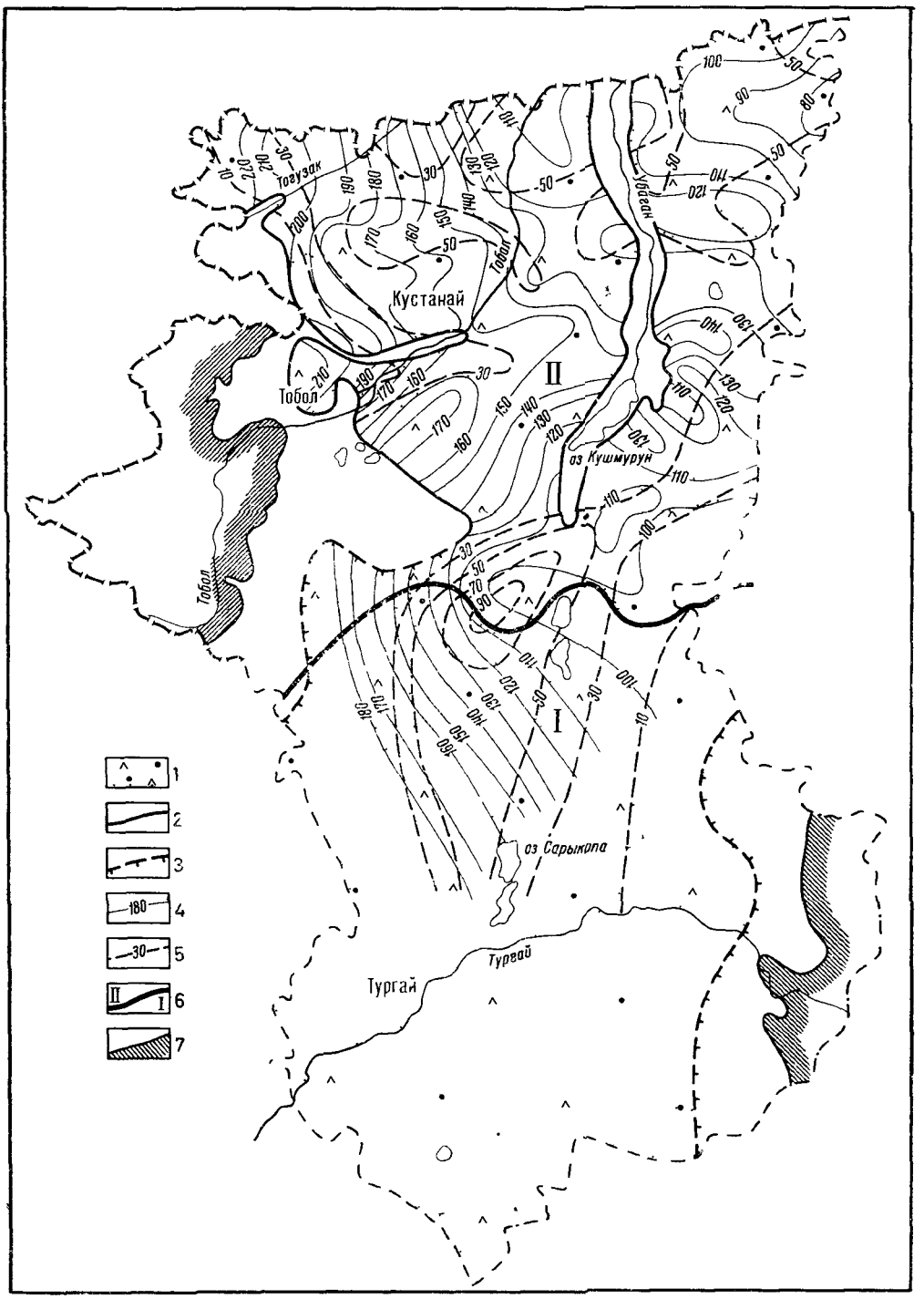


Рис 20 Схематическая карта водовмещающих пород водоносного комплекса эоценовых отложений Тобольского и Тургайского артезианских бассейнов (составила Л П Масыч)

1 — водоносные опоки, песчаники и пески *2* — граница распространения водоносного комплекса *3* — то же по предположению *4* — изолинии глубин залегания кровли водоносного комплекса, в абсолютных отметках *5* — изолинии мощностей водовмещающих пород, *6* — граница между гидрогеологическими районами и номера районов, *7* — выходы фундамента

Минерализация вод различна, но, как правило, это воды солоноватые и сильносолоноватые с минерализацией 3—10 *г/л* и выше. Воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 3 *г/л* встречаются вблизи северо-западной полосы сплошного развития эоценовых отложений, а также на юго-востоке района, в пределах долины р. Убаган, где эоценовые отложения залегают на небольшой глубине. По химическому составу воды эоценовых отложений преимущественно хлоридно-сульфатно-натриевые и магниевые. Практическое значение водоносного комплекса невелико.

6. **Водоносный комплекс верхнемеловых отложений** (Славгородская свита) распространен почти повсеместно, за исключением северо-западной и юго-восточной частей района (рис. 21). Во многих пунктах он вскрыт буровыми скважинами под толщей палеогеновых, неогеновых и четвертичных осадков. Однако в гидрогеологическом отношении водоносный комплекс изучен недостаточно.

Отложения верхнего мела представлены глинами, местами песчаниками с прослоями тонко- и мелкозернистых песков, алевритами, мергелями, кварцево-глауконитовыми песками и песчаниками (рис. 22). Верхнемеловые отложения залегают на складчатых палеозойских, юрских и триасовых породах, а местами на образованиях мезозойской коры выветривания. Глубина залегания их кровли изменяется от 17 до 239 *м*, мощность водосодержащей толщи от 13 до 129 *м*. Воды напорные. Величина напора увеличивается по мере погружения пород к югу, где она достигает 221—253 *м*. Пьезометрические уровни находятся на глубинах от +2,6 до +77 *м*. Температура воды 22—29°. Воды верхнемеловых отложений сильносолоноватые и соленые. В распределении значений общей минерализации наблюдается определенная закономерность. В северо-восточной части бассейна минерализация воды составляет 5—10 *г/л*, а в центральной части она увеличивается до 17—20 *г/л*. По химическому составу верхнемеловые воды хлоридные натриевые, сульфатные натриевые и кальциевые. Удельные дебиты скважин обычно составляют от 0,002—1,2 *л/сек*, в отдельных случаях достигают 5,0 *л/сек*. Вследствие высокой минерализации воды верхнемеловых отложений практического значения не имеют.

7. **Водоносный горизонт юрских отложений** приурочен к депрессиям палеозойского фундамента — Мхатовской, Кызылтальской и др. Водовмещающими породами являются алевролиты, песчаники, бурые угли с подчиненными прослоями конгломератов. Вскрытая мощность их составляет 60—150 *м*. Кровлей водоносного комплекса служат меловые осадки, а подошвой — образования палеозоя. Глубина залегания кровли 54—154 *м*.

Воды трещинного типа, напорные, с величиной напора от 10 до 240 *м*. Пьезометрические уровни устанавливаются на абсолютных отметках 111,9—117,6 *м* (Кызылтальская депрессия). Благодаря замкнутости депрессий и слабой водопроницаемости пород воды юрских отложений застойные, горько-соленые с минерализацией более 10 *г/л*, по типу они хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые. Удельные дебиты скважин не превышают 0,03 *л/сек*.

8. **Водоносный комплекс палеозойских отложений** залегает на глубине от 20—30 *м* в прибортовых частях до 500—700 *м* на юге района. Породы разнообразны, по литологическому составу они представлены известняками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сланцами, порфирами, порфиритами, базальтами, долеритами, туфопорфиритами и гранитами в разной степени метаморфизованными и разбитыми крупными разрывными нарушениями. Трещины выветривания распростра-

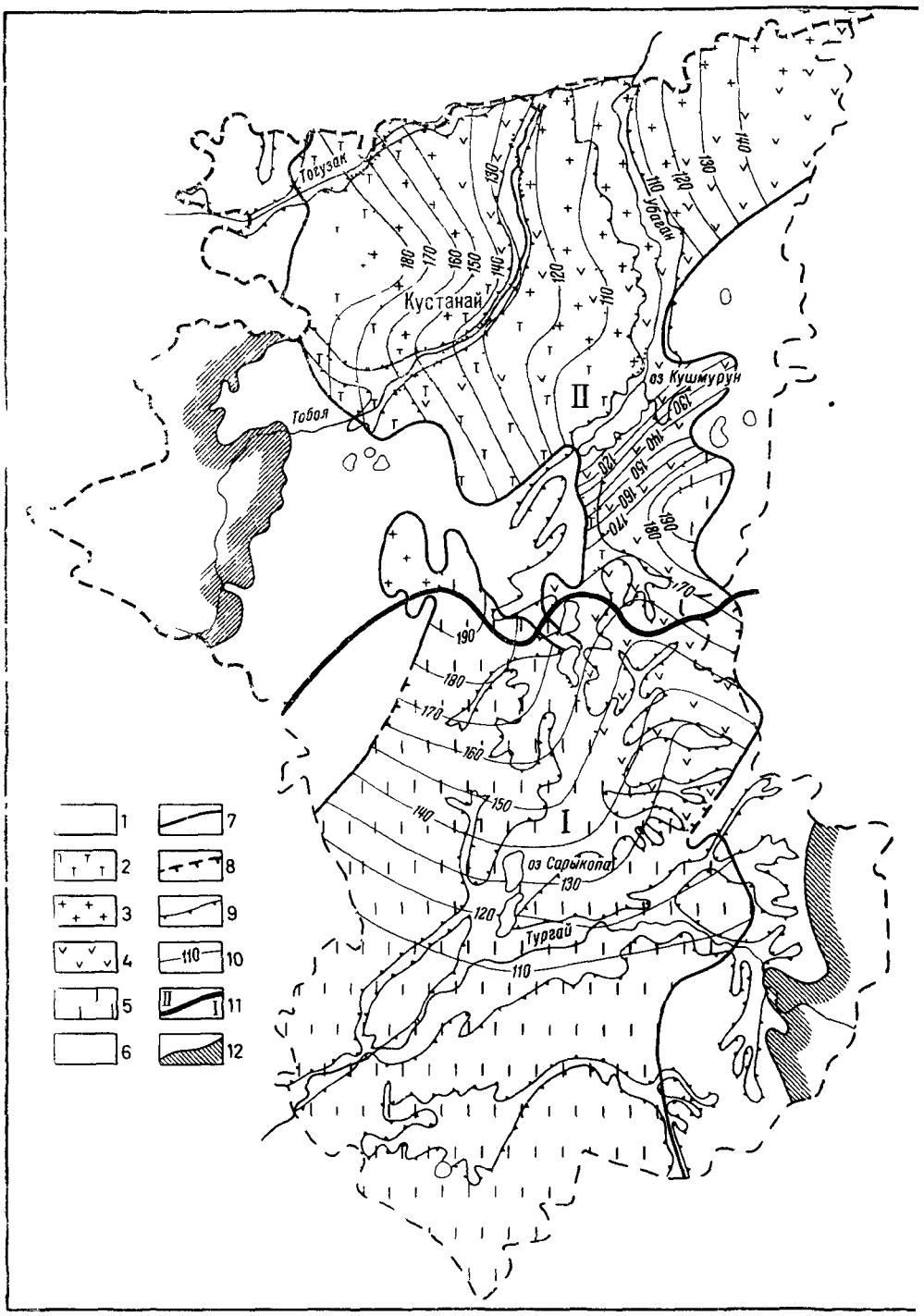


Рис 21 Гидрогеологическая карта водоносного комплекса верхнемеловых отложений Тобольского и Тургайского артезианских бассейнов (составила Л М Легкодымова)

1 — участки на которых водоносный комплекс отсутствует

Минерализация воды *г/л* 1—до 1 *2* от 1 до 3 *3*—от 3 до 5 *4* от 5 до 10 *5*—более 10 *6*— границы районов с разной минерализацией подземных вод *7*— граница распространения водоносного комплекса *8* — то же по предположению *9* — граница распространения отложений верхнего водоупора (глин чеганской свиты) *10* — гидроизобазы подземных вод в абсолютных отметках *11* — граница между гидрогеологическими районами и номера районов *12* — выходы фундамента

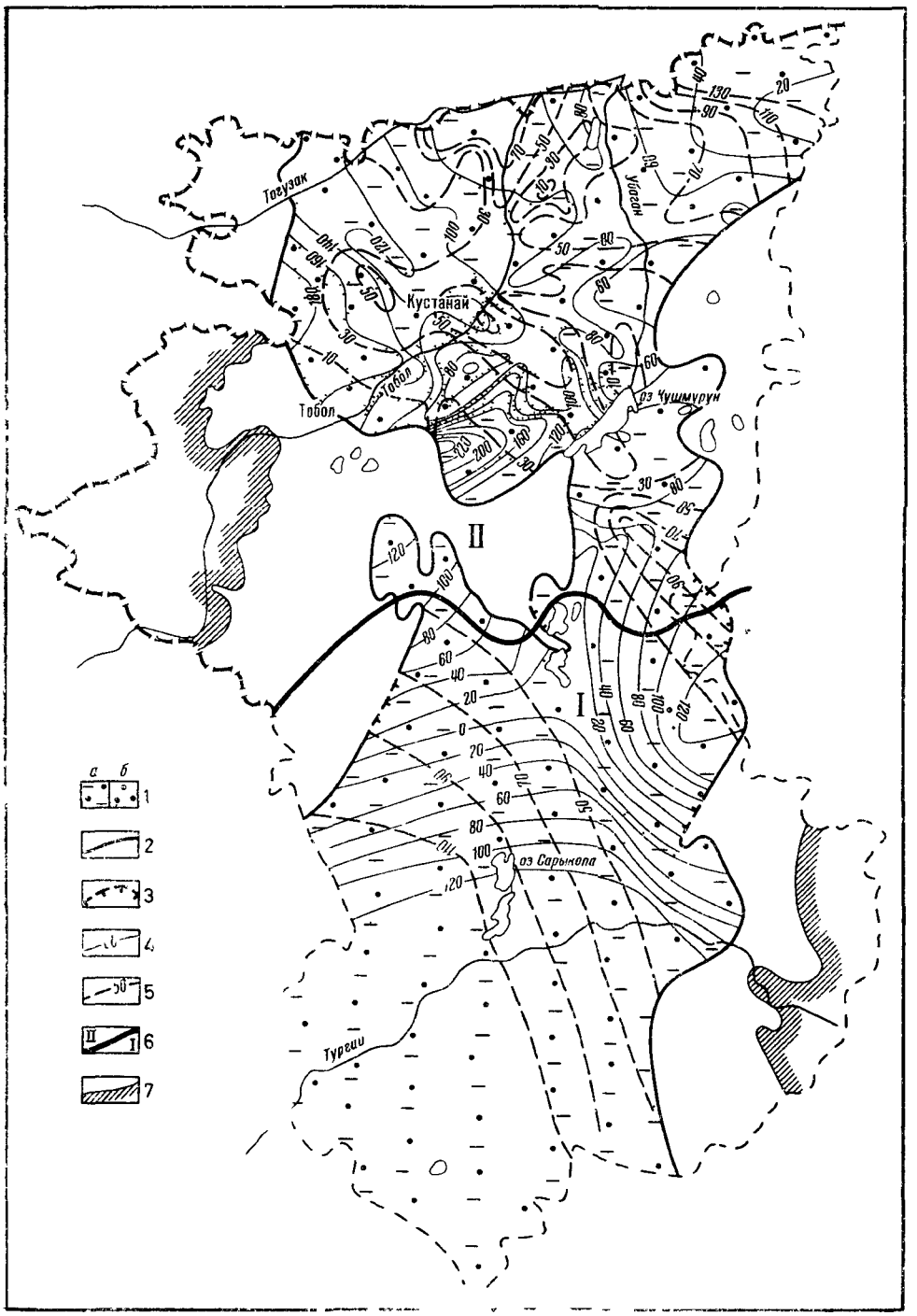


Рис 22 Схематическая карта водовмещающих пород водоносного комплекса верхнемеловых отложений Тоболъского и Тургайского артезианских бассейнов (составила Л И Легкодымова)

1 — литологический состав водовмещающих пород *а* — пески и песчаные глины *б* пески и песчаники *2*—граница распространения водоносного комплекса *3*—то же по предположению *4*—изолинии глубин залегания водоносного комплекса в абсолютных отметках *5* — изопахиты мощностей водосодержащих пород *м* *6* — граница между районами и номер района *7* — выходы фундамента

няются на небольшую глубину и часто заполнены глинистой корой выветривания.

В гидрогеологическом отношении перечисленные породы представляют единый водоносный комплекс с трещинно-жильной, трещинно-пластовой и, возможно, трещинно-карстовой циркуляцией. Гидрогеологическая изученность комплекса недостаточна. Наиболее обводнены породы, находящиеся в зоне выветривания, распространенной до глубин 30—50 *м*, или в зонах тектонических разломов, простирающихся до глубины 100—150 *м* Ниже породы обычно практически безводны. Подземные воды напорные. В удалении от краев бассейна величина напора достигает 200—300 *м*. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 10—50 *м* в прибортовых частях и 50—100 *м* в центральной части бассейна. В западной прибортовой части бассейна отмечается самоизлив вод из скважин, пьезометрический уровень устанавливается на высоте до +4,5 *м*.

Воды палеозойских образований сильносоленые и горько-соленые с минерализацией 20—25 *г/л*, по типу хлоридные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые. Наиболее водообильны закарстованные известняки нижнего карбона. Удельные дебиты скважин, вскрывших известняки в северо-западной прибортовой части бассейна (совхоз Уркашский), достигают 1—3 *л/сек*. Менее водообильны (с удельным дебитом скважин до 0,5 *л/сек*) туфоконгломераты, слабо водообильны — сланцы нижнего палеозоя. Основная область питания трещинных вод находится, по-видимому, в пределах Уральской и Центрально-Казахстанской складчатых областей, где палеозойские образования выходят на дневную поверхность. Вследствие высокой минерализации водоносный комплекс практического значения не имеет.

Основные закономерности формирования подземных вод Тургайского артезианского бассейна приведены в работе И. В. Гарманова и др. (1961). Характерной особенностью Тургайского артезианского бассейна является наличие регионального водоупора, представленного морскими глинами чеганской свиты, разделяющего подземные воды на два гидрогеологических яруса: верхний ярус, близкий по режиму к грунтовым водам, и нижний ярус, сходный с напорными межпластовыми водами.

Воды верхнего яруса, приуроченные к четвертичным, неогеновым и олигоценовым отложениям, получают основное питание за счет атмосферных осадков. Соответственно общему уклону рельефа они движутся от приподнятых частей водоразделов к долинам рек Тургая, Сарытургая, Улькаяка, Каратургая и Улужиланшика, а также к понижениям внутри водоразделов — к котловинам озер и древним долинам. Движение потока к основным дренам — долинам рек — усложняется частичной разгрузкой потока в многочисленные озера и западины.

Формирование грунтовых вод на слабо наклонной равнине полупустыни происходит в условиях недостаточного увлажнения и большого испарения. При малых уклонах поверхности равнины и водоупорного ложа, а также при отсутствии дрен грунтовые воды находятся в состоянии медленной циркуляции и затрудненного водообмена. На территории бассейна они приобретают типичные черты вод областей континентального засоления. По всей площади распространения для них характерна весьма пестрая минерализация — встречаются воды от пресных до рассолов. Концентрация солей с глубиной и по площади распространения грунтовых вод изменяется неравномерно, пресные и слабосолоноватые воды нередко залегают в непосредственном контакте с солеными.

В пределах большинства водоразделов в общих чертах существует следующая гидрохимическая зональность грунтовых вод. По склонам эрозионных ложбин и останцовых плато, где обычно обнажаются песчаные отложения олигоцена, протягивается узкая зона пресных вод (до 1,0 *г/л*), в основном гидрокарбонатных натриевых и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых, характеризующаяся активным водообменом. За ней выше, по рельефу, где с поверхности появляются прослои неогеновых глин, располагается зона слабосолоноватых (1—3 *г/л*) преимущественно хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевых вод, в которой выделяются участки солоноватых вод (3—5 *г/л*) хлоридно-сульфатного натриевого состава. Далее, в области высоких водоразделов, где с поверхности развиты глины неогена, располагается зона сильносолоноватых и соленых (5—15 *г/л*) хлоридных натриевых вод. В современных речных долинах зона пресных (до 1,0 *г/л*) преимущественно гидрокарбонатных натриево-кальциевых и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод занимает верховья рек и узкую прирусловую полосу. Эта зона находится в области питания и активного водообмена. Затем, в пределах первой и второй надпойменных террас, где с поверхности широко развиты суглинистый покров, расположена зона слабосолоноватых и солоноватых (1—3 и 3—5 *г/л*) хлоридных натриевых и хлоридно-сульфатных натриевых вод. В Тургайской долине обильно развиты соленые воды вплоть до рассолов, концентрация которых в отдельных замкнутых котловинах достигает 50 *г/л* и более. Это объясняется выходом на дневную поверхность соленосных глин чеганской свиты и близким залеганием грунтовых вод. Такое сочетание обусловливает здесь весьма интенсивное развитие процессов континентального засоления, происходящих несмотря на активную динамику вод. Локальные и небольшие по площади линзы пресных вод, плавающие на соленых и приуроченные лишь к относительно повышенным элементам рельефа, сложенным песками, обязаны своим происхождением местной инфильтрации и меньшему испарению из горизонта. Последнее объясняется значительной глубиной залегания вод. Такие линзы часто встречаются в конусах выноса боковых оврагов.

Напорные воды нижнего яруса, приуроченные к палеозойским, меловым и эоценовым отложениям, характеризуются относительно слабым водообменом и четко выраженной гидрохимической зональностью как в плане, так и в разрезе. Основное их питание осуществляется как в прибортовых частях Тургайского прогиба, так и внутри бассейна, где глины чеганской свиты отсутствуют и верхние водоносные горизонты сообщаются с нижними — например, в глубоко врезанных долинах рек. В этих случаях водообмен, по-видимому, не затрагивает прилегающих территорий и осуществляется только в пределах долин. Питание же в прибортовых частях бассейна вследствие большого отрицательного влияния развитых здесь озерных впадин и рек, дренирующих сток подземных вод, осуществляется далеко не повсеместно и проявляется слабо. На это указывает повышение степени минерализации вод уже вблизи областей питания, где воды быстро становятся солоноватыми и солеными. Слабое питание и фациальная изменчивость водовмещающих пород способствуют весьма замедленной циркуляции подземных вод, основной, весьма медленный сток которых направлен на юг, в сторону Аральского моря. В центральной части бассейна вертикальная гидрохимическая зональность характеризуется увеличением минерализации от 10—15 *г/л* на глубине 150—200 *м*, до 20 *г/л* на глубине 250—300 *м*. При этом с глубиной повышается и температура вод до 25° на глубине 300 *м*, до 35° на глубине 400 *м* и более.

Глава пятая.

ТОБОЛЬСКИЙ РАЙОН

Тобольский гидрогеологический район, представляющий собой южную часть Тобольского артезианского бассейна, занимает северную половину Кустанайской области. На юге он ограничивается Кустанайским валом, отделяющим его от Тургайского артезианского бассейна, на западе — структурами Уральской складчатой области.

В строении Тобольского артезианского бассейна выделяются два структурных этажа. В основании разреза залегают палеозойские и докембрийские осадочные, эффузивные и интрузивные породы. Верхний этаж сложен рыхлыми, песчано-глинистыми отложениями мезозоя и кайнозоя с пластами плотных трещиноватых мергелей, опок и песчаников различной мощности. Толщи верхнего этажа залегают почти горизонтально с небольшим наклоном к северу и к осевой части бассейна.

В пределах Тобольского артезианского бассейна выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы: 1) горизонт четвертичных эоловых отложений (*ed* Q); 2) горизонт четвертичных аллювиальных отложений (*al* Q); 3) горизонт четвертичных озерно-аллювиальных отложений (*lal* Q); 4) воды спорадического распространения неогеновых отложений (N); 5) комплекс олигоценовых отложений (Pg_3); 6) комплекс эоценовых отложений (Pg_2); 7) комплекс верхнемеловых отложений (Cr_2); 8) горизонт нижнемеловых отложений (Cr_1); 9) горизонт юрских отложений (J); 10) горизонт нижнетриасовых отложений (T_1); 11) комплекс палеозойских образований (Pz).

1. **Водоносный горизонт четвертичных эоловых отложений** имеет ограниченное распространение. Он приурочен к небольшим массивам эоловых песков Аракарагай, Аман-Карагай и Казанбасы, расположенным на Тобол-Убаганском водоразделе. Мощность их не превышает 5—10 *м*. Грунтовые воды залегают на глубине 3—6 *м*. Дебиты водопунктов изменяются от 0,01 до 0,3 *л/сек* при понижении уровня воды на 1,2—4,8 *м*. Воды пресные с минерализацией до 1,0 *г/л*, гидрокарбонатно-кальциевого и гидрокарбонатно-магниевого состава. В местах выклинивания эоловых отложений (в межгривовых понижениях) распространены солончаки и солонцы, которые содержат слабосолоноватые воды с минерализацией 1—3 *г/л*.

2. **Водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений** распространен на пойменных террасах долин Тобола, Убагана и их притоков. В долине Тобола, Тогузака, Аята и Уя аллювиальные отложения представлены разнозернистыми гравелистыми песками с прослоями и линзами песчаных глин, суглинков и супесей. Мощность этих

отложений 10—20 *м*. Породы сильно сдренированы и вследствие этого обводнены не повсеместно. В Убаганской долине и в долинах ее наиболее крупных притоков отложения аллювия сложены переслаивающимися алевритовыми глинами, известковистыми суглинками и супесями, в основании которых залегают линзы мелко- и среднезернистых песков. Мощность аллювия достигает 70 *м*. Характерной особенностью этих пород является невыдержанность литологического состава по площади и частые замещения песчаных разностей более глинистыми и наоборот.

Водоупором горизонта служат глины четвертичного, неогенового и палеогенового возраста. В зависимости от условий залегания водоносных слоев они содержат воды либо со свободным уровнем, либо напорные с высотой пьезометрического уровня до 40 *м* в районе оз. Кушмурун. В ряде случаев наблюдается самоизлив. Обычно статический уровень горизонта устанавливается на глубине от 2—3 до 12 *м* от поверхности земли. По химическому составу воды весьма изменчивы — от пресных до соленых. Пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией до 3 *г/л* распространены в долинах Тобола, Аята и Тогузака, по типу эти воды гидрокарбонатно-натриево-кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые, реже хлоридно-натриевые. Сильносолоноватые и соленые воды с минерализацией 5—10 *г/л* и более распространены в Убаганской долине, по типу это воды от гидрокарбонатных кальциево-магниевых до хлоридных натриевых. Высокая минерализация воды, приуроченной к аллювиальным отложениям долины Убагана, объясняется интенсивным испарением подземных вод в связи с их близким залеганием к поверхности и разгрузкой в речную долину соленых вод более древних отложений. Водообильность аллювиальных отложений весьма разнообразна, она зависит прежде всего от гранулометрического состава пород. Удельные дебиты скважин, вскрывших крупнозернистые гравелистые пески и гравийно-галечниковые отложения, достигают 7 *л/сек*, а скважин, вскрывших мелкозернистые глинистые пески и супеси, не превышают 0,1 *л/сек*.

Источником питания водоносного горизонта в долине Тобола является инфильтрация атмосферных осадков, главным образом вешних талых вод. При прохождении высоких паводков речные воды также подпитывают аллювий, но в остальное время года наблюдается обратная картина — грунтовые воды дренируются рекой. Кроме того, они пополняются за счет притока из более древних водоносных горизонтов.

Грунтовые воды аллювия широко используются для бытовых нужд населения. Береговые водозаборы в долине Тобола в ряде мест получают до 50—60 *л/сек* (у Рудного и Кустаная).

3. **Водоносный горизонт озерно-аллювиальных отложений** имеет ограниченное распространение, он развит главным образом в наиболее пониженных частях озерных котловин. Водосодержащими породами являются суглинки и супеси с прослоями иловатых песков общей мощностью до 3—5 *м*. Эти отложения почти везде водоносны, причем воды их гидравлически связаны с водами озер. В весенний период грунтовые воды озерных котловин интенсивно пополняются за счет инфильтрации талых вод и у самых берегов — за счет вод озер. В летний период, когда под влиянием испарения снижается уровень воды в озерах, понижается и уровень грунтовых вод. Глубина залегания грунтовых вод 1—5 *м*.

Химический состав вод пестрый, по степени минерализации они изменяются от пресных до соленых с содержанием сухого остатка до 10 *г/л*. По типу воды изменяются от гидрокарбонатных натриевых и гид-

рокарбонатных кальциево-натриевых до гидрокарбонатных хлоридно-натриевых и хлоридных натриевых. Дебиты колодцев не превышают 0,01—0,05 *л/сек*. Практическое значение горизонта невелико.

4. **Воды спорадического распространения неогеновых отложений** встречаются на обширной территории Убаган-Ишимского водораздела. Водовмещающие породы залегают в виде выклинивающихся пластов и линз, они представлены тонко- и мелкозернистыми песками, супесями, суглинками, реже алевритами. Мощность этих отложений от 5 до 20 *м*.

Грунтовые воды вскрываются на глубине 1,5—10 *м*. В зависимости от местных условий они обладают либо свободной поверхностью, либо небольшим напором — до 10 *м*. Уровень грунтовых вод неогена плавно следует рельефу, образуя крутые уклоны к долине Убагана и Ишима, но сохраняя при этом пологое падение на север. По химическому составу воды пестрые. На широком плоском водоразделе Убаган-Ишима, где уклоны подземных вод незначительные, а движение воды очень медленное, широко распространены солоноватые и сильносолоноватые воды с минерализацией 3—10 *г/л*, хлоридного натриевого и сульфатного натриевого типов. Пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией до 3 *г/л* встречаются вблизи долины Убагана, а также в тальвеговой части редких степных балок и на участках западин и лиманных понижений, т. е. в местах, где весной скапливаются талые воды. По типу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые и гидрокарбонатные сульфатно-хлоридные с пестрым катионным составом. Удельные дебиты скважин небольшие и колеблются в пределах 0,05—0,1 *л/сек*, что объясняется глинистым составом и значительным гипсометрическим понижением кровли водовмещающих пород. Так, на широте Кустаная подошва неогена приподнята над руслами Тобола, Убагана и Ишима на 40—60 *м*, а в районе Кургана и Петропавловска — на 20—40 *м* (Гармонов, 1962).

Питание водоносного горизонта на всей площади их распространения осуществляется за счет атмосферных осадков. Вследствие глинистого состава поверхностных отложений, ливневого характера дождей и большого дефицита влажности на инфильтрацию поступает лишь очень небольшая часть выпадающих осадков, в основном влага расходуется на испарение. Грунтовые воды неогена используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения полевых станов, животноводческих ферм и небольших населенных пунктов.

5. **Водоносный комплекс олигоценовых отложений** развит довольно широко, он отсутствует лишь на ограниченных площадях — в пределах речных долин и на крайнем западе района. Воды заключены в осадках чиликтинской и кутанбулакской свит (см. рис. 17), литологический состав водовмещающих пород приведен на рис. 18. Олигоценовые отложения на большей площади своего распространения выходят на дневную поверхность, лишь на отдельных участках они перекрыты глинами наурзумской, аральской и кустанайской свит. Водоупорным ложем водоносного комплекса служат глины чеганской свиты.

По условиям осадконакопления среди отложений олигоцена выделяются песчаные аллювиальные отложения древних погребенных речных долин и песчано-глинистые озерные отложения водоразделов. Погребенные долины являются естественными дренами, собирающими подземные воды с больших территорий и ориентирующими их движение в определенном направлении. По сравнению с водораздельными участками, отложения, выполняющие эти долины, более водообильны и содержат преимущественно пресную воду. На территории бассейна выявлены Лисаковская, Шиелинская и Кировская погребенные долины.

Лисаковская долина, расположенная на Тоболо-Убаганском между-

речье, прослеживается от пос. Котюбок на восток к долине Убагана на расстоянии более 100 *км*. Долина выполнена разнозернистыми кварцевыми песками с оолитами бурого железняка кутанбулакской и чиликтинской свит. Мощность водовмещающих песков в бортовых частях долины не превышает 5 *м*, а в осевой ее части увеличивается до 30—35 *м*. Подземные воды Лисаковской долины безнапорные, зеркало грунтовых вод залегает на глубине 1,5—9,0 *м*. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,2 до 6,0 *л/сек*, составляя в среднем 1—2 *л/сек*. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,2—0,5 *г/л*.

В 15—17 *км* к югу от Лисаковской долины параллельной ей проходит Шиелинская долина, прослеженная на расстоянии около 60 *км* от пос. Шиели до пос. Каратамар. Ширина долины достигает 5 *км* при глубине 5—20 *м*. Подобно Лисаковской долине, она также заполнена разнозернистыми песками кутанбулакской и чиликтинской свит, водообильность которых характеризуется удельными дебитами скважин 0,3—1,0 *л/сек*.

Кировская погребенная долина выявлена на восточном склоне долины Убагана. Ширина ее достигает 12 *км*, длина около 30 *км* при глубине 30 *м*. Она состоит из нескольких параллельных рукавов шириной 1—2 *км*. Долина выполнена грубозернистыми песками с гравием и галькой. Грунтовые воды залегают здесь на глубине 5—10 *м*. Удельные дебиты скважин достигают 1—2 *л/сек*. На правом берегу этой долины у пос. Кушмура и далее на большом протяжении наблюдаются выходы подземных вод на поверхность в виде родников с дебитом до 15 *л/сек*. Вода пресная с сухим остатком 0,1—0,4 *г/л* гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава.

В районе оз. Качар в 7 *км* к западу от пос. Костычевского расположено долинообразное понижение протяженностью 10 *км* при ширине 2—7 *км*. Понижение заполнено слюдисто-кварцевыми мелкозернистыми песками и алевритами мощностью 2—20 *м*. Зеркало грунтовых вод залегает на глубине 1,3—6,5 *м*. Удельные дебиты скважин не превышают 1,0 *л/сек*. Повышенная водообильность олигоценовых осадков отмечена в долине р. Тюнжогур. Удельные дебиты скважин, пройденных на усадьбах совхозов им. Кошевого, им. Чкалова, Молодежного, Октябрьского, Жекульского и других, достигают 3 *л/сек*. Вода здесь пресная с сухим остатком 0,2—0,5 *г/л* гидрокарбонатного натриевого состава.

На водораздельных участках, сложенных олигоценовыми осадками, воды приурочены к песчано-глинистым прослойкам мощностью 5—15 *м*. На большей площади междуречий воды имеют свободную поверхность и только на отдельных участках, в местах перекрытия их породами аральской и наурзумской свит неогена, приобретают напор, не превышающий 10 *м*. Исключение составляет северо-восточная часть бассейна, где напор достигает 34 *м*. Глубина залегания грунтовых вод изменяется в соответствии с рельефом; вблизи речных долин и озер она составляет 2—5 *м*, на водораздельных участках достигает 10—40 *м*. Водовмещающие породы имеют крайне невыдержанный гранулометрический состав как в разрезе, так и по площади, в общем они характеризуются преобладанием тонкозернистых, алевритистых песков и алевритов. Удельные дебиты скважин не превышают 0,1—0,5 *г/л*.

В долинах рек по линии контакта водоупорных чеганских глин с водоносными осадками олигоцена наблюдаются родники с небольшими расходами, проявляющиеся часто в виде мочажин. Движение подземных вод, судя по положению пьезометрической поверхности, направлено к долинам Тобола и Убагана, а также к котловинам многочисленных озер

и погребенным долинам. Долины рек дренируют подземные воды олигоценовых осадков, вскрывая верхнюю часть потока, либо полностью прорезая его. Питание водоносного комплекса, по-видимому, осуществляется на сравнительно приподнятых участках площади его распространения (которым соответствуют наивысшие отметки статических уровней) путем вертикального передвижения атмосферных осадков.

Распределение вод по химическому составу и минерализации зависит от наличия перекрывающего водоупора, особенностей литологического состава, условий дренирования и соотношения с микрорельефом. Пресные воды с минерализацией до 1 *г/л*, имеющие гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав, распространены на крайнем западе и юге бассейна, вблизи дренирующих озер и на склонах долин, где отсутствуют неогеновые глины и происходит свободная инфильтрация атмосферных осадков.

В центральных частях междуречий и на юге бассейна, где благодаря развитию перекрывающих неогеновых глин водообмен затруднен, наблюдаются слабосолоноватые воды с минерализацией 1—3 *г/л* хлоридно-гидрокарбонатного натриевого и сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава. Солоноватые и сильносолоноватые воды с минерализацией от 3—5 до 5—10 *г/л хлоридного натриевого типа широко* распространены на востоке и юго-востоке бассейна.

Олигоценовый водоносный комплекс представляет большой практический интерес. Пресные грунтовые воды повсеместно каптируются колодцами и скважинами и являются одним из главных источников водоснабжения населения. Грунтовые воды Костычевского участка разведаны для временного водоснабжения Качарского горнообогатительного комбината, а воды Лисаковской долины разведаны для водоснабжения Лисаковского горнообогатительного комбината. Здесь можно получать до 600 *л/сек*.

6. **Водоносный комплекс эоценовых отложений** распространен почти повсеместно, отсутствует он только в западной и юго-восточной частях района (см. рис. 19, 20). Эоценовые отложения обнажаются только в долинах Аята, Уя, Тогузака и Убагана, за пределами долин они покрыты либо маломощным чехлом четвертичных осадков, либо глинами чеганской свиты и залегают на значительной глубине. Обычно они залегают на различных горизонтах мела, а на северо-западе и западе района — непосредственно на глинах древней коры выветривания или на палеозойских породах. Глубина кровли водоносного комплекса колеблется от 6—18 до 50—100 *м*. Мощность водовмещающих пород в центральных частях междуречий достигает 30—70 *м*, а на западе района и в речных долинах 5—20 *м*.

Породы эоценовой толщи содержат пластово-трещинные и поровые воды: безнапорные — в речных долинах, с напором, достигающим 100 *м* и более — на водоразделах. Водообильность эоценовых отложений и минерализация воды определяются коллекторскими свойствами пород, условиями питания и дренажа подземных вод. Наиболее обводненными являются опоки и песчаники, обнажающиеся в речных долинах, где они вследствие воздействия выветривания наиболее трещиноваты. В направлении к водоразделам водообильность пород уменьшается настолько, что местами они становятся практически безводными. Удельные дебиты скважин в долине Аята составляют 0,5—1,0 *л/сек*, в долине Тобола они достигают 7,0 *л/сек*. В долине Убагана обводнены только кремнистые опоки и песчаники, которые прослеживаются узкой полосой (3—5 *км*) от южного окончания Кушмурунского буроугольного месторождения вдоль его восточного борта до железнодорожного поселка Куш-

мурун и далее на север. Удельные дебиты скважин здесь составляют 0,5—0,6 *л/сек.*

В долине Тогузака по берегам реки отмечаются многочисленные выходы подземных вод хорошего качества, дебиты отдельных родников даже в засушливые годы достигают 4,5 *л/сек.* Естественные выходы подземных вод из эоценовых пород отмечаются также и на левом берегу Тобола, где юго-восточнее Кустаная дебит отдельных родников достигает 0,6 *л/сек.* Положение пьезометрического уровня эоценового водоносного комплекса в общем виде изменяется в соответствии с современным рельефом. Более высокие отметки характерны для западной и центральной частей междуречий, пониженные — для речных долин. Максимальные отметки уровней составляют 190—200 *м*, на север и северо-восток они снижаются до 120 *м*, согласуясь с общим понижением местности в этом направлении. Минимальные отметки статических уровней наблюдаются в низко расположенной Убаган-Тобольской долине, вблизи оз. Кушмурун они близки к 100 *м*.

На территории всего артезианского бассейна наблюдается значительная разница в отметках пьезометрической поверхности на междуречьях и в долинах, достигающая 70—80 *м*. Это объясняется глубоким врезом долин рек и относительно слабыми фильтрационными свойствами пород эоценового водоносного комплекса, уменьшающими в направлении водоразделов. Разгрузка подземных вод происходит по долинам рек, о чем свидетельствует понижение отметок статических уровней, а также наличие родников. Для водоразделов характерна выпуклость пьезометрической поверхности и малая производительность скважин и колодцев. На придолинных участках пьезометрическая поверхность находится выше поверхности олигоценового водоносного комплекса и горизонта грунтовых вод. В долинах рек воды имеют свободную поверхность, так как здесь отсутствуют перекрывающие их водоупорные отложения. Движение вод происходит во многих направлениях (см. рис. 19). На левобережье Тобола потоки на каждом междуречье веерообразно расходятся от его запада и центра к долинам Тобола, Аята и Тогузака, затем двигаются вдоль долин вниз по течению; при этом движение потоков усложняется дренирующим влиянием притоков этих рек. На правобережье Тобола потоки направлены с юга и центров междуречий к долинам Тобола и Убагана. Наряду с аналогичным для всех водоразделов характером питания водоносного комплекса — за счет вертикальной фильтрации воды — величина и интенсивность его на различных участках меняются, создавая различные условия водообмена. Наиболее благоприятные условия питания эоценового водоносного комплекса сложились на северо-западе бассейна, в придолинных участках речной системы, где имеются выходы этих отложений на поверхность. Более затруднен водообмен на водораздельных пространствах, где развиты глины чеганской свиты.

Гидродинамическим особенностям эоценового водоносного комплекса соответствует распределение подземных вод по минерализации и химическому составу. Пресные воды с минерализацией до 1,0 *г/л* распространены на границе с Уралом и на придолинных участках Тобола, Аята, Тогузака и Уя. Химический состав вод разнообразен: от гидрокарбонатно-натриевых и гидрокарбонатно-магниево-кальциевых до хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и сульфатно-гидрокарбонатно-натриевых. На большей части междуречий распространены слабосолоноватые, солоноватые и сильносолоноватые воды с минерализацией 1—3 и 3—10 *г/л*. Солоноватые и сильносолоноватые воды с минерализацией 3—5 и 5—10 *г/л* приурочены к водоразделам и к восточной части района,

они характеризуются хлоридным натриевым и сульфатно-хлоридным натриевым составом. Зона слабосолоноватых вод с минерализацией 1—3 *г/л* прослеживается по окраинным частям водоразделов. Химический состав вод разнообразен, на междуречьях это сульфатно-хлоридные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые воды, а на окраинных частях водоразделов — сульфатные натриевые и сульфатные магниево-кальциевые.

Водоносный комплекс эоценовых отложений имеет большое практическое значение. Подземные воды комплекса являются основным источником питьевого водоснабжения населенных пунктов, расположенных в долинах Тобола, Тогузака, Убагана. За счет этих вод осуществляется водоснабжение нескольких ж.-д. станций: Кушмуруна, Озерной, Тобола, Казанбассы, а также г. Кустаная.

7. **Водоносный комплекс верхнемеловых отложений** широко распространен и вскрывается в долинах Тобола, Аята, Тогузака и Уя. Водовмещающие породы представлены глауконитово-кварцевыми песками от мелко- до разнозернистых, песчаниками, алевритами и песчаными глинами. Мощность водовмещающих отложений в центральных частях междуречий достигает 50—130 *м*, на западе района и в речных долинах она снижается до 10—30 *м*. По условиям залегания воды напорные и только в долинах рек — грунтовые.

Подземные воды залегают на глубине 24—26 *м* в речных долинах и 35—120 *м* на водоразделах (рис. 21, 22). Высота напора верхнемеловых вод возрастает с юга на север и на северо-восток в сторону погружения верхнемеловых осадков и колеблется от 4—10 до 100 *м*. Естественные выходы верхнемеловых вод в виде родников наблюдаются в долинах Аята, Тобола (в районе пос. Введена) и Убагана (в районе оз. Кушмурун). Здесь воды отложений верхнего мела самоизливающиеся, пьезометрический уровень устанавливается на 2—3 *м* выше поверхности земли. Водообильность верхнемеловых отложений различна как по площади, так и в вертикальном разрезе. На юге и юго-западе района, где в разрезе верхнего мела преобладают разнозернистые и гравелистые пески, они обладают повышенной водообильностью. В долине Аята удельные дебиты скважины не превышают 1,0 *л/сек*, а в долине Тобола они увеличиваются до 2,0 *л/сек*. На участке Тобол-Убаганского междуречья, между городами Рудным и Кустанаем на западе и оз. Кушмурун на востоке, верхнемеловые осадки, представленные средне- и крупнозернистыми песками, также обладают высокой водоотдачей. Удельные дебиты скважин здесь составляют 1,0—1,5 *л/сек*. На севере и востоке района водовмещающие породы имеют крайне невыдержанный литологический состав в разрезе и по площади и характеризуются преобладанием глинистых, мергелистых песков и рыхлых песчаников. Здесь удельные дебиты скважин не превышают 0,2—0,3 *л/сек*.

Пьезометрические уровни изменяются в соответствии с современным рельефом. Максимальные отметки уровней отмечаются на юге междуречья Убагана — Ишима (196 *м*), Убагана — Тобола (160 *м*) и в западной части междуречья Тобола — Тогузака (190 *м*); на севере района они снижаются до 120 *м*, что согласуется с общим понижением местности в северном направлении. Минимальные отметки наблюдаются в наиболее низко расположенной Убаганской долине, в пределах которой вниз по течению отметки уровней снижаются до 90 *м* (у южной оконечности оз. Кушмурун).

Для всего артезианского бассейна отмечается значительная разница между отметками пьезометрических уровней на междуречьях и в долинах, достигающая 80—100 *м*, отражающая относительно слабые

фильтрационные свойства пород комплекса на водораздельных участках. Наиболее благоприятные условия питания верхнемелового водоносного комплекса сложились на северо-западе бассейна, где глубина залегания верхнемеловых осадков сравнительно невелика, более затруднен водообмен на водораздельных пространствах, где развиты глины чеганской свиты. Разгрузка верхнемеловых вод происходит по долинам рек, о чем свидетельствует понижение отметок пьезометрических уровней. На придолинных участках пьезометрическая поверхность находится выше поверхности олигоценового и эоценового водоносных комплексов (см. рис. 22). Общее медленное движение вод направлено на северо-восток в сторону Западно-Сибирской низменности.

Пресные воды с минерализацией до 1 *г/л* распространены на западе бассейна и на придолинных участках Тогузака, Аята и Тобола. Состав вод разнообразен, от гидрокарбонатных натриевых и хлоридно-гидрокарбонатных до сульфатно-гидрокарбонатных натриевых. Зона слабосолоноватых вод прослеживается по западному борту бассейна и в виде полосы проходит в центральной части Тоболо-Убаганского междуречья. Тип вод здесь сульфатно-хлоридно-натриевый и сульфатно-натриево-магниевый В северной, восточной и юго-восточной частях района преобладают солоноватые и сильносолоноватые воды с минерализацией 3—5 и 5—10 *г/л* хлоридного натриевого и сульфатно-хлоридного натриевого состава.

Воды отложений верхнего мела представляют значительный практический интерес, они эксплуатируются колодцами и скважинами во многих населенных пунктах района. За счет этих вод осуществляется водоснабжение Кустаная.

8. **Водоносный горизонт нижнемеловых отложений** имеет ограниченное распространение и изучен слабо, он развит на небольших участках, приуроченных к тектоническим, карстовым и эрозионным понижениям на поверхности складчатого фундамента. Водовмещающими породами являются пески, алевриты и каменистые бокситы, залегающие в виде линз и прослоев в толще водоупорных каолиновых глин. Высота напора 5—30 *м*, пьезометрический уровень устанавливается на глубине 2—5 *м* от поверхности земли. Удельные дебиты скважин достигают 1,0—1,5 *л/сек*. По степени минерализации воды пестрые — от пресных (вблизи областей питания) до сильно-соленых с минерализацией до 41 *г/л*, хлоридно-гидрокарбонатного магниевого состава.

9. **Водоносный горизонт юрских отложений** имеет локальное распространение. Юрские отложения приурочены к депрессиям палеозойского фундамента, расположенным в центральной части бассейна в районе Убагано-Ишимского водораздела Водовмещающие породы представлены алавролитами, песчаниками, горючими сланцами с прослоями углистых пород. Кровля водоносного горизонта залегает на глубине 30—120, реже 170 *м* Мощность водовмещающих пород непостоянная, зависит от глубины депрессии и изменяется от 70—80 до 450 *м*. Воды юрских образований напорные, высота напора достигает 150—200 *м*. На Кушмурунском и Приозерном месторождениях бурых углей отмечены самоизливающиеся воды с высотой напора над поверхностью земли 1,5—2,0 *м*. Водообильность юрских отложений обусловлена наличием в них открытых трещин и пустот. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,03 до 2,6 *л/сек*. Воды соленые с минерализацией 5—10 *г/л*.

10. **Водоносный горизонт нижнетриасовых отложений** имеет локальное развитие. Он приурочен к осадочно-эффузивным породам, слагающим ложе Эгинсайской, Кушмурунской, Черниговской и Харьковской депрессий. Водовмещающие породы представлены базальтами, андези-

тами, кератофирами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность осадочно-эффузивной толщи 100—400 *м*, глубина залегания ее кровли 73—265 *м*. Воды напорные с величиной напора до 200 *м*, пьезометрический уровень устанавливается на 1—30 *м* выше поверхности. Удельные дебиты скважин находятся в пределах 0,0001—0,1 *л/сек*. Воды соленые, хлоридно-натриевые, с минерализацией 6—50 *г/л*.

11. **Водоносный комплекс палеозоя** распространен повсеместно. Отложения палеозоя выходят на дневную поверхность в долинах Тобола и Убагана, на остальной части территории они перекрыты отложениями мезозоя. Общей закономерностью в строении разреза водосодержащих пород является меридиональное или близкое к нему простирание структур, определяющее направление движения подземных вод. В литологическом отношении отложения палеозоя представлены известняками, конгломератами и песчаниками карбона, известняками и туфогенными породами девона, туфогенными и метаморфическими породами, песчаниками, сланцами, мраморизованными известняками силура.

Поверхность палеозойского фундамента Приуральской депрессии, к которой в структурном плане приурочена южная часть Тобольского артезианского бассейна, неровная, западный борт депрессии крутой, восточный более пологий. Глубина залегания кровли водоносного комплекса изменяется от 20—65 до 200 *м* и более. Глубина залегания, условия накопления и циркуляция подземных вод фундамента в западной и восточной частях бассейна резко различны. В западной части района, где отложения палеозоя обнажаются на поверхности или залегают сравнительно неглубоко, трещинные воды питаются исключительно атмосферными осадками. Они имеют свободный уровень, который в зависимости от рельефа залегает на различной глубине, не превосходящей 15 *м*. Водоносные горизонты хорошо дренируются, а следовательно, в них идет интенсивный водообмен. В восточной части района, где породы фундамента покрыты толщей песчано-глинистых отложений, возможностей для пополнения трещинных вод атмосферными осадками и свободного водообмена почти нет. Воды здесь находятся в условиях застойного режима, при котором на большей территории они совершенно не дренируются речной и овражно-балочной сетью и не обладают свободным подземным стоком. Подземные воды здесь залегают на глубине 57—155 *м*. Напор вод вместе с погружением фундамента увеличивается с запада на восток и достигает 250—300 *м*.

Водообильность отложений палеозоя неравномерная. Наиболее обводнены закарстованные известняки верхнего девона и нижнего карбона, особенно вблизи разломов и контактовых зон. Удельные дебиты скважин, вскрывших известняки, достигают 2,2—5,5 *л/сек*. Менее водообильны туфы, туфобрекчии, туфопесчаники и конгломераты. Удельные дебиты скважин, вскрывших эти породы, не превышают 0,1—0,5 *л/сек*. Интрузивные породы, имеющие кислый, основной и ультраосновной состав, обычно слабо водообильны. Удельный дебит скважин 0,01—0,15 *л/сек* и только в зонах крупных разломов он достигает 1,0 *л/сек* и более. В западной части района подземные воды пресные и слабо солоноватые (до 3 *г/л*), по химическому составу они гидрокарбонатные натриевые и сульфатные натриевые. В восточной части бассейна минерализация вод составляет 3—10 *г/л*, по химическому составу воды преимущественно хлоридные натриевые.

Основные закономерности формирования подземных вод Тобольского бассейна. Территория бассейна располагается в зоне засушливых степей и характеризуется резким дефицитом влаги, в связи с чем по-

верхностные воды рек и озер часто засолены и имеют сезонный характер стока.

На территории бассейна распространены грунтовые воды, приуроченные к четвертичным неогеновым и олигоценовым отложениям, и напорные, заключенные в осадках эоцена, мела, триаса, юры и палеозоя. Положение грунтовых вод, как первого от поверхности водоносного горизонта, определяет условия их формирования, которые в значительной степени зависят от физико-географических и геологических особенностей района: климата, рельефа местности, литологического состава водовмещающих пород, характера и мощности зоны аэрации. Влияние каждого из этих факторов на разных участках различно, следствием чего является пестрое распределение вод по степени минерализации и химическому составу.

Питание грунтовых вод атмосферное, оно осуществляется на всей площади их распространения. В пределах бассейна в год выпадает в среднем 250—300 *мм* осадков, большая часть которых приходится на весенне-летний период. Однако вследствие глинистого состава поверхностных отложений, ливневого характера дождей и большого дефицита влажности инфильтруется только незначительная часть выпадающих осадков, остальная влага в основном расходуется на испарение. В районах с наиболее расчлененным рельефом обычно развиты пресные и слабосолоноватые воды. Территории, характеризующиеся почти полным отсутствием линейных дрен, являются практически бессточными, на этих территориях при небольшой глубине залегания грунтовых вод, особенно в небольших понижениях рельефа, за счет континентального засоления формируются высокоминерализованные хлоридные воды. Участки с пресными водами встречаются на всей территории района. Они распространены в отложениях современных долин Тобола и Убагана и их притоков, а также приурочены к лиманам, западинам и другим понижениям рельефа с глубоким залеганием грунтовых вод. Некоторые из них расположены в районах, занятых лесом (березовыми колками), что способствует накоплению запасов снега, такие участки являются очагами усиленной инфильтрации талых весенних вод.

Областями питания подземных вод эоценового, верхнемелового и палеозойского водоносных горизонтов и комплексов обычно принято считать площади, на которых породы, содержащие водоносные горизонты, выходят на поверхность. Однако такое представление не охватывает все случаи питания подземных вод. На западе бассейна и в речных долинах, где осадки эоцена и верхнего мела обнажаются или залегают неглубоко, а также на участках, где отсутствуют глины чеганской свиты или их мощность невелика, питание таких горизонтов осуществляется за счет атмосферных осадков, грунтовых и речных вод.

Подземный сток со стороны Казахского нагорья ограничивается дренирующим влиянием Ишима, с этой стороны Тобольский бассейн питания не получает. Такое же дренирующее влияние на подземный сток со стороны Уральской складчатой области имеет и Тобол, и только водораздельные участки, расположенные в узкой краевой части у западной границы бассейна и занимающие небольшие площади, являются участками питания подчегановых напорных горизонтов. Движение вод со стороны этих участков осуществляется, по-видимому, в обход районов высоких водоразделов, где уровни и минерализация вод в этих горизонтах выше.

Наиболее благоприятные условия краевого питания бассейна существуют, по-видимому, в его северо-западной части. Здесь отложения бассейна перекрывают Уральские структуры и крупные зоны их разло-

мов, вдоль которых с приподнятых участков Приуралья осуществляется основной сток подземных вод. В этом районе четко прослеживается подчиненность расположения пьезометрических уровней напорных водоносных горизонтов рельефу. Зеркало грунтовых вод и пьезометрические поверхности олигоценового, эоценового и верхнемелового водоносных горизонтов и комплексов занимают наиболее высокое положение на водораздельных пространствах и понижаются к рекам. В вертикальном разрезе на водораздельных участках наблюдается понижение пьезометрических уровней по мере увеличения глубины залегания горизонтов. В долинах рек наблюдается обратное соотношение, поэтому районы водоразделов можно рассматривать как области питания не только грунтовых, но и напорных водоносных горизонтов, несмотря на то, что величина питания и влияние стока с водоразделов на окружающие территории очень невелики (влияние этих факторов возрастает лишь на участках, где в перекрывающих горизонты породах имеются песчаные «окна»).

Глава шестая.

■

ИШИМ-ИРТЫШСКИЙ РАЙОН

Ишим-Иртышский район представляет собой юго-западную часть Иртышского артезианского бассейна. Южная и юго-западная его границы совпадают с границей Казахского нагорья, на западе по Ишим-Вагайскому поднятию он граничит с Тобольским артезианским бассейном, на севере переходит в систему Западно-Сибирских артезианских бассейнов

В административном отношении в пределах Иртышского артезианского бассейна расположены большая часть Павлодарской области, северная часть Кокчетавской и восточная часть Северо-Казахстанской областей. Район представляет собой низменность с общим пологим уклоном в северном направлении. Он сложен рыхлыми осадками юры, мела, палеогена, неогена и маломощным покровом четвертичного возраста. Мощность каждого горизонта увеличивается от границы Казахского нагорья в северном и северо-восточном направлениях, общая мощность толщи пород мезо-кайнозоя у северной границы края достигает 1600—2500 *м*. В настоящее время достаточно хорошо изучены подземные воды в отложениях четвертичного, неогенового, палеогенового и верхнемелового возраста, подземные воды в отложениях нижнего мела, юры и в скальных породах фундамента охарактеризованы лишь редкими скважинами.

В районе распространены следующие водоносные горизонты и комплексы грунтовых и напорных вод (в стратиграфической последовательности водовмещающих пород): 1) воды спорадического распространения субаэральных покровных четвертичных отложений (SaQ); 2) комплекс в нерасчлененных четвертичных аллювиальных отложениях Ишима и более мелких рек (alQ); 3) горизонт верхнечетвертичных и современных озерных отложений (lQ_{3+4}); 4) горизонт верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений поймы и первой надпойменной террасы Иртыша (alQ_{3+4}); 5) горизонт средне- и верхнечетвертичных аллювиальных отложений второй и третьей надпойменных террас Иртыша (alQ_{2+3}); 6) горизонт озерно-аллювиальных средне- и верхнечетвертичных отложений карасукской свиты ($lalQ_{2-3}krs$), среднечетвертичных отложений сладководской свиты ($lalQ_2sld$), нижне-, среднечетвертичных отложений, древних долин стока — пресновской, камышловской и др. ($lalQ_{1-2}$); 7) горизонт нижне- и среднечетвертичных аллювиальных отложений кулундинской свиты (alQ_{1-2}); 8) воды спорадического распространения четвертичных и неогеновых отложений ($N+SaQ$); 9) воды спорадического распространения неогеновых отложений (N);

10) комплекс олигоценовых отложений (некрасовская серия, Pg_3); 11) комплекс эоценовых отложений (Pg_2); 12) горизонт верхнемеловых отложений (ипатовской пачки славгородской свиты коньяк-сантон-кампана Cr_2); 13) комплекс нижне-верхнемеловых отложений (покурско-ленькovской свиты апт-сеномана, Cr_{1-2}); 14) комплекс юрских — нижнемеловых отложений (татарская и тебисская свиты, $J - Cr_1$); 15) комплекс нерасчлененных нижне-среднеюрских отложений (тюменская свита, J_{1-2}); 16) комплекс отложений складчатого фундамента. Границы распространения основных водоносных комплексов и водоупоров дочетвертичного возраста приведены на рис. 23. Среди перечисленных водоносных горизонтов и комплексов имеются как грунтовые, так и напорные воды.

Грунтовые воды в основном приурочены к верхней части рыхлых отложений, обладающих различными фильтрационными и коллекторскими свойствами. Нижним водоупором для грунтовых вод почти повсеместно являются глины неогена (павлодарская и аральская свиты). Исключение представляют древние переуглубленные (Камышловский лог, Пресновская долина) и современные (долина Ишима и южная часть долины Иртыша) долины, а также впадины крупных озер, в которых водоупором служат глины чеганской свиты или глинистые прослои в отложениях некрасовской серии олигоцена. Общими характерными особенностями распространения грунтовых вод являются: небольшая мощность водоносных горизонтов (не более 10 *м*, чаще 1—5 *м*), небольшая глубина их залегания (до 15 *м*, чаще 2—5 *м*) и относительно пестрый химический состав вод. Практический интерес представляют воды в песчаных аллювиальных отложениях пойм и террас рек, а также воды в выходящих на дневную поверхность песках олигоцена. Воды же в делювиальных, субаэральных, озерных и других отложениях имеют спорадическое распространение.

Ниже приводится описание выделенных водоносных горизонтов.

1. **Воды спорадического распространения субаэральных покровных отложений.** Субаэральные отложения сплошным чехлом прикрывают водоразделы и их склоны, залегая на различных породах дочетвертичного возраста. Воды, приуроченные к этим отложениям, распространены не повсеместно, наиболее широкое их распространение наблюдается к северо-востоку от Камышловского лога, в пределах сильно залесенной и заболоченной части равнины, где они на значительной площади образуют довольно выдержанный водоносный горизонт. На остальной, большей части территории района эти воды развиты на небольших локальных участках (большей частью в микропонижениях рельефа), поэтому на гидрогеологической карте они не показаны.

Водовмещающими породами являются суглинки, реже супеси и прослои мелкозернистых глинистых песков среди суглинков и опесчаненных глин. Водоупором служат более тяжелые разности тех же суглинков либо глины неогенового, реже палеогенового возраста. Воды безнапорные, вскрываются главным образом колодцами на глубине от 0,5 до 14,0 *м*, чаще 1,0—5 *м*. Обычно мощность водоносного горизонта не превышает 1—5 *м*.

Воды покровных отложений отличаются большой пестротой как по степени минерализации, так и по химическому составу, находясь в большой зависимости от рельефа, растительности и т. д. Пресные и слабосолоноватые воды обычно приурочены к пониженным участкам рельефа — степным блюдцам и западинам, где происходит скапливание талых и дождевых вод. На водораздельных пространствах обычно развиты воды с минерализацией более 3 *г/л* (до 50 *г/л*), а на участках солон-

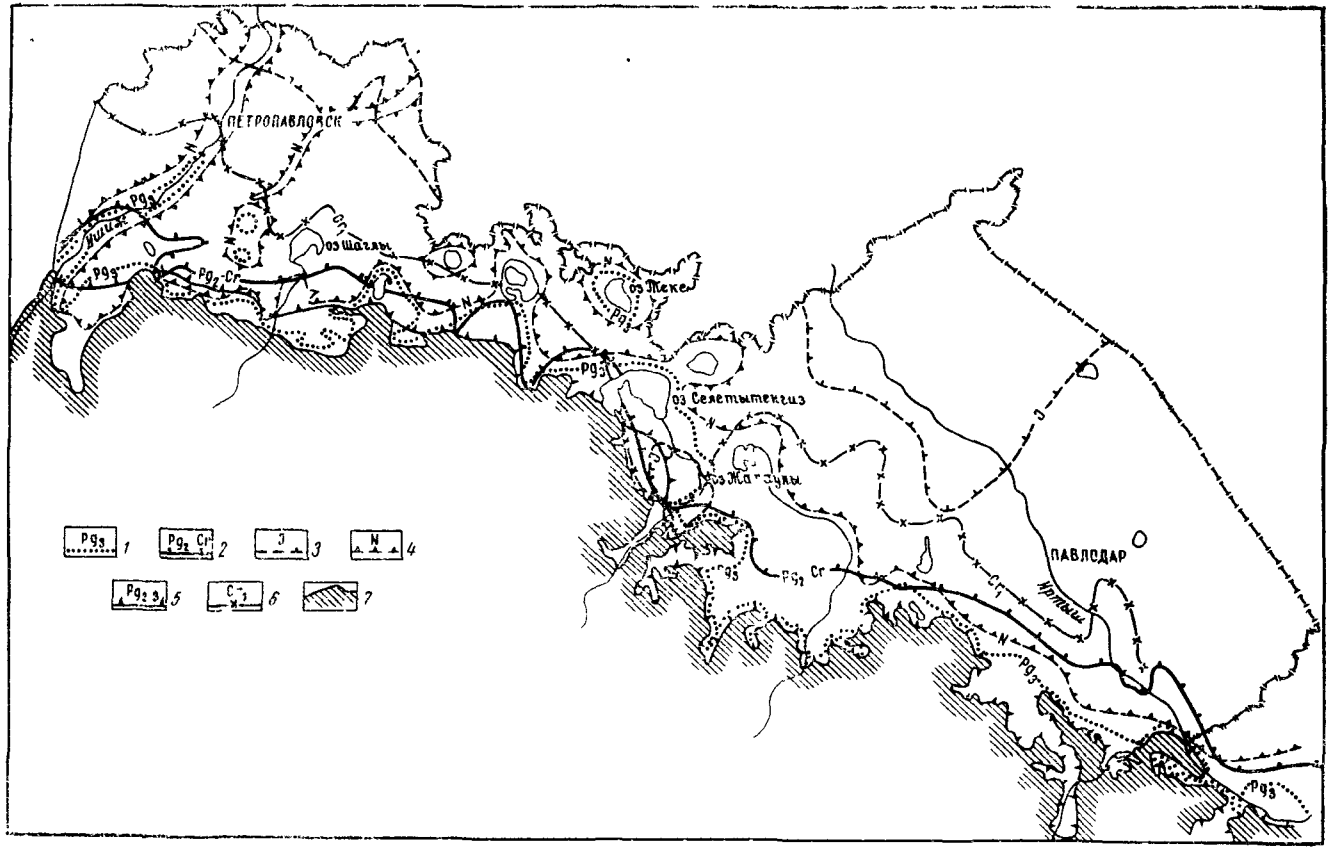


Рис 23 Схема распространения основных водоносных комплексов и водоупоров дочетвертичного возраста Ишим-Иртышского гидрогеологического района

Граница основных водоносных горизонтов и комплексов (бергштрихи направлены в сторону распространения горизонта) *1* — олигоценовых отложений (некрасовской серии), *2* — эоценовых и меловых отложений, *3* — юрских отложений Границы водоупоров *4* — неогеновых *5* — эоцен олигоценовых (чеганской свиты) *6* — нижнемеловых (киялинской свиты) *7* — южная граница Иртышского артезианского бассейна (выходы фундамента)

чаков до 66—109 *г/л*. Пресные воды имеют преимущественно гидрокарбонатно-натриевый состав. Среди слабосолоноватых встречаются все типы вод, но преобладают хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-магниевые. Солоноватые и соленые воды имеют преимущественно хлоридно-сульфатный натриево-магниевый и сульфатный натриевый состав.

Режим грунтовых вод в покровных субаэральных суглинках полностью зависит от количества атмосферных осадков, уровень вод подвергается сезонным колебаниям Осенью запасы воды несколько пополняются, а в феврале и марте вновь уменьшаются, достигая минимума. Вследствие неглубокого залегания и нередко хорошего качества воды субаэральных отложений широко используются местным населением посредством шахтных колодцев, расположенных в микропонижениях.

2. **Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений нижних течений Ишима, Чаглинки, Шидерты, Селеты, Оленты.** В пределах поймы, первой, второй и третьей террас Ишима водоносны пески различного механического состава. В южной части района преобладают гравелистые и крупнозернистые пески, в северной части — тонкозернистые пески, даже суглинки, а также песчаные глины. Мощность обводненных пород колеблется от 0,5 до 20 *м*. Грунтовые воды вскрываются скважинами и колодцами на глубине от 0,3 до 21 *м*, в пределах второй и третьей террас глубина до воды наиболее часто составляет 10—14 *м*. По условиям залегания воды аллювиальных отложений почти всегда безнапорные.

Аллювиальные отложения долины реки подстилаются алевритами, песками и глинами олигоценового возраста. В большинстве случаев эти породы не являются водоупором, как правило, они водоносны и имеют с аллювием тесную гидравлическую связь. В южной части долины Ишима, где отложения верхнего олигоцена размыты или выклиниваются, аллювий подстилается водоупорными глинами чегановой свиты. Питание грунтовых вод происходит в основном за счет инфильтрации речных паводковых вод, атмосферных осадков и подтока подземных вод из более древних отложений. В долине Ишима преобладают пресные и слабосолоноватые воды, но встречаются и соленые. Пресные воды с минерализацией до 1 *г/л* имеют гидрокарбонатно-кальциевый, гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый состав, слабосолоноватые воды с минерализацией 1—3 *г/л* преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные натриево-магниевые, солоноватые, сильносолоноватые и соленые воды с минерализацией 3—10 *г/л* в основном сульфатно-хлоридные натриевые и хлоридные натриево-магниевые. Производительность водопунктов, эксплуатирующих воды аллювия, изменяется от 0,1 до 0,4 *л/сек*. Максимальные дебиты получены скважинами близ селений Марьевки (0,36 *л/сек* при понижении на 3 *м*) и Кустового (0,40 *л/сек* при понижении на 1,80 *м*). Коэффициент фильтрации песков изменяется от 4,7 до 8,5 *м/сутки*.

В долинах нижних течений Чаглинки, Шидерты, Селеты и Оленты мощность водоносного горизонта в аллювиальных разнозернистых песках обычно не превышает 5 *м*, редко достигая 10 *м*. Воды по качеству пестрые, преобладают солоноватые, воды с минерализацией до 1 *г/л* встречаются в виде отдельных линз. Вниз по течению рек минерализация как речных, так и подземных вод в аллювии увеличивается. В низовьях рек, где грунтовые воды залегают на глубине не более 1,5—3 *м*, преобладают соленые воды. Дебиты колодцев и немногочисленных скважин редко превышают 0,5 *л/сек*. Воды широко используются для водоснабжения населенных пунктов шахтными колодцами).

3. **Водоносный горизонт верхнечетвертичных и современных озерных отложений** распространен в виде узких полос, окаймляющих озерные котловины Эбейты, Калибек, Кишикарой, Улькенкарой, Карасор и др. Водовмещающими породами являются иловатые суглинки, супеси, опесчаненные глины и переотложенные алевриты. Мощность обводненных пород изменяется от 0,4 до 14,0 *м*, чаще она не превышает 5—8 *м*.

Водоносный горизонт обычно залегает на глубине от 0,5 до 8—10 *м*. Как правило, он имеет свободную поверхность и лишь в отдельных случаях, когда водоносные породы перекрываются глинами того же возраста, наблюдаются местные напоры, величина которых не превышает 2—3 *м*. Водоупором в основном служат глины одновозрастные с водовмещающими породами или аральские и олигоценовые. По результатам откачек в районе озер Улькенкарой, Эбейты и Кишикарой установлено, что удельные дебиты скважин изменяются от десятых до сотых и тысячных долей литра в секунду. Степень минерализации воды изменяется в очень широких пределах — от пресных вод до рассолов и у оз. Кишикарой достигает 107 *г/л*. Пресные и слабосолоноватые воды приурочены обычно к дренированным участкам.

По химическому составу преобладают воды хлоридные натриевые, хлоридно-сульфатные натриевые и натриево-магниевые, но встречаются и воды других типов. Питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из коренных отложений. В отдельных районах население использует воды для питья, хозяйственных нужд и водопоя скота в отдельных хозяйствах.

4. Водоносный горизонт верхне- и современночетвертичных аллювиальных отложений поймы и первой надпойменной террасы Иртыша распространен повсеместно на пойме и первой надпойменной террасе реки. Он вскрывается многочисленными скважинами и колодцами. Детальная разведка горизонта произведена у г. Ермака. Пойма Иртыша, имеющая ширину от 1 до 18 *км*, обычно на 1,5—4 *м* выше меженного уровня реки, на большей площади она покрыта древесной растительностью. Близкое к поверхности залегание горизонта подземных вод и широкое развитие древесной растительности способствуют большому расходу воды на испарение и транспирацию растительностью.

Водоносными породами являются в основном пески различного механического состава с гравием и галькой, реже супеси и суглинки, переслаивающиеся с алевритистыми глинами. Механический состав песков обычно становится более грубым к основанию разреза. Мощность водоносного горизонта изменяется от 0,7 до 20 *м*, чаще составляя 5—7 *м*. Водоупором на большей части поймы и первой террасы являются глины четвертичного и неогенового возраста, в южной части района водоносный горизонт ложится на песчано-глинистые отложения верхнего олигоцена. Водообильность пород неодинаковая. Скважины, заложенные в песках, имеют дебиты от 3 до 13,5 *л/сек* при понижениях на 1,5—5 *м*, в тонкозернистых песках и в суглинисто-супесчаных отложениях от 0,01 до 0,5 *л/сек*. На тех участках, где цоколь первой террасы располагается выше меженного уровня реки, аллювиальные отложения безводны.

Близ г. Ермака водовмещающими породами пойменного аллювия являются тонкозернистые, реже крупнозернистые пески с гравием и галькой. Мощность их 13—14 *м*. Водоносный горизонт залегает на глубине 1,5—2,5 *м*. Амплитуда колебаний уровня составляет 2,15 *м* вблизи реки и 0,5—0,7 *м* у бровки первой террасы. Коэффициенты фильтрации изменяются от 8 до 40 *м/сутки*, в среднем составляя 18 *м/сутки*.

Дебиты скважин на этом участке колеблются от 6,70 до 13,5 *л/сек* при понижении уровня воды на 1,25—1,4 *м*. Минерализация воды около 0,5 *г/л*, содержание железа до 3 *мг/л*. По мере удаления от реки степень минерализации повышается; у бровки первой террасы содержание сухого остатка составляет 2—2,7 *г/л*, а содержание железа увеличивается до 50 *мг/л*.

Питание водоносного горизонта осуществляется в основном за счет речных паводковых вод. Учитывая связь вод подруслового потока с рекой, можно считать, что эксплуатационные ресурсы его огромны. Водоносный горизонт содержит большей частью пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией до 3 *г/л*, несколько повышенная минерализация чаще наблюдается на участках первой террасы. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и сульфатные натриевые. В нижних частях разреза под прослоями глинистых пород содержатся воды с повышенной минерализацией (3—5 *г/л*), что объясняется в основном влиянием разгрузки соленых вод нижних (неогеновых и олигоценовых) горизонтов (с. Чернорецкое, участок в 5 *км* севернее с. Иртышского и др.). Воды этого горизонта широко используются для сельскохозяйственного водоснабжения.

5. **Водоносный горизонт средне- и верхнечетвертичных аллювиальных отложений второй и третьей надпойменных террас Иртыша** особенно широко развит на левобережье, где ширина его от 10 до 50 *км*, на отдельных участках правобережья, где ширина его снижается до 5—15 *км*, а также в древней долине, расположенной между озерной впадиной Кызылкак и Иртышом. Почти повсеместное наличие песчаных аллювиальных отложений определяют образование здесь крупных бассейнов грунтовых вод (порядка 100—600 *км*^{2}). В средней и северо-западной частях территории их размеры в связи с большой дренированностью озерными и соровыми понижениями уменьшаются до 10—100 *км*^{2}.

Водоносный горизонт вскрыт многочисленными скважинами и колодцами. В южной части района его распространения водоносны разнозернистые пески, часто содержащие гальку и гравий. Механический состав пород и их водопроницаемость увеличиваются к основанию разреза. В северном направлении в разрезе появляются мелкозернистые пески, супеси и суглинки. Горизонт залегает на глубине от 0,3 до 14,0 *м*, чаще от 2 до 5 *м*. Мощность водоносного горизонта изменяется в пределах 2—5 *м*, а на отдельных переуглубленных участках достигает 10—15, редко 20 *м*. Наряду с этим имеются участки аллювиальных отложений, не содержащие воду.

Водоупором почти повсеместно являются глины неогена. Преобладают пресные и слабосолоноватые воды, наиболее минерализованные встречаются в верхней части горизонта вблизи зоны аэрации, содержащей большое количество солей. Пресные воды приурочены к небольшим понижениям и к переуглубленным участкам древних долин, сложенных в пределах террас грубозернистым материалом. На участках глубоких понижений, где подземные воды залегают близко к поверхности (до 1—1,5 *м*), они приобретают повышенную минерализацию. По составу воды обычно гидрокарбонатные натриевые, хотя иногда повышается содержание сульфатов, хлоридов и магния.

Водообильность пород неодинакова и изменяется в зависимости от их литологического состава. Дебиты отдельных скважин изменяются от 0,03 до 8 *л/сек*, изредка достигая 36 *л/сек* при понижении до 7 *м* (у ст. Калкаман). Максимальные удельные дебиты редко превышают 1 *л/сек*. Наибольшие дебиты дают скважины, приуроченные к переуг-

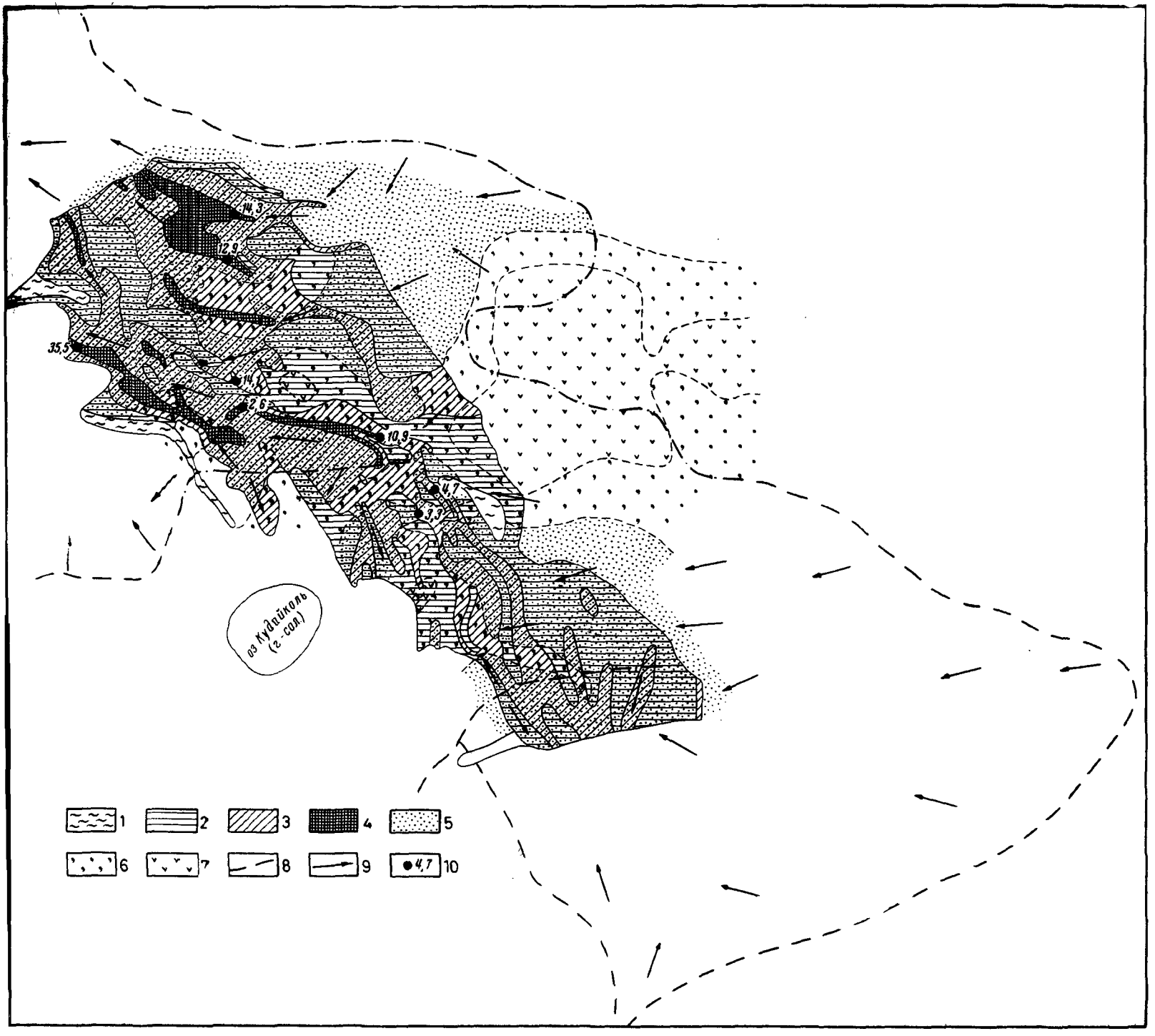


Рис. 24. Карта грунтовых вод в аллювиальных отложениях района оз. Кудайкуль (по А. П. Выходцеву)

1 — участки, где в аллювиальных отложениях воды отсутствуют. Участки с различной мощностью водоносного горизонта, *м*: *2* — до 2; *3* — от 2 до 5; *4* — более 5. Содержание в воде хлора, *мг/л*: *5* — до 200; *6* — до 400; от 200 *7* — более 400; *8* — водоразделы грунтовых вод; *9* — направление стока грунтовых вод; *10* — скважина и ее дебит, *л/сек*

лубленным участкам древних долин, выполненным грубозернистым материалом.

Вблизи оз. Кудайкуль (рис. 24) мощность водоносного горизонта измеряется в большинстве случаев от 2 до 5 *м*, достигая иногда 10 *м*, в среднем для всего участка разведки они составляют 2,8 *м* (средние на 1 *км*^{2} естественные запасы подземных вод, при водоотдаче 0,15 измеряются 0,42 млн. *м*^{3}).

Коэффициент фильтрации на участках переуглублений, выполненных гравийными отложениями, достигает 120—200 *м/сутки*. Глубина залегания вод 3,5—7,4 *м*.

В древней долине, идущей в восточном направлении от оз. Кызылкак, грунтовые воды изучены слабо. В отличие от описанного выше района, они отличаются большей глубиной залегания, пестротой химического состава и худшими условиями питания, поскольку они перекрыты в основном суглинистыми отложениями мощностью до 15—20 *м*. Водоносны разнозернистые в основном крупнозернистые пески мощностью обычно 2—7 *м*.

В целом подземные воды в аллювиальных отложениях второй — третьей террас Иртыша и древней долины перспективны для организации водоснабжения крупных водопотребителей. Разведочные работы с целью выяснения этого следует проводить на переуглубленных участках, которые в рельефе обычно не выражены, но достаточно точно выявляются электроразведкой в средних и нижних частях бассейнов стока, соответствующих бассейнам поверхностного стока.

Питание водоносного горизонта происходит за счет атмосферных осадков, чему благоприятствует литологический состав пород зоны аэрации. Разгрузка приурочена к району озерных впадин, долине Иртыша и многочисленным понижениям, она происходит путем испарения из водоносного горизонта. С водами Иртыша водоносный горизонт не связан, так как цоколи второй и третьей надпойменных террас, к которым приурочен водоносный горизонт, находятся выше уровня воды в реке. Большие размеры потоков и хорошая проницаемость водоносных пород способствуют созданию крупных эксплуатационных запасов подземных вод.

6. **Водоносный горизонт озерно-аллювиальных средне-верхнечетвертичных отложений карасукской свиты, среднечетвертичных отложений сладководской свиты, нижне-среднечетвертичных отложений древних долин стока (Пресновской, Камышловской и др.)** прослеживается на территории района в пределах погребенных долин древней гидрографической сети и сниженных водораздельных равнин. В западной части территории района, на Тобол-Ишимском междуречье, водоносный горизонт выполняет древнюю Пресноводную долину, протягивающуюся в меридиональном направлении в виде полос неправильной формы вдоль левого берега Ишима. Воды, приуроченные к вышеупомянутым отложениям, вскрываются на глубине от 0,5 до 14,0 *м*, реже более.

Водовмещающие породы представлены тонко- и мелкозернистыми, часто глинистыми песками, суглинками и супесями, переслаивающимися с песчаными глинами, породы часто иловатые. Мощность водосодержащих пород колеблется от 0,2—0,5 до 16—17 *м* (сел. Казанка и Аимшан). Воды в основном безнапорные, лишь в редких случаях создаются небольшие местные напоры. Водоупором обычно являются глины одновозрастные с водовмещающими породами, а также глины знаменского, новомихайловского и чеганского, реже таволжанского горизонтов. В связи с преимущественным супесчано-суглинистым составом водовмещающих пород водообильность озерно-аллювиального горизон-

та незначительна. Расходы скважин колеблются от 0,06 до 0,5 *л/сек* при соответственном понижении на 1 и 5 *м*, а расходы колодцев от 0,007 до 0,08 *л/сек*. По качеству воды отличаются большой пестротой, преобладают воды солоноватые и пресные, реже встречаются сильносолоноватые и соленые воды, а иногда и рассолы. Величина общей минерализации их колеблется от 0,3 до 52 *г/л* (сел. Староямово). Пресные воды развиты в основном в северо-западной части Пресновской долины, они относятся преимущественно к гидрокарбонатному натриевому, гидрокарбонатному магниево-натриевому и гидрокарбонатному кальциевому типам. Слабосолоноватые воды преимущественно гидрокарбонатные натриево-магниевые, хлоридные натриевые и сульфатные натриевые распространены в основном на западе района в пределах долины Ишима. Воды с повышенной минерализацией (более 3 *г/л*) встречаются в междуречье Суери-Ишима, в районе наиболее широкого развития озер.

На Ишим-Иртышском междуречье водоносный комплекс нижнечетвертичных озерно-аллювиальных отложений прослеживается в пределах древней долины Камышловского лога и других древних долин, он слагает современные водоразделы в пределах левобережного и правобережного Прииртышья. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 0,5 до 20 *м*, в среднем около 5 *м*. На отдельных участках древних долин вскрывается второй водоносный слой на глубине от 8 до 19 *м*. Общая мощность водосодержащих пород изменяется от 0,1—0,5 до 20 *м*. Воды, как правило, безнапорные, но на отдельных участках создаются местные напоры высотой от 3—4 до 17 *м*; водоупором служат глины неогена и палеогена. Водообильность горизонта незначительная, дебиты водопунктов обычно не превышают 0,3 *л/сек*.

Минерализация и химический состав грунтовых вод отличаются большой пестротой, количество сухого остатка изменяется от 0,4 до 64 *г/л*. В пределах древней долины Камышловского лога, особенно в ее средней части, распространены соленые воды с преобладающей минерализацией 15—20 *г/л* и более. Они формируются в пониженных участках лога, где глубина залегания воды менее 2—3 *м*. В пределах водораздельной части левобережья Иртыша воды озерно-аллювиальных отложений (сладководской свиты) большей частью пресные и солоноватые с сухим остатком от 0,3 до 3 *г/л*, карбонатного хлоридно-натриевого состава. На участках, где развиты преимущественно загипсованные суглинки и супеси, минерализация воды повышается до 20 *г/л*. Водообильность пород изменчива, удельные дебиты скважин и колодцев колеблются от 0,01 до 1,0 *л/сек*.

На правобережье Иртыша воды озерно-аллювиальных отложений (касмалинской и карасукской свит) приурочены к пескам и преимущественно пресные. По химическому составу пресные воды гидрокарбонатно-хлоридные, магниево-натриево-кальциевые и гидрокарбонатные натриевые, сильносолоноватые и соленые воды — хлоридные натриево-магниевые и хлоридно-сульфатные натриевые. Дебиты скважины колеблются от 0,1 до 0,5 *л/сек*, при соответственных понижениях на 1—2 *м*. Пресные и слабосолоноватые воды озерно-аллювиальных отложений используются для водоснабжения небольших населенных пунктов.

7. **Водоносный горизонт нижне- и среднечетвертичных аллювиальных отложений** Кулундинской свиты. Водоносный горизонт в пределах описываемого района широко распространен в южной части правобережья Иртыша. Водоносны прослои крупнозернистых, реже мелкозернистых песков, чередующиеся со слоями глин. Наличие глин способствует созданию местных напоров. Водоносный горизонт обычно за-

легает на глубине 10—18 *м*, на повышенных элементах рельефа (ст. Маралды) иногда на глубине 25—30 *м*, а в крупных понижениях близ поверхности (1—3 *м*). На отдельных повышенных участках все пески четвертичного возраста сухие. Мощность отдельных водоносных прослоев составляет 1—5 *м*, достигая иногда 12 *м*. Общая суммарная мощность их до 20 *м*, чаще она составляет 6—8 *м*.

Общим, но не повсеместным водоупором для водоносного горизонта служат пестроцветные глины неогена. На отдельных участках воды в четвертичных отложениях представляют единый водоносный комплекс с водами в неогеновых гравелистых реже тонкозернистых песках. Преобладают воды с минерализацией до 1 *г/л* по составу гидрокарбонатные натриевые; иногда наблюдается повышенное содержание сульфатов, хлоридов и магния; встречаются также солоноватые и соленые воды. Общая жесткость до 5 *мг·экв*. С глубиной минерализация воды уменьшается и химический состав ее становится более выдержанным на больших площадях. В верхней части разреза, в зоне колебаний уровня грунтовых вод, а также в пониженных частях рельефа, где капиллярная кайма достигает поверхности, минерализация резко повышается и воды приобретают сульфатно-хлоридный натриево-магниевый состав. Такие участки с минерализованными водами, приуроченные к озерным впадинам и сорам, занимают около 15% площади.

В зоне аэрации на большей части территории развиты суглинки, а в юго-восточной части — дюнные пески, закрепленные сосновыми лесами. Равнинность территории, слабая ее дренированность, относительно большая глубина залегания водоносных горизонтов, а также условия, благоприятные для процессов инфильтрации вод с поверхности, обусловливают следующие важные гидрогеологические особенности этого района.

1. Незначительная величина потерь воды на испарение из водоносного горизонта.

2. Наличие относительно больших естественных и эксплуатационных ресурсов и благоприятные условия для их забора одиночными и групповыми водозаборами. Наиболее благоприятна для забора воды нижняя часть разреза отложений, особенно напорные горизонты, залегающие под пестроцветными глинами. В настоящее время горизонт эксплуатируется в основном редкими шахтными колодцами, заложенными на верхнюю часть горизонта. Дебит их 0,1—0,3 *л/сек*. Отдельные скважины, эксплуатирующие нижнюю часть горизонта, обладают дебитами 2—5 *л/сек*, при понижении на 2—3 *м*.

По результатам наблюдений за уровнем воды в скважинах близ ст. Шакат (1961—1962 гг.) установлены относительно небольшие колебания уровня (0,3—0,4 *м*). Принимая амплитуду колебаний уровня близкой к 0,3 *м*, водоотдачу пород равной 0,14, можем подсчитать, что в горизонт поступает атмосферных осадков 36 *мм* в год, или 1,15 *л/сек* на 1 *км*^{2}.

8. **Воды спорадического распространения в четвертичных и неогеновых отложениях** выявлены в северной части правобережья Иртыша. Грунтовые воды верхней части четвертичных отложений приурочены к линзам тонко- и мелкозернистых песков, залегающих среди толщи суглинков и глин. Мощность этих отложений колеблется от 5 до 10 *м*, а водовмещающих песков от 2 до 3 *м*. Подстилающими породами являются неогеновые отложения, которые служат и водоупором. В глинах неогена очень часто присутствуют маломощные (1—3, редко до 4 *м*) линзы водоносных алевритов и тонкозернистых песков. Вода в них гидравлически связана с грунтовыми водами покровных четвертичных от-

ложений. До глубины 25 *м* от поверхности обычно встречаются 1—3 водоносные линзы По качеству воды пестрые, они содержат из анионов большое количество сульфатов и хлоридов, из катионов преобладает магний, минерализация изменяется на очень небольших расстояниях.

Линзы пресных вод, обычно приуроченные к местным понижениям и западинам, окружены нешироким кольцом солоноватых и затем соленых вод, минерализация которых достигает в отдельных случаях 50—60 *г/л*. Размеры линз пресных вод на многочисленных изученных участках в большинстве случаев составляют 0,2—0,6 *км*^{2} (рис. 25, 26) На глубине, обычно не превышающей 25 *м*, пресные воды быстро сменяются минерализованными В районе развития гривно-лощинного рельефа, в северо-восточной части Павлодарской области, линзы пресных вод характеризуются еще меньшими размерами — порядка 0,04—0,1 *км*^{2} и приурочены к местным понижениям на гривных элементах рельефа. В широких межгривных ложбинах, где мощность горизонта грунтовых вод не превышает 1—2 *м*, развиты преимущественно соленые воды до рассолов Дебиты скважин и колодцев обычно не превышают 0,1—0,2 *л/сек*. Несколько бо́льшими расходами обладают скважины, заложенные на нижние водоносные прослои Дебиты водопунктов составляют 0,2—0,6 *л/сек*. Участками основного пополнения запасов подземных вод являются местные понижения, в которых скапливаются снеготалые воды Грунтовые воды широко используются местным населением

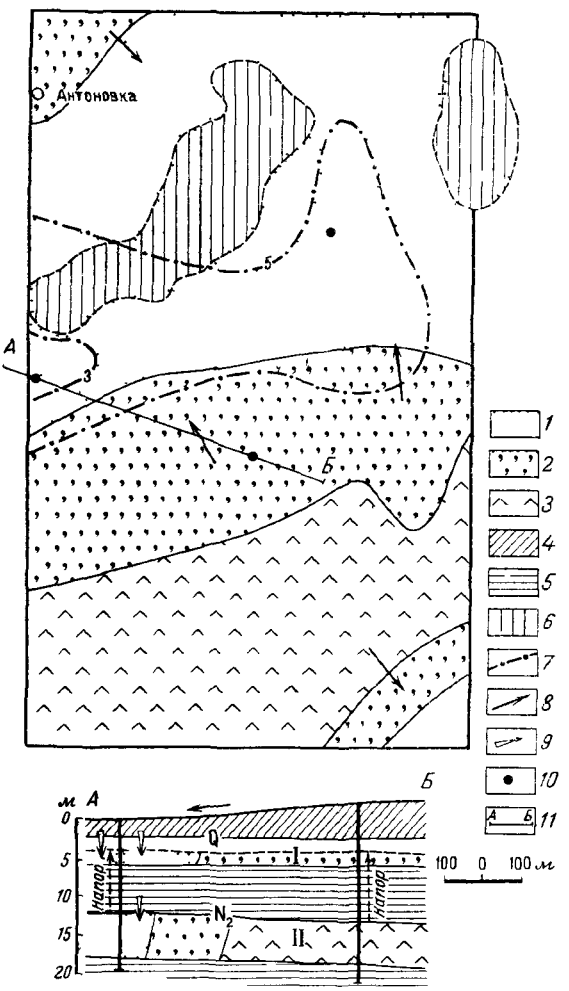


Рис 25 Карта грунтовых вод на участке пос Антоновки

Минерализация воды *г/л* *1* — до 3 *2* — от 3 до 5 *3* — более 5 *4* — *суглинки* *5* — *глины* *6* — *понижения* рельефа, занятые лесом (березовыми колками) *7* — изолинии минерализации второго горизонта (на карте), *г/л*, *8* — направление поверхностного стока, *9* — направление подземного стока *10* — буровая скважина, *11* — линия разреза Римскими цифрами на разрезе указаны номера водоносных горизонтов

9 **Воды спорадического распространения в неогеновых отложениях (кустанайского и павлодарского горизонтов)** широко развиты по всему исследуемому району. Они отсутствуют лишь в древних и современных долинах рек и в крупных озерных котловинах. Водоносными

породами являются пески, супеси, суглинки, иногда галечники и известковистые конкреции, залегающие в виде прослоев и линз мощностью от нескольких сантиметров до 10—13 *м* В толще неогеновых отложений содержатся воды спорадического распространения, они вскрываются на глубине от 0,5—20 до 60—90 *м*. Максимальная глубина залегания воды отмечается в северо-восточной части территории района, на правобережье Иртыша Качество воды различное, химический состав весьма пестрый; наряду с пресными водами встречаются солоноватые и соленые с минерализацией до 50 *г/л*.

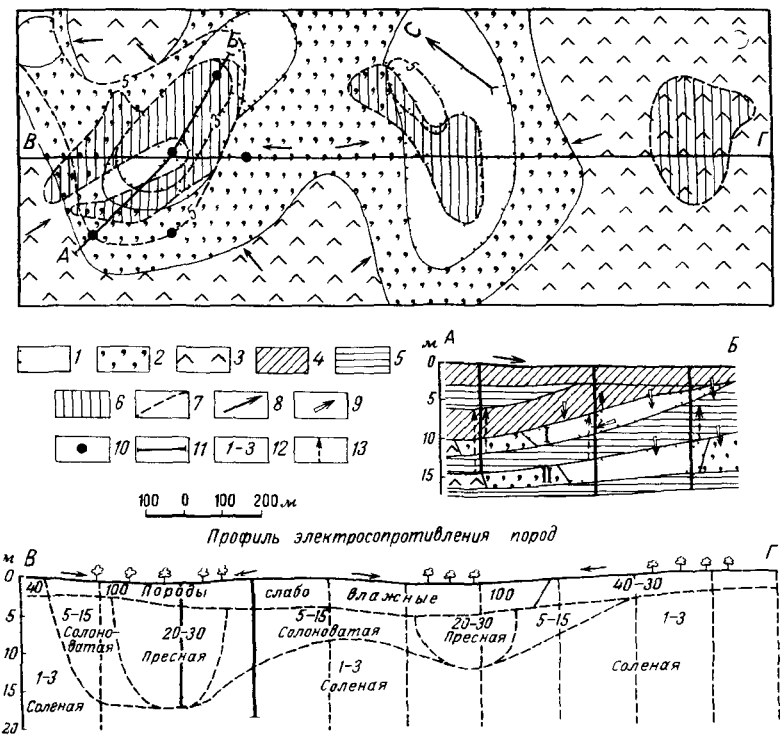


Рис 26 Карта грунтовых вод на участке отделения совхоза Прииртышского Павлодарской области

Минерализация воды, *г/л* *1* — до 3 *2* — от 3 до 5 *3* — более 5 *4* — суглинок, *5* — глина, *6* — участок, занятый лесом (березовыми колками) *7* — изолинии минерализации второго от поверхности водоносного горизонта *г/л* *8* — направление поверхностного стока *9* — направление подземного стока *10* — буровая скважина *11* — линия разреза *12* — кажущееся электросопротивление пород *ом/м* (определялось методом ВЭЗ по сетке 200×200 *м*) *13* — напор Римскими цифрами на разрезе указаны водоносные горизонты

Пресные и слабосолоноватые воды распространены на юго-востоке и крайней северо-восточной части района, на остальной территории они приурочены к отдельным участкам под песчаными отложениями террас и к сугубо локальным участкам в микропонижениях рельефа, западинах, на участках, покрытых лесом (березовых колках), где они обычно находятся на глубине, превосходящей 25 *м* В линзовидных прослоях, развитых среди глин, воды имеют высокую минерализацию, в солевом составе много сульфатов и хлоридов преимущественно магния. По лабораторным определениям коэффициент фильтрации тонкозернистых песков составляет 3 *м/сутки*, песчано-глинистых отложений — порядка 0,1—0,3 *м/сутки* Дебиты водопунктов составляют десятые, сотые и тысячные доли литров в секунду. Лишь на правобережье Иртыша у сов-

хоза им. Тимирязева пос. Савинки дебиты отдельных скважин достигают 14 *л/сек*, при понижении на 5 *м*.

Мощность и водопроводимость основных водоносных горизонтов грунтовых вод всего Ишим-Иртышского района показаны на рис. 27.

10. **Водоносный комплекс олигоценовых отложений** (некрасовская серия) изучен по большому количеству скважин. Отложения комплекса почти повсеместно распространены. В пределах района они отсутствуют лишь на небольших участках, в полосе, примыкающей к области мелкосопочника, близ некоторых глубоко врезанных озерных впадин и в южной части долины Ишима (рис. 28). Почти всюду, за исключением склонов некоторых озерных впадин и глубоко врезанных долин, они перекрыты отложениями неогена, состоящими преимущественно из глин аральской и павлодарской свит. В юго-восточной части района в неогеновых отложениях присутствует большое количество прослоев песка. Мощность глин неогена увеличивается в северном направлении, в западной части района она измеряется 15—30 *м*, в северо-восточной части достигает 130 *м*.

Водоносный комплекс повсеместно — за исключением небольших участков в юго-западной части территории, подстилается морскими глинами *эоцен-олигоцена — чеганской свитой, являющимися региональным* водоупором. Толща осадков континентального олигоцена представлена преимущественно алевритами, тонкозернистыми, реже средне- и крупнозернистыми песками, разобщенными различными по мощности прослоями глин, не имеющими сплошного распространения. В связи с этим в гидрогеологическом отношении вся толща, заключенная между двумя региональными водоупорами аральской и чеганской свит, рассматривается как единый водоносный комплекс, характеризующийся общностью условий питания, движения, разгрузки подземных вод и достаточно тесно гидравлической связью входящих в него водоносных прослоев. Мощность всей толщи континентального олигоцена и глубина ее залегания увеличиваются в северном и северо-восточном направлениях. В полосе примыкания равнины к области развития мелкосопочника мощность толщи измеряется 5—20 *м*, на севере и северо-востоке бассейна она увеличивается до 150—200 *м*. Кровля толщи в том же направлении опускается на 90—130 *м* от поверхности земли.

Литологический состав водосодержащих пород, их общая мощность и количество прослоев в разрезе комплекса отражены на рис. 29. В восточных и юго-восточных частях правобережья Иртыша развиты разнозернистые пески, от мелко- до крупнозернистых, залегающие в виде прослоев мощностью от 2 до 10 *м*, разделенные глинами. На правобережье в северном направлении литологический состав водосодержащих пород изменяется, появляются алевриты и тонкозернистые пески. На левобережье Иртыша, вплоть до Ишима, водосодержащими породами являются: вверху алевриты и тонкозернистые пески, ниже прослои разнозернистых песков. Исключение в этом отношении представляет лишь полоса примыкания равнины к области развития мелкосопочника, где большую часть разреза слагают разнозернистые гравелистые пески.

Вблизи области развития мелкосопочника песчаные отложения содержатся в одном-трех горизонтах, в северном направлении количество песчаных прослоев увеличивается до 5—12. Общая мощность водосодержащих пород на большей части территории бассейна измеряется от 50 до 70 *м*, уменьшаясь на запад и на юг до 20—50 *м*, вблизи области развития мелкосопочника она менее 10 *м*. Коэффициент фильтрации, определенный лабораторным способом по небольшому числу проб, составляет для тонкозернистых песков и алевритов с прослоями крупно-

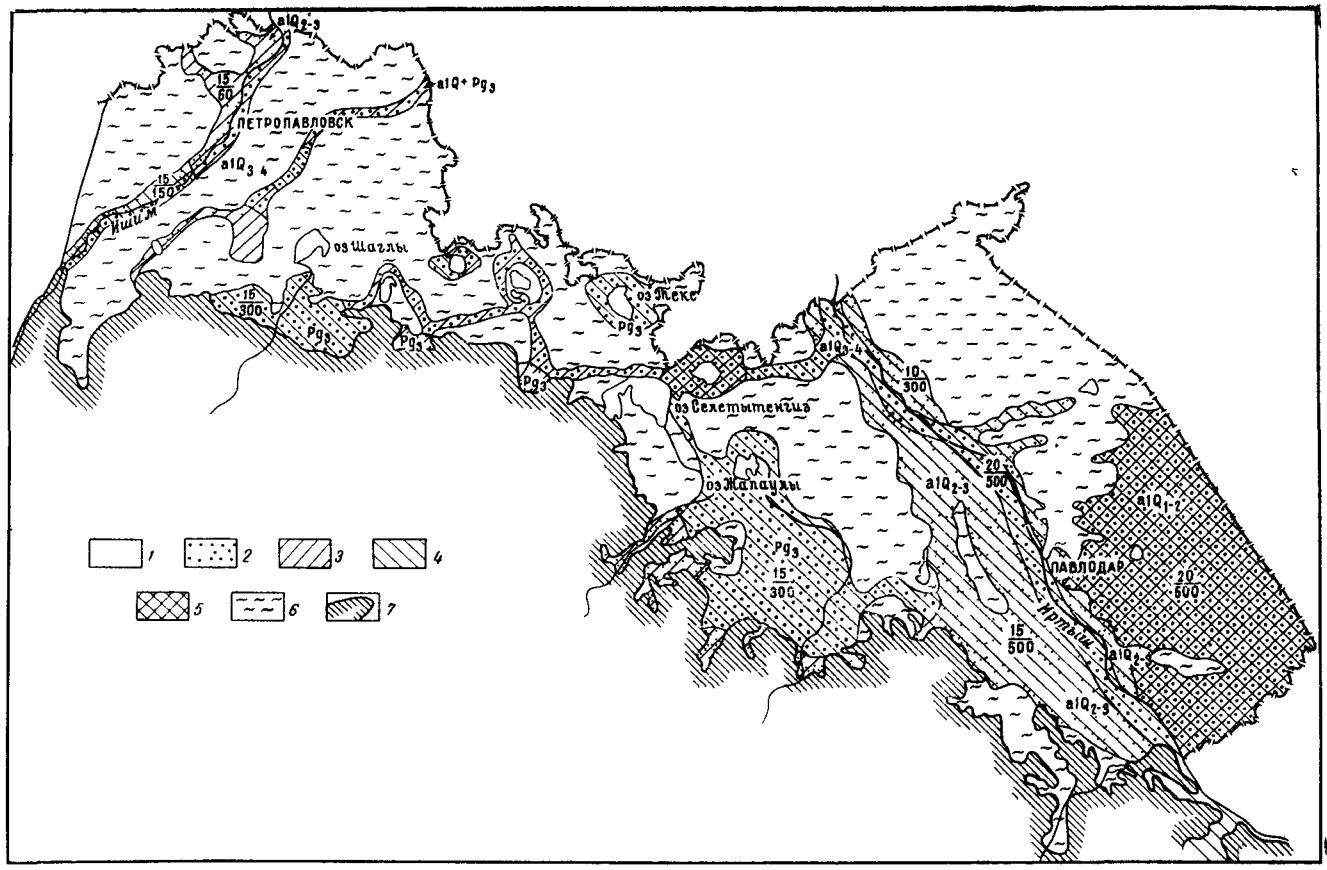


Рис 27. Схема мощности и водопроводимости водоносных горизонтов грунтовых вод (составил Г. П Корюкин)

Преобладающая мощность горизонта, *м* *1* — до 5, 2 — более 5, в основном 6—8 Преобладающее значение водопроводимости горизонта (*km*) *м²/сутки* на 1 *км²*, *3* — до 50, *4* — от 50 до 100, *5* — от 100 до 200, *6* — район лизообразного спорадического распространения грунтовых вод, *7* — выходы фундамента, цифрами показаны числитель — максимальная мощность горизонта, *м*, знаменатель — максимальная водопроводимость, *м²/сутки*

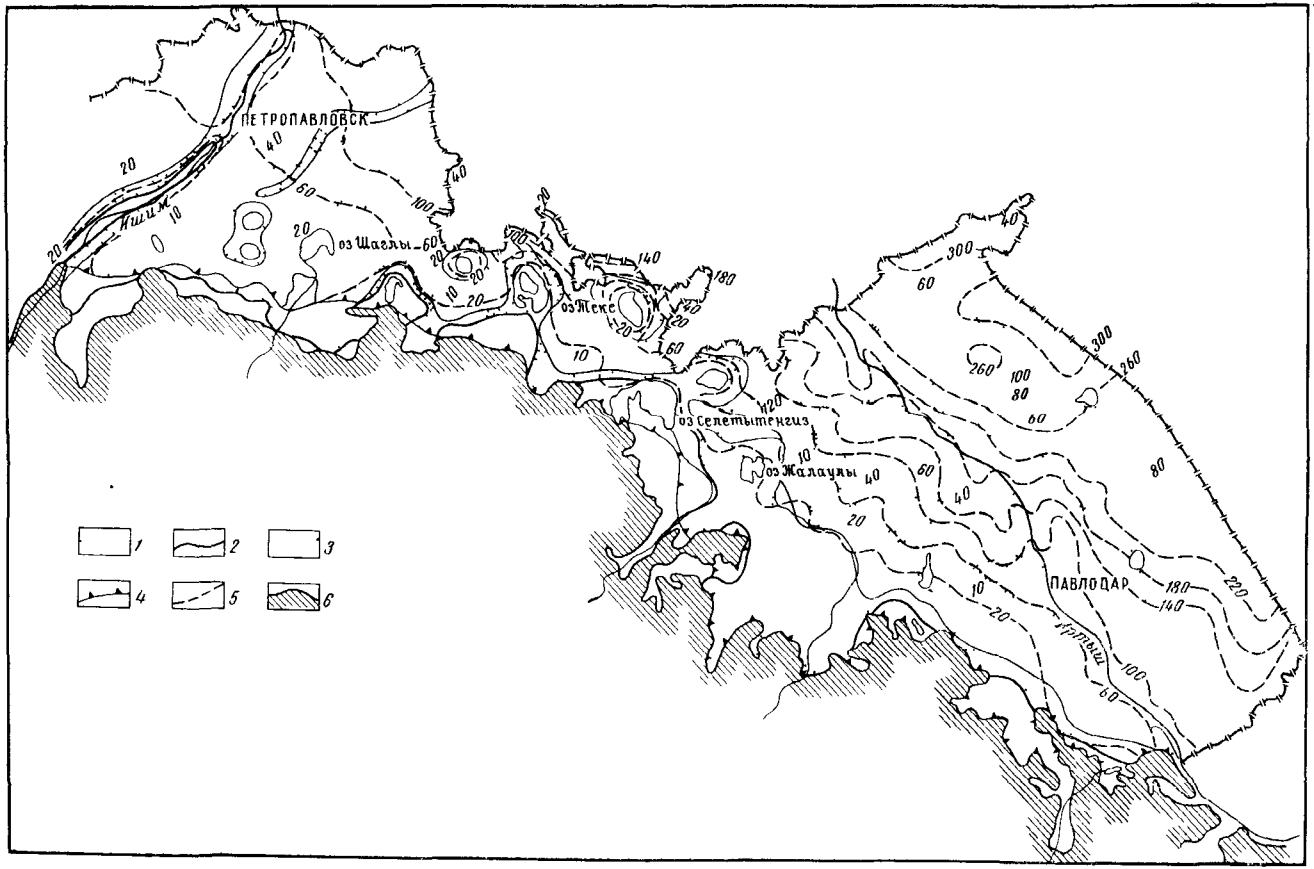


Рис 28 Схема глубин залегания водоносного комплекса олигоценовых отложений (по Б Е Антыпко)

1 — выходы на поверхность отложений комплекса *2* южная граница распространения отложений комплекса, *3* — изолинии глубин залегания комплекса от поверхности земли в *м* *4* — южная граница распространения отложений нижнего водоупора (глины чеганской свиты), *5* — изолинии глубин залегания кровли отложений нижнего водоупора от поверхности земли в *м* *6* — выходы фундамента

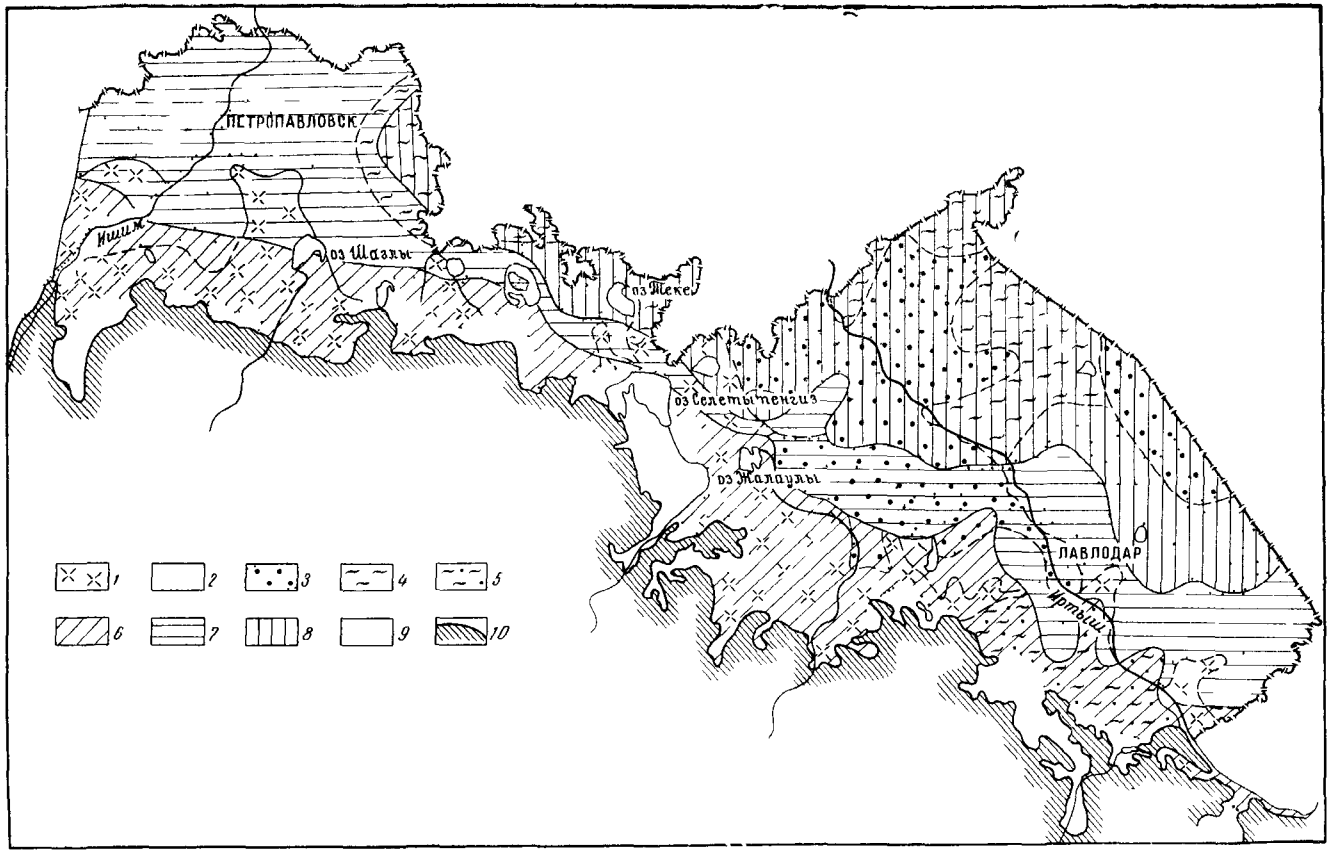


Рис 29 Схематическая карта литологии и мощности водовмещающих пород олигоценового водоносного комплекса олигоценовых отложений (составил Г П Корюкин)

Литологический состав водоносных пород *1* — пески разнозернистые от мелких до крупнозернистых, среднее значение коэффициента фильтрации — 5 *м/сутки* *2* — алевриты и пески тонкозернистые в верхней и нижней части и среднезернистые — в средней части комплекса среднее значение — 1 5 *м/сутки* *3* — пески тонко и мелкозернистые в верхней части разреза в его нижней части появляются частые прослои разнозернистых песков среднее значение — 2 *м/сутки* *4* — алевриты тонкозернистые (пылеватые пески, среднее значение — 0 7 *м/сутки* *5* — глины (преобладают) с прослоями разнозернистых песков среднее значение 0 2 *м/сутки* Суммарная мощность водоносных пород *6*—от 5 до 20 *м* (1—3 прослоя мощностью более 2 *м*) *7* — от 20 до 50 *м* (3—5 прослоев) *8* — от 50 до 70 *м* (5—12 прослоев) *9*— южная граница распространения комплекса *10* — выходы фундамента

зернистых песков 3—5 *м/сутки*, для глинистых алевритов 0,15—0,2 *л/сутки*. Данные о механическом составе песков, развитых около оз. Теке (совхоз Степняк) приведены в табл. 5.

Таблица 5

Механический состав песков

Размеры фракций, *мм*	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	менее 0,01
Содержание фракции, %	1,7	11,9	69,1	14,5	2,8

Водопроводимость пород (величина *km*) изменяется в среднем от 20 до 250 *м²/сутки*, составляя в преобладающем большинстве определений 50—90 *м²/сутки*, коэффициент фильтрации 0,2 *м/сутки*.

Водоносный комплекс в большинстве случаев, содержит пластово-поровые напорные воды; только в верхней части комплекса на территории между озерами Кишикарай и Теке и на участках выходов пород комплекса на поверхность воды имеют грунтовый характер. Статические уровни вод устанавливаются на разной глубине от поверхности. Близкое к поверхности залегание (10—20 *м*) отмечается на правобережной и частично на левобережной территориях Иртыша, где абсолютные отметки рельефа составляют менее 110 *м*. Скважины, заложенные в озерных понижениях (Таволжан, Коряковское, Бастуз и др.), а также в пойме Иртыша вскрыли самоизливающуюся воду с пьезометрическим уровнем на 0,5—3 *м* выше поверхности земли (рис. 30). Наибольшая глубина положения уровня (25—40 *м*) характерна для равнинной части Кокчетавской области и участков левобережья Иртыша в Павлодарской области. Уровни вод нижних прослоев обычно устанавливаются на 5—16 *м* ниже, чем верхних. Исключение представляют участки озерных впадин (оз. Таволжан), в которых уровни вод нижних прослоев близки к верхним, или их превышают.

По качеству воды характеризуются большим разнообразием, обусловленным разными условиями питания и водообмена (см. рис. 30). На значительной части территории правобережья Иртыша, южнее и восточнее озер Таволжана и Корякского, многочисленными скважинами вскрыты пресные воды с сухим остатком до 1 *г/л*. Преобладают хлоридно-гидрокарбонатные натриево-магниевые воды. В северном и западном направлениях минерализация воды постепенно изменяется, повышаясь до 5 *г/л*. Южнее сел. Песчаного, в пос. Чернорецком, в зерносовхозах Пресновском и Ермаковском воды имеют минерализацию от 2 до 4,5 *г/л*. Южнее и севернее этого участка минерализация их превышает 5 *г/л* (селения Песчаное и Моисеевка, зерносовхоз Ворошиловградский). По химическому составу в северном направлении воды становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми, в западном — сульфатно-хлоридными натриево-магниевыми. Почти во всех скважинах, вскрывших воду с минерализацией более 1 *г/л*, отмечено повышенное содержание магния, южнее ст. Красноармейки содержание его возрастает с 24 до 63 *мг·экв·%*. С глубиной в этом районе минерализация изменяется незначительно.

На огромной территории междуречья Ишима и Иртыша преобладают соленые и солоноватые воды, воды с меньшей минерализацией развиты на участках, где отложения верхнего водоупора отсутствуют и породы водоносного комплекса выходят на поверхность. Слабо минерализованные воды развиты на границе с Казахским нагорьем. К наи-

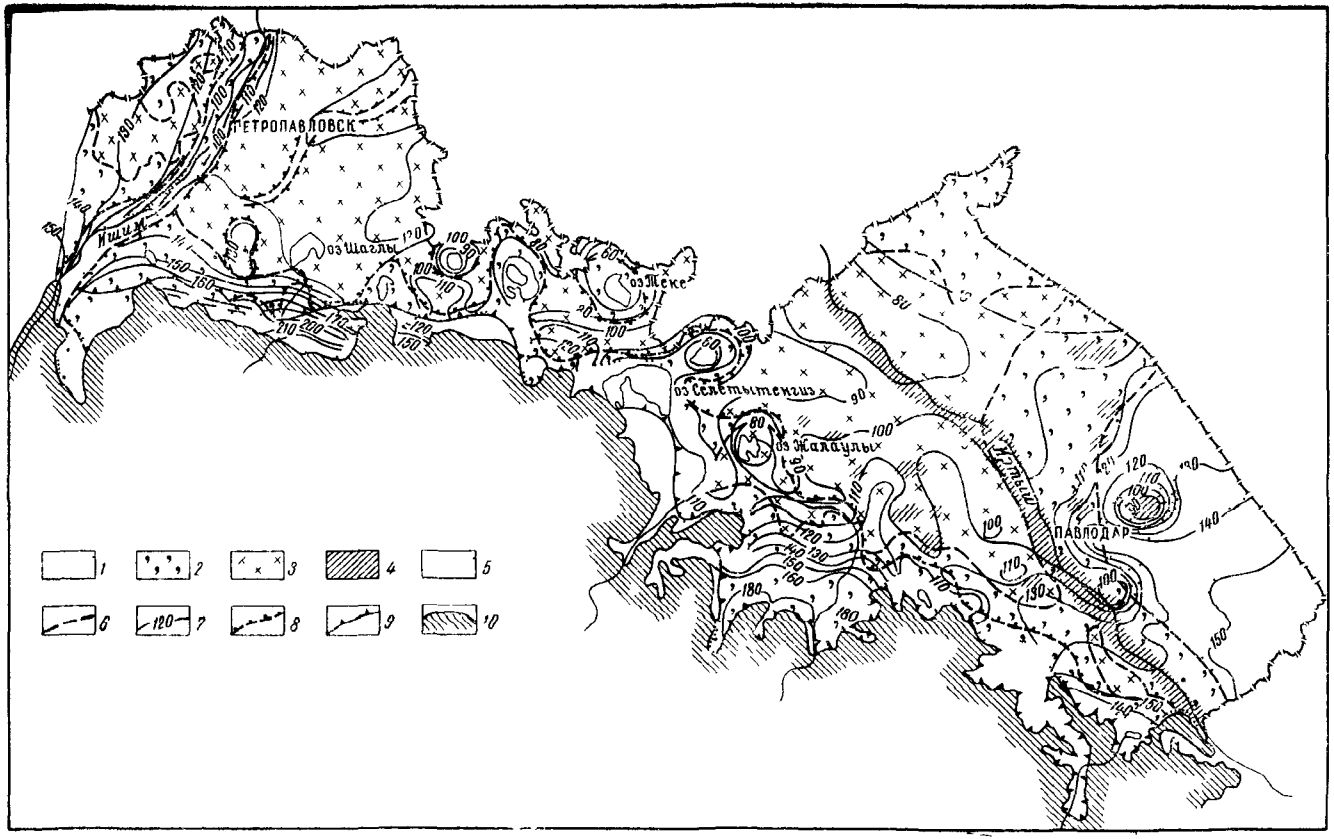


Рис 30 Гидрогеологическая карта водоносного комплекса континентальных олигоценовых отложений (составил Г П. Корюкин)

Минерализация подземных вод, *г/л* (в основном для верхней части комплекса) *1* — до 1 *2* — до 3 *3* — от 3 до 10 реже до 3 и более 10, *4* — участки самоизлива вод *5* — граница распространения водоносного комплекса *6* — граница районов с различной степенью минерализации подземных вод *7* — гидроизогипсы и пьезоизогипсы в абсолютных отметках *8* — граница распространения отложений верхнего водоупора (глины неогена) *9* — граница распространения отложений нижнего водоупора (глины чеганской свиты) *10* — выходы фундамента

более крупным участкам относится территория, расположенная между Ишимом и озером Шаглы и юго-восточнее оз. Желаулы.

На огромной территории низменности, где водоносный комплекс перекрыт водоупором, а влияние со стороны области развития мелкосопочника отсутствует, воды с малой минерализацией встречаются лишь в виде небольших линз в верхней части разреза. Обычно они приурочены к пониженным участкам рельефа, в пределах которых в течение наиболее длительного времени происходит инфильтрация поверхностных вод, в основном снеготалых. Граница участков с водами различной минерализации в этом случае резкая. Как показывает бурение, пресные воды на небольшом расстоянии сменяются солеными. В этом районе в олигоценовом водоносном комплексе минерализация воды с глубиной увеличивается, это устанавливается по данным электрокаротажа и опробования скважин в совхозах Абаевском, Бидаикском, Черниговском и др. В частности, в совхозе Бидаикском минерализация воды на глубине 46 *м* составляет 2,2 *г/л*, а на глубине 65 *м* — 5,2 *г/л*. В большинстве случаев воды с минерализацией до 3 *г/л* имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый или хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав. Воды с минерализацией более 3 *г/л* обычно характеризуются сульфатно-хлоридным натриевым или хлоридно-сульфатным натриевым составом. В районе оз. Жалаулы С. В. Егоров (1959) отмечает повышенное содержание иода и брома, объясняя это явление поступлением их из меловых горизонтов за счет восходящей фильтрации.

Состав микроорганизмов в водах комплекса по немногочисленным пробам, отобранным С. В. Егоровым, характеризуется преимущественно аммонификаторами, количество клеток которых достигает 10 000—12 000 в 1 *мл* воды. В небольшом количестве встречаются денитрифицирующие бактерии, окисляющие серу, сульфатовосстанавливающие бактерии установлены только в водах высокой минерализации.

Водообильность пород комплекса разнообразна, скважины с наибольшими дебитами характерны для юго-восточной части правобережья Иртыша, а также для южной части междуречья Ишима — Иртыша, особенно если они каптируют нижние прослои Дебиты скважин в этих районах составляют 1—5, реже 10 *л/сек*, а удельные дебиты 0,4—1,5 *л/сек*. На севере правобережья Иртыша (для всего разреза комплекса), а также на междуречье Ишима — Иртыша (верхняя часть комплекса) дебиты скважин обычно не превышают 0,5—1 *л/сек*, а удельные дебиты измеряются малыми величинами (0,005—0,05 *л/сек*).

Пресные и слабосолоноватые воды комплекса широко используются местным населением для питьевых и хозяйственных нужд.

Водоупорная толща эоцен-олигоценовых отложений (чеганской свиты) представлена выдержанными на всей территории Иртышского бассейна морскими глинами, вблизи мелкосопочника трансгрессивно перекрывающими отложения мела и на некоторых участках ложащимися на породы складчатого фундамента. Мощность глинистых отложений вблизи области развития мелкосопочника составляет 40—80 *м*, к северу она увеличивается до 200 *м* и более. Эта толща является региональным водоупором, отделяющим водоносный комплекс отложений верхнего олигоцена от водоносных комплексов эоценовых и меловых отложений. На границе с Казахским нагорьем в нижней и верхней частях разреза эоцен-олигоценовых отложений появляются маломощные прослои и линзы песков, механический состав которых к северу изменяется от гравелистых до мелкозернистых. Здесь вследствие тесной гидравлической связи этих прослоев с выше- или нижележащими водонос-

ными комплексами (некрасовской серией и люлинворским горизонтом) они представляют единый с ними водоносный комплекс.

11. **Водоносный комплекс эоценовых отложений** (люлинворский горизонт и низы чеганской свиты) залегает без перерыва на породах датского яруса или с перерывом на породах маастрихта (ганькинской свите). В краевой части района, где отсутствуют отложения маастрихта, эоценовые образования залегают на породах славгородской свиты или фундамента Несмотря на почти повсеместное распространение отложений эоцена, водоносные породы этого возраста развиты только в юго-восточной и в крайней юго-западной частях района. Мощность водоносных пород на юго-востоке обычно не превышает 20—25 *м*, на юго-западе 45 *м*. На остальной, бо́льшей части района, породы эоцена представлены опоковидными глинами с очень редкими маломощными (1—5 *м*) линзами мелкозернистых песков, поэтому здесь вместе с глинами чеганской и ганькинской свит они представляют единую мощную водоупорную толщу (скважины в зерносовхозах Урлютюпском, Кугузовском, Пушкинском, Новотроицком, селениях Парамоновке и Ермак). В юго-восточной части района по скважинам, пройденным в районе Таволжанских озер, близ ж.-д. станции Красноармейка, а также в селениях Ямышеве, Лебяжьем и Чигириновке мощность водоносных прослоев, представленных разнозернистыми песками, измеряется в основном 15—20 *м*. Здесь водоносные прослои эоцена не опробовались.

По данным электрокаротажа, минерализация воды в песчаных прослоях составляет от 1 до 10 *г/л*, увеличивается в северном, западном и северо-западном направлениях и обычно оказывается выше, чем в нижележащем водоносном горизонте меловых отложений. На небольшом участке южнее оз. Ульке́нкарой в четырех скважинах под глинами чегана опробованы водоносные отложения эоцена, представляющие здесь водоносный горизонт совместный с меловыми. Мощность водоносного комплекса изменяется с севера на юг от 28 в мелкозернистых песках до 13—18 *м* в разнозернистых. Соответственно в этом направлении изменяется и минерализация воды от 0,8 до 6,5 *г/л*. По составу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые. Пьезометрические уровни устанавливаются несколько выше поверхности земли. Воды в эоценовый горизонт поступают из пород складчатого фундамента, на которые непосредственно ложатся отложения водоносного комплекса.

Западнее оз Шаглы (севернее Кокчетава)[1] воды в эоценовых и в меловых отложениях представляют единый водоносный комплекс. В южной, наиболее разведанной части, преобладают прибрежно-морские песчаные отложения эоцена, они залегают на породах скального фундамента и перекрыты морскими глинами чеганской свиты (рис. 31). Водовмещающими являются кварцево-глауконитовые пески мощностью от 10 до 40 *м*, резко изменяющиеся на отдельных участках по гранулометрическому составу и содержанию глинистого материала. Наиболее крупнозернистые чистые пески залегают в западной части района в виде широтной полосы, вытянутой от оз. Ольжибай на западе до оз. Кишкенесор на востоке. Наибольшая мощность песков (40 *м*) отмечается между сел. Макашевским и совхозом Ново-Акимовским.

В северном направлении от этого участка пески становятся мелкозернистыми глинистыми, а в районе озер Узынколь и Карасор они замещаются песчаными опоковидными глинами с редкими прослоями тонкозернистых глинистых кварцево-глауконитовых песков. Уменьшение мощности, сопровождающееся увеличением содержания глинистых ча-

[1] В литературе эта часть Иртышского бассейна, описанная Н А Колбасиным, получила название Келлеровского или Кумдыкульского бассеина.

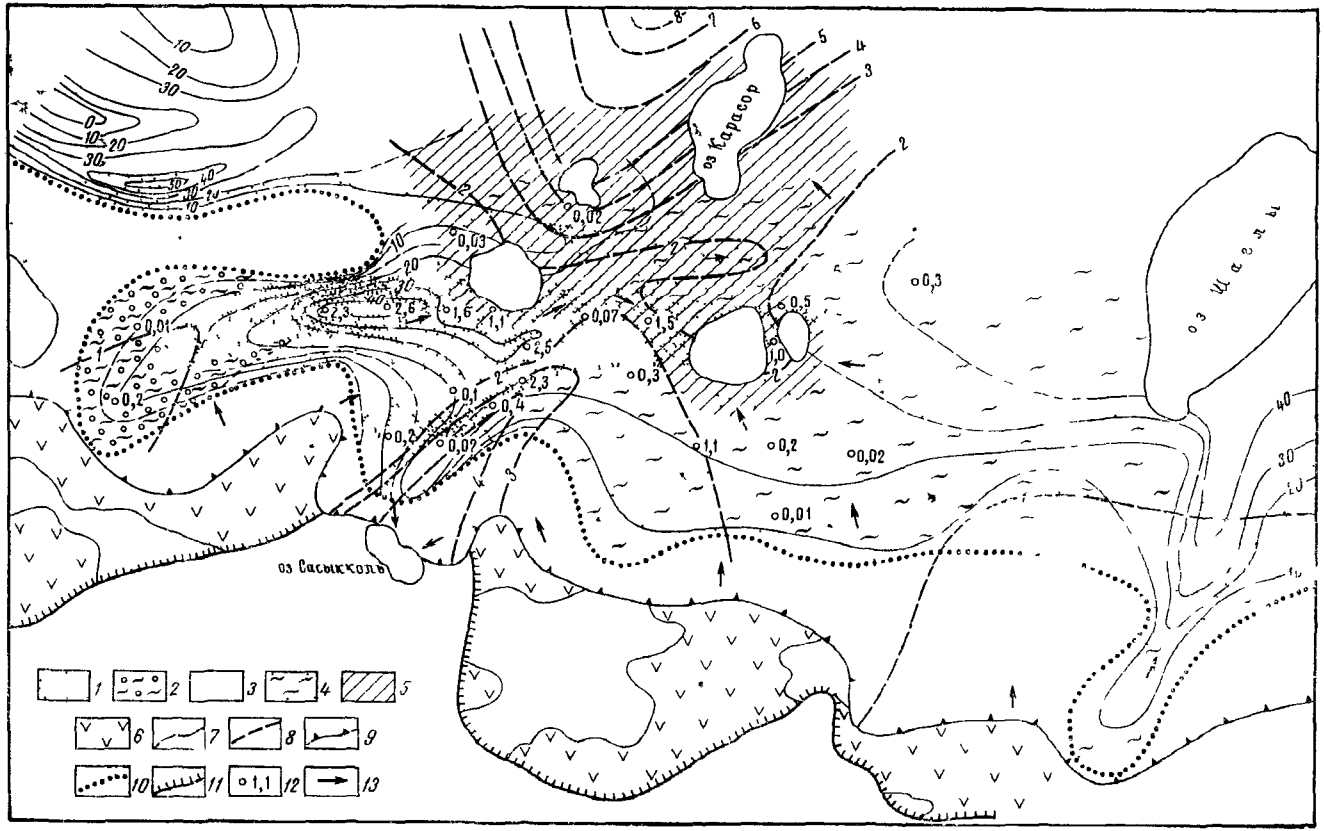


Рис. 31. Схематическая гидрогеологическая карта водоносного комплекса нерасчлененных отложений ипатовской пачки славгородской свиты верхнего мела и эоцена в районе западнее оз Шаглы (составил Н. А. Колбасин)

Литология водовмещающих пород *1* — песок грубозернистый гравелистый, *2* — гравийно глинистые отложения *3* — пески мелко- и тонкозернистые глинистые, местами глинистые песчаники *4* — глины с невыдержаными прослоями и линзами тонкозернистого песка *5* — Район, где воды самоизливаются *6* — участки в основном инфильтрационного питания на которых с по верхности развиты пески олигоцена или скальные породы складчатого фундамента *7* — изолинии мощности водоносных пород *м* *8* — изолинии минерализации подземных вод, *г/л*, *9* — южная граница глин верхнего водоупора (чеганской свиты) *10* — южная граница водоносного комплекса в нерасчлененных отложениях мелового эоценового комплекса *11* — южная граница районов где воды верхних горизонтов (в основном грунтовые), поступая под глины чеганской свиты, питают водоносный комплекс меловых эоценовых отложений *12* — скважина и ее удельный дебит, *13* — направление основного стока подземных вод

стиц, появлением прослоев глин и глинистых песчаников, наблюдается также в южном и западном направлениях от описанного участка. Глубина залегания водоносного комплекса возрастает в северном направлении от 30 *м* у оз. Жамантуз до 120 *м* к северу от озер Узынколь и Карасор. Пьезометрические уровни в восточной части участка устанавливаются на глубине 10—12 *м*, а в западной части на глубине 2—4 *м*; в районах озерных впадин этого района уровни устанавливаются на 2—15 *м* выше поверхности земли.

По степени минерализации воды не отличаются выдержанностью по площади. Воды с минерализацией до 1 *г/л* распространены лишь на небольших участках в крайней юго-западной и юго-восточной частях района, преобладают воды с минерализацией 1—2 *г/л*. На небольшом участке у южной границы комплекса, севернее озерной впадины Сасыколь, они приобретают минерализацию 3—4 *г/л*, а в районах озер Узынколь и Карасор их минерализация от 3 *г/л* в северном направлении возрастает до 8 *г/л* (у сел. Рублевка). Район с повышенной минерализацией вод в структурном отношении относится к меридиональному валу, выраженному в кровле фундамента, участки же, находящиеся восточнее и западнее его, относятся к структурным впадинам, где мощность водосодержащих пород больше, а минерализация воды значительно ниже. В составе солей вод с минерализацией до 3 *г/л* присутствуют почти в равных долях все шесть основных ионов. Характерно повышенное содержание стронция (10—18 *мг/л*). Удельные дебиты скважин здесь составляют 1—2,6 *л/сек*, на остальной территории они измеряются десятыми, а на Крайнем севере даже сотыми долями литра в секунду. Питание водоносного комплекса идет в основном с юга из областей, находящихся за пределами его распространения. Судя по изменению пьезометрических уровней и степени минерализации воды в комплексе, питание происходит с разной интенсивностью и проявляется не повсеместно. Такими участками питания являются в основном повышенные элементы рельефа, находящиеся южнее полосы выклинивания глин верхнего водоупора. В центральной части района, где в полосе выклинивания глин верхнего водоупора рельеф обычно характеризуется низкими отметками, а в описываемом комплексе развиты преимущественно воды повышенной минерализации, питание горизонта заметно уменьшается В районе озерной впадины Сасыкуль питание вообще отсутствует.

12. **Водоносный горизонт отложений ипатовской пачки славгородской свиты** в пределах Иртышского бассейна пройден 135 скважинами, неравномерно размещенными по территории района. Наиболее изучена средняя часть Павлодарской области и полоса примыкания равнины к мелкосопочнику.

Водопроницаемые отложения ипатовской пачки распространены почти по всей территории Иртышского артезианского бассейна, они близко подходят к границе выходов на поверхность складчатого фундамента Казахского нагорья Граница распространения, а также литологический состав водоносных отложений и изменение их мощности отражены на рис. 32.

На бо́льшей части территории отложения представлены тонко- и мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песками. На отдельных участках отмечаются прослои кварцево-глауконитовых песчаников и линзообразные маломощные прослои глин. Более грубый материал, представленный средне- и разнозернистыми песками, отмечается в неширокой полосе вблизи области развития Казахского мелкосопочника. Наряду с этим в районе озерных впадин Улькенкарой и Теке отложения ипатовской пачки представлены слабоводопроницаемыми порода-

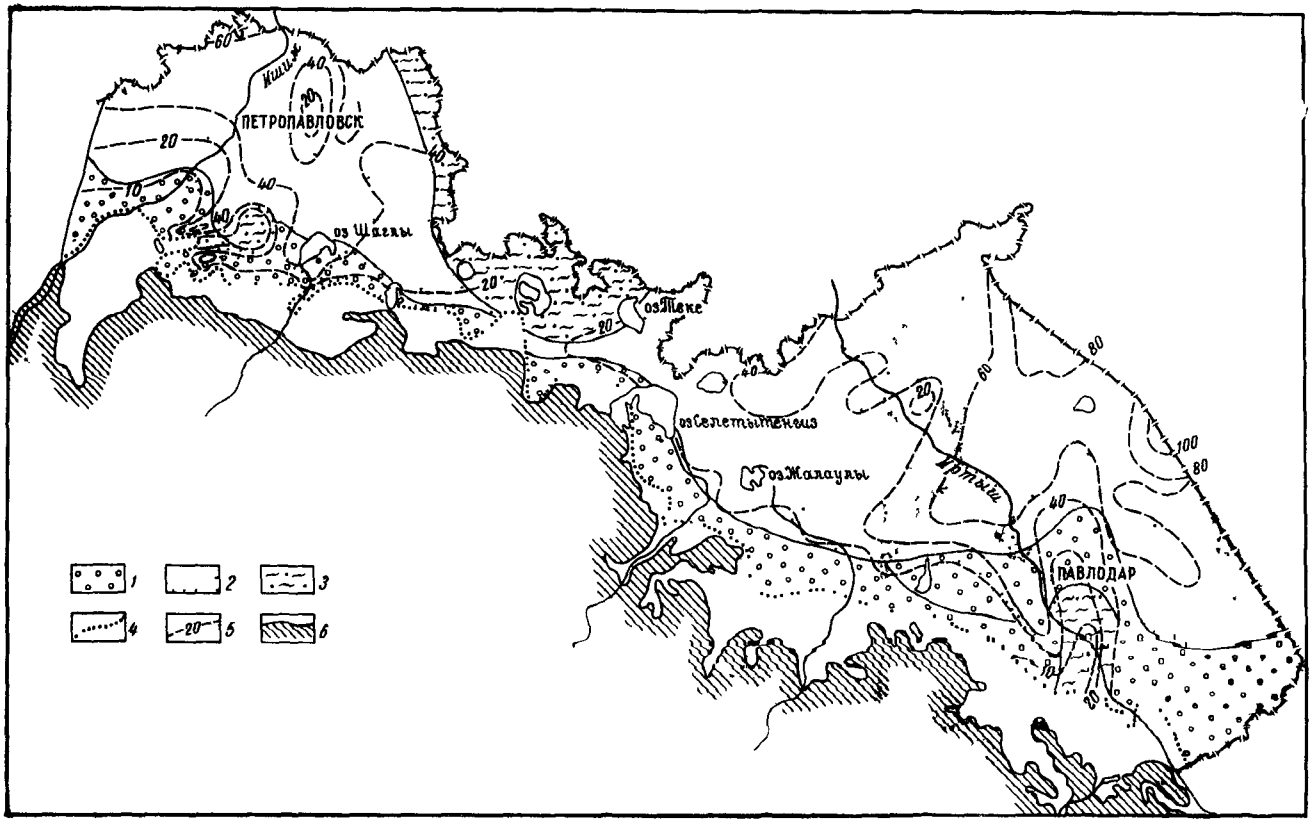


Рис 32 Схематическая карта литологии и мощности водоносного комплекса в нерасчлененных отложениях ишимовской пачки славгородской свиты верхнего мела и эоцена в западной части района (составил Г. П. Корюкин)

Литологический состав водовмещающих пород *1* — разнозернистые пески с преобладанием среднезернистых *2* — тонко и мелкозернистые пески, *3* — тонкозернистые глинистые пески *4* — Южная граница распространения водовмещающих отложений *5* — изолинии мощностей водовмещающих пород *6* — выходы фундамента

ми — глинистыми тонкозернистыми песками. Гранулометрический состав водосодержащих пород центральной и юго-западной частей Павлодарской области приведен в табл. 6.

Таблица 6

Гранулометрический состав водосодержащих пород (%)

Местонахождение скважины	Глубина *м*	Диаметр фракций, *мм*					
		7—5	5—3	3—2	2—1,5	1,5—0,25	<0,25
Совхоз Путь Ильича в 50 *км* к юго-востоку от Павлодара	40	—	0,18	0,34	0,24	92,18	7,06
Совхоз Калининский в 43 *км* к северо-северо-западу от Павлодара	358	—	—	—	—	64,2	35,8
	373					9,6	90,4
Совхоз Тимирязевский в 94 *км* к северо-востоку от Павлодара	592	—	—	—	—	67,3	32,7

Коэффициенты фильтрации по данным откачек составляют от 0,15 до 7 *м/сутки* (в преобладающем большинстве 0,7—3 *м/сутки*), оставаясь высокими на территориях с водами малой минерализации. По скважине, расположенной в 12 *км* восточнее Павлодара, коэффициент фильтрации по лабораторным определениям составил 2,5 *м/сутки*. Значения водопроводимости и коэффициента пьезопроводности, определявшиеся совместно для двух горизонтов — в ипатовской пачке и в покуровской свите — оказались следующими: $km = 192$ *м²/сутки* на 1 *км²*; $a = 2{,}0 \cdot 10^4$ *м²/сутки*.

Мощность водопроницаемых пород выдерживается на больших территориях, но не везде она одинакова, на большей части территории она составляет от 20 до 40 *м*. Минимальная мощность пород приурочена к полосе вблизи области развития мелкосопочника, где она не превосходит 10—20 *м*, в северном и северо-восточном направлениях мощность увеличивается, достигая 40 *м* северо-восточнее озерной впадины Кызылкак и севернее Павлодара; на западной границе Павлодарской области она достигает 60—80 *м*. Максимальной водопроводимостью пород ипатовской пачки (km = около 200 *м²/сутки* на 1 *км²*) характеризуется восточная часть района, где развиты пресные воды. На значительной части территории междуречья Ишима — Иртыша, где развиты в основном солоноватые и соленые воды, водопроводимость уменьшается до 10—30 *м²/сутки* на 1 *км²*.

В кровле и в подошве горизонта залегают глинистые толщи, имеющие региональное распространение, мощность отложений в подошве меньше, чем в кровле. В зоне, примыкающей к области развития мелкосопочника, они выклиниваются. Северная граница водоупора распространяется дальше границы водовмещающих отложений ипатовской пачки. В этой полосе, где отсутствуют водоупорные отложения кузнецовской свиты, в отложениях ипатовской пачки и покурско-леньковской свиты развит единый водоносный комплекс, здесь отложения характеризуемого горизонта на отдельных участках ложатся непосредственно на породы складчатого фундамента, составляя с ним единый водоносный комплекс.

На поверхность отложения горизонта выходят только в западной части впадины оз. Селеты-тенгиз. Глубина залегания горизонта отражена на рис. 33, она характеризуется наименьшими величинами (30—35 *м*) в краевой части распространения комплекса и увеличивается в

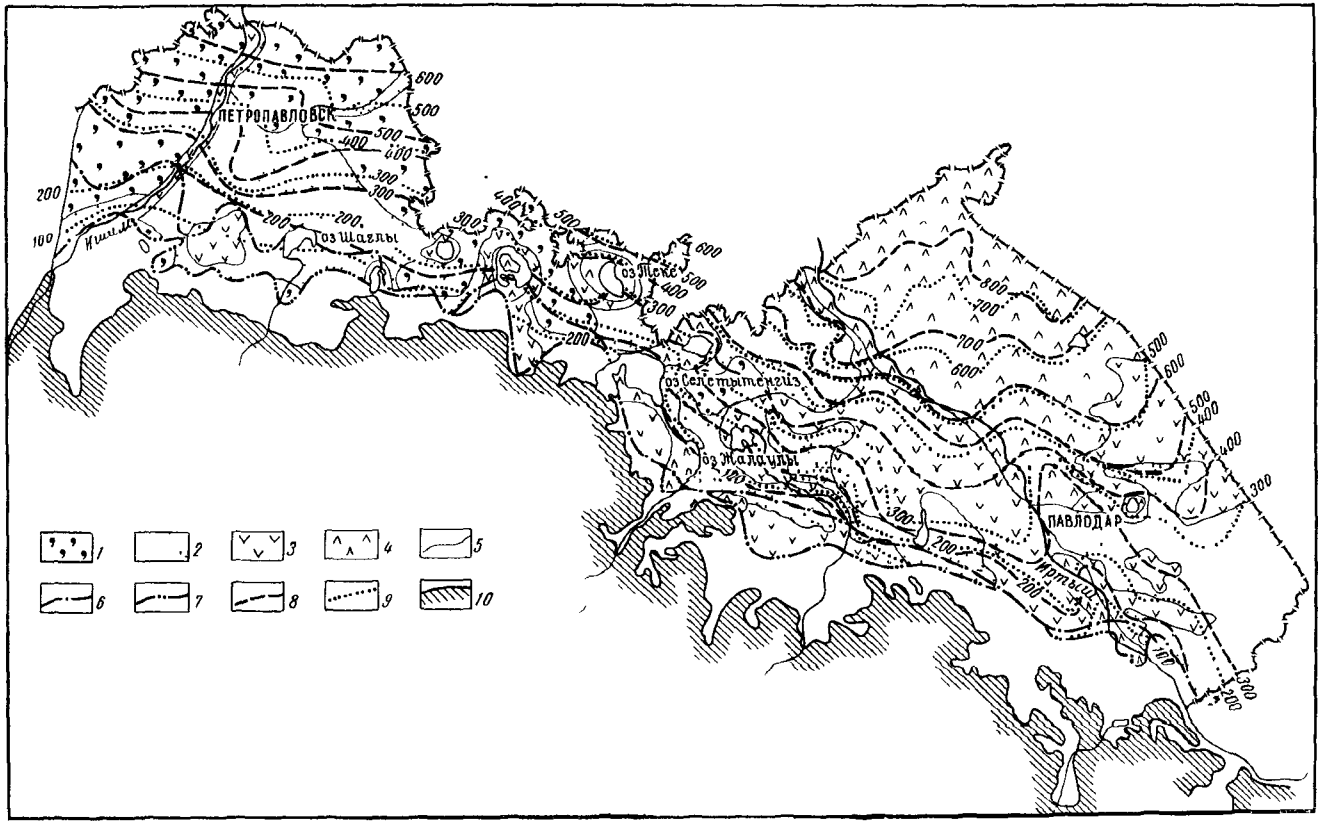


Рис. 33. Схематическая карта глубины залегания подземных вод и пьезометрического уровня в меловых отложениях покурско-леньковской свиты и ипатовской пачки славгородской пачки (составил Г. П. Корюкин)

Участки с различным положением пьезометрического уровня *1* — на глубине до 30 *м*, *2* — на глубине до 10 *м* ниже поверхности земли, *3* — до 20 *м* выше поверхности земли *4* — на 20—30 *м* выше поверхности земли *5* — граница между участками с разным положением пьезометрического уровня Границы распространения отложений *6* — южная — покурско леньковской свиты, *7* — ипатовской пачки и эоцена (на западе района) Изолинии глубины залегания, *м*, *8* — покурско леньковской свиты, *9* — ипатовской пачки, *10* — выходы фундамента

северном и северо-восточном направлениях до 550—750 *м*. Водоносный горизонт содержит высоконапорные артезианские воды, которые на значительной территории правобережья Иртыша характеризуются самоизливом; пьезометрические уровни устанавливаются на 20—37 *м* выше поверхности, а во впадине оз. Кызылкак даже на 45 *м*. На водораздельном пространстве между Иртышом и Ишимом самоизлив наблюдается только в скважинах, заложенных в отдельных пониженных участках

Качество воды в ипатовской пачке неодинаково (рис. 34), наиболее выдержанный химический состав имеют воды на правобережье Иртыша в восточной и юго-восточной частях Павлодарской области. Здесь в основном развиты пресные воды с сухим остатком до 1 *г/л*, мягкие, по типу гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые Такие воды вскрыты скважинами в поселках Чигиринovке и Успенке, на ж.-д. станциях Маралды, Шербакты и во многих других пунктах. Севернее и западнее описанной территории на ст. Красноармейка, а также в зерносовхозах Березовском, Плодородном, Пресновском и других вскрыты воды с сухим остатком 1—2 *г/л*. Химический состав вод при этом остается примерно одинаковым. Воды с минерализацией до 3 *г/л* распространены в виде крупных «языков»; один такой язык развит вдоль северной границы Павлодарской области, другой к северо-западу от Павлодара. В преобладающем большинстве проб состав вод остается гидрокарбонатно-хлоридным натриевым.

На территории междуречья Ишима — Иртыша в отложениях ипатовской пачки распространены в основном солоноватые и соленые воды, пресные воды встречаются лишь на небольших участках. Наиболее изменчивой по химическому составу и степени минерализации вод является полоса примыкания равнины к Казахскому нагорью, имеющая ширину 20—50 *км*. Воды с минерализацией до 3 *г/л* распространены в этой полосе на трех участках: 1) в районе впадины Селеты-тенгиз и несколько юго-восточнее ее; 2) южнее озерных впадин Теке и Улькенкарой; 3) в районе юго-западнее оз. Шаглы. К северу от этих участков воды ипатовской пачки быстро приобретают минерализацию до 5 и затем 10 *г/л*. По данным опробования, в поселках Ганькино и Яковлевка минерализация вод составляет 8,8 и 10,7 *г/л*, в других районах левобережья минерализация находится в пределах 5—10 *г/л*.

Юго-восточнее озерной впадины Селесы-тенгиз, на участке примыкания равнины к территории нагорья, скважинами в зерносовхозах Краснокутском, Аккульском и других в отложениях ипатовской пачки в в нижезалегающих горизонтах вскрыты соленые сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые воды с сухим остатком 5,5—10 *г/л*. Высокоминерализованы (более 5 *г/л* в основном по данным каротажа) воды ипатовской пачки в большом районе северо-восточнее оз. Жалаулы, в совхозах Абаевском, Суворовском, им. Карла Маркса, колхозе им. Тельмана и других, а также на небольшом участке правобережья Иртыша. Из анионов наряду с хлором отмечается большое содержание сульфат-иона. По данным электрокаротажа, несколько меньшая минерализация (3—4 *г/л*) отмечается севернее и восточнее этого района в совхозах Западном, Коскульском, Шидертинском и Пограничном. Вблизи озерной впадины Селеты-тенгиз, как отмечалось, они имеют минерализацию в пределах 2—3 *г/л* (в совхозе Селетинском 2,1 *г/л*, в 15 *км* западнее центральной усадьбы Абаевского совхоза 2,3 *г/л*). На левобережье Иртыша С. В Егоров (1959) по немногочисленным скважинам отметил из числа растворимых в воде газов азот и проявления метана. В районах, где распространены высокоминерализованные воды, по ана-

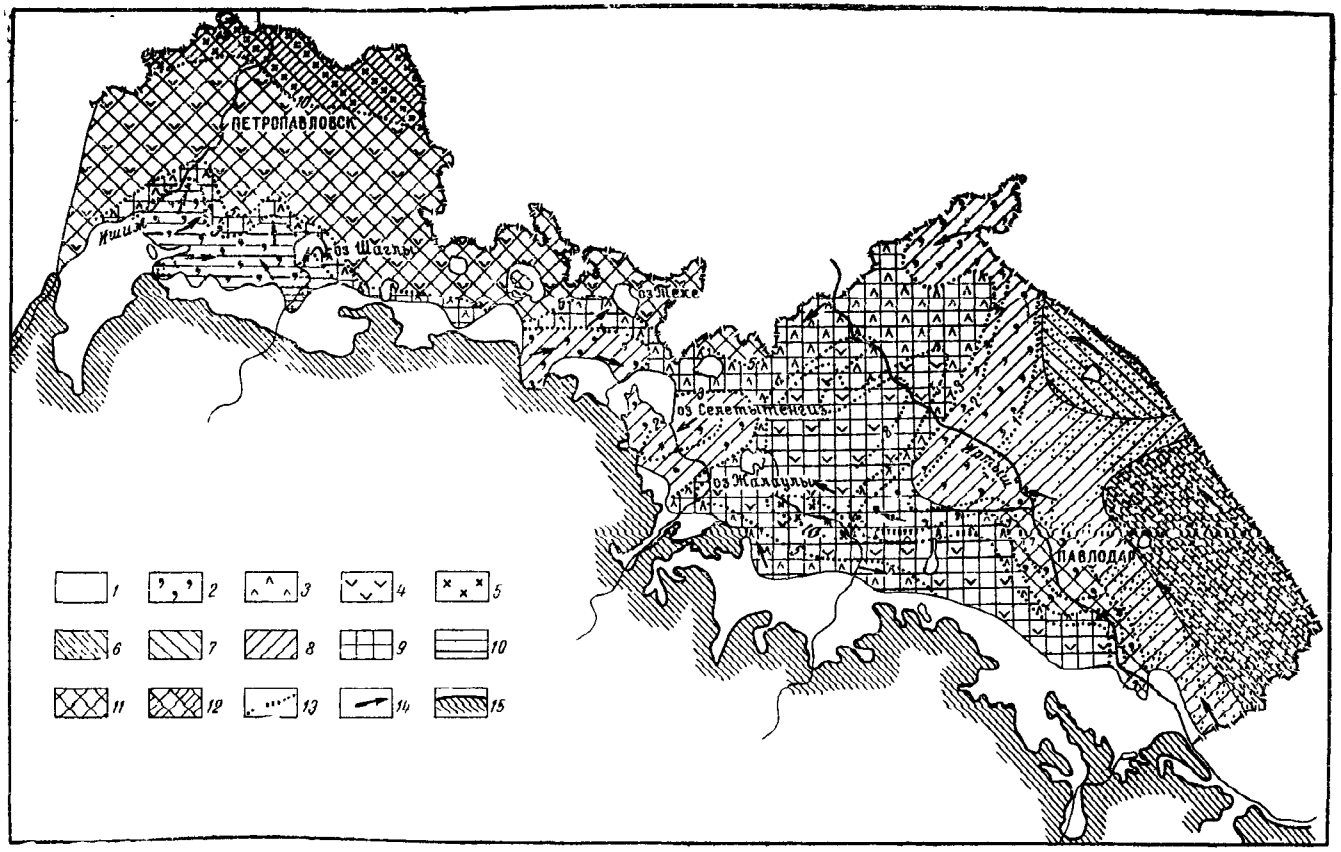


Рис 34. Схематическая карта минерализации и химического состава подземных вод водоносного комплекса в нерасчлененных отложениях ипатовской пачки, верхнего мела и эоцена (составил Г. П. Корюкин)

Минерализация воды, *г/л* *1*— до 1, *2*— от 1 до 3, *3*— от 3 до 5, *4*— от 5 до 10, *5*— более 10 Воды преимущественно, *6*— гидрокарбонатные натриевые, *7* — гидрокарбонатно сульфатные натриевые и сульфатно гидрокарбонатные натриевые *8* гидрокарбонатно хлоридные натриевые и хлоридно гидрокарбонатные натриевые *9* — хлоридно сульфатные натриевые и сульфатно хлоридные натриевые, *10* — гидрокарбонатно хлоридно сульфатные натриево кальциевые *11* — хлоридные натриевые *12* — хлоридные натриево кальциевые, *13* — изолинии минерализации воды, *г/л*, *14* — основное направление стока подземных вод *15* — выходы фундамента

логии с северными районами можно ожидать повышенного содержания иода и брома.

Водообильность пород неравномерная; в большинстве скважин на правобережной территории Иртыша удельные дебиты составляют 0,1—0,65 *л/сек*, чаще 0,2—0,4 *л/сек* (фактически дебиты скважин составляют от 1,5 до 14 *л/сек* при понижении на 13—40 *м* и диаметре фильтра 73—108 *мм*). Дебит при самоизливе из скважин, оборудованных сетчатыми фильтрами (в зерносовхозах Плодородном, Березовском и других), составляет 5—7,5 *л/сек*. На правобережье в большинстве эксплуатируемых скважин отмечен дебит 5—10 *л/сек*. Бесфильтровые скважины при самоизливе дают расходы от 20 до 52,6 *л/сек* (сел. Рождественка), удельный их дебит достигает 1,5 *л/сек*. В Кокчетавской области дебиты скважин изменяются от 0,2 до 0,6 *л/сек*. Основные результаты опытных откачек из скважин, оборудованных для эксплуатации вод ипатовского горизонта, приведены в табл. 7.

Таблица 7

Результаты откачек из скважин

Зерносовхоз или колхоз	Глубина залегания водоносных пород, *м*	Установившийся уровень от поверхности земли, *м*	Максимальный дебит, достигнутый при откачке, *л/сек*	Понижение при максимальном дебите, *м*	Химический состав, формула Курлова
Правобережье Иртыша в Павлодарской области					
Березовский	677—765	+35,5	9,3	41,3	$M_{1,3}\frac{HCO_3 36\ SO_4 33}{Na 95\ Ca 5}$
Трофимовский	697—715	+26,6	12	25,5	$M_{0,}\frac{HCO_3 52\ SO_4 24}{Na 96\ Ca 4}$
Тимирязевский	663—731	+36,8	14,2	26	
Колхоз им. Ленина	626—651	+32,0	11	20	$M_{0,9}\frac{HCO_3 57\ SO_4 27}{Na 97\ Ca 3}$
Колхоз им. Тельмана	516—561	+26,5	6,7	37	$M_{0,7}$
Хмельницкий	455—500	+0,55	4,67	14,4	$M_{0,4}\frac{HCO_3 57\ SO_4 19}{Na 87\ Ca 13}$
Колхоз им. К. Маркса	590—>650	+36,7	21,0	22,6	$M_{0,9}\frac{HCO_3 49\ Cl 25}{Na 96}$
Пресновский	493—576	+29	7,2	38,5	$M_{0,7}\frac{HCO_3 49\ Cl 25}{Na 96\ Ca 4}$
Курорт Муялды	330—410	+19	8,65	28,9	$M_{1,4}\frac{SO_4 37\ HCO_3 32}{Na 90\ Ca 10}$
Первомайская РТС	119—150	—35	1,43	13,1	$M_{0,8}\frac{HCO_3 55\ SO_4 38}{Na 56\ Ca 27}$
Сел. Рождественка	502—583	+33	52,6	31	
Междуречье Ишима—Иртыша					
Приозерный	316—356	—17	4,3	41,7	$M_{4,6}\frac{Cl 63\ SO_4 30}{Na 85\ Ca 8}$
Сел. Рублевка	185—196	—7,7	0,6	29	соленая

Наблюдения за режимом водоносного горизонта ипатовской пачки, а также покурско-леньковского комплекса, проводившиеся в течение трех лет, показали, что увеличение забора воды из отмеченных горизонтов

(составлявшего в конце 1961 г. около 600 *л/сек*) не вызвало заметных изменений ни в степени минерализации воды, ни в дебитах скважин, ни в уровнях. Изменения дебитов и уровня носят в основном сезонный характер.

Естественный расход потока в ипатовском горизонте невелик. Представление о нем можно получить, принимая средние значения *км* и *J* ($km = 25 \div 250$ *м²/сутки*; $J = 0{,}00019 \div 0{,}00025$). При этом расчетные расходы на 1 *км* фронта потока выразятся величиной в 0,06—0,7 *л/сек*. Согласно расчетам, разгрузка в озерную впадину Селеты-тенгиз может составлять всего порядка 40—55 *л/сек*. За счет вод этого горизонта решен вопрос водоснабжения курорта Муялды, Павлодарского мясокомбината, аэропорта и многих совхозов и колхозов.

13. **Водоносный комплекс нижне- верхнемеловых отложений покурско-леньковской свиты** вскрыт более чем 80 скважинами, неравномерно рассредоточенными по району. Относительно редкая сеть скважин приурочена к северной части Кокчетавской и Северо-Казахстанской областей и к южной части Павлодарской области. Наиболее полно изучена верхняя часть комплекса. Водоносные отложения имеют почти такое же широкое распространение, как и описанные выше отложения ипатовской пачки. Площадь развития горизонта, а также преобладающий литологический состав водоносных пород и изменения их суммарной мощности показаны на рис. 35. Отложения комплекса выходят на поверхность только в западной части озерной впадины Селеты-тенгиз, на остальной части территории они перекрыты отложениями верхнего мела, палеогена и неогена.

Отложения покурско-леньковской свиты представлены осадочными породами континентального генезиса В составе свиты преобладают песчаные отложения, разделенные невыдержанными по простиранию прослоями глин. Среди песчаных разностей на всей территории бассейна наиболее широко распространены разнозернистые пески, в некоторых районах встречаются тонко- и мелкозернистые пески. В северной части правобережной территории Иртыша свита представлена мощной толщей мелкозернистых светло-серых кварцевых песков с редкими прослоями глин, мощности отдельных слоев песка здесь составляют 20—25 *м*. Общая мощность водоносных пород в этом районе измеряется 60—100 *м*; в зерносовхозе Октябрьском вскрытая мощность составляет 70 *м*, в РТС им. Максима Горького 73 *м*, в зерносовхозах им. 19 Партсъезда и Советский Казахстан 40 *м*. По скважинам, заданным восточнее границы Павлодарской области (селения Купино, Карасук, Баган), мощности превышают 100 *м*. Максимальная мощность (более 200 *м*) отмечена в сел. Галицком, находящемся в 115 *км* к северо-востоку от Павлодара. Кроме этого района, мелко- и тонкозернистые песчаные отложения в покурской свите развиты в северной части Северо-Казахстанской области; в восточной части озерной впадины Селеты-тенгиз, где их полная мощность по скважине в зерносовхозе Елтайском измеряется 21 *м*; в обширном районе между озерными впадинами Теке на востоке и Кишикарой на западе, где в зерносовхозе Коммунизм вскрытая мощность песков составляет 17 *м*, а в зерносовхозе им. Менжинского 56 *м* (пески глинистые)

В общем к северу, северо-востоку и востоку от Казахстанского нагорья мощность водоносных пород увеличивается, при этом механический состав песков изменяется от гравийных и крупнозернистых до мелко- и тонкозернистых. Районами распространения мощных разнозернистых песков являются юго-восточная часть района, где общая мощность песков измеряется 60—80 *м*, и две широкие полосы западного и юго-

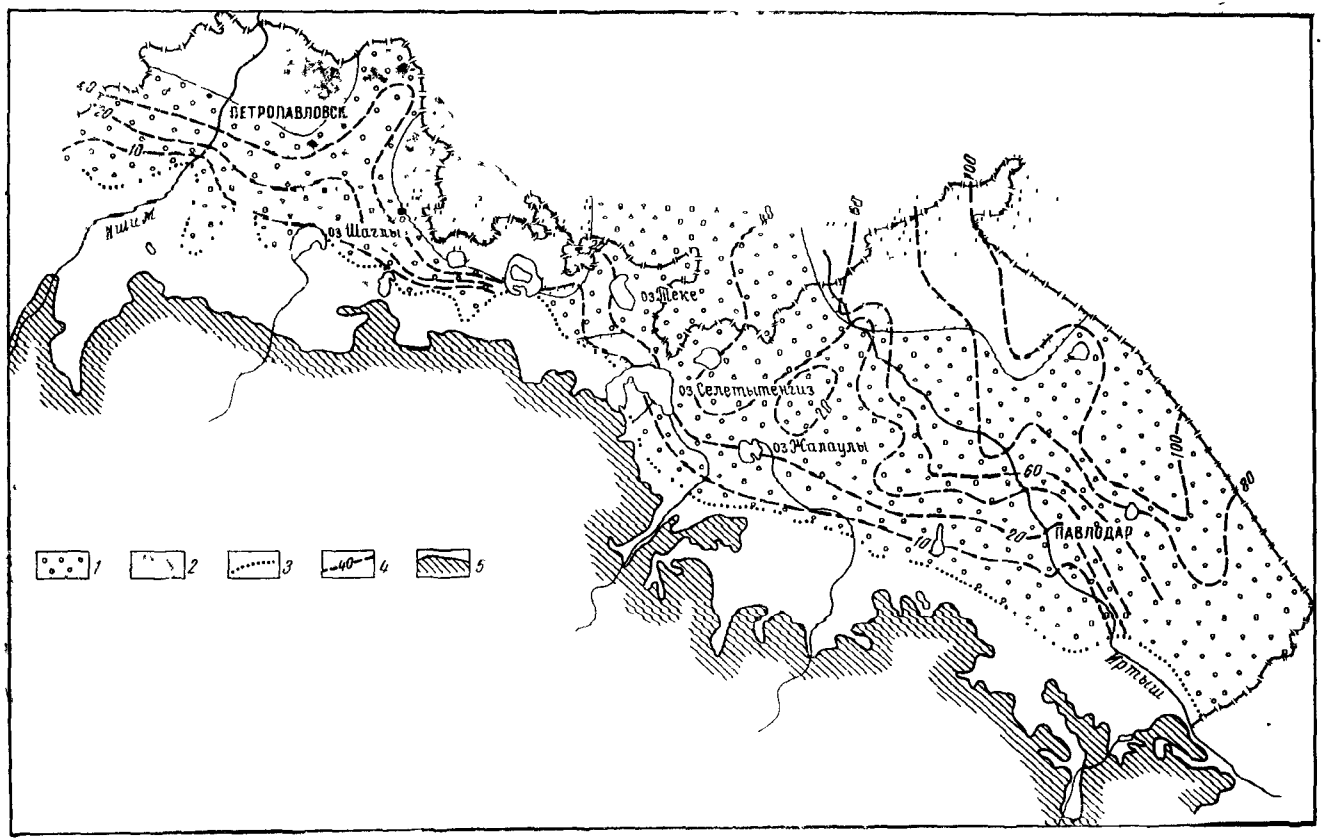


Рис 35. Схематическая карта литологии и мощности водовмещающих пород водоносного комплекса нижне-верхнемеловых отложений покурско-ленькowской свиты (составил Г П Корюкин)

Преобладающий литологический состав водовмещающих пород *1* — средне и разнозернистые пески, разобщенные прослоями глин на горизонты мощностью от 5 до 30 *м*, *2* — тонко- и мелкозернистые пески, разобщенные прослоями глин на горизонты мощностью от 10 до 50 *м* *3* — южная граница распространения комплекса, *4* — изолинии общей мощности водовмещающих пород, *м*, *5* — выходы фундамента

западного направлений вытянутые по направлению к озерам Селеты-тенгиз и Жалаулы. В полосе, подходящей к оз. Селеты-тенгиз, мощный слой разнозернистых песков вскрыт скважинами в зерносовхозах Амангельдинском (25 *м*), Западном (56 *м*), Абаевском (55 *м*), Кутузовском (50 *м*). Между отмеченными полосами с большой мощностью песчаных прослоев находится область со значительно меньшими мощностями песчаных прослоев, на отдельных участках здесь в разрезе преобладают глины. В колхозе им. Тельмана и в совхозе Панфиловском мощности отдельных прослоев песков снижаются до 2—12 *м*, а их суммарная мощность по всей свите не превышает 16—20 *м*.

Во всей юго-западной части бассейна водоносные прослои имеют малые мощности и их суммарная мощность в разрезе свиты также мала. На ж.-д. станции Смирново вскрыты пять горизонтов мощностью по 4—9 *м*, в сел. Успенка три горизонта по 8—17 *м*, в зерносовхозе Черниговском суммарная мощность песчаных прослоев составляет около 10 *м* (прослои по 1,5—6 *м*), в зерносовхозе Толбухинском 11 *м*, на участке бригады совхоза им. Карла Маркса (северо-западнее оз. Теке) около 16 *м*. Коэффициенты фильтрации, по данным опытных откачек, измеряются от 0,2 до 6 в преобладающем большинстве 0,5—3 *м/сутки*. Ориентировочные значения водопроводимости пород составляют от 10 до 200 $м^2$/*сутки*, наибольшие их значения относятся к территории, находящейся восточнее и северо-восточнее Павлодара, где развиты пресные воды.

В кровле и подошве свиты залегают глины, имеющие региональное распространение, выдержанное на огромных площадях. Эти глины снизу и сверху ограничивают обычно тесно гидравлически связанные водоносные прослои и образуют единый региональный водоносный комплекс межпластовых высоконапорных вод. Вблизи мелкосопочника, где глины верхнего и нижнего водоупоров отсутствуют, водоносные отложения ипатовской пачки, покурско-леньковской свиты и пород складчатого фундамента представляют единый гидравлически связанный водоносный комплекс. Глубина залегания комплекса характеризуется наименьшими величинами (50—60 *м*) в южной части района и увеличивается в северном и северо-восточном направлениях. У северной границы Северо-Казахстанской области она превосходит 600 *м*, у северной границы Павлодарской области составляет 500—800 *м* (см. рис. 33). Водоносный комплекс содержит высоконапорные артезианские воды на значительной территории правобережья Иртыша, обладающие самоизливом, пьезометрические уровни устанавливаются на 20—37 *м* выше поверхности земли. На водораздельном пространстве между Ишимом и Иртышом участки с самоизлива составляют небольшую часть этой территории.

Качество воды различное, оно изменяется как по площади, так и по глубине. Наиболее характерные изменения химического состава и степени минерализации вод свиты по глубине наблюдаются на левобережье Иртыша где в разрезе отмечается частое переслаивание водоносных песков с глинами. Пресные воды покурско-леньковской свиты распространены значительно шире вышеописанной ипатовской пачки. Распространение подземных вод различной степени минерализации показано на рис. 36. Воды с минерализацией до 1 *г/л* занимают обширную территорию на правобережье Иртыша и широкую (до 20—25 *км*) полосу на его левобережье, протягивающуюся в широтном направлении к оз. Селеты-тенгиз. Здесь пресные воды вскрыты многочисленными скважинами в зерносовхозах Михайловском, им. 19 Партсъезда, Советский Казахстан, Ленинском, Пушкинском и в других местах. Измене-

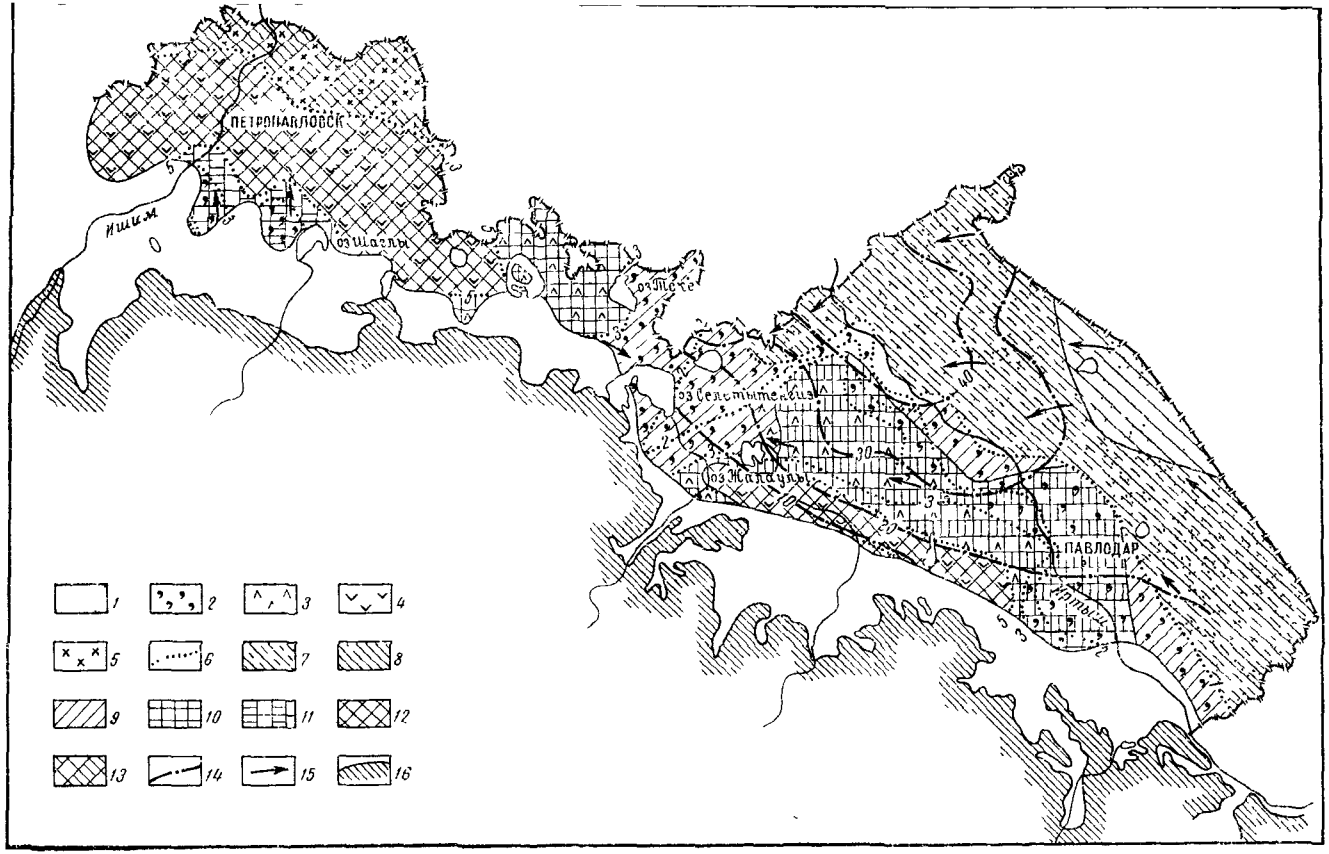


Рис. 36. Схематическая карта распространения подземных вод в отложениях покурско-леньковской свиты с различной степенью минерализации, разным химическим составом и температурой (составил Г. П. Корюкин)

Минерализация воды (плотный остаток), *г/л*: *1* — до 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 5; *4* — от 5 до 10; *5* — более 10; *6* — изолинии минерализации воды, *г/л*. Воды преимущественно *7* — гидрокарбонатные натриевые, *8* — гидрокарбонатно сульфатные натриевые, *9* — гидрокарбонатно-хлоридные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые; *10* — хлоридно-сульфатные натриевые, *11* — хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые; *12* — хлоридные натриевые; *13* — хлоридные натриево-кальциевые; *14* — изотермы верхней части комплекса, град; *15* — основное направление стока подземных вод; *16* — выходы фундамента

ний степени минерализации с глубиной здесь не отмечено. По типу воды гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, в юго-восточной части территории гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, мягкие.

Воды с минерализацией 1—3 *г/л* распространены в узкой полосе вдоль Иртыша, а также в пределах широтной полосы, уходящей на левобережье в сторону озерных впадин Улькенкарой, Теке, Селеты-тенгиз, и узкой широтной полосы, вытянутой с востока в сторону оз. Жалаулы. Они вскрыты скважинами в зерносовхозах Западном, Коскульском, Амангельдинском, Кутузовском, Сибиряке, в сел. Ермак и в других местах. По типу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, мягкие. Воды с минерализацией 1—3 *г/л* встречаются также в виде неширокого потоков северного направления в западной части Кокчетавской области, в районе оз. Шаглы и северо-восточнее его. Здесь на значительной территории вследствие отсутствия водоупорной толщи кузнецовской свиты водоносные комплексы покурско-леньковской и ипатовской пачек составляют единый водоносный комплекс. По химическому составу воды в этом районе имеют смешанный характер, в большинстве случаев отмечается равное содержание хлоридов, сульфатов и гидрокарбонатов натрия, кальция и магния.

На значительной территории левобережья Иртыша, в районе оз. Жалаулы и северо-восточнее его, где в разрезе комплекса наблюдается частое чередование песчаных прослоев с глинами, воды характеризуются разной степенью минерализации в вертикальном разрезе. На рис. 36 показано распространение горизонтов, характеризующихся наименьшей минерализацией, в этом районе скважины в зерносовхозах Абаевском, Суворовском, Панфиловском, им. Карла Маркса и Шидертинском вскрывают ряд водоносных прослоев мощностью 2—10 *м*, содержащих воду различного качества. Это хорошо видно на диаграммах электрокаротажа и подтверждается результатом испытаний двух рядом расположенных скважин в зерносовхозе Абаевском, пройденных на разные водоносные прослои покурско-леньковской свиты. Воды с меньшей степенью минерализации в описываемом районе приурочены к мощным прослоям хорошо водопроницаемых пород, независимо от их положения в разрезе свиты. В частности, по скважине в зерносовхозе Абаевском горизонт с меньшей степенью минерализации приурочен к верхней части разреза свиты, в зерносовхозе им. Карла Маркса — к его средней части, а в зерносовхозе Шидертинском — к его основанию. Как правило, прослои малой мощности содержат более минерализованную воду. В этом районе, в отличие от вышеописанных участков, воды содержат повышенное, чаще подавляющее количество сульфатов; преобладают воды сульфатно-хлоридного натриевого состава.

Воды с минерализацией 5—10 *г/л* занимают обширные районы: полосу вдоль области развития Казахского мелкосопочника юго-восточнее оз. Жалаулы, где они встречены скважинами в зерносовхозах Краснокутском, Аккульском и в других местах, и огромный район на западе Иртышского бассейна, между озерными впадинами Улькенкарой и Шаглы-тенгиз, и севернее последней вплоть до Петропавловска. Здесь воды покурско-леньковской свиты с минерализацией в пределах 5—7 *г/л* вскрыты скважинами в зерносовхозах им. Менжинского (в районе оз. Кишикарой) и Тихоокеанском (в районе оз. Калибек), а также на ж.-д. станции Смирново. Преобладают воды хлоридного натриевого состава. В других скважинах этого района высокая минерализация воды устанавливается по материалам каротажа. Воды наиболее высокой степени минерализации в покурско-леньковской свите распространены

в северо-западной части Иртышского бассейна севернее Петропавловска. Здесь скважины в селениях Яковлевке и Ганькино вскрывают воду с минерализацией 7—11 *г/л*.

По данным С. В. Егорова (1959), на большей части территории в качестве растворенного в воде газа присутствует азот, упругость которого возрастает по мере погружения комплекса. В северо-западной части бассейна наряду с азотом также в растворенном состоянии присутствует метан. Содержание в воде некоторых компонентов, характерных для северо-восточной части Павлодарской области, приведено в табл. 8.

Таблица 8

Содержание некоторых компонентов (*мг/л*) в воде покурско-леньковской свиты северо-восточной части Павлодарской области (для воды с минерализацией менее 3 *г/л*)

Местонахождение скважины	J	Br	As	Fe +Fe
Совхоз им. 19 Партсъезда	0,08	0,015	Сл	Нет
Совхоз Октябрьский	0,06	0,03	Нет	»
Отделение совхоза Михайловского	0,08	0,01	»	»
Совхоз Северный Казахстан	0,9	0,02	»	»
Совхоз Михайловский	0,1	0,02	»	»

В водах повышенной минерализации микрокомпоненты не определялись, но они могут присутствовать в несколько больших количествах. Основанием для такого предположения служит отмеченное С. В. Егоровым (1959) в водах покурско-леньковской свиты на примыкающей с севера территории содержание брома (до 30 *мг/л*) и иода (до 5 *мг/л*). Повышенное содержание этих компонентов наблюдается и в водах вышележащих горизонтов (олигоцена) на левобережной территории Павлодарской области, где они появляются, по-видимому, в результате выноса восходящими токами вод из меловых отложений Температура воды комплекса изменяется от 20 до 40° и более, увеличиваясь в северном направлении (см. рис. 36). На выходе из скважины температура воды составляет 20—32°.

Состав микроорганизмов изучал по многим пробам С. В. Егоров; обильное содержание разнообразной микрофлоры отмечено в наиболее восточной части Павлодарской области и в полосе, примыкающей к области развития Казахского мелкосопочника; здесь присутствуют аммонифицирующие, тионовые и сульфатвосстанавливающие бактерии. К западу от восточной границы Павлодарской области, по мере повышения геотермического градиента, отмечается сокращение интенсивности развития всех физиологических групп бактерий Особенно резко сокращается их содержание в водах центральной части Павлодарской области (станции Маралды, Красноармейка, Успенка, Вознесенка). Здесь распространены в основном только аммонифицирующие бактерии Микроорганизмы слабо развиты также и западнее этого района в потоке слабо минерализованных вод, направленном к озеру Селеты-тенгиз Состав микроорганизмов зависит и от химического состава воды. Так сульфатвосстанавливающие бактерии развиты там, где распространены сульфатные воды, а с изменением состава воды на гидрокарбонатный натриевый их количество резко уменьшается. Благодаря относительно высокой температуре и щелочному составу, воды представляют интерес и в бальнеологических целях.

Дебиты скважин, эксплуатирующих воду покурско-леньковского комплекса, отличаются большим разнообразием. Естественно, малыми дебитами характеризуются скважины, заложенные в районе впадин Улькенкарой — Кишикарой и севернее, где водоносны тонкозернистые пески относительно малой мощности. Удельные дебиты скважин в зерносовхозах Толбухинском, Черниговском составляют 0,01 *л/сек* (дебит 0,3—0,4 *л/сек* при понижении на 31—43 *м*). На остальной части бассейна удельные дебиты скважин при диаметре фильтровой части 73—108 *мм* составляют 0,1—1,6 *л/сек*, в преобладающем большинстве 0,3—0,5 *л/сек* (дебит 2—17 *л/сек* при понижении на 5—30 *м*). Максимальные удельные дебиты отмечены в скважинах, приуроченных к полосе территории, расположенной восточнее оз. Селекты-тенгиз, где в совхозах Западном, Ленинском и Пушкинском они измеряются 1,2—1,6 *л/сек*. Дебиты при самоизливе составляют: 2,2 *л/сек* в совхозе им. Карла Маркса (у оз. Теке); 6 *л/сек* в зерносовхозе Троицком; 8 *л/сек* в зерносовхозе Озерном и т. д. Максимальный дебит при самоизливе имеет скважина в зерносовхозе Западном (на низких отметках озерной впадины Кызылкак), где ее дебит составляет 27,5 *л/сек*. Некоторые данные по опытным откачкам приведены в табл. 9.

Величина естественного расхода потока в водоносном комплексе невелика. Расчетные расходы на 1 *км* фронта потока при средних значениях *км* составляют 0,1—0,6 *л/сек* ($km = 50 \div 200$ *м²/сутки*; $J = 0{,}00019 \div 0{,}00025$). В Павлодарской области в 1962 г. отбор воды с минерализацией до 1 *г/л* рассредоточенными скважинами составил 150 *л/сек*, а с минерализацией 1—3 *г/л* около 75 *л/сек*.

14. **Водоносный комплекс среднеюрских — нижнемеловых отложений** (валанжин-готерив-тарская свита, келловей-валанжин-тебисская свита, средняя юра-татарская свита) распространен в северной части района, где заполняет впадины складчатого фундамента. Комплекс вскрыт несколькими скважинами на северо-западе в районе близ селений Яковлевки, Рявкина, Полудина. Воды приурочены к песчано-алевритовым прослоям и слабо сцементированным песчаникам, глубина их залегания в районе сел. Рявкино 1324—1455 *м*, у сел. Яковлевка 1130—1135 *м*. Мощность горизонта увеличивается в северном направлении от 10 до 80 *м*. Пьезометрический уровень вод устанавливается на 22—124 *м* ниже поверхности земли. Минерализация воды изменяется от 17,5 *г/л* у сел. Яковлевки до 21,9 *г/л* у сел. Рявкино, состав вод хлоридный натриевый с повышенным содержанием кальция. Содержание брома составляет 62 *мг/л*, иода 8 *мг/л*. Удельные дебиты скважин измеряются от долей до 3 *л/сек* в крупных песчаных прослоях.

15. **Водоносный комплекс нижне-среднеюрских отложений** (тюменская свита) распространен только в северной части района в зоне наибольшего погружения складчатого фундамента; он вскрывается лишь глубокими скважинами в районе сел. Рявкино, а на остальной территории не изучен. Водоносны пачки чередующихся аргиллитов и разнозернистых песков, залегающие среди глин и доломитов.

Мощность обводненной части комплекса колеблется от 13 до 68 *м*. Комплекс залегает на глубине 1480—1548 *м*, пьезометрические уровни устанавливаются на 23,0—126,0 *м* ниже поверхности земли. Вода соленая хлоридного кальциевого состава с минерализацией 22 *г/л*, насыщена азотно-метановым газом, содержит до 65 *мг/л* Br; до 9 *мг/л* S; от 7 до 17 *мг/л* NH_4; от долей до 1 *мг/л* NO_2. Температура воды 49°. Удельный дебит скважин порядка 0,006 *л/сек*.

Для более полного представления об изменении гидрогеологических условий в разрезе ряда горизонтов в меловых, юрских и палеозойских

Таблица 9

Результаты опытных откачек

Местонахождение скважины	Глубина залегания водоносных пород, *м*	Установившийся уровень от поверхности земли, *м*	Максимальный дебит, достигнутый при откачке, *л/сек*	Понижение при максимальном дебите, *м*	Химический состав, формула Курлова
Кокчетавская область					
Зерносовхоз Толбухинский в 30 *км* юго-западнее оз. Теке	327—338	—19,2	0,4	43	$M_{2,9}\ \frac{Cl\,63\ SO_4\,27}{Na\,94\ Ca\,4}$
Бригада совхоза им. Карла Маркса, северо-западный склон оз. Теке	346—362	+28,9	2,2	при самоизливе	Соленая
Совхоз Тихоокеанский в 1,5 *км* южнее усадьбы восточнее оз. Калибек	222—247	—7,2	0,13	15	$M_{6,9}\ \frac{Cl\,85\ SO_4\,13}{Na\,87\ Ca\,7}$
Пос. Таспа, северный склон оз. Селеты-тенгиз	285,5—295	—11,5	11,2	18,5	$M_{2,8}\ \frac{Cl\,54\ HCO_3\,21}{Na\,95\ Ca\,3}$
Зерносовхоз Черниговский в 18 *км* севернее сел. Кызыл-Ту	407—417	—20	0,3	31	$M_{3,6}\ \frac{Cl\,62\ SO_4\,22}{Na\,94\ Ca\,3}$
Левобережье Иртыша в Павлодарской области					
Зерносовхоз Ново-Троицкий	320—365	Самоизлив	6	При самоизливе	—
Зерносовхоз им. Карла Маркса	502—519	+6,65	2,0	27	$M_{3,8}\ \frac{SO_4\,35\ Cl\,32}{Na\,91\ Mg\,9}$
Зерносовхоз Ленинский	537—600	—10	7,5	4,6	$M_{1,1}\ \frac{HCO_3\,57\ Cl22}{Na\,97}$
Зерносовхоз Пушкинский	554—598	15,5	6,5	5,2	$M_{1,0}\ \frac{HCO_3 56 SO_4 24}{Na\,85\ Ca\,10}$
Зерносовхоз Северный	712—826	+2,75	2,9	12,8	$M_{0,98}\ \frac{HCO_3\,56\ Cl22}{Na\,93}$
Зерносовхоз Суворовский	670—690	14,8	6	7,5	—
Правобережье Иртыша в Павлодарской области					
Колхоз Большевик	856—958	+4,0	5,2	11,4	Пресная
Зерносовхоз им. 19 Партсъезда	826—936	+20	10,3	19,3	$M_{1,0}\ \frac{HCO_3 50\ Cl\,37}{Na\,92\ Ca\,7}$
РТС им. Максима Горького	781—870	+22,5	16,7	30,7	$M_{0,4}\ \frac{HCO_3 65\ Cl\,19}{Na\,99}$
Зерносовхоз Михайловский	820—838	+23,5	4,1	30	$M_{0,8}\ \frac{HCO_3 58 SO_4 25}{Na\,94\ Ca\,4}$
Зерносовхоз Советский Казахстан	934—976	+19,5	8,2	28,7	$M_{0,7}\ \frac{HCO_3\,59\ Cl22}{Na\,99}$

Таблица 10

Результаты опробования скважин

Водоносный горизонт	Интервал опробования, *м*	Пьезометрический уровень, *м*	Дебит, *л/сек* / понижение, *м*	Формула Курлова	Содержание микропримесей, *мг/л* Br	J	NH_4	Температура воды в пласте, *град*
Скв. Яковлевская, 1-р								
Ипатовская пачка . .	500—505	7,5	0,69 / 127	$M_{9,8}\frac{Cl\,98}{Na\,88\,Ca\,7\,Mg\,5}$	32	4	14	22
Покурская свита . . .	732—737 741—74	24	2,5 / 17	$M_{12}\frac{Cl\,99}{Na\,88\,Ca\,7\,Mg\,5}$	38	1	11	25
То же	764—772	32	4,0 / 5,5	$M_{12}\frac{Cl\,98}{Na\,88\,Ca\,8\,Mg\,7}$	43	1	14	28
Киялинская свита . .	847—856	20	0,9 / 35	$M_{13,4}\frac{Cl\,99}{Na\,87\,Ca\,9\,Mg\,4}$	38	4	9	29
	927—936	7,5	0,46 / 88	$M_{14\,5}\frac{Cl\,100}{Na\,86\,Ca\,9\,Mg\,4}$	48	8	10	30
	961—965	19,5	1,76 / 45,5	$M_{17}\frac{Cl\,99}{Na\,87\,Ca\,9\,Mg\,4}$	49	11	13	28
Тарская свита	995—985	26,4	0,15 / 39	$M_{16}\frac{Cl\,99}{Na\,87\,Ca\,9\,Mg\,4}$	43	10	11	32
Отложения палеозоя .	1299—1308	23,2	3,8 / 32	$^{21,5}\frac{Cl\,98}{Na\,81\,Ca\,14\,Mg\,4}$	62	9	12	55
Скв. Рявкинская, 3-р								
Киялинская свита . .	1012—1017	18,5	0,06 / 579	$M_{13,7}\frac{Cl\,99}{Na\,88\,Ca\,8\,Mg\,4}$	43	5	10	34
Тарская свита	1195—1202 1207—1211	19,7	1,76 / 1,5	$M_{19,8}\frac{Cl\,100}{Na\,84\,Ca\,11\,Mg\,5}$	54	9	10	37
Скв. Рявкинская, 4-р								
Покурская свита . . .	885—890	19,8	1,25 / 78	$M_{13}\frac{Cl\,99}{Na\,88\,Ca\,8\,Mg\,4}$	41	—	5	27
То же	914—925	18,8	1,25 / 57	$M_{9,6}\frac{Cl\,94\,SO_4\,5}{Na\,86\,Ca\,8\,Mg\,6}$	26	5	15	28
Тебисская свита . . .	1130—1135	22,0	1,29 / 100	$M_{17}\frac{Cl\,99}{Na\,84\,Ca\,10\,Mg\,5}$	50	5	18	34
Тюменская свита . .	1483—1496	28,8	0,3 / 54	$M_{22}\frac{Cl\,100}{Na\,79\,Ca\,16\,Mg\,5}$	65	9	15	49

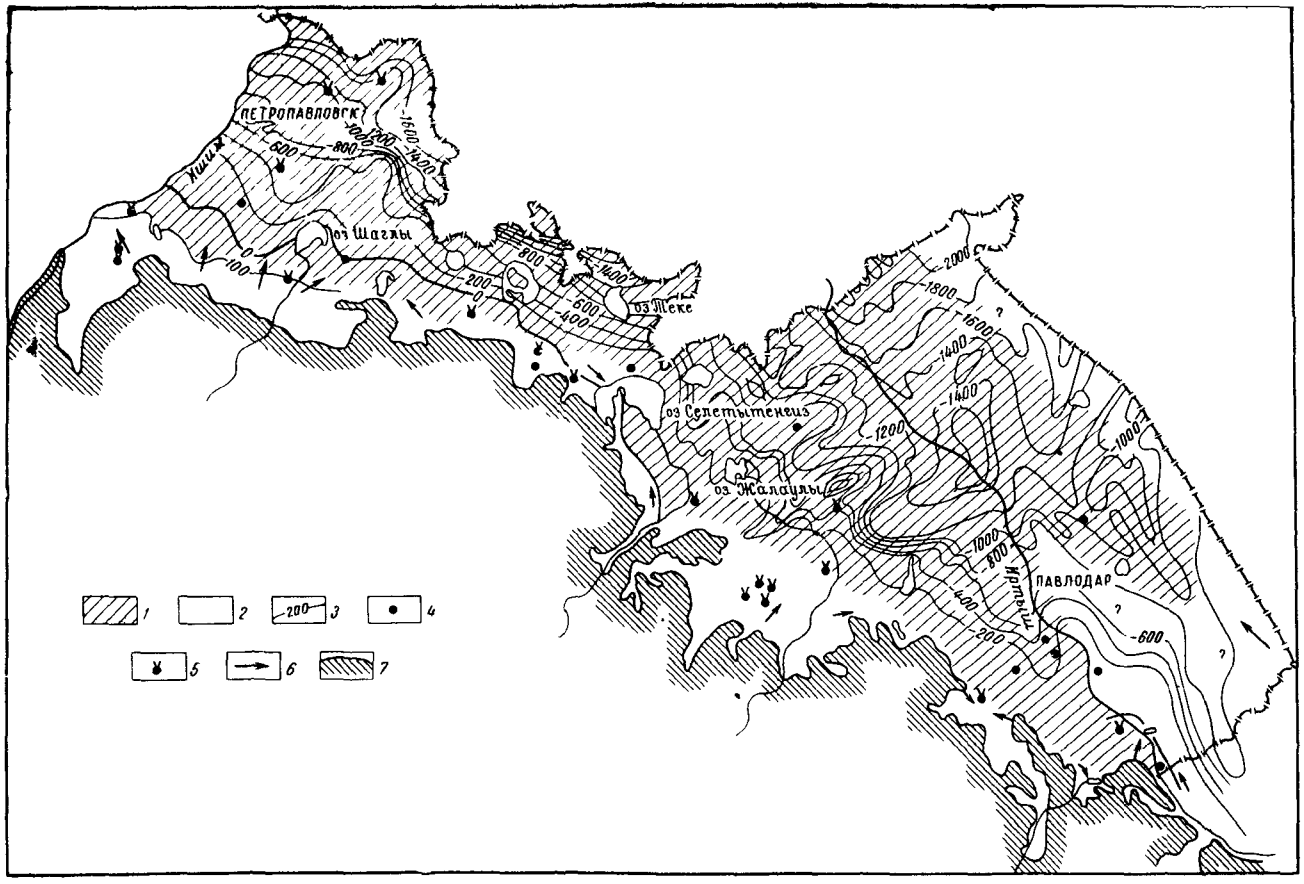


Рис 37. Схематическая гидрогеологическая карта водоносного комплекса отложений фундамента (составил Г П Корюкин)

1 — зона весьма слабого водообмена с распространением соленых вод, *2* — предполагаемые районы развития вод с минерализацией до 3 *г/л* *3* — изогипсы складчатого фундамента в абсолютных отметках *4* — скважины, вскрывшие отложения фундамента, *5* — то же, скважины, в которых проведено опробование подземных вод *6* — основное направление стока подземных вод, *7* — южная граница выходов отложений складчатого фундамента на поверхность

отложениях в табл. 10 приведены результаты опробования трех структурных скважин, расположенных в северо-восточной части Северо-Казахстанской области (Алескерова, Егоров и др. 1959).

16. **Водоносный комплекс отложений кристаллического фундамента** вскрыт немногочисленными скважинами в краевой и северо-западной частях района, а также на северо-востоке за пределами района (рис. 37). Фундамент сложен интенсивно дислоцированными и сильно метаморфизованными осадочными породами, прорванными интрузиями. Подземные воды носят в основном трещинно-жильный характер, на большей части района они имеют высокую минерализацию. Воды слабо минерализованные (что на большинстве участков определяется притоком со стороны горноскладчатых сооружений), распространены в неширокой полосе Приказахстанской ступени и, возможно, в юго-восточной и восточной частях района. К северу и северо-западу от этих областей по мере погружения поверхности складчатого фундамента минерализация вод увеличивается, при этом в их составе повышается содержание хлоридов натрия и появляются хлориды кальция.

В западной части района, за оз. Шаглы, воды с минерализацией до 3 *г/л* вскрыты в сел. Ильинском, в совхозах Качиловском и Юдинском; дебит скважин 0,4—2 *л/сек*, пьезометрические уровни устанавливаются на 4—6 *м* ниже поверхности земли. Скважина на ст. Тайнча вскрыла подземные воды в кварцево-хлоритовых сланцах на глубине 125,5 *м*, наибольшей обводненностью в разрезе характеризуется зона мощностью 47 *м*; пьезометрический уровень установился на 10,2 *м* ниже поверхности земли. Минерализация воды 1,7 *г/л*, состав хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Дебит скважины составлял 5 *л/сек* при понижении на 21,8 *м*. Севернее, на ст. Смирново, с глубины 650 *м* в метаморфических сланцах вскрыты воды с минерализацией 9,3 *г/л* хлоридного натриевого состава. Дебит скважины составлял 3 *л/сек* при понижении уровня на 55 *м*. Еще севернее в селениях Яковлевка и Рявкино воды в отложениях фундамента приобретают минерализацию 21—24 *г/л*, состав их хлоридный натриевый с повышенным содержанием кальция. В районе, находящемся между озерами Селеты-тенгиз и Улькенкарой, двумя скважинами вскрыты пресные воды с минерализацией 0,8—1 *г/л*, а одной скважиной в совхозе им. Чехова на глубине 51 *м* под глинами чегана вскрыты соленые воды со статическим уровнем на 28,7 *м* ниже поверхности. Пресные воды, залегающие на глубине 9—50 *м*, вскрыты скважинами юго-восточнее оз. Селеты-тенгиз. Севернее этого участка в совхозах Краснокутском, Шидертинском и Аккульском их минерализация повышается до 4,5 *г/л* и они приобретают хлоридно-сульфатный натриевый состав.

В юго-западной части Павлодарской области в отложениях кристаллического фундамента распространены соленые воды. Они вскрыты под образованиями чегана на глубине 25 *м* в районе оз. Бозшасор и на глубине 74 *м* в совхозе Ворошиловском. В первом случае минерализация воды составляет 4,4 *г/л*, она относится к хлоридно-сульфатному натриево-магниевому типу, статический уровень устанавливается на 8,8 *м* ниже поверхности земли, удельный дебит скважины 0,01 *л/сек*. Во втором случае минерализация воды достигала 5,9 *г/л*, состав ее хлоридно-сульфатный натриевый, удельный дебит скважины 0,04 *л/сек*. За восточной границей района в Славгороде в гранитах на интервале 538—618 *м* вскрыты пресные воды с минерализацией 0,7 *г/л*, состав гидрокарбонатно-сульфатный натриевый; статический уровень устанавливается на 15,7 *м* выше поверхности земли.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

За длительный период существования Ишим-Иртышского артезианского бассейна[1] в мезозое и кайнозое в связи с накоплением все новых мощных толщ осадков в совершенно различных физико-географических условиях происходили многократные изменения химического состава и направления стока подземных вод.

В течение всего периода геологического развития района обрамляющие его горноскладчатые области оставались относительно приподнятыми и являлись областями сноса обломочного материала и питания подземных вод. С конца верхнего мела по олигоцен, а также в неогене характер мезо-кайнозойских отложений в Предалтайском районе свидетельствует о значительном подъеме территории и о большем влиянии подземных вод, стекающих с Предалтайской области.

Здесь, в отличие от района, прилегающего к Казахскому нагорью, осадки континентальной серии преобладают над морскими, становится более грубым их механический состав и увеличивается мощность.

Континентальные периоды накопления осадков, характеризовавшиеся инфильтрационным питанием подземных вод, неоднократно сменялись морскими (*верхняя юра, турон — нижний олигоцен*), в течение которых преобладали процессы замещения инфильтрационных вод морскими. Море в туронское время пришло с севера, захватив пониженные части Казахского нагорья. В дат-палеоцене связь с северными морями прекратилась вследствие поднятия северной части Западно-Сибирской низменности, и подземные воды, также как воды морского бассейна, в нижнем олигоцене переместились в южном направлении через Тургайский прогиб. Начиная с верхнего неогена, особенно со среднечетвертичного периода, в связи с наступившим поднятием Алтая, Саалаира, Урала и Казахского нагорья активизировался и сток глубоких вод в северном направлении, а также образовался местный сток к пониженным элементам рельефа. В водовмещающих горизонтах, расположенных выше и ниже мощных глинистых толщ готерив-баррема и эоцен-олигоцена, возникли различные условия гидродинамического и теплового режима.

Влияние инфильтрационных вод наиболее отчетливо сказывалось в горизонтах, залегающих между названными глинистыми толщами, а воды горизонтов, развитых ниже глин готерив-баррема, испытывали весьма слабое влияние вод, проникающих с поверхности.

В глубоких горизонтах (отложения нижнего мела, юры и складчатого фундамента, залегающего под ними) в устойчивых тектонических впадинах во все периоды морских и континентальных эпох, вероятно, происходил направленный процесс накопления хлор-кальциевых и хлор-кальциево-натриевых вод с последующим подъемом их вверх по разрезу или перемещением в соседние районы в зависимости от направления подземного стока.

---

[1] Значительная часть работ, посвященных описываемому району, содержит отдельные фрагменты, касающиеся вопроса формирования подземных вод, чаще это характеристики отдельных горизонтов на небольших участках. Некоторые вопросы формирования подземных вод на большей части района, но без анализа характера примыкающей с востока территории, откуда в основном поступали воды глубокой циркуляции, освещены в ряде работ (Корюкин, Фролов, 1959; Ахмедсафин, 1961) Вопросы формирования в широком плане, с охватом почти всего Иртышского артезианского бассейна, рассмотрены в работах С. В. Егорова, И. В. Гарманова и др. В данной работе, кроме подтверждения основных ранее высказанных положений, касающихся формирования подземных вод района, в отличие от упомянутых работ, конкретизируются (и показаны на рисунках и картах) области питания, стока и разгрузки вод основных горизонтов.

В настоящее время большая часть геологического разреза района характеризуется достаточно интенсивным водообменом, а в краевых ее частях также гидравлической связью с поверхностными водами. Основной открытой областью разгрузки глубоких вод является район впадины Селеты-тенгиз, где обнажаются отложения мелового возраста. В региональном плане водоносные горизонты района, как увидим ниже, получают питание как непосредственно с площади их развития, так и со стороны окружающих горноскладчатых сооружений.

В режиме питания и стока подземных вод бассейна имеют определенное значение — после рельефа, климатических условий и характера водоносных пород — глинистые толщи, разделяющие водоносные горизонты. Они способствуют разобщению стока подземных вод и создают различные условия водообмена для одних водоносных горизонтов по сравнению с другими. Кроме того, они сами отдают воду при уплотнении и не представляют собой абсолютных водоупоров. Через них, хотя и весьма медленно, но, вероятно, все же происходит перемещение влаги, т. е. водообмен в бассейне осуществляется не только по горизонтам, но и в вертикальном направлении, особенно через «окна» в разделяющих толщах.

На возможность перемещения вод в вертикальном направлении через разделяющие толщи указывают: снижение пьезометрических уровней глубоко залегающих от поверхности горизонтов на участках с отрицательными формами рельефа и закономерное изменение качества воды в вертикальном разрезе в районах с весьма замедленным стоком подземных вод по горизонтам. Характер питания, движения и разгрузки подземных вод в основных водоносных комплексах приведен на рис. 37—41.

Соотношение пьезометрических уровней горизонтов в плане и в разрезе, взаимоотношения водоносных и разделяющих толщ и изменение качества воды позволяют говорить о преимущественном влиянии стока подземных вод с восточной и юго-восточной стороны бассейна и об относительно малом влиянии стока с Казахского нагорья и прилегающих к нему бортовых частей бассейна. Это влияние особенно велико в эоцен-меловых водоносных горизонтах, в которых оно проявляется в западном направлении вплоть до озерных впадин Жалаулы, Селеты-тенгиз, Улькенкарой.

Кроме большой глинистости пород в разрезе близ Казахского нагорья, по сравнению с восточной частью бассейна, здесь факторами, затрудняющими формирования стока, являются: значительно меньшее количество атмосферных осадков; близкое залегание подземных вод, в режиме которых большое значение приобретает испарение; широкое развитие в краевой зоне отрицательных форм рельефа — озерных впадин, западин, речных долин, перехватывающих сток подземных вод.

Основные особенности питания и стока подземных вод в описываемом районе сводятся к следующему.

1. Роль Казахского нагорья, как краевой области питания горизонтов Иртышского бассейна, невелика; грунтовые воды района, а также напорные воды континентальных олигоценовых отложений, получают основное питание, вероятно, за счет нисходящего перемещения влаги на площадях их распространения. Влияние притока вод со стороны Казахского нагорья проявляется на немногочисленных участках и на небольшом расстоянии. Водоносные горизонты подчегановых и эоцен-меловых (до готерив-баррема) отложений получают основное питание из-за пределов района, с его восточной и юго-восточной сто-

рон, а также из небольших по площади областей бокового питания Казахского нагорья.

2. Сток в горизонтах грунтовых вод носит местный характер. В связи с неглубоким залеганием и малыми мощностями горизонтов бассейны их стока соответствуют рельефу. Бассейны стока артезианских горизонтов по мере увеличения глубины залегания водоносных горизонтов все меньше зависят от рельефа, они подчиняются лишь крупным структурным элементам, а сток приобретает региональный характер.

3. Наряду со стоком по водоносным горизонтам, вероятно, происходит слабый водообмен и между горизонтами в вертикальном направлении, как отмечено в работе И. В. Гарманова и др. (1961). Этот вид фильтрации, определяющийся соотношением пьезометрических уровней, обычно имеет разную направленность по различным морфологическим элементам. По отрицательным формам рельефа — глубоко врезанным озерным впадинам, долинам рек, Барабинской низменности и участкам с низкими отметками на левобережье Иртыша, где пьезометрические уровни нижних (подчегановых) водоносных горизонтов обычно выше надчегановых, вероятно, происходит хотя и весьма слабая восходящая фильтрация. В районах развития высоких положительных форм рельефа существует, по-видимому, медленное нисходящее перемещение влаги.

4. Сток подземных вод по горизонтам вследствие изменчивости водопроводимости пород осуществляется неравномерно. Основной водообмен происходит по зонам с хорошей водопроводимостью в обход участков с малой водопроводимостью. Это явление находит отражение в том, что обычно воды низкой минерализации отвечают зонам с лучшей водопроводимостью пород. В скальных породах фундамента они распространены по положительным структурам, а в рыхлых породах — по отрицательным.

В современный период процессы водообмена протекают относительно активно. На это указывают относительная молодость вод с минерализацией до 3 *г/л*, возраст которых определен Б. Ф. Маврицким в пробах с разной глубины гелий-аргоновым методом, а также расчетные значения скорости движения подземных вод в покурско-леньковском комплексе (табл. 11).

Расчетные скорости движения подземных вод следует считать ориентировочными, так как приведенные в табл. 11 фильтрационные свойства водовмещающих пород являются средними для разреза, кроме того, они меняются и по площади. Тем не менее полученные значения скоростей (0,1—0,16 *м/год*) отражают порядок естественных скоростей движения подземных вод покурско-леньковской свиты в Павлодарской области.

В отложениях складчатого фундамента сток подземных вод преимущественно носит не площадный, а линейный — трещинно-жильный — характер. Основные зоны стока приурочиваются к участкам с открытой трещиноватостью, к тектоническим нарушениям, положительным структурам в кровле фундамента. Наиболее четко эту зависимость отметили Б. Ф. Маврицкий (1958) и С. В. Егоров (1959—1960) для восточной части бассейна; она особенно хорошо выражена в тех случаях, когда простирания положительных структур и зон разломов совпадают с простиранием пород. Зона интенсивного водообмена, характеризующаяся развитием вод низкой минерализации распространена неширокой полосой вдоль Казахского нагорья. По мере удаления от нагорья воды степень минерализации быстро повышается, а водо-

отдача — особенно в районах развития отрицательных структур, резко снижается.

Таблица 11

Расчет скорости фильтрации подземных вод с минерализацией до 3 *г/л* в покурско-леньковском горизонте

Район	Абс отм пьезометрического уровня *м*	Расстояние между скважинами *км*	Гидравлический уклон	Коэффициент фильтрации по данным откачки *м/сутки*	Расчетная скорость фильтрации *м/год*
С запада на восток вдоль северной границы Павлодарской области					
Совхоз Сев Казахстан	130,7	35	0,000123	0,9	0,075
Совхоз им. 19 Партсъезда	126,4	26	0,00020	2 2	0,146
Совхоз Урлютюпский	121	56	0,00012	2,0	0,07
Совхоз Северный	114,25	24	0,00019	0,6	0,06
Совхоз Кутузовский	109,6	27,3	0,00014	0 7	0,11
Совхоз Ленинский	105,87	—	—	3 3	—
Среднее значение	—	—	0,00015	1,7	0,1
С юго-запада на северо-восток в центральной части Павлодарской области					
Сел Заливное	142	40,3	0,000193	3,7	0,26
Зерносовхоз Тимирязевский	139,4	—	—	1,3	0,09
Среднее значение	—	—	0,000193	2,5	0,17

В северной части Кокчетавской и Северо-Казахстанской областей (ст. Смирново, сел. Яковлевка и др.), а также в южной части Павлодарской области (Кайнаминская структура) скважинами вскрыты практически безводные породы палеозоя. При снижении водопроницаемости пород по мере удаления их от Казахского нагорья воды из палеозойских отложений проникают в краевой части зоны в более водопроницаемые рыхлые отложения мезо-кайнозоя.

Подземные воды в юрских и нижнемеловых отложениях вследствие удаленности участков развития этих пород от краевых частей бассейна и перекрытия их глинами готерив-баррема характеризуются весьма замедленным водообменом. На это указывает высокая степень минерализации вод (14—22 *г/л*), их хлоридный натриево-кальциевый состав, наличие брома и иода. Слабая изученность взаимоотношений вод отложений с водами окружающих пород не позволяет определенно говорить о путях современного поступления вод в эти отложения. Исходя из представлений о характере изменений водопроводимости окружающих пород (определяющих гидравлические особенности и пути основного стока в них вод), можно предполагать, что в положительных структурах большое значение в питании юрских и нижнемеловых отложений может иметь восходящая фильтрация из пород фундамента, а в отрицательных структурах — нисходящая фильтрация из меловых горизонтов. Медленный сток вод осуществляется в северном направлении.

Определенный интерес могут представлять некоторые неразведанные еще участки глубоких впадин, выраженных в кровле складчатого фундамента. Не исключена возможность, что в них под глинами кия-

линской свиты существуют относительно древние застойные воды, в которых содержатся ценные для народного хозяйства химические элементы. С этой точки зрения заслуживают внимания: впадина, расположенная несколько западнее Павлодара; грабен, расположенный юго-юго-восточнее оз. Селеты-тенгиз, и некоторые другие участки.

В водоносных горизонтах отложений эоцен-мелового возраста характер питания и стока подземных вод (рис. 38, 39) определяется наличием в кровле регионально распространенных глин эоцен-олигоцена — чеганской свиты. Основной сток осуществляется с восточной и юго-восточной сторон, а на отдельных небольших участках — с Казахского нагорья. Преобладающий вид питания — боковой приток с повышенных элементов рельефа, а в краевой зоне перелив вод из отложений фундамента. Участки развития низких элементов рельефа в зоне выклинивания глин чеганской свиты — озерные впадины, речные долины — служат участками разгрузки подземных вод бассейна. Воды Иртыша и Ишима, протекающие в глубоко врезанных долинах, судя по соотношению уровней низко залегающих горизонтов и реки, как в пределах бассейна, так и в краевой его зоне, не принимают участия в питании олигоценовых и эоцен-меловых горизонтов.

В краевой зоне Казахского нагорья наибольший интерес представляют два участка, из которых осуществляется питание отложений эоцен-мелового возраста: западнее оз. Калибек и южнее оз. Улькенкарой. В районе, расположенном западнее оз. Калибек, пьезометрические уровни составляют от 180—200 *м* и быстро снижаются в северном, западном и восточном направлениях до 130—120 *м*. Открытых областей разгрузки здесь нет. Судя по падению пьезометрических уровней, скрытая слабая разгрузка через отложения кровли происходит в долине Ишима и во впадинах озер Жамантуз, Карасор, Калибек. Смешанный химический состав напорных вод здесь определяется большим разнообразием условий их формирования в областях питания. Грунтовые воды формируются в основном в песчано-суглинистых отложениях под активным воздействием агентов континентального засоления.

Южнее оз. Улькенкарой зона стока широтного направления фиксируется также по понижению минерализации и по положительной форме пьезометрической поверхности. В отличие от участка, находящегося западнее оз. Калибек, здесь область бокового питания расположена на более высоких элементах рельефа; водопроводящими являются скальные породы, в связи с чем и воды характеризуются выдержанным и простым составом, они гидрокарбонатные натриевые.

В восточной и юго-восточной частях района, где пьезометрические уровни эоцен-меловых горизонтов обычно располагаются выше зеркала более молодых горизонтов, основные процессы формирования вод в эоцен-меловых отложениях осуществляются за счет притока подземных вод по пластам из-за пределов рассматриваемой территории с восточной и юго-восточной стороны. Одинаковый в этих районах состав вод во всем разрезе меловых отложений и фундамента указывает на общность источников их питания. Косвенным подтверждением существования крупных охлаждающих потоков подземных вод с восточной стороны описываемой территории здесь являются относительно низкие (4—5°) геотермические градиенты (Егоров, 1959).

Положительная структура, протягивающаяся с юго-запада к Павлодару, характеризуется повышенными геотермическими градиентами (7—8,5°, см. гл. шестую), исчезновением в водах меловых отложений большинства физиологических групп бактерий и специфическим составом воды и газа (сходным с алтайскими термами Белокурихой, Рахма-

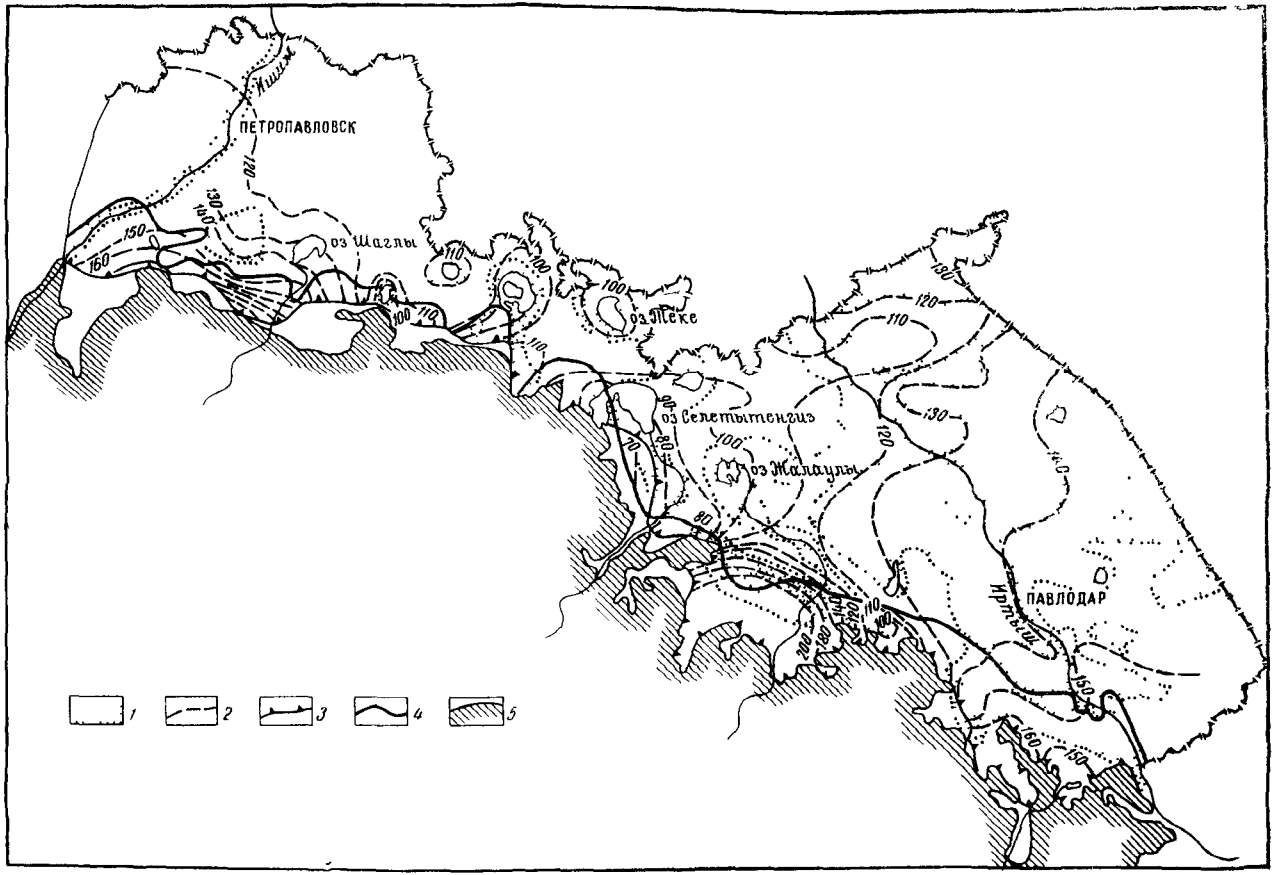


Рис 38 Схематическая карта пьезометрической поверхности подземных вод подчегановых горизонтов в эоцен-меловых-эоценовых отложениях, а южнее границы их распространения в породах фундамента (составил Г П Корюкин)

1 — участки самоизлива вод, *2* — пьезоизогипсы подчегановых горизонтов в абсолютных отметках, *3* южная граница распространения глин верхнего водоупора (чеганской свиты), *4* — южная граница распространения водоносных пород эоцен-мелового возраста, *5* — выходы фундамента

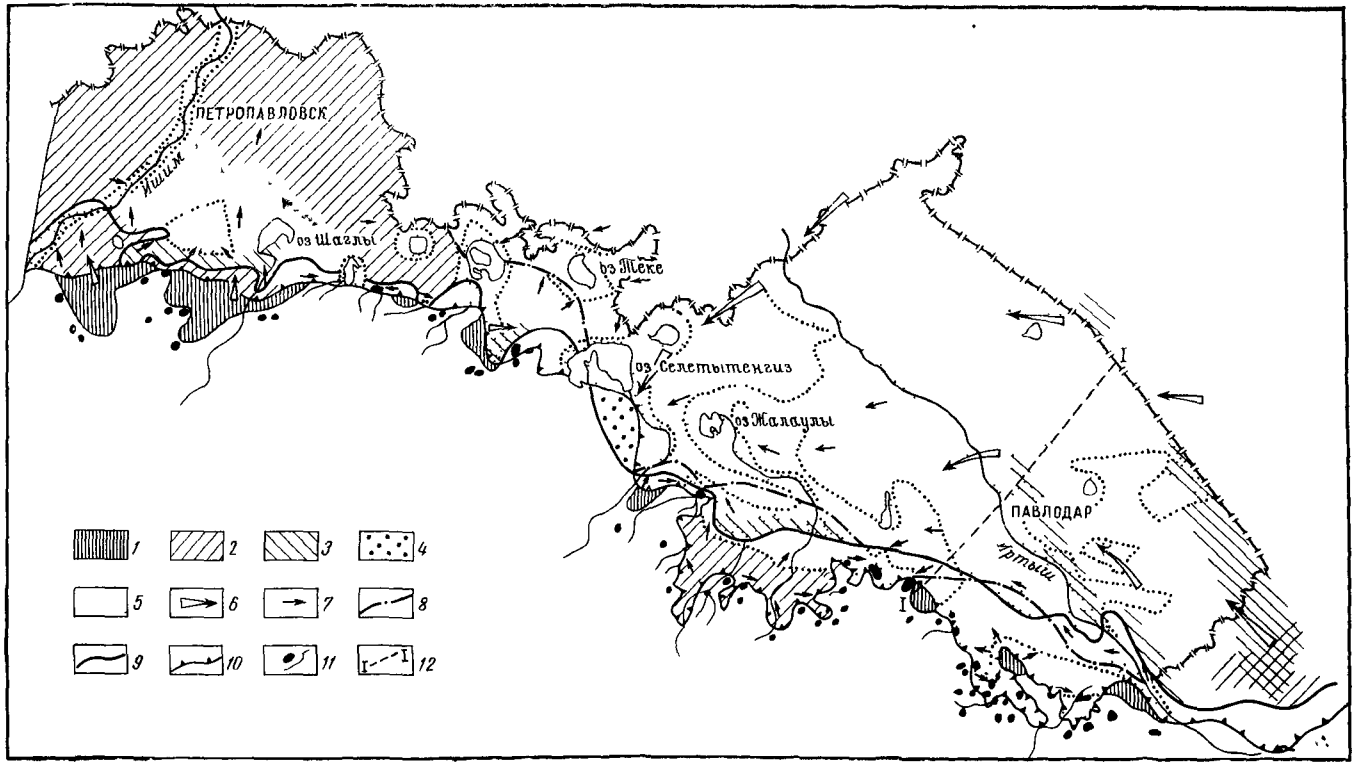


Рис 39 Схема расположения основных элементов питания, движения и разгрузки подземных вод в подчегановых горизонтах (в меловых-эоценовых отложениях), а южнее границы их распространения в породах фундамента (составил Г. П Корюкин)

Области предполагаемого питания *1* — бокового притока, *2* — весьма слабой нисходящей фильтрации через отложения кровли, *3* — восходящей фильтрации из отложений фундамента Области предполагаемой разгрузки *4* — интенсивной открытой, *5* — весьма слабой скрытой разгрузки в верхние горизонты *6* — Основные направления стока вод низкой минерализации, *7* — основные направления стока вод повышенной минерализации (размеры стрелок условно отвечают относительной величине стока) *8* — граница между зонами с различным направлением стока, *9* — южная граница распространения водоносных пород мелового эоценового возраста, *10* — южная граница распространения перекрывающих глин чеганской свиты олигоцена *11* — озерные впадины и речная сеть (у южной границы распространения глин чеганской свиты), являющиеся дренами подземных вод стекающих с юга, *12* — линия гидрогеологического разреза, изображенного на рис. 40

новским), формирующимся, как известно, в восстановительной обстановке глубоких тектонических разломов в скальных породах (Егоров, 1958, 1959). В районе этой структуры наряду с пластовым притоком существенное значение имеют восходящие теплые воды, вероятно, с повышенной минерализацией, поднимающиеся из скальных

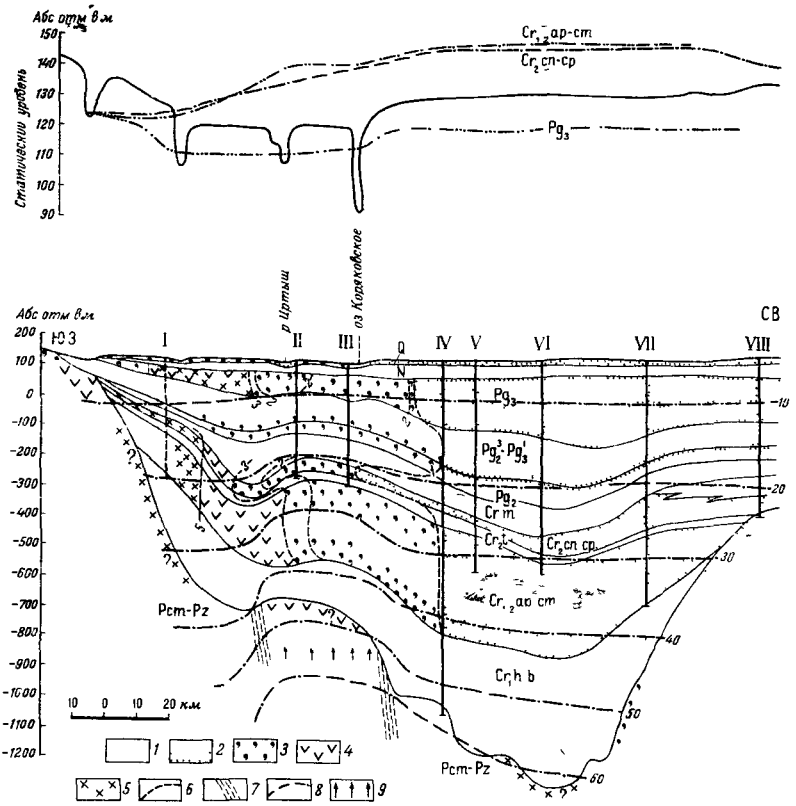


Рис. 40. Гидрогеологический разрез в восточной части Ишим-Иртышского района (составил Г. П. Корюкин)

1 — слабоводопроницаемые породы. Минерализация подземных вод *г/л*, *2* — до 1, *3* — от 1 до 3, *4* — от 3 до 5, *5* — от 5 до 10, *6* — изолинии минерализации, *г/л*, *7* — основные зоны нарушений, *8* — изотермы подземных вод (градусов), *9* — зона основного теплового потока. Буровые скважины: I — в совхозе Пограничник, II — в Павлодаре, III — в сел. Муялды, IV — в сел. Розовка, V — в сел. Рождественка, VI — в сел. Надаровка, VII — в сел. Голицком, VIII — в сел. Асямово. На верхнем разрезе сплошной линией показан рельеф участка, *пунктиром* — статические уровни воды в водоносных горизонтах

пород фундамента. В районе этой структуры по направлению к ее осевой части резко уменьшается водопроводимость меловых отложений, в связи с чем сокращается и величина подземного стока в западном направлении. Следствием этого является повышение минерализации вод в направлении к оси структуры, особенно заметное в нижней покурско-ленькovской свите. Гидрогеологические условия Ишим-Иртышского района видны на разрезе (рис. 40).

Пьезометрические отметки, достигающие 140—150 *м* в юго-восточной части района, понижаются в северном и западном направлениях. Самые низкие отметки 80—70 *м* находятся в юго-западной части озерной впадины. Селеты-тенгиз, представляющей собой область открытой разгрузки. Понижение пьезометрических уровней наблюдается и в районах других озерных впадин (Теке, Кызылкак, Улькенкарой), где

также, вероятно, осуществляется слабая скрытая разгрузка через отложения кровли.

В северо-восточной части района основной сток в сторону Казахского нагорья происходит в основном по двум широтным зонам — оз. Селеты-тенгиз и к оз. Жалаулы. Эти зоны, характеризующиеся повышенной водопроводимостью пород, в покурско-леньковском комплексе представлены разнозернистыми песками мощностью 30—50 *м*. Воды здесь обладают сравнительно низкой минерализацией (1—2 *г/л*) и гидрокарбонатным натриевым составом. На участках с относительно менее активным водообменом мощности водоносных прослоев в сумме не превышают 20—35 *м*, а минерализация воды в них достигает 5—8 *г/л* при сульфатно-хлоридном натриевом составе. Повышенный сток происходит по прослоям большей мощности независимо от их положения в разрезе пород комплекса, что выражается в резкой смене минерализации вод в близлежащих прослоях. Здесь процесс замещения и метаморфизации более древних соленых вод пресными сопровождается уменьшением содержания сульфат-иона и появлением H_2S и CO_3. В целом водообмен в покурско-леньковском комплексе протекает более активно, чем в ипатовском горизонте, что выражается более широким площадным развитием вод малой минерализации вследствие лучших фильтрационных свойств комплекса. Появление в ипатовской пачке у оз. Селеты-тенгиз вод менее минерализованных, чем на окружающей территории, объясняется обильным поступлением воды из нижнего покурско-леньковского водоносного комплекса.

Водоносные горизонты континентальных отложений олигоцена на большей части рассматриваемой территории характеризуются неблагоприятными условиями питания (рис. 41). Причиной этого являются глинистые отложения неогена и морского олигоцена, развитые в кровле и подошве водоносного комплекса.

Относительно лучше условия питания в юго-восточной части правобережья Иртыша. Развитию нисходящей фильтрации грунтовых вод в олигоценовых отложениях здесь благоприятствует обилие песчаного материала в отложениях неогена. В водоносном комплексе формируются крупные потоки подземных вод, направленные с юго-востока на северо-запад. Участками их интенсивной разгрузки являются впадины озер Маралды и Калотуз, а также южная часть долины Иртыша, где выходят крупнодебитные родники. Пьезометрические уровни в направлении отмеченных участков понижаются от 130—140 до 90—100 *м*. Менее резкое снижение уровня отмечается в северной части долины Иртыша и в озерных впадинах Таволжана, Коряковского, Ажбулата, которые, по-видимому, являются участками весьма слабой, затрудненной разгрузки через отложения неогена. Мощность последних, имеющих здесь преимущественно глинистый состав, составляет 30—50 *м*.

В самом водоносном комплексе наряду с пластовой фильтрацией существует нисходящая, на что указывает снижение пьезометрических уровней вниз по разрезу. Разность уровней вод в нижних и верхних прослоях в этом районе составляет от 5 до 16, чаще 8—12 *м* (Корюкин. Фролов, 1959). Состав вод в нижней части комплекса сравнительно выдержанный, это указывает, что ведущим фактором формирования здесь является боковая фильтрация. В верхних прослоях комплекса состав вод более пестрый, близкий к составу грунтовых вод, залегающих непосредственно над описываемым водоносным горизонтом.

В северной части правобережья Иртыша, где водоносный комплекс перекрыт глинами неогена мощностью 60—150 *м*, пьезометрические уровни располагаются близко к поверхности и с уклоном 0,00025 —

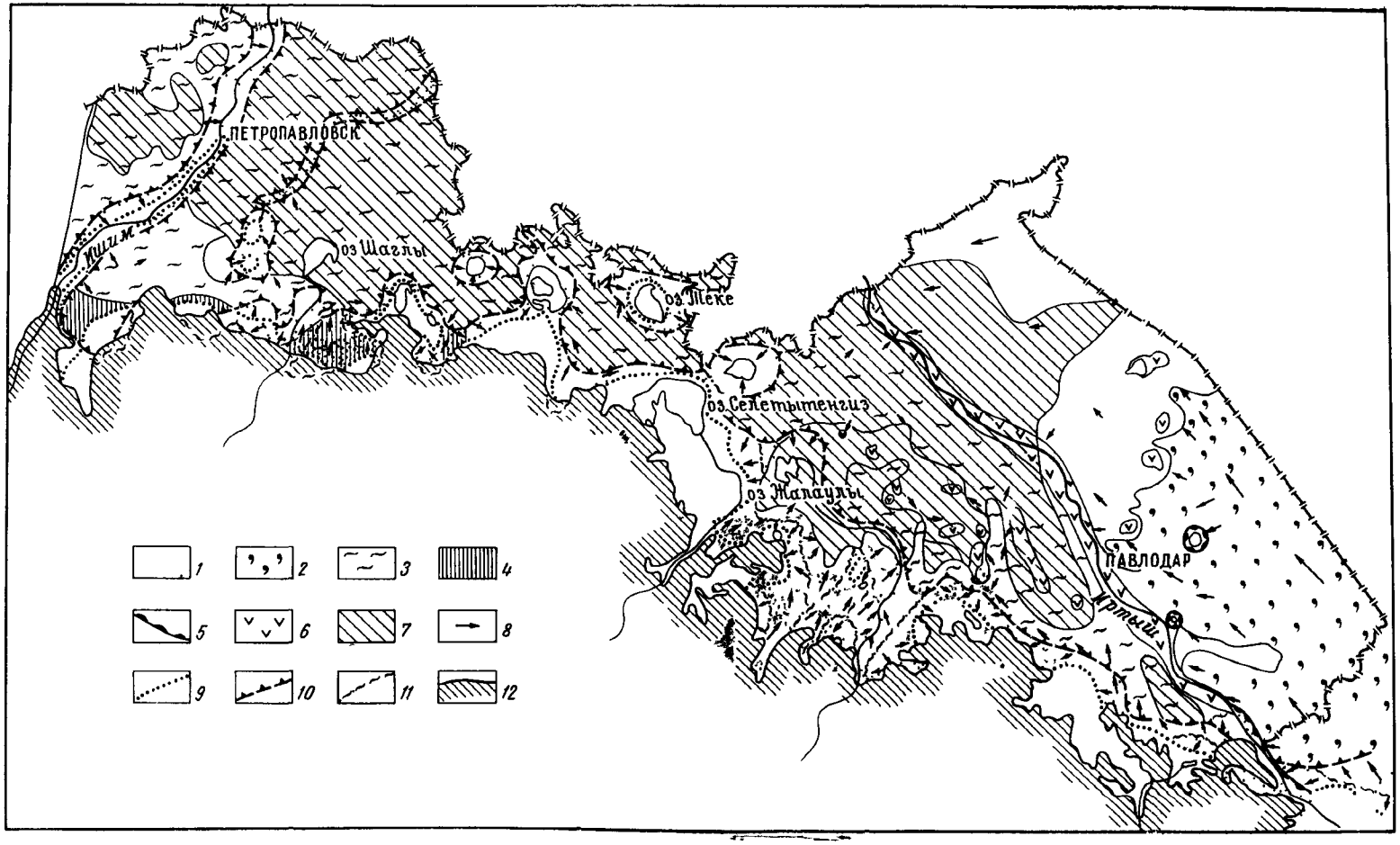


Рис 41 Схема расположения основных элементов питания, движения и разгрузки подземных вод в олигоценовых отложениях (составил I П Корюкин)

Области питания *1* — область интенсивной инфильтрации на участках отсутствия верхнего водоупора, *2* — область слабой инфильтрации на участках распространения отложений верхнего водоупора мощностью 20—30 *м* с «окнами» и песков *3* — область весьма слабой инфильтрации на участках распространения верхнего водоупора мощностью 30—150 *м*, *4* — область слабой восходящей фильтрации из нижних горизонтов на участках отсутствия нижнего водоупора Области разгрузки *5* — участки интенсивной разгрузки *6* участки скрытой весьма слабой разгрузки через отложения неогена (участки самоизлива) *7* — область в основаном замедленного водообмена *8* направление подземного стока *9* — граница распространения водоносного комплекса *10* граница распространения отложений верхнего водоупора (глины аральской и павлодарской свит неогена) *11* — граница между бассейнами грунтового стока *12* — выходы фундамента

0,00045 понижаются в западном и северо-западном направлениях. Характер пьезометрической поверхности и повышение в западном направлении степени минерализации вод от 1—1,5 до 3—5 *г/л* дают основание предполагать, что в формировании подземных вод принимают участие восходящая фильтрация вод из нижележащего горизонта В западной части района отмечается слабая нисходящая фильтрация из горизонта грунтовых вод

На большей части территории междуречья Ишима—Иртыша водоносный комплекс перекрыт толщей глин неогена мощностью от 30 до 100 *м* Влияние стока со стороны Казахского нагорья сказывается на небольших участках и на небольших расстояниях (Фролов, 1961) от области причленения мезо кайнозойских отложений к палеозойским Форма пьезометрической поверхности следует элементам рельефа Питание подземных вод комплекса на большей части территории определяется поступлением влаги и солей из горизонтов грунтовых вод Пестрота химического состава грунтовых вод определяет и пестроту состава вод, поступающих в олигоценовый комплекс

Районы глубоко врезанных озерных впадин и долин рек, по направлению к которым пьезометрические уровни снижаются, являются областями открытой или скрытой, но слабой разгрузки Участками открытой разгрузки являются озерные впадины Селеты тенгиз, Кызылкак, Улькенкарой, Калибек, Карасор, долина Ишима, в которых породы комплекса вскрываются на полную мощность, а также долина Камышловского лога и впадина оз Кишикарой, где эти породы вскрыты лишь частично Скрытая разгрузка происходит в долине Иртыша и в других местах Малая величина стока вод по пластам определяется отмеченными неудовлетворительными условиями питания комплекса и в большинстве случаев весьма малой водопроводимостью слагающих его пород

Разгрузка подземных вод в глубоко врезанные озерные впадины осложняется наличием в верхних частях склонов впадин глин неогена, на некоторых участках перекрывающих водоносные отложения олигоцена В связи с тем, что дно озер сложено слабопроницаемыми отложениями мощностью от 4 до 14 *м*, в разгрузке подземных вод, по-видимому, большую роль играет испарение низких берегов В равнинной части района в разрезе пород комплекса с глубиной повышается степень минерализации вод и их метаморфизация

Грунтовые воды, в отличие от вод нижележащих водоносных горизонтов, находятся под самым активным влиянием природных процессов, происходящих как на поверхности, так и в зоне аэрации Основное влияние на процесс формирования грунтовых вод Ишим-Иртышского района, по-видимому, оказывают процессы континентального засоления и вертикального перемещения влаги, происходящего в разных направлениях в зависимости от сезона года

Тесную генетическую связь процесса формирования химического состава грунтовых вод с современными почвообразовательными процессами, происходящими на поверхности, отмечают многие исследователи данного района (Кучин, 1940, Мухамеджанов, 1958, Владимиров, 1959, Посохов, 1960 и др) В частности Н П Затенацкая (1961) установила для Приишимских степей эту зависимость также и для более глубоких горизонтов

Пресные воды в горизонтах грунтовых и напорных вод верхнеолигоценового комплекса на междуречных равнинах приурочены к тем участкам, где в настоящее время происходит довольно интенсивная инфильтрация вод с поверхности При этом образуются линзы или

потоки пресных вод. Там, где приток мал, грунтовые воды высокоминерализованы. Такое чередование участков пресных и минерализованных вод на равнинах наблюдается часто, их распределение по площади подчинено рельефу и определяется пестротой почвенного покрова.

На бо́льшей части территории района, на участках, где с поверхности развиты слабопроницаемые породы, в условиях слабо расчлененной степи роль инфильтрации влаги в пополнении запасов подземных вод незначительна. При наличии слабого пластового водообмена подземных вод на таких территориях результирующими являются процессы засоления подземных вод и общее увеличение в них солей. В зоне аэрации накапливаются труднорастворимые, слабо подвижные соли (Ca, Mg, SO_4 и CO_3). В разных элементах рельефа этот процесс протекает неодинаково, кроме того, эти изменения следуют периодическим и эпохальным изменениям климатических условий.

На участках «дренирующих» понижений существует большой отрицательный баланс влаги и происходит интенсивное засоление как грунтов в зоне аэрации, так и вод в водоносном горизонте. На участках «питающих» понижений наблюдается опреснение грунтовых вод, поддерживающееся интенсивным процессом инфильтрации поверхностных вод. В засушливые периоды поступление влаги сокращается, и в подземных водах на этих участках отмечается некоторое повышение степени минерализации.

Вследствие активного воздействия инфильтрационных вод, проникающих с поверхности, водообмен грунтовых вод осуществляется несравненно быстрее, чем подземных вод напорных водоносных горизонтов. При малых запасах грунтовых вод часть ежегодного поступления вод в горизонт является основной при оценке эксплуатационных ресурсов. И наоборот, для горизонтов напорных вод района, характеризующихся огромными запасами и небольшой величиной инфильтрации, основной частью при оценке эксплуатационных ресурсов являются накопленные запасы подземных вод.

Глава седьмая.

УРАЛО-МУГОДЖАРСКИЙ РАЙОН

Территорию района составляет часть Уральской складчатой области (Восточное Зауралье), занимающая западную часть Кустанайской области и граничащая на высоте с Тобольским и Тургайским артезианскими бассейнами.

Восточные склоны Южного Урала представляют собой слабохолмистую равнину. Наиболее высокие гипсометрические отметки (414—391 *м*) наблюдаются в западной части, низкие отметки рельефа — в долине Тобола, у места впадения в него р. Сынтасты (223 *м*). Гидрографическая сеть района развита довольно слабо. Наиболее крупной водной артерией является Тобол с левобережными притоками Шортанды и Сантасты.

В пределы района входят следующие крупные структуры: Восточно-Уральский, Кустанайский, Зауральский антиклинории и Восточно-Уральский синклинорий. Все эти структуры имеют меридиональное или близкое к нему простирание и осложнены складками второго и третьего порядков. Часто крылья основных структур обрамлены зонами региональных разломов. В геологическом строении территории принимают участие различные отложения от условного верхне-протерозойского до четвертичного возраста.

Однако преимущественным развитием пользуются метаморфические, эффузивные и осадочные комплексы пород допалеозоя и палеозоя. Породы сильно дислоцированы, смяты в системы сложно построенных складок, рассечены сбросами и раздроблены многочисленными трещинами выветривания, во многих местах они прорваны интрузиями. Рыхлые песчано-глинистые палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения имеют подчиненное значение как по площади распространения, так и по незначительным мощностям слагающих их пород.

В соответствии с геологическим строением и литолого-фациальным составом пород в пределах рассматриваемой территории выделяются следующие основные водоносные горизонты и комплексы: 1) водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений (*al* Q); 2) водоносный комплекс олигоценовых отложений (Pg_3); 3) водоносный комплекс нерасчлененных палеозойских отложений (Pz); 4) водоносный комплекс протерозойских нижне-палеозойских отложений ($Pt+Pz_1$); 5) водоносный комплекс интрузивных пород (γ).

1. **Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений** распространен в долинах Тобола, Шортанды, Сынтасты и других рек Он приурочен в основном к отложениям пойм и первых надпойменных террас; вторые надпойменные террасы обводнены неповсеместно Аллювиальные отложения мелких долин и суходолов вследствие их малой мощности и более высокого гипсометрического положения практически безводны. Общая мощность аллювиальных отложений не превышает 10—13 *м*. В верхних частях разрезов развиты преимущественно суглинки и супеси, книзу увеличивается содержание глинистого разнозернистого песка, а в основании разреза встречаются прослои гравия и галечника Пески по гранулометрическому составу изменяются от крупнозернистых и гравелистых до мелкозернистых, содержание глинистых частиц колеблется от 1 до 12%, в соответствии с чем в широких пределах колеблется и величина коэффициента фильтрации Так, для мелкозернистых отложений коэффициент фильтрации не превышает 12 *м/сутки*, а для гравийно-галечных горизонтов он достигает 40 *м/сутки* Глубина залегания подземных вод колеблется от 0,5 до до 5,0 *м*, обычно она возрастает от пойм к высоким надпойменным террасам. Воды во всех случаях свободные, безнапорные Производительность колодцев колеблется от 0,02 до 0,25 *л/сек*, при понижениях на 0,5—1,0 *м*. Наибольшей водообильностью характеризуются отложения пойм Дебит скважин, вскрывших на полную мощность пойменный аллювий в долине р. Сынтасты у пос Забеловка, составил 1,2 и 2,25 *л/сек* при понижениях соответственно на 0,2 и 0,4 *м*

Расходы аллювиальных потоков, подсчитанные Р. М. Курмангалиевым по створам в долинах Тобола, Сынтасты, Шортанды и Мукрю-Аят, составляют 2,6—8,4 *л/сек* По данным А. И Марьина, производительность грунтового потока долины Шортанды, подсчитанная на участке перехвата его водосборной галереей у больницы в г Джетыгара, составила 10—11 *л/сек* Воды аллювиальных отложений преимущественно пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 1—1,5 *г/л*. Значительно реже встречаются сильносолоноватые и соленые воды с содержанием солей 2—5 *г/л* и более По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и реже хлоридные натриевые Амплитуда колебания уровней вблизи рек не превышает 1,5—2,0 *м* Благодаря небольшой глубине залегания и малой минерализации, воды аллювиальных отложений широко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов, расположенных по долинам рек.

2 **Водоносный комплекс олигоценовых отложений** распространен на междуречье Камыслыаята и Тобола (ниже впадины р Сынтасты) Он представлен разнозернистыми кварцевыми песками и алевритами чиликтинской свиты среднего олигоцена и чаграйской свиты верхнего олигоцена Подошвой водоносного горизонта обычно служат глины коры выветривания палеозойских пород, а кровлей — глины аральской свиты миоцена и рыхлые четвертичные осадки

На большей части области своего распространения состав водовмещающих отложений характеризуется хорошей фациальной выдержанностью Только в верховьях правобережья р Мукрю-Аят в разрезе отложений преобладают пестроцветные каолиновые глины, содержащие редкие прослои кварцевых песков, что обусловливает здесь спорадический характер распространения подземных вод Мощность отложений изменяется от 5—6 *м* на западе района до 15—20 *м* на востоке Глубина залегания подземных вод варьирует от 0,5 до 12,5 *м*, но, как правило, не превышает 5—7 *м* Воды преимущественно безнапорные

По гранулометрическому составу пески неоднородны как по площади, так и в вертикальном разрезе, преобладают песчаные разнозернистые фракции с гравием. Коэффициенты водоотдачи колеблются от 0,12 до 0,2 *м/сутки*, а коэффициенты фильтрации — от 0,85 до 4,9 *м/сутки*. Производительность водопунктов составляет от 0,04 до 1,6 *л/сек* при понижении на 0,30—4,7 *м*, обычно она измеряется десятыми, реже сотыми долями литра в секунду. Минерализация воды весьма пестрая, при значительном преобладании пресных вод встречаются солоноватые воды с величиной минерализации 3—5 *г/л*. В пониженных участках рельефа, где водоносный горизонт перекрыт водоупорными глинами аральской свиты, повышение степени минерализации воды носит широкий площадный характер, а на участках, лишенных покрова глин, зачастую наблюдается пестрота минерализации локального характера.

Так, в поселках Окраинном и Ливановке, водоснабжение которых базируется полностью на водах олигоценовых отложений, при общем развитии солоноватых вод встречается много колодцев с пресными водами, а в пос. Тавричанка среди большого количества водопунктов с водами хорошего качества имеются колодцы с солоноватыми водами с минерализацией более 3 *г/л*. При опробовании колодцев на этих участках было установлено, что в районах развития преимущественно минерализованных вод минерализация вод к концу откачки из водозабора заметно возрастает, а во втором — на участках развития преимущественно пресных вод по мере откачки минерализация вод, наоборот, понижается. Это позволяет считать, что в первом случае пресные подземные воды залегают в виде линз среди солоноватых, а во втором случае линзы солоноватых вод располагаются среди пресных. Из изложенного выше следует, что при весьма незначительных уклонах рельефа наличие покрова аральских глин обусловливает общеплощадное повышение степени минерализации, а отсутствие такого покрова в сочетании с наличием прослоев алевролитов и глин в разрезе водоносного горизонта обусловливает локальную пестроту минерализации.

Несколько иная картина наблюдается на левобережье р. Мукру-Аят и севернее пос. Тавричанки. Здесь вследствие значительных уклонов рельефа преобладают пресные воды даже при наличии покрова аральских глин или при многочисленных прослоях глин в разрезе. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, хлоридные натриевые, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые. В водах с минерализацией до 1 *г/л* из анионов значительно преобладают гидрокарбонаты, из катионов кальции; в солоноватых и соленых водах в качестве аниона преобладает хлор, а из катионов натрий и кальций. Наряду с этим, воды самой различной минерализации зачастую обладают смешанным составом. Во всех случаях сульфат-ион и магний присутствуют в водах в малых количествах.

Основным источником питания водоносного горизонта являются атмосферные осадки, главную роль играют зимние осадки, инфильтрующиеся в период весеннего снеготаяния. Летние ливневые осадки также существенно пополняют запасы подземных вод. Начиная со второй половины апреля или начала мая отмечается общий подъем уровня подземных вод, продолжающийся до августа. Затем наступает медленный спад, достигающий своего минимального положения в зимние месяцы. Среднегодовая амплитуда колебаний уровня не превышает 1,0—1,5 *м*. Соответственно уровенному режиму несколько меняется и химизм подземных вод, отмечается некоторое увеличение минерализации к периоду наинизшего положения уровня подземных вод. Разгруз-

ка водоносного горизонта происходит в озерных котловинах, в глубоко врезанных эрозионных балках и логах, а также путем транспирации растительностью и водоотбора из эксплуатирующихся водопунктов.

Широкое распространение и небольшая глубина залегания подземных вод, несмотря на их повышенную минерализацию в пределах отдельных участков, определяют довольно существенное значение рассматриваемого водоносного горизонта для местного хозяйственно-питьевого водоснабжения. На подземных водах полностью базируется водоснабжение многих поселков сельского типа, к наиболее крупным из них относятся: Окраинный, Тавричанка, Каменка и др. Водозабор осуществляется широкой сетью колодцев глубиной 5—10 *м*.

3. **Водоносный комплекс нерасчлененных палеозойских отложений** приурочен к ряду небольших структур, большинство из них — грабей-синклинали, находящиеся в пределах Зауральского антиклинория и Восточно-Зауральского синклинория. Водовмещающие породы представлены песчаниками, конгломератами, разнотипными сланцами, известняками, эффузивами и их туфами силурийского, средне- и верхнедевонского, нерасчлененного каменноугольного и нижнекаменноугольного возраста. Породы смяты в сложные складки меридионального простирания и разбиты многочисленными трещинами

Подземные воды приурочены к верхней, наиболее разрушенной части зоны выветривания, мощность которой в зависимости от рельефных и геолого-структурных условий варьирует в широких пределах. По данным Р. М. Курмангалиева и В. И. Стулова, в осадочно-эффузивных породах *силура* и девона мощность этой зоны составляет 40—60 *м*, в известняках она прослеживается на 80—100 *м*. На участках крупных дизъюнктивных нарушений трещиноватость пород проявляется значительно интенсивнее и прослеживается на большую глубину Глубина залегания подземных вод колеблется от 1 до 30 *м*, но преимущественно составляет 5—15 *м* В долинах Тобола и Джарлы подземные воды выходят на поверхность в виде нисходящих малодебитных родников. Воды чаще грунтовые, редко слабо напорные (до 15—21 *м*).

Водообильность пород неравномерная, зависит от степени трещиноватости и колеблется в широких пределах. Наибольшей водообильностью характеризуются верхнедевонские известняки, прослеживающиеся узкой полосой с восточной стороны крупного меридионального разлома вдоль долины Тобола к югу от пос. Денисовки. Дебиты скважин, опробованных здесь одиночными и кустовыми опытными откачками, колеблются от 0,6 до 11 *л/сек,* но преимущественно составляют 4—10 *л/сек* при удельных дебитах 1,7—1,9 *л/сек* и более. Значительно менее водообильны эффузивные осадочные породы силура и среднего девона, а также терригенно-карбонатные образования верхнего девона и нижнего карбона. Водообильность этих пород колеблется от 0,02 до 4,0 *л/сек*, но чаще составляет 0,3—3 *л/сек*, при изменении удельных дебитов от тысячных и сотых долей до 0,2, реже 0,8 *л/сек*. Дебиты родников составляют 0,02—0,09 *л/сек*.

По степени минерализации воды довольно пестрые. Количество солей в них колеблется от 0,2 до 6 *г/л*, а в отдельных случаях достигает 13 *г/л*. Однако наибольшим распространением пользуются воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 3 *г/л*. В частности, исключительно пресные воды развиты в верхнедевонских известняках, прослеживающихся на правобережье Тобола, эффузивов среднего девона, развитых юго-западнее г. Джетыгара и т. д. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатно-хлоридные

натриевые, реже встречаются хлоридные натриевые и хлоридно сульфатные натриевые

Среднегодовая амплитуда колебаний уровня подземных вод, по данным стационарных наблюдений на левобережье Тобола, на Леонидовском и Денисовском участках, составляет 1,0—1,8 *м* Несмотря на слабую водообильность и рассредоточенность запасов, подземные воды комплекса в условиях засушливого климата и отсутствия постоянных поверхностных водотоков могут быть широко использованы для водоснабжения различных сельскохозяйственных объектов

4 **Водоносный комплекс объединенных осадочно-метаморфических отложений верхнего протерозоя и нижнего палеозоя** широко распространен в пределах района Водовмещающие породы представлены разнотипными метаморфическими сланцами, филлитами и песчаниками с прослоями сильно метаморфизованных эффузивов и известняков, а также гнейсами, амфиболитами и кварцитами В долинах Тобола, Шортанды и Сынтасты породы обнажены, а на водоразделах перекрыты чехлом рыхлых кайнозойских образований Весь комплекс пород сильно дислоцирован и собран в систему линейно ориентированных изоклинальных, нередко опрокинутых складок меридионального или близкого к нему простирания Трещиноватость в них прослеживается до глубины 30—70 *м*, а в зонах различных тектонических нарушений и у контактов с интрузивными телами она распространяется значительно глубже

Кровлей водоносного комплекса служат плотные водонепроницаемые глины коры выветривания мощностью от 10 до 30—40 *м*, имеющие почти повсеместное распространение Более мощная кора выветривания, достигающая 100 *м* и более, отмечается в зонах крупных тектонических нарушений Глубина залегания подземных вод в зависимости от характера рельефа колеблется от 0 до 49 *м*, но чаще составляет 5—15 *м* Воды грунтовые и слабонапорные, напор от 1,5 до 25 *м* и более наблюдается в пониженных участках, имеющих мощную кровлю водоупорных глин коры выветривания Естественные водопроявления встречаются очень редко в виде малодебитных родников, выходящих в основании склонов Тобола и в днищах глубоких логов и суходолов Дебиты скважин колеблются от сотых долей до 22 *л/сек*, при изменении удельных дебитов от 0,01 до 2,2 *л/сек* Наибольший дебит имеют скважины, заложенные в зоне Джетыгаринского разлома на контактах интрузий с вмещающими породами и в прослоях метаморфических известняков Здесь же достигают наибольших значений коэффициенты фильтрации, которые колеблются от 1,5 до 3,95 *м/сутки* На всех остальных участках дебиты скважин колеблются от 0,2—0,6 до 3—5 *л/сек,* при удельных дебитах от 0,01 до 0,2—0,5 *л/сек* Коэффициенты фильтрации при этом изменяются от 0,1 до 0,95 *м/сутки*

Минерализация подземных вод изменяется в широких пределах от 0,2 до 15 *г/л*, наиболее широко распространены воды пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 1—2 реже 3 *г/л*, воды сильно солоноватые и соленые имеют не такое широкое распространение и развиты на отдельных локальных участках Можно отметить следующую закономерность в распространении подземных вод того или иного качества по площади развития водоносного комплекса В пределах зон тектонических нарушений, а также на приподнятых и обнаженных участках воды, как правило, пресные или слабосолоноватые, а в пониженных участках, покрытых глинами неогена или коры выветривания, воды сильносолоноватые и соленые

По химическому составу наибольшим распространением пользуются воды хлоридные натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, реже встречаются воды гидрокарбонатные кальциевые и хлоридно-сульфатные натриевые. Формирование подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков происходит как по площади водоносного комплекса, так и в основном за счет общего грунтового стока от наиболее приподнятых в рельефе областей питания (горы Джетыгара и др.) к области разгрузки (долина Тобола). В течение года наблюдается высокий весенний подъем уровня подземных вод, обусловленный инфильтрацией снеготалых вод, и ряд небольших его повышений, связанных с летними ливневыми осадками. Наиболее низкое положение уровня приходится на зимний предпаводковый период. Амплитуда колебаний уровня подземных вод составляет 1—2 *м*, реже достигает 3,6 *м*. Благодаря широкому распространению и хорошему качеству вод, горизонт широко используется для водоснабжения населенных пунктов, водозабор осуществляется посредством колодцев, реже буровых скважин.

5. **Водоносный комплекс интрузивных пород** широко распространен в районе. Он сложен породами двух основных интрузивных формаций — плагиогранитоидной и перидотитовой. В каждой из формаций выделяется несколько литолого-возрастных комплексов, представленных в основном плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, порфировидными микроклиновыми гранитами, габбродиоритами, перидотитами и серпентинитами.

Интрузивные породы образуют ряд довольно крупных локальных массивов. Наиболее крупные массивы выделяются в рельефе в виде пологих слабо расчлененных возвышенностей, но большая часть массивов почти не образует сколько-нибудь отчетливых положительных форм. Обнаженность пород слабая, на большей площади они перекрыты чехлом рыхлых кайнозойских образований Интрузивные породы слабо кавернозны и трещиноваты, трещиноватость обычно распространена до глубины 30—40 *м*, глубже большинство трещин закальматировано глинистыми продуктами выветривания и вторичными минеральными образованиями. По зонам тектонических нарушений и на контактах изверженных пород с осадочными активные трещины встречаются на значительно большей глубине. По мере удаления от границ массивов к их центральным частям трещиноватость пород заметно затухает, исключение представляет Мариинский гранитоидный массив, который значительно древнее всех остальных, более дислоцирован и разрушен даже в центральной части. Воды, заключенные в интрузивных породах, имеют свободную поверхность, глубина залегания их уровня колеблется от 3 до 55 *м*, но чаще составляет 15—30 *м*.

Водообильность пород неодинакова, она находится в прямой зависимости от их трещиноватости. Расходы родников колеблются от 0,01 до 2 *л/сек*. Дебиты скважин варьируют от 0,1 до 4 *л/сек*, но чаще составляют десятые доли при удельных дебитах порядка 0,01—0,4 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации, как правило, не превышают 0,5—0,85 *м/сутки*, исключение представляют зоны интенсивной трещиноватости пород, приуроченные к тектоническим нарушениям и контактам интрузий. Дебиты скважин здесь достигают 5,0—8,5 *л/сек* при удельных дебитах 0,5—1,3 *л/сек*, а водопроницаемость пород повышается до 1,3—2,3 *м/сутки*.

Представляют интерес зоны контактов интрузий кислого и ультраосновного состава, где удельные дебиты скважин достигают 1,5—

2,0 *л/сек*. Слабая обводненность интрузивных пород подтверждается также данными о водопритоках в шахты, пройденные при разработке золоторудных месторождений Джетыгаринской группы. Так, например, максимальный водоприток в шахту глубиной 353 *м* составил всего 20,5 *л/сек*. Шахта пройдена в пределах гранитного массива, прорезанного большим количеством кварцевых жил и имеет шесть горизонтов выработок. Отмечен водоприток из четырех горизонтов, расположенных соответственно на глубине 82, 120, 160, 210 *м*. По данным А. И. Марьина, водоприток составлял: в 1937 г. 13,0 *л/сек*; в 1940 г. 20,5 *л/сек*; в 1941 г. 18,9 *л/сек*; в 1943 г. 18,7 *л/сек* и в 1955 г. 8,33 *л/сек*. Основное количество воды при этом поступало из верхнего горизонта выработок с глубины 82 *м*. Наибольшие притоки воды наблюдались в мае — июле, а наименьшие в феврале — апреле (табл. 12).

Таблица 12

Максимальные водопритоки в отдельные шахты

Наименование шахты	Глубина до воды, *м*	Максимальный водоприток, *л/сек*
1. Шахта «Советская»	12	0,4
2. Шахта 14 (в 50 *м* восточнее шахты «Советской»)	60	2,1
3. Там же	90	2,2
4. Шахта 16	—	0,3
5. Шахта «Поповка»	20	1,7

Воды интрузий преимущественно пресные имеют гидрокарбонатный кальциевый или гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав и минерализацию порядка 0,7—1,5 *г/л*. Реже встречаются слабосолоноватые и солоноватые воды хлоридные натриевые с содержанием солей до 2—3,5 *г/л*. Амплитуда сезонных колебаний уровня достигает 3 *м*, что указывает на местный характер питания водоносного комплекса. Воды интрузий, несмотря на незначительные запасы и рассредоточенность их по площади, имеют большое практическое значение, во многих случаях они являются основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения многих поселков, полеводческих бригад, а также водопоя скота на фермах.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Условия формирования подземных вод определяются совокупностью целого ряда естественно исторических факторов. Главным источником питания подземных вод является инфильтрация с поверхности (особенно в период снеготаяния), конденсация влаги воздуха и водяных паров в недрах земли имеют сугубо подчиненное значение. Резко континентальный климат определяет большую динамику влаги и солей в вертикальном направлении. Изрезанность рельефа, большое количество тектонических нарушений, пестрый состав водоносных пород и отложений зоны аэрации, неравномерное распределение атмосферных (особенно снеговых) осадков определяют большое разнообразие условий питания, аккумуляции и стока подземных вод в районе.

Направление стока обычно контролируется рельефом местности и зонами нарушений. Достаточно хорошая обнаженность отдельных участков и наличие крупных, в основном субмеридиональных зон нарушений, протягивающихся на несколько сотен километров и соответствующих простиранию основных структур, благоприятно отра-

жаются на аккумуляции в них подземных вод и активизации стока. Наиболее обилен сток из Уральской складчатой области в западную часть Тобольского артезианского бассейна. Тургайский бассейн, где простирание основных складчатых структур и зон нарушений обычно параллельно его краевой зоне, получают сравнительно меньшую долю стока. По данным снегомерных и балансово-гидрометрических исследований, проведенных на трех опытных участках в бассейнах с различным геологическим сложением и с различной экспозицией, установлено, что количество снеготалой влаги, идущей на инфильтрацию в грунты, весьма велико. Коэффициенты просачивания снеготалой влаги для комплекса пород различного литологического состава изменяются от 0,29 до 0,62, а с учетом осадков, выпавших в период формирования весеннего половодья, от 0,38 до 0,66.

Большие величины инфильтрации характерны для периодов, которым предшествовало наибольшее предзимнее увлажнение, а породы зоны аэрации перед снеготаянием оказывались сухими. Однако не вся влага, идущая на инфильтрацию в грунты, достигает уровня подземных вод. Часть ее, по величине равная объемной молекулярной влажности, расходуется на увлажнение пород зоны аэрации и на образование капиллярно-подвешенных вод, задерживающих дальнейшее продвижение воды вниз. В дальнейшем большая часть этих вод расходуется на испарение и питание растений. Роль речных вод в питании невелика, они принимают участие лишь в водообмене водопроницаемых отложений, находящихся в пределах самой долины реки, в основном ее участков, затапливаемых полыми водами. В межень реки дренируют подземные водоносные горизонты.

Основные закономерности и своеобразие гидрохимических условий района заключаются в следующем. Здесь в скальных породах преобладают воды хлоридного натриевого состава, характерного для пресных и слабосолоноватых вод с минерализацией до 1,5 *г/л*. В рыхлых песчано-глинистых отложениях развиты воды пестрые по минерализации и химическому составу По анализам водных вытяжек содержание солей во влаге скальных пород небольшое, преобладают карбонаты кальция и натрия. Количество сульфатов и хлоридов натрия почти одинаковое, но их меньше, чем гидрокарбонатов.

Важное значение в формировании химического состава трещинных вод имеют физико-химические процессы, происходящие в верхних рыхлых отложениях — четвертичных суглинках, продуктах коры выветривания, глинах неогена и палеогена. По данным анализов водных вытяжек, засоленность этих отложений значительно выше и составляет от 0,05 до 2,5%, чаще содержание солей составляет десятые доли процента. В солевом составе вод, развитых в верхних слоях, преобладают малорастворимые карбонаты. По мере углубления количество их уменьшается, но значительно увеличивается содержание вначале сульфатных и затем хлоридных солей. Это показывает, что благодаря слабому выносу и осаждению плохо растворимых солей в верхней части зоны аэрации в подземные воды поступает влага богатая легкорастворимыми хлоридно-натриевыми солями, которые и создают основной гидрохимический фон подземных вод этого района. Интенсивный процесс испарения из водоносного горизонта, особенно резко выраженный на участках близкого залегания подземных вод (по низким элементам рельефа), вызывает образование здесь солончаков на поверхности, скопление солей в зоне аэрации и резкое повышение степени минерализации подземных вод. На повышенных элементах рельефа эти процессы протекают менее интенсивно.

Глава восьмая

ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКИЙ РАЙОН

Центрально-Казахстанский гидрогеологический район занимает северную часть Казахстанской складчатой области. На севере и северо-востоке он граничит с Иртышским, на западе с Тургайским артезианскими бассейнами.

В административном отношении район включает в себя Целиноградскую, бóльшую часть Кокчетавской и небольшие площади Северо-Казахстанской, Кустанайской и Павлодарской областей. На основании особенностей гидрогеологических условий в Центрально-Казахстанском районе выделяются следующие гидрогеологические районы второго порядка: Кокчетав-Экибастузский, Тениз-Кургальджинский, Сарысу-Тенизский и Улутавский.

1. КОКЧЕТАВ-ЭКИБАСТУЗСКИЙ РАЙОН

Район занимает центральную часть территории; с севера и северо-востока он ограничен Западно-Сибирской, на западе Тургайской низменностями, на юго-юго-западе Тениз-Кургальджинской равниной.

Район представляет собой холмисто-грядовую равнину, осложненную невысокими горами. Абсолютные отметки сопок и холмов колеблются от 160 до 400 *м* на участках развития мелкосопочника и до 870—1121 *м* в горных массивах Борового и Баян-Аула. Относительные превышения сопок над окружающей равниной составляют 450—650 *м*, превышение холмов над днищами долин и понижений 10—80 *м*. Сопки и холмы или группы сопок разделены широкими, плоскими, межсопочными понижениями. В южной части района массивы низкогорья и мелкосопочника имеют более приподнятый цоколь, сопки и холмы здесь более высокие, чем в северной части района.

Несмотря на сильную расчлененность рельефа, район характеризуется слабой и неравномерно развитой гидрографической сетью, отмечается зависимость направления гидрографической сети от литолого-структурных особенностей района. Многие участки речных долин и логов приурочены к зонам тектонических нарушений (большая часть долины Ишима, нижнее течение р. Шарык, участки долины р. Чаглинки и др.). Значительное распространение имеют озера, занимающие до 5% площади территории. Большая часть озер, расположенных в наиболее возвышенной части района, периодически имеет проточный характер и содержит пресную воду (Якши-Янгизтау, Имантау, некоторые озера из группы Боровских и др.).

В период межени поверхностное течение сохраняют реки, питающиеся в значительной степени за счет грунтовых вод, в частности, Ишим, в некоторые годы Чаглинка, ее правый приток Терс-Путак, Жиланды, Акканбурлук и Бабыбурлук. В остальных реках вода к концу лета сохраняется лишь в плёсах, имеющих глубину до 2, реже до 3 *м* В реках и плёсах общая минерализация воды к зимнему периоду быстро увеличивается, в Ишиме она достигает 1,2—1,3 *г/л*, в большинстве плесов рек Акканбурлук, Бабыкбурлук, Чаглинка, Жиландинка, Жабай, Саркалы (приток р. Жабай) до 1,5 *г/л*, а в плёсах остальных рек района не менее 2—4 *г/л* Плесы с минерализацией от 2,5 до 5 *г/л* характерны для рек Шулак, Сандык, Жанман-Қайракты, Копинка, Тундык, плёсы с минерализацией до 20—30 *г/л* для нижнего течения Қамысакты, Ащису Минерализация воды в меженный период остается невысокой лишь в облесенной части территории района и на некоторых других участках рек, где питание осуществляется за счет пресных подземных вод Такие плёсы имеются в нижнем течении рек Қазылсу и Битеке, в среднем и нижнем течении Айдабулака, в среднем течении Аршалы, по Тундыку и Эспе Эти особенности режима речного стока оказывают влияние на ресурсы подземных вод в аллювиальных отложениях

Климат района резко континентальный Зима продолжительная, холодная; лето жаркое, короткое Относительно большая расчлененность рельефа и возвышенное положение района способствуют значительной изменчивости основных климатических факторов как по площади, так и по высоте Для питания подземных вод основное значение имеют зимние осадки, большая часть летних осадков расходуется на испарение и транспирацию растениями

В структурном отношении Кокчетав-Экибастузский район представляет собой докембрийский Кокчетавский антиклинорий, окаймленный рядом каледонских структур, на юго-западе Калмыккульским синклинорием и Джаркаинагачским антиклинорием, на западе Марьевским антиклинорием, на востоке Степнякским и примыкающим к нему Селетинским синклинорием, а также Ерменьтау-Ниязским, Майкаин-Экибастузским и Чокпакским антиклинориями С юга к Кокчетавскому антиклинорию примыкает герцинская структура Тенизской впадины, на севере он ограничен южной частью эпигерцинской Западно-Сибирской плиты В пределах докембрийских и каледонских структур развиты наложенные мульды и грабены герцинского и альпийского тектогенеза: Кокчетавская, Чистопольская, Яблоновая, Коксенгирсорская, Тамсорская, Ново-Михайловская, Майкаин-Экибастузская, Маныбайская, Богембайская и др (см. рис. 15)

В геологическом строении района принимают участие породы от архейского до четвертичного возраста, различные по литологическому составу и генезису Наиболее широко здесь распространены отложения докембрия и нижнего палеозоя (кембрии, ордовик, силур), прорванные многочисленными интрузиями гранитоидов Отложения докембрия представлены комплексом эффузивно-осадочных сильно дислоцированных и метаморфизованных пород, среди которых преобладают кристаллические сланцы различного состава и порфириты. Отложения этого возраста, широко распространенные по всему району, представлены наиболее древней амфиболитовой и более молодой кварцевой толщами Породы нижнего палеозоя представлены эффузивами нижнего кембрия и эффузивно-осадочными отложениями верхнего кембрия, ордовика и силура В результате глубокого метаморфизма породы в большинстве случаев утратили черты первона-

чальной слоистости, они интенсивно рассланцованы и разбиты на узкие блоки по крутым плоскостям нарушений, обычно совпадающим с направлением сланцеватости. Отложения девона, карбона и перми слагают наложенные мульдообразные структуры, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, мергелями, известняками, доломитами, редко порфиритами, диабазами, альбитофирами, туфами. Толща допалеозойских и палеозойских отложений разбита многочисленными тектоническими трещинами и трещинами выветривания, в основном определяющими гидрогеологические условия района.

Мезозойские отложения в пределах района представлены довольно мощной корой выветривания, которая залегает то в виде плаща по периферии района, то в виде «карманов» по межсопочным понижениям Отложения триаса и юры имеют незначительное распространение в районе Майкюбенского грабена. Отдельные останцовые поля меловых отложений распространены в северной части района на стыке Западно-Сибирской низменности с Казахским нагорьем. Кайнозойские отложения распространены в основном в северной и западной частях района, где слагают понижения, частично водораздельные пространства и долины рек.

Гидрогеологические условия района, благодаря особенностям физико-географических условий и геологического строения территории, весьма разнообразны. Расчлененный рельеф и близкое к поверхности залегание скальных трещиноватых пород создают благоприятные условия для формирования пресных подземных вод. Наряду с этим, в межсопочных понижениях, где с поверхности развиты водонепроницаемые породы и водообмен сильно затруднен, формируются минерализованные воды.

В пределах района распространены преимущественно трещинные и трещинно-карстовые воды, приуроченные к скальным породам допалеозойского и палеозойского возраста. Значительным распространением пользуются поровые и порово-пластовые воды мезо-кайнозойских отложений.

В пределах Кокчетав-Экибастузского района выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы: 1) воды спорадического распространения в субаэральных и делювиально-пролювиальных четвертичных отложениях ($dp\,Q$); 2) комплекс четвертичных аллювиальных отложений рек ($al\,Q$); 3) горизонт верхне- и современночетвертичных озерных отложений ($l\,Q_{3-4}$); 4) воды спорадического распространения в неогеновых отложениях (N); 5) комплекс олигоценовых отложении (Pg_3); 6) комплекс эоценовых отложений (Pg_2); 7) комплекс нерасчлененных нижне- среднеюрских отложений (Y_{1-2}); 8) воды спорадического распространения в коре выветривания мезозоя (Mz); 9) комплекс нерасчлененных пермских отложений (P); 10) комплекс средне- и верхнекаменноугольных отложений (C_{2+3}); 11) комплекс нижне- и среднекаменноугольных отложений (C_1v, $Cv+n$, C_{1-2}); 12) комплекс фаменских верхне-девонских, фамен-турнейских, верхнедевонских и нижнекаменноугольных, турнейских нижнекаменноугольных отложений (D_3fm, D_3fm+C_1t); 13) комплекс средне, средневерхне и верхнедевонских отложений (D_2, D_{2-3}, D_3); 14) комплекс нижне- и среднедевонских отложений (D_{1-2}); 15) комплекс ордовикских, ордовик-силурийских и силурийских отложений (O, O+S, S); 16) комплекс кембрийских, верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений (Cm_3+O_1); 17) комплекс протерозойских, протерозой-нижнепалеозойских и синийских (ерменьтаусская свита) отложений (Pt,

Pt+Pz, Sn); 18) комплекс архейских пород (A), 19) комплекс интрузивных пород (γ).

1. **Воды спорадического распространения в субаэральных и делювиально-пролювиальных четвертичных отложениях** встречаются по всему району, но главным образом в восточной и юго-восточной частях территории по склонам речных долин, в верховьях рек, ручьев и балок, в межсопочных понижениях. Наиболее крупные поля распространения делювиально-пролювиальных отложений, содержащих воду, встречаются в районе озер Коксенгирсор, Итемген, Жарсор, Талдыколь, Алкамерген; в верховьях долин и по склонам рек Ишима, Нуры, Оленты, Селеты, Ащису, Тундыка; по склонам гор и сопок восточнее Ерменьтау, к востоку от Майкюбенского грабена, на юго-восточной границе Целинного края. Воды здесь распространены спорадически, в понижениях рельефа они приурочены к линзам и прослоям песков, супесей и песчанистых глин, залегающих среди суглинков и глин. Площадь отдельных обводненных участков незначительна — от 15 до 25 *км*^{2}. Мощность линз и водоносных горизонтов изменяется в пределах от 1 до 10 *м*, чаще 3—4 *м*, максимальную мощность они имеют в нижней части склонов сопок, где иногда выклиниваются трещинные воды. По условиям залегания воды безнапорные, лишь в отдельных случаях, когда водовмещающие породы заключены между линзами глин или суглинков, воды приобретают напор, величина которого не превышает 5—6 *м* Глубина залегания воды зависит от рельефа местности, в понижениях рельефа она составляет 3—4 *м*, на водоразделах достигает 30 *м*.

Удельные дебиты скважин и колодцев изменяются от 0,006 *л/сек* в глинах и суглинках, до 1,0 *л/сек* в песках. В частности, на северной оконечности горы Ерменьтау, по данным А. В. Беловой (1948), дебиты скважин, вскрывших воду в песчано-глинистых отложениях, достигали 1,7 *л/сек* при понижении на 1 *м*. В логу Кос Мурун в районе оз. Кожинколь (восточнее пос. Ерменьтау) дебиты шурфов, пройденных в этих же отложениях, достигают 0,5—0,7 *л/сек*, дебиты водопунктов в большинстве случаев незначительны и не превышают сотых долей литра в секунду. По данным З. Н. Рождественской (1962), дебиты родников в восточной части района в долинах рек Акжар, Куня и Баймурза колеблются в пределах 0,1—1,4 *л/сек*. Малая производительность водопунктов объясняется низкими фильтрационными свойствами водовмещающих пород, по результатам откачек, величина коэффициента фильтрации суглинков не превышает 3,0 *м/сутки*, песков 4,6—5,2 *м/сутки*.

Минерализация вод неодинакова. Пресные воды с минерализацией до 1 *г/л* приурочены главным образом к центральным частям неглубоких (не занятых солончаками) понижений рельефа, где атмосферные осадки непосредственно питают водосодержащие породы Они выходят на склонах сопок, где происходит подток трещинных пресных вод палеозоя. У подножия сопок минерализация воды увеличивается, это объясняется тем, что грубообломочный материал склонов сменяется суглинистым, замедляющим водообмен. Солоноватые воды наблюдаются также в бессточных понижениях и в крупных озерных котловинах, где процессы испарения грунтовых вод и накопления в них солей более интенсивны. На качество воды влияет также состав подстилающих пород. Так, наибольшая минерализация (до (35 *г/л*) отмечается в тех местах, где делювиально-пролювиальные отложения подстилаются загипсованными глинами неогена и палеогена, пресные же воды встречаются на участках, где делювиально-

пролювиальные отложения залегают на трещиноватых породах палеозоя.

По типу минерализации среди пресных вод преобладают гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные, кальциево-натриевые, натриево-кальциевые. Среди вод с минерализацией до 3 *г/л* воды сульфатного состава встречаются весьма редко, преобладает хлоридный натриевый тип минерализации. Воды в основном жесткие и очень жесткие. Режим вод непостоянен. Степень минерализации вод весьма изменчива не только по площади, но отмечаются также большие изменения по годам и по сезонам, тоже относится к дебитам скважин. Так, в районе Кокчетава, по данным наблюдательных скважин Северо-Казахстанской гидрогеологической станции, удельные дебиты изменяются от 0,12 *л/сек* зимой до 0,21 *л/сек* весной. Общая минерализация воды при этом изменяется от 817 *мг/л* зимой (январь 1954 г.) до 3438 *мг/л* весной (май 1954 г.). Повышение степени минерализации в летнее время обусловлено повышением уровня воды и растворением солей, накопившихся в зоне аэрации.

На северо-западе района, благодаря повышенному количеству осадков, мелкозападинному характеру рельефа и наличию лесов колочного типа, которые способствуют формированию пресных подземных вод, линзы пресных вод занимают от 5 до 10—15% территории, занятой делювиально-пролювиальными отложениями. Мощность этих линз редко превышает 2—4 *м*, линейные размеры их составляют десятки и первые сотни метров в поперечнике, местоположение обычно предопределяется наличием мелких западин суфозионного типа.

На юго-западе района на равнинных водораздельных пространствах, где отсутствуют западины и леса, преобладают линзы с солоноватыми и солеными водами. Многочисленные несколько глубже врезанные западины характеризуются развитием с поверхности солонцов, они нередко содержат соленые воды с общей минерализацией до 20—30 *г/л*.

Питание вод делювиально-пролювиальных отложений в основном происходит за счет атмосферных осадков и талых вод, но определенную роль в подпитывании водоносных горизонтов играют трещинные воды подстилающих пород. Режим грунтовых вод отличается непостоянством. Максимальный уровень отмечается в весенний период, к лету он постепенно спадает и зимой достигает минимума, амплитуда колебаний изменяется в зависимости от литологического состава водовмещающих пород, в суглинистых отложениях ее величина в два раза больше, чем в песчаных, и достигает 1—2 *м*. В связи с неглубоким залеганием и сравнительно удовлетворительным качеством, а также вследствие отсутствия в ряде районов других водоисточников, эти воды часто используются для водоснабжения мелких населенных пунктов и животноводческих ферм, они обычно эксплуатируются при помощи шахтных колодцев.

2. **Водоносный комплекс в четвертичных аллювиальных отложениях рек** развит по долинам Ишима, Чаглинки, Шидерты, Селеты, Жерисаккана, Акканбурлука, Иманбурлука, Бабыкбурлука, Аршалы, Жаманкан, Ащилы, Жиланды, Баксук, Еспе, Токай, Карасу, Аксу, Кылшакты, Шулак-Санды, Жаман-Кайракты и др. Водоносные породы представлены песками различного гранулометрического состава до гравия и галечника с валунами, переслаивающимися с суглинками, супесями, песчаными глинами. Аллювиальные отложения некоторых рек — Шулак-Сандык, верховьев Жаман-Кайракты, Ащилы и других содержат большое количество илов, замещающихся к основа-

нию разреза более грубым обломочным материалом. Мощность водоносных прослоев в среднем не превышает 2—4 *м*, изредка увеличивается до 10—17 *м*.

Воды аллювиальных отложений носят грунтовый характер, отдельные водоносные прослои гидравлически связаны между собой и представляют единый водоносный горизонт. В отдельных случаях, благодаря наличию водоупорных прослоев, наблюдаются местные напоры, величина которых изменяется от 0,1 до 5 *м*. Если под аллювиальными отложениями отсутствуют водоупоры, то заключенные в них

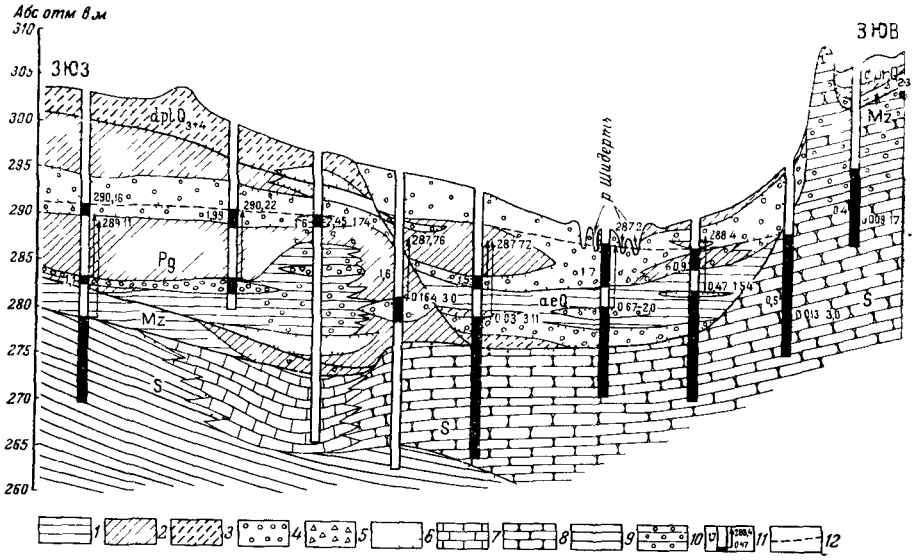


Рис. 42 Гидрогеологический разрез через долину р Шидерты, в 11,5 *км* ниже впадения р. Карасу, (составили З Н Рождественская, С Г Шкапская)

1 — глины, *2* — суглинки, *3* — супеси *4* — гравийно галечные отложения, *5* — щебень, *6* — разнозернистые пески, *7* — известняки *8* — песчаники, *9* — алевролиты аргиллиты, *10* — конгломераты, *11* — скважина, интервал глубины на котором породы в скважине обводнены закрашен черным цветом стрелка соответствует напору подземных вод цифры справа первая — дебит, *л/сек*, вторая — понижение *м*, цифра у стрелки абсолютная отметка пьезометрического уровня, *м*, слева — минерализация воды, *г/л*, *12* — уровень подземных вод со свободной поверхностью

воды гидравлически связаны с нижележащими водоносными горизонтами. Глубина залегания уровня грунтовых вод изменяется от 1 до 3—5 *м*, по долинам Ишима и Шидерты она достигает 15—25 *м*. Дебиты скважин, вскрывающих воду аллювиальных отложений р. Чаглинки, максимально составляют 8—11 *л/сек*, удельные дебиты до 2—3 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации здесь обычно измеряются величинами от 2 до 20 *м/сутки*, иногда достигая 60—90 *м/сутки*. Некоторое увеличение водопроницаемости аллювия отмечается в сторону русла, особенно в зоне подпорного влияния паводковых вод.

Детальными исследованиями установлено, что на отдельных участках р. Чаглинки существует слабая взаимосвязь подземных вод аллювиальных отложений с поверхностными водами реки. Удельные дебиты скважин, пробуренных в долине р. Шидерты, составляют 1,0—1,5 *л/сек*; в долине Ишма к югу от г. Есиль 0,5—1,0 *л/сек*, увеличиваясь от бортовых частей долины к руслу реки. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,5 *м/сутки* для супесчано-суглинистых отложений до 60 *м/сутки* для гравийногалечных

Гидрогеологический разрез через долину р. Шидерты хорошо характеризует условия залегания и основные гидрогеологические данные водоносного горизонта в аллювиальных отложениях (рис. 42).

Удельные дебиты скважин, заложенных в песчаных отложениях долины р. Нуры, достигают 17—21 *л/сек*, коэффициенты фильтрации пород изменяются от 85 до 180 *м/сутки* По данным Б Ф. Зайцева, удельные дебиты скважин, вскрывших пески по долинам рек Адас и Тюдык, достигали 1,7 *л/сек* При одновременной эксплуатации подземных вод из аллювия и из подстилающих трещиноватых скальных пород отмечается повышение дебита скважин и возрастает стабильность расходов В долине р Чаглинки дебит скважин, вскрывающих аллювий и подстилающие его трещиноватые сланцы, увеличивается по сравнению со скважинами, вскрывающими только аллювий, на 1—3 *л/сек*, удельные дебиты на 0,5—0,6 *л/сек* Такое же явление наблюдается и в долине Ишима

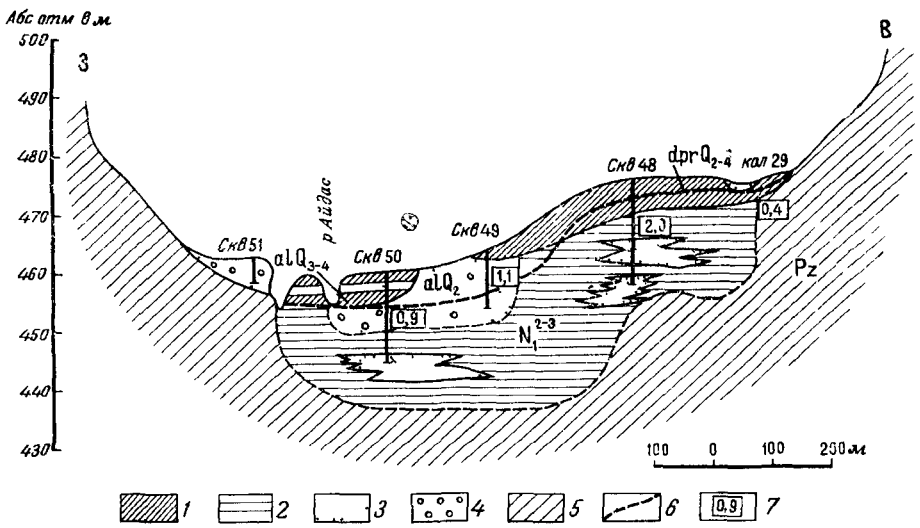


Рис 43 Гидрогеологический профиль через долины р Аиас (по Е В Быканоьои)

1 — суглинок *2* — глина *3* — песок *4* — гравий *5* — породы палеозойского и допалеозойского возраста, *6* — уровень воды, *7* — минерализация воды, *г/л*

Минерализация вод очень пестрая, колеблется в широких пределах — от 0,2 до 13 *г/л* Общая минерализация и состав воды в зависимости от условий питания и взаимосвязи с поверхностными водами реки изменяются как по площади, так и во времени, преобладает общая минерализация от 0,3 до 3 *г/л*, изредка она выше 3—5 *г/л*. Закономерным является повышение степени минерализации вниз по долинам рек, а также по мере удаления от русла к бортам долин (Нура, Ишим и др). На отдельных участках, где песчано-гравийные аллювиальные отложения вложены в глинистые или суглинистые породы, степень минерализации возрастает от русла к бортам долин, на таких участках отмечается наиболее высокая минерализация подземных вод в аллювии, особенно вне зоны влияния речных паводковых вод В приконтактовых частях долины со склонами степень минерализации вновь снижается, что особенно характерно для рек Ащису и Айдас (рис 43).

В тех случаях, когда водоносный горизонт питается пресными водами из окружающих водопроницаемых пород, весь поток подземных вод в аллювии является пресным. К *осенне-зимнему периоду* минерализация воды в аллювиальных отложениях несколько увеличивается, а по типу минерализации вода из гидрокарбонатной кальцие-

во-натриевой становится хлоридно-гидрокарбонатной натриевой. Иногда наблюдается увеличение минерализации подземных вод и при весеннем подъеме уровня. Это происходит на тех участках интенсивной разгрузки подземных вод за счет испарения, где в меженное время в зоне аэрации накопилось большое количество солей, растворившихся при подъеме уровня воды (долина р. Копинки вблизи устья и др.).

Питание аллювиального водоносного горизонта происходит в основном за счет талых вод и атмосферных осадков, выпадающих в виде дождей и снега, роль подтока подземных вод из других горизонтов незначительна. Режим аллювиальных вод связан с режимом рек. Максимальные уровни зеркала грунтовых вод приурочены к весне, минимальные — к осенне-зимнему периоду. Соответственно реки весной питают водоносный комплекс, а в межень грунтовые воды подпитывают реки.

Воды аллювиальных отложений используются для питья и для хозяйственных нужд поселков, расположенных по долинам рек. Они используются в основном для водоснабжения Кокчетава (р. Чаглинка), Васильковского карьера цементного сырья (р. Чаглинка) и ряда более мелких объектов.

3. **Водоносный комплекс верхне- и современночетвертичных озерных отложений** широко развит в котловинах соленых и пресных озер.

Гидрогеологические условия озерных котловин, выработанных в мезо-кайнозойских отложениях и непосредственно в скальных породах, различны. В первом случае в озерных отложениях преобладает тонкозернистый материал, из наиболее крупных озер к такому типу относятся Улькенколь, Калмыкколь и многие другие. Мощные толщи донных и береговых илов и глин, развитые в отложениях озер, затрудняют гидравлическую связь подземных вод с водами озера. В этих отложениях пресные воды встречаются лишь в виде редких небольших линз, формирующихся за счет местной инфильтрации осадков через водопроницаемые грунты на относительно возвышенных участках озерных пляжей. Нередко пресноводные линзы плавают на более соленых подземных водах (озера Кошкуль, Шокуркуль и др.).

В тех случаях, когда ложе котловины образуют скальные породы (к этому типу, как правило, относятся пресные озера находящиеся на возвышенных частях территории среди мелкосопочника — группа Боровских озер, Зеренда, Имантау и др.), современные озерные отложения обычно представлены более грубозернистым материалом — гравелистым песком или гравием, иногда с прослойками илов, глинистых песков и глин. Площадное распространение таких отложений невелико, они слагают пляжи и иногда образуют террасы шириной от нескольких метров до нескольких сотен метров с максимальной мощностью до 10 *м*. Полоса этих отложений часто не полностью окружает озеро, значительную часть береговой линии образуют скальные породы иногда вместе с узкой, всего в несколько метров, полосой пляжа. Однако несмотря на ограниченное площадное распространение, песчано-гравелистые озерные отложения таких озер обладают значительными ресурсами воды, которые обеспечиваются пополнением как из озера, так и за счет пресных подземных вод из скальных коренных пород. Дебиты скважин в отдельных случаях достигают 6—8 *л/сек*.

Береговые озерные отложения верхней террасы оз. Копа, возвышающиеся на 6—7 *м* над уровнем озера и достигающие ширины 1—1,5 *км*, погребены под покровными суглинками мощностью до 4—5 *м*.

Они представлены одним-двумя горизонтами гравелистых песков или песчано-гравелистых галечников мощностью 1—4 *м*, иногда разделенных прослойками глин мощностью до 2—3 *м*. Горизонты взаимосвязаны через песчаные «окна» в глинистых отложениях. Общая мощность озерных отложений (без покровных суглинков) 4—6 иногда 10—12 *м*. Гранулометрический состав отложений весьма невыдержанный, особенно в направлении, перпендикулярном к берегу. Минерализация подземных вод в озерных отложениях оз. Копа изменяется от 0,8 до 2,3 *г/л* в зависимости от условий питания, происходящего либо через покровные суглинки, либо через трещиноватые породы коренного ложа озерной котловины.

Озерные отложения оз. Боровое имеют мощность до 10 *м*, они представлены крупнозернистыми гравелистыми аркозовыми песками и слагают террасу шириной 0,4—0,6 *км*, простирающуюся к востоку и юго-востоку от озера. Удельный дебит скважин, получающих воду из озерных отложений, достигает 2 *л/сек*, вода используется для водоснабжения пос. Боровое и полива огородов подсобного хозяйства курорта. Аналогичные водоносные озерные отложения имеются на озерах Зеренде, Ипатовском, Якши-Янгизтау. Колодцами эксплуатируются воды на юго-западном берегу оз. Карлыколь (сел. Красный Май) и на северо-западном берегу оз. Басурман (сел. Еленовка).

На некоторых пониженных участках пляжей многих как пресных, так и соленых озер создаются благоприятные условия для интенсивного испарения. Этому способствует близкое к поверхности положение зеркала подземных вод и глинистый и суглинистый состав пород в зоне аэрации. В таких условиях в зоне аэрации накапливается большое количество солей и образуются солонцы. Подобное явление наблюдается на низкой озерной террасе оз. Копа, расположенной к востоку от озера близ устья р. Копинки, здесь на глубине 1—1,5 *м* подземные воды имеют минерализацию от 8 до 14 *г/л*, а на поверхности образуются солонцы. В том же месте на глубине 17—18 *м* встречаются воды с минерализацией 0,8 *г/л*. В прибрежной части указанной территории во время паводков происходит резкое опреснение верхней части водоносного горизонта в связи с подъемом уровня воды в озере, чем обусловливается временное движение пресной воды от озера в сторону террасы.

В восточной части района озерные отложения распространены близ озер Сасыксор, Киндыкты, Тенгиз, Мантен, Караколь и др. Обводнены линзы и прослои песков и супесей, находящиеся среди суглинков и глин, мощность прослоев и линз от 0,1 до 12,5 *м*, глубина их залегания 2—25 *м*, водообильность пород незначительна. Удельные дебиты скважин составляют сотые и десятые доли литра в секунду, коэффициенты фильтрации — 1,5—5,0 *м/сутки*. По степени минерализации воды пестрые, преобладают воды с минерализацией от 1 до 3 *г/л*, по типу минерализации среди пресных вод преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Воды озерно-аллювиальных отложений широко используются для водоснабжения небольших населенных пунктов и мелких хозяйств.

4. **Воды спорадического распространения в неогеновых отложениях** развиты на отдельных небольших участках, наиболее часто они встречаются по долинам рек Нуры, Ишима, Оленты, Шидерты и др., а также в некоторых озерных котловинах и у подножий массивов мелкосопочника. Вода находится в линзах и прослоях супесей, алевритов, песков и глинисто-щебнистых образований, залегающих среди суглинисто-глинистых пород неогена. В пределах района породы

неогена подстилаются палеогеновыми, палеозойскими и допалеозойскими отложениями, они перекрыты четвертичными отложениями различного генезиса или обнажаются на дневной поверхности. Мощность пород неогена в среднем равна 20 *м*, иногда достигает 40—60 *м*. Мощность водоносных прослоев и линз около 3—4 *м*, на отдельных участках она достигает 10—15, а иногда и более 20 *м* (район селений Дорофеевки и Кирилловки). Глубина залегания водоносных прослоев 3—4 *м*, иногда 15 *м* и более, воды грунтовые, но иногда при наличии водоупорных прослоев приобретают местный напор. Дебиты скважин незначительны и колеблются в пределах от тысячных и сотых долей до 0,5 *л/сек*; дебиты колодцев еще меньше, местами водоносные горизонты дренируются родниками с расходами до 0,1 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации составляют 0,5—2,5 *м/сутки*. По качеству воды пестрые, в основном они солоноватые и соленые. Только на тех участках, где водосодержащие породы выходят на поверхность и имеются благоприятные условия питания, воды в неогеновых отложениях пресные, по мере удаления от области питания они становятся солеными (Кокчетав).

Питание водоносных прослоев происходит довольно сложными путями. Отложения неогена, в основном слабоводопроницаемые суглинки и глины, затрудняют формирование подземных вод, что особенно отчетливо проявляется на равнинных участках их распространения. Благодаря наличию в этих отложениях небольших прослоев мелко- и тонкозернистых песков, песчаных глин и алевритов, в них образуются преимущественно линзообразные скопления подземных вод. Линзы, расположенные в верхней части разреза, питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков, расположенные в нижней части — за счет подтока из подстилающих водоносных отложений. В первом случае подземные воды имеют характер верховодки.

Воды неогеновых отложений не имеют практического значения ввиду их малого количества и высокой минерализации. В отдельных случаях воды используются в небольших хозяйствах для водопоя скота, они эксплуатируются главным образом шахтными колодцами.

5. **Водоносный комплекс олигоценовых отложений** распространен довольно широко, главным образом в северной части района на границе с Ишим-Иртышским районом, на участке от долины р. Чаглинки на западе до оз. Селеты-тенгиз на востоке. Отложения этого комплекса встречаются в виде разрозненных останцовых полей в районе пос. Бес-Тюбе, к югу от Тамсорской мульды, по юго-восточной границе с Ишим-Иртышским районом, восточнее пос. Майкаин, в долинах рек Шидерты, Оленты и Селеты, к востоку от горы Ерменьтау и на других участках.

В южной части района водовмещающими породами являются разнозернистые пески с включениями хорошо окатанного гравия, в северо-восточном направлении они замещаются тонко- и мелкозернистыми, часто глинистыми песками. В западной и юго-западной частях района в разрезе появляются прослойки глин и алевритов (пос. Северный Участок). Как правило, олигоценовые отложения залегают в многочисленных неглубоких впадинах складчатого фундамента, не выраженных в рельефе, они ложатся на скальные породы и на большей части территории перекрываются глинами неогена, обнажаются они на некоторых участках в средних частях склонов и в речных долинах (северный склон Коксенгирсорской мульды, сел. Комаровка, пос. им. Горького и др.). Мощность обводненной толщи небольшая и изменяется от 0,5—0,7 до 3—8 *м*, иногда достигая 10—15 *м*. Воды

в пониженных участках вскрываются на глубине от 0,2 до 20 *м*, на водоразделах на глубине 50—60 *м*

В местах выходов олигоценовых отложении на дневную поверхность создаются благоприятные условия для питания водоносных горизонтов и воды здесь пресные Воды олигоценового комплекса в основном напорные, величина напора 1—8 *м*, на левом берегу р Шидерты к северо-западу от пос Акжар вскрыты воды с напором 16,9 *м* Значительные напоры наблюдаются в пониженных участках рельефа Наряду с напорными водами, в пределах комплекса встречаются и грунтовые, они наблюдаются там, где песчаные толщи олигоцена выходят на дневную поверхность или залегают под маломощными суглинками и глинами Удельные дебиты скважин невелики, в пос Северный Участок они составляют 0,10—0,15 *л/сек*, у устья р. Карасу 0,02—1,4 *л/сек*, в северо-восточной части района 0,04—0,4 *л/сек* Производительность колодцев не превышает 0,1—1,2 *л/сек* Коэффициенты фильтрации в среднем равны 5—10 *м/сутки*, хотя на отдельных участках они возрастают до 50 *м/сутки* По качеству воды пестрые На тех участках, где водоносная толща залегает близко от поверхности или отсутствует водоупорное перекрытие, воды пресные, с минерализацией от 0,3—0,5 до 1—2 *г/л*, с удалением от этих участков минерализация возрастает. Так, близ Кокчетава кварцевые пески и галечники залегают на глубине 17—20 *м* непосредственно на скальных породах, а содержащийся в них водоносный горизонт питается за счет трещинных вод Воды здесь обладают напором до 15—16 *м* Удельные дебиты скважин от 0,3 до 1 *л/сек*, вода пресная с общей минерализацией 0,4—0,9 *г/л*

В западной и юго-западной частях территории, где среди олигоценовых отложений преобладают глинистые разности, воды слабосолоноватые и солоноватые Здесь на водоразделах и обширных межсопочных понижениях отложения олигоцена перекрыты глинами неогена, затрудняющими питание водоносного горизонта, преобладают воды с минерализацией 2—4 *г/л*, иногда возрастающей до 8—10 *г/л* Засолению вод олигоценового комплекса способствует также наличие в толще пород засоленных глин Пресные воды имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав, жесткость от 3 до 17 *мг·экв* Соленые и солоноватые воды имеют хлоридный натриевый и натриево-магниевый состав, их общая жесткость от 7,5 до 14 *мг·экв* Гидрогеологические условия этой части района приведены на рис 44.

Водоносный комплекс питается за счет атмосферных осадков, а также за счет трещинных вод палеозоя Разгрузка происходит в нижележащие водоносные горизонты и частично по рекам, балкам и оврагам.

Пресные воды олигоценовых отложений используются для хозяйственного и питьевого водоснабжения полевых станов и небольших ферм, эксплуатируются они шахтными колодцами

6 **Водоносный комплекс эоценовых отложений** приурочен к отдельным останцам эоценовых отложений, вытянутым в виде ряда узких полос на северо-восточном склоне Коксенгирсорской мульды, южнее районного центра Ленинградского, на левом берегу р Селеты к юго-востоку от Тамсорской мульды, южнее оз Селеты-тенгиз, на западном и юго-западном склонах Экибастузской мульды, у места слияния р Карасу с р Шидерты, в юго-восточной части района по границе с Ишим-Иртышским районом и к северу от Кокчетава Водовмещающие породы, как правило, представлены кварцевыми и опо-

ковидными песчаниками, кварцитами и мелкогалечными конгломератами, реже песчаными глинами с прослоями разнозернистых кварцевых и глауконитовых песков, кремнистых песчаников и кварцитов Мощность водовмещающих пород от 5 до 15 *м*.

Воды комплекса по склонам долин рек и балок выходят в виде родников, родники малодебитные, к осени они пересыхают, расходы родников не превышают 0,2 *л/сек*. Минерализация подземных вод неоднородна, в основном воды пресные и слабосолоноватые, по типу

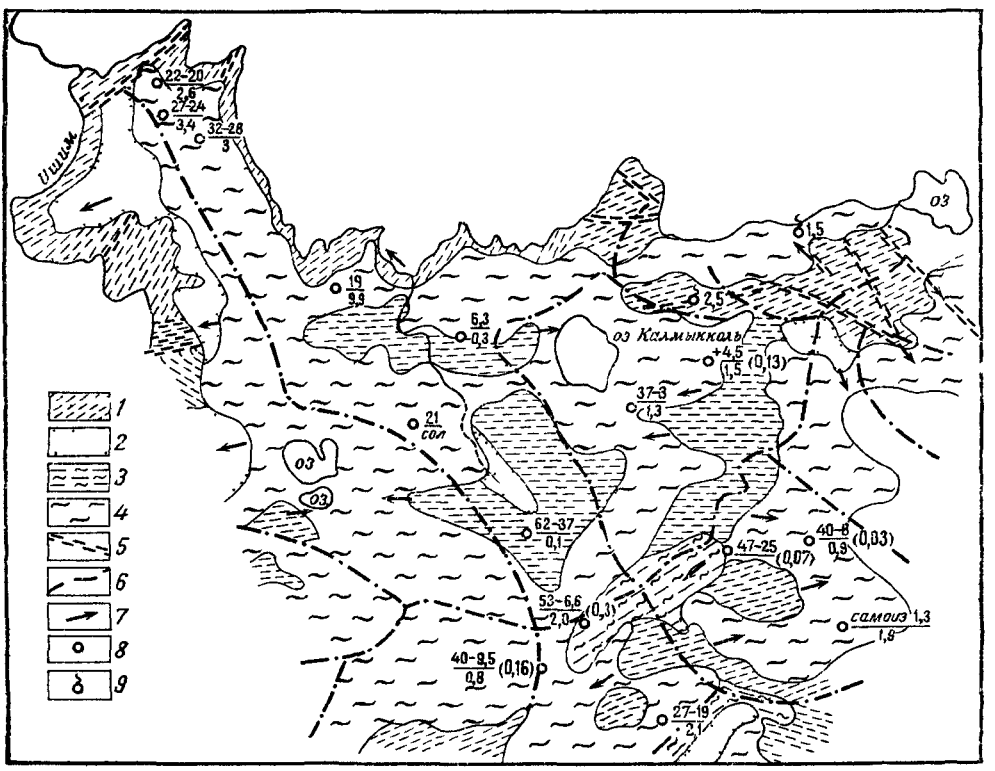


Рис 44 Гидрогеологическая схема района оз Калмыкколь (по материалам Н М Владимирова, М А Кенисарина и др)

Выходы на поверхность 1 — *пород фундамента (направление штриховки соответствует их простиранию) 2* — песчано глинистых отложений олигоцена *3* — щебенисто глинистых пород коры выветривания *4* — глинистых пород иеогена и коры выветривания (район развития напорных вод в скальных породах и на отдельных участках песков олигоцена) *5* — зоны нарушения и стока подземных вод в породах фундамента, *6* — водоразделы между бассейнами стока подземных вод *7* — направленне стока подземных вод *8* — скважина числитель — глубина вскрытия подземных вод, устаиовившийся уровень *м* знаменатель — общая мииерализация воды, *г/л, 9* — родник и его дебит, *л/сек*

воды в основном гидрокарбонатно-хлоридные, натриево-кальциевые, реже хлоридно-сульфатные натриевые Питание водоносного комплекса происходит за счет атмосферных осадков. Воды комплекса используются для водоснабжения мелких населенных пунктов, полевых станов и ферм.

7. **Водоносный комплекс нерасчлененных нижне-среднеюрских отложений** распространен на участке Майкюбинского грабена у слияния долин Иманбурлука и Ишима. Водоносные породы представлены конгломератами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, все они трещиноватые и содержат трещинные и трещинно-пластовые грунтовые воды, лишь на отдельных участках отмечаются

местные напоры, создаваемые водоупорными слоями аргиллитов и алевролитов. В отдельных скважинах (пос. Тамды, Майкюбенский грабен) наблюдается самоизлив воды на поверхность. В кровле водоносного комплекса в долине Иманбурлука залегают водоупорные опоковидные глины или водоносные пески и песчаники люлинворской свиты эоцена, в подошве — породы палеозоя.

Между описываемым водоносным комплексом и водами эоцена и палеозоя существует гидравлическая связь. Глубина залегания вод этого комплекса изменяется от 1,0 до 47,0 *м*, максимальные глубины наблюдаются в центральной части грабена. Удельные дебиты колодцев изменяются в пределах от 0,1 до 0,5 *л/сек*, а скважин от 0,02 до 0,46 *л/сек*. В отдельных случаях дебиты скважин могут быть значительно выше, так, например, в скважине, расположенной в районе пос. Тамды (Майкюбенский грабен), дебит при самоизливе достигал 10 *л/сек*. Минерализация вод описываемого комплекса, как правило, высокая, от 3 до 12 *г/л*. Однако в зонах разрывных тектонических нарушений, а также на участках близкого залегания воды к поверхности колодцы вскрывают пресные воды с минерализацией 0,4—0,7 *г/л*. Состав вод этого комплекса преимущественно гидрокарбонатный натриевый и хлоридный натриевый. Воды юрского комплекса малопригодны для водоснабжения.

8. **Воды спорадического распространения в коре выветривания мезозоя.** Кора выветривания распространена очень широко в виде небольших останцовых пятен, лишь в районе Кокчетава выделены два участка довольно значительных по площади. В пределах мелкосопочника породы коры выветривания, как правило, выходят на поверхность, изредка они перекрываются породами более молодого возраста. Воды приурочены к прослоям дресвяно-щебнистого материала, разнозернистых песков и сильно песчанистых глин, заключенных среди основной массы глинистых водоупорных пород, которыми сложена кора выветривания. В местах развития коры выветривания на скальных породах поровые воды, подстилаемые трещинными водами палеозойских, допалеозойских и интрузивных пород, образуют единый водоносный комплекс. Наряду с водоносными отложениями коры выветривания, представленными щебнем и грубозернистым материалом, имеются отдельные участки, на которых кора выветривания имеет глинистый состав, такие участки могут разобщать подземный сток и ухудшать условия циркуляции подземных вод. Подобный барраж в южной части Кокчетава вызывает перепад уровней подземных вод в 10 *м*.

Кора выветривания глинистого состава имеет широкое распространение и образует местные водоупорные толщи, придающие напорный характер циркулирующим ниже подземным трещинным водам палеозойского фундамента. Мощность водоносных прослоев колеблется от 3 до 30 *м*, но в подавляющем большинстве случаев не превышает 5—10 *м*. Глубина залегания воды от 2 до 25 *м*, а в отдельных случаях превосходит 38 *м*, воды эти бывают напорные и безнапорные, величина напора колеблется в пределах от 0,5 до 21, иногда до 60 *м*. Дебиты выработок разнообразные, но обычно небольшие, удельные дебиты скважин от 0,06 до 1,2 *л/сек*, дебиты родников составляют десятые и сотые доли литра в секунду.

На центральной усадьбе совхоза «Конзавод № 47» скважина глубиной 72 *м* вскрыла по всему разрезу кору выветривания глинистого и суглинистого состава с примесью щебня. Появление воды было отмечено на глубине 37 *м*, уровень установился на 12 *м*, дебит состав-

лял 0,7 *л/сек* при понижении на 30 *м*. В совхозе Симферопольском кора выветривания имеет мощность 10 *м*, представлена пестроцветной глиной с большим количеством щебня кварцитов. Вода появилась на глубине 4 *м*, уровень установился на 2,5 *м*, дебит составлял 0,17 *л/сек* при понижении на 2,5 *м*.

Минерализация и химический состав вод коры выветривания довольно разнообразны, заметное влияние на них оказывает литологический состав пород, из которых образовалась кора. Воды хорошо промытой дресвяной и щебнистой коры выветривания, образовавшейся на интрузивных породах, как правило, слабо минерализованы, с сухим остатком до 3 *г/л*, преимущественно гидрокарбонатные натриевые или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые. В коре выветривания, развитой на мелкозернистых песчаниках карбона, обычно содержатся воды с сухим остатком 3—5 *г/л*, а там, где водоносны каолиновые глины, минерализация вод достигает 10 *г/л*. Химический состав вод различен, преобладают хлоридные натриевые и гидрокарбонатные натриевые воды. Воды коры выветривания получают питание за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках неглубокого залегания, а также за счет подтока вод из выше- и нижележащих отложений.

Воды коры выветривания используются для водоснабжения в местах близкого залегания к поверхности, они эксплуатируются шахтными колодцами для питьевых и хозяйственных нужд.

9. **Водоносный комплекс нерасчлененных пермских отложений** распространен в юго-восточной части района на незначительной площади. Водовмещающими породами являются эффузивные породы — трещиноватые ортофиры, кварцевые порфиры и их туфы. Воды вскрыты колодцами в поселках Талды, Тараkты, Елубай и других, глубина их залегания 1,0—1,5 *м*. Водообильность пород незначительна, воды пресные с минерализацией до 0,8 *г/л*, используются при помощи шахтных колодцев для водоснабжения небольших хозяйств.

10. **Водоносный комплекс средне- и верхнекаменноугольных отложений** (владимировская свита) распространен в ядрах карбоновых структур — в Коксенгирсорской, Яблоновой, Ново-Михайловской и Ишимской мульдах. Водоносные породы представлены трещиноватыми песчаниками, алевритами, конгломератами, известняками и сланцами.

Водоносный комплекс большей частью перекрыт четвертичными отложениями, реже в его кровле залегают либо палеогеновые глины, либо глины коры выветривания. Комплекс подстилается водоносными породами нижнего карбона (визе-намюр-турне). По типу воды пластово-трещинные, чаще безнапорные, глубины их залегания от 2—10 до 15—25 *м*. Мощность водоносного горизонта зависит от трещиноватости пород. По данным буровых и геофизических работ, мощность наиболее интенсивной зоны трещиноватости не превышает 100 *м*. Водообильность пород незначительная, только в Ново-Михайловской мульде дебиты скважин достигают 1,5—2,3 *л/сек* при понижении от 5 до 19 *м*. В Яблоновой мульде дебиты скважин не превышают десятых долей литра в секунду. Коэффициенты фильтрации пород незначительны и изменяются от 0,005 до 0,5 *м/сутки*.

По степени минерализации воды пестрые, наряду с пресными, встречаются также и соленые воды, переходящие друг в друга по площади и по разрезу. По данным Н. М. Владимирова и других исследователей, в Ново-Михайловской мульде пресные воды с минерализацией 0,3—0,6 *г/л* распространены до глубины 30—50 *м*, ниже

воды соленые. По типу пресные воды гидрокарбонатные кальциевые слабосолоноватые; солоноватые и соленые воды имеют хлоридно- и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав. Питание водоносного горизонта происходит за счет атмосферных осадков и подтока воды из других водоносных горизонтов. В связи с тем, что породы владимировской свиты обладают слабой водоотдачей и малыми мощностями водоносных пород, запасы вод комплекса незначительны и рекомендовать эти воды для крупного водоснабжения нельзя; они могут быть использованы лишь для водоснабжения небольших хозяйств.

11. **Водоносный комплекс нижне- и среднекаменноугольных отложений,** включающий визейский, визе-намюрский ярусы нижнего карбона, кирейскую свиту нижнего — среднего карбона, распространен повсеместно в центральных частях мульд — Коксенгирсорской, Яблоновой, Ново-Михайловской, Богембайской, Манырайской, Тамсорской, Тениз-Коржункульской, Экибастузской и других более мелких. Наибольшее значение он имеет в Яблоновой мульде, где к нему приурочены пресные воды и он наиболее водообилен. Водовмещающие породы представлены песчаниками, переслаивающимися с алевритами, сланцами, углями, конгломератами и известняками. В отдельных ослабленных зонах все породы интенсивно разбиты трещинами, средняя глубина распространения интенсивной трещиноватости 80—90 *м*. По данным А. М. Краснинской, на Яблоновой мульде в скважине глубиной 301 *м* до глубины 100 *м* наблюдалась интенсивная трещиноватость, в интервале 100—148 *м* она была значительно ослаблена, ниже 148 *м* количество трещин стало еще меньше и осталось постоянным до забоя. По данным Л. П. Климовой, в скважине, пробуренной на Тамсорской мульде, интенсивная трещиноватость наблюдалась до глубины 230 *м* (забой скважины). Характер трещиноватости, сравнительно выдержанное направление трещин, увеличение интенсивности трещиноватости на отдельных участках с глубиной — все это указывает, что трещиноватость вызвана в основном тектоническими процессами, хотя в верхней части толщи определенную роль играет и физико-химическое выветривание. В ослабленных зонах установлены открытые и закрытые трещины, последние обычно закальматированы глинистым материалом или кальцитом и малообводнены. В гидрогеологическом отношении наиболее интересны ослабленные зоны с открытой трещиноватостью, так как обычно они значительно обводнены, размеры трещин разные — от 1—2 *мм* до 1 *см*.

Воды комплекса трещинно-пластовые, трещинно-карстовые и трещинные, в основном безнапорные, лишь в центральной части Яблоновой мульды, в районе оз. Тамсор и на некоторых других участках, где трещиноватые породы перекрыты глинами, воды напорные до самоизлива, уровень устанавливается на глубине от 1,5 до 15—17 *м*. В устье лога, впадающего с юга в оз. Тамсор, напорные воды выходят на поверхность в виде термального малодебитного источника с температурой воды 36,4° (замеры А. Б. Авдеевой).

Глубина залегания подземных вод различна и изменяется от 2—3 до 50 *м*. В Яблоновой мульде, в зонах с повышенной водообильностью, дебиты скважин довольно значительны — от 5,9 до 25,5 *л/сек, при понижениях* от 1,13 до 36,5 *м*. Удельные дебиты в среднем составляют 1—2,5 *л/сек,* достигая в некоторых скважинах 13,5 *л/сек*. В пределах Тамсорской мульды дебиты скважин значительно меньше, от 0,3 до 0,4 *л/сек* при понижении на 11,3—16,5 *м*; в Коксенгирсорской

мульде удельные дебиты от десятых до сотых долей литра в секунду, на других мульдах водообильность пород также слабая

В пределах Тениз-Коржункульской и других мульд удельные дебиты скважин не превышают сотых, изредка десятых долей литра в секунду Резко повышаются дебиты скважин, вскрывающих водоносный комплекс, представленный в основном известняками Так, в 5 *км* к северо востоку от пос Еременьтау дебит скважины равен 15,1 *л/сек*, при понижении на 5,2 *м* Фильтрационные свойства пород комплекса неоднородны, в Яблоновой мульде они довольно высокие, коэффициенты фильтрации пород в ней изменяются от 0,69 до 40,6 *м/сутки*, среднее их значение — 6,0 *м/сутки*, в более мелких мульдах западной части района коэффициенты фильтрации колеблются от 0,15 до 1,5 *м/сутки*

Воды комплекса характеризуются пестротой минерализации и химического состава, встречаются воды пресные, слабосолоноватые, солоноватые и соленые В распространении минерализации наблюдается определенная закономерность, по мере удаления от областей питания — от окружающих мульды гранитных массивов, и приближения к областям разгрузки — к центральным частям мульд и озерным впадинам, минерализация возрастает В пределах Яблоновой мульды пресные воды с минерализацией до 1 *г/л* развиты на участках активного водообмена и инфильтрации атмосферных осадков, наиболее широко здесь распространены слабосолоноватые воды с сухим остатком от 1 до 3 *г/л* Солоноватые воды с минерализацией от 3 до 5 *г/л* развиты к западу от оз Итеймен, они формируются в условиях застойного режима и удаленности от областей питания Такая же картина наблюдается и в пределах Тамсорской мульды, где степень минерализации повышается в направлении с запада на восток, от областей питания к областям разгрузки В общем степень минерализации вод комплекса изменяется от 0,2 до 8—10 *г/л*, а общая жесткость в водах с минерализациеи от 1 до 3 *г/л* составляет 2—4 *мг экв*

Воды комплекса по типу гидрокарбонатно-хлоридные, натриево-кальциевые, хлоридно гидрокарбонатные натриевые изредка сульфатно хлоридные магниево-натриевые На изменение химического состава и увеличение степени минерализации оказывают значительное влияние мощность и литологический состав перекрывающих комплекс отложении, а также состав водовмещающих пород Закономерно наблюдается, что в песчано алевролитовых отложениях формируются более пресные воды, чем в угленосной толще Реакция вод слабо щелочная, величина pH изменяется в среднем от 7,6 до 7,8

В пределах Яблоновой мульды проводились наблюдения за изменением минерализации с глубиной при проведении откачек продолжительностью от 12 до 75 суток, а также при проведении трехмесячной опытно-эксплуатационной откачки В течение всего этого времени изменений минерализации не наблюдалось, не наблюдалось также ее изменений до глубины 300 *м* Вредных примесей в водах комплекса нет Наблюдения за режимом подземных вод, проводившиеся в течение 2,5—3 лет, указывают на сравнительную стабильность в многолетнем разрезе химического состава, общей степени минерализации и уровня подземных вод Питание водоносного комплекса смешанное, оно происходит за счет атмосферных осадков и подтока воды из нижележащих водоносных горизонтов и комплексов Подток вод наблюдается со стороны горных массивов, сложенных метаморфическими породами верхнепротерозойского возраста, и со стороны гранитных интрузий, разгрузка происходит в озерные котловины

Наблюдения за режимом подземных вод описываемого комплекса, проведенные в Яблоновой мульде, показали сравнительную стабильность уровня и химического состава подземных вод во времени. Амплитуда колебаний уровня не превышает 40 *см*, общее снижение уровней наблюдается до апреля, затем по июль происходит подъем уровней. Температура воды изменяется от +3—4 до +5—6,5°.

Воды описываемого комплекса в пределах Яблоновой мульды могут быть источником водоснабжения для крупного предприятия.

12. **Водоносный комплекс фаменских верхнедевонских фаментурнейских верхнедевонских и нижнекаменноугольных, турнейских нижнекаменноугольных отложений** развит в пределах периферийных частей мульд: Коксенгирсорской, Тамсорской, Богембайской, Манысбайской, Кандаульской, Ново-Михайловской, Кокчетавской, Ишемской, Чистопольской, Джаркаинагачской, Павловской и других более мелких. Водовмещающие отложения комплекса представлены главным образом карбонатными породами — известняками, мергелями и доломитами, реже песчаниками, сланцами, алевролитами и аргиллитами. Все породы сильно дислоцированы и разбиты многочисленными трещинами, известняки слагают крылья мульд и выходят на поверхность в виде гряд меридионального простирания шириной от 0,5 до 1,5—2,0 *км*.

Известняки нередко кавернозные и закарстованные, карстовые пустоты и трещины в известняках распространены неравномерно и часто заполнены продуктами разрушения пород. В Тамсорской мульде карст проявляется в наличии вытянутых западин и лощин, совпадающих с общим простиранием пород и заполняющихся в весеннее время водой. Скважины, пробуренные до глубины 100 *м*, не вышли из зоны трещиноватости, не вышли из нее и скважины, пробуренные в соседнем Тениз-Кургальджинском районе до глубины 400 *м*. Ширина трещин в известняках обычно близка к 0,5 *см*. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах зона интенсивной трещиноватости распространена до глубины 40—60 *м*. Хорошо промытые и наиболее широкие трещины наблюдаются только до глубины 25—40 *м*, ниже трещины волосяные, часто заполнены кальцитом и глиной.

По условиям залегания воды описываемого комплекса трещинно-пластовые, трещинно-карстовые и трещинные, в основном безнапорные. Напорными они являются только во внутренних частях мульд, где породы турне-фамена перекрыты практически водоупорными породами визе или породами мезо-кайнозоя. Глубина залегания водоносного комплекса колеблется в широких пределах: в Акжаро-Борлинской мульде на крыльях структур она составляет 30—50 *м*, в осевой части 100—132 *м*, в Тамсорской мульде от 3 до 20 *м*, в Манысбайской мульде от 6 до 24 *м*, в Коксенгирсорской мульде от 4—5 до 25—30 *м*.

Водообильность комплекса чрезвычайно изменчива не только по площади, но и по глубине. Наиболее водообильны светло-серые, иногда почти белые известняки, залегающие в кровле толщи до глубины 30—50 *м*. Подстилающие их темно-серые известняки, менее дислоцированные и слабо трещиноватые, часто служат водоупором для вышележащих светло-серых известняков, песчаники, сланцы и аргиллиты также маловодообильны. Дебиты скважин, пробуренных в Богембайской мульде, составляют 5—6 *л/сек* (Самсонов, 1961). Наиболее водообильны турнейские известняки Тамсорской мульды. По данным Н. К. Архиповой и других исследователей, здесь дебиты скважин колеблются от 1 до 15 *л/сек* при понижении от 1 до 19 *м*,

удельные дебиты от 0,57 до 8,3 *л/сек*, в среднем 4,7 *л/сек*. Такие большие колебания величины удельных дебитов свидетельствуют о неравномерной трещиноватости водосодержащих пород. Дебиты скважин в более мелких мульдах изменяются от 0,015 до 9—10 *л/сек* при понижении от 0,5 до 34 *м*, удельные дебиты изменяются от 0,001 до 1,9 *л/сек* (Экибастузская мульда), причем большей частью они измеряются сотыми и десятыми долями литра в секунду.

Пестрота величин дебитов объясняется неравномерной закарстованностью известняков и резким увеличением водообильности в зонах тектонических нарушений. Так, например, наибольший дебит имеет родник «Святой», приуроченный к зоне тектонического нарушения в пределах Акжаро-Борлинской мульды, он имеет много выходов, которые сливаются и образуют ручей с расходом около 140 *л/сек*. На восточном крыле Тамсорской мульды дебиты скважин при спаренной пробно-эксплуатационной откачке, проведенной в осенне-зимний период, были равны 27,2 и 27,7 *л/сек* при понижениях на 4,06 и 7,15 *м*; удельные дебиты соответственно 3,88 и 6,7 *л/сек*. При проведении весенней откачки из тех же скважин удельные дебиты увеличились с 3,88 до 4,9 *л/сек* и с 6,7 до 11,4 *л/сек*. Такое резкое изменение дебитов свидетельствует о том, что основное питание водоносный комплекс получает за счет талых вод.

В Коксенгирсорской мульде дебиты скважин изменяются от 0,8 до 10 *л/сек*, наиболее водообильны породы комплекса на ее северном крыле. Фильтрационные свойства и водообильность пород комплекса в пределах мульды изменяются не только по площади, но и с глубиной. Опытные работы показали, что наибольшей водообильностью отличаются участки с пологим залеганием слоев, повышенной водообильностью обладают также породы комплекса на участках неглубокого залегания уровня грунтовых вод. Как указывалось выше, водообильность пород уменьшается с глубиной, удельный дебит на глубине 100 *м* равен 0,83 *л/сек*, на глубине 107 *м* 0,3 *л/сек*, на глубине 300 *м* воды уже не было.

В Маныбайской мульде наиболее водообильные участки находятся в центральной и южной частях. Максимальный дебит скважин составляет 25 *л/сек* при понижении на 6,45 *м*, удельный дебит 3,8 *л/сек*. На северном крыле мульды дебиты скважин составляют 5,4—5,6 *л/сек* при понижениях от 6,9 до 10 *м*, удельный дебит от 0,4 до 0,8 *л/сек*. В Ново-Михайловской мульде дебиты скважин колеблются в широких пределах — от 1,7 до 16,7 *л/сек*, при понижениях от 3,3 до 17,0 *м*, удельные дебиты скважин в среднем составляют 0,7—0,8 *л/сек*. В Яблоновой мульде водообильность пород турнейского яруса незначительна, породы практически безводны.

Воды описываемого комплекса в основном пресные, но встречаются также солоноватые до соленых. В краевых частях мульд, там где известняки выходят на поверхность, воды пресные с сухим остатком до 1 *г/л* и жесткостью 2—5 *мг·экв*, по типу воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые. В центральных частях мульд, где породы комплекса прикрыты более молодыми глинистыми отложениями, воды обычно отличаются повышенной и высокой минерализацией — до 5 *г/л* и более. В Тениз-Коржункульской мульде воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатно-сульфатные, из катионов преобладают натрий и кальций.

В породах Тамсорской мульды пресные воды на западном и южном крыльях приобретают минерализацию от 0,3 до 0,9 *г/л*. По химическому составу воды здесь хлоридно-гидрокарбонатные и гидро-

карбонатно-хлоридные, магниево-натриевые и кальциево-натриевые, общая жесткость от 3,3 до 6 *мг·экв*. На северном крыле воды слабосолоноватые с минерализацией от 1 до 2,6 *г/л*. Повышение степени минерализации отмечается на участках, расположенных вблизи распространения соленых вод в окружающих породах. При длительных откачках не наблюдалось значительного повышения степени минерализации, не отмечалось также изменений минерализации с глубиной.

В пределах Коксенгирсорской мульды воды по составу пестрые, минерализация изменяется от 0,1 до 10 *г/л*. В области разгрузки воды соленые и горько-соленые (оз. Коксенгирсор); пресные воды здесь в основном гидрокарбонатно-хлоридные натриево-магниевые, на северном крыле мульды от гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые. В Чистопольской мульде воды пресные гидрокарбонатного состава с минерализацией 0,2—0,6 *г/л*, в Яблоновой мульде воды пресные и слабо-солоноватые. По данным Б. Г. Самсонова (1961) и П. М. Фролова (1960), минерализация воды увеличивается по мере погружения пласта к центру мульды, в краевых ее частях, как правило, увеличение минерализации с глубиной незначительное. Так, Б. Э. Боревский отмечает повышение степени минерализации на северном крыле Коксенгирсорской мульды от 200 до 400 *мг/л* в интервале глубины от 0 до 200 *м*, содержание вредных примесей в водах комплекса не превышает нормы.

Питание водоносного комплекса происходит в основном за счет атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на площади его распространения, не меньшее значение имеют временные водотоки, стекающие с сопок и гор, питающие в весенний период водоносный комплекс, а также зимние осадки. Как правило, области питания совпадают с областями распространения водоносного комплекса. Большое значение для питания комплекса имеет подток воды из других близко залегающих водоносных горизонтов и комплексов, главным образом из комплексов гранитных массивов и ордовик-силур-девонских пород, имеют определенное значение также воды, содержащиеся в породах, подстилающих описываемый комплекс. Разгрузка подземных вод происходит по зонам тектонических нарушений, по долинам рек (Оленты, Шидерты, Тузды и Ишима), в виде родников, расходы которых незначительны; отмечается разгрузка в озерные котловины и в окружающие породы.

Многолетние наблюдения за режимом подземных вод описываемого комплекса показывают, что колебания уровней, изменения температуры воды и степени общей минерализации в большинстве случаев незначительны. Наблюдения проводились на трех мульдах: Маныбайской, Тамсорской, Коксенгирсорской. Для всех мульд установлено, что режим подземных вод полностью зависит от климатических факторов — количества талых вод, атмосферных осадков и годовых колебаний температуры воздуха. При неглубоком залегании уровня амплитуда колебаний довольно высока — 0,8—0,9 *м*, при более глубоком залегании уровня она ничтожна — 0,2—0,3 *м*. Наиболее низкие положения уровня наблюдаются в осенне-зимний период и весной перед паводком. Колебания температуры воды повторяют колебания температуры воздуха с некоторым опозданием в зависимости от глубины залегания уровня. Если уровень залегал на глубине 1,5—2 *м*, то температура воды в сентябре-октябре достигала 8—10° (Тамсорская мульда), при увеличении глубины залегания уровня до 10—20 *м* и более температура в те же месяцы достигала лишь 4—6°.

Резких колебаний степени минерализации вод комплекса не на-

блюдалось, наиболее высокая минерализация в большинстве случаев отмечается летом, наименьшая — в зимне-весенний период. Благодаря высокой водообильности, близкому к поверхности залеганию подземных вод и хорошему их качеству, водоносный комплекс имеет большое практическое значение, он эксплуатируется скважинами на ст. Ерменьтау, в пределах Акжаро-Борлинской структуры, в Богембайской, Манынбайской, Тамсорской, Қайдаульской и других мульдах. Родник «Святой», находящийся вблизи южной границы района, полностью обеспечивает водой крупный совхоз «Тракторист». По ряду мульд (Богембайской, Яблоновой, Тамсорской, Қайдаульской, Экибастузской) проведена детальная разведка подземных вод с подсчетом запасов и утверждением их в ГКЗ. Перспективы использования водоносного комплекса велики, на его водах может быть основано водоснабжение многих населенных пунктов, расположенных в районе мульд.

13. **Водоносный комплекс средне, средне-верхне и верхнедевонских отложений** широко распространен в пределах Целинного края. Породы этого возраста слагают Ерменьтауский антиклинорий, Тениз-Коржунсульскую и Акжаро-Борлинскую структуры, Тамсорскую мульду и др. Кроме того, он наблюдается в районе пос. Благодатное, в междуречье Шидерты-Карасу, к югу от оз. Шибындыколь, западнее Рузаевки и на других более мелких участках в пределах Кокчетав-Экибастузского района.

Водовмещающие породы представлены песчаниками, конгломератами, аргиллитами и кремнистыми сланцами, реже известняками и алевролитами. В различных литологических типах пород развита трещиноватость разного характера. В песчаниках и алевролитах наблюдаются трещины как совпадающие по направлению с напластованием, так и секущие пласты. Ширина трещин в песчаниках, выходящих на поверхность, от десятых долей до 2—5 *мм*, часть трещин закальматирована. Трещины в аргиллитах и сланцах направлены в основном по слоистости пород, они часто открытые, волосяные, ширина их не превышает нескольких миллиметров. Наиболее обильная трещиноватость приурочена к зонам интенсивного выветривания пород, мощность таких зон в песчаниках составляет от 30 до 50 *м*, в сланцах и аргиллитах до 60—80, изредка до 100 *м*.

Глубина залегания подземных вод изменяется в широких пределах от 0,5 до 110,0 *м*, максимальная глубина комплекса (111 *м*) отмечена в районе оз. Шоптыкуль По долинам рек и у подножий сопок водосодержащие породы выходят на дневную поверхность, в зонах тектонических нарушений и на контактах с другими породами трещины проникают на глубину до 100 *м*. По типу воды комплекса трещинно-пластовые и трещинные, в основном безнапорные, на отдельных участках, где они залегают под мощной толщей глинистых осадков мезо-кайнозоя, воды напорные, величина напора изменяется от 2—3 до 30—50 *м*, в отдельных случаях до 100 *м*. Удельные дебиты скважин составляют сотые и десятые доли литра в секунду, дебиты родников, выходящих по долинам рек и ручьев, не превышают сотых долей. Малые удельные дебиты (0,004—0,06 *л/сек*) наблюдаются в скважинах, вскрывших аргиллиты и сланцы, большие (0,2—0,4 *л/сек*) в скважинах, вскрывших песчаники. Исключение составляют зоны крупных тектонических нарушений, где дебиты скважин достигают 10 *л/сек* (Чистопольская мульда).

Коэффициенты фильтрации обводненных пород составляют 0,1—2,0 *м/сутки*, в зонах тектонических нарушений они возрастают до 15—20 *м/сутки*. Воды преимущественно пресные и слабосолоноватые с ми-

нерализацией от 0,1 до 3,3 *г/л*; преобладают гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые воды, но встречаются и другие типы вод. На участках, где породы девона выходят на дневную поверхность или залегают неглубоко, в них формируются пресные воды, в тех местах, где водоносные отложения среднего и верхнего девона перекрыты мезозойско-кайнозойскими образованиями, скважины вскрывают солоноватые воды с минерализацией до 3—5 *г/л*. Повышение степени минерализации наблюдается на участках, расположенных в межсопочных впадинах, озерных котловинах и руслах временных водотоков. По типу минерализации пресные воды относятся к гидрокарбонатно-хлоридным натриево-магниевым. Слабосолоноватые воды хлоридные, хлоридно-сульфатные и сульфатные натриево-магниевые с общей жесткостью от 9 до 18,6 *мг·экв*; солоноватые воды хлоридно-сульфатные натриево-магниевые и хлоридные натриево-магниевые. Воды широко используются для водоснабжения мелких населенных пунктов.

14. **Водоносный комплекс нижне- и среднедевонских отложений** развит преимущественно на крыльях мульд, но в виде отдельных небольших полей отмечен в пределах всего района. Наибольшая площадь его развития находится восточнее рудника Семиз-Бугу, к югу и к северу от Майкюбенского грабена, на крыльях Экибастузской мульды и на крайнем юго-востоке описываемой территории на границе с Ишим-Иртышским районом. Водосодержащие породы в большинстве случаев выходят на поверхность, они представлены кислыми эффузивами: альбитофирами, ортофирами, порфирами и их туфами, редко туфопесчаниками.

Эффузивные породы характеризуются хорошо развитой трещиноватостью, мощность трещиноватой зоны достигает 60—70 *м*, иногда более. Кроме региональных трещин, развитых в зонах тектонических нарушений и на контактах с другими породами, наблюдается локальная мелкая трещиноватость, связанная с процессами выветривания. Глубина залегания водоносного комплекса от 0,3 до 50,0 *м*. Трещинные воды почти всегда безнапорные, но там, где породы комплекса перекрыты водоупорными суглинками и глинами, воды становятся напорными; величина напора достигает 26 *м*, местами наблюдается самоизлив. У подножий склонов сопок, в зонах тектонических нарушений и на контактах с породами другого возраста выходят многочисленные родники с дебитами в сотые и десятые доли литра в секунду, только некоторые имеют расход 2,0—5,0 *л/сек*. Дебиты скважин и колодцев небольшие, удельные дебиты скважин составляют от 0,04 до 0,1—0,3 *л/сек*.

Воды нижне-среднедевонских отложений преимущественно пресные с минерализацией до 1 *г/л* или слабосолоноватые с минерализацией до 3 *г/л*, на участках перекрытия эффузивов глинами коры выветривания минерализация воды возрастает до 4,4 *г/л* (ст. Джалтыр). По химическому составу преобладают гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже хлоридные натриевые и сульфатные натриевые воды. В воде обнаружены: молибден, серебро, хром, стронций, никель и барий, содержания их близки к фоновым.

Воды пород среднего и верхнего девона могут играть существенную роль в водоснабжении, хотя по водообильности они уступают водам известняков турне и фамена. Водоснабжение отдельных усадеб можно осуществить за счет использования вод родников, увеличив их дебит путем улучшения каптажа; для водоснабжения более крупных хозяйств необходимо бурение разведочно-эксплуатационных скважин

глубиной преимущественно до 50 *м*. Наиболее целесообразно закладывать их в зонах тектонических разломов.

15. **Водоносный комплекс ордовикских, ордовик-силурийских и силурийских отложений** широко распространен как в центральной части района, так и по его периферии. Наибольшую площадь (около 20 000 *км*^{2}) он занимает к северо-востоку и к югу от ст. Есиль, несколько меньшие выходы имеются восточнее Кокчетава, восточнее и севернее Степняка. Водоносный комплекс окаймляет Майкюбенский грабен, образуя зону радиусом 50—60 *км*, а также выходит на левом берегу Иртыша к востоку от сел. Майского.

Водовмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами, сланцами и конгломератами, эффузивами основного состава и их туфами, сильно разбитыми трещинами. По данным бурения, интенсивная трещиноватость в эффузивных породах распространяется на глубину до 40 *м*, ниже до глубины 60—70 *м* интенсивность трещиноватости уменьшается, а трещины становятся волосяными; в песчаниках трещиноватость распространяется на глубину до 80 *м* и более. При проходке шахт на глубине 100—350 *м* и более были встречены отдельные трещины, содержащие напорные воды. Скважина, пройденная из штрека одной шахты с глубины 350 *м*, встретила на глубине 424 *м* трещину с напорной водой, высота напора над устьем скважины составляла 0,60 *м*, дебит при самоизливе достигал 4,5 *л/сек*.

Воды этого комплекса по типу трещинные, безнапорные, только на отдельных участках, где породы перекрыты водонепроницаемыми суглинками и глинами, воды имеют местный напор, по склонам долин рек и у подножий сопок они выходят в виде небольших нисходящих источников и мочажин. Глубина залегания водоносного комплекса изменяется от 1 до 50 *м* и в среднем равна 15—20 *м*. Только там, где породы комплекса перекрыты чехлом мезо-кайнозойских отложений, напорные воды залегают на глубине 25—30 *м*, а в единичных скважинах глубина достигает 59 *м*, величина напора в этих случаях изменяется от 11 до 60 *м*.

Водоносный комплекс слабо водообилен, дебиты скважин в среднем колеблются от сотых долей до 1 *л/сек*, удельные дебиты также небольшие, только в зонах тектонических нарушений и на контактах с другими породами водообильность возрастает. Максимальные дебиты дали скважины, приуроченные к зонам тектонических нарушений в нижнеордовикских отложениях, в районе Степняка дебиты составляют от 1,0 до 6,45 *л/сек* при понижении на 13,15—26 *м*. Скважины, заложенные вне зон тектонических нарушений, в песчаниках с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, дают дебиты от 0,01 до 1,17 *л/сек* при понижении на 9—15 *м*. Удельные дебиты в зависимости от трещиноватости пород изменяются от 0,001 до 0,64 *л/сек*.

По склонам балок, в межсопочных понижениях и в долинах рек выходят многочисленные родники с дебитами в тысячные и сотые доли литра в секунду. Так, родник, расположенный на контакте эффузивных пород с осадочными, дает расход 1 *л/сек*, а родник, расположенный на контакте силурийских пород с интрузивными, — 1,5 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации пород колеблются в пределах от 0,005 до 0,4 *м/сутки*. Воды комплекса пресные или слабосолоноватые с общей жесткостью от 1,5 до 6, реже до 9 *мг·экв*. По типу минерализации пресные воды весьма изменчивы, чаще встречаются гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные, из катионов преобладают натрий и реже кальций. Слабосолоноватые воды чаще хлоридно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-гид-

рокарбонатные и хлоридные, из катионов преобладает натрий. Содержание в воде вредных примесей не превышает нормы; спектральным анализом в сухом остатке установлены молибден, серебро, хром, стронций, барий.

Водоносный горизонт питается за счет осенне-зимних осадков, подтока воды из других водоносных горизонтов, залегающих гипсометрически выше, и талых вод. Разгрузка подземных вод происходит по долинам Шидерты, Ишима, Нуры и других рек, где они выходят в виде многочисленных родников и мочажин. Режим водоносного комплекса непостоянный, к концу лета дебиты родников уменьшаются, а некоторые из них иссякают. Воды широко используются в качестве источника водоснабжения населенных пунктов Бестюбе, Степняка и центральных усадеб ряда совхозов.

16. **Водоносный комплекс кембрийских, верхнекембрийских и нижнеордовикских отложений** распространен в пределах антиклинориев: Джаркаинагачского, северной части Майкаин-Экибастузского, северной части Степняковского, центральной части Чокпакского, северо-западной части Ерменьтауского, он встречается также в виде отдельных небольших полей в пределах всего района.

Водовмещающие породы представлены осадочными и эффузивными породами: песчаниками, алевролитами, различными сланцами, андезитами, порфирами, порфиритами, туфами, туфопесчаниками, известняками и альбитофирами. Мощность водосодержащей части комплекса определяется мощностью трещиноватой зоны, она неодинакова для различных литологических разностей пород. В андезитах зона наиболее интенсивной трещиноватости распространяется до глубины 35 *м*, в порфиритах мощность этой зоны достигает всего 20 *м*, а в песчаниках 40—45 *м*. В зонах тектонических нарушений глубина интенсивной трещиноватости возрастает и составляет 70—100 *м*, причем значительная часть трещин закальматирована. Воды трещинные, в основном безнапорные, глубина залегания водоносного комплекса изменяется от 2 до 30 *м* и более, в среднем 10 *м*.

Там, где скальные породы перекрыты рыхлыми отложениями, глубина залегания горизонта возрастает и воды становятся напорными, величина напора достигает 25 *м*. Водообильность комплекса невысокая, удельные дебиты скважин, заложенных вне трещиноватых зон, составляют от тысячных до сотых и десятых долей литра в секунду, а расходы источников не превышают 0,1—0,2 *л/сек*. Скважины, пробуренные в зонах тектонических нарушений и на контактах пород различного возраста и разного литологического состава, дают дебиты до 1—2 *л/сек* и более, а расходы источников изменяются от 0,1 до 1,0—1,5 *л/сек*. По данным откачек, коэффициенты фильтрации пород составляют от 0,005 до 0,4 *м/сутки*.

Воды комплекса преимущественно пресные и слабосолоноватые, минерализация изменяется от 0,2 до 3 *г/л*, редко до 12 *г/л*. Пресные воды с минерализацией до 1 *г/л*, обычно гидрокарбонатно-сульфатные или гидрокарбонатные натриевые, распространены там, где породы комплекса выходят на поверхность или прикрыты маломощным слоем водопроницаемых пород мезо-кайнозоя. Общая жесткость от 1,5 до 9 *мг·экв*. Слабосолоноватые воды с минерализацией 1—3 *г/л* встречаются на правобережье р. Шидерты, по типу они хлоридные, хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые. Солоноватые воды с минерализацией 3 *г/л* и с жесткостью 9 *мг·экв* встречаются в долине р. Оленты, а также в межсопочных понижениях и озерных котловинах, по типу они хлоридные натриевые, магниевые и кальциевые. По дан-

ным спектрального анализа, в сухом остатке обнаружены свинец, молибден, стронций и барий.

Питание водоносного горизонта осуществляется за счет талых вод, проникающих в трещины, осенне-зимних атмосферных осадков и подтока воды из вышележащих водоносных комплексов, главным образом из гранитных массивов. Разгрузка подземных вод происходит в толщу делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений, наблюдаются также источники по склонам. Режим вод описываемого комплекса непостоянный, весной все родники функционируют, к концу лета часть родников высыхает, а в действующих — значительно уменьшаются расходы, уровни воды в колодцах также значительно понижаются.

Водоносный комплекс служит источником водоснабжения для небольших хозяйств и мелких населенных пунктов. Воды эксплуатируются шахтными колодцами и неглубокими скважинами.

17. **Водоносный комплекс протерозойских, протерозой — нижнепалеозойских и синийских** (Ерменьтауская свита) **отложений** широко распространен в пределах Кокчетавского поднятия, Ерменьтауских гор, в районе поселков Аксу и Богембай, в бассейнах рек Шидерты и Оленты и к северу от оз. Майсор. Породы этого комплекса обнажаются на периферии ядер крупных антиклинориев. Водосодержащие породы представлены кварцитами и песчаниками, эффузивами и их туфами, сланцами, порфиритами, амфиболитами; породы переуплотненные, плохо поддающиеся выветриванию, слаботрещиноватые. Трещины волосяные, закальматированные глинистым материалом, зона трещиноватости развита до глубины 50 *м*. Трещиноватость хорошо развита лишь в зонах тектонических нарушений, где трещины открытые, и имеют ширину с поверхности 5—6 *см*; мощность этой зоны более 100 *м* Интенсивная открытая трещиноватость и закарстованность карбонатных пород установлены при разведке синийских известняков и доломитов Кара-Баурского месторождения в 25 *км* к северу от курорта Боровое, а также в синийских образованиях в 15 *км* к востоку от Кокчетава.

Воды комплекса трещинные, безнапорные, на отдельных участках там, где создается местный напор, величина его достигает 20—30, изредка 60 *м*. Глубина залегания уровня в зависимости от рельефа местности и мощности перекрывающих горизонт более молодых глинистых пород, изменяется от нескольких метров до 50—60 *м* и более. По склонам долин рек и балок и у подножия сопок наблюдаются многочисленные источники, приуроченные к выходам водосодержащих пород на дневную поверхность, статические уровни воды устанавливаются на глубине от 2,3 до 35,4 *м*. Дебиты скважин, вскрывших кварциты, составляли 15,4 *л/сек* при понижении на 5,0 *м*, удельный дебит 3 *л/сек*. Удельные дебиты скважин, пробуренных в зонах тектонических нарушений, колеблются в пределах от 0,5 до 1,5 *л/сек*, в редких случаях достигают 3—4 *л/сек*. Колодцы обладают незначительными дебитами, редко превышающими 0,1—0,2 *л/сек*, дебиты родников более значительны и достигают 0,1—2,7, а в отдельных случаях 5 *л/сек*. Если трещины закальматированы глинистым материалом или кальцитом, то дебиты резко падают. Так, например, при разведке Бощекульского месторождения удельные дебиты скважин в зонах нарушений не отличались от удельных дебитов скважин, пройденных вне этих зон, при глубине скважин от 17 до 50 *м* они изменились от 0,3 до 1,2 *л/сек*.

Коэффициенты фильтрации осадочных пород комплекса, в пределах проектируемой трассы канала Иртыш — Караганда, изменяются от 0,08 до 6 *м/сутки*; коэффициенты фильтрации эффузивной толщи в

районе Бощекульского медно-молибденового месторождения не превосходили 0,4 *м/сутки*. По степени минерализации воды комплекса пресные и слабосолоноватые с минерализацией от 0,2 до 3 *г/л*, воды с более высокой степенью минерализации встречаются редко и большей частью приурочены к участкам, где допалеозойские породы покрыты чехлом толщи мезо-кайнозойских глинистых образований. Воды допалеозойского комплекса с общей минерализацией до 1 *г/л* относятся к гидрокарбонатным натриевым или гидрокарбонатным кальциевым; слабосолоноватые воды по составу преимущественно хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые; воды с повышенной минерализацией (до 5 *г/л*) в основном хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые. В воде присутствуют молибден, медь и стронций.

Питание водоносного комплекса осуществляется в основном за счет атмосферных осадков. Снег зимой сдувается с гор и сопок, собирается во впадинах и логах, где мощность снежного покрова достигает 2 *м*, растаявший весной снег инфильтруется и питает водоносный комплекс. Разгрузка подземных вод происходит главным образом за счет многочисленных родников, а также за счет дренажа другими нижезалегающими водоносными горизонтами и комплексами. Режим водоносного комплекса непостоянный. Весенний максимум уровня подземных вод в районе Ерменьтауских гор приходится на начало мая, после чего наступает резкий спад уровня, в связи с таким режимом весной резко возрастают дебиты источников и скважин.

Подземные воды комплекса, благодаря близкому к поверхности залеганию и преимущественно хорошему качеству, широко используются для водоснабжения мелких населенных пунктов в колодцах, мелких скважинах и родниках.

18. **Водоносный комплекс архейских пород** распространен в ядрах крупных антиклиналей, он выходит на дневную поверхность к юго-западу от Кокчетава, северо-восточнее районного центра Ленинградского, западнее Шучинска, у истоков рек Чаглинки и Коныра и в ряде других мест. Водоносный комплекс представлен гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами с прослоями кварцитов и мрамора, все породы сильно дислоцированы, смяты в складки, разбиты трещинами. Трещины выветривания распространяются на небольшую глубину от 2—3 до 10—15 *м*, ниже этой зоны развиты трещины первичной отдельности и кливажа, часто заполненные кальцитом, глиной и продуктами выветривания верхней зоны, снижающими водопроводящие свойства пород. Кроме указанных трещин, в районе распространены трещины тектонического характера, они крупнее по размерам, проникают на значительную глубину до нескольких сотен метров и протягиваются на многие десятки километров. В этих трещинах собираются большие массы воды, они способствуют выходу источников с большими дебитами.

Глубина залегания водоносного комплекса от нескольких метров до 10—30 *м* и более, по типу воды трещинные ненапорные, лишь иногда они обладают напором. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,01 до 0,9 *л/сек*, дебиты родников — от 0,05 до 5 *л/сек*. Воды преимущественно пресные (до 1 *г/л*) реже слабосолоноватые (1—3 *г/л*) и солоноватые (3—5 *г/л*). По типу воды гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые или гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые; общая жесткость от 1,0 до 10 *мг · экв*.

Питание водоносного комплекса происходит в основном за счет атмосферных осадков, частично за счет подтока воды из других горизонтов и комплексов. Области питания располагаются на возвышен-

ных участках рельефа, где породы архея выходят на дневную поверхность, разгрузка осуществляется родниками по склонам долин и балок; кроме того, водоносный комплекс дренируется озерными котловинами. Режим вод, залегающих неглубоко (3—5 *м*), зависит от климата. Подъем уровня начинается в апреле и продолжается до июля, минимум уровня наблюдается зимой, минерализация воды изменяется в многолетнем разрезе очень мало. Для вод, залегающих на глубине 5—10 *м*, минимум уровня наблюдается в апреле, максимум в конце ноября, минерализация воды во влажные годы уменьшается, а в засушливые увеличивается. У родников, приуроченных к глубоким тектоническим разломам, режим вод более постоянный. Воды комплекса используются для водоснабжения многих населенных пунктов.

19. **Водоносный комплекс интрузивных пород** связан с крупными интрузивными массивами: Зерендинским, Шортандинским, Макинским, Яблоновским, Аиртауским, Дальненским, Тастинским, Боровским, Итемгенским, Аксуйским, Селетытенгизским, Селетинским, Вишневским, Жамантузским и др. Наиболее крупные массивы расположены в пределах Кокчетавского антиклинория, как правило, они образуют возвышенные участки и обнажаются на поверхности, мелкие массивы в большинстве случаев прикрыты слабоводопроницаемыми покровными суглинками или корой выветривания.

Водоносными породами являются граниты, гранитоиды, гранит-порфиры, гранодиориты, граносиениты, гранопорфиры, диориты, габбродиориты, сиениты, габбро и продукты их выветривания, наиболее водообильны из них гранитоиды и гранит-порфиры. Рельеф сильно расчленен межсопочными понижениями и глубоко врезанными долинами ручьев и рек. Верхняя зона интрузивных пород разрушена и разделена трещинами на мелкие блоки, мощность зоны интенсивной трещиноватости 30—50, изредка 70 *м*, трещины большей частью приоткрытые, ширина их 2—3 *мм*. Ниже этой зоны трещины быстро затухают и породы становятся практически водоупорными. Кроме трещиноватости, связанной с выветриванием, большое значение имеет трещиноватость, приуроченная к зонам тектонических нарушений и к контактам интрузий с вмещающими их породами. Здесь мощность зоны трещиноватости достигает 100—150 *м*, а ширина трещин увеличивается до нескольких сантиметров, в общем же сеть трещин редкая. Граниты в большинстве случаев образуют глыбы, практически безводные.

Водосодержащие породы часто перекрыты продуктами их разрушения, представленными в большинстве случаев дресвой, мощность слоя которой достигает 20—30 *м*. Воды, заключенные в дресве, гидравлически связаны с водами гранитов и образуют с ними единый водоносный комплекс. Воды в интрузивных породах трещинные, безнапорные, глубина их залегания 2—10 *м*, на участках, где интрузивные породы перекрыты корой выветривания, она возрастает до 20—30 *м* и более. У подножий сопок и гор, а также по бортам долин воды выходят на поверхность в виде родников, на участках, где граниты перекрыты глинами мезо-кайнозоя, воды напорные до самоизлива (Боровской массив), дебиты родников составляют сотые и десятые доли литра в секунду и только в зонах тектонических нарушений они возрастают до 1—3 *л/сек*. Дебиты скважин в зависимости от характера трещиноватости пород изменяются в широких пределах, наряду с безводными скважинами дебиты отдельных скважин достигают 10 *л/сек*. (Арык-Балыкский и Боровской массивы).

Воды интрузивных пород в большинстве случаев пресные, минерализация их 0,05—0,5 *г/л*, изредка встречаются слабосолоноватые воды

с минерализацией 1—3 *г/л* и выше, приуроченные к межсопочным понижениям и к гранитам, перекрытым водонепроницаемыми породами мезо-кайнозоя. Общая жесткость вод от 1 до 8,5 *мг·экв*, по химическому составу пресные воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые, изредка натриевые и магниевые; слабосолоноватые воды сульфатно-хлоридные кальциевые или магниевые. По данным спектральных анализов сухого остатка, в воде присутствуют никель, кобальт, цинк, медь, олово, молибден, стронций; содержание вредных примесей не превышает нормы, исключение составляет лишь отмеченное в некоторых пробах (Боровской массив) высокое содержание фтора — 2,2—3,2 *мг/л*, что объясняется присутствием в гранитах флюорита и турмалина. В центральных частях массивов интрузивных пород воды ультрапресные с минерализацией до 0,1 *г/л*, на периферии минерализация вод увеличивается до 1 *г/л*, более или менее значительных изменений минерализации с глубиной не наблюдается.

Питание водоносного комплекса осуществляется за счет позднеосенних и зимних атмосферных осадков, которые выпадают непосредственно на гранитные массивы, являющиеся областями питания. Разгрузка горизонта происходит по бортам долин рек и ручьев (источники) и в озерах. Гранитные массивы являются областью питания для окружающих водоносных горизонтов и комплексов. Так, установлено, что один из крупнейших интрузивных массивов — Зерендинский — является областью питания для подземных вод Владимировской, Чистопольской и других девон-карбоновых мульд. В интрузивных массивах, как правило, происходит интенсивная циркуляция и активный водообмен подземных вод, что способствует формированию в них пресных вод.

Режим подземных вод тесно связан с климатом Уровни непостоянны зимой и летом, максимальные уровни приходятся на конец апреля — июль, минимальные наблюдаются в феврале, марте и начале апреля. Амплитуда колебаний уровня с 1952 по 1960 г. изменялась от 1,11 (1957 г.) до 3,16 *м* (1960 г) В дождливые годы наблюдается два подъема уровня — в мае и в августе, после сильных ливневых дождей. Ход температуры подземных вод повторяет ход температуры воздуха, но с небольшим отставанием. Максимальная температура воды (+8,5—+17°) наблюдается в летне-осенний период при наиболее высоком положении уровня грунтовых вод, минимальная (1—2°) в зимне-осенний период, при наиболее низком положении уровня грунтовых вод.

Воды интрузивных массивов широко используются для водоснабжения небольших населенных пунктов, совхозов и небольших хозяйств. Ввиду ограниченности естественных ресурсов комплекса рекомендовать его для крупного водоснабжения нельзя, но для водоснабжения небольших хозяйств этот водоносный комплекс может быть широко использован. Однако на отдельных массивах гранитов подземные воды можно использовать и для удовлетворения потребностей более крупных потребителей. Так, в пределах Боровского массива подземными водами гранитов пользуются Боровской и Щучинский курорты, Котыркульский пионерский лагерь и др. При организации децентрализованного водоснабжения здесь можно получить по категориям А+В+С 77,5 *л/сек.*

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В формировании подземных вод наблюдаются некоторые общие для всего района особенности, обусловленные широтной и высотной зональностью. Однако в зависимости от сложного сочетания многих зо-

нальных и интерзональных природных факторов в различных частях района формируются весьма разнообразные по составу подземные воды.

По условиям широтной зональности северо-западная часть района относится к зоне степей, а юго-восточная к зоне сухих степей. Для этих зон характерно формирование пестрых по степени минерализации и солевому составу подземных вод с тенденцией повышения степени их минерализации в юго-восточном направлении Указанная закономерность проявляется только на низменных, равнинных участках и резко нарушается на гипсометрически приподнятых территориях. Рельеф низкогорья и мелкосопочника при наличии общего поднятия до отметок 400—600 *м* и значительных амплитудных высот до нескольких сотен метров обусловливает преобладание высотной зональности над широтной. На возвышенных участках рельефа, благодаря более влажному климату, широко распространены интерзональные лесостепные и лесные ландшафты, которым соответствуют более благоприятные условия питания и формирования преимущественно пресных или смешанных вод. На возвышенных участках улучшению условий питания, кроме повышенной влажности климата и возможности накопления большого количества снега в лесных перелесках благодаря сильным метелям, способствует также хорошая водопроницаемость пород зоны аэрации. Имеющиеся выходы на поверхность трещиноватых скальных пород создают на некоторых участках благоприятные условия для пополнения подземных вод путем прямой инфильтрации вод поверхностного стока по трещинам, расчлененность рельефа создает интенсивную циркуляцию и облегчает разгрузку подземных вод.

Условия циркуляции в трещиноватых скальных породах, коре выветривания и четвертичных отложениях весьма неоднородны. В соответствии со сложным орографическим строением района подземный сток разобщен по многим мелким бассейнам, размеры которых обычно меньше бассейнов гидрографической сети. В таких бассейнах происходит преимущественно местная разгрузка в виде родников, мочажин, солонцов и солончаков. Значительное влияние на условия циркуляции и формирование подземных вод оказывают геолого-структурные особенности района, прежде всего раздробленность древнего скального фундамента на блоки, испытывавшие дифференциальные вертикальные движения по зонам тектонических нарушений. Наиболее приподнятые участки скального фундамента — низкогорья или мелкосопочник — одеты маломощным покровом коры выветривания и четвертичных отложений; эти участки особенно благоприятны для формирования пресных трещинных вод, преимущественно гидрокарбонатных, реже смешанных гидрокарбонатно-хлоридных и гидрокарбонатно-сульфатных. Относительно пониженные районы с равнинным и полого-всхолмленным рельефом сплошь или частично прикрыты чехлом мезо-кайнозойских накоплений различной мощности и разного литологического состава, от щебня до глины. Из рыхлых отложений здесь наиболее распространены образования коры выветривания и четвертичные пролювиальные, делювиальные накопления. В зависимости от водопроницаемости пород зоны аэрации на таких участках наряду с пресными подземными водами формируются воды с повышенной минерализацией, здесь преобладают воды по типу минерализации смешанные, реже гидрокарбонатные.

Тектонические нарушения имеют различное гидрогеологическое значение, что определяется возрастом, характером трещиноватости и степенью выветренности пород в зонах смятия. Древние зоны нарушения нередко бывают «залечены» вторичным окварцеванием, однако в зависимости от интенсивности последующих нарушений они могут быть

трещиноватыми и содержать воду; при отсутствии таких нарушений породы остаются монолитными, водонепроницаемыми. В ряде случаев по зонам тектонических нарушений на большую глубину проникали процессы выветривания, и раздробленная порода превращалась в кору выветривания глинистого состава. Как известно, тектонические нарушения являются путями наиболее быстрой и интенсивной циркуляции подземных вод. К ним приурочены потоки преимущественно пресных гидрокарбонатных или смешанных трещинных вод, и скважины здесь показывают наиболее высокие дебиты.

На формирование подземных вод оказывает существенное влияние литология водовмещающих пород, предопределяющая характер трещиноватости, фильтрационные свойства, количество и состав растворимых солей, высвобождающихся в процессе выветривания. Наличие коры выветривания, ее неравномерная мощность, разнообразный состав и сложный характер залегания значительно усложняют условия циркуляции и формирования подземных вод. Трещинные воды скальных пород и поровые воды коры выветривания нередко соединяются в один поток, смешиваясь по пути циркуляции, и таким образом составляют единый комплекс трещинно-поровых вод.

В зависимости от густоты и размеров открытых трещин, от мощности зоны трещиноватости и степени выветренности пород водообильность различных литологических разностей пород весьма разнообразна. Наиболее водообильны породы наложенных верхнепалеозойских структур — известняки турне, местами песчаники и алевролиты различных горизонтов карбона, в которых формируются наиболее мощные потоки подземных вод. В отдельных случаях на таких потоках можно создавать водозаборы, состоящие из группы скважин производительностью до 100 *л/сек* и более.

В известняках формируются преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды, в песчаниках, сланцах и алевролитах — воды смешанного состава. Формированию подземных вод с повышенной минерализацией способствуют породы, содержащие растворимые соли седиментационного происхождения, высвобождающиеся в процессе выветривания и растворяющиеся в подземных водах. В таких породах даже непосредственно в области питания формируются солоноватые воды по типу минерализации преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные или сульфатно-хлоридные. Например, туфогенные отложения верхнего девона и нижнего карбона Кокчетавской структуры содержат воды сульфатно-хлоридного типа с общей минерализацией до 5—8 *г/л*, формирующиеся непосредственно в области питания. Формирование подземных вод повышенной минерализации характерно для многих других девон-карбоновых структур, в особенности для участков распространения визе-намюрских известняков, песчаников и алевролитов (Коксегирсорская и частично Яблоновая мульды и др.).

Для комплекса метаморфических пород архея и протерозоя характерно формирование преимущественно пресных подземных вод гидрокарбонатного типа. В породах синия и нижнего палеозоя наряду с преимущественно пресными водами имеют некоторое распространение и воды с повышенной минерализацией.

Для обнаженных интрузивных массивов характерно формирование пресных вод, в отдельных протяженных зонах тектонических нарушений (Зерендинский, Боровской, Имантауский гранитные массивы) формируются мощные потоки пресных подземных вод с естественными ресурсами до 10—20 *л/сек* и более. Подземные воды, формирующиеся в гранитных массивах в областях питания, обычно имеют гидрокарбо-

натный натриевый состав. В некоторых случаях, чаще в тектонических зонах, они отличаются несколько повышенным содержанием радиона. В относительно пониженных участках гранитных массивов, прикрытых корой выветривания, вследствие глинистого состава продуктов химического выветривания полевых шпатов, затрудняющих питание подземных вод, нередко формируются солоноватые воды со смешанным типом минерализации (Чистяковский и Шортандийский массивы).

Условия разгрузки подземных вод в районе весьма разнообразны, наиболее распространенной формой разгрузки является скрытое испарение из водоносного горизонта в понижениях рельефа, где при близком к поверхности залегании уровня подземных вод образуются солончаки и солонцы. По балансовым наблюдениям на лизиметрах, проведенным Северо-Казахстанской гидрогеологической станцией, в районе Кокчетава за период 1956—1963 гг. при суглинистом составе пород зоны аэрации и глубине уровня подземных вод 1—1,5 *м* расход влаги за счет испарения превосходит ее поступление через зону аэрации для различных по увлажненности лет на величину от 52 до 617 *мм* в год. Таким образом, баланс вертикального поступления и расхода влаги в указанных условиях резко отрицательный, а среднегодовой расход из водоносного горизонта через зону аэрации составляет соответственно от 2 до 19 *л/сек* с 1 *км*^{2}. При мощности зоны аэрации 2 *м* и более в таких же суглинистых грунтах потери на испарение резко сокращаются, баланс вертикального поступления и расхода влаги становится положительным (повышение от 2 до 29 *мм* в год).

Разгрузка подземных вод в родниках и мочажинах характерна только для наиболее возвышенных участков с расчлененным рельефом, особенно для гранитных массивов. Горизонты подземных вод дренируются также реками и озерами, эта форма разгрузки не имеет большого значения из-за малого распространения озер, разреженности гидрографической сети и весьма незначительного количества рек с постоянным стоком. В некоторых озерах и речных протоках развиты глинистые донные отложения, препятствующие разгрузке.

Воды, формирующиеся в районе, принимают некоторое участие в питании артезианских бассейнов на примыкающих территориях, однако доля подземного стока, участвующего в таком питании, весьма незначительна в общем балансе, подавляющая часть стока затрачивается при местной разгрузке.

2. ТЕНИЗ-КУРГАЛЬДЖИНСКИЙ РАЙОН

Территория этого района занимает бóльшую часть Тенизской впадины, окаймленной с севера складчатыми сооружениями Кокчетавского и Джаркаинагачского антиклинориев, а с юга Улутавским антиклинорием и Сарысу-Тенизским поднятием, в административном отношении она расположена на юге Целинного края. Внешние контуры впадины имеют угловатые неправильные очертания; длинная ось составляет около 300 *км*, короткая около 200 *км*; площадь — примерно 60 тыс. *км*^{2}. Абсолютные отметки рельефа изменяются от 300 до 450 *м*, достигая на юго-востоке района 500—530 *м*.

По характеру рельефа в пределах впадины выделяются мелкосопочная и равнинная области. Мелкосопочный рельеф широко развит в периферийных частях впадины, равнинный преобладает в центральной, восточной и крайней западной частях. Мелкосопочник представляет собой ряды удлиненных сопок, гряд и гривок, чередующихся с обширными межсопочными понижениями, относительная высота сопок и гряд изменяется от 10 до 50 *м*. Центральная и крайняя западная части района

представляют собой водораздельную полого-увалистую и холмисто-увалистую равнину, расположенную между Ишимом, Нурой, Терсакканом и бассейном Тургая, с абсолютными отметками от 320 до 460 *м*. Поверхность водораздельных равнин слабо наклонена к долинам рек, а также в сторону крупных озер Тенгиза, Кургальджина, расположенных среди плоской равнины с абсолютными отметками 304—307 *м*.

Гидрографическая сеть на описываемой территории развита слабо, для центральной части впадины густота речной сети измеряется от нулевых значений от 0,05 *км* на 1 *км*^{2}, в периферийных частях впадины и особенно на южном склоне Кокчетавского поднятия она возрастает до 0,3 *км* на 1 *км*^{2}. Наиболее крупными реками района являются Ишим с притоками Терсакканом, Колутоном, Нурой, Куланутмесом и др. Режим рек Тенизской впадины отличается резко выраженным весенним половодьем, во время весеннего паводка проходит до 90% объема всего годового стока.

На территории Тенизской впадины имеется большое количество бессточных и проточных озер, крупнейшие из них Тенгиз, Кургальджино, Балыктыколь, Балыкты, Барсен, Борлыколь, Коскопа, Алаколь, Сасыкколь и др Основная роль в питании озер принадлежит атмосферным осадкам, в период снеготаяния уровень воды в озерах поднимается на 0,4—0,5 *м*, а в многоводные годы на 1,0—1,5 *м*. По данным А. О. Шварцман, химический состав поверхностных вод Тенизской впадины характеризуется низким содержанием Ca (6—16 против обычных 30—40%) и HCO_3 (0,3—10 против 20—40%) и очень высоким содержанием Cl (30—60 против 2—8%). В большинстве случаев, независимо от степени минерализации, воды в озерах Тенизской впадины имеют хлоридный натриевый состав. Высокое содержание Br (до 50 *мг/л*), характерное для вод Тениз-Кипчакского участка и озер Тузколь, Алаколь, Терекдысор и Домбай, указывает на возможную связь подземных и поверхностных вод. В пределах впадины выпадает от 360 (на севере района) до 200 *мм* (на юге) осадков в год, в засушливые годы их количество сокращается до 110 *мм*. До 60% осадков выпадает в зимнее время, остальные — в летнее, летом величина испарения с водной поверхности достигает 950—1050 *мм*, что примерно в 3—4 раза превышает количество осадков, выпадающих за год.

В пределах Тенизской впадины наиболее хорошо изучены первые от поверхности водоносные горизонты и комплексы — аллювиальный и озерно-аллювиальный. Воды аллювиального комплекса детально изучены на трех участках долин Ишима и Нуры. Воды неогеновых и верхнеолигоценовых отложений вскрыты 300 выработками, в 28 из них проведены пробные откачки, отобраны химические анализы. Довольно хорошо охарактеризован пермский водоносный комплекс, вскрытый примерно 50 скважинами. В западной части территории двумя скважинами вскрыты отложения владимировской свиты. В центральной части впадины воды каменноугольных отложений пока слабо изучены вследствие большой глубины их залегания, имеются лишь весьма ограниченные сведения по двум скважинам глубиной 1517 и 3002 *м*, вскрывшим отложения карбона. Неясен вопрос о дебитах, химизме и взаимоотношениях глубоких водоносных горизонтов и комплексов палеозоя.

Тенизскую впадину слагают четыре структурных этажа. Наиболее древний сложен сильно метаморфизованными и дислоцированными отложениями докембрия и кембрия. Второй — каледонский этаж — характеризуется наличием линейных складок, образованных сильно дислоцированными породами ордовика, силура и нижнего девона.

Углы падения пород крутые, до 70—80°, в периферийных частях впадины отложения этого этажа выведены на поверхность (Атбасарская антиклиналь) либо залегают неглубоко. Породы герцинского структурного этажа смяты в пологие брахискладки с углами наклона, не превышающими 20, реже 30°, сложенные слабо метаморфизованными и умеренно дислоцированными породами среднего и верхнего палеозоя (рис. 45). Четвертый структурный этаж охватывает спокойно залегающие мезо-кайнозойские осадки и соответствует платформенному этапу развития.

Тенизская впадина имеет весьма сложное строение, она распадается на большое количество овальных округлых мульд и разделяющих их слабо выраженных антиклинальных поднятий, имеющих северо-восточное простирание, соответствующее простиранию обнажающихся у бортов впадины каледонских и более древних складок, но перпендикулярное к направлению глыбовых структур Сарысу-Тенизского поднятия (см. рис. 15). Тектонические подвижки происходят здесь и в настоящее время, что подтверждается строением долины Жиландинки, каменистый правый берег которой имеет резко расчлененный рельеф, а левый берег пологий и равнинный.

Центральная часть впадины является областью весьма слабой циркуляции высокоминерализованных напорных вод. По условиям залегания, характеру водовмещающих пород и особенностям циркуляции на территории Тенизской впадины выделяются три типа подземных вод: поровые, трещинные, трещинно-карстовые.

Среди многочисленных водоносных горизонтов и комплексов, выделяемых на территории Тенизской впадины, наиболее широко распространенными и перспективными для целей водоснабжения являются воды четвертичных аллювиальных, олигоценовых и палеозойских отложений. В районе выделены следующие водоносные горизонты и комплексы: 1) комплекс четвертичных аллювиальных отложений (*al* Q); 2) воды спорадического распространения в неогеновых отложениях (N); 3) комплекс олигоценовых отложений (Pg_3); 4) комплекс нерасчлененных пермских отложений (P_{1+2}); 5) комплекс каменноугольных отложений (C); 6) комплекс фамен-турнейских верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений (D_3fmC_1t).

1. Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений имеет широкое распространение и приурочен к долинам Ишима, Терсаккана, Колутона, Нуры, Куланутмеса и других рек. Водовмещающие породы отличаются весьма разнообразным литологическим составом В восточной части долины Ишима водовмещающими породами служат песчано-гравийно-галечниковые отложения мощностью от 2—3 до 11 *м*; в долине Колутона мощность водовмещающих пород достигает 9, реже 35 *м*, глубина залегания водоносного комплекса колеблется от 0 до 20 *м*, чаще 2—5 *м*. Обычно воды напором не обладают, водоупором для комплекса служат неогеновые, палеогеновые и мезозойские глины. На отдельных участках (восточный отрезок долины Ишима, долина Нуры у пос. Оразак и др.) водоносный комплекс гидравлически связан с водами олигоцена и палеозойских отложений (западный отрезок долины Ишима и долина Терсаккана).

Производительность скважин, вскрывающих воды аллювиальных отложений, изменяется от 0,001—1,5 до 6—7, реже до 11,8 *л/сек* (у Целинограда) при понижениях от 0,5 до 1,6 *м*. Наибольшей производительностью характеризуются скважины из пойменного аллювия близ Целинограда, Атбасара, пос. Оразак и др. Коэффициент фильтрации песчано-гравийных отложений, подсчитанный по результатам

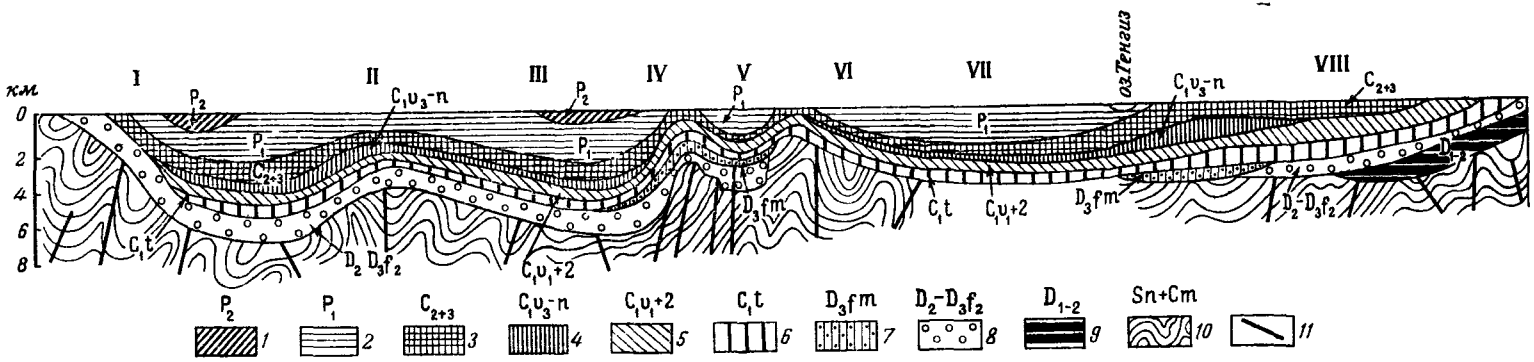


Рис 45 Геологический разрез через юго-западную часть Тенизской впадины (по А. Е. Михайлову)

1 шоптыкульская свита верхней перми: известняки, красноцветные песчаники, алевролиты, *2* — киимниская и кайрактинская свиты нижней перми красноцветные песчаники, мергели, известняки, *3* — владимировская свита среднего и верхнего карбона, красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, мергели, известняки, *4* — верхняя часть визейского и намюрский ярусы нижнего карбона· красноцветные и сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, *5* — нижняя и средняя части визейского яруса нижнего карбона, серые и красно-бурые песчаники, алевролиты известняки, *6* — турнейский ярус нижнего карбона, известняки, доломиты, окремнелые известняки, мергели, песчаники, *7* — фаменский ярус верхнего девона доломиты, мергели известняки, *8* — франский ярус среднего девона, джаксыконская серия, красноцветные терригенные породы, порфириты и туфы, *9* — нижний и средний девон, вулканогенные породы, песчаники и конгломераты, *10* — нижний палеозой и синийский комплекс, эффузивные породы, конгломераты, яшмы, кварциты, песчаники, алевролиты, хлоритовые сланцы, *11* — разломы

Структуры *I* — Киимнская мульда, *II* — Шурумсайская антиклиналь. *III* — Аукельбекская мульда, *IV* — Кокпектинское поднятие, *V* — Ащилиинская мульда. *VI* — Аксуйская антиклиналь, *VII* — Еспесайская мульда, *VIII* — Северный борт Сарысу-Тенизского поднятия. Тугузкульская антиклиналь

опытных работ, изменяется от 13 до 232 *м/сутки*, величина радиуса влияния скважин у Целинограда — от 22 до 162 *м*. Минерализация подземных вод различна и колеблется от 0,2—0,4 до 80,2 *г/л*, общая жесткость от 1,8 до 145.5 *мг·экв*, реакция среды обычно от нейтральной до щелочной, pH от 7,2 до 8,2

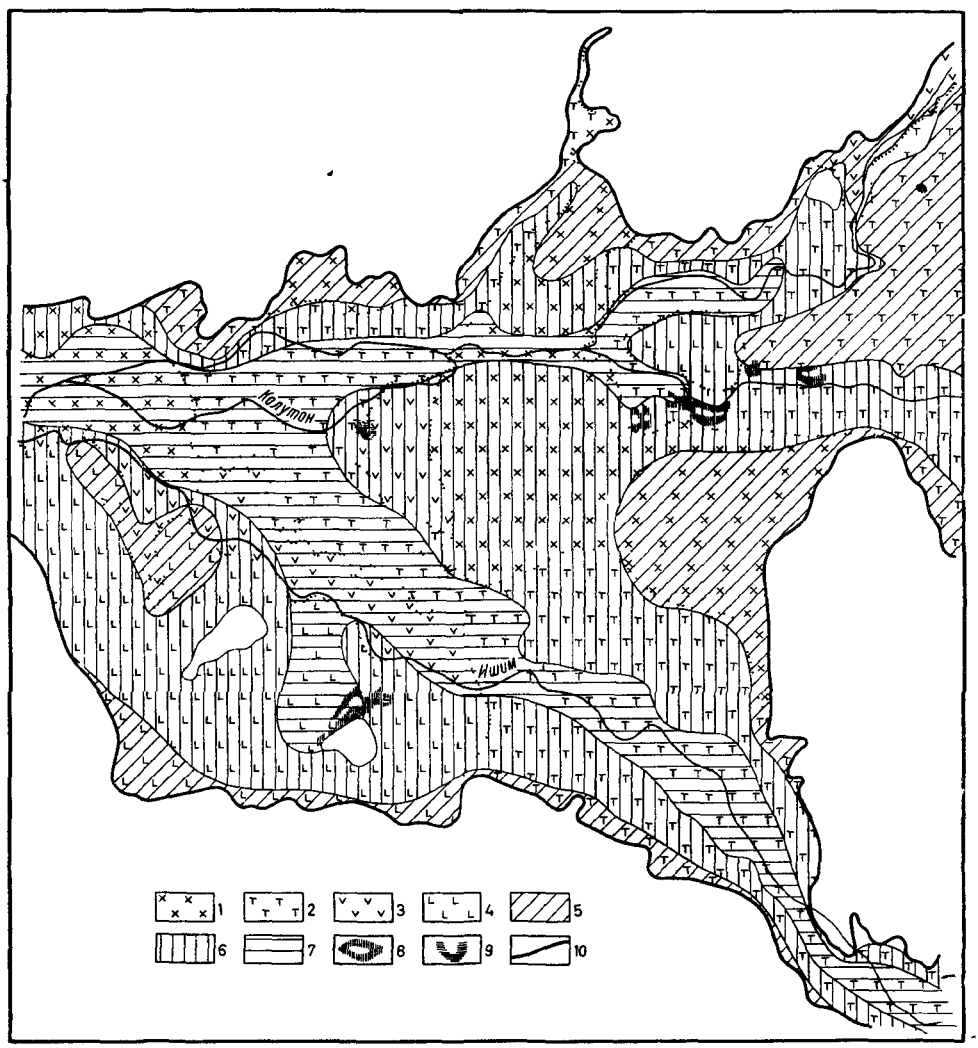


Рис 46 Гидрогеологическая карта аллювиального водоносного комплекса в среднем течении Ишима близ впадения в него Колутона (составила И В Ефимова по материалам А М Слинько и др)

Минерализация вод, *г/л* *1* — до 1 *2* — от 1 до 3, *3* — до 10, *4* — до 30 Мощность пород водоносного комплекса, *м* *5* — до 5, *6* — от 5 до 10, *7* — более 10 *8* — Солончаки, *9* — заболоченность *10* — граница распространения аллювиального водоносного комплекса

Среди аллювиальных вод преобладают воды с минерализацией до 3 *г/л* (рис 46). В супесях и суглинках на левобережье Колутона и Ишима и в нижнем течении Нуры минерализация вод изменяется от 4,2 до 80 *г/л*, тогда как в водах, приуроченных к гравийно-галечным отложениям, минерализация не превышает 1 *г/л*. Воды с такой низкой минерализацией распространены в долине Ишима у Целино-

града, западнее сел. Новоалександровки, восточнее пос. Державинского, в долине Нуры у пос Оразак, где они приурочены к пойменным и террасовым отложениям. Воды с минерализацией от 1 до 3 *г/л* развиты по правобережью Ишима на участке от Целинограда до пос. Новопетропавловки, а ниже последнего — по обоим берегам реки.

На формирование минерализованных вод оказывает влияние взаимосвязь вод описываемого комплекса с другими водоносными горизонтами. Так, по левобережью Ишима между поселками Астраханкой и Новопетропавловкой воды аллювиального комплекса обладают высокой минерализацией до 43,4 *г/л* (совхоз Кайнарский), а на правом берегу реки минерализация аллювиальных вод не превышает 3 *г/л*. Очевидно, это связано с характером питания водоносного комплекса. На левобережье в питании аллювиального потока принимают участие воды олигоценовых и неогеновых отложений, имеющие повышенную минерализацию, тогда как на правобережье аллювий подпитывается пресными или слабосолоноватыми водами палеозоя.

Аналогичное явление наблюдается и в нижнем течении Нуры (пос. Кара-Куга), куда пресные воды поступают с Жангызкудукского антиклинального поднятия, а также на междуречье Нуры и Ишима (поселки Рождественка, Майлы и др.), куда поступают воды с Нурабайского антиклинория. Приток минерализованных вод из отложений палеозоя, по-видимому, происходит и в долине Колутона. С увеличением минерализации изменяется и характер химического состава подземных вод, при минерализации до 1 *г/л* воды гидрокарбонатные натриевые, от 1 до 3 *г/л* — хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые и хлоридные натриевые, до 10 *г/л* — сульфатно-хлоридные натриево-магниевые, от 10 до 15 *г/л* — хлоридные натриево-магниевые и хлоридные натриевые.

За последние годы воды аллювиальных отложений разведаны в ряде районов; приведем описание трех наиболее характерных участков Первый участок разведан в долине Нуры (пос. Сабанды, в 12 *км* к юго-западу от пос. Оразак) А. П. Бабенышевым, Н. И. Кондратьевым. Общая площадь участка 240 *км*^{2}, длина до 40 *км*. Средняя мощность водоносных песков на этом участке до 10 *м*, крупная фракция в песках составляет до 30%. Водоотдача аллювиальных песков от 0,04 до 0,15 при средней 0,07. Коэффициент фильтрации, по данным опытных откачек, 2,49 *м/сутки*, значение, вычисленное по механическому составу, изменяется от 3,5 до 40 *м/сутки* при средних величинах от 5 до 8 *м/сутки*. Ниже залегают среднезернистые и разнозернистые пески собственно русловой фации аллювия. По гранулометрическому составу в последних содержится от 25 до 40% гравия и песка крупной фракции, от 26 до 44% средней фракции и от 3 до 20% мелкой. Мощность этих отложений 18 *м*. Коэффициент фильтрации, рассчитанный по гранулометрическому составу, изменяется от 16—20 до 90 *м/сутки*, наиболее характерное значение его 35—55 *м/сутки*. Приподошвенная часть аллювия представлена гравийно-галечным слоем кремнисто-кварцевого состава с коэффициентом фильтрации до 60 *м/сутки* и водоотдачей до 25%. Водоносный комплекс подстилается водоупорными глинами олигоцена, надежно изолирующими его от подтока соленых вод из нижележащих горизонтов. Производительность скважин на разведанном участке составила 12—16 *л/сек*, при понижениях от 1,5 до 2,7 *м* и удельных дебитах 4—6 *л/сек*. Воды пресные, с минерализацией до 1 *г/л*. По данному участку подсчитаны запасы.

Воды рекомендованы для использования в системе Нуринского водопровода.

Второй участок расположен в пределах Владимировской мульды. Водоносный аллювий, состоящий из песков и гравия, имеет мощность до 10—12 *м*, удельные дебиты скважин из этих отложений достигают 1—1,5 *л/сек*. Минерализация подземных вод аллювиальных отложений на левобережье Ишима составляет от 3 до 10 *г/л*, в отложениях поймы воды обычно слабосолоноватые с минерализацией 1—1,5 *г/л*, на правобережье реки воды пресные или слабосолоноватые. Отметим, что подземные воды аллювиальных отложений Ишима имеют гидравлическую связь с водами владимировской свиты, так как между ними отсутствует водоупорное перекрытие. Учитывая благоприятные условия питания этих вод, связь горизонта с рекой и наличие в реке достаточного количества воды хорошего качества, можно рекомендовать их в качестве базы для централизованного водоснабжения крупных объектов.

Третий участок расположен юго-западнее Целинограда на левом берегу Ишима между его руслом и озерами Талдыкколь. Детальная разведка проведена на участке площадью 15—20 *км*^{2}. Водовмещающие породы представлены песками с гравием и галечником, содержание которых увеличивается к подошве песчаного пласта, а также супесями и суглинками. Глубина залегания подземных вод изменяется от 1 до 6 *м*, в среднем составляя 2—4 *м*, воды горизонта безнапорные, по характеру циркуляции пластово-поровые. Мощность аллювиального водоносного горизонта изменяется от 2 до 9 *м*, составляя в среднем 4—6 *м*. Водообильность аллювиальных отложений достаточно высокая, зависит от мощности и гранулометрического состава водовмещающих пород. Дебиты скважин достигали 11,8 *л/сек* при понижениях на 5,6 *м*, удельные дебиты 7,5 *л/сек;* коэффициенты фильтрации, рассчитанные по результатам откачек, изменяются от 26,1 до 172 *м/сутки*. Воды в пределах участка пресные с минерализацией до 1 *г/л*.

2. **Воды спорадического распространения в неогеновых отложениях.** Неогеновые отложения выполняют центральную часть Ишим-Нуринского водораздела, составляют западное обрамление Тенизской впадины и слагают левобережье долины Нуры. Воды заключены в линзообразных прослоях гравелистых суглинков, тонкозернистых песков и опесчаненных глин, мощность водоносных прослоев от 0,5 до 5—8 *м*. Глубина залегания этих отложений на склонах и в понижениях рельефа не превышает 6—8 *м*, на водораздельных равнинах она возрастает до 35 *м*. Воды в большинстве случаев имеют свободную поверхность и лишь в отдельных скважинах отмечаются небольшие местные напоры, водоупором служат либо глины и суглинки жуншиликской свиты, либо глины аральской свиты. Производительность колодцев, эксплуатирующих водоносный горизонт, составляет 0,1—0,4 *л/сек*, дебиты скважин при пробных откачках не превышали 1 *л/сек*, местами по склонам балок отмечались малодебитные родники (до 0,91 *л/сек*). Величина коэффициента фильтрации водовмещающих пород изменялась от 0,5 до 2,5 *м/сутки*.

Воды жуншиликской свиты разнообразны по химическому составу и степени минерализации. На Ишим-Нуринском водоразделе распространены преимущественно воды с сухим остатком от 5 до 30 *г/л*, однако отдельными скважинами вскрыты воды с минерализацией от 0,4 до 3 *г/л*. Такие участки отмечаются на западном склоне водораздела (северо-западнее пос. Ладыженки), в центральной его части (северо-восточнее ст. Степняк), на водоразделе в 10 *км* к югу от

пос Камышенка и в других местах. На отдельных пониженных участках отмечается минерализация 54 *г/л* и выше. Грунтовые воды на таких участках залегают на глубине 3—4 *м*, воды изменяются от гидрокарбонатных кальциево-магниевых до хлоридных и сульфатных с пестрым катионным составом Воды спорадического распростране-

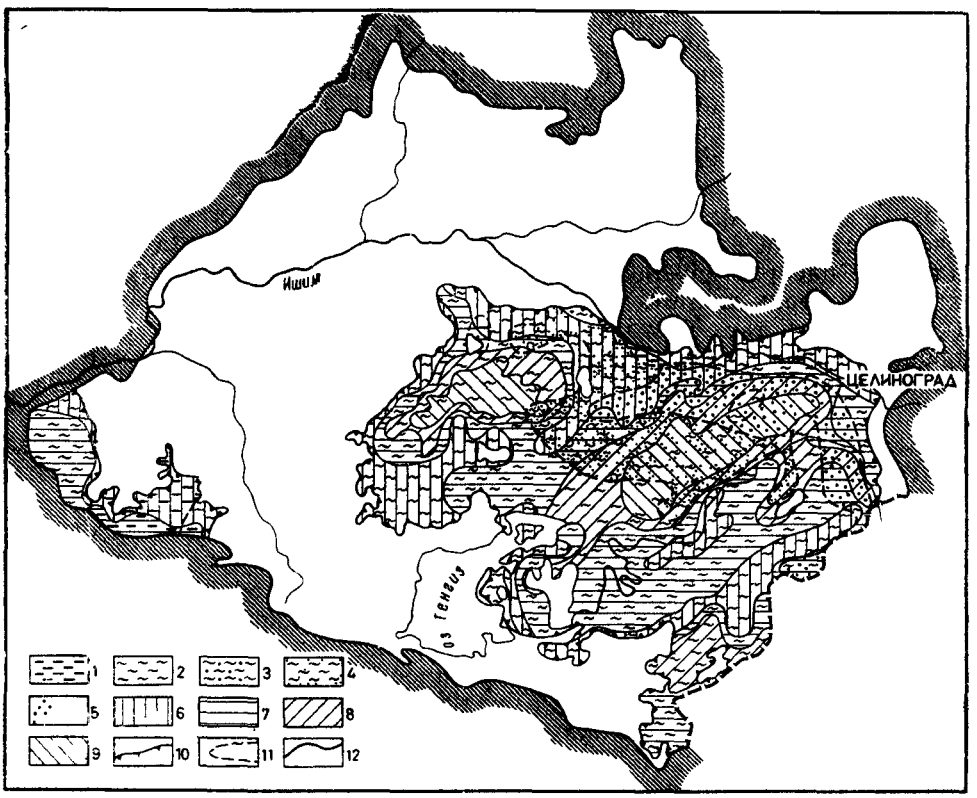


Рис 47 Схематическая карта распространения водовмещающих пород и глубин залегания олигоценового водоносного комплекса (составила И В Ефимова)

1 — алевриты мощностью до 10 *м* с подчиненными прослоями глин, *2* — линзы и прослои тонко- и мелкозернистых песков и песчаников мощностью до 5 *м* в толще глин, *3* — прослои разнозернистых песков суммарной мощностью до 10 *м* в толще глин *4* — слоистые тонко и мелкозернистые пески суммарной мощностью 10—20 *м* приуроченные к нижней части толщи глин *5* — пески разнозернистые до крупнозернистых и гравелистых общей мощностью 10—30 *м* с глинами в верхней части разреза Глубина залегания олигоценового водоносного комплекса, *м* *6* — до 10, *7* — от 10 до 20, *8* — от 20 до 30, *9* — более 30 *10* — Граница распространения отложений верхнего олигоцена *11* — граница между площадями с различным литологическим составом водовмещающих пород *12* — граница между районами с различной глубиной залегания подземных вод

ния в жуншиликской свите эксплуатируются неглубокими шахтными колодцами и копанями, они используются для децентрализованного хозяйственно-питьевого водоснабжения полевых станов и для нужд отгонного животноводства.

3. **Водоносный комплекс олигоценовых отложений** широко распространен в пределах Тенизской впадины на Ишим-Тенгизском и Нура-Куланутмесском водоразделах, по левобережью Куланутмеса, а также по западной границе Тенизской впадины, где он слагает Ишим-Тургайский водораздел (рис 47). В периферийных южных и северных частях впадины — Северо-Акмолинской, Жолболдинской, Владимировской и других мульдах — распространение этого водонос-

ного комплекса ограничивается небольшими участками, расположенными в понижениях палеозойского фундамента.

Литологически олигоценовые отложения в основном представлены пестроокрашенными глинами, практически безводными. По преобладанию песчаного или глинистого материала отложения верхнего олигоцена на отдельных участках разделяются на две свиты: нижнюю песчано-глинистую, и верхнюю глинистую, нижняя свита часто выпадает из разреза, уступая место верхней.

Как видно из рис. 47, глинистая пачка распространена в основном в западной половине Ишим-Нуринского водораздела, к юго-востоку от оз. Тенгиз, а также на западном обрамлении Тенизской впадины. Нижняя песчано-глинистая свита развита преимущественно в северной и восточной частях Ишим-Нуринского водораздела, в долине Нуры, восточнее озер Алаколь и Аупельдек, она залегает у дневной поверхности, на указанных участках водоносный комплекс имеет сплошное распространение. Водовмещающими породами служат пески различной зернистости — от тонко- и мелкозернистых до разнозернистых и гравелистых, часто с прослоями и линзами гравия. Водовмещающие породы иногда разобщены подчиненными глинистыми прослоями мощностью до 5, реже до 10 *м*, образующими местные водоупоры. Суммарная мощность песков изменяется от 5 до 30 *м* (скважины у оз. Алаколь, в совхозе Полтавском, у пос. Сарым-Акты, у оз Узынколь, западнее оз. Жанак и др.).

Глубина залегания водоносного комплекса зависит от характера рельефа и мощности перекрывающих пород. Там, где он выходит на дневную поверхность (озера Алаколь, Аупельдек), глубина его залегания не превышает 10 *м*, на остальных участках и особенно в долине Нуры она достигает 30—60 *м*. На других участках — в западной части Ишим-Нуринского водораздела и в низовьях Нуры — воды этих отложений имеют спорадическое распространение, они приурочены к линзам и прослоям тонко- и мелкозернистых песков мощностью до 5 *м*, реже к песчаникам, алевритам и алевритовым глинам мощностью до 10 *м*. Водовмещающие породы вскрыты многими скважинами: юго-восточнее пос. Ладыженки, у оз. Косколь, к юго-востоку от сел. Владимиро-Михайловки, южнее дер. Державинки и в других местах. Эти линзы и прослои песка залегают в разных частях разреза на глубине от 1,5—3 до 25—30 *м*, иногда и более. Мощность водоносного комплекса определяется мощностью водовмещающих пород и изменяется от 1 до 5 *м*.

Водоупором комплекса служат либо глины верхнего олигоцена, либо глинистые отложения мезозойской коры выветривания, либо аргиллиты пермских, реже карбоновых отложений. На отдельных участках северной части Ишим-Нуринского водораздела водоупорные отложения, вероятно отсутствуют и водоносный комплекс гидравлически связан с комплексом нижележащих палеозойских отложений. Примером такой связи может служить участок, расположенный к востоку от перечисленных выше озер, где водоносный комплекс верхнего олигоцена гидравлически связан с водами отложений турнейского яруса. Аналогичная картина наблюдается в районе Жангызкудукского антиклинория. Водоносный комплекс на большей части территории перекрыт водоупорными отложениями аральской и слабо водопроницаемыми отложениями жуншиликской свит. Благодаря наличию водоупорного перекрытия, воды комплекса иногда обладают напором, абсолютная величина которого составляет от 1—4 *м* в западной части района и возрастает в северной половине Ишим-Нурин-

ского водораздела до 5—10, реже 26—52 *м* (скважины в районе озер Жарлыколь, Узынколь и др.). Пьезометрические уровни снижаются по направлению Ишима.

Производительность водопунктов, эксплуатирующих рассматриваемый водоносный горизонт, изменяется от 0,01 до 11,1 *л/сек,* при этом понижения соответственно изменяются от 1 до 13 *м*. Наиболее часто встречаются дебиты от 0,1 до 0,4 *л/сек,* удельные дебиты не превышают 0,03—0,4 *л/сек*; производительность колодцев обычно до 0,6 *л/сек*. Подобная производительность выработок часто объясняется неоднородностью механического состава водовмещающих пород. На участках, где водоносный комплекс залегает у поверхности, минерализация вод составляет 0,2—0,7 *г/л*, а при наличии водоупорного перекрытия она возрастает до 5 *г/л*. В западной и южной частях водораздела степень минерализации вод повышается до 10—18,7 *г/л,* а на юге Тенизской впадины по левобережью Куланутмеса и в низовье Нуры она возрастает до 30—44 *г/л*. Пресные и слабосолоноватые воды гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава распространены севернее широты 51°. К востоку от нее, благодаря наличию водоупорного перекрытия, минерализация их возрастает до 3—5 *г/л*, и воды приобретают хлоридно-сульфатный натриево-магниевый состав, на юге района они становятся хлоридными натриево-магниевыми. Общая жесткость вод изменяется от 2—3 до 158,7 *мг·экв* (сел. Ладыженка), реакция среды близка к нейтральной.

Формирование химического состава олигоценовых вод определяется характером литологического состава водовмещающих пород и водоупорного перекрытия, условий притока и разгрузки подземных вод (рис. 48). Как отмечалось выше, в распределении вод по площади отмечается некоторая закономерность. По мере приближения к центру впадины и увеличения мощности перекрывающих толщ минерализация подземных вод возрастает от 0.2—5 до 30—44 *г/л*, при этом постепенно изменяется и химический состав — от гидрокарбонатно-хлоридного до хлоридно-сульфатного и хлоридного натриево-магниевого.

На основании этих изменений к югу и юго-востоку от пос. Краснознаменского можно выделить зону затрудненного водообмена для олигоценовых вод. Накоплению хлор-иона в этих отложениях способствуют слабые фильтрационные свойства пород, скудное поступление атмосферных вод и незначительные скорости движения подземных вод. Концентрация солей натрия и магния в водоносном комплексе происходит, вероятно, путем вымывания их при инфильтрации атмосферных осадков из вышележащих почв и сильно засоленных неогеновых отложений. По-видимому, общее направление процесса формирования химического состава в настоящее время способствует повышению степени минерализации. Однако вместе с тем действуют и обратные процессы, оказывающие опресняющее воздействие на водоносный комплекс — возможное подпитывание комплекса на определенных участках пресными водами турнейских известняков и гранитов (в северной половине Ишим-Нуринского водораздела), увеличение количества осадков в многоводные годы и др.

Поясним сказанное следующим примером. Как отмечалось выше, в восточной части Ишим-Нуринского водораздела, к востоку от озер Самарбай и Узынколь, под водоупорными неогеновыми отложениями отмечаются воды с минерализацией до 1—5 *г/л,* тогда как к западу и к югу от оз. Узынколь под тем же водоупорным перекрытием и в аналогичных по зернистости породах (в совхозах им. Ушакова, Буревестник и др.) встречены горькосоленые воды. Наличие участков

с меньшей минерализацией, вероятно, объясняется подтоком пресных вод из турнейских известняков, протягивающихся на данном участке Аналогичная картина наблюдается и на северном крыле Жангызку дукской антиклинали В северной части Ишим-Нуринского водораздела, особенно к востоку от оз Алаколь, воды описываемого комп-

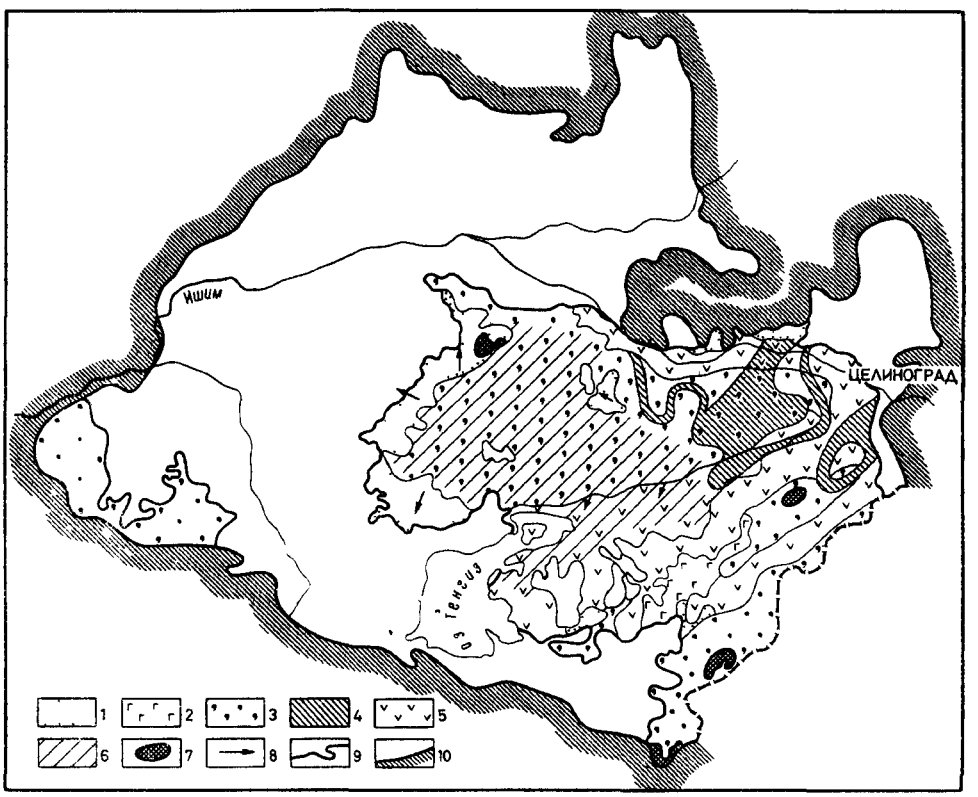


Рис 48 Схема распределения участков с различными условиями формирования подземных вод в отложениях олигоцена (составила И В Ефимова)

1 — участки инфильтрации на площадях выхода песчаных отложений верхнего олигоцена или их неглубокого залегания под четвертичными отложениями мощностью до 10 *м*, *2* — участки инфильтрации через четвертичные супесчано суглинистые отложения мощностью до 25 *м*, *3* — участки весьма слабой инфильтрации через слабо водопроницаемые суглинно глинистые неогеи четвертичные отложения с преобладающей мощностью до 50 *м*, *4* — участки весьма слабой восходящей фильтрации из водоносных комплексов палеозоя, *5* — участки слабой разгрузки через озерно аллювиальные отложения с преобладающей мощностью более 5 *м*, *6* — зона замедленного водообмена *7* — участки местного питания приуроченные к выходам на поверхность палеозойских пород *8* — направление стока подземных вод, *9* — граница распространения верхнеолигоценового водоносного комплекса *10* граница Тенизской впадины

лекса несмотря на довольно слабую водоотдачу представляют практический интерес для целей водоснабжения

Пополнение запасов подземных вод аллювиальных, неогеновых и олигоценовых отложений происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, количество которых на данной территории составляет 200—260 *мм* в год Однако условия инфильтрации различны Если аллювиальные отложения и породы жуншиликской свиты залегают с поверхности, то отложения олигоцена за редким исключением, к которым относится, в частности, полоса, вытянутая вдоль западного склона Ишим-Нуринского водораздела, и участок, находящийся восточнее оз. Алаколь, залегают под глинистой толщей неогена, имеющей мощность более 50 *м* (см рис 48)

Для аллювиального водоносного горизонта основным источником питания являются подземные воды, подтекающие из смежных водоносных горизонтов, а также паводковые воды, развитые в прирусловой зоне. Это подтверждается наблюдениями, проведенными на Ишиме в течение 1952—1962 гг. Установлено, что паводок приходится на апрель — май, длится около 40 дней и вызывает подъем уровня грунтовых вод на 1—1,5 *м*. При удалении от русла примерно на 500 *м* амплитуда колебаний уровня становится весьма малой или колебания уровня вовсе не ощущаются. Вопрос о питании олигоценового водоносного комплекса за счет вод палеозойских отложений еще в настоящее время не выяснен, однако не исключена возможность, что на северо-востоке Ишим-Нуринского водораздела водоносный горизонт подпитывается водами турнейских известняков и гранитов Шортандинского массива.

Эти водоносные горизонты и комплексы разгружаются в местные понижения, балки, овраги, речную сеть; большую роль в разгрузке всех водоносных горизонтов, особенно вод жуншиликской свиты, играет испарение. Олигоценовый водоносный комплекс, по-видимому, очень слабо разгружается в аллювиальные и палеозойские водоносные комплексы, о чем свидетельствует незначительное падение пьезометрических уровней к долине Ишима. Близ долины Нуры снижения почти не отмечается, так как Нура имеет неглубокий эрозионный врез Анализ рельефа, выделение бассейнов поверхностного стока для олигоценового водоносного комплекса, а также материалы, полученные в скважинах, пройденных на западном склоне Ишим-Нуринского водораздела, свидетельствуют о том, что подземный сток на этом участке почти отсутствует.

4. **Водоносный комплекс нерасчлененных пермских отложений.** Эти отложения имеют широкое площадное распространение, они слагают центральную часть Тенизской впадины. В периферийных частях впадины пермские отложения известны во Владимировской и Акмолинской мульдах (рис. 49). Водовмещающими породами служат трещиноватые песчаники и алевролиты, обычно вскрытая мощность обводненных отложений не превышает 20—50 *м*, лишь в некоторых скважинах она достигает 200—300 *м*.

Глубина залегания вод различна и зависит от мощности перекрывающих пород. На Ишим-Нуринском водоразделе, где мощность перекрывающих пород значительна, водоносные отложения вскрываются на глубине от 20 до 115 *м* и более, а в бассейне Терсаккана, на крыльях мульды и к западу от оз. Тенгиз, она составляет соответственно от 10 до 5 *м*. На этих участках воды имеют грунтовый характер, в центральной части впадины воды обладают напором, величина которого обычно изменяется от 5 до 40 *м*, а максимальная величина достигает 105 *м*. Наибольшие отметки пьезометрического уровня наблюдаются в районе оз. Коржунколь, здесь намечается гидравлический водораздел с падением пьезометрической поверхности к бассейну р. Терсаккан, оз. Тенгиз и к долине Ишима. Уклоны пьезометрической поверхности в сторону Ишима изменяются от 0,0005 до 0,001. Водоупорным ложем обычно служат аргиллиты.

Водообильность пермских отложений низкая. Производительность скважин изменяется от 0,01 до 3 *л/сек* при понижениях уровня на 1,4—29,0 *м*. Удельные дебиты меняются от 0,002 до 0,27 *л/сек*. Во Владимировской мульде производительность скважин составляла от 2,4 до 5 *л/сек* при понижении на 3,5—12,5 *м;* удельные дебиты изменялись от 0,1 до 1,4 *л/сек,* что свидетельствует об интенсивной трещинова-

тости пород в бортовой части впадины Производительность колодцев в бассейне Терсаккана и к западу от оз Тенгиз не превышает 0,1 *л/сек*. На северном берегу оз Тенгиз водоносный комплекс дренируется балками, по склонам которых наблюдаются выходы источников с дебитами до 0,1 *л/сек*

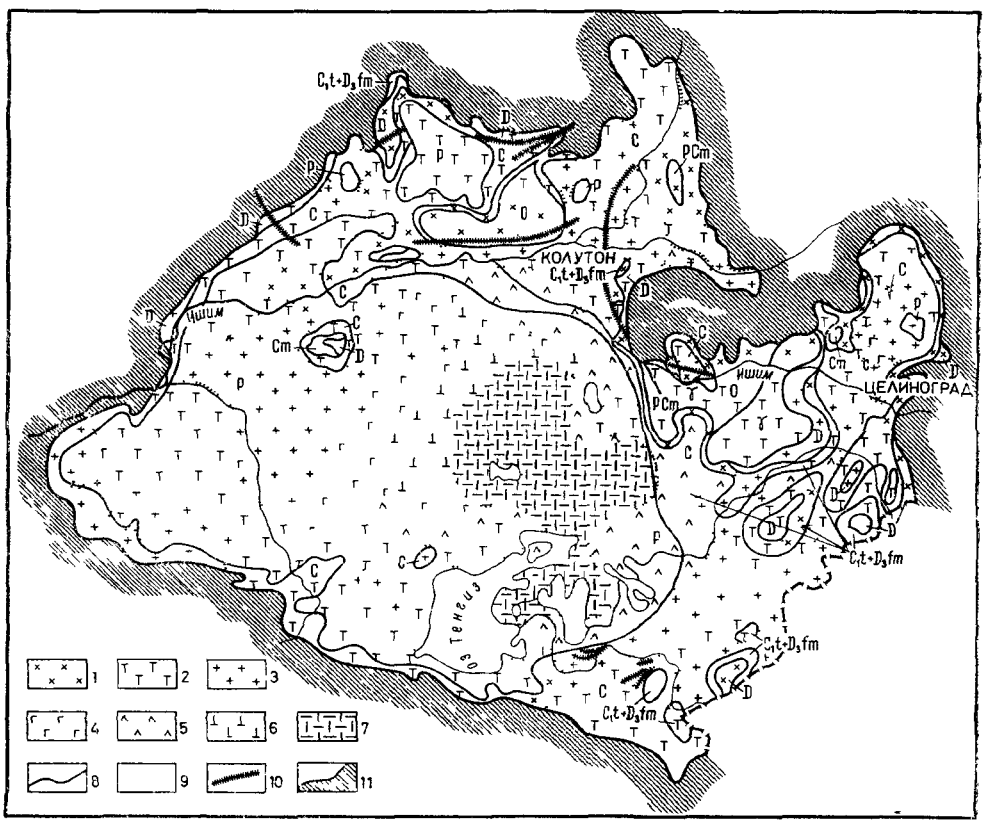


Рис 49 Схематическая гидрогеологическая карта водоносных комплексов палеозойского возраста (составила И В Ефимова)

Минерализация подземных вод *г/л* *1* — до 1 *2* — от 1 до 3 *3* — от 3 до 5 *4*— от 5 до 10, *5*— от 10 до 15, *6*— от 15 до 30, *7*—30 и более *8*— Граница между различными водоносными комплексами *9* — граница между участками с различной степенью минерализации *10* — разломы *11* — граница Тенизской впадины Стратиграфическая принадлежность водоносных комплексов показана соответствующими индексами знаком γ отмечен водоносный комплекс изверженных пород

На крыльях мульд в бассейне Терсаккана и западнее оз Тенгиз, там, где пермские отложения не перекрыты толщей мезо-кайнозойских пород, воды пресные или слабосолоноватые, с минерализацией до 3 *г/л*. По химическому составу они сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые, реже гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые В центре впадины минерализация достигает 37 *г/л* и воды становятся хлоридно-сульфатными натриево-магниевыми. Пермский водоносный комплекс можно рекомендовать для хозяйственно-питьевого водоснабжения поселков, расположенных на левобережье Терсаккана и в долине Ишим на отрезке от устья р Майнак-Карасу до устья Терсаккана, к западу от оз Тенгиз

5 **Водоносный комплекс каменноугольных отложений** широко распространен в центральной части впадины, где он залегает под мощ-

ной толщей пермских отложений. В периферийных частях впадины по южной и западной ее окраинам — в междуречье Нуры и Куланутмеса, в нижнем течении Колутона, в долине Ишима на отрезке от пос. Астраханки на западе и примерно до Атбасара, а также во Владимировской и Северо-Акмолинской мульдах — они либо выходят на поверхность, либо перекрыты лишь маломощным чехлом мезо-кайнозойских отложений. Здесь в этом комплексе выделяются следующие водоносные горизонты: отложений владимировской свиты, среднего — верхнего карбона, визе-намюрский, нижнего карбона.

Водосодержащими являются мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые песчаники, иногда алевролиты или сланцы с тонкими прослоями известняков и углей. Вся водосодержащая толща разделена водоупорными прослоями аргиллитов мощностью до 45 *м*, вскрытая мощность водоносных отложений изменяется от 80—170 до 300—400 *м*. В периферийных частях впадины воды залегают на глубине от 2 до 50 *м*, к ее центру глубина резко возрастает и достигает 2300 *м*. Водоносный комплекс подстилается либо водоупорными аргиллитами того же возраста, либо известняками турнейского яруса. В краевых частях впадины воды грунтовые, реже они обладают слабым напором до 10—30,8 *м* (Владимировская, Северо-Акмолинская, Жолболдинская мульды).

По данным Б. В. Боревского, в краевых частях впадины (Владимировская мульда) коэффициент фильтрации пород верхнего и среднего карбона изменяется от 0,008 до 5,12 *м/сутки* в зависимости от степени трещиноватости пород. Пористость пород, определявшаяся в Тенизской опорной скважине, составила для визе-намюрских отложений 1—3%, для среднекаменноугольных от 2 до 6%. При выборочных определениях проницаемость оказалась ниже 0,07 миллидарси. Расходы колодцев не превышают 0,3 *л/сек*, а производительность скважин изменяется от 0,04 до 2,5, а иногда до 12,3 *л/сек* при значительных понижениях, составляющих в основном от 17 до 41,5 *м*. Удельные дебиты не превышают 0,01—0,3 *л/сек*. В опорной скважине на Истембетском поднятии воды в карбоновых отложениях вскрыты на глубине 2331 *м*; здесь дебит при самоизливе в скважинах составлял 2 *л/сек*.

В краевых частях Тенизской впадины герцинские структуры выведены на поверхность, в породах верхнего карбона наблюдается значительная экзогенная и тектоническая трещиноватость. Участки с интенсивной трещиноватостью отмечаются на границе с Сарысу-Тенизским водоразделом, где известны выходы источников с дебитом до 1 *л/сек*, и во Владимировской мульде у Атбасара, где имеется водозабор, приуроченный к зоне разлома. Коэффициенты фильтрации, определенные по результатам опытных откачек, для пород визе-намюрского возраста составили от 0,003 до 4,73 *м/сутки* (в Северо-Акмолинской мульде), а для отложений владимировской свиты от 0,02 до 9 *м/сутки* (в Жолболдинской мульде).

Минерализация вод этого комплекса разнообразна, встречаются воды от пресных и слабосолоноватых, с сухим остатком до 3 *г/л*, до слабых рассолов с минерализацией 54,6 *г/л*. Пресные воды распространены на крыльях мульд в периферийных частях впадины, воды обычно имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав. В осевых частях синклинальных структур (Ладыженско-Колутонская, Кийминская и др.) воды находятся в условиях затрудненного водообмена, их минерализация возрастает от 6—21 *г/л* в скважинах, пройденных западнее пос. Астраханки, до 31—62 *г/л* в долине Колутона у оз. Бак-

тыколь. Несколько повышенная минерализация порядка 5 *г/л* отмечается в центральной части Жолболдинской мульды, в Северо-Акмолинской мульде она до 19,4 *г/л*, а в центральной части впадины на Алкымском поднятии в интервале 240—500 *м* возрастает до 54,6 *г/л*. Воды по составу хлоридные натриевые с повышенным содержанием брома.

По данным И. Я. Ермилова, на Максимовском буроугольном месторождении к прослоям углей приурочены воды с минерализацией 58,7 *г/л*, с содержанием H_2S до 258,4 *мг/л*. На Истембетском поднятии на глубине 2331—2340 *м* скважина вскрыла хлоридную натриевую воду с минерализацией 4 *г/л*, эта скважина расположена у южного борта Тенизской впадины до начала области развития озер Тенгиз-Кургальджино, поэтому присутствие солоноватых вод на такой большой глубине можно объяснить наличием здесь глубинного тектонического разлома, по которому поступают пресные воды с Сарысу-Тенизского водораздела. Минерализация возрастает не только в направлении от периферии к центру впадин, но и в вертикальном разрезе. Так, в долине р. Аршалы близ пос. Журавлевка при поинтервальном опробовании скважины на правом берегу реки было установлено заметное повышение степени минерализации с глубиной, на глубине 4 *м* минерализация составила 0,9 *г/л*, а на глубине 60 *м* она возросла до 7,7 *г/л*. Аналогичная картина наблюдается в Акмолинской мульде на Максимовском буроугольном месторождении и в пос. Ключи. Воды отложений карбона широко используются в северной части описываемой территории эксплуатационными скважинами и шахтными колодцами. В настоящее время по периферии впадины в Акмолинской, Жолболдинской и Владимировской мульдах проведены детальные разведочные работы.

6. **Водоносный комплекс фамен-турнейских верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений** широко распространен в Тенизской впадине. На крыльях Северо-Акмолинской, Владимировской, Рождественской мульд и в ядре Жангызкудукской антиклинали он залегает первым от поверхности или прикрыт маломощным чехлом мезокайнозойских отложений. Здесь воды вскрываются источниками, колодцами и скважинами на глубине 0,8—25—30 *м*, в Рождественской мульде они вскрыты на глубине 41,8 *м*. По мере удаления от крыльев мульд водоносный комплекс перекрывается визе-намюрскими отложениями нижнего карбона, а также вышележащими отложениями мезокайнозоя, здесь глубина его залегания достигает 114 *м* и более. В центральной части впадины горизонт погружается под мощную толщу более молодых отложений, он встречен на глубине 1375 *м* (на абсолютной отметке —1065 *м*). Водовмещающими породами являются окремнелые известняки, кварцевые песчаники, гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты с подчиненными прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Известняки турнейского яруса, в отличие от известняков фаменского, более интенсивно трещиноваты, они разбиты литологическими и тектоническими трещинами на глубину до 300 *м*. Известняки сильно закарстованы, ноздреваты, кавернозны, на руднике Жолымбет закарстованность их прослеживается на глубину до 280 *м*. А. В. Солнцев указывает на наличие карстовых воронок размером 4—6 *км*. По литературным данным, общая пустотность известняков составляет 12—21%, что определяет их как породы с хорошими коллекторскими свойствами, о том же свидетельствуют низкий выход керна по скважинам и наличие карстовых пустот с песчаным заполнением (Северо-Акмолинская мульда).

На крыльях мульд водоносный горизонт имеет свободную поверхность, а на участках перекрытия более молодыми образованиями воды приобретают напор, величина которого в скважинах, пройденных по периферии Северо-Акмолинской мульды, колеблется от 5 до 250 *м*, к центру впадины напоры возрастают до 900 *м*, этот горизонт обладает наибольшей производительностью из всех описываемых. Коэффициенты фильтрации составили в Северо-Акмолинской мульде 1,9—14,2 *м/сутки*, производительность колодцев 0,3—0,5 *л/сек*, а производительность скважин в краевых частях впадины изменялась от 0,46 до 29 *л/сек* при понижениях от незначительных до 10 *м*, удельные дебиты изменялись от 0,18 до 3,27 *л/сек*. К зонам тектонических нарушений приурочены выходы родников с дебитом от 0,03 до 14 *л/сек* (близ пос. Жолымбет, к северо-востоку от оз. Сарымбай и др.). Водообильность других литологических разностей значительно ниже, удельные дебиты скважин в песчаниках, гравелитах и мелкогалечных конгломератах на северо-западном крыле Северо-Акмолинской мульды составили всего 0,18—0,02 *л/сек*, водообильность этих отложений в центре впадины, по-видимому, мала.

К известнякам в краевых частях мульд приурочены пресные воды хорошего качества с сухим остатком менее 1 *г/л*, мягкие, с общей жесткостью в среднем 2—3 *мг·экв*, реакция воды слабощелочная. Содержание вредных микрокомпонентов не превышает норм, допустимых ГОСТом, воды по составу обычно гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые. В центральной части впадины, где отложения перекрыты более молодыми образованиями, минерализация возрастает до 10 *г/л*, а воды по составу становятся хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми. В центральной части впадины в скважине на глубине 1376—1396 *м* встречены рассолы хлоридного кальциевого состава с минерализацией 159,6 *г/л*, с повышенным содержанием брома и йода. Все эти показатели свидетельствуют о высокой степени метаморфизации вод в центре Тенизской впадины. Воды этого водоносного горизонта уже более 20 лет используются для водоснабжения горнорудных предприятий (рудник Жолымбет и др.). В последнее время горизонт детально разведан в Североакмолинской мульде.

На севере Тенизской впадины, в краевых частях Владимировской, Жолболдинской и Североакмолинской мульд и в ядре Атбасарской антиклинали водоносные горизонты и комплексы, приуроченные к выходам пород допалеозойского и палеозойского возраста, а также к интрузивным образованиям, развиты на очень небольших участках. Ввиду недостаточного количества данных, ниже приводится лишь общая характеристика упомянутых горизонтов и комплексов.

В отложениях среднего и верхнего девона водовмещающими породами служат песчаники, алевролиты, конгломераты с редкими прослоями известняков. В нижележащих эффузивно-осадочных толщах девона, силура, ордовика, кембрия и докембрия водовмещающие породы представлены диабазами, порфирами, альбит-порфирами, туфами, туфо-конгломератами, песчаниками, сланцами. В этих отложениях содержатся грунтовые воды, обладающие лишь местными напорами (24—40 *м*), воды вскрываются на глубине от 0,5 до 50 *м*, они приурочены к зоне трещиноватости, мощность которой определяется в 30—60 *м*. Ниже этой зоны трещины затухают и породы становятся практически безводными.

Производительность скважин, вскрывающих грунтовые воды, изменяется от 0,006 до 1,4 *л/сек* при понижениях до 3 *м*, удельные дебиты скважин не превышают 0,006—0,2 *л/сек*. Для пород ордовика коэффи-

циенты фильтрации на периферии Жолболдинской мульды составляли 0,02—0,08 *м/сутки*, что свидетельствует о низких фильтрационных свойствах пород Минерализация этих вод обычно не превышает 1—3 *г/л*, при наличии мезо-кайнозойского перекрытия она достигает

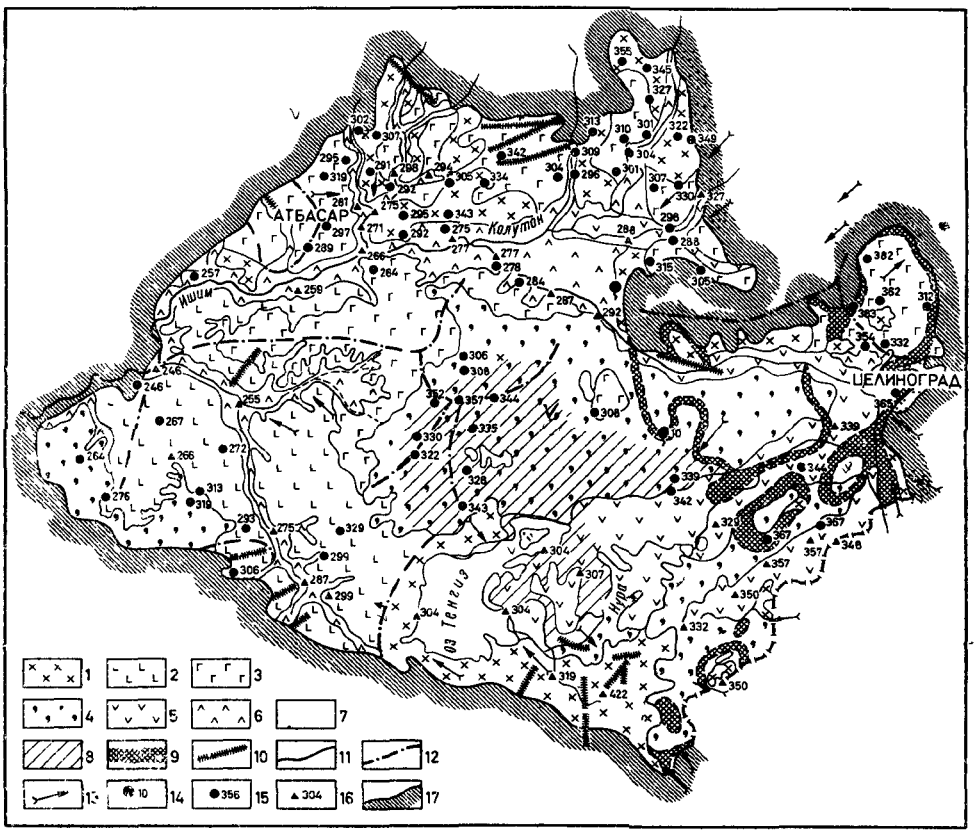


Рис 50 Схема расположения участков с различными условиями формирования подземных вод в палеозойских отложениях (составила И. В. Ефимова)

1 — участки питания за счет инфильтрации на площадях выходов палеозойских пород или их залегания под покровом элювиально делювиальных отложений мощностью до 5 *м*, *2* — то же на участках со слабой открытой трещиноватостью (закальматированностью) палеозойских отложений, *3* — участки инфильтрации через элювиально делювиальные, мезозойские и третичные суглинисто-глинистые отложения с преобладающей мощностью до 10 *м* (реже до 50 *м*), *4* — участки весьма слабой инфильтрации через мезозойские и четвертичные слабо водопроницаемые отложения с преобладающей мощностью до 50 *м* (реже более 100 *м*), *5* — участки скрытой весьма слабой разгрузки через глинистые мезозойские и палеогеновые отложения перекрытые супесями и суглинками четвертичного возраста *6* — участки разгрузки через супеси и суглинки четвертичного возраста, *7* — участки наиболее интенсивного питания за пределами Тенизской впадины *8* — зона замедленного водообмена для верхнепалеозойских водоносных комплексов *9* — предполагаемые зоны развития трещиноватых закарстованных известняков с высокой водопроницаемостью, скрытых под корой выветривания, палеогеновыми и четвертичными отложениями, *10* — разломы *11* — граница между участками с различными условиями питания *12* — предполагаемые гидравлические водоразделы подземных вод, *13* — направление стока подземных вод *14* — родники с дебитом более 1 *л/сек*, цифра справа обозначает дебит, *л/сек*, *15* — скважина, цифра справа обозначает абсолютную отметку статического уровня подземных вод *16* — урез воды в реках и озерах, абсолютные отметки, *17* — граница Тенизской впадины

5 *г/л*. Воды по составу гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые или хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, реже хлоридно-сульфатные натриево-магниевые. Описываемые водоносные горизонты и комплексы находятся в зоне активного водообмена, происходящего в пределах бассейна грунтового стока, площадь которого определяется рельефом и характером гидрографической сети (рис. 50). Горизонты и комплексы пополняются за счет атмосферных

осадков и в значительно меньшей степени за счет притока из других водоносных горизонтов и комплексов. В центре Тенизской впадины отложения нижнего палеозоя залегают на большой глубине, превосходящей 2000 *м*, и сведения об их водоносности отсутствуют.

Современный химический состав подземных вод Тенизской впадины сформировался под воздействием сложной палеотектонической обстановки, существовавшей на описываемой территории в предшествовавшие геологические эпохи. По мнению А. А. Клубова, трансгрессия фамен-франского, а затем турнейского морей отразилась на формировании подземных вод. Так, воды, заключенные в терригенно-осадочных толщах, по химическому составу сходны с морской водой. Перерыв в осадконакоплении, наступивший в послетурнейское время, создал благоприятные условия для образования пустот и трещин в верхней части известняковой толщи, в последующем в Тенизской впадине продолжалась аккумуляция осадков и протекали процессы, вызывавшие изменение химического состава подземных вод уже в условиях затрудненного водообмена.

В палеогене гидрогеологическая обстановка, по-видимому, вновь изменилась, палеозойские отложения были перекрыты водоупорными глинами, что значительно затруднило водообмен с поверхности, а при наличии сухого климата привело к накоплению солей в толще перекрывающих пород. Во всей впадине, вероятно, существовали условия, близкие к существующим теперь в ее центральной части. В последующее время в бортовых частях впадины отложения палеогена и неогена были размыты, и здесь восстановились условия свободного водообмена.

Таким образом, к четвертичному времени на территории Тенизской впадины практически сложились два различных гидрогеологических района, отличающиеся друг от друга по условиям формирования, питания и движения подземных вод, это область развития мелкосопочника, расположенная в бортовых частях впадины, и собственно Тенизская впадина.

Первый район — область развития мелкосопочника характеризуется наличием грунтовых трещинных вод, приуроченных к породам докембрия и палеозоя. Мощность водоносных горизонтов определяется глубиной зоны трещиноватости, распространенной в основном до глубины 50—80 *м*, изредка, главным образом по зонам тектонических нарушений, глубина достигает 200 *м*. Расходы скважин в этом районе изменяются от сотых долей литра до 14 *л/сек*. Питание водоносных горизонтов и комплексов зоны свободного водообмена происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков через маломощную толщу четвертичных отложений, а также за счет притока вод со стороны Кокчетавской возвышенности и Сарысу-Тенизского водораздела, расположенных гипсометрически выше. Водоносные горизонты и комплексы дренируются гидрографической сетью и озерными котловинами, осуществляется и их разгрузка в аллювиальные и озерные отложения.

В этой зоне активного водообмена формируются в основном пресные и слабосолоноватые воды с сухим остатком до 3 *г/л*. Исключение представляют участки, приуроченные к центральным частям мульд, где воды попадают в условия слабой разгрузки и затрудненного водообмена, а минерализация достигает 20 *г/л*, а также участки, расположенные по правым берегам меридиональных притоков Ишима (рр. Аршалы, Конур, Жиланды), на которых сохранились глинистые осадки палеогена. По материалам буровых скважин, минерализация вод палеозоя на этих участках составляет 5 *г/л*. Наличие незначитель-

ных по мощности глинистых перекрытий способствует существенному повышению степени минерализации и изменению химического состава подземных вод. Примером могут служить результаты поинтервального опробования скважин на левом и правом берегах р. Баксук у пос. Журавлевки. В скважину, пробуренную на правом берегу, поступают воды с водораздела, на котором распространены глины палеогена с минерализацией до 5 *г/л*, тогда как в скважину на левом берегу поступают пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией 0,7—1,4 *г/л*. При этом в правобережной скважине с глубиной степень минерализации возрастает, а на левом берегу она остается постоянной.

В гидрогеологической литературе существует мнение, что в бортовых частях Тенизской впадины зона активного водообмена служит областью питания для водоносных горизонтов и комплексов ее центральной части. Проведенный анализ рельефа, гидрографической сети, бассейнов грунтового стока и литологического состава, перекрывающих палеозойские отложения мезо-кайнозойских образований, показывает, что гидродинамическая обстановка значительно сложнее, по крайней мере, для вод пермских и средне-верхнекаменноугольных отложений. Трещинные воды с Кокчетавского и Сарысу-Тенизского поднятий направляются в сторону Тенизской впадины, занимающей наиболее низкое положение в рельефе. Но современный рельеф, гидрографическая сеть, положение озер на низких отметках, особенности тектонического строения впадины способствуют разгрузке этих вод. Так, большую часть подземного стока с Сарысу-Тенизского водораздела перехватывает бассейн оз. Тенгиз и озера Кипшак-Кияктинской группы. О существовании такой разгрузки свидетельствуют многочисленные источники, выходящие в районе этих озер. Косвенным доказательством разгрузки подземных вод в оз. Тенгиз может служить также наличие в зимнее время восьмикилометровой полыньи широтного простирания на юге озера. По-видимому, здесь имеет место приток подземных вод по зоне глубинного разлома.

Палеозойские воды северного обрамления впадины также движутся к ее центру, но часть стока перехватывается в бассейне Ишима. В центральной части впадины отметки современного рельефа составляют 350—400 *м*, на этих же участках (оз. Коржункуль) отмечается высокое положение пьезометрических уровней в пермском водоносном комплексе, отсюда уклоны пьезометрической поверхности падают в сторону Терсаккана и Ишима, оз. Тенгиз. Основной сток вод со стороны Улутавского поднятия, по-видимому, идет по оси положительной структуры, отмечающейся на его продолжении, минуя Тенизскую впадину, он направляется к долине Ишима. Аналогичная картина отмечается на правобережье Ишима по оси Джаркаинагачского антиклинория. Высказанные предположения справедливы, по-видимому, для пермского и частично для среднекаменноугольного водоносного комплекса.

Второй гидрогеологический район — собственно Тенизская впадина приурочен к центральной части впадины, он представляет собой своеобразный бассейн, известный в литературе под названием Тенгиз-Кургальджинского. Своеобразие этого бассейна состоит в том, что, во-первых, он имеет весьма ограниченные области питания, во-вторых, его водоносные горизонты и комплексы лишены выдержанных региональных водоупоров, в-третьих, в области напора нет значительных скоплений воды, характерных для артезианских бассейнов.

Все водоносные горизонты и комплексы, слагающие Тенизскую впадину, в той или иной степени обводнены. Между водоносными

горизонтами и комплексами нет четко выраженных водоупоров и они гидравлически связаны друг с другом. Высокое положение пьезометрического уровня пермского водоносного комплекса в центре Ишим-Нуринского водораздела указывает на наличие небольшой местной области питания. По-видимому, здесь поступление вод происходит путем слабой вертикальной инфильтрации атмосферных осадков и талых вод через опесчаненные третичные отложения. Питание может осуществляться также по осям положительных структур, к числу которых относится вал, пересекающий центральную часть Тенизской впадины, вытянутый с северо-востока на юго-запад. Возможно, что незначительное количество воды поступает по этой структуре с Шортандинского гранитного массива. Восточная часть впадины находится в более благоприятных условиях, здесь воды с Нурабайского антиклинория поступают в долину Ишима и по борту самой впадины.

Все палеозойские водоносные горизонты и комплексы, особенно фамен-турнейские известняки, залегающие в долине Ишима, в паводок находятся в благоприятных условиях для насыщения поверхностными водами. В центральной части впадины водоотдача пород чрезвычайно мала, что подтверждается опытами по определению притока вод в скважинах на Алкымском поднятии. Незначительный приток наблюдался в интервалах 1472—1477 и 1163—1190 *м*, приток высокоминерализованных рассолов отмечался также в интервале 1376—1393 *м*.

Разгрузка вод пермских и отчасти каменноугольных отложений происходит в направлении к Ишиму, Терсаккану и к оз. Тенгиз. Очень слабая разгрузка отмечается в долине Нуры и вдоль полосы озер в юго-восточной части впадины — от оз. Алаколь до оз. Теректысор. Сведений о разгрузке в центральной части бассейна нет, если она и происходит, то, вероятно, чрезвычайно затруднена, практически в центральной части бассейна воды карбона и нижележащих водоносных горизонтов находятся в условиях застойного режима. Отмечается площадное изменение химического состава подземных вод по мере приближения к центру Тенизской впадины и погружения пород под мезокайнозойские отложения, гидрохимический центр впадины тяготеет к оз. Тенгиз.

Минерализация вод изменяется от 3 до 37 *г/л* и более. Высокую степень минерализации подземных вод определяют интенсивное испарение и наличие водоупорного перекрытия, изменяется и химический состав вод — от гидрокарбонатно-хлоридного натриево-магниевого до сульфатно-хлоридного натриево-магниевого и хлоридного натриевого. Изменение минерализации отмечается не только по площади, но и в вертикальном разрезе. Так, при геохимическом опробовании пород в опорной Тенизкои скважине было выявлено, что в верхней геохимической зоне процесс испарения оказывает существенное влияние на формирование солевого состава. Здесь в водной вытяжке пород встречены как сульфатные, так и гидрокарбонатные соли, а также окисное железо, следовательно, в этой зоне еще нет восстановительной среды. Начиная с глубины 614 *м*, резко возрастает содержание хлора и кальция в породах, значительно сокращается количество сульфатов, увеличивается содержание закисного железа Эти типичные признаки восстановительных условий характеризуют зоны застойного режима. В том же направлении происходит увеличение метаморфизации подземных вод. Так, если в первой зоне еще встречаются высокоминерализованные рассолы хлоридного натриевого состава, то в звене застойного режима наблюдаются высокометаморфизованные хлор-кальциевые рассолы с минерализацией 159 *г/л*.

Бассейн Тенизской впадины в целом беден подземными водами, однако в его пределах можно выделить ряд участков, имеющих значительный практический интерес. К ним относятся периферийные районы, где первыми от поверхности распространены водоносные горизонты и комплексы фамен-турнейских известняков, средне-верхнекаменноугольных, олигоценовых и аллювиальных отложений.

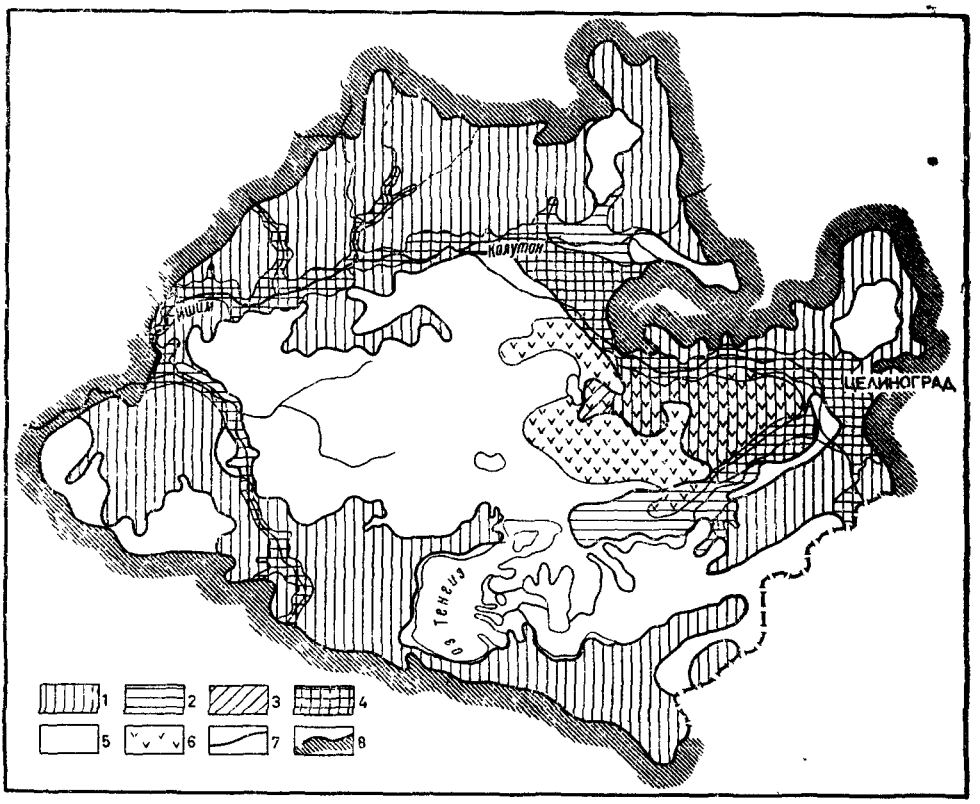


Рис. 51. Схема обеспеченности Тенизской впадины подземными водами с минерализацией до 3 *г/л* (составила И В Ефимова)

Районы распространения вод с минерализацией до 3 *г/л*· *1* — пресных и слабосолоноватых трещинных и трещинно-карстовых вод в отложениях палеозоя, *2* — пресных и слабосолоноватых вод в песчаных отложениях четвертичного возраста, *3* — пресных и слабосолоноватых вод в отложениях верхнего олигоцена, *4* — пресных и слабосолоноватых вод в палеозойских и четвертичных отложениях, *5* — районы, не обеспеченные подземными водами с минерализацией до 3 *г/л*, *6* — участок, рекомендуемый для магазинирования поверхностных вод в песчаные отложения олигоцена, залегающие под глинами неогена, *7* — граница распространения вод с минерализацией до 3 *г/л*, *8* — граница Тенизской впадины.

Относительно хорошо обеспечены подземными водами периферийные части впадины — Владимировская, Жолболдинская, Северо-Акмолинская мульды и левобережье Терсаккана, тогда как центральная часть впадины бедна подземными водами (рис. 51). Водоснабжение ее может быть решено лишь за счет поверхностных вод.

Для периферийных частей впадины в качестве надежного источника централизованного водоснабжения можно рекомендовать горизонт фамен-турнейских известняков, выходящий на поверхность в Североакмолинской мульде и по восточной границе впадины. Разведанные запасы по промышленным категориям составляют 30 000 *м*^{3}*/сутки*. Дебиты скважин достигают 29 *л/сек*, а удельные дебиты от 0,2 до 3,3 *л/сек*. Воды пресные, вредных примесей не содержат.

Мощность зоны пресных вод изменяется от 50 до 250 *м*. Воды аллювиальных отложений Нуры и Ишима на указанных выше разведанных участках могут быть использованы для водоснабжения с помощью скважин глубиной 15—25 *м*. В западной части долины Ишима воды аллювиальных отложений преимущественно слабосолоноватые, они пригодны для водопоя скота и для хозяйственных целей, эксплуатировать их следует с помощью шахтных колодцев глубиной до 7—10 *м*. Водоносный комплекс карбона доступен для эксплуатации на крыльях Жолболдинской и Владимировской мульд, воды этих отложений могут удовлетворить потребности небольших населенных пунктов сельского типа с помощью одиночных и групповых скважин.

В северной половине Ишим-Нуринского водораздела (у оз. Алаколь) водоносный горизонт верхнеолигоценовых отложений содержит пресные и слабосолоноватые воды, которые можно эксплуатировать с помощью шахтных колодцев. Глубина колодцев в каждом случае будет определяться мощностью водовмещающих пород. Дополнительными источниками водоснабжения на территории Тенизской впадины являются поверхностные воды. Зарегулирование поверхностного стока путем создания плотин и водохранилищ в долинах рек, ручьев и в водосборах озер с последующим их магазинированием позволит сохранить запасы пресных вод и использовать их для нужд народного хозяйства.

3. САРЫСУ-ТЕНИЗСКИЙ РАЙОН

Территория района занимает большую часть северо-восточного склона Сарысу-Тенизского водораздела. В административном отношении эта территория входит в Кургалыджинский и Баранкульский районы Целиноградской области. Рельеф района преимущественно мелкосопочный, наиболее высокие абсолютные отметки (700—750 *м*) наблюдаются в юго-западной части территории, наиболее низкие (310—330 *м*) — на ее северо-востоке. Относительные превышения сопок также постепенно уменьшаются в северо-восточном направлении от 100—120 до 10—20 *м*, здесь преобладает грядовый тип мелкосопочного рельефа.

Климат района засушливый, с холодной зимой и жарким летом. Минимальные температуры воздуха минус 40—45° отмечаются в январе — феврале, максимальные — плюс 40—42° — в июле. Количество осадков в юго-западной части территории составляет 200—250 *мм*, в северо-восточной 180—200 *мм*, бóльшая часть осадков выпадает в теплый период года и испаряется, не принимая участия в пополнении запасов подземных вод. Запасы влаги в снеге, обусловливающие в основном формирование подземных вод, изменяются от 50 до 100 *мм*.

Гидрографическая сеть района принадлежит к бассейнам Ишима и Тениза. К первому бассейну относится р. Терсаккан, ко второму — р. Кон, а также небольшие реки Кипшак и Кирей. Среднегодовой расход наиболее крупной реки — Терсаккана составляет всего 1,24 *м*^{3}/*сек*, расходы остальных рек значительно меньше. Характерна высокая изменчивость паводкового стока; так, весенние расходы Терсаккана в разные годы колеблются от 2,3 до 52,7 *м*^{3}/*сек*, т. е. более чем в 20 раз. В меженный период вода в реках сохраняется только в бессточных плёсах.

Отмечаются значительные изменения качественного состава речных вод. В период половодья реки имеют пресную воду с минерализацией 0,5—0,6 *г/л*. Минерализация плёсовых вод различна, в плёсах Терсаккана и Жаксыкона обычно наблюдается минерализация до 3 *г/л*, в плёсах Жаманкона, Кона и особенно Кирея и Кипшака до

10 *г/л*. В паводок реки питают аллювиальные водоносные комплексы и частично подземные воды трещинного и трещинно-карстового типов. В межень речные долины дренируют водоносные горизонты коренных пород, чем в значительной мере объясняется длительное существование плёсов, содержащих относительно слабоминерализованные воды. В северной части района довольно много озер, наиболее крупные из них Кишпак, Кирей и Киякты. Вода озер представляет собой хлоридный натриевый рассол и не может быть использована в качестве источника водоснабжения.

В гидрогеологическом отношении район изучен неравномерно, наиболее полно исследованы гидрогеологические условия северо-западной части территории, они изучались в связи с поисками источников водоснабжения для Аркалыкского бокситового комбината. Здесь в 1956—1957 гг. под руководством А. Е. Петрова была произведена разведка подземных вод в долине Терсаккана и в карбоновых структурах. В 1957—1959 гг. в районе была выполнена гидрогеологическая съемка (С. К. Калугин и др.), захватившая часть Сарысу-Тенизского водораздела.

В геологическом отношении район весьма сложен. Бóльшая часть его территории входит в Сарысу-Тенизскую зону глыбовых складок, в ядрах горст-антиклиналей обнажаются каледонские гранитоиды, эффузивно-осадочные породы девона, реже метаморфические допалеозойские и нижнепалеозойские образования. Грабен-синклинали сложены мощной толщей осадков девон-карбона, представленных в периферических частях структур известняками фамена и турне, а в осевых частях отложениями визе, в составе которых преобладают песчаники. Небольшие участки на северо-западе территории занимают неогеновые отложения, главным образом глины, суммарная мощность которых достигает 40—50 *м*. В крупных речных долинах, особенно в долине Терсаккана, развиты четвертичные аллювиальные отложения, состоящие из суглинков, супесей, песков, галечников и глин общей мощностью до 25—30 *м*.

В районе весьма отчетливо проявляется дизъюнктивная тектоника, преобладают нарушения северо-западного направления, разломы сопровождаются зонами усиленной трещиноватости пород, что способствует их повышенной обводненности; почти все литологические комплексы в той или иной степени обводнены. Наиболее широкое распространение имеют трещинные воды, приуроченные к верхней выветрелой зоне различных скальных некарбонатных пород, реже к зонам разломов, менее развиты трещинно-карстовые воды, циркулирующие в карстовых пустотах и трещинах известняков турне-фамена. Третье место по распространенности занимают поровые воды, залегающие в основном в рыхлообломочных отложениях речных долин. Однако по практическому значению первое место принадлежит трещинно-карстовым водам, за ними следуют трещинные и поровые.

В районе выделяется ряд водоносных комплексов: 1) комплекс четвертичных аллювиальных отложений (*al* Q); 2) воды спорадического распространения в неогеновых отложениях (N); 3) комплекс олигоценовых отложений (P_3); 4) комплекс средне- и верхнекаменноугольных отложений (C_{2-3}); 5) комплекс каменноугольных визейских и визе-намюрских отложений (C_1v, C_1v+n); 6) комплекс фаменских верхнедевонских и турнейских нижнекаменноугольных отложений (D_3fm+C_1t); 7) комплекс средне-верхнедевонских отложений — Жаксыконская серия (D_{2-3}); 8) комплекс нижне-среднедевонских отложений (D_{1-2}); 9) комплекс ордовикских и силурийских отложений (O, S);

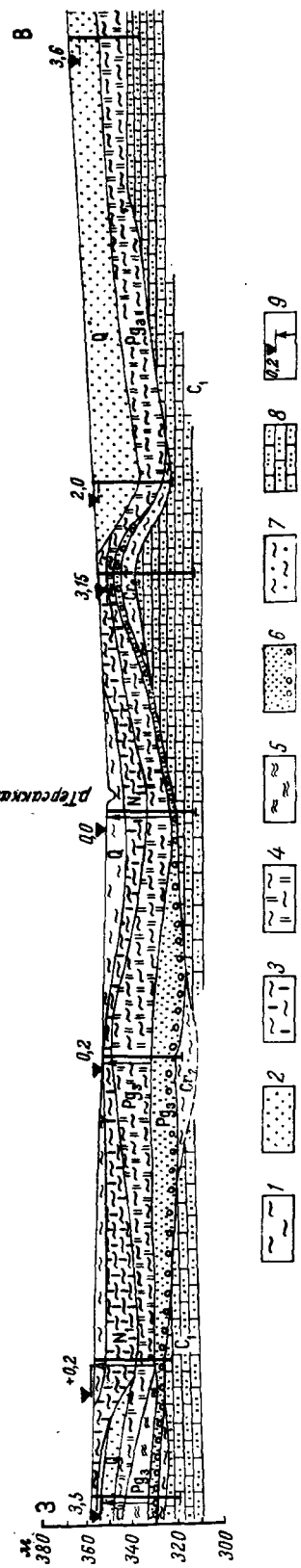


Рис. 52. Гидрогеологический профиль через долину р. Терсаккан в 3 *км* ниже устья р. Бала-Терсаккан

1 — глины, *2* — пески, *3* — гипсоносные зелено-серые и красно-бурые глины с линзами песчано-гравийных отложений, *4* — пестроцветные глины, *5* — белые каолиновые глины, *6* — песчано-галечные отложения, *7* — черные глины коры выветривания, *8* — аргиллиты, алевролиты, песчанки, известняки, *9* — напор вод и глубина положения их уровня, *м*

10) комплекс кембрийских отложений (Cm); 11) комплекс протерозойских и синийских отложений (Pt, Sn); 12) комплекс интрузивных пород (γ).

1. **Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений** прослеживается в речных долинах Терсаккана, Жаксыкона, Жаманкона, Кона, Кирея, Кипшака и некоторых других менее крупных рек. Литологический состав водосодержащих пород довольно разнообразен, в основании разреза, как правило, залегают песчано-галечниковые накопления, выше сменяющиеся суглинками, супесями, глинами с прослоями и линзами более крупнозернистого материала. Наибольшей мощностью (до 25—30 *м*) и крупнозернистостью отличается аллювий Терсаккана (рис. 52), в долинах Кона, Жаманкона, Жаксыкона и других рек преобладают тонкозернистые и глинистые образования мощностью в большинстве случаев не более 10 *м*.

Коэффициенты фильтрации аллювиальных отложений варьируют от 0,1 до 60 *м/сутки*, в среднем не превышая 10 *м/сутки*. Воды обычно безнапорные, залегают на глубине порядка 5, реже до 10 *м*. В большинстве современных долин содержатся пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией 1—1,5 *г/л* сульфатно-хлоридного натриевого состава. В долинах рек Кипшак и Киякты распространены воды с минерализацией от 3 до 10 *г/л* преимущественно хлоридного натриевого типа.

Производительность скважин, вскрывших воды аллювиальных отложений, весьма неравномерна. В долине Терсаккана расходы скважин изменяются от 1—2 до 15 *л/сек*, при удельных дебитах от 0,2 до 2—3 *л/сек*. Значительно меньше производительность выработок (десятые доли, реже единицы литров в секунду) в других речных долинах, причем минимальная производительность характерна для аллювия Кипшака и Кирея. Расход грунтового потока в долине Терсаккана ниже впадения Бала-Терсаккана достигает 50 *л/сек*, а в долинах Кирея и Кипшака он со-

ответственно выражается цифрами 1,5 и 1,2 *л/сек*. Эксплуатационные ресурсы подземных вод, разведанные на одном из участков долины Терсаккана, составляют 90 *л/сек*. Подземные воды четвертичных аллювиальных отложений широко используются для нужд сельского хозяйства путем эксплуатации многочисленных неглубоких колодцев. Аллювиальные воды долины Терсаккана представляют собой перспективный источник водоснабжения для Аркалыкского промышленного узла.

2. **Воды спорадического распространения в неогеновых отложениях.** Неогеновые отложения распространены на небольших участках и представлены преимущественно глинами с отдельными прослоями песков, галечников, алевритов мощностью обычно не более 1—2 *м*; эти прослои в ряде случаев обводнены. Глубина залегания подземных вод варьирует от 0,5 до 15 *м*; в силу особенностей залегания воды часто имеют напор. Содержание солей в водах в основном не превышает 3 *г/л*. Производительность выработок измеряется десятыми долями литра в секунду. Питание вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подземного подтока из других водоносных комплексов. Воды неогеновых отложений вследствие спорадичности их распространения и малых запасов практического значения не имеют.

3. **Водоносный комплекс олигоценовых отложений** приурочен к древней погребенной долине Терсаккана. Воды содержатся в песчано-галечниковых отложениях аллювиального генезиса, перекрытых неогеновыми глинами. Водоносные отложения в значительной степени размыты и сохраняются лишь в виде отдельных «карманов», приуроченных к депрессиям в кровле подстилающих пород. Этими особенностями залегания объясняется и различная глубина вскрытия водоносного горизонта, изменяющаяся от 5 до 35 *м*. Воды обладают напором. В большинстве случаев они хлоридные натриевые с минерализацией 1,6—2,2 *г/л*.

4. **Водоносный комплекс средне- и верхнекаменноугольных отложений** занимает небольшие площади в юго-западной части района (Шубаркульская мульда). Водосодержащими породами являются трещиноватые песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки. Мощность зоны выветривания пород не превышает 15—20 *м*. Уровень подземных вод вскрывается скважинами на глубине до 30 *м*, воды в некоторых случаях обладают напором. Изредка водоносные горизонты выклиниваются в виде малодебитных родников с расходами в сотые, реже десятые доли литра в секунду. Дебиты скважин, вскрывающих воды рассматриваемого комплекса, не превышают 1 *л/сек*.

По степени минерализации воды в основном относятся к солоноватым с минерализацией до 3, редко до 5 *г/л*. В химическом составе преобладают хлор и натрий, это обстоятельство, как и для предыдущего комплекса, связано со слабой проточностью водоносных структур, а также с влиянием засоленных покровных образований. Воды средне-верхнекарбоновых отложений не имеют большого практического значения, их можно использовать в основном для водопоя скота.

5. **Водоносный комплекс каменноугольных визейских и визе-намюрских отложений** довольно широко распространен в пределах района. Воды циркулируют в основном в трещиноватой зоне песчаников, аргиллитов, алевролитов, известняков, углистых сланцев. Приуроченность визейских и визе-намюрских пород к синклинальным структурам, совпадающим на местности с участками равнинного рельефа, не способствует образованию в них значительной трещиноватости; по той же причине здесь довольно редки естественные выходы подземных вод. Уровень водоносного горизонта в зависимости от рельефных и струк-

турных особенностей отдельных участков располагается на глубине до 20—30 *м*. Дебиты родников редко достигают 1 *л/сек*, возможная производительность скважин по аналогии со смежными районами составляет 1—5 *л/сек*. Воды преимущественно слабосолоноватые хлоридно-сульфатные натриевые с минерализацией 1—3 *г/л*.

В связи с широким развитием в верхней части разреза слабоводопроницаемых четвертичных образований запасы подземных вод комплекса пополняются плохо. Эти воды пригодны для нужд сельского хозяйства, главным образом для водоснабжения небольших отгонных ферм и отделений совхозов и колхозов. Использовать их можно неглубокими колодцами и скважинами.

6. **Водоносный комплекс фаменских верхнедевонских и турнейских нижнекаменноугольных отложений.** Из всех пород, развитых в рассматриваемом районе, турне-фаменские отложения наиболее перспективны по своей водоносности. Подземные воды, приуроченные к этим отложениям, относятся к трещинно-карстовому типу, водовмещающими породами являются интенсивно закарстованные и трещиноватые известняки, слагающие крылья грабенсинклинальных структур Сарысу-Тенизского поднятия. Формы проявления и размеры карстовых пустот довольно разнообразны, весьма широко развита кавернозность. Размеры каверн варьируют от миллиметра до нескольких сантиметров, иногда образуются карстовые полости размером до первых метров, которые фиксируются при бурении скважин. По данным бурения, мощность зоны активной закарстованности достигает 200 *м*, поверхностные формы карста представлены в основном воронками диаметром до 10—12 *м* и глубиной до 1 *м*. В долине Жаксыкона в ущелье Айгадарлы известна небольшая карстовая пещера. Закарстованность наиболее интенсивно проявляется в приподнятых частях геологических структур. Коэффициенты водоотдачи известняков варьируют от 0,04 до 0,06.

Подземные воды со свободной поверхностью залегают на глубине до 50 *м*. При соответствующих геолого-структурных условиях, особенно в синклиналях (Айгадарлинской и Тантальской), перекрытых неогеновыми глинами, некоторые скважины вскрывают напорные и даже самоизливающиеся воды. Горизонты трещинно-карстовых вод в ряде случаев выклиниваются на поверхности в виде родников нисходящего и восходящего типа с расходами до 12—15 *л/сек*.

Минерализация трещинно-карстовых вод находится в прямой зависимости от структурно-геоморфологических особенностей отдельных участков. На крыльях грабен-синклиналей в южной части района распространены пресные, редко слабосолоноватые воды с минерализацией от 0,5 до 1,0 *г/л* преимущественно хлоридно-сульфатного натриевого и смешанного типа. В полузакрытых синклинальных структурах типа Терсакканской мульды содержатся воды повышенной минерализации с сухим остатком от 5 до 10 *г/л* смешанного или хлоридно-сульфатного натриевого состава (табл. 13). Возраст водовмещающих пород $D_3fm - C_1t$.

Водообильность турне-фаменских отложений исключительно высока, полученные расходы скважин достигают 15 *л/сек*, а их удельные дебиты 10 *л/сек*, наиболее производительные скважины приурочены к крыльям и сводовым частям приподнятых геологических структур. Прогнозные эксплуатационные ресурсы перспективных водоносных структур района, содержащих трещинно-карстовые воды, приведены в табл. 14, при составлении этой таблицы учитывались как естественные запасы, так и естественные ресурсы трещинно-карстовых вод. Оценка последних проведена по балансовому методу С. К. Калугина

Таблица 13

Водоносная структура, на которой пробурена скважина	Глубина до воды, м	Расход, л/сек	Понижение, м	Сухой остаток солей, г/л	Химический состав, мг/л	
					HCO_3	SO_4
Терсакканская мульда	28,4	13,8	33,9	5,92	—	2913,0
Айдагарлинская грабен-синклиналь	изл.	1,4	3,2	0,224	134,2	28,2
То же	0,2	3,8	0,3	0,192	109,8	46,1
Тантальская грабен-синклиналь	изл.	3,1	0,12	0,60	170,8	158,0
Айдагарлинская грабен-синклиналь	—	12,0	—	1,032	122,0	320,6
Кызымшекская грабен-синклиналь	—	0,05	—	0,328	122,0	96,0

Продолжение табл. 13

Водоносная структура, на которой пробурена скважина	Химический состав, мг/л				Жесткость, мг экв.	
	Cl	Ca	Mg	Na+K	общая	устранимая
Терсакканская мульда	705,0	265,0	270,0	1115,0	35,4	3,4
Айдагарлинская грабен-синклиналь	28,0	38,0	8,3	46,0	2,6	2,2
То же	42,0	76,0	—	3,2	3,8	1,8
Тантальская грабен-синклиналь	126,0	60,8	15,3	123,0	4,2	2,8
Айдагарлинская грабен-синклиналь	319,5	108,0	13,2	357,6	6,5	2,0
Кызымшекская грабен-синклиналь	35,5	21,6	8,8	73,6	1,8	—

с использованием коэффициентов просачивания, полученных экспериментальным путем. Расчетная формула имеет вид

$$Q = 1000 \cdot F \cdot m\alpha,$$

где Q — естественные ресурсы, $м^3$;
F — площадь структуры, $км^2$;
m — эффективные атмосферные осадки, $мм$;
α — коэффициент просачивания.

Таблица 14

Водоносная структура	Запасы, л/сек		
	естественные при сработке уровня на 20 м за 50 лет	естественные ресурсы на неограниченно долгое время	сумма прогнозных эксплуатационных ресурсов
Терсакканская мульда	75	131	206
Шабдарская антиклиналь	205	361	566
Кызылжарская горст-антиклиналь	275	484	759
Кагыльская грабен-синклиналь	514	1034	1548
Тантальская грабен-синклиналь	190	335	525
Айдагарлинская синклиналь	419	867	1286
Шубаркульская грабен-синклиналь	117	206	323
Итого	1795	3418	5213

Как видно из табл. 14, прогнозные эксплуатационные ресурсы пресных и слабосолоноватых трещинно-карстовых вод района весьма велики и в сумме выражаются цифрой 5,2 *м³/сек.*

Химический состав трещинно-карстовых вод формируется главным образом при поступлении солей из рыхлого покрова, чем, по-видимому, объясняется несвойственная водам карбонатных пород хлоридная натриевая и смешанная минерализация.

Следует отметить, что трещинно-карстовые воды имеют исключительно большое практическое значение. Их можно использовать как для крупного централизованного водоснабжения, так и для нужд сельского хозяйства, в том числе для орошения земель. Эксплуатировать трещинно-карстовые воды рекомендуется главным образом скважинами глубиной 100—150 *м.*

7. **Водоносный комплекс средне-верхнедевонских отложений** (жаксыконская серия) довольно широко распространен в центральных частях горст-антиклиналей Сарысу-Тенизского поднятия. Водовмещающие породы отличаются довольно пестрым литологическим составом, они представлены красноцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, изредка эффузивами и известняками. Водоносность пород связана с их трещиноватостью, которая проявляется довольно интенсивно. Мощность активной трещиноватой зоны в среднем составляет 15—30 *м*, в зонах тектонических разломов трещиноватость проникает на большую глубину. В зависимости от характера рельефа воды залегают на глубине до 30 *м*, по долинам глубоких врезов и у основания сопок водоносные горизонты часто выклиниваются, образуя малодебитные нисходящие родники, расходы которых изменяются от сотых до десятых долей литра в секунду. Возможная производительность скважин в рассматриваемом комплексе оценивается в 1—3 *л/сек.*

По степени минерализации воды относятся к пресным с сухим остатком 0,3—0,6 *г/л*, химический состав их в основном гидрокарбонатный натриевый. Питание подземных вод происходит главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Воды могут быть широко использованы, а частично уже используются для мелкого сельскохозяйственного водоснабжения. Наиболее целесообразно эксплуатировать эти воды каптированными родниками и скважинами глубиной 25—50 *м.*

8. **Водоносный комплекс нижне-среднедевонских отложений** широко развит в положительных структурах юго-восточной части района. В состав этих отложений входят преимущественно разнообразные эффузивы — порфириты, альбитофиры, туфолавы, реже осадочные породы — песчаники, конгломераты. Степень трещиноватости и характер водоносности отложений не имеют существенных отличий от пород предыдущих комплексов. Подземные воды безнапорные, залегают на глубине до 30 *м.*

Водоносные горизонты довольно часто дренируются мелкой гидрографической сетью, выходят на поверхность в виде нисходящих родников с расходом в сотые, реже десятые доли литра в секунду. Возможная эксплуатационная производительность скважин, так же как и для отложений жаксыконской серии, находится в пределах 1—3 *л/сек.* Минерализация вод невысокая — 0,3—0,5 *г/л*, состав гидрокарбонатный натриевый.

Воды этих отложений могут быть использованы на нужды мелких потребителей путем каптирования родников, проходки колодцев, а в некоторых случаях бурения скважин глубиной до 50 *м.*

9. **Водоносный комплекс ордовикских и силурийских отложений.** Отложения силура и ордовика имеют ограниченное распространение

и прослеживаются в виде изолированных участков в куполах горст-антиклинальных структур юго-восточной части района. Они состоят преимущественно из пород осадочного генезиса: песчаников, сланцев, алевролитов, конгломератов, известняков. Породы сильно дислоцированы, метаморфизованы, уплотнены, вследствие чего они слабо водопроницаемы, трещиноватость в них связана с процессами выветривания и проникает в среднем на глубину не более 10—15 *м*.

Естественные выходы подземных вод из пород рассматриваемого комплекса весьма малочисленны. Судя по характеру структур и рельефа, уровень подземных вод располагается на глубине до 30 *м*. Воды относятся к пресным. Степень водообильности пород незначительна, на основании результатов гидрогеологических исследований в более южных районах возможные дебиты скважин оцениваются в 0,1—0,5 *л/сек*. Практическое значение этих вод невелико.

10. **Водоносный комплекс кембрийских отложений** распространен на небольших площадях и обнажается в ядрах некоторых горст-антиклиналей Сарысу-Тенизского поднятия. Водоносные отложения представлены довольно разнообразным литологическим комплексом, в котором преобладают песчаники, кварциты, конгломераты, сланцы и другие образования. Для всех этих пород характерна слабая, неглубоко проникающая трещиноватость. Вдоль склонов мелкосопочных возвышенностей воды иногда выходят на поверхность, образуя немногочисленные нисходящие родники. Глубины залегания подземных вод не превышают 20—30 *м*. Воды пресные с минерализацией не более 1 *г/л*, по химическому составу они преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные.

Производительность комплекса характеризуется дебитом родников и составляет доли литра в секунду, лишь в зонах разломов дебиты источников достигают 1 *л/сек*. Как видно из приведенных цифр, водообильность пород этого комплекса несколько выше, чем предыдущего. Воды кембрийских отложений представляют некоторый интерес для водоснабжения мелких потребителей.

11. **Водоносный комплекс протерозойских и синийских отложений** встречен на небольшой площади в междуречном пространстве Кипшака и Кирея, водовмещающие породы состоят в основном из гнейсов, сланцев, мраморов и кварцитов. Общим для этих пород является сильная дислоцированность, метаморфизованность и уплотненность. Первичная макропористость, способная содержать гравитационную воду, в них отсутствует, водоносность отложений зависит исключительно от их трещиноватости, степень проявления которой весьма слаба.

Естественные водопроявления представлены единичными нисходящими родниками. Глубина залегания уровней подземных вод составляет 10—20 *м*. Воды относятся к пресным, водообильность комплекса весьма слабая, возможные дебиты скважин не превосходят 0,5 до 1 *л/сек*. Особого практического значения воды этих отложений не имеют.

12. **Водоносный комплекс интрузивных пород** приурочен к центральным частям горст-антиклинальных структур. Самыми крупными интрузивными массивами являются Кирейский и Коптоадырский, первый располагается в междуречье Кипшака и Жаксыкона, второй — на левобережье Кипшака. Интрузивные породы представлены разнообразными гранитами и гранодиоритами, значительно реже диоритами, габбро, перидотитами. По характеру трещиноватости эти литологические разности мало отличаются друг от друга, поэтому они рассматриваются как единый водоносный комплекс. Трещиноватость интрузивных пород сравнительно интенсивная, причем наряду с трещинами

горизонтальных и диагональных направлений широко развиты секущие вертикальные трещины, представляющие собой удобные пути циркуляции подземных вод. Мощность зоны трещиноватости выветривания порядка 20—30 *м*.

По многочисленным логам у оснований сопок, сложенных интрузивными породами, выходит большое количество родников, они сопровождаются зарослями влаголюбивой растительности и иногда небольшими березовыми рощицами. Дебиты родников и колодцев выражаются сотыми и десятыми долями литров в секунду, несколько увеличиваясь в зонах тектонических нарушений и на контактах литологически различных интрузивных пород. Максимальные расходы скважин 1—3 *л/сек*. Уровень водоносного горизонта обычно располагается на 10—15 *м* ниже дневной поверхности. Минерализация вод в большинстве случаев не превышает 0,6—0,7 *г/л*, воды гидрокарбонатные натриевые или кальциевые и смешанные. Как и в других водоносных комплексах, питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. Воды имеют определенное практическое значение, они могут быть широко использованы в сельском хозяйстве.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Главным источником формирования подземных вод большинства водоносных комплексов является инфильтрация атмосферных осадков, особенно интенсивная в зимнее время. Летние осадки не играют существенной роли в питании подземных вод, так как они почти полностью расходуются на испарение и транспирацию. Сказанным определяются и основные особенности режима подземных вод, максимальное положение уровня последних наблюдается спустя 10—15 дней после схода снежного покрова, т. е. в конце апреля. В течение летнего сезона происходит прогрессивное снижение уровня подземных вод, сменяющееся в конце сентября его небольшим подъемом, вызванным резким сокращением испарения и особенно транспирации. После осеннего максимума снижение уровня подземных вод продолжается до апреля. Амплитуда колебаний уровней для вод трещинного типа составляет 2—3 *м*, для трещинно-карстовых 0,5—1,0 *м* и для поровых от 0,5 до 2—3 *м*.

По условиям формирования подземных вод можно разделить рассматриваемую территорию на два подрайона: мелкосопочник южной и юго-западной частей района и всхолмленную равнину его северо-восточной части.

В южной и юго-западной частях района преобладают открытые структуры антиклинального типа. Естественные ресурсы подземных вод здесь формируются главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков. Максимальное количество поглощенной влаги и, как следствие, высокая водообильность пород отмечаются в крыльях горст-антиклиналей, сложенных известняками фамена и нижнего турне. Эти породы, обычно хорошо обнаженные и заключающие большое количество пустот, слагают склоны обширных мелкосопочных массивов. Некоторая роль в формировании естественных ресурсов подземных вод принадлежит, по-видимому, и региональному подземному стоку со стороны Улутау-Арганатинского поднятия, где выпадает повышенное количество атмосферных осадков (до 350—400 *мм*).

Основными путями движения регионального подземного стока являются крупные разломы земной коры. Наличие подземных вод глубокой циркуляции, связанных с отдаленными областями питания,

подтверждается постоянством расходов некоторых родников, а также несоответствием их дебитов местным областям питания. Например, родник, расположенный в 2 *км* к востоку от зимовки Жантеля, имеет постоянный расход 10 *л/сек*, который не может обеспечивать инфильтрация атмосферных осадков на местной области питания. Однако следует отметить, что роль регионального подземного стока в формировании подземных вод района изучена недостаточно. Значение инфильтрации поверхностного стока в питании трещинных и трещинно-карстовых вод в общем ограничено. Питание водоносных горизонтов поверхностными водами происходит лишь в кратковременный период прохождения паводка, в межень, наоборот, имеет место интенсивное дренирование горизонтов трещинных и трещинно-карстовых вод речными долинами, особенно на участках долин, совпадающих с древними разломами земной коры.

Разгрузка подземных вод осуществляется путем испарения и транспирации, наиболее значительных в речных долинах с сильно развитым растительным покровом (Жаксыкон, Жаманкон, Тарсаккан), а также за счет подземного оттока в сторону Тенизской впадины. Количественно оценить значение последнего фактора на настоящей стадии гидрогеологической изученности района не представляется возможным, по-видимому, отток подземных вод в Тенизскую впадину невелик, так как основное направление простирания структур перпендикулярно общему понижению рельефа.

Намечается прямая зависимость минерализации и отчасти химического состава подземных вод от структурно-геоморфологических особенностей отдельных участков. Если в осевых частях горст-антиклинальных структур воды обладают минерализацией 0,3—0,5 *г/л*, то по мере приближения к ядрам грабен-синклиналей минерализация увеличивается иногда до 1,5—2,5 *г/л*. Соответственно изменяется и состав подземных вод от гидрокарбонатного кальциевого или натриевого до сульфатного или хлоридного натриевого. Интересной гидрохимической особенностью подземных вод подрайона является их повышенная хлоридность. В отличие от южной части Сарысу-Тенизского водораздела, где даже воды с минерализацией 7—10 *г/л* часто имеют сульфатный состав, в рассматриваемом подрайоне в большинстве случаев уже при минерализации 2—3 *г/л* среди анионов отчетливо преобладает хлор. Указанную закономерность наряду с другими процессами можно объяснить эоловым привносом хлоридных солей из озер Тенизского бассейна, в большинстве которых находится рапа хлоридного типа.

Равнины северо-восточной части района отличаются преобладанием полузакрытых структур синклинального типа. Водоносные горизонты и комплексы содержат здесь более минерализованные воды, чем в первом подрайоне, с сухим остатком до 5 *г/л* и более. Водообильность структур невелика; дебиты выработок исчисляются десятыми долями, в лучшем случае несколькими литрами в секунду. Воды формируются в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, в меньшей мере за счет подземного подтока из области развития мелкосопочника. Повышенная степень минерализации подземных вод является следствием слабого водообмена и значительной засоленности покровных отложений, поскольку подрайон по существу является областью аккумуляции солей, транспортируемых с обширных пространств северного склона Сарысу-Тенизского водораздела. Отчетливо проявляется также влияние тенизских озер, из которых значительные количества соли выносятся ветрами на равнину и обусловливают засоление рыхлого

покрова. Большие массы растворенных солей аккумулировались в покровных образованиях и во время трансгрессий оз. Тенгиз.

Е. В. Посохов (1949) указывает еще на один источник засоления подземных вод — выклинивание на поверхность глубинных водоносных горизонтов, содержащих хлоридные кальциевые рассолы, которые он обнаружил вдоль берегов оз. Кипшак. Однако роль этого фактора в общем солевом балансе Тенизской равнины, по нашему мнению, невелика. В подрайоне довольно ясно вырисовывается горизонтальная гидрохимическая зональность; пресные и слабосолоноватые воды гидрокарбонатно-сульфатного натриевого и смешанного состава, широко развитые в его южной части, сменяются в северном направлении (к оз. Тенгиз) солоноватыми и солеными водами сульфатного натриевого или хлоридного натриевого состава.

4. УЛУТАВСКИЙ РАЙОН

Рассматриваемый район располагается в пределах западной окраины Казахской складчатой страны и административно входит в состав Амангельдинского района Кустанайской области. Рельеф территории характеризуется в основном расчлененным мелкосопочником с абсолютными отметками в восточной части района 570—540 *м*, снижающимися на западе до 200—180 *м*. Относительное превышение вершин отдельных сопок над равнинами достигает 40—60, реже 100 *м*. Гидрографическая сеть представлена крупной речной долиной Каратургая и ее многочисленными притоками. Постоянного поверхностного стока реки не имеют. Минерализация паводковых вод обычно не превышает 0,2—0,3 *г/л*, к осени количество солей в водах плёсов возрастает до 0,8—1,2 *г/л* и более. Воды крупных плёсов, объем которых иногда достигает 100 тыс. $м^3$, в весенне-летний период могут быть использованы для поливного земледелия.

В геологическом строении района основное распространение получили архейские и протерозойские образования, слагающие крупный Улутауский антиклинорий меридионального простирания. Они представлены в основном кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, мраморами и другими метаморфическими породами, прорванными многочисленными интрузиями кислого состава. Крылья антиклинория осложнены складками II и III порядка, часто сопровождающимися разрывными нарушениями. В глубоко опущенных крыльях кое-где сохранились отложения более молодого возраста, на юге района значительная площадь занята красноцветными песчаниками и конгломератами среднего-верхнего девона. По долинам Каинды, Каратургая и Тасты прослеживаются карбонатные породы турне, которые вместе с девонскими отложениями образуют ряд мульдообразных структур.

Равнинные пространства на западе и частично на севере района, а также межсопочные понижения выполнены рыхлыми осадками палеогена и неогена, состоящими в большей части из глинистых образований с редкими маломощными прослоями и линзами супесей, песков и галечников. По речным долинам развиты аллювиальные отложения — в основном пески, галечники, реже супеси и суглинки. Разрывная тектоника проявляется довольно интенсивно, особенно в краевых частях антиклинория. Разломы, как правило, сопровождаются зонами усиленной трещиноватости и дробления пород, являющимися хорошими коллекторами подземных вод и путями регионального подземного стока.

В районе выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы: 1) комплекс четвертичных аллювиальных отложений (*al* Q);

2) воды спорадического распространения в делювиально-пролювиальных четвертичных отложениях (*dp* Q); 3) воды спорадического распространения в неогеновых отложениях (N); 4) комплекс олигоценовых отложений (Pg_3); 5) комплекс фамен-турнейских отложений (D_3fm+C_1t); 6) комплекс средне-верхнедевонских отложений (D_{2-3}); 7) комплекс архейских и протерозойских отложений (A+Pt); 8) комплекс интрузивных пород (γ).

1. **Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений.** Из современных осадков наиболее водообильны аллювиальные отложения долины Каратургая и ее притоков Сарытургая и Ащитасты. Они представлены разнозернистыми, часто глинистыми песками и галечниками, прикрытыми сверху супесями и суглинками, мощность отложений колеблется от 5—8 до 10—15 *м*, местами достигая 22—25 *м*. Эти образования обычно залегают на глинистых осадках палеогена и неогена и лишь на отдельных участках — особенно в верховьях долин — непосредственно на скальных породах допалеозоя и палеозоя.

Подземные воды, заключенные в песках и галечниках, обычно безнапорные, они вскрываются на глубине от 2 до 5 *м*. Воды пресные с минерализацией от 0,7—0,8 *г/л* в прирусловых участках долин, до 1,2—1,5 *г/л* и более в местах развития засоленных покровных суглинков и подстилающих загипсованных глин палеогена и неогена. По составу воды в основном сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. Дебиты колодцев, как правило, составляют десятые доли или не превышают 1 *л/сек*. Скважины, которыми водоносный комплекс будет вскрыт на полную мощность, могут иметь расходы до 5—6 *л/сек* при снижении уровня воды на 8—10 *м*.

Прогнозные эксплуатационные ресурсы аллювиальных вод долины Каратургая и его притоков, определенные за счет естественных запасов и ресурсов, составляют около 1,4 $м^3/сек$.

2. **Воды спорадического распространения в делювиально-пролювиальных четвертичных отложениях.** Эти отложения, встречающиеся главным образом у подножий крупных возвышенностей, вдоль бортов речных долин и в межсопочных понижениях, получили наиболее широкое распространение на севере района в верховьях р. Тасты и ее притоков. Они представлены суглинками и супесями, нередко с прослоями и линзами песков и грубообломочного материала. Мощность их весьма непостоянна и колеблется от 2—5 до 10—15 *м*, залегают они почти всюду на скальных породах, реже на глинистых образованиях неогена.

Запасы вод в делювиальных отложениях весьма незначительны, естественные водопроявления здесь почти отсутствуют, лишь изредка встречаются небольшие мочажины. Воды вскрываются колодцами и шурфами, реже скважинами, дебиты их выражаются сотыми и в лучшем случае десятыми долями литра в секунду. Воды пресные с содержанием солей от 0,5 до 1,2 *г/л*, в отдельных случаях встречаются воды с минерализацией до 2,5—3 *г/л*. По химическому составу воды пестрые с преобладанием сульфатно-гидрокарбонатных натриевых. Несмотря на спорадичность распространения и незначительные запасы, воды делювиально-пролювиальных отложений используются для питьевых и хозяйственных нужд на участках отгонного животноводства.

3. **Воды спорадического распространения в неогеновых отложениях** распространены в основном на севере района и по левому берегу р. Сарытургая, частично в межсопочных понижениях и на водоразделах рек. Отложения неогена представлены разнородными, часто загипсованными глинами с редкими маломощными прослоями и линзами

мелкозернистых песков, реже галечников. Мощность сохранившихся в настоящее время неогеновых отложений колеблется от 15 до 25—30 *м*, они обычно залегают на глинистой толще палеогена, реже непосредственно на коренных породах или на коре их выветривания.

Воды в неогеновых отложениях встречаются спорадически в прослоях и линзах песчано-галечникового материала, мощность которых от 0,5 до 1,5 *м*. Они залегают на различной глубине, чаще всего от 4 до 10—12 *м*, иногда (в бортах эрозионных врезов) они выходят на поверхность в виде нисходящих родников и мочажин. Расходы родников составляют сотые, реже десятые доли литра в секунду, некоторые колодцы и скважины, вскрывающие водоносные песчано-галечниковые прослои, при откачке показали дебиты 0,1—0,3 *л/сек* при понижении уровня воды от 1 до 6—8 *м*. Минерализация воды очень пестрая, на водоразделах Каратургая и его притоков воды чаще пресные и слабосолоноватые с содержанием плотного остатка от 0,3 до 2,5—3,0 *г/л*, в межсопочных понижениях чаще встречаются воды с минерализацией до 5 *г/л*. Преобладают воды сульфатно-хлоридного натриевого типа.

Вследствие повышенной минерализации и незначительной производительности каптажных устройств воды неогеновых отложений практического значения почти не имеют. Лишь в отдельных случаях они могут служить временным источником водоснабжения для отгонного животноводства в весенне-летний период года. К осени большинство источников пересыхает.

4. **Водоносный комплекс олигоценовых отложений** прослеживается в тех же местах, что и воды неогена. Отложения олигоцена представлены толщей пестроцветных глин с прослоями и линзами песков и галечников, общая их мощность не превышает 40—60 *м*, а мощность песчано-галечниковых прослоев не более 2 *м*. Последние встречаются на глубине от 3 до 10, иногда до 25 *м*.

Воды часто обладают небольшими напорами и устанавливаются на различных отметках ниже поверхности земли. Родники здесь встречаются редко, в большинстве случаев их дебиты измеряются в пределах сотых, реже десятых долях литра в секунду. Скважины и колодцы дают расходы 0,4—0,7 *л/сек*, при понижении уровня от 0,5 до 2—5 *м* и более. Качество вод весьма пестрое. На водоразделах встречаются воды с плотным остатком 0,4—0,8, реже до 1,2 *г/л*, в депрессиях содержание солей в воде достигает 1,5—2,0 *г/л*, местами встречаются воды с минерализацией до 5 *г/л*.

Практическая ценность вод песчано-галечных прослоев олигоценовой глинистой толщи весьма невелнка. Они могут быть использованы лишь в качестве временного источника водоснабжения мелких сельскохозяйственных потребителей.

5. **Водоносный комплекс фамен-турнейских отложений** развит в пределах Каиндинской структуры, расположенной в верховьях одноименной реки и представляющей собой фрагмент Акжаро-Ашутской грабен-синклинали, северное крыло которой срезано региональным разломом. Литологически комплекс выражен серыми и темно-серыми мелкокристаллическими известняками, местами встречаются прослои доломитизированных известняков и известковистых песчаников. С поверхности некоторые горизонты известняков сильно окремнены, вследствие чего в рельефе они образуют гривообразные сопки, вытянутые по простиранию пород. Известняки отличаются интенсивной трещиноватостью и, что особенно важно, закарстованностью, прослеживающейся на значительную глубину. Все это обусловливает высокие фильтрационные свойства пород и их водообильность.

Естественных водопроявлений в пределах Каиндинской структуры не отмечено, о ее водоносности можно судить лишь по аналогичным структурам в соседних районах. В некоторых аналогичных структурах Джезказган-Улутауского района большинство скважин дало расходы от 5—10 до 70—100, а в отдельных случаях до 200 *л/сек* при понижениях уровня воды на 1—5, реже на 10—15 *м*.

Каиндинская структура почти на всем протяжении прорезана глубокой долиной р. Каинды. Аллювиальные отложения здесь отсутствуют, по дну и бортам долины обнажаются известняки и доломиты сильно трещиноватые и закарстованные. Русло реки образовано глубокими плёсами длиной в несколько километров, между которыми наблюдается небольшой сток. На всем протяжении река дренирует водоносные трещинно-карстовые горизонты, вследствие чего режим плёсов в течение года остается стабильным.

Прогнозные эксплуатационные ресурсы Каиндинской структуры, рассчитанные по водоотдаче пород и коэффициенту просачивания, оцениваются в 132 *л/сек*. Воды пресные, приятные на вкус, с температурой 8—10°, содержание солей в них не превышает 1 *г/л*, состав преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый. Судя по рельефу местности и положению уровня воды в плёсах, трещинно-карстовые воды залегают на глубине примерно от 10 до 30 *м*. Активная зона трещиноватости в карбонатных породах по аналогии со структурами, разведанными на юге района, составляет 100—150 *м*, поэтому эксплуатация подземных вод для целей питьевого и хозяйственного водоснабжения возможна одиночными скважинами и системами скважин глубиной 100—200 *м*.

6. **Водоносный комплекс средне-верхнедевонских отложений.** Значительные площади в южной части района заняты красноцветной толщей средне-верхнего девона, содержащей трещинные воды. Основная часть разреза состоит из грубозернистых песчаников и конгломератов, в верхней части толщи встречаются прослои алевролитов и глинистых известняков. С поверхности до глубины 15—20 *м* породы разбиты густой сетью мелких трещин, нередко заполненных продуктами выветривания и вторичными минеральными образованиями; ниже число трещин и их размеры резко сокращаются или они совершенно исчезают, сохраняясь лишь в зонах тектонических нарушений.

Подземные воды, как правило, безнапорные и встречаются на глубине до 10—15 *м*, у подножий сопок и по бортам речных долин водоносные горизонты выклиниваются, образуя нисходящие родники с расходами преимущественно от 0,01 до 0,1 *л/сек*. Несколько южнее описываемой территории по тектоническим разломам встречаются родники восходящего типа с дебитами до 1 *л/сек* и более; опробованные скважины имели расходы порядка 2—5 *л/сек* при значительных понижениях уровня воды. Воды обычно пресные, с температурой 8—11°.

Несмотря на относительно слабую обводненность данного комплекса, воды имеют практический интерес. Они могут быть широко использованы, а частично уже используются для различных нужд сельского хозяйства и для питьевого водоснабжения с помощью каптажа родников и проходки скважин глубиной до 30—50, а в отдельных случаях до 100 *м*.

7. **Водоносный комплекс архейских и протерозойских пород.** Эти отложения на описываемой территории получили весьма широкое распространение, они прослеживаются в центральной части района и литологически представлены кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, мраморами и другими метаморфическими породами, сильно

дислоцированными и смятыми в сложные складки. Трещиноватость в них развита относительно слабо и отмечается только в верхней выветрелой зоне, мощность которой составляет 10—15 *м* при слабо расчлененном рельефе, и возрастает до 40—50 *м* на возвышенных участках. Эти особенности предопределяют слабую водообильность описываемого комплекса.

В зависимости от рельефа местности подземные воды залегают на глубине до 15—20 *м*, мощность обводненной зоны составляет в среднем 25 *м*. Часто у подножия сопок и по глубоким врезам рельефа встречаются нисходящие родники и мочажины, особенно большое количество родников наблюдается на участках развития сильно расчлененного возвышенного рельефа. Расходы родников составляют преимущественно 0,01—0,1 *л/сек*, некоторые родники, приуроченные к тектоническим разломам, имеют дебиты 0,5—1 *л/сек*. Одиночные скважины, вскрывающие воды даиного комплекса, также имеют небольшие расходы порядка 0,5—1 *л/сек* при значительном понижении уровня воды. На руднике Курсагын при значительной протяженности горных выработок шахтный водоотлив составлял в 1956 г. всего 3 *л/сек*.

Воды пресные, с температурой 9—11°, минерализация их колеблется от 0,25 до 0,5 *г/л*, состав в основном гидрокарбонатно-сульфатный натриевый. Некоторые скважины, заданные на контакте с другими водоносными комплексами, либо вскрывающие глубинные воды в зонах тектонических нарушений, дали воду с минерализацией 3—5 *г/л* хлоридно-сульфатного натриевого или кальциевого состава. Режим уровня подземных вод тесно связан с атмосферными осадками. Летом и осенью большинство родников пересыхает, устойчивые дебиты имеют лишь родники, приуроченные к тектоническим разломам. Воды используются для водоснабжения небольших населениых пунктов и участков отгонного животноводства.

8. **Водоносный комплекс интрузивных пород** имеет сравнительно небольшое распространение. Различные интрузивные породы встречаются в виде отдельных массивов на всей территории района, они представлены гранитами, гранодиоритами, диоритами, габбро и другими разновидностями. Породы с поверхности трещиноватые, иногда разрушенные, трещины прослеживаются до глубины 50 *м*, но открытые трещины ниже 10—15 *м* почти не встречаются. Многие трещины как с поверхности, так и на глубине выполнены продуктами выветривания.

Водообильность интрузивов в целом слабая, лишь в зонах тектонических нарушений отмечается повышенная обводненность. Подземные воды залегают на глубине от 0 до 10—15 *м*, часто водоносные горизонты выклиниваются в виде нисходящих родников с расходами от 0,05 до 0,5 *л/сек*, отдельные родники в тектонических разломах имеют дебиты до 1 *л/сек* и более, а скважины до 2—5 *л/сек*. Количество сухого остатка не превышает 0,5 *г/л*; по составу воды смешанные с преобладанием сульфатно-гидрокарбонатных натриевых. За счет трещинных вод интрузивного комплекса успешно могут быть решены вопросы питьевого водоснабжения путем каптажа родников и проходки скважин глубиной 25—50 *м*.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По условиям формирования подземных вод рассматриваемая территория неоднородна, она может быть разделена на Улутау-Арганатинское поднятие и Тургайскую равнину, занимающую северную и западную части района. Улутау-Арганатинское поднятие включает

низкогорные массивы одноименного названия и окружающий их мелкосопочник, это зона открытых гидрогеологических структур, в которой главная роль принадлежит докембрийским метаморфическим образованиям.

Количество атмосферных осадков здесь превышает 300 *мм* в год, из них осадки холодного периода года, играющие основную роль в пополнении запасов подземных вод, составляют 100—120 *мм*. Коэффициент просачивания вод от снежных осадков для метаморфических толщ допалеозоя 0,18 (Калугин, 1954), абсолютная величина инфильтрации выражается довольно существенной цифрой — 18—21 *мм*. Следует также отметить, что по сравнению с мелкосопочными территориями Центрального Казахстана в низкогорных массивах наблюдается заметное пополнение естественных ресурсов подземных вод за счет летних осадков, поскольку испаряемость здесь меньше, а летние осадки составляют не менее 150—180 *мм*. Вследствие этого приведенные выше цифры инфильтрации должны быть увеличены по крайней мере на 20—30%, т. е. практически они будут достигать 23—27 *мм*.

Большая часть сформировавшихся естественных ресурсов подземных вод разгружается непосредственно в местную гидрографическую сеть в виде многочисленных родников, возле которых часто возникают небольшие березовые и ивовые рощи. Количество таких родников только в одном Жаксы-Арганатинском массиве исчисляется несколькими сотнями. Некоторое количество подземных вод оттекает за пределы подрайона, чему в значительной степени благоприятствует меридиональное простирание структур, большей частью совпадающее с общим уклоном местности. Хорошо расчлененный рельеф обусловливает активный водообмен, что способствует формированию пресных вод зачастую с минерализацией всего 0,10—0,15 *г/л*. Обычно наименее минерализованные воды приурочены к низкогорным массивам, в мелкосопочнике минерализация подземных вод увеличивается до 0,7—0,8 *г/л*.

Подрайон Тургайской равнины характеризуется широким распространением неогеновых и палеогеновых отложений, часто представленных водоупорными или слабоводоносными породами. По сравнению с первым подрайоном роль непосредственной инфильтрации в породы атмосферных осадков невелика, невелико также и значение в формировании подземных вод подземного подтока со стороны Улутау-Арганатинского поднятия. Весьма благоприятны условия пополнения подземных вод в крупных речных долинах, где развиты песчано-галечниковые образования с высокой водоотдачей.

В аллювиальных отложениях формирование подземных вод происходит путем инфильтрации речного паводкового стока. Химический состав подземных вод на большей части территории формируется в условиях относительно замедленного водообмена под воздействием процессов континентального засоления, поэтому на территории подрайона в основном наблюдаются воды с минерализацией 1—3 *г/л*, иногда более. В катионном составе подземных вод преобладает натрий.

Глава девятая

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ДЕВОН-КАРБОНОВЫХ МУЛЬД

В пределах Центрально-Казахстанского района широко распространены мульдообразные структуры, сложенные породами девона и карбона. Эти структуры известны в литературе и в широком кругу геологов и гидрогеологов под собирательным термином мульд. Мульды имеют большое практическое значение как источники пресных вод для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

Все структуры являются наложенными и залегают с резким угловым несогласием на породах более древнего основания. Крылья мульд обычно имеют наклон от 10 до 90° с падением к оси мульды, где залегание пологое, почти горизонтальное. Мощность пород, выполняющих структуры, превосходит 1000—1200 *м*.

Гидрогеологические условия мульд сложны и разнообразны, что связано с их структурными особенностями, литологическим составом водовмещающих пород и условиями формирования подземных вод. Запасы подземных вод пополняются за счет атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на территории мульд, и за счет подтока вод из окружающих мульды водоносных горизонтов и комплексов.

Разгрузка подземных вод на территориях мульд происходит в крупных озерах (Коксенгирсор, Мамай, Итеймен и др.), обычно расположенных в центрах впадин, по зонам крупных тектонических нарушений и в долинах рек, как правило, приуроченных к крупным разломам. Кроме того, часть воды расходуется на испарение. В некоторых мульдах, как например, в Маныбайской, разгрузка подземных вод происходит далеко за пределами структуры в окружающие водоносные горизонты и комплексы.

В последние годы в связи с возросшей потребностью в пресной воде проведено детальное изучение целого ряда мульд. Их исследованием занимались П. М. Фролов, Р. П. Теуш, С. М. Мухамеджанов, Л. П. Климова, А. М. Краснинская, В. А. Белокурова, Б. В. Боревский, И. К. Архипова, Б. М. Зильберштейн, В. Г. Пинхасик, П. И. Матвейчук, А. Т. Печерин, Б. Г. Самсонов, В. В. Чижиков, Г. А. Емельянов, Т. Н. Скоробогатова и др. Работы дали возможность изучить характерные особенности мульд и разделить их на два основных типа, различных по условиям накопления, движения и разгрузки подземных вод: мульды, в которых наиболее обводнены породы, находящиеся на крыльях, и мульды, в которых обводнены породы, приуроченные к трещиноватым зонам, расположенным в их центральных частях. К первому типу мульд относятся: Северо-Акмолинская, Тамсорская, Коксенгирсорская, Ново-Михайловская, Кайдаульская, Экибастузская,

Тениз-Коржункульская, Богембайская и другие, ко второму — Владимировская, Яблоновая, Жолболдинская и Чистопольская.

В мульдах первого типа крылья сложены турнейскими, реже фаменскими известняками сильно разрушенными, трещиноватыми, кавернозными и закарстованными. Благодаря хорошим коллекторским свойствам пород здесь накапливаются большие количества пресной воды. Мощность водоносных пород соответствует мощности трещиноватой зоны, максимальная вскрытая мощность трещиноватой зоны достигает 460 *м*, в среднем же она не превышает 200 *м*. Водоносный горизонт залегает на глубине до 40 *м*. Воды безнапорные; породы, слагающие крылья мульд, характеризуются повышенной водообильностью, максимальные дебиты скважин достигают 27 *л/сек*, наиболее часто встречающиеся 6—8 *л/сек*. Воды на крыльях мульд пресные и слабосолоноватые, там, где турнейские известняки перекрыты глинистой толщей и водообмен затруднен, воды сильносолоноватые и соленые.

На крыльях мульд в пределах участков распространения известняков минерализация и водообильность с глубиной изменяются незначительно, что объясняется развитием трещин, карстовых пустот и каверн, проникающих на большую глубину, и связанным с ними хорошим водообменом. Центральные части мульд первого типа, как правило, сложены более молодыми отложениями, чем крылья, представленные в основном песчано-алевролито-сланцевой толщей и иногда содержащей прослои углей, углистых сланцев и известняков. Условия питания здесь неблагоприятны, так как породы девона и карбона слабо трещиноваты, перекрыты толщей глинистых пород мезо-кайнозоя, препятствующих поступлению в водоносный горизонт атмосферных осадков и поверхностных вод. Подземные воды обладают повышенной минерализацией — от 3 до 10, а иногда даже до 50 *г/л*. Образованию минерализованных вод способствует неглубокое залегание и малые уклоны зеркала подземных вод, большая величина испарения, малое количество поступающих атмосферных осадков и подток воды из более глубоких горизонтов.

Для мульд второго типа характерна значительная обводненность отдельных трещиноватых зон, приуроченных к песчаниково-алевритовой толще, выполняющей центральные части структур. По возрасту это породы нижней перми, верхнего — среднего — нижнего карбона и девона. В отличие от вышеописанных мульд первого типа, турнейские породы здесь монолитны и неводообильны. Глубина распространения интенсивной трещиноватости не превышает 100 *м*, ниже трещиноватость резко затухает и породы становятся практически безводными. Глубина залегания подземных вод 10—20 *м*. Производительность скважин в пределах зон трещиноватости достигает значительных величин (до 28 *л/сек* в Яблоновой и Владимировской мульдах). Воды в основном слабосолоноватые либо почти пресные 0,9—1,0 *г/л*. Для мульд второго типа характерно значнтельное увеличение минерализации воды с глубиной.

Ниже приводится краткая характеристика отдельных наиболее характерных мульд.

МУЛЬДЫ ПЕРВОГО ТИПА

Северо-Акмолинская мульда занимает северо-восточную часть Целиноградской области. Она представляет собой крупную эллипсообразную структуру, вытянутую в меридиональном направлении. Длина ее достигает 70 *км*, ширина 40—50 *км*.

В практическом отношении наиболее интересен водоносный горизонт, приуроченный к турнейским известнякам, которые обнажаются в южном, восточном и северном крыльях мульды, образуют узкие прерывистые гряды, четко очерчивающие внешний край Северо-Акмолинской мульды, и резко погружаются к центру мульды под более молодые визе-намюрские образования. На участках выходов известняки окремнены и каолинизированы, они пористы, кавернозны, закарстованы и изменены процессами выветривания до состояния разборной породы, а на отдельных участках — до состояния сухих плотных глин. По данным бурения, карстовые пустоты наблюдаются до глубины 100 *м*.

Турнейские известняки повсеместно обводнены, к ним приурочены трещинно-карстовые воды. На участках выхода известняков на поверхность воды безнапорные, при погружении их под отложения визе-намюра появляются напоры в 60—100 *м*, величина которых увеличивается к центру мульды. Мощность водоносного горизонта изменяется от 40 до 250 *м*, составляя в среднем 80—100 *м*.

Водоносный горизонт характеризуется неравномерной, но в общем значительной водообильностью, которая детально изучалась лишь в местах выхода водосодержащих пород на поверхность. Здесь дебиты скважин, вскрывших выветрелые, окремненные и каолинизированные известняки, изменяются от 0,73 до 17,8 *л/сек*, при понижениях от 1,7 до 23,2 *м*. Удельные дебиты составляют 0,1—5,1 *л/сек*. Значения коэффициентов фильтрации, рассчитанные по данным пробных, опытных и опытно-эксплуатационных откачек, изменяются от 0,9 до 14,2 *м/сутки*. Коэффициент уровнепроводности составляет 9,4—10,3 *м²/сутки*.

Водообильность свежих (невыветрелых) турнейских известняков изучалась на междуречье Ишима и Нуры в 3—6 *км* к юго-западу от Целиноградa, в месте сочленения Северо-Акмолинской и Западно-Акмолинской (Рождественской) мульд, а также на южном крыле Северо-Акмолинской мульды. На междуречье Ишима и Нуры известняки были вскрыты на небольшой глубине под аллювиальными отложениями. Дебиты при откачках составили от 0,46 до 6,8 *л/сек* при понижении на 4,75—10,46 *м*. Скважина, пробуренная в средней части южного крыла Северо-Акмолинской мульды, вскрыла известняки в интервале 114—365 *м*, ее дебит при откачках составил 5 *л/сек* при понижении на 25 *м*.

Сравнительно высокую водообильность свежих турнейских известняков можно объяснить лишь наличием в их толще открытых трещин тектонического характера. Как правило, водообильность свежих турнейских известняков несколько ниже водообильности известняков, выходящих на дневную поверхность, это, по-видимому, объясняется увеличением водопроницаемости последних за счет выветривания и карстовых процессов. На отдельных участках, где в результате выветривания образовался глинистый материал, водообильность заметно снижается, чем объясняется значительная пестрота водообильности выветрелых турнейских известняков. Воды в этих известняках пресные с минерализацией от 0,04 до 1,1 *г/л*, по составу хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, наиболее часто минерализация находится в пределах 0,4—0,7 *г/л*.

Высокое качество подземных вод турнейского водоносного горизонта сохраняется и при погружении горизонта к центру мульды. Скважина глубиной 460 *м*, пробуренная в средней части южного крыла мульды на расстоянии 500 *м* от места выхода турнейских известняков на поверхность, на глубине 80 *м* в турнейских отложениях вскрыла пресную воду с минерализацией 0,3 *г/л*, хотя выше по разрезу в визе-

намюрских отложениях были встречены соленые воды с минерализацией 5—10 *г/л*. При откачке, проведенной из этой скважины, снижения качества воды с глубиной не наблюдалось. В процессе длительных опытно-эксплуатационных откачек, проведенных в местах выходов известняков на южном крыле Северо-Акмолинской мульды, также не отмечалось повышения степени минерализации подземных вод.

Наблюдения за режимом, проведенные в течение ряда лет, свидетельствуют о стабильности уровня подземных вод и их химического состава во времени. Годовые амплитуды колебаний уровня не превышают 0,6—0,8 *м*, химический состав и температура подземных вод изменяются незначительно. Питание водоносного горизонта происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков на выходах известняков, и, по-видимому, за счет поглощения поверхностных вод, скапливающихся в карстовых западинах, временных водотоках логов, а также речных вод на участках пересечения водотоками гряд известняков. Разгрузка, вероятно, происходит через кровлю водоносного горизонта в отложения визейского и намюрского ярусов.

Описываемый водоносный горизонт имеет большое практическое значение благодаря хорошему качеству вод и высокой водообильности. На этих водах частично базируется водоснабжение ряда населенных пунктов.

К визе-намюрским образованиям нижнего карбона, средне-верхнекаменноугольным и нижнепермским отложениям приурочен единый водоносный комплекс трещинных вод. Эти отложения обводнены лишь в зоне распространения трещин выветривания, глубина которой не превышает 70—80 *м*. Воды описываемого водоносного комплекса обычно безнапорные, только на участках, где в его кровле залегают водоупорные отложения мезо-кайнозоя, появляется слабый местный напор до 20—25 *м* над кровлей. Глубина залегания подземных вод находится в пределах 1,5—33 *м*. Опытные работы показали низкую водообильность комплекса, дебиты при откачках составляли от 0,01 до 1,6 *л/сек* при понижении на 3,3—27,6 *м*. Удельные дебиты обычно меньше 0,1 *л/сек*. На отдельных участках в зонах тектонических нарушений отмечается повышенная водообильность пород. Так, скважина, пробуренная в 3 *км* к юго-востоку от сел. Апполоновки, вскрыла сильно трещиноватые водоносные песчаники и алевролиты владимировской свиты. Откачка показала дебит 3,9 *л/сек* при понижении на 6,6 *м*.

Подземные воды описываемого комплекса обычно солоноватые и соленые, хлоридно-сульфатного натриево-магниевого состава с минерализацией от 0,7 до 19,4 *г/л*, наиболее часто встречающаяся вода с минерализацией от 3 до 7 *г/л*. В распределении вод различной степени минерализации наблюдается некоторая площадная зональность. В северной части мульды распространены менее минерализованные воды, что, очевидно, связано с резкой расчлененностью рельефа и более интенсивным водообменом. К центральной и южной — равнинным частям мульды — приурочены более высокоминерализованные воды. Опреснение водоносного комплекса происходит также на участках, где он перекрывается аллювиальными отложениями Селеты и Ащилыайрык, содержащими пресную воду. Водоносный комплекс практического значения не имеет вследствие низкой водообильности и высокой степени минерализации подземных вод. В некоторых поселках его воды используются для водопоя скота.

Тамсорская мульда расположена на северо-восточной окраине Центрально-Казахстанского района и занимает некоторую часть территории Целиноградской и Кокчетавской областей. Поверхность здесь

представляет собой волнистую, участками сильно всхолмленную равнину с общим уклоном на восток и северо-восток. В центральной части района располагаются два крупных соленых озера Карасор и Тамсор, в которых в течение всего лета сохраняется вода. Северная часть мульды прорезана долиной руч. Шокай, на юге за пределами мульды, но в непосредственной близости к ней в северо-восточном направлении протекает р. Селеты.

Породы нижнекаменноугольного возраста образуют крупную замкнутую мульду овальных очертаний площадью около 500 *км*^{2}, в пределах которой слои имеют падение к центру. Структура вытянута с севера на юг, крылья ее сложены известняками турнейского яруса, которые на поверхности выделяются в виде гряды меридионального направления шириной 0,8—1,0, реже 1,5 *км*. На периклинальных замыканиях структуры, где известняки приобретают широтное простирание, ширина их выходов достигает 2—3 *км*. Углы наклона крыльев мульды в среднем составляют 20—30, реже 60—70°, на отдельных участках породы опрокинуты или смяты в антиклинальные складки, в ядрах которых выходят породы девона. Полная мощность известняков составляет 150 *м*. Центральная часть Тамсорской мульды выполнена песчаниково-алевролитовой толщей пород визейского яруса, образующей пологие синклинальные и антиклинальные брахискладки. Глубина мульды предположительно 1000—1200 *м*. В породах карбона отмечается ряд дизъюнктивных нарушений. Наиболее крупные разрывно-сдвиговые нарушения зафиксированы на восточном крыле мульды в районе озер Тамсор и Карасор, где они затрагивают не только каменноугольные, но и подстилающие их девонские образования.

Тектонические нарушения играют крупную роль в определении гидрогеологических условий нижнекаменноугольных отложений, содержащих водоносный комплекс в отложениях продуктивной свиты визейского яруса и водоносный горизонт в окремненных известняках турнейского яруса. Породы продуктивной свиты, выполняющие центральную часть Тамсорской мульды, представлены песчаниковой алевритово-аргиллитовой толщей. По данным бурения, зона интенсивной трещиноватости распространяется здесь до 110 *м*. Воды, заключенные в отложениях продуктивной свиты, относятся к типу пластово-трещинных безнапорных, уровни их устанавливаются на глубине от 3,8 до 15,2 *м*; на поверхность они выходят в виде источников у восточного крыла мульды.

Породы продуктивной свиты характеризуются довольно высокой водообильностью. Дебиты скважин составляют 5,3—6,4 *л/сек* при понижениях 15,5—16,5 *м*, удельные дебиты 0,34—0,38 *л/сек*. Воды этого горизонта имеют пестрый состав, общее повышение степени минерализации вод происходит с запада на восток. Пресные воды с общей минерализацией до 1 *г/л* приурочены к западной и центральной частям Тамсорской мульды, по составу воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. На участках, где отложения продуктивной свиты перекрыты глинами более молодого возраста, преобладают солоноватые воды. Соленые воды с минерализацией от 5 до 30—90 *г/л* приурочены к депрессиям озер Тамсор, Карасор и Жаманшал, оконтуривая их с юга, запада и севера.

Образованию здесь сильноминерализованных вод способствует неглубокое залегание подземных вод и большая величина испарения, кроме того — и это главное — отмечается приток высокоминерализованных вод из глубоких горизонтов по крупным тектоническим нарушениям. Одно из таких нарушений проходит по юго-восточной окраине

оз. Тамсор, в зоне этого нарушения обнаружен восходящий термальный источник с высокоминерализованными водами с температурой воды 36,4°. Скважина, пробуренная рядом с этим источником, показала, что минерализация воды с глубиной изменяется от 22,5 *г/л* в верхних слоях водоносного горизонта до 87,5 *г/л* на глубине 90 *м*.

Запасы пресных вод по визейскому водоносному горизонту невелики, но все же достаточны для водоснабжения хозяйств с небольшим водопотреблением.

Второй водоносный горизонт приурочен к верхней части турнейских известняков, представленной чередующимися белыми мергелями, светло-серыми известняками и различными кремнистыми породами с многочисленной фауной, вся толща сильно трещиновата, кавернозна и закарстована. Эти известняки подстилаются свитой темно-серых слабо трещиноватых и практически безводных известняков низов турнейского яруса. В белых известняках трещиноватость распространяется на всю мощность толщи. Подземные воды залегают на глубине от 5 до 20 *м*, в среднем от 10 до 15 *м*. Мощность водоносного горизонта изменяется от 4,75 до 95 *м*. На восточном крыле мульды воды этого горизонта выходят на дневную поверхность в виде источников, на остальной территории они вскрываются колодцами и многочисленными скважинами. Воды трещинные и трещинно-карстовые, безнапорные, напор наблюдается лишь на отдельных участках, где отложения турнейского яруса перекрыты осадками визейского яруса или более молодыми глинами, там напор достигает 20—22 *м*. Максимальные дебиты при откачках составляли 27,1—21,5 *л/сек* при понижении на 7,15—4,05 *м*; удельные дебиты в среднем 4,5—8,3 *л/сек*; минимальные дебиты скважин составили 0,9—0,85 *л/сек* при понижении на 10,0—10,4 *м*, а минимальные удельные дебиты 0,08 *л/сек*.

По данным Л. П. Климовой и Н. К. Архиповой, расчетные коэффициенты фильтрации известняков изменяются от 2,3 до 45—62 *м/сутки*. Радиусы влияния при откачках с расходом 20—25 *л/сек* и понижении до 10 *м* за 2—3 месяца достигают в направлении простирания известняков 2000—2200 *м*, вкрест их простирания они не превышают 200—300 *м*. Водоотдача известняков, определявшаяся опытным путем, составляет 0,04 или 4%, что характеризует известняки как породы сильно пористые с большой водоотдачей. Качество воды хорошее, преобладают в основном пресные и слабосолоноватые воды.

На западном крыле мульды развиты пресные воды с минерализацией 0,6—0,9 *г/л* гидрокарбонатно-хлоридного магниево-натриевого состава. На восточном крыле мульды встречаются как пресные, так и слабосолоноватые воды, в центральной части восточного крыла развиты пресные воды с минерализацией 0,2—0,6 *г/л*; по химическому составу они гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые. Северная оконечность восточного крыла характеризуется наличием солоноватых вод с минерализацией 1—2,6 *г/л* хлоридного и сульфатно-хлоридного магниево-натрневого состава, что можно объяснить связью этих вод с сильно минерализованными водами продуктивной свиты. При больших водоотборах из турнейского водоносного горизонта — порядка 100 *л/сек* — следует ожидать подтока как минерализованных вод из водоносного горизонта продуктивной свиты, так и соленых вод из известняков турне, поэтому при их эксплуатации нельзя рассчитывать на очень большой водоотбор.

Зона пресных вод по вертикали распространяется примерно до глубины 100 *м*, ниже уже отмечается повышение степени минерализации воды. Водоносный горизонт не содержит примесей, вредных для

питьевых целей, бактериологическое состояние вод удовлетворительное. Поток подземных вод, формирующихся на гранитных массивах, направлен на юг и восток, т. е. в сторону мульды. Подземные воды Тамсорской мульды могут служить источником централизованного водоснабжения для крупных населенных пунктов.

Коксенгирсорская мульда расположена на востоке Кокчетавской области в северо-восточной части Степнякского синклинория. В плане она имеет овальную форму, вытянута с юго-востока на северо-запад, размеры ее 30×60 *км*. На крыльях мульды в основании каменноугольных отложений залегают органогенные кремнистые светло-серые известняки, сильно трещиноватые, закарстованные и кавернозные. Они образуют полосу шириной от 100 *м* до 2 *км*. Известняки выражены в рельефе в виде бугристых гряд различной высоты, их вскрытая мощность от 150 до 280 *м*. Для известняков характерно наличие мелких пор размером от 2 до 5 *мм*, равномерно рассеянных в толще пород, а также крупных каверн размером от 20 до 30 *мм*, неравномерно распределенных в толще пород. С поверхности до глубины 80—100 *м* кремнистые известняки сильно трещиноваты и раздроблены, ниже трещины затухают, здесь содержатся воды, по типу относящиеся к трещинно-карстовым.

Крылья мульды имеют очень сложное тектоническое строение, они разбиты целой серией продольных и поперечных разломов. Поперечные разломы, часто имеющие характер сдвигов, вызвали некоторое смещение блоков известняков по отношению к их нормальному простиранию. В отдельных случаях блоки даже оказались разобщенными, что значительно затруднило водообмен между блоками известняков. Кроме того, имеется целый ряд продольных тектонических нарушений типа сбросов и надвигов, так, на северном крыле мульды граница турнейских и визейских пород проходит по сложно построенному надвигу. Буровые скважины вскрывают здесь под турнейскими известняками плотные массивные углисто-глинистые сланцы нижнего визе. Трещиноватость и раздробленность известняков на крыльях мульды характеризуется значительной неравномерностью, обусловленной характером залегания пород. Наиболее трещиноватые зоны приурочены к северному крылу и к отдельным участкам южного крыла, где крутизна известняков максимальная и составляет 60—90°.

Основные запасы подземных вод приурочены к зоне экзогенной трещиноватости в верхнетурнейских известняках. Глубина залегания подземных вод в среднем меняется от 4—5 до 25—30 *м*, максимальная глубина отмечается на южном крыле мульды. В периферических частях мульды воды безнапорные, в центре, по мере погружения под более молодые образования, они приобретают напор. Питание верхнетурнейского водоносного горизонта происходит за счет атмосферных осадков, выпадающих как непосредственно на площадях выходов известняков на поверхность, так и за пределами мульды, на окружающих известняки приподнятых участках рельефа, сложенных породами палеозоя и допалеозоя. Очагами разгрузки служат оз. Коксенгирсор и многочисленные мелкие озера, мочажины и солончаки, расположенные по всей мульде. Гидрогеологические условия мульды показаны на рис. 53, поток подземных вод направлен в основном к центральной и восточной частям мульды.

Неравномерная пористость и изменчивая трещиноватость кремнистых известняков обусловливают весьма неравномерную водопроницаемость горизонта, меняющуюся как в плане, так и по глубине. Коэффициенты фильтрации на западном крыле мульды, по данным

Б. Г. Самсонова, составляют 2—5 *м/сутки*, на северном крыле мульды, по данным Б. В. Боревского, они колеблются от 1,25 до 42,5 *м/сутки*, на южном крыле, по данным А. М. Краснинской и др., они меняются

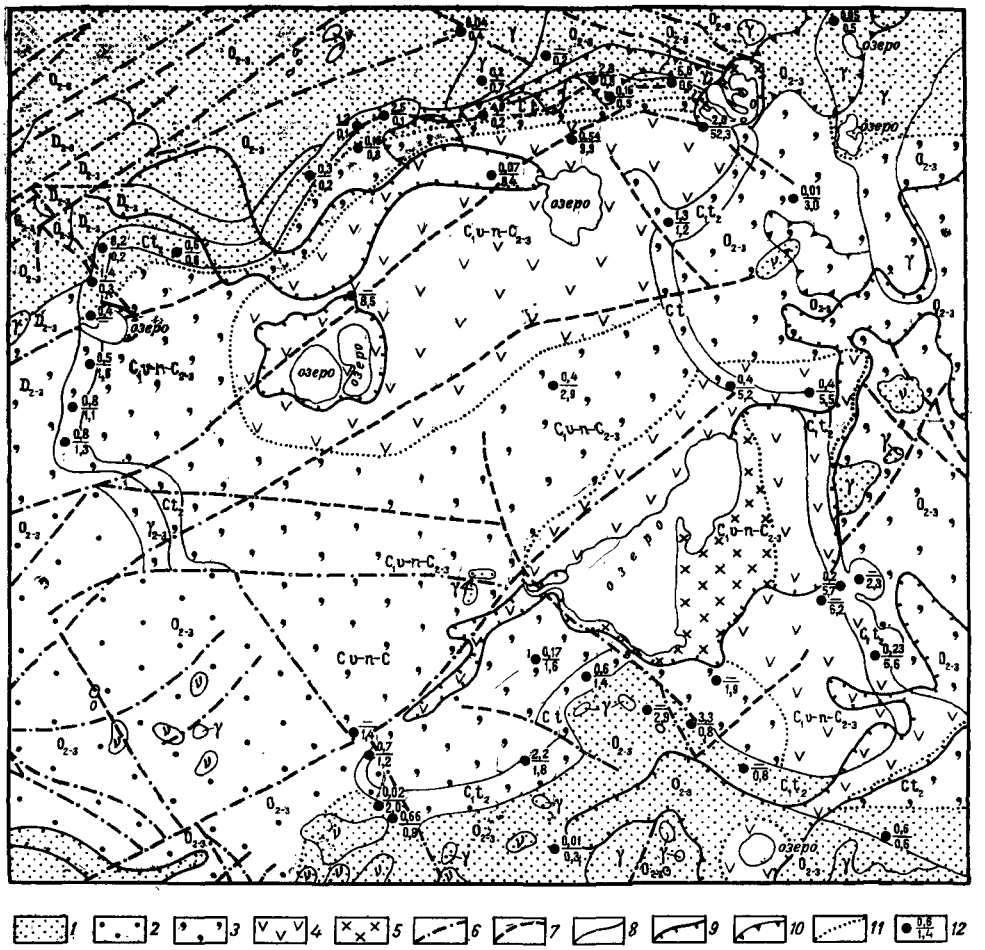


Рис. 53. Гидрогеологическая карта палеозойских отложений Коксенгирсорской мульды (составил Б. В. Боревский)

Литологическая характеристика отложений: ($C_1v—C_{2-3}$) — песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы, известняки, C_1t — кремнистые известняки, мергели, прослои спонголитов и песчанников, D_{2-3} — конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, аргиллиты, O_{2-3} — порфириты и их туфы, песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки, кислые эффузивы, γ — граниты, гранит-порфиры, плагиопорфиры, кварцевые диориты и др., ν — габбро-диориты, диориты. Минерализация подземных вод, *г/л*: *1* — до 1, *2* — до 3, *3* — от 1 до 3, *4* — от 3 до 10, *5* — более 10, *6* — тектоническое нарушение установленное, *7* — то же, предполагаемое, *8* — границы между разными литолого-стратиграфическими комплексами палеозойских отложений, содержащих подземные воды (возраст комплекса показан геологическим индексом). Границы распространения вод в отложениях, перекрывающих палеозойские образования: *9* — в песках, супесях, галечниках четвертичного возраста, *10* — в песках, опоках, опоковидных песчаниках эоцена, *11* — граница между районами с разной минерализацией подземных вод, *12* — скважина, в числителе — удельный дебит, *л/сек*, в знаменателе — минерализация воды, *г/л*.

в пределах 0,96—12 *м/сутки*. Верхнетурнейские известняки обладают ярковыраженной анизотропией фильтрационных свойств, наиболее детально изученной на северном крыле мульды. Максимальные значения водопроводимости соответствуют направлению простирания пород, а минимальные — направлению падения. Величины коэффициентов филь-

трации в направлении падения составляют 1,25—5 *м/сутки*, а в направлении простирания от 5 до 42,5 *м/сутки*. Такая анизотропность фильтрационных свойств кремнистых известняков в плане хорошо заметна при формировании депрессионных воронок в ходе опытных и опытно-эксплуатационных откачек из скважин. Она выражается в том, что большая ось депрессионной воронки всегда совпадает с направлением простирания пород, а малая ось перпендикулярна этому направлению. Последнее обстоятельство показывает, что водопроницаемость пород по простиранию значительно выше, чем в любом другом направлении. Опытными работами отмечено, что водообильность скважин на участках с пологим залеганием известняков меньше, чем на участках с крутым их залеганием.

Характер изменения водообильности с глубиной изучался путем проведения откачек из скважин, вскрывающих горизонт на разной глубине, и поинтервальных откачек. По данным Б. Г. Самсонова, на западном крыле мульды на глубине 20 *м* удельный дебит скважин был равен 0,83 *л/сек*, на глубине 107 *м* 0,3 *л/сек*, а на глубине 290 *м* известняки были практически безводны. По данным Б. В. Боревского, на северном крыле удельный дебит в интервале 10—56 *м* составлял 4,2 *л/сек*, в интервале 126—152 *м* порядка 1 *л/сек*, а в интервале 165—188 *м* 0,3 *л/сек*.

Таким образом, установлено, что водообильность кремнистых известняков с глубиной уменьшается. Наибольшая водопроницаемость толщи кремнистых известняков отмечается до глубины 80—100 *м*, причем на северном крыле мульды мощность этой зоны несколько больше. Ниже водопроницаемость уменьшается несмотря на то, что мелкие каверны в породах сохраняются в отдельных случаях до глубины 300 *м*. Постепенное затухание экзогенной трещиноватости и уменьшение кавернозности являются причинами уменьшения водопроницаемости с глубиной. Водообильность известняков изменяется и в зависимости от глубины залегания грунтовых вод, что также связано с уменьшением степени трещиноватости, наибольшая водообильность наблюдается на участках, где грунтовые воды залегают близко к поверхности. По результатам откачек из скважин, на западном крыле мульды при глубине уровня воды до 15 *м* средний удельный дебит составлял 1,36 *л/сек*, а при глубине уровня 20—40 *м* он был равен 0,67 *л/сек*. Дебиты скважин на северном и южном крыльях мульды достигают 10—15 *л/сек* при понижениях уровня на несколько метров. Водообильность пород, выполняющих центральную часть мульды, незначительна, здесь встречены соленые воды. Общая минерализация вскрытых скважинами трещинно-карстовых вод кремнистых известняков по всей мульде изменяется от 0,1 до 3—5 *г/л*. Пресные воды распространены по периферии структуры, в пределах области поглощения атмосферных осадков (на выходах водоносной толщи) и вблизи этой области на приподнятых участках рельефа. К центру мульды и на ее восточном крыле степень минерализации вод повышается Наиболее пресные воды развиты на северном крыле мульды, где водообильность пород максимальная, а водообмен более интенсивный. На восточном крыле мульды, где турнейские известняки перекрыты с поверхности водоупорными озерными глинами четвертичного возраста, величина минерализации возрастает до 3—5 *г/л*.

На западном крыле мульды Б. Г. Самсонов выделяет три зоны различной минерализации в зависимости от глубины:

I зона с минерализацией до 1 *г/л*, глубина до 50 *м*,

II зона с минерализацией 1—3 *г/л*, глубина от 50 до 100—150 *м*,

III зона с минерализацией выше 3 *г/л*, глубина более 100—150 *м*.

По данным Б. В. Боревского, на северном крыле мульды, где трещиноватость особенно интенсивна, мощность зоны пресных вод резко увеличивается. Здесь на глубине 180 *м* минерализация подземных вод составляет лишь 460 *мг/л*, и вторая зона здесь не вскрыта. На отдельных участках западного и южного крыльев, наоборот, отсутствует первая зона, а слабосолоноватые воды залегают непосредственно с поверхности. По химическому составу пресные воды в основном гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, слабосолоноватые и солоноватые воды обычно хлоридно-гидрокарбонатные натриевые или кальциевые. Для пресных вод характерно отсутствие вредных примесей — мышьяка, фтора, меди, сурьмы; по бактериологическим показателям вода хорошая.

Детальные работы по разведке запасов подземных вод были проведены на южном, северном и западном крыльях мульды. Они показали, что ввиду незначительности естественных запасов подземных вод в верхнетурнейских известняках водоснабжение объектов с потребностью 80—100 *л/сек* возможно лишь при организации рассредоточенных водозаборов. Так, по данным А. М. Красинской, на южном крыле мульды водозабор длиной 20 *км* может обеспечить расход 58 *л/сек*. На западном крыле мульды эксплуатационные запасы подземных вод по категориям А+В составили 55 *л/сек*. На северном крыле мульды запасы составляли всего 35 *л/сек*, но здесь возможно создание сосредоточенного водозабора.

Ново-Михайловская каменноугольная мульда расположена на границе области развития казахского мелкосопочника и Тургайской низменности, она занимает смежные районы Целиноградской, Кокчетавской и Кустанайской областей. Естественной границей между равниной и мелкосопочником является Ишим, в значительной степени определяющий гидрогеологические условия района. Мульда протягивается в меридиональном направлении на 80 *км* при максимальной ширине 15—20 *км*, она разбита серией дизъюнктивных нарушений сбросового и взбросового типов. Амплитуды главных разрывов составляют многие сотни метров, линии нарушений тянутся на десятки километров. В ядре грабен-синклинали пласты каменноугольных пород падают полого (20—30°) по направлению к оси синклинали, вблизи тектонических контактов они наклонены более круто (до 60°).

Северо-восточное крыло грабен-синклинали расчленено на ряд блоков продольными разрывами с амплитудами в сотни и тысячи метров. Наиболее водообильны породы турнейского яруса, которые распространены в виде узкой полосы на восточном крыле мульды в основном по левому и частично по правому берегам Ишима. Нижняя часть разреза турне представлена песчано-глинистой толщей с прослоями темно-серых известняков, верхняя его часть выражена серыми органогенными обломочными и черными глинистыми сильно трещиноватыми известняками закарстованными и кавернозными. Воды по типу трещинно-карстовые, безнапорные, залегают на глубине 6—13,5 *м*. Наибольшая водообильность известняков отмечается на участке, где они выступают ложе Ишима в двух излучинах реки. Дебиты скважин колеблются от 1,7 до 16,7 *л/сек* при понижении от 3,3 до 17,0 *м*. Удельные дебиты в среднем составляют 0,7—0,8 *л/сек*. Воронки депрессии вытянуты по простиранию пород. Радиус влияния при откачке с водозабором в 16,7 *л/сек* и понижении около 14,0 *м* к концу второго месяца достигал примерно 700 *м* по простиранию известняков и около 200 *м* вкрест их простирания. Фильтрационные свойства известняков довольно

высокие; коэффициенты фильтрации, вычисленные по результатам откачек, составляют 1,5—2,0 *м/сутки*. Водоотдача известняков, определенная также опытным путем, 6,3 и 6,5%.

По химическому составу преобладают воды двух типов — гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевые. Общая минерализация вод не превышает 1 *г/л*, в большинстве случаев она составляет 0,4—0,7 *г/л*. Воды не содержат вредных компонентов, бактериологическое их состояние также удовлетворительное.

Поскольку воды описываемого горизонта взаимосвязаны с водами Ишима, амплитуда колебаний уровня подземных вод в течение года составляет 0,9 *м*, в скважинах, расположенных в непосредственной близости к реке, она равна 4,0 *м*, в соседних районах она меньше — равна 0,3—0,4 *м*. Питание водоносного горизонта осуществляется главным образом за счет поверхностных вод Ишима, об этом свидетельствуют результаты замеров расходов реки в том месте, где она пересекает известняки. Расходы реки в створе у начала участка пересечения известняков больше, чем в его конце, следовательно, часть поверхностных вод из реки «уходит» в известняки. Величина пополнения запасов изменяется по сезонам, минимальная их величина приходится на меженный период. Поскольку Ишим имеет постоянный водоток, водоносный горизонт получает питание в течение всего года, пополняемые запасы, получаемые из Ишима, являются и естественными ресурсами данного водоносного горизонта, они составляют около 125 *л/сек*. Разведанные эксплуатационные запасы подземных вод достигают 8,9 тыс. $м^3$/*сутки*, или 100 *л/сек*.

Водоносные горизонты отложений нижней перми, верхнего и среднего карбона, а также низе-намюра нижнего карбона, выполняющие центральную часть мульды, характеризуются слабой водообильностью, вскрытая мощность обводненной зоны 35—50 *м*. Ниже этой зоны породы или очень слабоводообильны или содержат соленые воды.

Ново-Михайловская мульда представляет большой практический интерес для централизованного водоснабжения.

Богембайская мульда расположена на восточной окраине Центрально-Казахстанского мелкосопочника и занимает смежные районы Кокчетавской и Целиноградской областей. Рельеф ее представляет собой всхолмленную равнину, понижающуюся в сторону озер Алтай-Сор и Тасты-Куль. В центральной части мульды развиты солончаки, а к южному ее крылу приурочены небольшие пресные озера, на севере мульду пересекает р. Аксу, впадающая в западную часть оз. Алтай-Сор.

Мульда имеет в плане овальную форму, вытянута с юг-юго-востока на север-северо-запад. Небольшое широтное поднятие делит мульду на две неравные части — более крупную Южнобогембайскую и меньшую — Северобогембайскую (рис. 54, 55). Размеры Северобогембайской мульды 6×6 *км*, Южнобогембайской 17×8 *км*. Залегание пород в основном пологое (10—20°), юго-западное крыло структуры более крутое (30—35°), иногда опрокинутое. Характерно постепенное выполаживание слоев к центру мульды.

Подземные воды приурочены в основном к зоне экзогенной трещиноватости в разнозернистых породах, залегающих близ поверхности; воды носят грунтовый характер и составляют единый горизонт. В центральных частях мульд воды напорные. Наибольший интерес представляют подземные воды в кремнистых известняках, они носят трещинно-карстовый характер и приурочены к крыльям мульд. Фильтрационные свойства остальных пород относительно слабые, по данным откачек из скважин, их расчетные коэффициенты фильтрации изменяются от 0,01

до 0,2 *м/сутки* Водопроницаемость горизонта кремнистых известняков, зависящая от их пористости и трещиноватости, весьма неравномерна По Северобогембайской мульде коэффициенты фильтрации изменяются от 2,2 до 5,6, по Южнобогембаиской — от 0,3 до 5,5 *м/сутки* (данные Б Г Самсонова, 1961) Наиболее водопроницаема толща кремнистых

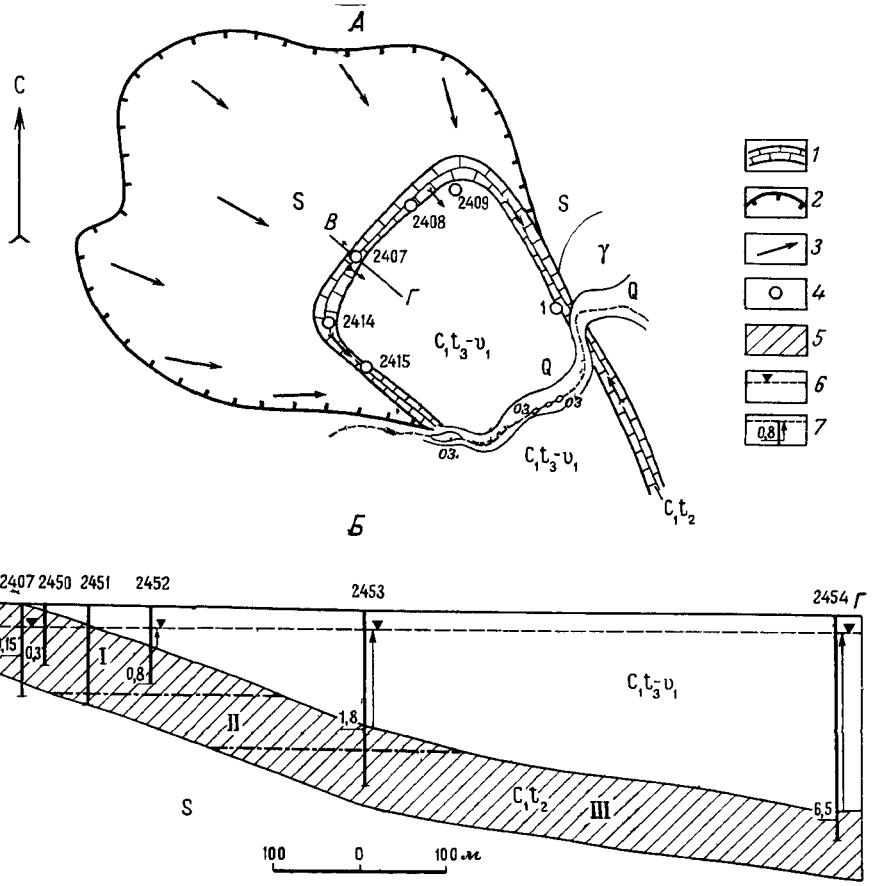


Рис 54 Гидрогеологическая карта Северобогембайской мульды (по В В Чижикову, Б Г. Самсонову, 1961 г)

А — выходы кремнистых известняков и схема их питания, *Б* — схема вертикальной гидрохимической зональности подземных вод в кремнистых известняках по линии *В—Г* Зоны вод с различной минерализацией *I* — пресные воды с минерализацией до 12 *г/л*, *II* — слабо солоноватые воды с минерализацией 1—3 *г/л*, *III* — солоноватые воды с минерализацией более 3 *г/л* *1* — выходы кремнистых известняков на поверхность *2* — граница области питания водоносного горизонта кремнистых известняков, *3* — направление движения грунтовых вод в зоне экзогенной трещиноватости *4* — скважина и ее номер, *5* — водоносный горизонт в кремнистых известняках, *6* — статический уровень подземных вод в кремнистых известняках, *7* — напор воды относительно кровли горизонта (стрелка), минерализация воды, *г/л* (цифра)

известняков до глубины 100 *м*, ниже водопроницаемость быстро уменьшается. Удельные дебиты скважин изменяются в широких пределах: по Северобогембайской мульде от 0,8 до 4,5, по Южнобогембайской от 0,13 до 3,2 *л/сек*. Водообильность пород зависит от их структурного и гипсометрического положения, в юго-западной части Южнобогембайской мульды установлено увеличение водообильности в направлении от участков с крутым залеганием известняков к участкам с их пологим залеганием, при угле падения 5° удельный дебит составляет 2,7 *л/сек*, а при 84° 0,13 *л/сек*

Подземные воды на крыльях структур преимущественно пресные, к центру мульд по мере увеличения напорности вод и уменьшения

проницаемости известняков степень минерализации воды увеличивается. Последнее обстоятельство характеризует наличие основного водообмена в приповерхностной зоне и весьма слабого водообмена в центральных

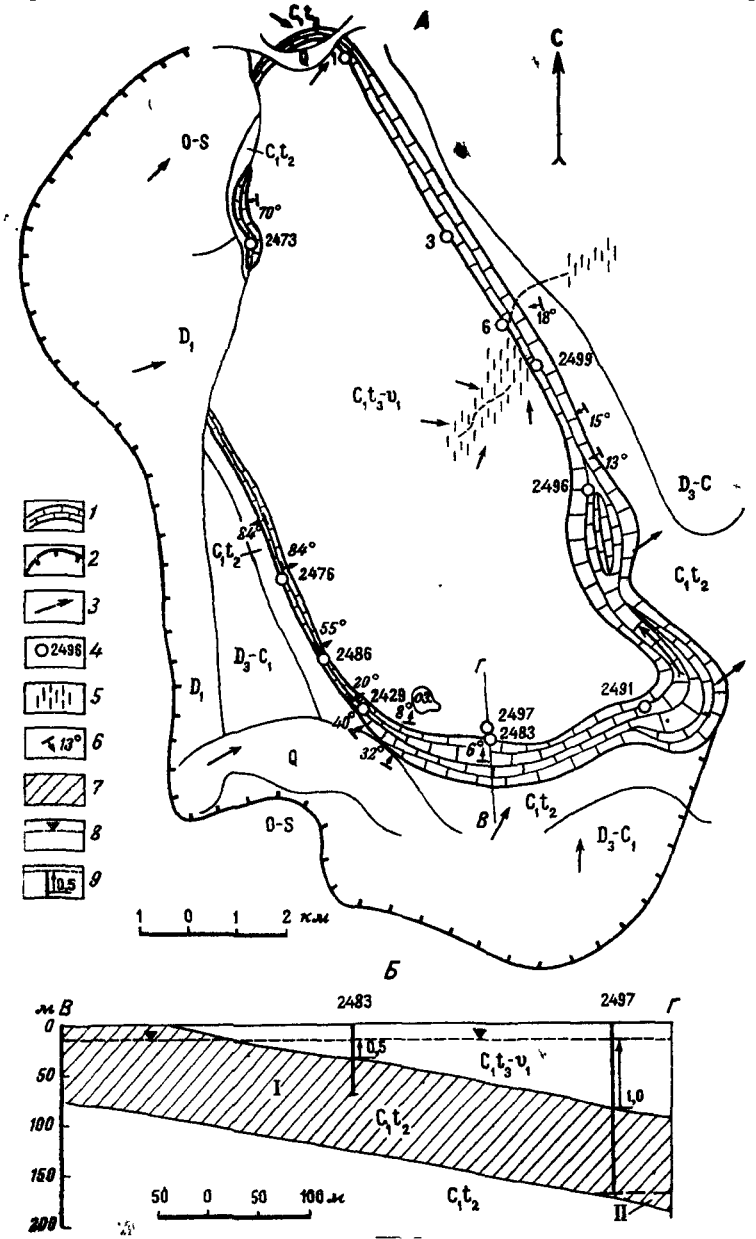


Рис 55. Гидрогеологическая карта южнобогембайской мульды (по В. В. Чижикову, Б. Г. Самсонову, 1961 г.)

А — выходы кремнистых известняков и схема их питания, *Б* — схема вертикальной гидрохимической зональности подземных вод в кремнистых известняках по линии *В—Г*. Зоны вод с различной минерализацией: *I* — пресные воды с минерализацией до 1 *г/л*, *II* — слабосолоноватые воды с минерализацией более 1 *г/л* *1* — выходы кремнистых известняков на поверхность, *2* — граница области питания водоносного горизонта в кремнистых известняках, *3* — направление движения грунтовых вод, *4* — скважина и ее номер, *5* — солончак, *6* — элементы залегания пород, *7* — водоносный горизонт кремнистых известняков, *8* — статический уровень подземных вод горизонта в кремнистых известняках, *9* — напор воды относительно кровли горизонта (стрелка), минерализация воды, *г/л* (цифры)

частях мульд. Пресные воды в периферийных частях мульд бактериологически чистые, микрокомпоненты содержатся в количествах, удовлетворяющих нормам ГОСТ для питьевых вод. Для мульд характерна вертикальная гидрохимическая зональность, по степени минерализации четко различаются три зоны (см. рис. 54, 55):

I зона пресных вод с минерализацией до 1 *г/л* мощностью 65—75 *м*;

II зона солоноватых вод с минерализацией 1—3 *г/л* мощностью 60 *м*;

III зона солоноватых и сильносолоноватых вод с минерализацией 3—10 *г/л* мощностью 70 *м*.

Основным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки, поглощение которых происходит на участках выходов коренных пород, образующих положительные элементы рельефа. Основные площади питания подземных вод описываемых известняков развиты главным образом с северо-западной стороны Северобогембайской мульды, а также с западной и южной сторон Южнобогембайской мульды. Разгрузка подземных вод описываемых мульд осуществляется частично путем подземного испарения, основными же очагами разгрузки служат: для Южнобогембайской мульды болото на ее восточном крыле, для Северобогембайской плёсы долины р. Аксу. Области питания и очаги разгрузкн располагаются в непосредственной близостн друг от друга.

Ориентировочные естественные запасы, определенные на основании размеров областей питания, принятых коэффициентов инфильтрации (0,1—0,15) и средних годовых осадков (260 *мм/год*), составляют для северо-западной части Северобогембайской мульды 45—70 *л/сек*; для южной части Южнобогембайской мульды — 25—40 *л/сек*; для юго-западной части той же мульды 13—20 *л/сек*.

Кайдаульская мульда расположена на северной окраине области развития казахского мелкосопочника, в 130 *км* к юго-западу от Павлодара в Баян-Аульском районе Павлодарской области. Поверхность ее представляет собой плоскую равнину с небольшими холмами, увалами и мелкими сопками. Мульда прорезана долиной р. Ащису и озерными котловинами.

Кайдаульская мульда представляет собой крупную отрицательную структуру широтного простирания протяженностью 70 *км* и шириной 16 *км*, сложенную девонскими и карбоновыми породами. Мульда наложена на сильно дислоцированные породы более древних отложений палеозойского и допалеозойского возраста. Все породы содержат подземные воды, которые по условиям залегания и циркуляции разделяются на трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-пластовые.

Трещинные воды приурочены к породам осадочного комплекса нижнего и среднего девона, к отложениям верхнего девона франского яруса и к осадочным породам нижнего карбона турнейского яруса. Воды нижнего и среднего девона приурочены к альбитофирам, туфобрекчиям, кремнистым сланцам и туфопесчаникам. Воды грунтовые и, как правило, пресные. Максимальные расходы колодцев достигают 0,36 *л/сек*, удельные дебиты скважин составляют 0,85—1,55 *л/сек*.

Воды отложений франского яруса верхнего девона содержатся в песчаниках, конгломератах, алевролитах, это воды спорадического распространения. Минерализация вод пестрая, однако преобладают пресные.

Трещинные воды осадочных пород нижнего карбона турнейского яруса встречены в песчаниках, известняках, глинистых сланцах, кремнистых песчаниках, углистых сланцах с прослоями угля. Глубина зоны

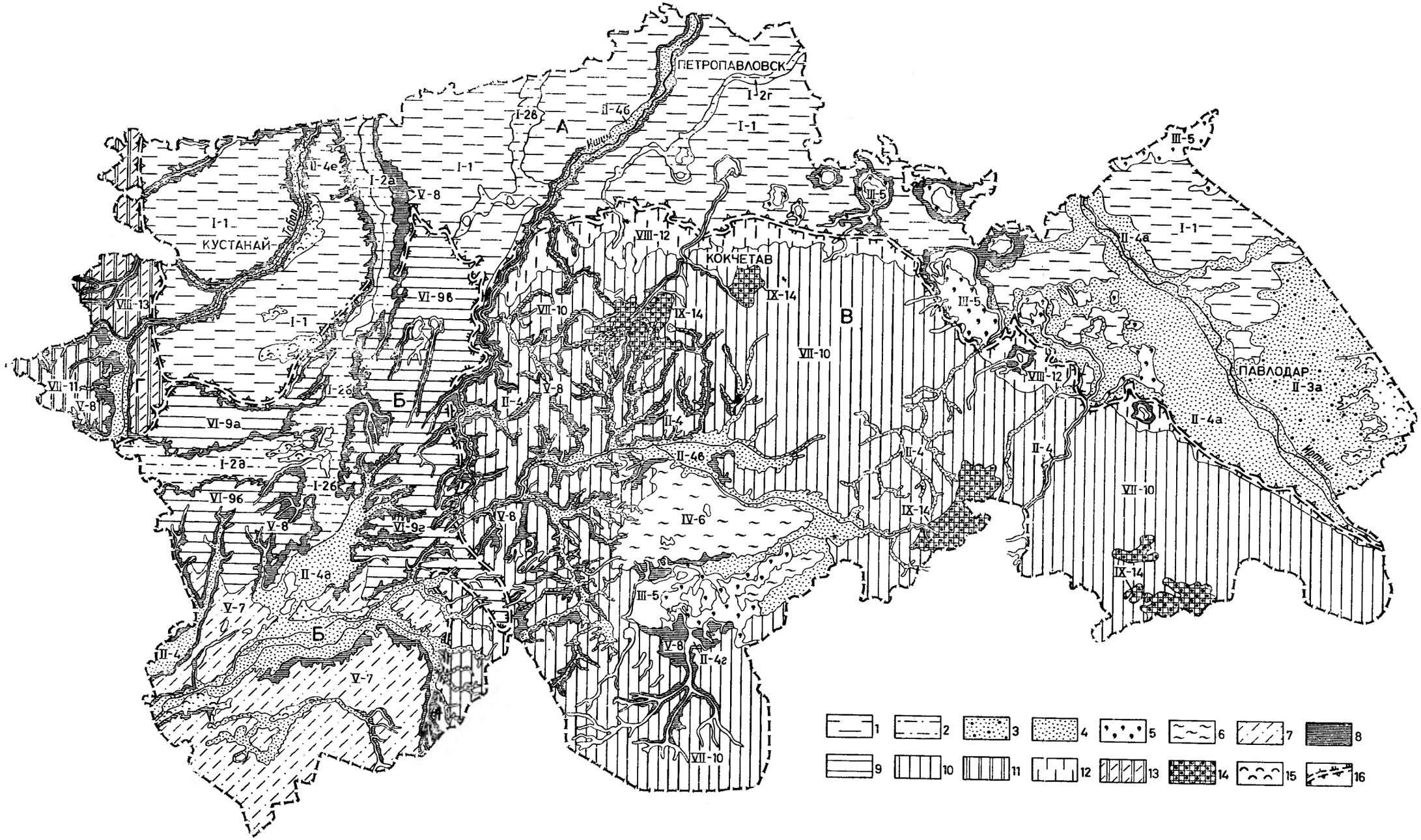


Рис. 2. Схема геоморфологического районирования (составила Н. В. Пятакова) На карте прописными русскими буквами обозначены регионы, римскими цифрами — районы, арабскими — подрайоны, строчными буквами — участки.

А — Западно-Сибирская низменность; *Б* — Тургайская столовая страна; *В* — область Центрально-Казахстанского мелкосопочника; *Г* — Уральская предгорная страна. *I* — Озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины: *1* — водораздельные равнины; *2* — равнины крупных древних ложбин стока: *а* — Тобол-Убаганская, *б* — Убаган-Тургайская, *в* — Пресновская, *г* — Камышловский лог, *д* — Сапсынагашская. *II* — Аллювиальные аккумулятивные равнины: *3* — равнины древних потоков: *а* — Кулундинская аллювиальная равнина, *4* — долины современных рек и их притоков: *а* — Иртыша, *б* — Ишима, *в* — Ишима-Колутона, *г* — Нуры, *д* — Тургая, *е* — Тобола, *III* — Озерные аккумулятивные равнины: *5* — равнины крупных озерных котловин. *IV* — Делювиально-пролювиальные аккумулятивные равнины: *6* — слабоволнистая равнина Тенизской впадины. *V* — Эрозионно-денудационные равнины: *7* — пластовые полого волнистые и увалисто-котловинные равнины, *8* — склоны равнин к речным долинам и к озерным котловинам. *VI* — Пластово-денудационные равнины: *9* — аридно-денудационные плато: *а* — Терсекское, *б* — Улькояксское, *в* — Убаган-Ишимское, *г* — Тургай-Ишимское. *VII* — Цокольные денудационные равнины: *10* — водораздельная область Центрально-Казахстанского мелкосопочника, *11* — мелкосопочник предгорий Урала. *VIII* — Пластово-цокольные абразионно-аккумулятивные равнины: *12* — наклонная равнина северного склона области Центрально-Казахстанского мелкосопочника, *13* — наклонная равнина восточного склона Уральской предгорной страны. *IX* — Низкогорья и холмогорья: *14* — низкие горы и холмогорья среди Центрально-Казахстанского мелкосопочника, *15* — площади развития эоловых форм рельефа, *16* — границы регионов

выветривания с наиболее развитой трещиноватостью достигает здесь 60 *м*. Дебиты скважин невелики, порядка десятых долей литра в секунду. Воды высоко минерализованы, непригодны для питья, но могут быть использованы для технических целей.

Трещинно-карстовые воды развиты в карбонатных породах фаменского яруса интенсивно трещиноватых, местами закарстованных и потому отличающихся высокой водообильностью. Удельные дебиты скважин здесь в среднем составляют 1,0—1,3 *л/сек*, достигая в отдельных случаях 6,0 *л/сек*; дебиты скважин, по данным опытных откачек, составляют от 2,7—7,8 до 16,9 *л/сек*. Воды отличаются пестротой минерализации, преобладают пресные пригодные для питьевого водоснабжения, минерализация их колеблется от 0,1—1,39 до 3,85—5,42 *г/л*.

Трещинно-пластовые воды приурочены к осадочным породам юрского возраста, они высокоминерализованы.

Для целей водоснабжения наиболее перспективны в районе трещинно-карстовые и трещинные воды зоны тектонических разломов. По площади распространения кремнистых известняков фаменского яруса произведен подсчет эксплуатационных запасов, которые могут быть оценены по промышленным категориям. Запасы воды для питьевых целей составляют 92,5 *л/сек*, для технических целей 71,4 *л/сек*.

МУЛЬДЫ ВТОРОГО ТИПА

Владимировская мульда, расположенная на северной окраине Тенизской впадины в месте ее причленения к Кокчетавскому антиклинорию, имеет площадь 40×100 *км*, она занимает северо-западную часть Целиноградской области (рис. 56). Северное обрамление мульды расположено в зоне мелкосопочника с элементами низкогорного рельефа. В центральной и южной частях мульды рельеф в основном носит равнинный характер с общим уклоном поверхности на юг, в сторону долины Ишима, пересекающей южную оконечность мульды в широтном направлении с востока на запад. Основные притоки Ишима — реки Жабай, Жиландинка и Ащилы пересекают мульду в меридиональном направлении, они имеют постоянный поверхностный сток в течение всего года и характеризуются бурными паводками. Крылья мульды сложены осадками девона и нижнего карбона, а центральная часть выполнена отложениями среднего и верхнего карбона (владимировская свита) и нижней перми (кайрактинская свита), причем, осадки последней зафиксированы лишь в ядерных частях мульды. Владимировская свита представлена песчаниково-алевролитовой толщей, среди которой наиболее существенную роль играют лиловатые косослоистые песчаники средней подсвиты. Общая мощность пород карбона достигает 2—3 *км*.

Породы, слагающие мульду, отличаются крайне неравномерной трещиноватостью и довольно сложной тектоникой. Вдоль речных долин и близ крыльев мульды встречаются довольно многочисленные тектонические зоны с интенсивной трещиноватостью, большей частью тяготеющие к породам владимировской свиты. Ряд таких тектонических зон, несомненно, имеется на границе Владимировской мульды с долиной Ишима, они вскрыты отдельными скважинами южнее Атбасара и севернее Ащикуля.

Палеозойские и допалеозойские отложения перекрыты рыхлыми мезо-кайнозойскими осадками, представленными корой выветривания, глинами и песками палеогена и неогена, суглинками и песками четвертичного возраста. На водоразделах мощность этих отложений достигает 50—70 *м*.

Гидрогеологические условия Владимировской мульды сложны и разнообразны. Наибольший практический интерес имеют воды каменноугольных отложений владимировской свиты. Водовмещающие породы обычно выходят на поверхность близ долин рек в пределах развития приречного мелкосопочника, подземные воды имеют здесь безнапорный характер, глубина их залегания изменяется от 5 до 30 *м*. На водораздельных пространствах, где каменноугольные отложения владимировской свиты перекрыты глинистым мезо-кайнозойским чехлом, глубина залегания кровли водоносного горизоита возрастает до 30—50 *м*, а подземные воды приобретают напор порядка 15—25 *м*.

Мощиость водоносного комплекса определяется глубиной распространения трещиноватости, которая обычно составляет 70—80 *м*. Водообильиость водоносного комплекса весьма неоднородна. На большей части площади его распространения водообильность пород невелика, дебиты скважин составляют 1—2 *л/сек* при понижениях на 10—15 *м*. Однако на площади распространения комплекса имеется ряд ограниченных тектонических зон, в пределах которых водообильность пород резко возрастает. Такие зоны обычно связаны с реками или расположены у крыльев мульды, дебиты скважин, пройденных в них, колеблются от 5—7 до 28 *л/сек* при понижении на 4—15 *м*, удельные дебиты составляют 2—3 *л/сек*. На водах одной из таких зон, приуроченной к отложениям владимировской свиты, базируется водоснабжение Атбасара. Юго-восточнее города иа левобережье р. Жабай производительность скважин составляет от 7 до 28 *л/сек*.

Крупные тектонические зоны с повышенной водообильностью находятся также между пос. Ащикуль и Атбасаром в долине Ишима и к востоку от Атбасара. В пределах свиты наиболее водообильные породы распространяются до глубины 70—100 *м*, ниже трещины, как правило, заполнены вторичным карбонатно-глинистым материалом. Минерализация подземных вод в таких зонах колеблется в пределах от 0,6 до 1,1 *г/л*.

В мезо-кайнозойском осадочном чехле наибольшее значение имеют водоносные горизонты, приуроченные к аллювиальным отложениям речных долин, эти отложения развиты очень широко в долине Ишима. Подземные воды аллювиальных отложений Ишима имеют гидравлическую связь с водами владимировской свиты, поскольку между ними нет водоупорных перекрытий.

Наблюдается тесная связь минерализации подземных вод с условиями их питания. В северной и южной частях мульды, где дочетвертичные отложения выходят на поверхность, воды пресные или слабосолоноватые, а в центре мульды, где эти породы перекрыты мощным чехлом глинистых осадков и водообмен затруднен, воды солоноватые или соленые. На опреснение подземных вод краевых частей мульды, особенно в ее северной части, большое влияние оказывает Зерендинский гранитный массив, непосредственно примыкающий к северной оконечности мульды и являющийся областью питания подземных вод. Водоносный горизонт дренируется Ишимом и его притоками на протяжении почти всего года, лишь во время весенних паводков, когда уровень в реках зиачительно повышается, происходит подпитывание подземных вод за счет паводковых.

В пределах Владимировской мульды наиболее перспективны для организации крупного централизованного водоснабжения ослабленные тектонические зоны владимировской свиты карбона н аллювиальные отложения Ишима, а заключенные в них прогнозные запасы подземиых вод, по предварительной оценке, превышают 1000 *л/сек*.

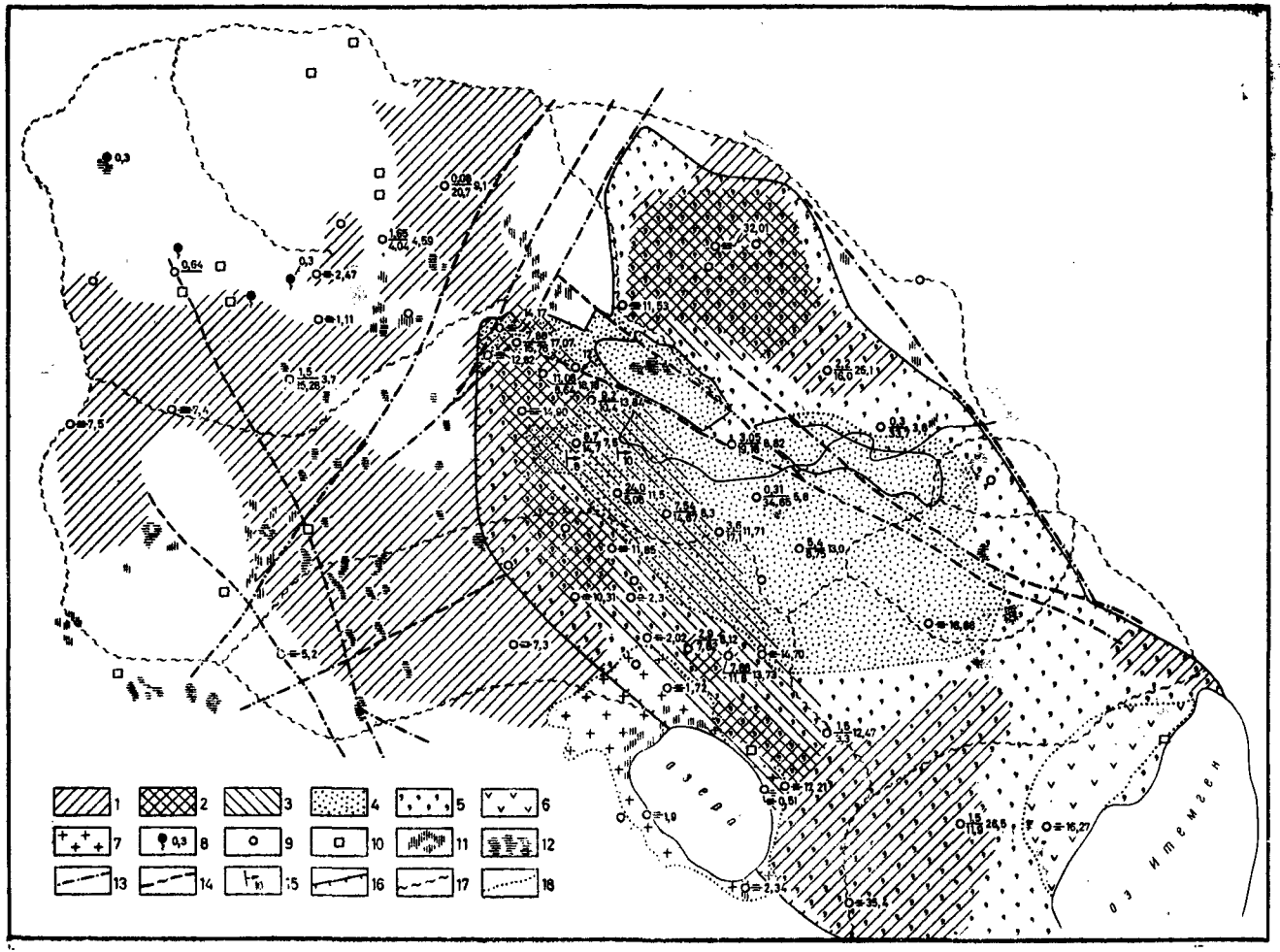


Рис. 57. Схематическая гидрогеологическая карта района Яблоиовой мульды (составлено по материалам А. М. Краснинской, В. А. Белокуровой и др.)

1 — районы развитня напорных вод в скальных породах под песчано-глинистымн н суглинистымн отложениямн мощностью более 5 *м*; *2* — районы высокой водоотдачи напорных вод в скальных породах; *3* — районы высокой водоотдачн ненапорных вод в скальных породах. Район с различной степенью минерализацин подземных вод, *г/л*: *4* — до 1; *5* — до 3; *6* — до 5; *7* — более 5; *8* — родинк н его дебит, *л/сек*; *9* — скважина, в чнслителе — максимальный дебнт, *л/сек*, в знаменателе — поиижение, *м*, справа от дроби — глубнна до подземных вод, *м*; *10* — колодец; *11* — солончаки; *12* — заболоченность. Зоны нарушенний; *13* — установленные, *14* — предполагаемые; *15* — элементы залегання пород; *16* — гранпца мульды, сложенной песчанникамн, алевролнтамн, аргнлнтамн, конгломератамн с прослоямн нзвестняков; *17* — граница между бассейнами с разным направленнем стока подземных вод; *18* — гранпцы между районами с различной степенью мнерализацни подземных вод

Яблоновая мульда расположена в Энбекшильдерском районе Кокчетавской области и в Макинском районе Целиноградской области. Территория мульды, занимающая площадь 770 *км*², представляет собой полого-волнистую слабо расчлененную равнину с общим уклоном поверхности с запада на восток.

В пределах Яблоновой мульды выделяются три более мелких синклинальных структуры: западная, центральная и восточная (рис. 57). Наиболее крупная из них центральная синклиналь расположена в осевой части мульды и вытянута в северо-западном направлении; ширина ее достигает 15—16 *км*, длина 36 *км*. Синклиналь имеет ассиметрическое строение; ее центральная и восточная части сложены породами кирейской и владимировской свит нижнего, среднего и верхнего карбона, мощность которых достигает 1500 *м*; северное и западное крылья образованы породами турнейского и визейского ярусов нижнего карбона. Максимальная мощность турнейских пород не превышает 70 *м*, визейских 280 *м*. На восточном крыле эти отложения отсутствуют, и центральная синклиналь через зону тектонических нарушений примыкает к восточной синклинали. Углы падения пород уменьшаются от крыльев к центру синклинали от 15—30 до 3—5°.

Западная синклиналь отделена от центральной полосой нижнекаменноугольных отложений. Она вытянута в северо-западном направлении, длина ее достигает 6 *км*, ширина 3,5 *км*.

Восточная синклиналь отделена от центральной антиклинальным поднятием, сложенным гранитами, местами перекрытыми каменноугольными отложениями. Синклиналь имеет северо-западное простирание, длина ее 25 *км*, ширина 8,5 *км*. Крылья синклинали сложены турнейскими отложениями, центральная часть визейскими; западное крыло пологое, углы падения пород колеблются от 5 до 20°, восточное крыло крутое, углы падения здесь изменяются от 60 до 80°. Почти все породы, слагающие мульду, отличаются слабой водообильностью, дебиты большинства водопунктов не превышают сотых и десятых долей литра в секунду при понижении на 10—15 *м* и более.

Наиболее перспективны для целей водоснабжения отдельные замкнутые тектонические зоны в отложениях кирейской свиты. Одна из таких зон расположена в центральной синклинали между оз. Шолаксор и сел. Зауралovкой, размеры ее 20×5,5 *км*, сложена она песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность водоносного горизонта, определенная на основании опытных буровых и геофизических работ, здесь равна 90 *м*, ниже водообильность довольно быстро падает. Глубина залегания уровня воды в среднем составляет 9—10 *м* от поверхности земли, воды безнапорные, трещинные. Местные напоры до 15—20 *м* встречаются на участках значительного погружения кровли отложений под слабо проницаемые породы четвертичного и мезозойского возраста. Напорные воды неширокой полосой развиты в северо-западной части центральной синклинали. Воды горизонта в основном пресные и слабосолоноватые с минерализацией до 1,1—1,3 *г/л*, хлоридно-натриевые, реже гидрокарбонатные. Общая жесткость составляет 6,6—8,8 *мг·экв*, реакция среды слабощелочная, вредные примеси присутствуют в количествах, допустимых ГОСТом, санитарное состояние хорошее.

В пределах участка пройдены скважины с дебитом от 6 до 25 *л/сек* при понижении уровня до 5—12 *м*. Для наиболее водообильной зоны приняты средние значения коэффициентов фильтрации, равные 6 *м/сутки*, для остальной площади развития водоносного горизонта коэффициенты фильтрации изменились от 0,01 до 0,26 *м/сутки*. Запасы разведаного участка составляют 130 *л/сек*.

Глава десятая.

ТЕРМАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ, ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

1. ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Геотермические условия Северного Казахстана изучены слабо. Систематические геометрические измерения на территории Западно-Сибирской низменности начались лишь с 1949 г., в связи с бурением глубоких опорных и поисковых скважин на нефть и газ. Работами Н. Н. Ростовцева (1956), А. А. Розина (1958), С. В. Егорова (1959) и Н. Р. Шаймерденова в последние годы установлено, что величина геотермического градиента в мезозойских и кайнозойских отложениях южной части Западно-Сибирской низменности изменяется от 2,7 до 8,5 °С на 100 *м*, это позволяет отнести значительную часть района к высокотермальным областям СССР. Наиболее высокие значения геотермических градиентов относятся к юго-западной части Павлодарского Прииртышья.

На описываемой территории термальные воды встречены в Павлодарском Прииртышье, Петропавловском Прииртышье, Тургайском прогибе и Казахском нагорье, причем наибольшее количество точек, вскрывших термальные воды, приурочено к первому району. В районе Петропавловска, к востоку от него, термальные воды вскрыты рядом глубоких разведочных скважин (рис. 58, табл. 15). Термальные воды здесь приурочены главным образом к рыхлым отложениям мезозойского возраста (юры, мела) и лишь одной скважиной (1-р на Октябрьской площади) они были вскрыты в породах палеозойского складчатого фундамента на глубине 1300 *м*. Температура вскрытых вод от 20—25 до 50—55°. Воды соленые, минерализация их, как правило, превышает 10 *г/л*, достигая максимально 20—22 *г/л*. По составу воды хлоридные натриевые.

В структурном отношении скважины, вскрывшие термальные воды, как правило, приурочены к локальным поднятиям палеозойского складчатого фундамента, осложняющим Вагай-Ишимский выступ. Наиболее крупным поднятием является Октябрьский структурный нос, имеющий северо-восточное простирание оси, на структурно-тектонической схеме (см. рис. 15) отчетливо видно увеличение этой структуры в более позднее время. Здесь, очевидно, справедливо предположение С. В. Егорова (1959) о тесной связи высокотемпературных вод с особенностями тектоники и о наличии тепловых потоков, устремляющихся из пород фундамента в толщу мезозойских отложений по зонам глубинных разломов и трещин, обычно сопровождающих тектоническое поднятие.

Таблица 15

Гидрогеологическая характеристика скважин, вскрывших термальные воды восточнее Петропавловска

№ скв. по схеме (рис. 58)	№ скв. при бурении	Местоположение скважины	Интервал опробования, м	Геологический индекс	Статический уровень	Дебит, л/сек	Понижение, м	Минерализация, г/л	Содержание микрокомпонентов, мг/л			Температура пластовой воды, t°	Преобладающий состав растворенных газов
									Br	J	NH_4		
1	4-р	Рявкинская площадь	1483—1496	$I_1 - 2$	28,8	0,31	54	22	65	9	15	49	Метан
1	4-р	То же	914—925	$Cr_1ap - Cr_1al$	18,8	1,25	57	9,6	26	5	15	28	»
2	1-р	Октябрьская площадь	1299—1308	Pz	23,2	3,8	32	21,5	62	9	12	55	»
2	1-р	То же	1111—1115	$Cr_1h - Cr_1b$	19,2	0,12	98	17	49	3	12	50	»
2	1-р	»	738—745	Cr_2cm	21,7	0,46	31	10,4	40	5	10	25	Метан и азот
3	5-р	Рявкинская площадь	821—830	$Cr_1al - Cr_2cm$	21,3	0,46	9	12	39	3	10	40	Метан
4	3-р	То же	1207—1211	$Cr_1v - Cr_1h$	19,7	1,76	1,5	19,8	54	9	10	37	»
4	3-р	»	1195—1211	$Cr_1v - Cr_1h$	19,7	1,76	7,5	19,8	54	9	10	37	»
4	3-р	»	1012—1017	$Cr_1h - Cr_1b$	18,5	0,06	579	13,7	43	5	10	34	»
5	3-р	Октябрьская площадь	1319—1329	$Cr_1v - Cr_1h$	22	3,67	34,5	19,2	54	9	10	44	»
5	3-р	То же	902—983	$Cr_1ap - Cr_1al$	21,5	2,28	83	12	41	5	12	32	»
6	4-р	Яковлевская площадь	1025—1035	$Cr_1v - Cr_1h$	25	>3	Уровень снизить не удалось	17,1	54	5	12	30	»
6	4-р	То же	762—767	$Cr_1ap - Cr_1al$	22,7	3,42	12	12	38	2	10	25	»
6	4-р	»	550—557	Cr_2cm	24	0,04	110	10,4	35	5	15	20	»
7	3-р	»	1092—1098	$Cr_1v - Cr_1h$	13	3,67	90	17,4	56	3	18	47	»
7	3-р	»	967—983	$Cr_1h - Cr_1b$	21,4	1,41	38,6	13,8	43	4	10	38	»
7	3-р	»	901—913	$Cr_1h - Cr_1b$	22,1	0,81	39	13,4	43	4	10	27	»
7	3-р	»	764—773	$Cr_1ap - Cr_1al$	19,5	1,83	12	12	38	4	12	30	»
7	3-р	»	620—643	Cr_2cm	—	1,12	55	11,8	38	2	15	27	»
8	1-р	»	985—995,5	$I_3 - Cr_1v$	26,4	0,15	39	16	43	10	11	32	»
8	1-р	»	961,5—965,5	$Cr_1h - Cr_1b$	19,5	1,76	45,5	17	49	11	13	30	»
8	1-р	»	927,5—936	$Cr_1h - Cr_1b$	7,5	0,46	88	14,5	48	8	10	28	»
8	1-р	»	847—856	$Cr_1h - Cr_1b$	20	0,88	35	13,4	38	4	9	29	»
8	1-р	»	764,5—772	$Cr_1ap - Cr_1al$	22	4	5,5	12	43	1	14	28	»
8	1-р	»	732—746	$Cr_1ap - Cr_1al$	24	2,5	17	12	38	1	11	25	»
8	1-р	»	614—639	Cr_2cm	26,5	0,84	34	11,2	34	5	18	21	»
8	1-р	»	500—505	Cr_2cn, st, cp	7,5	0,69	127	9,8	32	4	14	22	Метан и азот
9	2-р	»	800—808	$Cr_1h - Cr_1b$	26,5	3,88	24,5	12,6	43	2	10	24	То же
9	2-р	»	660—670	Cr_2cm	—	0,08	192	11,3	33	1	10	21	Метан
9	2-р	»	495—507	Cr_2cn, st, cp	—	0,024	60	9,8	21	5	4	21	»

В Тургайском прогибе термальные воды известны лишь в одном пункте, вблизи оз. Кишиборлы. Здесь, по данным Б. Ф. Зайцева и Е. В. Быкановой, на глубине 251—340 *м* в прослоях мелкозернистых песков (ащесайская серия альб-сеномана) встречены самоизливающиеся воды с температурой 25°, пьезометрическим уровнем +2,6 *м*, минерализацией 20,5 *г/л*. Проявления термальных вод отмечены в восточной

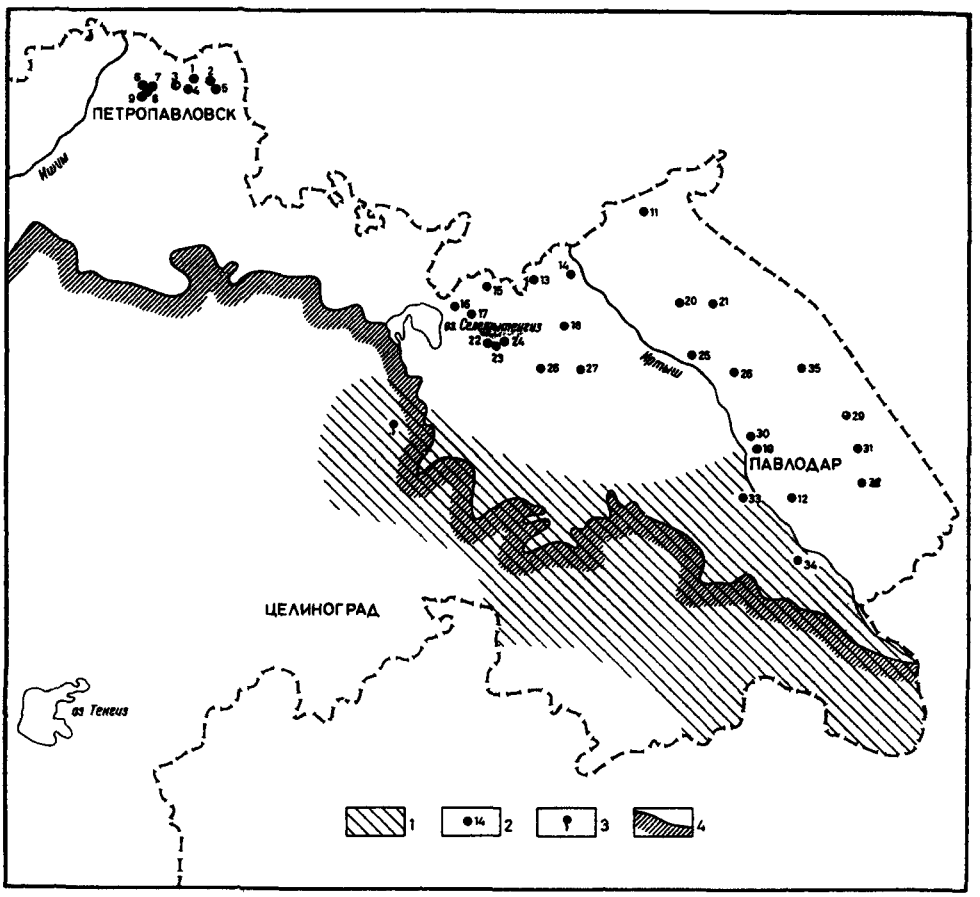


Рис. 58. Схема расположения скважин и родников с термальными водами в восточной части Северного Казахстана

1 — район предполагаемого развития термальных вод по отдельным зонам нарушений в породах складчатого фундамента, *2* — скважина, вскрывшая термальные воды, *3* — родник с термальной водой; *4* — выходы фундамента

части Казахской складчатой страны. Небольшой по дебиту источник, выходящий из трещин визе-намюрских песчаников вблизи южного берега оз. Тамсор, имеет температуру 34,6° (по наблюдениям А. Б. Авдеевой). Минерализация воды 53,8 *г/л*, состав хлоридный натриево-кальциево-магниевый, отмечается повышенное содержание стронция (0,188 *г/л*) и бария (0,2 *г/л*). По составу растворенных газов вода азотно-углекислая, полный анализ воды этого источника приводится ниже в разделе «Лечебные минеральные воды».

Воды повышенной температуры вскрываются и горными выработками на рудниках Бестобе. В районе, расположенном восточнее Баянаульских гор, в отдельных родниках также отмечена температура, на

5—10° превышающая среднюю годовую температуру воздуха этих мест.

В большинстве случаев такие родники приурочены к положительным структурам меридионального простирания почти не выраженным в современном рельефе. Воды с повышенной температурой в палеозойских и мезозойских отложениях отмечаются и восточнее Казахского нагорья.

В Павлодарском Прииртышье термальные воды вскрыты более чем 25 скважинами на разной глубине в основном в отложениях мезозойского возраста. Результаты замеров температур пластовых вод по скважинам Павлодарского Прииртышья приведены в табл. 16.

Таблица 16

Температура пластовых вод Павлодарского Прииртышья

№ скв. на карте (рис. 59)	№ скв. при бурении	Наименование хозяйства (колхоз, совхоз), где пройдена скважина	Глубина замера температуры, м	Температура, град		Геотермич. градиент*	Дебит, л/сек / понижение, м	Статический уровень, м	Минерализация воды, г/л
				на глубине замера	при выходе на поверхность				
11	42	Им. 19 Партсъезда	870	38,2	27	4,0	10,34/19,3	+20	1,0
12	116	Кызыл-Когам	234	17,5	14	5,5	1,76/56,5	+21,5	1,5
13	106	Кутузова	630	34,6	—	5,0	2,00/28,7	19	0,8
14	125	Северный	810	40,5	25	4,6	2,9/12,8	+2,75	0,98
15	110	Им. Ленина	357	26,5	—	—	7,46/4,6	10	1,1
16	1	Амангельды	550	30	19	5,0	16,4/20,1	+2,5	1,3
17	2	Западный	281	14,5	14,5	4,0	22/39,1	+51	1,3
18	88	Им. Панфилова	700	34,7	22	4,3	2,72/21,4	8,5	2,1
19	97	Сельхозснаб ст. Шакат	400	28,5	18	6,1	—	+1,3	1,0
20	67	Федоровский	820	40	32	4,4	16,7/30,7	+22,5	0,5
21	30	Плодородный	670	32	21	4,1	3,6/28	+36	1,7
22	113	Коскульский	357	17,8	17	4,0	2,9/4,4	37	1,5
23	118	Селетинский	178	—	14	—	1,5/14,4	33,5	2,4
24	7	Им. Абая	392	21.5	15,5	5,0	2,35/7,6	20,05	3,4
25	167	Байгунус	540	30,5	24,2	4,9	—	—	—
26	151а	Тельмана	398	24,5	—	5,1	—	—	—
27	65	Им. К. Маркса	513	32,2	—	5,5	2,03/27,4	+6,65	6,3
28	115	Пресновский	520	33,5	25,5	5,7	10,5/60	+29	0,7
29	33	Ст. Щербакты	510	23	18	3,7	1,65/25,7	1,2	0,3
30	80	Пос. Муялды	360	22	18,5	5,0	—	+19	1,4
31	40	Сел. Галкино	485	23	14	4,0	4,0/20	+0,8	0,5
32	132	Ворошиловская МТС	370	19	7	4,0	3,3/5	+7,5	0,3
33	302	Путь Ильича	260	19,6	16	—	—	—	—
34	195	Джалтырь	140	15,5	9	—	—	—	—
35	176	Коммунар	620	32	23	4,5	5,91/34	+22	0,5
36	232	Ферма совхоза Ермак	120	14,5	—	8,5	—	—	—
37	301	Сел. Лебяжье	160	16,0	—	7,0	—	—	—
38	54	Песчаный	650	32	—	4,3	—	—	—
39	207	Им. 30 лет Казахстана	720	34	24	4,2	—	—	—
40	31	Новая жизнь	610	28,5	10,3	4,0	—	—	—
41	53	Павлодарский мясокомбинат	380	23	18	5,0	—	—	—
42	172	Сел. Покровка	535	26	—	4,2	—	—	—

* Геотермический градиент определяется по формуле

$$\Gamma = \frac{t_2 - t_0}{H_2 - H_0},$$

где

H_2 и t_2 — глубина залегания пласта и температура воды в нем,
H_0 и t_0 — глубина и температура нейтрального слоя.
Глубина до нейтрального слоя принималась 15—20 *м*, а температура его на 2—3 °С выше средней годовой температуры воздуха, т. е. +4 °С для северной части района, +5 °С для его центральной части и +6 °С — для южной.

Температурные замеры проводились в водоносных горизонтах аптского, альбского, сеноманского, коньякского, сантонского и кампанского ярусов верхнего и нижнего мела, по их результатам для территории Павлодарского Прииртышья составлена геотермическая карта (рис. 59), которая показывает, что геотермический градиент изменяется

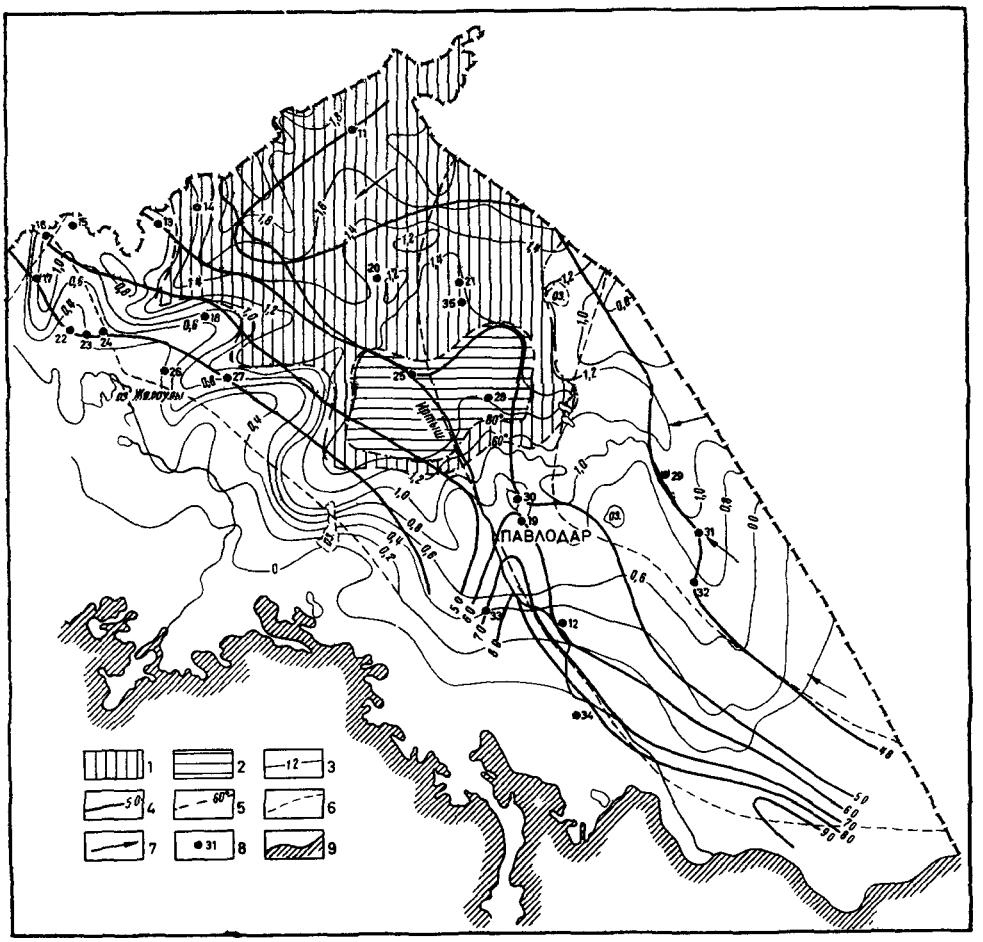


Рис. 59. Схематическая геотермическая карта Павлодарского Прииртышья (составил Н Р. Шаймерденов)

Районы по предположению перспектнвные на выявление термальных вод в отложеннях нижнего мела и верхией юры *1* — с температурой 60—80°, *2* — с температурой выше 80° (в отложениях складчатого фундамента перспектнвны зоны глубинных разломов), *3* — нзогипсы кровли фундамента, *км*, *4* — изолинии геотермических граднентов, в градусах Цельсия на 100 *м*, *5* — нзолнннн равных температур по кровле складчатого фундамента, в градусах Цельсия, *6* — зоны глубинных региональных разломов (по И В. Дербнкову, 1960), *7* — основные направления стока подземных вод, *8* — скважины, в которых измерялась температура, цифрой показан номер скважины, *9* — выходы фундамента

от 3,7 до 8,5° на 100 *м*. Наиболее высокое значение градиента приурочено к зоне, оконтуренной изолинией, равной 5 °С/100 *м*, которая протягивается вдоль современной долины Иртыша. Южнее Павлодара градиенты увеличиваются в сторону Казахского нагорья, вся остальная территория района с востока и запада оконтуривается изолинией 4 °С/100 *м*.

В формировании температурного режима подземных вод в пределах Павлодарского Прииртышья основную роль, вероятно, играют два фактора: характер тектоники складчатого фундамента и современные

гидрогеологические условия бассейна. Вследствие того, что изолинии высоких геотермических градиентов вытянуты по направлению зон крупных разломов, региональных глубинных нарушений, согласно И. В. Дербикову (1960), можно предположительно говорить, что такие зоны нарушений и являются проводниками термальных вод, создающих повышенные тепловые потоки. Такие потоки могут быть приурочены и к зонам нарушений другого типа, но обязательно характеризующихся большой глубиной их раскрытости.

Существенное влияние гидрогеологических условий бассейна на температурный режим рассматриваемого района сказывается в следующем. Относительно крупные потоки охлажденных подземных вод, идущие с восточной и юго-восточной стороны из-за пределов рассматриваемого района, смещают изолинии геотермических градиентов по направлению стока в северо-западном и западном направлениях. Особенно велико их смещение в направлении крупной области разгрузки — впадины оз. Селетытенгиз, которое наблюдается в северной части Павлодарской области.

По степени перспективности термальных вод Павлодарское Прииртышье можно разграничить на следующие участки.

1. Центральная часть Павлодарского Прииртышья (Пресновский прогиб, имеющий глубину до фундамента 1500—1600 *м*), в пределах которой в отложениях нижнего мела или верхней юры могут быть встречены воды с температурой выше 80 °С.

2. Северная часть района, где мощность рыхлых отложений мезозоя и кайнозоя составляет 1000—1400 *м*, перспективная на нахождение термальных вод с температурой 60—80 °С.

3. Зоны глубинных тектонических разломов в отложениях складчатого фундамента, отмеченные вдоль долины Иртыша и на юге его левобережной части, представляющие наибольший практический интерес.

Возможно, что будут иметь определенное народнохозяйственное значение также термальные воды Павлодарского Прииртышья, пока мало разведанные.

2. ЛЕЧЕБНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

В Северном Казахстане, согласно классификации лечебных минеральных вод, принятой в отделе изучения курортных ресурсов Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии (Иванов, Невраев, 1964), выделяются следующие основные бальнеологические группы минеральных вод в зависимости от их состава, свойств и лечебного значения [1].

I ($А_1$). Воды без специфических компонентов и свойств — холодные.

II ($А_2$). Воды без специфических компонентов и свойств — термальные.

III (Б). Радиоактивные (радоновые) воды.

По основному газовому составу воды первой и третьей групп относятся к азотным; воды второй группы к азотным, азотно-метановым и углекисло-азотным.

Основные типы лечебных минеральных вод края приведены в табл. 17 и 18, области их распространения представлены на схематической карте подземных минеральных вод (рис. 60).

[1] Фактический материал по лечебным минеральным водам Целинного края собран и обобщен в 1962—1963 гг. Центральным научно-исследовательским институтом курортологии и физиотерапии.

Таблица 17

Лечебные минеральные воды

Группы	Районы распространения	Геологическая структура или артезианский бассейн	Возраст водовмещающих пород	Краткая литология водоносного горизонта	Класс по анионному составу	Подкласс по катионному составу	Температура воды, *град*	Основные компоненты газового состава	Содержание специфических микрокомпонентов	Минерализация, *г/л*	Характерные формулы химического состава лечебных минеральных вод	pH
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
A_1. Воды без специфических компонентов и свойств	Целиноградская обл. Эркеншилинский р-н	Тамсорская мульда	C	Глинистые сланцы, выветрелые алевролиты и мелкозернистые песчаники	Сульфатный	Магниево-кальциево-натриевый	7	N_2	—	26	$\frac{SO_4 95\ Cl_4}{Mg36\ Ca33\ Na31}$	7,5
Холодные	Кустанайская обл. Медыгаринский р-н	Тобольский артезианский бассейн	Pg	Опока глинистая, плотная, с раковистым изломом	Хлоридно-сульфатный (и сульфатно-хлоридный)	Различного катионного состава	7—10	N_2	—	5	$\frac{SO_4 58\ Cl 38}{Na49\ Ca26\ Mg22}$	7,5
			Pg_3	Алевролит глинистый с прослоями тонкозернистого песка						3—11	$\frac{Cl 61\ SO_4 31}{Na91}$	8,4
			Pg_3								$\frac{Cl\ 79\ SO_4 20}{Na\ 62\ Ca20}$	7,2
			Pg_3								$\frac{Cl\ 68\ SO_4 24}{Na\ 69\ Mg28}$	7,2—7,5

Группы	Районы распространения	Геологическая структура или артезианский бассейн	Возраст водовмещающих пород	Краткая литология водоносного горизонта	Класс по анионному составу	Подкласс по катионному составу	Температура воды, *град*	Основные компоненты газового состава	Содержание специфических микрокомпонентов	Минерализация, *г/л*	Характерные формулы химического состава лечебных минеральных вод	pH
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Северо-Казахстанская обл. Мамлютский район, Целиноградская обл. Кургальджинский район	Иртышский артезианский бассейн, Тенгиз-Кургальджинская впадина	Pg_3	Песок тонкозернистый кварцево-глауконитовый	Хлоридный	Натриевый		N_2		9—11	$\frac{Cl\ 73\ SO_4 22}{Mg\ 43\ Na 42}$	7,0—7,4
	Северо-Казахстанская обл. Совет. район, Кокчетавская обл., Ленинградский и Келлеровский р-ны, Павлодарская обл. Иртышский район		Cr_2	Переслаивание кварцевого полевошпатового песка с серой глиной						2—7	$\frac{Cl\ 83\ SO_4 13}{Na\ 87\ Ca 7}$	7,6—8,4
	Северо-Казахстанская обл. Булаевский р-н, Кокчетавская обл. Рузаевский р-н, Целино-	Иртышский артезианский бассейн, Тобольский артезианский бас-	P_3	Глина, песчаиистая, песок кварцевый, глинистый, тонкозернистый		Натриево-магниевый, натриево-магниево-кальциевый	7,4—7,6	N_2	—	8—27	$\frac{Cl\ 83\ SO_4 17}{Na\ 50\ Mg 32\ Ca 18}$	7,2—7,4

	градская обл. Атбасарский р-н, Кустанайская обл. Семиозерный р-н, Павлодарской обл. Баян-Аульский район	сейн, Майкубенская мульда	I									
	Целиноградская обл. Кургальджинский район	Тенизская впадина	C_1t			Кальциевый	26		Br0,140	142	$\frac{Cl\ 99,5}{Ca\ 81\ Na18}$	7,3
A_2. Воды без специфических компонентов и свойств	Павлодарская обл.	Ефремовское поднятие Иртышский артезианский бассейн	Cr_{2+1}	Пески, песчаники	Сульфатно-гидрокарбонатный	Натриевый	50—60	N_2	—	1,5	$\frac{SO_4 47\ HCO_3 37}{Na92}$	6,9
Термальные	Северо-Казахстанская обл.	Рявкинская, Октябрьская, Яковлевская структуры	I_1	Известняки аргиллиты, алевролиты	Хлоридный	Натриево-кальциевый	до 49	N_2 CH_4	—	17—22	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 70\ Ca27}$	7,2
	Целиноградская обл., Эркеншиликский район	Тамсорская мульда	C_1	Известняки		Натриево-кальциево-магниевый	34,6	N_2 CO_2	Br0,058 H_2SiO_3 0,014 Sr0,188	56	$\frac{Cl\ 99}{Na41\ Ca33\ Mg26}$	6,9
Б. Радиоактивные (радоновые)	Целиноградская обл. район гор. Макинская, Кокчетавская обл. у села Зеренда	Макинский, Булундинский, Зерендинский интрузивные массивы	γ	Граниты	Гидрокарбонатный	Кальциево-магниевый	5,6—6,2	N_2	Rn48—126EM H_2SiO_3 0 033	0,12—0,2	$\frac{HCO_3 75\ SO_4 15}{Ca\ 62\ Mg24\ Na14}$	6,4—6,7

Таблица

Краткая характеристика скважин, указанных на схематической карте минеральных вод (рис. 60)

№ на карте (рис 60)	Местоположение скважины	Глубина скв *м*	Геологический индекс водоносного горизонта	Глубина появления вод *м* / установившийся уровень, *м*	Формула химического состава воды
1	Кустанайская обл , 30 *км* к СВ от сел Пресногорьковки	144,2	Pg_3^2Cl	22,1 / 10,0	$M_5 \frac{Cl\,70\,HCO_3\,16SO_4\,14}{Na62\,Mg24\,Ca14}$
2	Пос Преснородут, МТС им Буденого	н с	Cr_2m	143,50 / 21,35	$M_{3\,2} \frac{Cl\,54\,SO_4\,41\,HCO_3\,5}{(Na+K)\,74\,Mg15\,Ca10}$
3	Пос Боровское на берегу оз Боровского . . .	н с	Pg_2^2ts	58,70 / 29,0	$M_{4\,964} \frac{SO_4\,59\,Cl38\,HCO_3\,3}{(Na+K)\,49\,Ca26\,Mg22}$
4	Артезианская скв пионер-лагеря Соколово-Сарбайского СМУ . .	н с	Cr_2+Cr_1	н с	$M_{2\,62} \frac{Cl\,49SO_4\,44HCO_3\,7}{(Na+K)\,53\,Ca25\,Mg12}$
5	Кустанайская обл., 27,0 *км* к СЗ от сел Шолаксай	155,7	Cr_{1-2}	н с	$M_{15\,5} \frac{Cl\,79\,SO_4\,20HCO_3\,1}{Na62\,Ca\,20\,Mg18}$
6	Кустанайская обл , 16,5 *км* к ЮВ от сел Шошкалы	21,4	elQ_{2+3}	2,6 / 2,6	$M_{9\,1} \frac{Cl\,63\,SO_4\,35\,HCO_3\,2}{Mg\,47\,Na39\,Ca14}$
7	Кустанайская обл , 3,7 *км* к ЮЗ от сел Мукыр	12,5	elQ_{2+3}	н с	$M_{13\,7} \frac{Cl\,76SO_4\,22HCO_3\,2}{Na60Mg30Ca10}$
8	Кустанайская обл , 34,5 *км* к СЗ от сел Амантогай	24,7	Pg_3^2cl	14,78 / 14,78	$M_{5\,2} \frac{Cl\,69\,SO_4\,25HCO_3\,6}{Na64Mg22Ca14}$
9	Кустанайская обл , 37,5 *км* к СВ от сел Амантогай	9,0	elQ_4	3,1 / 3,1	$M_{8\,4} \frac{SO_4\,72\,Cl27}{Na94Ca3Mg3}$
10	Кустанайская обл., 1,5 *км* к югу от Тургая . . .	12,0	Q	2,25 / 2,25	$M_{15,1} \frac{Cl\,55\,SO_4\,42HCO_3\,3}{Na69Mg19Ca12}$
11	Кустанайская обл , 42,2 *км* к северу от сел Қабак	40,0	Pg_3^3cl	32,4 / 7,17	$M_{3,6} \frac{SO_4\,57\,Cl33\,HCO_3\,10}{Na56Ca22Mg22}$
12	Кустанайская обл , 38 *км* к ЮЗ от сел Қабак .	16,7	Pg_3^3cl	16,0 / 9,1	$M_{8,1} \frac{Cl\,80\,SO_4\,17HCO_3\,3}{Na70Ca15Mg15}$
13	Кустанайская обл , 39 *км* к ЮВ от сел Қабак .	16,0	Pg_3^2cl	15,0 / 12,37	$M_{2,1} \frac{SO_4\,76\,Cl21\,HCO_3\,3}{Na56Ca23Mg21}$
14	Кустанайская обл , 46,5 *км* к ЮВ от сел Қабак	21,5	Pg_3^2cl	19,5 / 16,1	$M_{5\,2} \frac{SO_4\,49Cl\,40\,HCO_3\,11}{Na50Ca30Mg20}$
15	Северо Казахстанская обл , 14,4 *км* к СЗ от ПГТ Мамлютки	200,3	Pg_3^3cr	26,9 / 5,0	$M_{11,3} \frac{Cl\,73\,SO_4\,22\,HCO_3\,5}{Na43Mg43Ca12}$
16	Северо-Казахстанская обл , 66,4 *км* к СВ от сел Марьевки	190,55	$Pg_3^{3V}cr$	76,65 / 12,0	$M_{11,2} \frac{Cl\,84\,SO_4\,15HCO_3\,4}{Na63Ca19M18}$
17	Северо Казахстанская обл , 61,5 *км* к СЗ от сел Пески	25,5	Pg_3^3cr	16,8 / 6,0	$M_{2\,9} \frac{Cl\,55\,SO_4\,23HCO_3\,22}{Na56Ca26Mg1}$

№ на карте (рис. 60)	Местоположение скважины	Глубина скв., м	Геологический индекс водоносного горизонта	Глубина появления вод, м / установившийся уровень, м	Формула химического состава воды
18	Северо-Казахстанская обл., 43,2 км к западу от сел. Марьевки . . .	66,8	Pg_3^3cr	35,5 / 6,54	$M_{3,7}\frac{Cl66\ SO_427HCO_37}{Na75Ca15Mg10}$
19	Северо-Казахстанская обл., 3,4 км к югу от Петропавловска . . .	40,0	Pg_3^3cr	21,25 / 21,25	$M_{5,1}\frac{Cl61\ SO_424\ HCO_31,5}{Na69\ Mg20Ca11}$
20	Северо-Казахстанская обл., 18 км к СЗ от сел. Конюхово	23,35	Q	1,0 / 1,0	$M_{3,3}\frac{SO_454Cl23\ HCO_323}{Na61Mg20Ca177}$
21	Северо-Казахстанская обл., Рявкинская структура	н. с.	I	1040 / н. с.	$M_{24,3}\frac{Cl\ 99,6}{Na70,4\ Ca27}$
22	Северо-Казахстанская обл., Яковлевская структура	н. с.	I	1299 / н. с.	$M_{21,4}\frac{Cl\ 99,7}{Na81,5\ Ca14,3}$
23	Северо-Казахстанская обл., 8,2 км к СЗ от сел. Полудино	116,7	Pg_3^3cr	9,0 / 9,0	$M_{1,9}\frac{SO_435\ Cl32\ HCO_331\ CO_32}{Na71Mg19Ca10}$
24	Северо-Казахстанская обл. 45,7 км к югу от ПГТ Булаево	146,65	Pg_3^3cr	68,0 / 60,0	$M_{8,9}\frac{Cl86\ SO_411HCO_33}{Na69Mg20Ca11}$
25	Кокчетавская обл., 64,5 км от пос. Ленинградского	350,0	$Cr_{1-2}pk$	244,0 / 40,0	$M_{6,0}\frac{Cl89\ SO_47\ HCO_34}{Na87Mg7Ca6}$
26	Кокчетавская обл., 31,8 км к СВ от сел. Явленки	235,6	$Cr_{1-2}pk$	201,5 / 2,7	$M_{2,6}\frac{Cl76\ SO_412\ HCO_312}{Na77Mg13Ca10}$
27	Кокчетавская обл., 8,7 км к СВ от сел. Ново-Сухотяно	21,3	Pg_3^3cr	12,0 / 2,1	$M_{6,6}\frac{Cl65\ SO_430\ HCO_35}{Na56Mg29Ca15}$
28	Кокчетавская обл., 39,8 км к СВ от сел. Чкалово	263,7	Cr_2kz	н. с.	$M_{6,9}\frac{Cl83\ SO_413\ HCO_34}{Na87Ca7Mg6}$
29	Кокчетавская обл., 16,5 км к СВ от сел. Кзыл-Ту	61,8	c, t	15,1 / 15,1	$M_{5,5}\frac{Cl89\ SO_46\ HCO_35}{Na60Mg24Ca16}$
30	Кокчетавская обл., 16,5 км к СВ от сел. Кзыл-Ту	342,2	$Cr_{1-2}pk$	326,6 / 19,2	$M_{2,9}\frac{Cl63\ SO_427\ HCO_310}{Na94Ca4Mg2}$
31	Кокчетавская обл., 5,7 км к ЮВ от сел. Пески .	33,1	Pcm	6,1 / 4,0	$M_{2,0}\frac{SO_452\ Cl28\ HCO_320}{Mg47Ca28Na25}$
32	Кокчетавская обл., 45 км к СЗ от сел. Рузаевки	24,16	Pg_3^3cl	23,6 / 21,65	$M_{8,0}\frac{Cl76\ SO_421HCO_33}{Na52Mg27Ca21}$
33	Кокчетавская обл., 26,7 км к ЮВ от Кокчетава	76,0	Pz_1	45,0 / 9,5	$M_{2,7}\frac{Cl70\ SO_421\ HCO_39}{Na68Mg21Ca11}$
34	Кокчетавская обл., 58,5 км к СВ от ПГТ Богембай	14,3	Pz_1	н. с.	$M_{3,0}\frac{Cl66\ SO_424\ HCO_310}{Na60Mg27Ca13}$

№ на карте (рис. 60)	Местоположение скважины	Глубина скв., *м*	Геологический индекс водоносного горизонта	Глубина появления вод, *м* / установившийся уровень, *м*	Формула химического состава воды
35	Целиноградская обл., 54,0 *км* к ЮВ от пос. Чистополье	90,0	Pz_1	45,0 / 24,4	$M_{2,8}\frac{Cl50\ SO_4 39 HCO_3 11}{Na60Mg22Ca18}$
36	Целиноградская обл., 27 *км* к востоку от пос. Каратеке, на равнине	100,0	Pg_3^2	61,5 / 61,5	$M_{3,6}\frac{SO_4 76\ Cl\ 29\ HCO_3 4}{Ca46Na38Mg16}$
37	Целиноградская обл., 19,5 *км* к СВ от к-за им. Леинна, на равнине	71,5	elMz	24,0 / 12,3	$M_{30,9}\frac{Cl90\ SO_4 8\ HCO_3 2}{Na50Mg42Ca8}$
38	Целиноградская обл., 3,0 *км* к востоку от ПГТ Шортанды	95,0	γ	70,0 / 7,63	$M_{3,9}\frac{Cl81\ SO_4 11 HCO_3 8}{Na56Ca24Mg20}$
39	Целиноградская обл., 12,8 *км* к СЗ от ПГТ Бестобе, 1,4 *км* к ЮВ от оз. Тамсор	106,0	C_1^{V+n}	14,1 / 14,1	$M_{26,3}\frac{SO_4 95\ Cl4\ HCO_3 1}{Mg36Ca33Na31}$
40	Целиноградская обл., 47,2 *км* к ЮВ от пос. Державинского . . .	87,2	C_2	46,0 / 29,0	$M_{1,2}\frac{HCO_3 41\ Cl33\ SO_4 24}{Na84Mg9Ca7}$
41	Целиноградская обл., 46,5 *км* к ЮЗ от ст. Колутон	10,5	Pg_3^3cr	4,0 / 4,0	$M_{8,2}\frac{Cl66\ SO_4 32\ HCO_3 2}{Na47Mg28Ca25}$
42	Целиноградская обл., 20,7 *км* к СВ от сел. Ладыженки	226,5	Pz	50,7 / 12,4	$M_{21,1}\frac{Cl83\ SO_4 17}{Na50Mg32Ca18}$
43	Целиноградская обл., 12,0 *км* к ЮЗ от сел. Ладыженки	26,0	Pg_3^3cr	12,3 / 9,4	$M_{18,7}\frac{Cl95\ SO_4\ HCO_3 1}{Na53Mg29Ca18}$
44	Целиноградская обл., 62,2 *км* к ЮЗ от сел. Ладыжеики	33,1	elQ_4	4,5 / 3,5	$M_{4,4}\frac{Cl60\ SO_4 30 HCO_3 10}{Na65Mg19Ca16}$
45	Целиноградская обл., 48,6 *км* к ЮВ от сел. Ладыженки	300,0	P_1	100,0 / н. с.	$M_{24,3}\frac{Cl51\ SO_4 48 HCO_3 7}{Ca50Na47Mg3}$
46	Целиноградская обл., 39,3 *км* к ЮЗ от сел. Кургальджино	26,8	O_{2+3}	5,5 / 5,5	$M_{48,0}\frac{Cl88\ SO_4 11 HCO_3 1}{Na65Mg30Ca5}$
47	Целиноградская обл., 48 *км* к ЮЗ от сел. Кургальджино	15,17	D_3^{bm}	1376,0 / 420,0	Сухой остаток 167,7
48	Целиноградская обл., 27 *км* к ЮВ от сел. Кургальджино	18,0	Pg_3^3cr	15,0 / 13,5	$M_{12,4}\frac{Cl53\ SO_4 46 HCO_3 1}{Na59Mg28Ca13}$
49	Целиноградская обл., в 37,5 *км* вост. сел. Кургальджино	23,0	N_1	23,0 / 16,3	$M_{2,9}\frac{Cl\ 71\ SO_4 25\ HCO_3 5}{Ca49Na38Mg13}$

Продолжение табл. 18

№ на карте (рис. 60)	Местоположение скважины	Глубина скв., м	Геологический индекс водоносного горизонта	Глубина появления вод, м / установившийся уровень, м	Формула химического состава воды
50	Целиноградская обл., в 36 км ЮВ сел. Оразак	32,0	Pg_3^3cr	11,5 / 7,6	$M_{9,8}\frac{Cl59\ SO_436HCO_35}{Mg55Ca23Na22}$
51	Павлодарская обл., 11,2 км южнее сел. Карасу	185,9	Pg_2	47,8 / +0,5	$M_{5,8}\frac{Cl71SO_425HCO_34}{Na83Mg9Ca8}$
52	Павлодарская обл., в 9 км СВ оз. Кызылкак	578,4	Cr_2Sl	471,35 / 31,0	$M_{5,2}\frac{Cl\ 84\ SO_412HCO_34}{Na85Mg8Ca7}$
53	Павлодарская обл., в 22,9 км СВ сел. Карасу	325,0	Cr_2	275,0 / 33,5	$M_{2,4}\frac{Cl56\ SO_423HCO_320}{Na95Ca3Mg2}$
54	Павлодарская обл., 15 км ЮВ сел. Голубовка . .	548,5	Cr_2	478 / 8,5	$M_{4,2}\frac{Cl61SO_431HCO_38}{Na91Ca5Mg5}$
55	Павлодарская обл., в 31,5 км СВ сел. Железинка	15,9	N_{1-2}	9,0 / 4,22	$M_{9,9}\frac{Cl70SO_426HCO_34}{Na46Mg39Ca15}$
56	Павлодарская обл., 46,5 км СВ сел. Железинка	220,2	N_{1-2}	34,7 / 10,56	$M_{8,5}\frac{Cl88\ SO_49HCO_33}{Mg76Ca24}$
57	Павлодарская обл., 55,5 км ЮВ сел. Карасу	12,0	Pg_3^3cr	н. с.	$M_{4,2}\frac{Cl\ 72\ SO_423\ HCO_35}{Na63Mg25Ca12}$
58	Павлодарская обл., 24,4 км СЗ сел. Разумовка	503,0	Cr_{1-2}	465,0 / 6,0	$M_{6,7}\frac{Cl\ 74\ SO_423\ HCO_33}{Na85Ca10Mg5}$
59	Павлодарская обл., в 26,7 км ЮЗ сел. Разумовка на равнине . .	410,0	$Cr_{1-2}pk$	383,0 / +9,65	$M_{2,6}\frac{Cl45\ SO_439HCO_316}{Na76Ca13Mg11}$
60	Павлодарская обл., 49,8 км сев. пос. Бозшакуль	9,0	Pg_3^3cr	4,9 / 4,2	$M_{2,3}\frac{Cl\ 58\ SO_427HCO_315}{Na60Mg23Ca17}$
61	Павлодарская обл., в 24,4 км СЗ сел. Марковка	11,3	Pg_3^3cr	6,5 / 3,27	$M_{78,2}\frac{Cl90\ SO_410}{Mg52Na40Ca8}$
62	Павлодарская обл., 37,5 км СЗ сел. Успенка	70,15	Pg_3^3cr	32,0 / 7,2	$M_{1,3}\frac{Cl\ 47\ SO_430\ HCO_323}{Na74Mg5Ca4}$
63	Павлодарская обл., в 15,7 км СВ сел. Щербакты	150,0	Pg_3^3cr	н. с.	$M_{1,9}\frac{SO_480HCO_315Cl5}{Na80Ca10Mg10}$
64	Павлодарская обл., в 8,7 км западнее сел. Шоптыкуль	128,9	I	47,0 / 47,0	$M_{9,7}\frac{Cl77\ SO_420HCO_33}{Na69Ca17Mg14}$
65	Павлодарская обл., в 6,7 км СЗ пос. Кызылтас	20,0	Q	6,0 / 0,1	$M_{4,3}\frac{Cl73\ SO_422HCO_35}{Na66Mg22Ca12}$

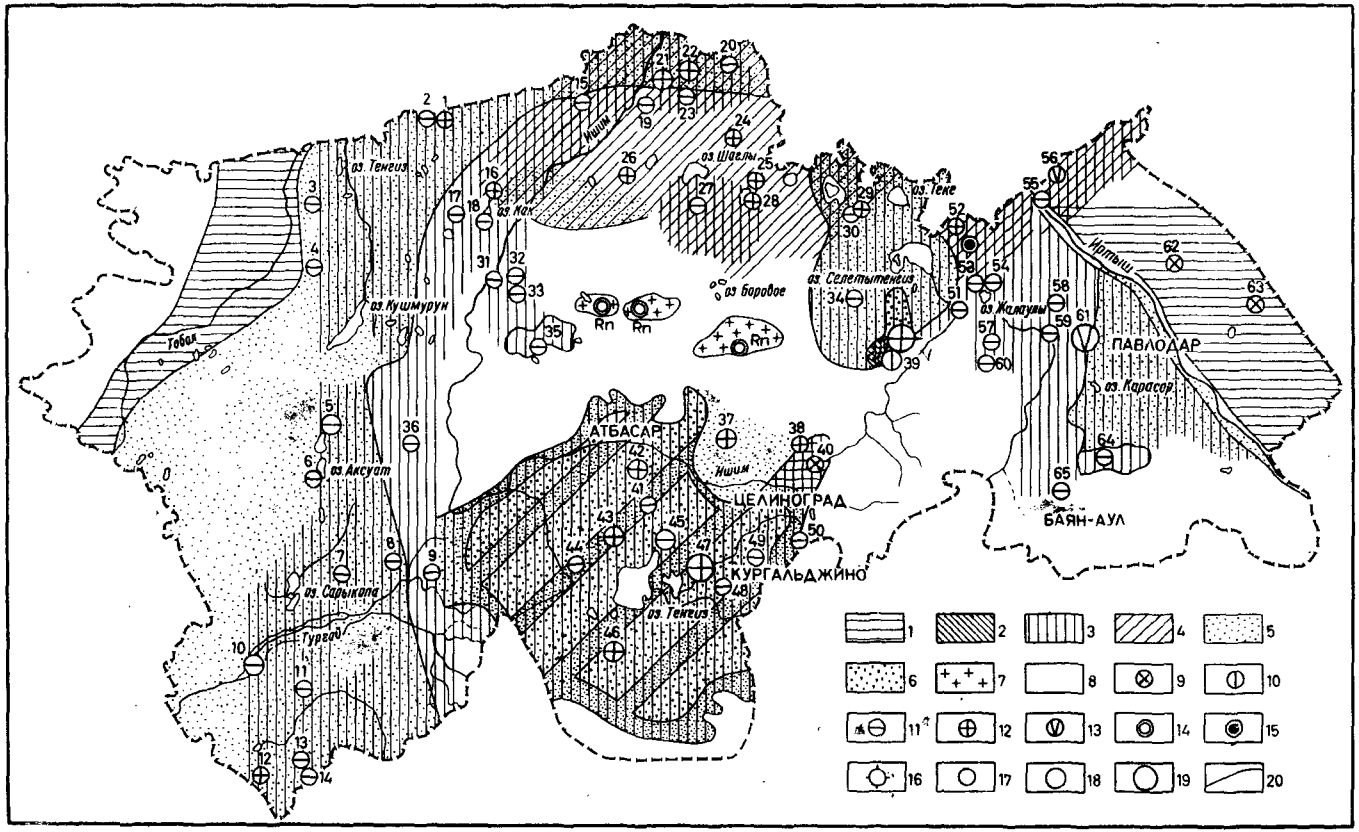


Рис. 60. Схематическая карта распространения минеральных вод Целинного края (составила А. Б. Авдеева)

Области распространения минеральных вод.

Азотные воды: *1* — гидрокарбонатно - сульфатные, хлоридно - сульфатно - гидрокарбонатные и гидрокарбонатные различного катионного состава с минерализацией до 2 *г/л*; *2* — сульфатные различного катионного состава — натриево-кальциевые, натриево-магниевые, сложного катионного состава с минерализацией от 2,5 до 10 *г/л*; *3* — сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные различного катионного состава с минерализацией от 2 до 25 *г/л*; *4* — хлоридные натриевые и хлоридные-натриево-магниевые с минерализацией до 10 *г/л*. Азотные и азотио-метановые воды: *5* — хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией более 50 *г/л*; *6* — хлоридные, натриевые, хлоридные натриево-кальциевые и хлоридные кальциевые с минерализацией более 50 *г/л*. Холодные кислородно - азотные (азотные) воды: *7* — радоновые слабоминерализованные воды коры выветривания кислых кристаллических пород; *8* — области, в которых минеральные воды (за исключением слабоминерализованных железистых) неизвестны.

Главнейшие месторождения минеральных вод и скважины, вскрывшие минеральные воды.

По ионному составу: *9* — сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и гидрокарбонатные различного катионного состава; *10* — сульфатные различного катионного состава; *11* — сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные различного катионного состава; *12* — хлоридные натриевые, натриево-кальциевые и кальциевые; *13* — хлоридные натриево-кальциевые. По специфическим микрокомпонентам и свойствам: *14* — радоновые; *15* — кислые железистые; *16* — термальные с температурой более 30°. По минерализации: *17* — до 15 *г/л*; *18* — от 15 до 50 *г/л*; *19* — более 50 *г/л*; *20* — границы областей распространения минеральных вод.

Большую часть описываемой территории, как указывалось в предыдущих разделах, занимает Казахская складчатая область, представляющая собой выход на поверхность скальных и полускальных пород палеозойского фундамента. В ее пределах синклинальные структуры и наложенные мульды, выполненные палеозойскими и мезокайнозойскими отложениями, наряду с пресными содержат и минеральные подземные воды, представляющие определенный интерес с бальнеологической точки зрения. В пределах каждой такой синклинальной структуры состав воды определяется литологическими особенностями водовмещающих пород и степенью их промытости.

На территории Иртышского, Тургайского и других артезианских бассейнов, попадающих в пределы Северного Казахстана, состав вод и их минерализация характеризуется значительным разнообразием, часто наблюдаются воды сложного состава, формирующиеся в результате интенсивного водообмена и процессов взаимодействия вод с породами. Местами, главным образом в озерных впадинах, благодаря жаркому климату, на основные процессы формирования химического состава вод верхних горизонтов накладываются процессы континентального засоления, резко повышающие минерализацию.

Среди групп вод, не содержащих специфические компоненты (холодных), лечебное значение которых определяется только их основным ионным составом и общей минерализацией, в Северном Казахстане широким распространением пользуются хлоридные воды и воды с преобладанием хлор-иона в анионном составе самой различной минерализации — от 0,5 до 141 *г/л*. Хлоридные воды невысокой минерализации (0,5—1,5 *г/л*) встречаются в трещиноватых и метаморфических, интрузивных и эффузивных породах, прикрытых мощной толщей глинистых продуктов выветривания. В этом случае воды обогащаются в результате выщелачивания воднорастворимых солей NaCl и $MgCl_2$, входящих в состав глинистых продуктов выветривания пород. Областью преимущественного распространения высокоминерализованных хлоридных вод с минерализацией 140 *г/л* и более является Тенизская впадина.

На территории Целинного края среди хлоридных вод выделяются: хлоридные с повышенным содержанием HCO_3 магниево-натриевые, хлоридные магниево-натриевые и кальциево-магниево-натриевые, хлоридные натриевые, натриево-кальциевые и кальциевые.

Хлоридные натриево-магниевые воды с повышенным содержанием гидрокарбонатов и с минерализацией 3,3—5,2 *г/л*, близкие по составу к воде, применяемой в качестве лечебно-питьевой на Куяльницком курорте УССР, распространены на севере Кустанайской области в Пресногорьковском районе, на западе Северо-Казахстанской области в Прииртышском районе и в Иртышском районе Павлодарской области. В Приишимском районе Северо-Казахстанской области близ оз. Менгесер эти воды выходят на поверхность в виде восходящего источника с дебитом 0,15 *л/сек*. Химический состав воды характеризуется формулой (см. табл. 19):

$$M_{3,87}\ \frac{Cl\,65\,(HCO_3\,18\,SO_4\,17)}{Na\,67\,Mg\,21\,(Ca\,12)};\quad pH = 7{,}2;\quad T = 5{,}4°.$$

В восточной части Тобольского и в юго-западной части Иртышского артезианских бассейнов эти воды приурочены к тонкозернистым кварцево-глауконитовым пескам верхнего олигоцена.

Таблица 19

Химический состав воды некоторых источников и скважин (в граммах)

Содержание в 1 *л* воды	Проба 1*	Проба 2*	Проба 3*
Катионы			
Литий	0,0013	0,00003	—
Аммоний	Не обнаружен	Не обнаружен	0,0004
Калий	0,0400	» »	0,9564
Натрий	9,5445	0,0198	—
Магний	3,1977	0,0073	0,1605
Кальций	6,1663	0,0340	0,1443
Стронций	0,1883	0,00023	—
Барий	0,2000	Не обнаружен	—
Железо закисное	0,0054	» »	0,0048
Железо окисное	Не обнаружен	» »	Не обнаружен
Алюминий	» »	» »	—
Марганец	Следы	0,0002	—
Медь	Не обнаружен	Не обнаружен	—
Рубидий	» »	» »	—
Цезий	» »	» »	—
Титан	» »	» »	—
Сумма катионов	19,3435	0,0615	1,2664
Анионы			
Фтор	—	0,0012	0,0012
Хлор	33,7700	0,0085	1,4171
Бром	0,0586	Не обнаружен	0,0042
Йод	0,0002	» »	Не обнаружен
Сульфат	0,4920	0,0362	0,5184
Гидросульфат	Не обнаружен	—	—
Гидросульфид	» »	—	—
Тиосульфат	» »	—	—
Сульфит	» »	—	—
Гидрокарбонат	0,1672	0,1281	0,6710
Карбонат	Не обнаружен	Не обнаружен	Не обнаружен
Гидросиликат	» »	» »	» »
Гидроарсенит	» »	» »	» »
Нитрит	» »	0,0008	» »
Нитрат	» »	Не обнаружен	—
Сумма анионов	34,4885	0,1748	2,6065
Недиссоциированные молекулы			
Угольный ангидрид	0,0330	Не обнаружен	—
Сероводород общий	Не обнаружен	» »	—
в том числе свободный	» »	—	—
Кремниевая к-та	0,0071	0,0331	0,0142
Мышьяковистая к-та	Не обнаружен	Нет	—
Метаборная к-та	Следы	»	Следы
Общая минерализация	53,8391	0,2694	—
Сухой остаток	53,8400	0,2200	—
Формула химического состава	$M_{53,8}\frac{Cl\ 99\ SO_4\ 1}{Na\ 42\ Ca\ 31\ Mg\ 26}$ pH = 7,2; T=34,6°.	$M_{0,3}\frac{HCO_3\ 66\ SO_4\ 24}{Ca\ 53\ Na\ 27\ Mg\ 19}$ Rn — 45,1 pH = 6,95; T = 5,6°.	$M_{3,87}\frac{Ca\ 65\ HCO_3\ 18\ SO_4\ 17}{Na\ 67\ Mg\ 21\ Ca\ 12}$ pH = 7,2, T = 6,4°.

* Проба 1. Вода из термального источника у оз. Тамсор взята 3 июля 1962 г., анализ сделан 20 августа 1962 г.

Проба 2. Вода из скв в Ольгинском гранитном массиве у Буладинского лесничества взята 29 июня 1962 г., анализ сделан 10 ноября 1962 г.

Проба 3. Вода из источника у оз. Менгисор взята 27 августа 1962 г.

Хлоридные натриево-магниевые и натриево-магниево-кальциевые воды с минерализацией 4,0—10,6 *г/л* вскрыты скважинами в Булаевском районе Северо-Казахстанской, Рузаевском районе Кокчетавской, Пресногорском районе Кустанайской и Баян-Аульском районе Павлодарской областей. Они приурочены к глинистым пескам отложений верхнего олигоцена, развитых в пределах Иртышского и Тобольского артезианских бассейнов и в ряде впадин Казахской складчатой области.

Химический состав воды, вскрытой скважиной в Булаевском районе, на территории совхоза им. Таманской дивизии, характеризуется формулой

$$M_{8,9}\frac{Cl\,86\ SO_4\,11}{Na\,69\ Mg\,20\ Ca\,11}.$$

Воды слабонапорные, удельные дебиты незначительны. По химическому составу воды аналогичны лечебно-питьевым водам курорта Старая Русса, применяемым при заболеваниях органов пищеварения, печени и желчных путей.

Хлоридные натриевые воды с минерализацией 2,0—10,0 *г/л* вскрыты скважинами в Советском районе Северо-Казахстанской области, Ленинградском и Келлеровском районах Кокчетавской области и Иртышском районе Павлодарской области в песчано-глинистых отложениях верхнего мела. Химический состав воды характеризуется следующей формулой:

$$M_{2,4-10,0}\frac{Cl\,76-97}{Na\,73-95};\quad pH = 7,6-8,4.$$

Воды напорные. Статический уровень устанавливается на глубине от 2,5 до 31 *м* от поверхности земли; удельные дебиты составляют от 0,004 до 1,4 *л/сек*.

Аналогичная по химическому составу вода применяется для лечебного питья и для ванн на курорте Миргород Полтавской области УССР. Они используются для внутреннего применения при заболеваниях желудочно-кишечного тракта и печени, а также при катаральных явлениях верхних дыхательных путей (для ингаляции и др.).

Высокоминерализованные хлоридные кальциевые воды вскрыты опорной скважиной в Тенизской впадине у пос. Кургальджино на глубине 1376—1477 *м* в отложениях нижнего турне. Химический состав воды характеризуется формулой

$$M_{41,4}\frac{Cl\,99,5}{Ca\,81\ Na\,18};\quad Br\,0,141;\quad pH = 7,3.$$

Сульфатно-хлоридные воды сложного катионного состава вскрыты рядом скважин в северной части Кустанайской области. Они распространены в пределах Тобольского артезианского бассейна в глинистых плотных опоках среднего палеогена. Удельный дебит скважин 0,02—0,09 *л/сек*. Химический состав воды, вскрытой в пос. Боровское Медыгаринского района, характеризуется формулой

$$M_{4,96}\frac{SO_4\,58\ Cl\,38}{(Na+K)\,48\ Ca\,26\ Mg\,22};\quad pH = 7,5;\quad T = 8°.$$

Воды этого типа аналогичны известным ижевским минеральным водам, они могут быть использованы как лечебно-питьевые при болезнях органов пищеварения (хронические гастриты, язвенная болезнь

желудка и двенадцатиперстной кишки и т. д.), обмена веществ, мочевыводящих путей.

В Иртышском и Куйбышевском районах Павлодарской области, на юго-западном склоне Иртышского артезианского бассейна рядом скважин вскрыты хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией 4,2—5,8 *г/л*, с pH=8,5. Они приурочены к прослоям кварцевых песков в толще аргиллитов и глин верхнего мела и среднего палеогена.

Химический состав воды, вскрытой скважиной в Павлодарской области на территории совхоза Голубовского, характеризуется формулой

$$M_{4,2}\frac{Cl\,61\;SO_4\,31}{Na\,91};\quad pH = 8,4;\quad T = 10°.$$

Воды напорные. Статический уровень при вскрытии вод в отложениях верхнего мела устанавливается на глубине до 8,5 *м* ниже поверхности земли (Иртышский район) при вскрытии вод в отложениях среднего палеогена статический уровень часто устанавливается выше поверхности земли и наблюдается самоизлив (Куйбышевский район). Удельные дебиты составляют 1,1—3,8 *л/сек*.

Эти воды по химическому составу аналогичны лечебно-питьевой воде, применяемой на курорте Сольвычегодск (источник № 2) в Архангельской области и воде Аяк-Калканских источников в Казахской ССР, они могут применяться при болезнях желудка, преимущественно при гастритах с повышенной кислотностью, а также при нерезко выраженных колитах.

Хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые воды с минерализацией от 2,9 до 11,2 *г/л* вскрыты рядом скважин в Октябрьском и Пресноводском районах Северо-Казахстанской области, с минерализацией 15,5 *г/л* в Семиозерном районе Кустанайской области. В пределах Иртышского артезианского бассейна они приурочены к песчано-глинистым отложениям верхнего палеогена, а в южной части Тобольского артезианского бассейна к нерасчлененным отложениям нижнего — верхнего мела.

Химический состав воды, вскрытой в Семиозерном районе Кустанайской области, характеризуется формулой

$$M_{15,5}\frac{Cl\,79\;SO_4\,20}{Na\,62\;Ca\,20};\quad pH = 7,2;\quad T = 7 - 10°.$$

Воды напорные. Статические уровни устанавливаются на глубине 6—12 *м* ниже поверхности земли, удельные дебиты невелики и составляют 0,01—0,2 *л/сек*. Воды близко аналогичны водам, применяемым на курорте Трусковец Украинской ССР при заболеваниях желудка, кишечника, печени и желчных путей.

Хлоридно-сульфатные натриево-магниевые воды с минерализацией 4,3—8,2 *г/л* вскрыты скважинами в Мамлютском и Конюховском районах Северо-Казахстанской области, в Амангельдинском районе Кустанайской области, в Рузаевском и Чкаловском районах Кокчетавской области и Новочеркасском районе Целиноградской области. Они приурочены к кварцевым тонкозернистым пескам верхнего палеогена.

Химический состав воды, вскрытой скважиной в Северо-Казахстанской области близ Петропавловска, характеризуется формулой

$$M_{5,1}\frac{Cl\,61\;SO_4\,24}{Na\,69\;Mg\,20};\quad pH = 7,2 - 7,5;\quad T = 9°.$$

Эта вода может быть использована в качестве лечебно-питьевой при заболеваниях желудочно-кишечного тракта.

В Северном Казахстане имеются сульфатные, хлоридно-сульфатные и хлоридные воды с преобладанием магния в катионном составе. Они обычно приурочены к горизонтам кварцево-глауконитовых песков верхнего палеогена или к альбитизированным порфиритам, входящим в состав эффузивно-осадочных толщ кембрия-ордовика. Высокое содержание магния обусловливается, по-видимому, наличием в водовмещающих породах биотита.

Сульфатные магниево-кальциево-натриевые воды с минерализацией 26,3 *г/л* вскрыты скважиной в Эркеншиликском районе Целиноградской области на северном крыле Тамсорской мульды. Они приурочены к прослоям мелкозернистых песчаников в толще глинистых сланцев и выветрелых алевролитов нижнекаменноугольного возраста (визе-намюр). Статический уровень установился на глубине 14 *м* ниже поверхности земли. Удельный дебит составляет 0,56 *л/сек*. Химический состав воды характеризуется формулой

$$M_{26,3}\,\frac{SO_4\,95\,(Cl\,4)}{Mg\,36\,Ca\,33\,Na\,31};\quad pH = 7{,}5;\quad T = 7^{\circ}.$$

Эта вода, содержащая большое количество сернокислых солей магния и натрия, приближается по своим бальнеологическим свойствам к Баталинской минеральной воде (Ставропольский край) и является хорошей слабительной водой.

Хлоридно-сульфатные магниево-натриевые воды с минерализацией 9,8—11,3 *г/л* вскрыты скважинами в Мамлютском районе Северо-Казахстанской области и в Кургальджинском районе Целиноградской области в кварцево-глауконитовых песках верхнего олигоцена западной части Иртышского артезианского бассейна и в пределах Тенгизской впадины. Химический состав вскрытых здесь вод характеризуется формулой

$$M_{9,8}\,\frac{Cl\,73\,SO_4\,22}{Mg\,43\,Na\,42};\quad pH = 7{,}0 - 7{,}4.$$

Воды напорные. Статические уровни установились на глубине 8—11 *м* ниже поверхности земли. Удельные дебиты 0,15—2,3 *л/сек*.

Аналогичных по составу вод, применяемых в лечебных целях, в Советском Союзе неизвестно, но они представляют большой интерес с бальнеологической точки зрения, так как соли магния обладают сосудорасширяющим и дегидратирующим действием, снижают содержание холестерина при гиперхолестеремии и т. д. Сернокислый магний оказывает послабляющее действие. Влияние хлоридов магния на организм человека изучено еще недостаточно.

Термальные воды, описанные в предыдущем разделе, также имеют бальнеологическое значение. На описываемой территории они выходят на поверхность только в Эркеншиликском районе Целиноградской области, в 14 *км* к северо-западу от рудника Бестюбе.

Выход термальной воды связан с тектоническим нарушением (разломом) на восточном крыле Тамсорской мульды. Дебит источника небольшой, температура воды 34,6 °С. По химическому составу вода хлоридная натриево-кальциево-магниевая с минерализацией 56,3 *г/л*, она характеризуется формулой

$$M_{56,3}\,\frac{Cl\,99}{Na\,41\,Ca\,33\,Mg\,26};\quad pH = 6{,}9;\quad T = 34{,}6^{\circ}.$$

В воде наблюдается повышенное содержание стронция (Sr 0,188 *г/л*); по составу растворенных газов она азотно-углекислая.

Эти воды показаны для наружного применения при заболеваниях и травмах опорно-двигательного аппарата, периферической нервной системы и др.

В Северо-Казахстанской области в пределах Рявкинской, Октябрьской и Яковлевской структур рядом глубоких скважин в песчано-глинистых отложениях юры на глубине 1200—1400 *м* вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией 17—22 *г/л* с температурой 49—55°

Маломинерализованные воды с температурой 50—60 °С имеются на глубине 900—1000 *м* в песчаных отложениях нижнего мела в северной части Павлодарской области на Ефремовском поднятии. Эти воды могут быть использованы для ванн при лечении заболеваний органов движения и опоры, нервной системы и гинекологических.

Из вод, лечебное значение которых определяется не только основным ионным и газовым составом, но также специфическими микрокомпонентами и характерными свойствами, на территории края распространены радиоактивные (радоновые) воды.

Радиоактивные (радоновые) воды на территории края имеют узколокальное распространение, они приурочены к интрузивным породам кислого состава — гранитам Макинского, Булундинского и Зерендинского массивов. В Северном Казахстане радоновые воды являются радиогидрогеологическими аномалиями, для них характерны резкие изменения концентрации радиоактивных элементов на небольшой площади.

Повышенная эманирующая способность обычно присуща породам в зонах тектонического дробления. В пределах Макинского и Булундинского массивов наиболее перспективны в отношении поисков радоновых вод зоны дробления пегматитов. Радиоактивные (радоновые) воды с содержанием радона от 48 до 126 ед. Махе (17—45 *мкюри*) вскрыты рядом скважин, выходят в виде источников в районе Макинска Целиноградской области, и в Зерендинском районе Кокчетавской области, воды приурочены к гранитам Макинского, Булундинского и Зерендинского интрузивных массивов. Статические уровни устанавливаются выше поверхности земли, скважины обычно самоизливают, дебит самоизливом составляет 0,3—1,0 *л/сек*. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриево-магниевые с минерализацией до 0,3 *г/л* и с температурой 5—6° (см. табл. 19).

Аналогичными радоновыми водами в Липовке Свердловской области успешно лечат больных с заболеваниями сердечно-сосудистой системы, опорно-двигательного аппарата, периферической нервной системы и гинекологических.

Суммируя изложенные сведения, можно считать, что выявленные в Целинном крае подземные минеральные воды позволяют организовать санаторно-курортное лечение следующих основных групп заболеваний.

1. При заболевании сердечно-сосудистой системы используются радоновые воды из района Макинска.

2. При заболеваниях желудочно-кишечного тракта и нарушениях обмена используются хлоридно-сульфатные магниево-кальциево-натриевые воды типа «Ижминвод» и близких к нему, которые выведены скважинами в раойне пос. Боровского в Кустанайской области, а могут быть получены в Чкаловском и Рузаевском районах Кокчетавской области и Мамлютском и Конюховском районах Северо-Казахстанской области.

3. При заболеваниях опорно-двигательного аппарата, нервной системы как периферической, так и центральной в начальных периодах их развития (миэлиты), половых органов и др. используются хлоридные натриевые и натриевые кальциевые воды с минерализацией более 10 *г/л*, которые могут быть получены в Северо-Казахстанской и Целиноградской областях.

Однако наличие на описываемой территории большого количества минерализованных озер с иловыми сероводородными грязями позволяет считать, что для лечения заболеваний, перечисленных в пункте 3, более целесообразно использовать рапу озер и иловые грязи.

3. ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

К наиболее ранним работам по изучению лечебных грязей края относятся исследоваиия озер района Борового, проведеиные специальной Бальнеологической секцией Ученого медицинского совета в 1920 г. и Сибирским курортным управлением в 1921—1922 гг. В 1933 г. с целью выявления мест для строительства курортов, сотрудники Первого Казахского краевого института П. Драверт, П. А. Нефедов и М. И. Брякин обследовали 21 минеральное озеро, дали высокую оценку лечебным грязям озер Джамантуза, Станового, Жаманколя и Горького. В 1931, 1936, 1938 гг. сотрудниками Центрального института курортологии (Иванов, 1936; 1939) были обследованы грязевые месторождения Балпашских озер и озеро Муялды. В 40-х и 50-х годах Институт геологии АН Казахской ССР провел разведочные работы на соленых озерах с целью выявления промышленных залежей солей. Собраиный материал по грязевым озерам обобщен в работе Е. В. Посохова «Лечебные грязи Казахстана» (1959). В 1952 и 1958 гг. грязевые озера, расположенные в северной части Кустанайской и Северо-Казахстанской областей, Щелочное, Теке, Кызылкак, Селетытенгиз и другие были обследованы Свердловским институтом курортологии (Эпштейн, 1957, 1958). Рекогносцировочное обследование грязевых озер Кустанайской и Павлодарской областей провел в 1956—1961 гг. Институт краевой патологии АН Казахской ССР (Замятин, 1958, 1959).

В настоящее время в Северном Казахстане выявлено около 100 грязевых месторождений, лечебные грязи которых относятся к минеральным материковым сероводородным, органомииеральным и сапропелям. Общие запасы и физико-химическая характеристика пелоидоь приведены в табл. 20, а их распространение на рис. 61.

Минеральные материковые сероводородные грязи, формирующиеся в соленых водоемах с общей минерализацией озерных вод от 20 (оз. Соленое) до 408 *г/л* (оз. Аксуат) представлены наиболее широко Химический состав озерных вод разнообразеи, наиболее распространены озера с водами хлоридно-сульфатного натриево-магниевого и хлоридного-натриевого типов. Минерализация озерных вод изменяется как в течение года, так и во многолетнем периоде, в последнем наблюдается ее наибольшее изменение и минерализация возрастает до 200—300 *г/л* (озера Муялды, Балпашсор). Резкие изменения общей минерализации озериых вод в месторождениях минеральных сероводородных грязей определяются главным образом климатическими условиями района, обусловливающими интенсивное испарение с водной поверхности, а также их питанием, основным источником которого являются поверхностные весенние талые воды. В связи с небольшой глубииой озер, в среднем не превосходящей 1,0 *м*, многие из них в маловодные годы полностью пересыхают.

Таблица 20

Физико-химическая характеристика основных типов лечебной грязи

№ на карте (рис. 61)	Название месторождения (озера) и месторасположение	Дата отбора проб грязи	Влажность, %	Удельный вес	Сопротивление сдвигу, *дин/см²*	Засоренность, %	pH грязи	Eh грязи	Содержание (в процентах в числителе на естественную грязь, в знаменателе на сухой вес грязи)							
									карбонаты: $CaCO_3$ $MgCO_3$	гипс	глинистый остов	органическое вещество	H_2S	P_2O_3	Fe_2O_3	растворенные соли
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	1. Минеральные материковые сероводородные грязи															
1	Соленое, Северо-Казахстанская обл., близ пос. Кара-Куга	22/VIII 1962	60,0	1,32	2000	4,11	7,14	—193	6,76	0,43	22,98	1,67 / 4,20	0,268	2,68	1,01	0,99
2	Жаманколь (Жаман), Северо-Казахстанская обл. близ. пос. Заградовка	29/VIII 1962	70,0	1,23	1500	0,49	7,1	—191	5,74	0,30	14,20	1,05 / 3,8	0,203	2,93	1,02	2,87
3	Улькенсор, Кокчетавская обл. Балпашские озера	13/VIII 1962	68,7	1,15	1100	0,29	8,6	—174	11,13	1,55	7,19	1,67 / 5,3	0,094	1,48	0,71	3,3
4	Муялды, Павлодарская обл. курорт «Озеро Муялды»	13/VII 1962	48,0	1,43	1600	4,73	8,5	—200	24,14	0,17	13,52	1,24 / 2,40	0,148	3,04	1,37	5,25
5	Туз, Целиноградская обл. в 60 *км* к ЮЗ от Целинограда	26/VIII 1962	49,8	1,53	2700	7,58	7,02	—150	12,18	1,40	16,91	1,15 / 2,3	0,06	4,80	1,25	9,86
6	Бауманское (Аулиесу), Кустанайская обл., Пресногорьковский район, близ совхоза Бауманского	4/IX 1962	50,4	1,41	3700	0,15	8,10	—180	0,35	0,26	26,47	0,93 / 1,90	0,436	2,83	0,58	10,73
7	Малдыбай, Кокчетавская обл. в 9,5 *км* к СВ от оз. Балпаш-Сор	10/VIII 1962	44,2	1,51	1900	7,07	7,8	—	9,76	3,13	26,51	1,29 / 1,90	0,140	—	—	10,03
8	Туз-Чилик, Павлодарская обл. в 30 *км* к ЮВ от сел. Лебяжьего	9/VII 1962	42,6	1,53	8000	3,12	8,2	—153	16,13	5,20	—	1,77 / 3,0	0,06	—	—	9,97
9	Актайляк, Целиноградская обл. в 1 *км* к югу от оз. Тениз	28/VI 1962	36,1	1,73	4500	1,57	7,17	—126	8,10	8,11	29,9	0,64 / 1,0	0,226	2,63	1,14	10,66

Продолжение табл. 20

№ на карте (рис. 61)	Название месторождения (озера) и месторасположение	Дата отбора проб грязи	Формула химического состава		Общие запасы грязи, тыс. $м^3$
			грязевого раствора	озерной воды	
1	2	3	18	19	20
	1. Минеральные материковые сероводородные грязи				
1	Солеиое, Северо-Казахстанская обл., близ пос. Кара-Куга	22/VIII 1962	$M_{21}\frac{Cl\,82\ SO_4\,17}{Na\,75\ Mg\,20}$; pH = 8,2	$M_{20}\frac{Cl\,81\ SO_4\,16}{Na\,75\ Mg\,22}$; pH = 8,6	1500
2	Жамаиколь (Жаман), Северо-Казахстанская обл. близ пос. Заградовка	29/VIII 1962	$M_{41}\frac{Cl\,88\ SO_4\,6}{Na\,70\ Mg\,26}$; pH = 7,9	$M_{40}\frac{Cl\,89\ SO_4\,18}{Na\,70\ Mg\,28}$; pH = 8,8	1000
3	Улькенсор, Кокчетавская обл. Балпашские озера	13/VIII 1962	$M_{44}\frac{Cl\,72\ SO_4\,24}{Na\,64\ Mg\,33}$; pH = 8,4	$M_{22}\frac{Cl\,80\ SO_4\,18}{Na\,71\ Mg\,27}$; pH = 8,9	400
4	Муялды, Павлодарская обл. курорт «Озеро Муялды»	13/VII 1962	$M_{120}\frac{SO_4\,52\ Cl\,45}{Na\,84\ Mg\,15}$; pH = 8,6	$M_{82}\frac{Cl\,60\ SO_4\,39}{Na\,81\ Mg\,18}$; pH = 8,8	450
5	Туз, Целиноградская обл. в 60 *км* к ЮЗ от Целинограда	26/VIII 1962	$M_{165}\frac{Cl\,82\ SO_4\,17}{Na\,70\ Mg\,29}$; pH = 7,5	$M_{193}\frac{Cl\,81\ SO_4\,19}{Na\,71\ Mg\,26}$; pH = 8,5	1200
6	Бауманское (Аулнесу), Кустанайская обл., Пресногорьковский район, близ совхоза Бауманского	4/IX 1962	$M_{213}\frac{Cl\,87\ SO_4\,12}{Na\,78\ Mg\,22}$; pH = 8,2	$M_{317}\frac{Cl\,86\ SO_4\,13}{Na\,78\ Mg\,22}$; pH = 7,6	200
7	Малдыбай, Кокчетавская обл. в 9,5 *км* к СВ от оз. Балпаш-Сор	10/VIII 1962	$M_{223}\frac{Cl\,94\ SO_4\,6}{Na\,68\ Mg\,30}$; Hp = 7,5	$M_{227}\frac{Cl\,93\ SO_4 6}{Na\,70\ Mg\,29}$; pH = 7,6	—
8	Туз-Чилик, Павлодарская обл. в 30 *км* к ЮВ от сел. Лебяжьего	9/VII 1962	$M_{221}\frac{SO_4\,51\ Cl\,47}{Na\,88\ Mg\,10}$; Hp = 8,5	$M_{193}\frac{SO_4\,70\ Cl\,23}{Na\,99}$; pH = 8,6	120
9	Актайляк, Целиноградская обл. в 1 *км* к югу от оз. Тениз	28/VI 1962	$M_{228}\frac{Cl\,79\ SO_4\,20}{Na\,72\ Mg\,27}$; pH = 7,7	$M_{321}\frac{Cl\,75\ SO_4\,25}{Na\,76\ Mg\,23}$; pH = 7,1	4000

№ на карте (рис. 61)	Название месторождения (озера) и месторасположение	Дата отбора проб грязи	Влажность, %	Удельный вес	Сопротивление сдвигу, *дин/см²*	Засоренность, %	pH грязи	Eh грязи	Содержание (в процентах в числителе на естественную грязь, в знаменателе на сухой вес грязи)							
									карбонаты $CaCO_3$ $MgCO_3$	гипс	глинистый остов	органическое вещество	H_2S	P_2O_5	Fe_2O_3	растворенные соли
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
10	Становое, Северо-Казахстанская обл., в 20 *км* к югу от г. Мамлютки	26/VIII 1962	46,7	1,52	2100	1,42	7,3	—153	9,60	3,52	21,3	1,41 / 2,6	0,08	2,52	1,30	11,11
11	Балпашсор, Кокчетавская обл., Балпашские озера	10/VIII 1962	60,74	1,40	1200	0,98	7,73	—120	6,19	7,91	2,67	1,39 / 3,6	0,110	1,16	0,60	15,00
12	Рассольное, Кустанайская обл., в 10 *км* к югу от сел. Пресногорьковка	3/IX 1962	59,73	1,36	3600	0,21	7,60	—	11,68	0,51	0,61	1,91 / 4,7	0,100	0,61	0,22	12,5
13	Алкамергень, Павлодарская обл., в 70 *км* к СВ от Баян-Аула	1961	41,80	1,50	1800	1,0	7,80	—	10,4	не обн.	27,70	0,12	0,178	1,3	1,88	12,0
14	Снежинка, Северо-Казахстанская обл., в 22 *км* к ЮВ от Пресновки	24/VIII 1962	55,9	1,41	2300	0,38	7,60	—	4,08	0,69	11,67	0,12 / 0,30	0,112	4,53	1,17	17,04
15	Кызылтуз, Павлодарская обл., в 20 *км* к востоку от сел. Михайловки	13/VII 1962	44,4	1,68	5300	1,48	7,20	—	4,63	0,46	13,29	0,68 / 1,50	0,109	14,56	4,62	19,72
16	Жаксытуз, Целиноградская обл. в 25 *км* от пос. Бестобе	3/VII 1962	33,02	1,78	9200	3,64	7,32	—	4,85	14,96	25,56	0,96 / 1,40	0,03	3,82	1,60	10,96
17	Кольча, Павлодарская обл. в 32 *км* к югу от сел. Лебяжье	9/VII 1962	38,51	1,57	8000	0,85	7,8	—153	16,39	—	—	1,15 / 1,70	0,04	—	—	9,48
18	Аксуатсор, Кустанайская обл., в 0,3 *км* от сел. Аксуат	4/IX 1962	33,79	1,71	4000	2,02	7,63	—80	4,49	3,90	37,71	0,26 / 0,40	0,089	1,87	1,87	11,45

Продолжение табл. 20

№ на карте (рис. 61)	Название месторождения (озера) и месторасположение	Дата отбора проб грязи	Формула химического состава		Общие запасы грязи, тыс. $м^3$
			грязевого состава	озерной воды	
1	2	3	18	19	20
10	Стаиовое, Северо-Казахстанская обл., в 20 *км* к югу от г. Мамлютки	26/VIII 1962	$M_{238}\ \frac{Cl\,89\ SO_4\,10}{Na\,73\ Mg\,26}$; pH = 7,4	$M_{328}\ \frac{Cl\,91\ SO_4\,9}{Na\,70\ Mg\,30}$; pH = 7,4	—
11	Балпашсор, Кокчетавская обл., Балпашские озера	10/VIII 1962	$M_{247}\ \frac{Cl\,59\ SO_4\,41}{Na\,74\ Mg\,25}$; pH = 7,7	$M_{35}\ \frac{Cl\,84\ SO_4\,15}{Na\,71\ Mg\,28}$; pH = 7,8	100
12	Рассольное, Кустаиайская обл., в 10 *км* к югу от сел. Пресиогорьковка	3/IX 1962	$M_{271}\ \frac{Cl\,82\ SO_4\,17}{Na\,90\ Mg8}$; pH = 8,0	$M_{373}\ \frac{Cl\,76\ SO_4\,24}{Na\,85\ Mg\,15}$; pH = 7,2	150
13	Алкамергеиь, Павлодарская обл., в 70 *км* к СВ от Баяи-Аула	1961	$M_{287}\ \frac{Cl\,68\ SO_4\,31}{Na\,83\ Mg\,16}$; pH = 7,8	—	1000
14	Снежиика, Северо-Казахстаиская обл., в 22 *км* к ЮВ *от* Пресновки	24/VIII 1962	$M_{307}\ \frac{Cl\,74\ SO_4\,25}{Na\,68\ Mg\,32}$; pH = 7,4	$M_{377}\ \frac{Cl\,71\ SO_4\,28}{Na\,66\ Mg\,33}$; pH = 7,0	1000
15	Кызылтуз, Павлодарская обл. в 20 *км* к востоку от сел. Михайловки	13/VII 1962	$M_{308}\ \frac{Cl\,77\ SO_4\,22}{Na\,70\ Mg\,30}$; pH = 7,3	$M_{391}\ \frac{Cl\,62\ SO_4\,37}{Mg\,54\ Na\,46}$; pH = 7,1	450
16	Жаксытуз, Целиноградская обл., в 25 *км* от пос. Бестобе	3/VII 1962	$M_{322}\ \frac{Cl\,93\ SO_4\,6}{Na\,85\ Mg\,14}$; pH = 8,0	$M_{338}\ \frac{Cl\,93\ SO_4\,6}{Na\,85\ Mg\,14}$; pH = 7,6	300
17	Кольча, Павлодарская обл., в 32 *км* к ЮВ от сел. Лебяжье	9/VII 1962	$M_{337}\ \frac{Cl\,73\ SO_4\,26}{Na\,97\ Mg\,3}$; pH = 7,6	$M_{366}\ \frac{Cl\,64\ SO_4\,35}{Na\,93\ Mg\,3}$; pH = 7,3	250
18	Аксуатсор, Кустанайская обл., в 0,3 *км* от сел. Аксуат	4/IX 1962	$M_{339}\ \frac{Cl\,70\ SO_4\,29}{Na\,71\ Mg\,29}$; pH = 7,4	$M_{408}\ \frac{Cl\,60\ SO_4\,39}{Na\,56\ Mg\,43}$; pH = 7,2	—

№ на карте (рис. 61)	Название месторождения (озера) и месторасположение	Дата отбора проб грязи	Влажность, %	Удельный вес	Сопротивление сдвигу, *дин/см²*	Засоренность, %	pH грязи	Eh грязи	Содержание (в процентах в числителе на естественную грязь, в знаменателе на сухой вес грязи)							
									карбонаты: $CaCO_3$ $MgCO_3$	гипс	глинистый остов	органическое вещество	H_2S	P_2O_3	Fe_2O_3	растворенные соли
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Доломитизированные минеральные грязи															
19	Маралды, Павлодарская обл., в 10 *км* от сел. Щербакты	10/VIII 1962	37,5	1,55	3500	2,6	8,5	—229	32,81	0,53	19,49	0,84 / 1,30	0,04	0,99	0,47	1,31
20	Безымянное, Кустанайская обл., Аманкарагайский лес, в 6 *км* к югу от сел. Новоженки	7/IX 1962	29,11	1,71	7000	2,39	9,82	—190	—	—	—	0,26	0,038	—	—	—
	2. Органоминеральные грязи															
21	Соленое, Кустанайская обл. Казан-Басыкский лес	11/IX 1962	70,00	1,20	2500	0,77	8,8	—206	9,99	0,17	12,31	1,94 / 6,4	0,160	2,0	0,91	1,85
22	Мыльное, Кустанайская обл., в 12—15 *км* к востоку от сел. Пресногорьковки	2/IX 1962	81,03	1,17	1500	0,17	9,6	—267	3,05	1,11	3,00	1,70 / 8,9	0,280	1,24	0,51	7,6
23	Щелочное (Лаврентьевское 2-ое), Кустанайская обл., в 3 *км* СЗ от с. Лаврентьевки	7/IX 1962	60,3	1,3	2900	1,08	8,8	—181	24,77	0,43	11,92	3,01 / 7,6	0,250	1,56	0,90	3,74
24	Барсуковское, Кустанайская обл. в 8 *км* к югу от ж.-д. ст. Апановка	11/IX 1962	66,06	1,26	1600	0,45	8,6	—128	9,58	0,04	16,4	2,17 / 5,0	0,60	0,75	1,24	1,15
	3. Сапропель															
	Кремнеземистый (диатомовый)															
25	Карасье, Кокчетавская обл., курорт Боровое	8/VIII 1962	97,14	1,06	800	0,46	6,5	+260	0,07	отс.	0,93	1,22 / 46,8	отс.	0,18	0,09	—
	Известковисто-кремнеземистый															
26	Джасыбай, Павлодарская обл., село Баян-Аул	6/VI 1962	88,68	1,09	900	0,10	7,28	—163	2,73	отс.	3,04	4,43 / 40,3	0,04	0,82	0,34	

Продолжение табл. 20

№ на карте (рис. 61)	Название месторождения (озера) и месторасположение	Дата отбора проб грязи	Формула химического состава		Общие запасы грязи, тыс. м³
			грязевого раствора	озерной воды	
1	2	3	18	19	20
	Доломитизированные минеральные грязи				
19	Маралды, Павлодарская обл., в 10 *км* от сел. Щербакты	10/VIII 1962	$M_{36}\frac{Cl\ 79\ HCO_3\ 10\ SO_4\ 9}{Na\ 95\ Mg\ 5}$; pH = 9,0	$M_{36}\frac{Cl\ 79\ SO_4\ 12\ HCO_3 8}{Na\ 98\ Mg\ 2}$; pH = 9,2	700
20	Безымянное, Кустанайская обл., Аманкарагайский лес, в 6 *км* к югу от сел. Новонежинки	7/IX 1962	$M_{75}\frac{HCO_3\ 55\ Cl\ 32}{Na\ 99}$; pH = 9,7	пересохло	300
	2. Органоминеральные грязи				
21	Соленое, Кустанайская обл., Казан-Басыкский лес	11/IX 1962	$M_{27}\frac{Cl\ 63\ SO_4\ 19\ HCO_3\ 75}{Na\ 97\ Mg\ 3}$; pH = 9,0	$M_{22}\frac{Cl\ 67\ SO_4\ 18\ HCO_3\ 15}{Na\ 98\ Mg\ 2}$; pH = 9,2	200
22	Мыльное, Кустанайская обл., в 12—15 *км* к востоку от сел. Пресногорьковки	2/IX 1962	$M_{86}\frac{Cl\ 60\ SO_4\ 27\ HCO_3\ 13}{Na\ 98\ Mg\ 2}$; pH = 8,9	$M_{69}\frac{Cl\ 49\ HCO_3\ 33}{Na\ 99}$; pH = 9,5	130
23	Щелочное (Лаврентьевское 2-ое), Кустанайская обл., в 3 *км* СЗ от с. Лаврентьевки	7/IX 1962	$M_{61}\frac{Cl\ 60\ SO_4\ 27\ HCO_3\ 13}{Na\ 98}$; pH = 8,9	$M_{78}\frac{Cl\ 58\ SO_4\ 29\ HCO_3\ 13}{Na\ 99}$; pH = 9,4	250
24	Барсуковское, Кустанайская обл. в 8 *км* к югу от ж.-д. ст. Апановка	11/IX 1962	$M_{32}\frac{Cl\ 44\ SO_4\ 32\ HCO_3\ 13}{Na\ 89\ Mg\ 4}$; pH = 9,0	$M_{27}\frac{Cl\ 44\ SO_4\ 39\ HCO_3\ 17}{Na\ 97}$; pH = 9,2	300
	3. Сапропель				
	Кремнеземистый (диатомовый)				
25	Карасье, Кокчетавская обл., курорт Боровое	8/VIII 1962	—	$M_{0,37}\frac{HCO_3\ 83\ Cl\ 15}{Ca\ 65\ Na\ 24}$; pH = 7,1	—
	Известковисто-кремнеземистый				
26	Джасыбай, Павлодарская обл., село Баян-Аул	6/VI 1962	$M_{1,9}\frac{HCO_3\ 66\ Cl\ 15}{Na\ 65\ Mg\ 19}$; pH = 8,26	$M_{0,7}\frac{HCO_3\ 75\ Cl\ 15}{Na\ 70\ Mg\ 23}$; pH = 8,6	2000

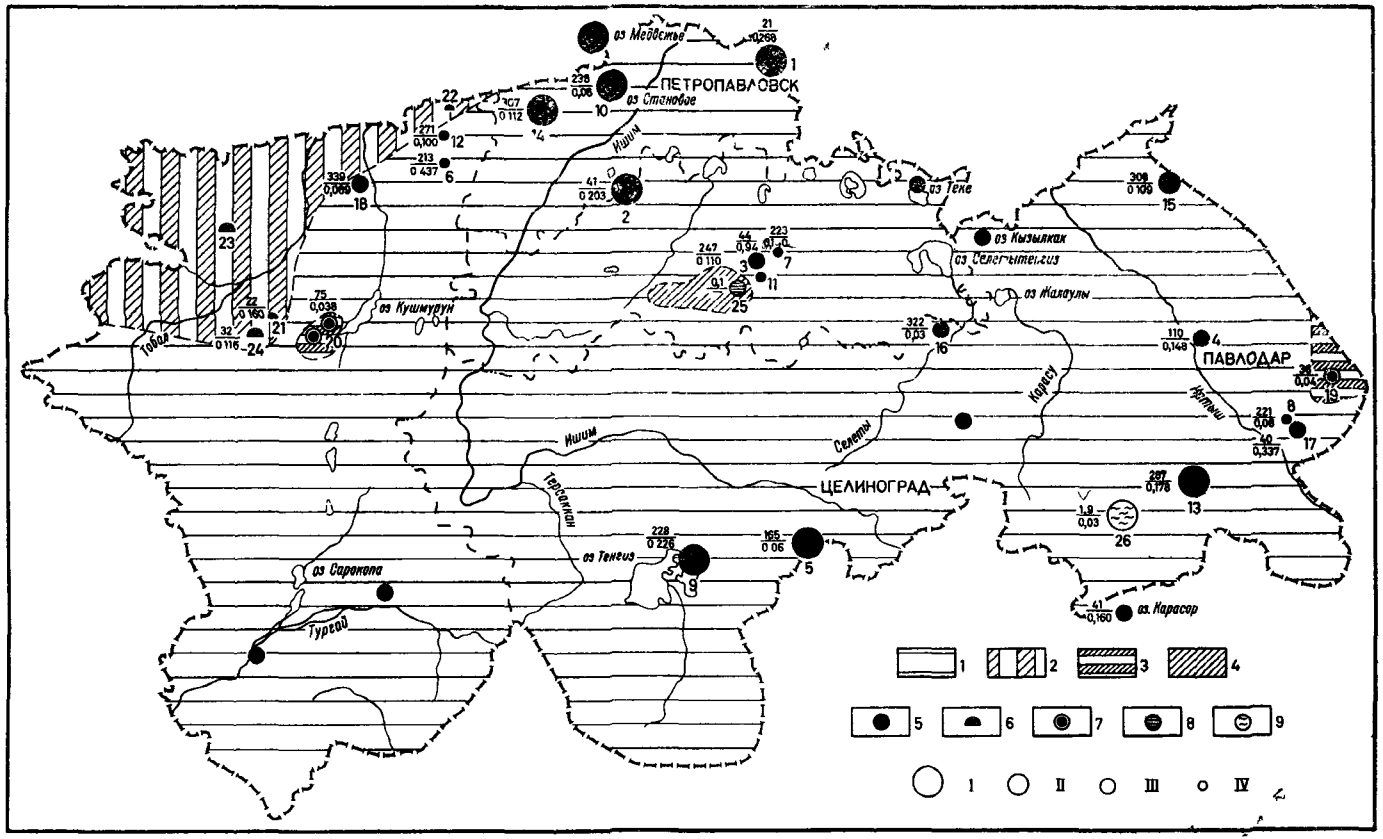


Рис 61 Схематическая карта распространения основных типов лечебной грязи в Северном Казахстане (составил М Н Гончаров)

Основные области распространения лечебных грязей *1* — минеральных материковых сероводородных, *2* — органоминеральных, *3* — доломитизированных минеральных, *4* — сапропеля Главнейшие месторождения лечебных грязей, номера у пунсонов соответствуют порядковым номерам в табл 20 в числителе — минерализация грязевого раствора (г/л) в знаменателе — общее содержание сероводорода (в %) *5* — минеральные материковые сероводородные *6* — органоминеральные, *7* — доломитизированные минеральные, *8* — кремнеземистый сапропель, *9* — известковисто кремнеземистый сапропель Эксплуатационные запасы грязи, кружки различных размеров независимо от типа грязей соответствуют запасам (в тыс $м^3$) I — свыше 1000, II — от 500 до 1000 III — от 250 до 500, IV — меньше 250

Необходимыми условиями формирования минеральных сероводородных грязей являются наличие водного покрова, содержание в воде сульфатов, поступление в озера глинистого материала и органического вещества. Важнейшим биохимическим процессом образования грязей считается восстановление в анаэробных условиях сульфатов до сероводорода микроорганизмами — сульфатредуцирующими бактериями, которые используют в качестве источника энергии органическое вещество, продуцируемое фауной и флорой, населяющими эти водоемы.

К характерным особенностям минеральных сероводородных грязей относятся: 1) значительное преобладание минеральных компонентов над органическими веществами, содержание которых обычно не превышает 2%, а в высокосоленых месторождениях может снижаться до 0,5%, на сырой вес грязи; 2) высокая минерализация грязевого раствора, достигающая 340 *г/л*; 3) наличие гидротроиллита, придающего грязям черный или темно-серый цвет; 4) сметано- или мазеподобная консистенция. Влажность минеральных грязей составляет 30—60%, низкая влажность, порядка 30—40%, характерна для высокосоленых минеральных грязей. Снижение влагоудерживающей способности обусловлено содержанием в грязях значительных количеств кристаллов галита, мирабилита, гипса и других солей, а также крупных песчаных фракций. В связи с высоким содержанием кристаллов солей и крупных песчаных фракций засоренность грязей в ряде месторождений частицами диаметром больше 0,25 *мм* превосходит 15%, что снижает их бальнеологическую ценность. Удельный вес минеральных сероводородных грязей изменяется от 1,3 до 1,7; сопротивление сдвигу 1100—9000 *дин/см*^{2}, содержание общего сероводорода изредка достигает 150 *мг*, а в высокосоленых снижается до 0,08 *мг* на 100 *г* сырой грязи. В твердой фазе минеральных грязей преобладает глинистый остов, содержание которого возрастает до 30% на сырой вес грязи.

Минеральные сероводородные грязи распространены по всей территории края, по мере продвижения на юг возрастает их соленость. Грязи залегают в месторождениях непосредственно под слоем озерной воды по всей площади дна водоема, располагаясь между солевыми пластами или по периферии солевой залежи в соровой полосе коренных озер. Ежегодный прирост минеральных сероводородных грязей незначителен — всего несколько миллиметров, общая мощность грязевого пласта невелика и составляет 0,1—0,6 *м*, очень редко достигает 0,8—1,0 *м*. В связи с большим количеством соленых озер на обширной территории Целинного края эксплуатационные запасы минеральных сероводородных грязей здесь практически неисчерпаемы и в отдельных месторождениях, площадь которых превосходит 3 *км*^{2}, составляет миллионы кубических метров. К наиболее крупным месторождениям минеральных сероводородных грязей относятся: в Целиноградской области озера Актайляк, Туз, Жаксытуз; в Павлодарской области озера Кызылтуз (у пос. Михайловки), Муялды, Алкамергень; в Северо-Казахстанской области озера Становое, Снежинка; в Кокчетавской области Балпашские озера, в Кустанайской оз. Аулиесу.

К минеральным сероводородным грязям относятся также и светлые доломитизированные илы. Процесс формирования этих грязей изучен недостаточно, грязи встречаются в мелких водоемах типа, переходных к содовым, расположенных среди песчаных бугров Северо-Борской лесной дачи Павлодарской области и Аман-Карагайских лесах Кустанайской области. Солевой состав озерных вод здесь формируется за счет выщелачивания пород, окружающих озера, в том числе и содоносных

участков, присутствующих в песчано-глинистых породах, слагающих котловины этих озер.

Характерной особенностью доломитизированных грязей является светлая, почти белая окраска, свидетельствующая об отсутствии в них гидротроиллита, а также преобладание в твердой фазе грязи карбонатов магния и кальция, содержащихся почти в равных количествах. Консистенция грязей мазеподобная, влажность сравнительно небольшая (до 40%), вследствие содержания в них наряду с содой больших количеств кристаллов галита и сернокислого натрия, а также крупных песчаных фракций. Содержание в грязях минеральных частиц крупнее 0,25 *мм* колеблется от 2,0 до 13%, наибольшую их часть составляют соли — сода и галит. При разбавлении грязи водой или ее нагревании при подготовке к процедурам эти соли хорошо растворяются, благодаря чему их засоренность практически не превышает норм, установленных для пелоидов.

Формирование доломитизированных грязей протекает в восстановительных условиях при окислительно-восстановительном потенциале, равном минус 190—230. Как и высокосоленые минеральные грязи, доломитизированные их разности содержат мало органического вещества (до 1%), продуцентом которого являются веслоногие рачки и коловратки, развивающиеся в большом количестве в водах щелочных озер. Низкое содержание органики в этих грязях, так же как и в минеральных грязях вообще, связано с интенсивными процессами разложения тел отмерших организмов. В результате процесса сульфатредукции эти грязи обогащаются сероводородом, но в связи с отсутствием кроющего фитоценоза и незначительной глубины озер (до 0,5 *м*) большая часть образовавшегося в поверхностных слоях грязи сероводорода диффундирует в водную толщу, где и окисляется. В грязи остается лишь небольшое количество сероводорода (до 0,05% на сырой вес грязи), который вследствие высокой щелочности грязи (pH=9,0) находится в ней в связанном состоянии.

Доломитизированные минеральные грязи обычно по всей площади дна озер залегают на белых пластичных глинах. Мощность их колеблется от 0,3 до 0,8 *м*, эксплуатационные запасы в отдельных водоемах составляют 300—700 тыс. $м^3$.

Органо-минеральные сероводородные грязи в Северном Казахстане встречаются только в северной части Кустанайской области. Они формируются в водоемах, по типу близких к содовым, в которых содержатся воды хлоридного и хлоридно-сульфатного-натриевого состава с повышенным содержанием гидрокарбонатов. Концентрация водородных ионов в этих водах выше 9,0, общая минерализация их колеблется от 22 до 80 *г/л*.

Такие грязи сочетают ряд свойств минеральных сероводородных грязей и сапропелей. Цвет их обычно буро-оливковый, темно-каштановый; консистенция желе- или пастообразная. От минеральных сероводородных грязей они отличаются повышенным содержанием органики (до 9%) на сухой вес грязи и коллоидных (до 30% на сухой вес) веществ, а от сапропелей — значительным содержанием глинистых частиц (до 40%) и кальциево-магниевых солей (до 35% на сухой вес грязи). Значительное содержание коллоидных частиц определяет высокую влагоудерживающую способность грязей, влажность их повышается до 80% (оз. Мыльное). Вследствие интенсивности процессов сульфатредукции органо-минеральные грязи обогащаются сернистыми соединениями, в том числе и сероводородом, однако в связи с высокими значе-

ниями pH грязей (9,1—9,5) сероводород находится в них в связанном состоянии.

Примером месторождений органо-минеральных грязей на территории Целинного края могут быть озера Мыльное, Соленое, Щелочное и Барсуковское, расположенные в Пресногорьковском и Семиозерном районах Кустанайской области. Запасы органо-минеральных грязей в этих озерах при мощности пласта от 0,6 до 1,3 *м* и площади озер порядка 0,3—0,6 *км*^{2} составляют от 130 до 300 тыс. *м*^{3}.

Сапропелевые (органические) грязи встречаются в ряде пресных глубоких азональных водоемов, расположенных близ Боровского, Зерендинского, Имантауского и Баян-Аульского горно-лесных массивов.

Характерными особенностями сапропелевых грязей являются: высокая влажность (до 97%), очень низкая минерализация грязевого раствора (часто менее 0,1 *г/л*), высокое содержание органических веществ (до 90% на сухой вес грязи). Консистенция сапропеля студне-, желе-, или пастообразная; цвет преимущественно бурый или оливковый, реже светло-серый, розовый.

В отличие от минеральных сероводородных грязей сапропель формируется в пресных высокопродуктивных озерах за счет отмирающей фауны и флоры, в основном представителей планктона, при ограниченном сносе в водоем минеральных частиц. Разложение органического вещества сапропеля часто происходит в аэробных условиях.

На изучаемой территории в настоящее время выявлены две разновидности высокозольного сапропеля: кремнеземистый и известковисто-кремнеземистый.

Кремнеземистый сапропель залегает в небольших пресных озерах Боровского горно-лесного массива, относящихся к дистрофному типу (озера Карасье, Светлое, Лебединое). Органический комплекс сапропеля, составляющий 46—50% его сухого веса, слагается за счет разложения зеленых и диатомовых водорослей, низших ракообразных и высших водяных растений. В составе золы преобладают кремниевые соединения (до 80%), образующиеся в основном биогенным путем за счет панцырей диатомовых водорослей, а также полуторные окислы (до 16%). Цвет сапропеля бурый, консистенция кашеобразная.

Известковисто-кремнеземистый сапропель встречается в глубоких олиготрофных озерах района Баян-Аула (оз. Джасыбай). Органическое вещество сапропеля формируется за счет разложения отмерших форм планктона, главным образом одноклеточных зеленых водорослей, низших ракообразных и коловраток. В связи с большой глубиной озер и отсутствием интенсивного перемешивания вод, распад органического вещества в них протекает в анаэробных условиях восстановительной среды при Eh, равном минус 160. В естественных условиях сапропель оз. Джасыбай имеет студнеобразную консистенцию и темно-оливковый цвет. Частицы крупнее 0,25 *мм* в нем практически отсутствуют (0,2%), влажность сапропеля 88—90%, содержание органического вещества не превышает 40% на сухой вес. В отличие от кремнеземистых сапропелей в известково-кремнеземистом содержится небольшое количество общего сероводорода — 20—30 *мг* на 100 *г* сапропеля. Вследствие высоких значений pH сапропеля (выше 9) сероводород находится в связанном состоянии.

Мощность толщи сапропелевых отложений значительно выше, чем минеральных грязей и достигает 7—10 *м*. В связи с этим, несмотря на ограниченное распространение в этом районе сапропелевых грязей, в ряде озер их запасы весьма велики и достигают нескольких миллионов кубических метров (оз. Джасыбай).

Общий обзор месторождений пелоидов показывает, что на территории края распространены весьма различные по составу лечебные грязи. В настоящее время эти богатейшие природные лечебные ресурсы используются недостаточно, здесь функционируют всего два небольших бальнеогрязевых санатория — круглогодичный «Щучинский» и сезонный «Озеро Муялды», грязевыми базами для которых являются высокосоленые минеральные грязи озер Балпашсор и Муялды. Грязь этих месторождений транспортируется и для внекурортного использования в местных бальнеолечебницах Павлодара, Экибастуза и Майкаина.

Расположение грязевых озер вблизи промышленных районов, рудников и совхозов-гигантов дает возможность широко развить внекурортное грязелечение в местных водогрязелечебницах, поликлиниках и больницах. Многие грязевые месторождения, расположенные в живописных ландшафтных условиях — озера Джасыбай в Павлодарской области, Жаманколь в Северо-Казахстанской области, Мыльное и Соленое в Кустанайской области — могут служить грязевой базой для развития курортно-санаторной сети. Благоприятные климатические условия и огромные запасы грязей позволяют расширить лечебную методику использования грязей.

Глава одиннадцатая.

■

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В настоящей главе приведена характеристика гидрогеологических условий наиболее важных месторождений полезных ископаемых Северного Казахстана. Имеющиеся сведения в зависимости от гидрогеологической изученности объекта отличаются различной степенью детализации, что нашло свое отражение при описании месторождений. Для удобств изложения материала все месторождения края сгруппированы по районам и систематизированы по видам полезных ископаемых (рис. 62).

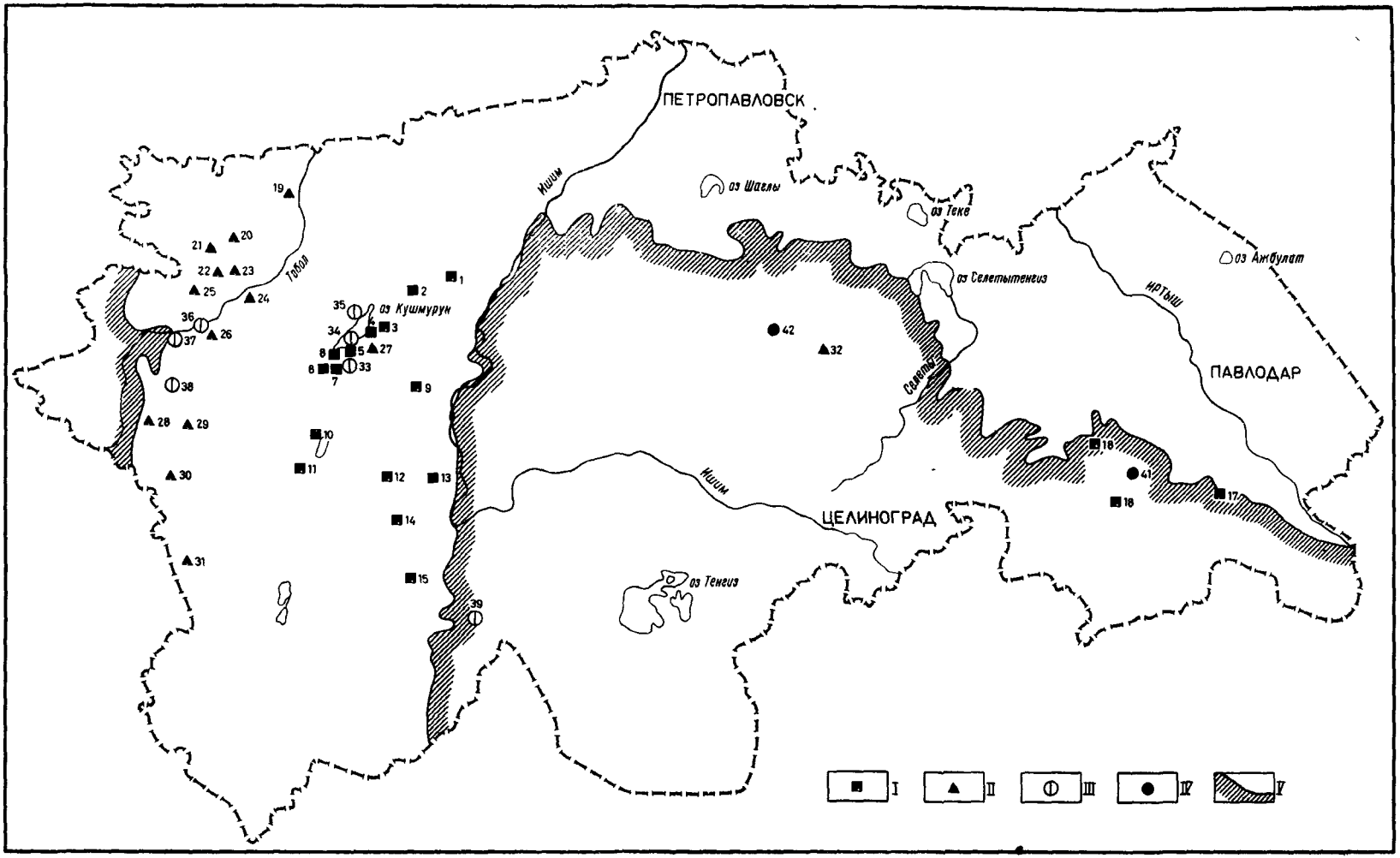
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУРГАЙСКОГО И ТОБОЛЬСКОГО РАЙОНОВ

В Тургайском и Тобольском районах известны буроугольные, железорудные, бокситовые и другие месторождения полезных ископаемых. Они расположены в Кустанайской области, территория которой характеризуется очень сложным геологическим строением, обусловливающим сложные гидрогеологические и инженерно-геологические условия залегания полезных ископаемых. Особенно существенно наличие среди мезо-кайнозойских пород большого количества этажно расположенных водоносных горизонтов и комплексов. При пологом залегании водосодержащих пород разделяющие их толщи и прослои водоупорных глин затрудняют питание и разгрузку горизонтов. По мере увеличения глубины залегания водоносных горизонтов минерализация воды значительно повышается, а напоры достигают десятков метров. Преобладающая часть пород в разрезе характеризуется слабой водопроницаемостью, небольшой водоотдачей и плохой устойчивостью бортов карьеров, все это осложняет мероприятия по осушению месторождений и затрудняет производство горных работ.

Буроугольные месторождения

В пределах Тургайского прогиба выделяются два крупных угленосных района: Убаганский на севере и Джиланчикский на юге прогиба. Сведения о гидрогеологии буроугольных месторождений южного района отсутствуют.

Месторождения Убаганского угленосного района объединены в две крупные группы — Убаганскую и Приишимскую. Каждое буроугольное месторождение приурочено к отдельной тектонической депрессии в палеозойском фундаменте площадью от нескольких десятков до 350—500 *км*^{2} и более, глубиной свыше 200—400 *м*, депрессии представляют собой брахисинклинали, осложненные дизъюнктивными и плика-


ПЕТРОПАВЛОВСК
Ишим
оз Шалы
оз Теке
оз Ажбулат
оз Селетытенгиз
Тобол
Ишим
Сарыбулак
Иртыш
ПАВЛОДАР
оз Кушмурун
ЦЕЛИНОГРАД
оз Тенгиз
I
II
III
IV
V

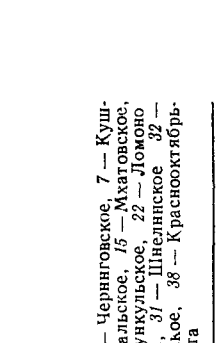


Рис 62. Схема расположения основных месторождений полезных ископаемых:
а — в области Тургайского прогиба, *б* — в восточной части Северного Казахстана
Месторождения: I — у г о л ь н ы е (*1—18*) *1* — Карашелинское, *2* — Севастопольское, *3* — Былкулдакское; *4* — Эгинсайское, *5* — Приозерное, *6* — Черниговское, *7* — Кушмурунское, *8* — Харьковское, *9* — Джаныспайское, *10* — Докучаевское, *11* — Панфиловское, *12* — Бертальское, *13* — Савинковское, *14* — Кызылтальское, *15* — Мхатовское, *16* — Экибастузское, *17* — Кайнамынское *18* — Майкюбинское, II — ж е л е з о р у д н ы е (*19—32*), *19* — Алешинское, *20* — Качарское, *21* — Куржункульское, *22* — Ломоносовское, *23* — Соколовское, *24* — Сарбайское, *25* — Аятское, *26* — Лисаковское, *27* — Кировское, *28* — Адаевское, *29* — Шагыркульское, *30* — Сорское, *31* — Шиелинское *32* — Атансорское, III — б о к с и т о в ы е (*33—39*), *33* — Кушмурунское, *34* — Приозерное, *35* — Западно Убаганское, *36* — Козыревское, *37* — Ак Кульское, *38* — Краснооктябрьское, *39* — Аркалыкское, IV — з о л о т о р у д н ы е (*40—42*). *41* — Майканское *42* — Степняхское, V — выходы фундамента

тивными нарушениями второго и третьего порядков. На большей части месторождений угленосные осадки залегают почти горизонтально (углы падения 3—5°). Около бортов депрессий, а иногда и вблизи других тектонических нарушений углы падения слоев резко увеличиваются до 45—60°, а в отдельных случаях и более.

В кровле юрской угленосной толщи залегают песчано-глинистые породы мела, палеогена и более молодые образования; почвой являются базальты, липариты и другие образования пермо-триаса. Мощность покрова на большинстве месторождений Убаганской группы не превышает 100 *м*, а на отдельных месторождениях Приишимской группы превосходит 700 *м*, по геофизическим данным до 1500 *м*. Угленосная толща обычно собрана в изоклинальные складки. Пласты угля переслаиваются с прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников и углистых сланцев.

Гидрогеологические условия буроугольных месторождений характеризуются наличием в породах вскрыши и в продуктивной толще нескольких водоносных горизонтов, гидравлически связанных между собой. Борта депрессий, к которым обычно приурочены месторождения, сложены слабоводопроницаемыми либо водоупорными скальными породами, это затрудняет водообмен и является главной причиной застоя подземных вод юрского и палеозойского водоносных комплексов. Кроме того, наличие среди покровных отложений водоупорных глин препятствует проникновению атмосферных осадков в более глубокие водоносные горизонты. На месторождениях выделяется несколько водоносных горизонтов и комплексов, приуроченных к песчано-глинистым отложениям четвертичного, палеогенового, мелового и юрского возраста и к скальным породам пермо-триаса и палеозоя. Наиболее обводнены месторождения Убаганской группы, значительно меньше месторождения Приишимской.

К Убаганской группе буроугольных месторождений относятся Кушмурунское, Приозерное, Эгинсайское, Харьковское, Черниговское и Панфиловское месторождения Они располагаются в долине р. Убаган и приурочены к зонам разломов, лишь наиболее южное Панфиловское месторождение расположено на водоразделе Тургая и Убагана.

Водоносный комплекс четвертичных отложений играет значительную роль в обводнении месторождений Убаганской группы, он представлен делювиально-аллювиальными пылевато-иловатыми глинами, глинистыми песками, суглинками, супесями, реже песками. Породы отличаются слабой водообильностью и содержат воды сложного химического состава. Средняя мощность водоносного комплекса 40—50 *м*, и лишь на юге Кушмурунского месторождения она достигает 87 *м*, суммарная мощность водоносных прослоев чаще всего не превышает нескольких метров. В верхних слоях комплекса воды грунтовые, спорадического распространения, в нижних пластовые, напорные. Глубина залегания уровня подземных вод 1—3 *м*.

В приречной части территории на Кушмурунском, Приозерном, Харьковском и Черниговском месторождениях отмечены многочисленные скважины с самоизливом, вскрывшие аллювиальные пески на глубине 30—70 *м*. Водопритоки в скважинах не превышают 1 *л/сек*, удельный дебит составляет сотые доли литра в секунду. Коэффициент фильтрации

пород менее 1 *м/сутки*. Воды высокоминерализованные, горько-соленые, хлоридного натриевого состава с сухим остатком более 5 *г/л* и общей жесткостью до 30—40 *мг·экв*. В отдельных случаях минерализация воды достигает 60 *г/л*.

В западной и южной частях Кушмурунского месторождения распространен аллювиальный водоносный горизонт, сложенный суглинками и супесями первой надпойменной террасы долины р. Убаган. Он содержит грунтовые воды спорадического распространения и сложного химического состава часто с минерализацией более 3 *г/л*. Воды используются населением в пос. Кушмурун. Глубина залегания уровня 3—5 *м*, водопроницаемость пород незначительная, коэффициент фильтрации до 1 *м/сутки*, водопритоки в колодцы 3—5 *м*^{3}*/сутки*.

На юге Кушмурунского месторождения часть площади покрывают эоловые тонкозернистые кварцевые пески, средняя мощность пород 3—4 *м*, максимальная до 7 *м*. Коэффициент фильтрации песков 2 *м/сутки*; вода пресная, отличного качества; сухой остаток 0,4—0,6 *г/л*, общая жесткость 7—8 *мг·экв*.

Водоносный горизонт олигоценовых отложений в Убаганской группе встречается только на одном Приозерном месторождении, где занимает восточную половину месторождения и прослеживается севернее месторождения в виде узкой полосы вдоль восточного берега оз. Кушмурун. Он представлен кварцевыми разнозернистыми песками с прослоями железистых песчаников и линзами грубозернистых песков и гравия, средняя его мощность около 10 *м*, максимальная до 20 *м*.

Породы, вмещающие горизонт, слагают поверхность плоской возвышенности с абсолютными отметками 160—180 *м*, что благоприятствует обильному питанию грунтовых вод, залегающих на глубине 8—10 *м*. Пески обладают хорошей водопроницаемостью, естественный дренаж горизонта происходит по склону долины р. Убаган на протяжении 10—15 *км* и приурочен к контакту песков с подстилающими их глинами чеганской свиты. Суммарный естественный средний расход грунтовых вод горизонта составляет 12—15 *л/сек*, наибольший дебит крупных родников достигает 3—4 *л/сек*, однако режим расхода, тесно связанный с количеством выпадающих осадков, изменяется по сезонам года.

Максимальный расход родников в 2—4 раза превосходит их средний расход; удельный дебит скважин 0,14—0,8 *л/сек*; общие запасы воды 0,5 *млн*^{3}*/год*; качество воды отличное; химический состав гидрокарбонатный кальциевый, сухой остаток составляет 0,1—0,3 *г/л*, общая жесткость около 3 *мг·экв*. За счет эксплуатации вод олигоценовых отложений можно организовать водоснабжение Приозерного месторождения, их ориентировочные ресурсы в расчете на многолетнюю эксплуатацию составляют 10—15 *л/сек*. Аналогичный водозабор можно организовать из песков олигоцена и в районе Эгинсайского месторождения.

Водоносный горизонт эоценовых отложений представлен опоками, песчаниками и опоковидными глинами, в различных взаимоотношениях. Эти породы встречаются на всех буроугольных месторождениях Тургайского прогиба. Глубина залегания горизонта изменяется в очень широких пределах, на месторождениях Убаганской группы эоценовые породы местами обнажены, либо залегают на глубине до 35—40 *м*. Мощность их в Убаганской долине на Кушмурунском, Приозерном, Эгинсайском и других месторождениях изменяется от 0 до 35—40 *м*.

Опоки и песчаники водоносны, опоковидные глины безводные.

В зависимости от рельефа местности и мощности пород, залегающих в кровле, глубина положения уровня воды в опоках и песчаниках даже в пределах одного месторождения колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Так, в западной части Приозерного месторождения глубина до уровня воды 3—14 *м*, в восточной части воды встречены на глубине 60—65 *м*, на Эгинсайском месторождении эта глубина изменяется от 7 до 23,5 *м*. Наиболее обводнены породы, обнажающиеся на месторождениях в долине р. Убаган. Удельный дебит скважин, вскрывших опоки и песчаники в западной части Кушмурунского, Приозерного и Эгинсайского месторождений, колеблется от 0,2 до 1,7 *л/сек*, а коэффициент фильтрации пород в отдельных случаях достигает 13,1 *м/сутки*. Средний удельный дебит скважин 0,7 *л/сек*, коэффициент фильтрации пород около 6,5 *м/сутки*. Те же породы в восточной части месторождений перекрыты водоупорными глинами чеганской свиты и обладают значительно меньшей водоносностью, здесь удельные дебиты скважин измеряются сотыми долями литра в секунду. На других месторождениях Убаганской группы — Харьковском, Черниговском — глины безводны.

Как указывалось выше, на Кушмурунском, Приозерном и Эгинсайском месторождениях опоки и песчаники наиболее обводнены в западных бортах, т. е. в местах наибольшей мощности горизонта, где водопритоки в открытые горные выработки (карьеры) могут составлять до 100—200 $м^3/час$.

Химический состав и степень минерализации воды определяются глубиной залегания водоносных пород. В долине р. Убаган на приречных участках буроугольных месторождений распространены преимущественно пресные сульфатные или сульфатно-карбонатные, натриевые и магниевые воды. Сухой остаток в таких водах составляет 1—3 *г/л*, общая жесткость до 40 *мг·экв*. В течение последних 20 лет эти воды являются объектом централизованного и индивидуального водозабора объемом до 25—30 *л/сек*.

Воды эоценовых опок также используются для временного водоснабжения рабочего поселка будущего угольного разреза на Кушмурунском месторождении. Водозабор их расположен в восточной части месторождения, в 10—12 *км* к югу от пос. Кушмурун. Производительность участка до 20 *л/сек* хорошей питьевой воды. Второй участок эоценовых опок с водоотдачей до 40—50 *л/сек* расположен в районе ст. Тургайский Пролив в 15—20 *км* к западу от Кушмурунского месторождения. Качество воды хорошее; сухой остаток до 1 *г/л*, общая жесткость 3,2 *м·экв*. Ориентировочная производительность участка 50 *л/сек*.

За счет подземных вод эоценовых опок можно организовать водоснабжение рабочего поселка на Приозерном месторождении, участок водозабора здесь находится в непосредственной близости к потребителю. Ориентировочные запасы в расчете на многолетнюю эксплуатацию составляют 20—30 *л/сек*. Качество воды хорошее; сухой остаток 0,9 *г/л*, жесткость 7,8 *мг·экв*. Аналогичный водозабор из опок можно организовать и в районе Эгинсайского месторождения. На участках месторождений, находящихся в долине Убагана, — Эгинсайском, Приозерном и других, с глубоким залеганием эоценовых пород перекрытых глинами чеганской свиты, распространены высокоминерализованные воды хлоридного натриевого состава.

Водоносный комплекс меловых отложений на буроугольных месторождениях Тургайского прогиба включает два водоносных горизонта: один в песчаных образованиях верхнего и отчасти

нижнего мела, второй в бокситоносных отложениях нижнего мела — палеоцена; в первом горизонте заключены пластовые поровые воды, во втором — пластовые трещины.

Среди образований водоносного комплекса меловых отложений преобладают мелкозернистые кварцевые и глауконитово-кварцевые пески, в которых частицы размером 0,25—0,05 *мм* составляют около 50%. В кровле комплекса залегают водоносные породы эоцена, в почве — водоносные породы юры, между этими горизонтами существует тесная гидравлическая связь. Верхнемеловые пески на многих буроугольных месторождениях отличаются большей водообильностью, а напор воды в них в отдельных случаях превышает 60 *м* (табл. 21).

Таблица 21

Основные данные о водоносном горизонте на некоторых месторождениях

Месторождение	Глубина уровня воды от поверхности, *м*	Мощность водоносного горизонта, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент фильтрации пород, *м/сутки*	Радиус влияния*, *м*
Кушмурунское	1,2—17,8 до (самоизлива)	10—100	0,6—3,0	Средний 2,9	250
Прнозерное	1,0—65,3 до (самоизлива)	13—60	0,2—3,5	Средний 3,93	Более 200
Эгнисайское	18—55	Средняя 10—40	1,3—3,2	0,65—8,3	100—150

* Значения радиуса влияния даны по результатам опытных водопонижений.

По качеству воды меловых отложений, как правило, высокоминерализованные, горько-соленые, общая минерализация их в среднем достигает 8,7 *г/л*, жесткость 60 *мг·экв*. В отдельных случаях минерализация достигает 12—14 *г/л*, жесткость 82 *мг·экв*. Воды хлоридные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые.

В северо-западной части района, по берегу оз. Кушмурун вскрыты слабосолоноватые воды меловых отложений с сухим остатком до 2 *г/л*, они используются для водоснабжения Кушмурунского месторождения.

Пластово-трещинные воды бокситового горизонта приурочены к каменистым бокситам, которые локализуются на месторождениях в виде отдельных маломощных линз, залегающих среди каолиновых пестроцветных глин также не имеющих сплошного распространения. Обводненность бокситов умеренная, удельный дебит около 0,2 *л/сек*; коэффициент фильтрации (на Кушмурунском месторождении) около 1,65 *м/сутки*. Максимально возможный приток воды из этого горизонта составляет около 25 $м^3$/*час*, при усиленном водозаборе приток может увеличиться за счет поступления воды из смежных горизонтов. Воды бокситового горизонта сильноминерализованные, соленые и горько-соленые на вкус.

В целом воды меловых отложений могут представлять наибольшие трудности при освоении буроугольных месторождений. Потребуется проведение эффективных дренажных мероприятий в целях осушения и обеспечения устойчивости водосодержащих песков в откосах открытых выработок.

Водоносный комплекс юрских отложений, содержащих напорные пластово-трещинные воды, встречен на всех буроугольных месторождениях. Мощность обводненных пород на различных ме-

сторождениях изменяется от 100 до 450 *м* и более. Степень водопроводимости пород весьма различна и зависит от физического состояния пород, их трещиноватости, характера заполнения трещин глинистым материалом и т. п. Наиболее водообильны угленосные пласты, а также песчаники и алевролиты, на Эгинсайском месторождении весьма водообильны галечники караганской свиты, которые здесь развиты почти повсеместно. Аргиллиты, как правило, почти всюду безводны; менее трещиноваты и мало водоносны конгломераты.

Значительная водообильность наблюдается в зонах тектонических нарушений, где имеются открытые трещины; воды высоконапорные. На ряде месторождений — Кушмурунском, Приозерном, Эгинсайском и др. уровни напорных вод располагаются на 70—75 *м* выше кровли водоносных пород и до 120—130 *м* выше кровли промышленных пластов угля. На Орловском участке Кызылтальского месторождения напор составляет от 50 до 278 *м*, на Кушмурунском, Черниговском и Приозерном месторождениях отмечены случаи самоизлива вод с превышением уровня над поверхностью земли до 1,5 *м* и несколько более.

Воды юрских отложений гидравлически связаны с водами пород фундамента и меловыми образованиями. Эти водоносные породы образуют *один общий высоконапорный горизонт сильноминерализованных* вод. Запасы их следует рассматривать в основном как вековые, так как условия питания и водообмена здесь весьма затруднены. Вследствие гидравлической связи с другими водоносными горизонтами массовый дренаж вызовет усиленный приток вод не только из юрских, но и из смежных с ними отложений. Это необходимо иметь в виду при организации водоотливного хозяйства в процессе вскрытия и эксплуатации месторождений.

Опытные работы показали, что на Кушмурунском и на некоторых других месторождениях водопритоки из юрских пород будут небольшими, на это указывает слабая фильтрационная способность пород, выявленная в процессе опытных работ. На Кушмурунском месторождении даже в наиболее обводненной зоне, в интервале залегания верхнего «мощного» пласта водоносных пород, удельный дебит скважин составляет 0,03 *л/сек*; коэффициент фильтрации пород 0,11 *м/сутки*. По Кушмурунскому месторождению в целом коэффициент фильтрации в породах юры изменяется от 0,87 до 0,001 *м/сутки*, среднее его значение 0,15—0,27 *м/сутки*. Максимально возможный дебит скважин в зонах тектонических нарушений, особенно в восточной части месторождения, оценивается от нескольких кубометров до 100 $м^3$/*час* и более. С глубиной водоносность юрских пород заметно затухает.

На Приозерном месторождении более обводнены юрские породы. Удельные дебиты скважин здесь изменяются в пределах от сотых долей до 2,62 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации от 0,01 до 2,28 *м/сутки*, наиболее обводнены породы в западной части месторождения. На Эгинсайском месторождении дебит скважин составляет 0,15—0,22 *л/сек*, а удельный дебит 0,04—0,6 *л/сек*, максимальный удельный дебит, достигающий 3,5 *л/сек*, наблюдается из галечников караганской свиты. В общем, на Эгинсайском и Черниговском месторождениях водоносность юрского комплекса незначительна, удельные дебиты скважин выражаются сотыми и тысячными долями литра в секунду.

По химическому составу воды юрских отложений всюду высокоминерализованные, горько-соленые, их общая минерализация по отдельным месторождениям достигает 7—10 и даже 21 *г/л*, жесткость от 30—35 до 90 *мг·экв*. Тип минерализации хлоридный натриевый и хлоридно-сульфатный натриевый.

Водоносный комплекс в скальных породах, базальтах, порфиритах и других содержит высоконапорные воды. На Кушмурунском, Черниговском, Харьковском, Приозерном и Эгинсайском месторождениях он приурочен к породам нижнего триаса (туринской серии), на Кызылтальском — к образованиям нижнего карбона, девона и ордовика, известнякам, глинистым и кремнистым сланцам, песчаникам и др. На Эгинском месторождении напор достигает 400 *м*, на Кушмурунском он составляет 250—300 *м*. Пьезометрические уровни устанавливаются на высоте, соответствующей отметке залегания кровли вышележащих водоносных горизонтов (юрского, мелового). Воды высокоминерализованные, соленые и горько-соленые на вкус, с общей минерализацией 10—14 *г/л* и более, с жесткостью до 100 *мг·экв*.

Водоносность пород всюду очень слабая, так как в водосодержащих породах преобладает закрытая трещиноватость, вследствие этого и водопритоки в скважинах при значительных понижениях статического уровня (до 30—55 *м*) очень невелики (0,2—0,3 *л/сек*). На Кушмурунском месторождении удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,01—0,03 *л/сек*, коэффициент фильтрации 0,14 *м/сутки*, на Приозерном среднее значение дебита составляет всего 0,004 *л/сек* при коэффициенте фильтрации 0,02 *м/сутки*.

Ничтожные притоки трещинных вод из пород палеозойского возраста наблюдались на Эгинсайском и на других месторождениях бассейна.

Водопритоки. Разработку угольных месторождений можно проводить как открытыми карьерами, так и подземными горными работами. В соответствии с геологическими условиями залегания полезных ископаемых на Кушмурунском, Приозерном и Эгинсайском месторождениях открытыми карьерами будет производиться выемка верхней серии угольных пластов (например, дузбайской свиты и др.), нижележащие пласты предполагается выбирать подземными выработками. На всех месторождениях потребуется предварительная вскрыша обводненного рыхлого мезо-кайнозойского покрова. Перед началом вскрышных работ, в процессе их проведения и в процессе эксплуатации, потребуются водоотливные мероприятия. Прогнозные водопритоки приведены в табл. 22.

Приишимская группа буроугольных месторождений объединяет ряд месторождений, тяготеющих к восточному борту Тургайского прогиба: Былкулдакское, Карашиликское, Дженыспайское, Кызылтальское, Савинковское, Мхатовское и др. Геологическое строение и гидрогеология этих месторождений весьма схожи с условиями описанных выше месторождений Убаганской группы. Некоторые отличия заключаются в следующем.

На месторождениях Приишимской группы водоносный комплекс четвертичных отложений представлен преимущественно элювиально-делювиальными суглинками средней мощности 2—3 *м*. Они содержат грунтовые воды спорадического распространения и различного химического состава. Обводненность пород ничтожная.

Водоносный горизонт олигоценовых отложений широко распространен на всех месторождениях этой группы. Он представлен разнозернистыми, иногда мелкозернистыми кварцевыми песками с прослойками песчаной глины. Наиболее распространенная глубина залегания пород от 2 до 30 *м*, а максимальная 50 *м* (на Савинковском месторождении). Мощность горизонта 4—12,5 *м*. Воды грунтовые реже слабо напорные с напором до 4 *м*, пресные, сухой остаток до 1 *г/л*, общая жесткость 4—6 *мг·экв*. При глубоком залегании водонос-

Таблица 22

Прогнозные водопритоки

Месторождение	Горная выработка	Водоносные породы	Расчетные параметры (средние): Мощность, *м*	Расчетные параметры (средние): Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Глубина водопонизительной выработки, *м*	Ожидаемый водоприток, *м³/час*	Автор расчетов
1	2	3	4	5	6	7	8
Кушмурунское	Шахта глубиной 400 *м*	Четвертичные суглинки и супеси	10	0,6	10	10	А. Н. Губарев, Е. Г. Качугин, В. М. Миловидов, В. Н. Синаюк
		Эоценовые опоки	20	6,5	30	40	
		Меловые пески	50	3,0	80	50—200	
		Юрская угленосная толща	300	0,6	380	50	
		Всего	—	—	—	150—300	
	Карьер длиной 3000 *м*	Четвертичные суглинки и супеси	10	1,0	10	50	
		Эоценовые опоки	20	6,5	30	500	
		Меловые пески	50	3,0	80	600	
		Юрская угленосная толща	300	0,6	380	950	
		Всего	—	—	—	2100	
	Шахта глубиной 200 *м*	Эоценовые опоки	15	6,4			В. М. Миловидов
		Меловые пески	40	4,0			
		Юрская угленосная толща	200	0,7			
		Породы пермотриаса	200	0,02		25—70	
Приозерное	Карьер длиной 3000 *м*	Эоценовые опоки	15	6,4	—	—	
		Меловые пески	40	4,0	55	3800	
		Юрская угленосная толща	200	0,7	100	1400	
		Породы пермотриаса	200	0,02	155	200	
		Всего	—	—	—	5400	
Эгинсайское	Карьер длиной 3000 *м*	По всем горизонтам	—	—	—	250—780	В. Н. Синаюк
Харьковское	Карьер длиной 2000 *м*	Четвертичные пески и суглинки	40	1,0	—	—	В. М. Миловидов
		Юрская угленосная толща	125	0,6	165	470	

ного горизонта минерализация воды заметно повышается, в частности, на Савинковском месторождении водоносные пески, залегающие на глубине 9 *м*, имеют минерализацию порядка 2 *г/л*.

На Джаныспайском, Карашиликском, Былкулдакском и на других месторождениях, расположенных в северо-восточной части Кустанайской области на Убаган-Ишимском водоразделе, водоносный горизонт олигоценовых отложений залегает на глубине 20—40 *м*, он повсеместно перекрыт мощной толщей водоупорных суглинков плиоцена и глин олигоцена и неогена (жуншиликская, аральская и наурзумская свиты). Горизонт представлен тонкозернистыми песками и алевролитами слюдисто-кварцевого состава, питание водоносного горизонта очень затруднено, водообильность пород незначительна. Воды хлоридно-сульфатные натриевые, солоноватые на вкус с сухим остатком 3—5 *г/л*.

На Кызылтальском месторождении воды олигоценовых отложений пригодны для питьевых нужд, ориентировочные эксплуатационные ресурсы составляют 50—70 *л/сек*. На Джаныспайском месторождении олигоценовые породы местами безводны.

Водоносный горизонт эоценовых отложений имеет меньшее значение, чем на месторождениях Убаганской группы, почти на всех месторождениях Приишимской группы эоценовые породы представлены преимущественно опоковидными глинами и практически безводны, лишь на отдельных из них — Джаныспайском и Кызылтальском — воды вскрываются скважинами на глубине 60—100 *м* и более. Там, где водоносный горизонт перекрыт глинами чеганской свиты, распространены высокоминерализованные, соленые воды хлоридного натриевого состава.

Водоносный горизонт меловых отложений имеет весьма ограниченное распространение, наиболее полная его характеристика получена лишь на Кызылтальском месторождении. По данным В. М. Миловидова, уровень воды располагается на глубине около 100 *м* от поверхности, средняя мощность водоносного горизонта изменяется от 12 до 25 *м*, удельный дебит превосходит 1,0 *л/сек*, коэффициент фильтрации пород составляет от 0,6 до 3,2 *м/сутки*, радиус влияния порядка 100—150 *м*.

Гидрогеологическая характеристика водоносного горизонта юрских отложений весьма близка к характеристике тех же отложений в Убаганской группе месторождений, но отмечаются меньшие водопритоки. Так, установлено, что на Орловском участке Кызылтальского месторождения водообильность угольных пластов весьма незначительна, их удельные дебиты не превосходят 0,006—0,06 *л/сек*, коэффициент фильтрации 0,02—0,04 *м/сутки*. По данным А. Н. Губарева, на шахтах Джаныспайского месторождения в угленосной толще юрского возраста, мощность которой достигает 400—500 *м*, коэффициент фильтрации составляет 0,6 *м/сутки*, а прогнозные водопритоки могут достигать 350—400 $м^3/час$.

Гидрогеологические свойства пород скального фундамента по месторождениям Приишимской группы не имеют существенных отличий от тех же данных по Убаганской группе, и поэтому здесь не приводятся.

Железорудные месторождения

По гидрогеологическим условиям все железорудные месторождения Тургайского прогиба можно разделить на две группы. К первой относятся осадочные месторождения палеогенового возраста, характе-

ризующиеся сравнительно простым гидрогеологическим строением, в них отмечается один горизонт подземных вод в рудосодержащих песках, залегающих близко к дневной поверхности. К этой группе относятся месторождения оолитовых железных руд так называемого тургайского типа: Лисаковское, Шиелинское и Кировское. Сюда же следует отнести Аятское месторождение осадочных оолитовых железных руд верхнемелового возраста, хотя по сложности гидрогеологического строения и горнотехническим условиям разработки оно более подходит ко второй группе.

Вторую, более многочисленную группу составляют контактово-метасоматические месторождения, характеризующиеся весьма сложной геолого-гидрогеологической обстановкой, к ней относятся месторождения Главной и Западной железорудных полос: Соколовское, Сарбайское, Ломоносовское, Качарское, Коржункульское, Адаевское, Шагыркульское, Сарыобинское и др. Разработка этих месторождений осложнена обводненностью мезо-кайнозойского покрова, мощность которого составляет от 30—50 до 100 *м* и более.

Осадочные месторождения

Лисаковское месторождение находится в северо-западной части Тургайского прогиба, в Кустанайской области, оно приурочено к древней речной долине, простирающейся почти в широтном направлении на десятки километров. Водовмещающими породами являются олигоценовые разнозернистые пески с прослойками и линзами алевритистых глин и железистых песчаников. Мощность водовмещающих песков в бортовых частях долины не более 5 *м*, в осевой части она увеличивается до 30—55 *м*. Почти всюду водоносные породы подстилаются водоупорными плотными глинами чеганской свиты, слагающими ложе и борта древней долины.

Водоносный горизонт в основном безнапорный. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изменяется от 1,5 до 9,0 *м*, в среднем 3,5 *м*, водоносность пород относительно равномерная. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,2—0,5 до 4,0—6,0 *л/сек*, в среднем 1—2 *л/сек*, максимальные дебиты скважин, по данным опытных откачек, варьируют от 1,7 до 16,5 *л/сек* при понижениях динамического уровня на 11,1 и 7,2 *м*; коэффициенты фильтрации изменяются от 8 до 27 *м/сутки*, в среднем 12,4 *м/сутки*. Колебание уровня водоносного горизонта относительно невелико; по многолетним наблюдениям максимальная годовая амплитуда колебания уровня составляет 0,3—0,7 *м*. По данным Я. П. Губа, величина ежегодного пополнения водоносного горизонта соответственно составляет 212 и 197 *л/сек*. Общие запасы вод 388 млн. $м^3$.

Воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные кальциевые, общая минерализация их изменяется от 0,1 до 0,5 *г/л*, жесткость 1,7—2,5 *мг·экв*; они удовлетворяют требованиям действующих ГОСТов для хозяйственно-питьевых вод. Эксплуатационные ресурсы, утвержденные ГКЗ по трем участкам по высоким промышленным категориям, составляют около 37 тыс. $м^3/сутки$. Аналогичное геолого-гидрогеологическое строение и близкое качество воды наблюдаются на Шиелинском и Кировском месторождениях.

На месторождениях второй группы основные дренажные мероприятия при вскрыше и эксплуатации должны быть направлены на осушение рудосодержащих песков, что можно осуществить посредством опережающих дренажных канав и законтурных скважин. По данным

В З. Гонтаря и В. С Сергеевой, водопритоки в будущих карьерах при полной вскрыше полезного ископаемого на отдельных участках составят от 25 до 405 *м*³/*час*

Аятское месторождение осадочных оолитовых железных руд расположено на севере Кустанайской области Рудный горизонт (верхнемелового возраста), развитый на обширной площади порядка 2500 *км*², залегает слабоволнисто, с небольшим уклоном на северо-восток

Ю. Н Дзюбенко в пределах Аятского месторождения выделяет два основных водоносных горизонта в палеогеновых отложениях кровли и в рудной толще вместе с надрудными и подрудными верхнемеловыми песками; подземные воды здесь часто обладают напором Горизонты залегают на различной глубине от поверхности земли — от нескольких метров до 25 *м* и более По опытным данным, коэффициенты фильтрации колеблются в следующих пределах для рудного горизонта от 3 до 30 *м*/*сутки*, для палеогеновых песков 1—4 *м*/*сутки*. Дебит скважин соответственно составлял от 0,38 до 1,8 *л*/*сек* при понижениях уровня на 1,59 и 2,63 *м* По материалам Г. М. Маркина, на левобережной пойме р Аят в районе сел Каратамары подрудные верхнемеловые пески содержат напорные пресные воды Дебит пройденной здесь разведочнои скважины составлял 11 *л*/*сек*

По данным Ю Н Дзюбенко, будущие водопритоки в карьере из указанных водоносных горизонтов, по мере углубки карьера до почвы рудной залежи, могут составить на 1 *км* длины карьера от 410 до 5550 *м*³/*сутки* Воды рудного горизонта (в маастрихтских и туронсантонских отложениях) на Жалшинском участке Аятского месторождения пригодны для питья Сухой осгаток в них составляет 0,16—0,44 *г*/*л*, общая жесткость воды 2,0—2,6 *мг·экв*, по составу воды сульфатно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатные Более пестрые по химическому составу воды встречены на Оренбургском участке месторождения, где минерализация их изменяется от 0,28 до 2,07 *г*/*л*, а жесткость колеблется в пределах 4—5 *мг·экв* На Николаевском участке эти воды сильноминерализованные, в основном они имеют хлоридный натриевый состав Воды подрудных сеноманских песков в пределах всего месторождения сильно минерализованы, носят застойный характер и непригодны для использования в качестве питьевых

Контактово-метасоматические месторождения

Северная группа месторождений главной железорудной полосы — Соколовское, Сарбайское, Ломоносовское, Анешинское, Качарское, Куржункульское, Козыревское — расположена на северо-западе Кустанайской области. Гидрогеологические условия этих месторождении имеют много общего, что видно на примере наиболее хорошо изученных месторождений этой группы

На Соколовском и Сарбайском месторождениях воды четвертичных отложений содержатся в суглинках и супесях, мощность которых изменяется от 1 до 10 *м* Породы характеризуются очень слабой обводненностью и ничтожной водопроводимостью, коэффициенты фильтрации в них выражаются сотыми и тысячными долями метра в сутки Водопритоки в колодцы при средней глубине 5—7 *м* составляют от 0,1 до 9,6, в среднем 3,2 *м*³/*сутки* Воды преимущественно гидрокарбонатные натриевые, с общей минерализацией около 1,5 *г*/*л* и общеи жесткостью 1,7—15,8 *мг·экв*, они используются в качестве питьевых

Воды аллювиальных отложений Тобола находятся за контурами как Соколовского, так и Сарбайского месторождений и не имеют боль-

шого значения при разработке месторождений, хотя приток их в карьер Соколовского рудника оценивается в 40 *м*³/*час*.

На Сарбайском месторождении воды верхнеолигоценовых отложений содержатся в тонко- и мелкозернистых песках, средняя мощность которых не превосходит 4 *м*. Уровень воды расположен на глубине от 8,3 до 14,1 *м*, напор достигает в среднем 3,7 *м*, удельный дебит скважин составляет 0,07—0,54 *л*/*сек*. Пески обладают хорошей водоотдачей; коэффициент фильтрации в среднем достигает 15 *м*/*сутки*. Качество воды хорошее, минерализация не превышает 0,3—0,8 *г*/*л*; общая жесткость от 1 до 15 *мг·экв*. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, используются в качестве питьевых. Водопритоки на всей карьерной площади оцениваются в 76 *м*³/*час*, дренаж горизонта осуществляется опережающими канавами.

На Сарбайском месторождении толща эоценовых отложений представлена преимущественно опоковыми глинами мощностью от 15 до 35 *м*, в кровле толщи залегают глины чеганской свиты, а подстилают ее верхнемеловые кварцево-глауконитовые пески. Гипсометрически толща залегает выше уровня вод Тобола, поэтому содержащиеся в ней воды частично сдренированы. В целом толща обводнена очень слабо главным образом в своей нижней части, воды ее гидравлически связаны с водами меловых отложений; уровни водоносных горизонтов залегают на одной глубине от поверхности земли (45—50 *м*), имеют почти одинаковый химический состав и близки по степени минерализации.

На Соколовском месторождении воды верхнеолигоценовых отложений качественно и количественно аналогичны водам, развитым на Сарбайском месторождении. Уровень вод находится на глубине 3—5, иногда 10 *м*; при вскрыше Соколовского месторождения водопритоки из этого горизоита не превышали 20—25 *м*³/*час*. Трещинно-пластовые воды в опоках и опоковых песчаниках эоценового возраста на месторождении залегают линзообразно. В кровле водоносного горизонта находятся водоупорные глины чеганской свиты мощностью до 15 *м*, а в подошве — водоносные пески палеоценового возраста, воды которых нередко гидравлически связаны с водами опок и песчаников эоцена. Водоносность последних невелика: удельный дебит 0,1—0,2 *л*/*сек*; коэффициент фильтрации не более 3 *м*/*сутки*. Минерализация воды увеличивается по мере удаления от Тобола. На общей карьерной площади водопритоки из толщи опок определяются в 120 *м*³/*час*.

Характеристики водоносного горизонта в меловых отложениях на Соколовском и Сарбайском месторождениях идентичны. В основном горизонт слагают мелко- и тонкозернистые глауконитово-кварцевые и кварцевые пески, в основании толщи содержащие отдельные прослои средне- и крупнозернистых песков. На Сарбайском месторождении мощность песков неравномерна и достигает 65 *м*, в среднем примерно 40—45 *м*. Также залегают меловые пески и на Соколовском месторождении, где в бортах месторождения мощность песков достигает 45—50 *м*, а над рудным телом изменяется от 0 до 20 *м*.

До проведения осушительных мероприятий пьезометрический уровень вод меловых отложений на Сарбайском месторождении находился на глубине 47 *м*, на Соколовском на глубине около 32 *м* от поверхности земли; величина напора составила от 10 до 20 *м* и более, в среднем 15—18 *м*. В настоящее время уровень значительно снизился.

Толща меловых песков характеризуется различной водопроводимостью в вертикальном разрезе, что зависит от гранулометрического состава пород. Так, на Сарбайском месторождении на участках развития средне- и крупнозернистых песков коэффициент фильтрации

достигает 5—7,5 *м/сутки*; в других случаях, когда в составе песков количество пылеватых и глинистых фракций превышало 5%, коэффициент фильтрации приобретал минимальное значение. На Соколовском месторождении коэффициент фильтрации толщи меловых песков изменяется от 0,12 до 6,64 *м/сутки*. Водоотдача пород горизонта различная; удельные дебиты скважин изменяются от 0,03 до 0,97 *л/сек*, в среднем составляя 0,45 *л/сек*; средний коэффициент фильтрации около 2,5 *м/сутки*.

Воды меловых отложений определяют основную сложность вскрыши и эксплуатации железорудных месторождений. Важнейшим условием устойчивости песков в откосах, как и на буроугольных месторождениях, следует считать их полное осушение, это достигается при помощи дренажных скважин и путем откачки воды из известняков висячего бока месторождения (Соколовского), с которыми меловые воды взаимосвязаны.

Водопритоки в карьер Соколовского месторождения из толщи меловых пород, по разведочным данным, оценивались в 720 $м^3/час$, фактические притоки подтвердили эти данные. На Сарбайском месторождении водопритоки больше примерно в 1,5 раза. Основным водопонижающим мероприятием как на Соколовском, так и на Сарбайском месторождениях являются дренажные скважины по контуру карьеров.

По химическому составу воды меловых отложений преимущественно хлоридные натриевые или хлоридно-сульфатные натриевые, величина общей минерализации изменяется от 3 до 6 *г/л*, большей частью она находится в пределах 4—5,5 *г/л*. Характерно увеличение содержания сульфатного и хлоридного ионов по мере увеличения величины сухого остатка. В зависимости от этого воды с сухим остатком менее 1 *г/л* обычно являются гидрокарбонатно-хлоридными натриевыми, а с сухим остатком более 1 *г/л* — сульфатно-гидрокарбонатными или хлоридно-сульфатными. Пресные и слабосолоноватые воды с минерализацией около 1—2 *г/л* встречаются только в южной части Соколовского месторождения в долине Тобола, в северной части этого месторождения, как и на всех других железорудных месторождениях Кустанайской области, они обладают значительной общей минерализацией 3—6 *г/л* и более.

В породах палеозойского возраста содержатся трещинные и трещинно-карстовые воды, отмечается слабая обводненность пород эффузивного и метаморфического комплексов и водообильность известняков. Существенной особенностью этих вод является их высокая напорность — до 70—80 *м* и более, а также высокая степень минерализации — в среднем 5—6 *г/л*. Так, на Сарбайском месторождении в скважинах величина напора изменяется в пределах от 24,9 до 104,7 *м*. Пьезометрический уровень залегает в среднем на глубине 45—47 *м* от дневной поверхности (абс. отм. 153—151 *м*); он снижается в восточном направлении в сторону Тобола, где происходит разгрузка водоносного горизонта.

Минерализация вод палеозойских пород увеличивается по мере удаления от реки. В районе Соколовского месторождения в долине Тобола общая минерализация этих вод составляет от 1 до 2—3 *г/л*, в удалении от реки в пределах месторождения она превышает 5—6 *г/л*. Водообильность горизонта неравномерная, более водообильны участки, приуроченные к тектоническим трещинам (Сарбайское месторождение), а также участки развития закарстованных карбонатных пород (Соколовское месторождение). Удельные дебиты скважин здесь достигают соответственно 2,6—3,2 *л/сек*, а коэффициент фильтрации 6—7 *м/сутки*.

Монолитные породы палеозойского возраста, порфириты, альбитофиры, диабазо-порфиры и др., так же, как и само рудное тело, обладают весьма умеренной, часто практически ничтожной водообильностью. Удельные дебиты скважин характеризуются сотыми и тысячными долями литра в секунду, а коэффициент фильтрации — сантиметрами в сутки. Опытные работы показывают, что и здесь более водообильны породы верхних, более выветрелых зон до глубины порядка 60—70 *м*.

Общие максимальные водопритоки из палеозойских пород на площади Соколовского и Сарбайского месторождений при глубине карьеров 300—360 *м* определяются соответственно в 300—700 *м*³/*час*. С увеличением глубины карьера притоки будут неравномерно возрастать. Радиус влияния при этом составит 5—7 *км* в известняках западного борта и до 1,5 *км* в изверженных породах восточного. При встрече открытых тектонических трещин и закарстованных известняков можно ожидать увеличения водопритоков в 1,5—2 раза.

На Ломоносовском железорудном месторождении, расположенном в 12 *км* к северо-западу от Сарбайского, гидрогеологические условия совершенно аналогичны Сарбайскому и отчасти Соколовскому месторождениям. На Ломоносовском месторождении максимальные водопритоки в 109 и 141 *м*³ отмечаются из водоносных горизонтов меловых песков и из палеозойских пород.

На Качарском месторождении, где развиты те же горизонты подземных вод, что на Соколовском, Сарбайском и Ломоносовском месторождениях, также наблюдаются близкие гидрогеологические условия. Отличительной особенностью здесь является очень слабая обводненность мезо-кайнозойского и палеозойского покровов (рис. 63). По данным опытных работ, удельные дебиты скважин в различных водоносных горизонтах при значительном снижении пьезометрического уровня (до 10—40 *м* и более) обычно составляют сотые и тысячные доли литра в секунду. Несколько более обводнены локально развитые на месторождении нижнемеловые разнозернистые пески, в которых удельный дебит скважин достигает 0,2 *л*/*сек*. Увеличенные притоки подземных вод отмечаются также в скважинах, вскрывающих тектонические трещины. Верхнемеловые отложения здесь представлены слабоводоносными песчаниками, что является весьма благоприятным фактором для разработки месторождения открытыми карьерами. Водопритоки в карьер из палеозойских пород достигают 198—454 *м*³/*час*. Все подземные воды сильно минерализованы, они солоноватые, соленые и горько-соленые с общей минерализацией от 4 до 12 *г*/*л*.

На Коржункульском и Козыревском железорудных месторождениях гидрогеологические условия сравнительно проще, здесь в разрезе отсутствуют водосодержащие пески мелового возраста, осложняющие ведение горных работ, а водопритоки из горизонтов олигоценового и эоценового возраста невелики.

В породах складчатого фундамента, так же как и в вышеописанных месторождениях, наиболее обводнены тектонические зоны и закарстованные участки. В карьере Козыревского рудника трещина, вскрытая на контакте пород, увеличила водоприток в карьер почти в два раза (до 1000 *м*³/*час*) при его обычной величине около 50 *м*³/*час*. Гидрогеологические сведения о некоторых месторождениях северной группы приведены в табл. 24.

Южная группа месторождений Главной железорудной полосы — Адаевское, Шагыркульское, Бенкалинское, Жана-Даурское, Шагаршинское и Сорское — расположена на юге Кустанайской области и частично в северо-восточной части Актюбинской области. Рудные залежи этих

Таблица 4

Гидрогеологическая характеристика магнетитовых месторождений северной группы Главной железорудной полосы

Месторождения	Водоносный горизонт или комплекс на месторождении и его мощность, *м*	Глубина уровня подземных вод, *м*	Величина напора, *м*	Средний дебит скважин, *л/сек* понижение уровня, *м*	Удельный дебит, *л/сек*	Коэффициент фильтрации, *м/сутки*	Прогнозный водоприток		Качество воды		Тип минерализации воды	Автор работы, год
							тип выработки, глубина, *м*	приток, *м³/час*	сухой остаток, *г/л*	жесткость, *мг-экв*		
Давыдовское, в районе Качарского м-ния	1. Грунтовые воды в четвертичных суглинках и супесях, верхнеолигоценовых песках	Аналогичны Качарскому м-нию				Аналогичны Качарскому м-нию	Карьер		0,4—3,4			Круглов А. И. 1952—1956 гг.
	2. Пластово-трещинные воды в палеогеновых опоках и песчаниках маастрихта; 80 *м*.	7,20	30	0,6—0,8 / 13,5—248	0,03—0,04	от 0,12 до 1,5—2,0	То же	100—200	3—5 до 10,2	Нет сведений	Хлоридный натриевый	
	3. Воды в меловых отложениях (сантон+нижний мел) суммарная мощность 23 *м*	20—30	70	0,96 / 11,2	Не более 0,001	0,006—0,01	»	10—15	9,5	То же	То же	
	4. Трещинные воды палеозойского комплекса	25—30	93—140	1,0 / 45,85	0,002	0,0066—0,14	»	Малый	54—19,5	»	»	
Темирское	1. Воды в среднеолигоценовых отложениях; 18 *м*.	3,5	Безнапорный	Дебит 0,68	0,115	0,64	Карьер (борта)	Общий по карьеру 80	0,17	1,9	Гидрокарбонатный кальциевый	Андреев А., Холодов А. С., Биляй Е. Я. 1961 г.
	2. Воды в среднеэоценовых отложениях; 40 *м*	8,0	26,0	Дебит 0,1	0,0068	0,076		4	4,4	17,2	Хлоридио-сульфатный натриево-магниевый, хлоридный натриевый	
	3. Воды бокситоносных отложений; 57,8—104,5 *м*	0,8	52,9—61,2	0,39—0,76 / 19,95—9,85	0,019—0,07	0,1—0,3		3,7—4,3		12,8—14,8	Хлоридный натриевый или хлоридио-сульфатный натриево-кальциевый	
	4. Воды палеозойского комплекса; 7,4 *м*	7,5	87,3	7,0 / 4,05	1,7	18,61		2,58		8,4	Хлоридио-сульфатный натриево-кальциевый	
Алешинское (в долине Тобола, у сел Алешинского)	1. Грунтовые воды в четвертичных отложениях; 6—17 *м*	1—11	до 2,0	0,4—1,9 / 0,9—2,8	от 1,2—2,3 до 6,7	20—30 до 60	Не определялась	1,0—2,7		Нет сведений	Гидрокарбонатный	Пиунов Н. Г. 1962 г.
	2. Грунтовые воды в чиликтинских песках	1—5	2—3	0,75 / 3,92	от 0,004 до 0,1—0,3		То же	0,3—0,5 до 10—18		0,6—8,3	Хлоридный натриевый или гидрокарбонатно-хлоридный натриевый	
	3. Пластово-трещинные воды в отложениях тасаранской свиты; от 4,0 до 80 *м*	12,15	безнапорные (на водоразделе)	0,32 / 3,6	0,09	0,004 до 18,4	»	0,3—1,6 В долине Тобола 4,3—9,4 На водоразделе		Нет сведений То же	Гидрокарбонатный Хлоридный натриевый	
	4. Воды в меловых отложениях журавлевской и эгнисайской свит; 80—100 *м*	1,0—46,7	1,8—60,0	0,4—0,9 / 26—15	от 0,05 до 0,0004	0,09—0,6	»	3,1—7,5		36—56	Хлоридный натриевый	
	5. Трещинные воды палеозойского комплекса	57,0—16,0 До самоизлива	100—140	0,1—1,6 / 7,0—59,5	От десятых и сотых до 2,3 в известняках Опановского разлома	0,02—0,53	»	4,6—10,5		Нет сведений		

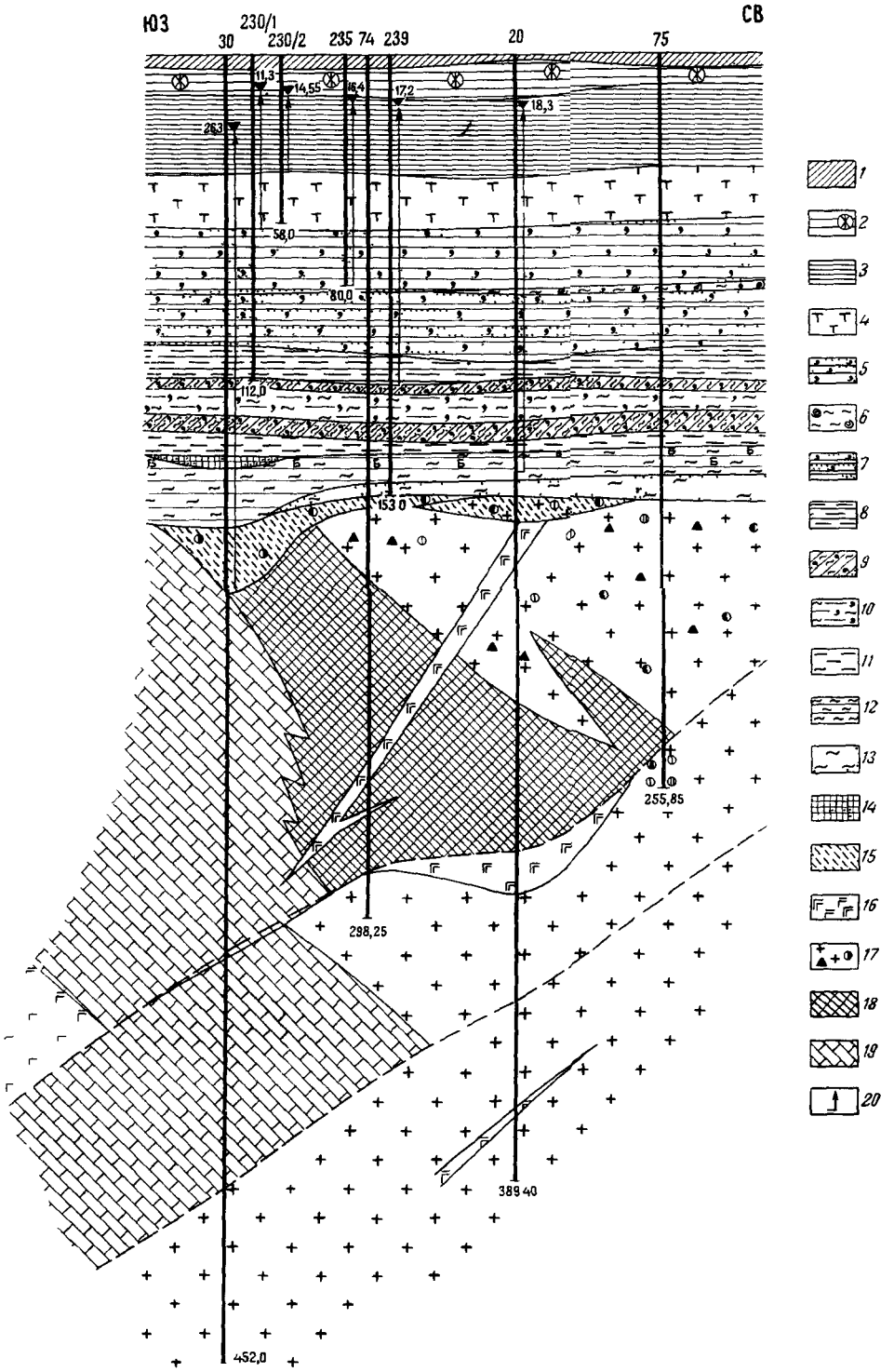


Рис 63 Геолого гидрогеологический разрез Качарского железорудного месторождения

1 — четвертичные отложения, почвенно растительный слой, супеси, суглинки, *2* — верхний олигоцен, глины вязкие, жирные с железисто маргацовистыми стяжениями, *3* — верхний эоцен — нижний олигоцен глины жирные плотные *4* — верхний эоцен опоки и опоковидные глины *5* — верхний эоцен, песчаники кварцево глауконитовые Верхний мел маастрихт *6* — глины известковистые с остатками моллюсков *7* — песчаники кварцево глауконитовые *8* — глины плотные Верхний мел сантон, *9* — пески глинистые кварцево глауконитовые, *10* — глины сланцеватые аргиллитоподобные *11* — глины слоистые Нижний — верхний мел альб — сеноман *12* — глины жирные с остатками флоры, *13* — пески глинистые *14* — бокситовые породы *15* кора выветривания палеозойских пород — глины Палеозой *16* — порфириты слабо трещиноватые *17* — эффузивно осадочный комплекс рудовмещающих пород, *18* — рудное тело *19* — известняки, *20* — величина напора подземных вод

месторождений, приуроченные к вулканогенно-осадочной толще нижнекарбонового возраста, генетически и пространственно тяготеют к интрузиям. На отдельных участках месторождений рудные тела прослеживаются на глубину свыше 300 *м*. Породы как вмещающего, так и продуктивного комплексов осложнены тектоническими нарушениями, имеющими главным образом сбросо-надвиговый характер. Трещины, как правило, закальматированы, трещины зоны выветривания открыты.

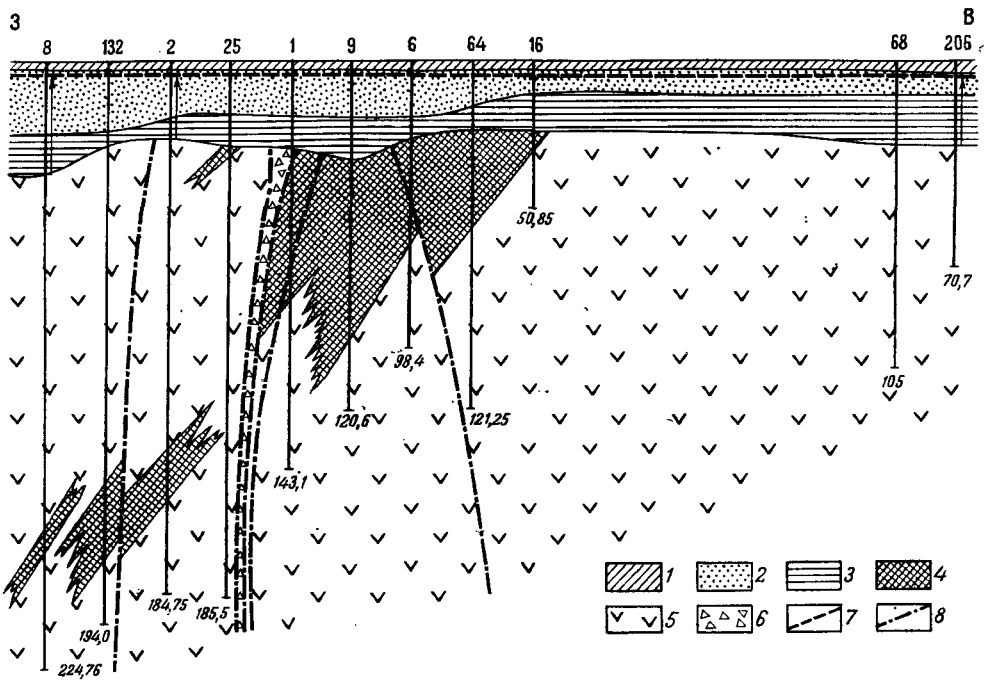


Рис. 64. Геолого-гидрогеологический разрез через Центральный участок Адаевского железорудного месторождения

1 — четвертичные отложения, почвенно-растительный слой, супеси и суглинки; *2* — средний олигоцен; мелко и тонкозернистые пески, алевриты; *3* — верхний эоцен — нижний олигоцен, плотные глины. Палеозой: *4* — рудные залежи магнетитов; *5* — вмещающие породы эффузивно-осадочного комплекса; *6* — зона брекчирования, *7* — общий уровень напорных вод палеозойских отложений и грунтовых вод в средне-олигоценовых песках; *8* — тектонические нарушения.

Для месторождений рассматриваемой группы характерно наличие водоносного горизонта в песчаных отложениях среднего олигоцена и водоносного комплекса в скальных трещиноватых породах палеозоя. Исключение предоставляет Бенкалинское месторождение, где водоносный горизонт в отложениях среднеолигоценового возраста отсутствует. Водосодержащими породами среднего олигоцена являются мелко- и тонкозернистые пески и алевриты, залегающие в виде горизонтальных слоев, прослоев и линз, мощности их выдержаны — в среднем 5—10 *м*, в отдельных случаях, в частности на центральном участке Адаевского месторождения (рис. 64), до 22 *м*.

Пески содержат грунтовые воды, которые лишь на отдельных участках приобретают небольшой местный напор вследствие фациального замещения песков и алевритов глинами. Статические уровни горизонта на различных месторождениях залегают на разной глубине — от 0,3 *м* на Жана-Даурском месторождении до 17,2 *м* на южном участке Адаевского месторождения. Водоупорным ложем для водоносного горизонта

служат плотные глины чеганской свиты; на Шагаршинском месторождении чеганские глины отсутствуют, здесь горизонт имеет прямую гидравлическую связь с водоносным комплексом палеозойских пород. Водообильность песчаных образований среднего олигоцена сравнительно низкая, на центральном участке Адаевского месторождения средняя величина коэффициента водоотдачи песков и алевритов равняется 13%. Дебиты составляют сотые и десятые доли в секунду при понижении уровня менее чем на 1 *м*. По данным откачки из скв. 207, дебит равнялся 0,87 *л/сек* при понижении уровня на 3,5 *м*. Воды пресные, с минерализацией до 2,0, реже до 3,0 *г/л*, за исключением участка Шагыркульского месторождения, где минерализация превышает 3,0 *г/л*. Химический состав вод пестрый: от хлоридных натриевых до гидрокарбонатных кальциевых.

Водоносный комплекс палеозойских образований, как правило, обладает напором, исключением является лишь Бенкалинское месторождение, где воды безнапорные. Статические уровни залегают на различной глубине — от 1,75 *м* на Жана-Даурском месторождении до 23,2 *м* на Бенкалинском. Величины напоров достигают 25,6 *м* (Шагыркульское месторождение). Гидравлическая связь вод палеозойского комплекса с вышележащим водоносным горизонтом непосредственно на участках месторождений установлена на Шагаршинском и Жана-Даурском месторождениях, на остальных месторождениях водоносный комплекс перекрыт глинами чеганской свиты. Трещины в скальных породах палеозоя отмечались до глубины 250 *м*. Водообильность как вмещающих, так и продуктивных пород палеозойского возраста сравнительно невелика, наиболее полно она изучена на Адаевском и Бенкалинском месторождениях, где сравнительно более обводненными оказались известняки; удельные дебиты по скважинам составляли 0,3—0,5 до 1 *л/сек*. Эффузивные породы и породы продуктивной толщи обводнены значительно меньше и примерно в одинаковой степени, удельные дебиты здесь изменялись от сотых долей до 0,5 *л/сек*, а коэффициенты фильтрации от тысячных долей до 2,0 *м/сутки* и более.

На Бенкалинском месторождении, где известняки отсутствуют, обводненность на 1 *км*^{2} площади значительно меньше, чем на других месторождениях, на других месторождениях южной группы водообильность пород аналогична водообильности комплексов, развитых на Адаевском и Бенкалинском месторождениях. Так, на Шагыркульском месторождении максимальный дебит при проведении опытных и пробных откачек составил 1,5 *л/сек* при понижении уровня на 10,2 *м*.

Качество вод различное, на Бенкалинском и Шагыркульском месторождениях развиты соленые воды, на других месторождениях они относительно пресные; минерализация трещиноватых вод Бенкалинского месторождения достигает 7,1—14,5 *г/л*, воды хлоридные натриевые и хлоридные магниевые, общая жесткость 59,3—115,5 *мг·экв*.

На Шагыркульском месторождении воды обладают минерализацией 3—5 *г/л* и более, по составу они хлоридные натриевые. В пределах Адаевского, Шагаршинского и Жана-Даурского месторождений водоносный комплекс палеозойских отложений характеризуется общей минерализацией от 0,5 до 3,0 *г/л*; по химическому составу воды разнообразны — от гидрокарбонатных натриевых до хлоридно-сульфатных натриево-магниевых.

Из месторождений Западной железорудной полосы выделяется наиболее изученное Сарыобинское месторождение, расположенное на западе Кустанайской области в пределах Кумак-Тобольского водораздела. В восточной части месторождений преобладают гранитные поро-

ды, а его западная часть сложена верхнесилурийскими сланцами. Рудоносная зона приурочена к контакту гранитов и сланцев.

В районе месторождения развиты поровые воды в четвертичных отложениях и трещинные воды в породах палеозойского возраста. Воды в покровных делювиальных супесях и суглинках, мощность которых изменяется от 2—3 до 10 *м*, характеризуются очень слабыми протоками. Так, при откачке из дудки глубиной 6,8 *м* дебит составил всего 0,03 *л/сек* при статическом уровне 6,63 *м*; удельный дебит скважины 0,2—0,3 *л/сек*. Воды преимущественно сильно минерализованные. Воды делювиально-аллювиальных отложений тальвегов древних и современных долин рек в районе месторождения залегают на глубине от 3—6 до 20 *м*, они лучше по качеству; общая жесткость воды около 2 *мг·экв*. Дебит колодца при глубине 7 *м* составлял 0,23 *л/сек*.

В комплексе палеозойских пород выделяются следующие трещинные воды.

1. Воды в сланцах верхнего силура, связанные в основном с рассекающими их кварцевыми жилами. В скв. I, вскрывшей кварцевую жилу, вода появилась на глубине 17,5 *м*, уровень ее установился на глубине 13,4 *м*. Дебит составил 1,8 *л/сек* (удельный дебит 0,05 *л/сек*) при снижении уровня на 35 *м*. Вода хорошая, питьевая.

2. Воды гранитной интрузии, характеризующиеся весьма слабыми притоками в скважину, достигающими примерно 5—7 *м*^{3}*/сутки*. Уровень их устанавливается на глубине около 21 *м*.

3. Воды скарновой рудоносной толщи, залегающие на глубине 36,7 *м*. Дебит скважины при откачке составляет 0,1 *л/сек* при понижении уровня на 20—30 *м*. Вода содержит сухой остаток в количестве 2—3 *г/л*; жесткость ее 22,2 *мг·экв*. На вкус вода солоноватая.

Таким образом, на Сарыобинском месторождении обводненность горных пород очень невелика, подземные воды не будут служить препятствием при разработке железных руд.

Бокситовые месторождения

Бокситовые месторождения в Тургайском прогибе сосредоточены в трех районах: Убаганском, или Кушмурунском, Верхне-Тобольском и Амангельдинском.

Убаганский бокситоносный район расположен в пределах древней Убагано-Тургайской долины, где бокситовые отложения залегают с размывом на породах юры или на коре выветривания палеозойских пород. Бокситоносные отложения и залежи бокситов, как правило, приурочены к пологим эрозионным впадинам, врезанным в толщу пермотриасовых и юрских пород. На площадях развития карбонатных пород нижнекаменноугольного возраста бокситоносные осадки выполняют впадины карстового и эрозионно-карстового происхождения, их перекрывают песчано-глинистые осадки верхнего мела, палеогена, неогена и четвертичного возраста. В долине р. Убаган бокситы залегают на глубине от 35—40 до 105 *м* от дневной поверхности.

В районе известны три крупных бокситовых месторождения: Кушмурунское, которое расположено непосредственно к югу от ст. Кушмурун в пределах Кушмурунского буроугольного месторождения; Приозерное, в районе Приозерного угольного месторождения, и Западно-Убаганское, находящееся на западном побережье оз. Кушмурун, в 40—45 *км* к северо-востоку от ст. Кушмурун. Гидрогеологические условия всех трех месторождений идентичны, как между собой, так и условиям, существующим на Кушмурунском и Приозер-

ном буроугольных месторождениях, сведения по которым были приведены выше (см. описание буроугольных месторождений). Следует напомнить, что при разработке бокситов попутно с добычей углей при горных работах будут вскрыты воды в покровных мезо-кайнозойских отложениях, высоконапорные воды юрских угленосных отложений и воды в породах палеозойского комплекса

Верхне-Тобольский бокситоносный район приурочен к западному борту Тургайского прогиба, бокситоносность которого установлена на протяжении около 500 *км* в направлении с севера на юг.

В этом районе выделяются три группы бокситовых месторождений Козыревская — на правобережье р. Тобол, в состав которой входят месторождения Верхне-Тобольское, Козыревское, Озерки, Клубное, Зимнее и Камышное; Ак-Кульская, расположенная в 28 *км* к юго-западу от ст. Тобол, в которой выделяется Екатерининское месторождение и ряд бокситовых залежей преимущественно на правобережье Тобола; Верхне-Притобольская, в которой месторождения, приурочены к площадям развития известняков среднего образования палеозоя представляют собой бокситовые залежи карстового и эрозионно-карстового происхождения, к числу которых относятся Краснооктябрьское — наиболее крупное, Сахаровское, Северо- и Южно-Ливановское и др.

Месторождения Козыревской группы находятся в пределах Лисаковского, Куржункульского и Козыревского железорудных месторождений или в непосредственной близости к ним. Козыревское месторождение расположено частично в контуре разрабатываемого Козыревского месторождения магнетитовых и мартитовых руд, а Клубное месторождение непосредственно примыкает к Куржункульскому месторождению магнетитов.

По данным А. Ф Петрусевич, гидрогеологические условия месторождений этой группы несложны и не вызовут особых затруднений при разработке их открытым способом На месторождениях установлено до пяти водоносных горизонтов, из которых в обводнении эксплуатируемых карьеров будут принимать участие воды верхних горизонтов, заключенные в аллювиальных песках четвертичного возраста и в кварцевых песках олигоцена, а также трещинные воды бокситового горизонта Динамические запасы подземных вод незначительны, удельные дебиты по скважинам колеблются от 0,06 до 2,1 *л/сек*, коэффициенты фильтрации от 1,2 до 77,5 *м/сутки*. Суммарные ожидаемые притоки в отдельные карьеры могут составить от 85 до 265—290 *м³/час*.

Гидрогеологические условия Ак-Акульской группы месторождений в общих чертах сходны с условиями Козыревской группы и изучены слабо

В Верхнем Притоболье бокситы залегают в глубоких (до 200 *м*) эрозионно-карстовых впадинах, выполненных в основном нижнемеловыми пестроцветными отложениями Наибольшего внимания здесь заслуживает Краснооктябрьское месторождение.

Краснооктябрьское месторождение бокситов находится на востоке Кустанайской области, оно приурочено к полосе известняков, зажатой среди туфогенных пород нижнекаменноугольного возраста и прорванной в центральной части гранит-порфировыми и диоритовыми интрузиями, имеющими резко подчиненное значение.

По данным Ю. М. Беликова, на месторождении развиты следующие водоносные комплексы.

1. Подземные воды песчано-глинистых отложений среднего олигоцена, приуроченные к фациально изменчивым по площади континен-

тальным отложениям, залегающим под покровом четвертичных суглинков, мощностью от 0,5—2,0 до 20—30 *м*. Мощность водосодержащих пород изменяется от 5 до 10, реже до 20 и даже до 35—40 *м* (юго-восточнее пос. Бестюбе и восточнее пос. Краснооктябрьского). Чаграйские разнозернистые пески, спорадически встречающиеся в северной части месторождения, где глубина их залегания не превышает 10 *м*, представлены мелко- и тонкозернистыми, часто глинистыми, они содержат пластово-поровые безнапорные и слабонапорные воды, напоры достигают 10—15, реже 20—30 *м* (на юге района). Статический уровень залегает на глубине от 0 в мочажинах и озерах, имеющих грунтовое питание, до 8—9 и 15 *м* на повышенных участках. Грунтовый поток имеет уклон к северу 0,001—0,002.

Водопроницаемость водоносного горизонта изменчива; дебиты скважин составляют 0,2—0,3 *л/сек*, удельные дебиты соответственно равны 0,02—0,3 *л/сек*, в среднем 0,2—0,3 до 0,5 *л/сек* (в северо-восточной части месторождения). Максимальный дебит в пределах месторождения 4,5 *л/сек*; коэффициенты фильтрации варьируют от 0,2 до 4,7 *м/сутки*; средняя величина коэффициента пьезопроводности $1{,}51 \times 10^2$ *м²/сутки*. Радиус влияния при откачке составлял 140—380 *м*. При площади распространения песков 60 *км²* и их средней мощности 11,36 *м*, при водоотдаче, равной 0,16, запасы грунтовых вод на месторождении равны 108 *м³*. Минерализация этих вод изменяется в очень широких пределах — от 0,1 до 50 *г/л*; преобладают хлоридно-гидрокарбонатные воды с минерализацией до 1,5 *г/л*, которые каптируются шахтными колодцами для хозяйственно-питьевых целей.

3. Подземные воды в бокситовой толще мелового возраста также имеют спорадическое распространение на месторождении. Рудные тела, в пределах которых водоносны трещиноватые каменистые и пористые рыхлые разности бокситов, представляют собой мелкие пластообразные структуры неправильной формы, отделенные одна от другой и от пород фундамента водонепроницаемыми глинами. Нередко в разрезе рудных тел выделяется несколько разобщенных между собой линз бокситов, разделенных глинами. На отдельных участках водоносные бокситы залегают непосредственно на известняках, их воды гидравлически связаны с водами палеозойских образований.

Воды бокситовой толщи напорные, а глубина залегания статического уровня в целом по месторождению не превышает 12—15 *м* (абс. отметки от 240 *м* в южной части месторождения до 237 *м* в северной). Вследствие взаимосвязи подземных вод рудной толщи и пород палеозоя пьезометрическая поверхность горизонта почти совпадает с напорными уровнями палеозойского комплекса. Величины гидростатических напоров над кровлей бокситов в среднем составляют 35—40 *м*, а над подошвой достигают 200 *м*. Скважины, пробуренные на пониженных рельефах, особенно в озерных котловинах, нередко самоизливают, в этих случаях уровень воды поднимается до 0,5—2 *м* над урезом воды в озере. Дебит на самоизливе не превосходит 0,5 *л/сек*, в течение года он изменяется, как правило в феврале—марте самоизлив прекращается и возобновляется в апреле—мае. Водопроводящие свойства бокситов различны; водообильность их уменьшается от каменистых к глинистым разностям, глинистые бокситы имеют свойства водоупора.

Дебиты скважин при откачках составляют от 0,02 до 13 *л/сек*, соответственно удельные дебиты 0,003—1,5 *л/сек*. Коэффициент фильтрации меняется в пределах 0,04—6 *м/сутки*, в среднем 2—3 *м/сутки*. Наиболее водообильны невыветрелые каменистые и рыхлые бокситы, не содержащие глинистого материала. Дебиты скважин достигают

здесь 8—10 *л/сек* и более, коэффициенты фильтрации соответственно изменяются от 5—7 до 0,04 *м/сутки*. Уровни после откачек обычно восстанавливаются очень медленно, что указывает на ограниченные запасы воды в бокситах и ничтожные динамические притоки вод в меловом комплексе. Химический состав этих вод близок к водам подстилающих их известняков.

3. Подземные воды в палеозойском комплексе пород, представленном в основном эффузивно-осадочными образованиями, среди которых спорадически встречаются небольшие интрузивные тела, распространены не очень широко. Воды эти напорные трещинные и трещинно-карстовые, в зависимости от гипсометрии местности их статический уровень изменяется по скважинам от +3,20 *м* (самоизлив) до +17,6 *м* и в среднем устанавливается не выше чем на 10 *м* над поверхностью земли.

Величина напора над кровлей водоносных пород изменяется от 10 *м* на западе до 60 *м* и более на юго-востоке района. Трещиноватость и водообильность пород эффузивного комплекса в целом очень низкая, удельные дебиты скважин не превышают 0,1 *л/сек*; коэффициент фильтрации составляет от тысячных долей до 0,5 *м/сутки*, часто скважины практически безводные. При средней глубине трещиноватой зоны 50 *м* средний коэффициент фильтрации равен 0,5 *м/сутки* при среднем уклоне потока 0,0011. Динамические ресурсы комплекса на участке шириной 10 *км* равны 275 $м^3$/*сутки*, или около 11 $м^3$/*час*.

Наиболее водообильным горизонтом на месторождении является толща карбонатных пород, залегающая среди одновозрастных эффузивных образований в виде полосы шириной 0,5—6 *км* и длиной до 25 *км*. Известняки здесь трещиноватые и закарстованные, особенно в верхней части разреза. Фильтрационные свойства карбонатных пород изменяются в широких пределах. Так, некоторые разведочные скважины практически безводны, по другим скважинам коэффициент фильтрации колеблется от 29 до 61 *м/сутки* при удельных дебитах от 3,77 до 15,9 *л/сек*. В целом по месторождению коэффициент фильтрации обычно выражается в 5—20 *м/сутки*, среднее его значение, как среднеарифметическое из всех результатов опытов (без учета крайних значений), равно 11,8 *м/сутки*. Коэффициент пьезопроводности известняков изменяется в пределах от $6{,}72 \times 10^5$ до $1{,}14 \times 10^7$ $м^2$/*сутки*.

Воды известняков гидравлически связаны с водами вышележащих горизонтов. При площади развития карбонатных пород 42,5 $км^2$, средней мощности трещиноватой зоны известняков 250 *м* и принятом коэффициенте водоотдачи, равным 0,004, статические запасы трещинно-карстовых вод Ю. М. Беликов определяет в $425 \cdot 10^5$ $м^3$.

Малые скорости движения и слабый водообмен обусловливают здесь формирование преимущественно соленых вод с сухим остатком до 10 *г/л* и более. Пресные и слабосолоноватые воды в карбонатных породах распространены в северной и южной частях месторождения, при длительных откачках качество пресных вод ухудшается, повышается степень их минерализации. По составу воды хлоридные натриевые.

Возможные водопритоки при первой очереди горных работ составят: из надрудной толщи (из песчаных отложений палеогена) с учетом статических и динамических запасов суммарно составят около 354 $м^3$/*час*; из бокситовой продуктивной толщи 13,3 $м^3$/*час*; из известняков нижнего карбона при строительном водопонижении и эксплуатации, с учетом атмосферных осадков, ливневых и талых вод 3200—3350 $м^3$/*час*.

В Амангельдинском бокситорудном районе в верховьях рек Ашутасты и Тургая из бокситовых месторождений Аркалыкского, Северного, Нижне-Ашутского и других наиболее крупным является Аркалыкское, на базе которого работает Тургайский бокситовый рудник. По описанию Т. П. Бондаренко, гидрогеологические условия этого месторождения следующие.

Аркалыкское месторождение бокситов и огнеупорных глин расположено в Амангельдинском районе Кустанайской области. Район месторождения сложен осадочными породами палеозоя и мезо-кайнозоя. Палеозойская осадочная толща представлена плотными красноцветными конгломерат-песчаниками, толщей глинистых сланцев, песчаников, известняков и доломитов верхнего девона, тонкозернистыми песчаниками, алевритами и известняками карбона. Мезозойский комплекс выражен песчано-глинистыми сланцами, пестро окрашенными глинами с прослоями бокситов, серовато-зелеными гипсоносными глинами и суглинками. Соответственно с геологическими особенностями, здесь в пределах месторождения развиты следующие горизонты и комплексы подземных вод.

1. Трещинные воды эффузивных и осадочных некарбонатных пород верхнего девона — конгломерат-песчаниковой толщи, — приурочены к красноцветным тонкозернистым слаботрещиноватым песчаникам, залегающим под плотным сплошным плащом различных глин и суглинков кайнозоя. Плохие условия местного питания этих вод, отсутствие естественных выходов их на поверхность земли и слабая трещиноватость водосодержащих пород обусловливает не только малую водообильность горизонта, но и высокую его минерализацию. Воды залегают на глубине 20—35 *м* от поверхности земли и в большинстве случаев носят напорный характер; величина напора иногда достигает 23 *м*. Глубина залегания статического уровня колеблется от 7,65 до 91,6 *м*, абсолютные отметки его от 284 до 305 *м*. Судя по слабой водообильности скважин, дебиты которых не превышают 0,01 *л/сек*, и значению коэффициента фильтрации (0,0037—0,012 *м/сутки*), трещиноватые породы конгломерат-песчаниковой толщи можно считать практически безводными. Воды по составу относятся в основном к сульфатным натриевым, сухой остаток изменяется от 2,5 до 10,8 *г/л*.

2. Трещино-карстовые воды карбонатных пород девона и карбона приурочены к мощной карбонатной толще фаменского яруса верхнего девона и к известнякам верхнего турне нижнего карбона. Карбонатная толща залегает в виде мульды, замкнутой среди красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов верхнего девона. Породы карбонатной толщи сильно трещиноваты и закарстованы, содержат напорные воды с величиной напора от 5—6 до 150 *м*.

Пьезометрические уровни в пределах месторождения устанавливаются в скважинах на абсолютных отметках 300,87—303,6 *м*. Степень водоносности пород, определяемая коэффициентом фильтрации, изменяется в пределах от 2 до 100 *м/сутки*, в среднем 36 *м/сутки*, удельные дебиты скважин составляют от 0,3 до 13,4 *л/сек*, при среднем значении 5—8 *л/сек*. По химическому составу воды сульфатные натриевые. Величина сухого остатка в них изменяется в пределах от 3,6 до 12,3 *г/л*, что объясняется замкнутостью бассейна и плохими условиями питания. Связь водоносного горизонта с поверхностными водами и атмосферными осадками затрудняет толща вышележащих глин и суглинков. Питание за счет других водоносных горизонтов в сопряженных структурах незначительно, так как трещиноватые песчаники девона слабоводообильны.

3. Трещинные высоконапорные воды глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, песчаников и неслоистых известняков нижнего карбона имеют ограниченное распространение в пределах месторождения. Абсолютные отметки их пьезометрических уровней колеблются в узких пределах от 283 до 285 *м*. Удельные дебиты скважин не превышают 0,1 *л/сек*. Воды хлоридные натриевые, минерализация от 4,5 до 8,8 *г/л*.

4. Поровые воды заключены в продуктивной толще палеогена, вмещающей бокситы и огнеупорные глины, сложенной в основном глинами и весьма слабоводоносной. Часто в разрезе под бокситами и над ними лежат огнеупорные глины, покрытые повсеместно распространенными пестроцветными. Иногда под пестроцветными глинами встречаются маломощные линзы преимущественно мелкозернистого песка или песчаной глины, к ним, а в некоторых случаях и к бокситам, приурочено ничтожное количество поровых вод, характеризующихся весьма затрудненными условиями питания. Глубина залегания этих вод различна, по составу и характеру это воды в основном напорные, пьезометрический уровень их находится на глубине от 2 до 78 *м* от поверхности земли. Производительность скважин, вскрывших воды, очень низкая — дебиты не превышают 0,1 *л/сек* при понижениях уровня от 2 до 15 *м*. Химический состав вод довольно пестрый, минерализация достигает 9,2 *г/л*.

5. Поровые воды современных аллювиальных отложений долины руч. Аркалык, протекающего по территории месторождения, имеет ничтожное значение. Производительность скважин, вскрывших эту воду в маломощных сильно глинистых песках, не достигает сотых долей литра в секунду. Вода в основном соленая и солоноватая. В одном случае под суглинками на глубине 2,6—3,0 *м* шурфом была встречена небольшая линза пресных вод, приуроченных к крупнозернистым пескам, с мелкой галькой и бобовинами боксита, здесь дебит составлял около 0,04 *л/сек*. Зимой 1952—1953 гг. воды этого шурфа, превращенного в колодец, служили источником водоснабжения для населения пос. Аркалык в течение 2,5 месяцев, после чего они иссякли.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОГО РАЙОНА

Большая часть месторождений полезных ископаемых, разведанных в Центрально-Казахстанском районе, приурочена к обнажающимся здесь породам палеозойского возраста и лишь немногие из них связаны с отложениями мезозоя. Для гидрогеологических условий месторождений этого района характерно развитие в основном трещинных вод, пластово-поровые и поровые воды имеют сугубо подчиненное значение.

Каменноугольные месторождения

В пределах Центрально-Казахстанского района имеются месторождения каменного угля, приуроченные к мульдам, образованным породами карбонового (Экибастузское, Тениз-Коржункульское), пермского (Кайнаминское) и юрского возраста (Майкюбинское и др.).

Экибастузское каменноугольное месторождение расположено в 135 *км* от Павлодара на юге Павлодарской области. В строении его принимают участие кристаллические породы силура, девона и карбона, содержащие трещинные, трещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды, а также песчано-глинистые отложения палеогенового и четвертичного возраста, содержащие пластовые воды.

Месторождение приурочено к большой эллипсоидальной мульде с пологим юго-западным крылом и крутым северо-восточным. Размеры мульды по длинной оси 24 *км*, по короткой 8,5 *км*. Обводненность пород угленосной толщи невелика, для месторождения характерно отсутствие мощных источников обводнения, зона наибольшей обводненности приурочена к верхней трещиноватой части разреза угленосных пород.

Трещинные воды содержатся в эффузивных породах силура, частично в породах девона, альбитофирах, порфиритах и их туфах. Воды циркулируют по многочисленным трещинам зоны выветривания, достигая глубины 150—200 *м*. Большинство трещин заполнено продуктами разложения коренных пород, что значительно понижает их фильтрационные свойства, сильно выветрелые разновидности эффузивных пород, благодаря кальматизации трещин глинистым материалом, нередко служат водоупором для вышележащих водоносных горизонтов.

Дебиты водопунктов незначительны, порядка сотых и десятых долей литра в секунду. Воды большей частью солоноватые и соленые, пресные воды содержатся только в долине лога Елемас, по Северному Экибастузскому логу и к северо-западу от оз. Ангренсор.

Трещинно-пластовые воды циркулируют по трещинам в песчано-сланцевых и известняково-сланцевых горизонтах верхнего девона и нижнего карбона, сложенных известняками, песчаниками, алевролитами, сланцами и мергелями. Вследствие чередования известняков с глинистыми слабопроницаемыми породами происходит разобщение всей толщи пород на ряд прослоев различной водопроницаемости и водоносности, чем объясняется и различное качество подземных вод. Водоносный комплекс вследствие слабой трещиноватости песчано-сланцевой толщи характеризуется небольшой обводненностью; обводненность пород известняково-сланцевого водоносного комплекса в связи с наличием в его разрезе трещиноватых известняков несколько выше. Воды обоих комплексов обычно солоноватые, в южной части мульды они в большинстве случаев соленые.

В рыхлых кремнистых известняках фаменского и турнейского ярусов содержатся трещинно-карстовые воды хорошего качества, они служат источником водоснабжения Экибастуза. Трещинно-пластовые воды содержатся также в угленосной толще нижнего карбона, где водоносны угли, конгломераты, песчаники, углистые сланцы и алевролиты. Глинистые сланцы и алевролиты большей частью являются водоупорными.

Трещинно-пластовые воды распространяются примерно до глубины 200 *м*, ниже трещины становятся столь малыми, что практически на этой глубине породы уже безводны. Удельные дебиты скважин не превышают 0,5 *л/сек*; воды отличаются высокой минерализацией (до 19 *г/л*), пресные и слабосолоноватые воды встречаются только в зоне активного водообмена до глубины 25 *м*.

Пластовые воды связаны с палеогеновыми и четвертичными отложениями; дебиты водопунктов незначительны, не превышают 0,5 *л/сек*. По качеству воды пестрые, чаще солоноватые и соленые, реже пресные.

Экибастузское каменноугольное месторождение разрабатывается открытым и подземным способами, осушение пород осуществляется посредством дренажных шахт и квершлагов, пересекающих пласты. Наиболее обводнены породы угленосной толщи визейского яруса в пределах северо-западного участка, здесь коэффициент фильтрации достигает 0,8—1,0 *м/сутки*, быстро уменьшаясь с глубиной. За время экс-

плуатации под действием дренажных систем уровень подземных вод снизился на 15—30 *м*, максимальный приток в дренажную шахту достигал 40 *л/сек*, в среднем колебался от 10 до 30 *л/сек*.

Резкое уменьшение водопроницаемости пород отмечается на юго-западном участке, здесь коэффициенты фильтрации колеблются в пределах 0,13—0,87 *м/сутки*. Данные о притоках в дренажные шахты показывают, что юго-восточный участок сравнительно слабо обводнен, там коэффициенты фильтрации не превышают 0,1—0,26 *м/сутки*.

Глубина залегания подземных вод в пределах месторождения колеблется от 7 до 17 *м*, в среднем она равна 10 *м*. Результаты наблюдений за уровнем подземных вод показывают, что сезонные его колебания не превышают 0,7 *м*. Движение подземного потока происходит в широтном направлении с запада на восток к местному базису эрозии оз. Экибастуз, уклоны подземного потока колеблются от 0,005 до 0,01. На юго-восточном участке уклон потока подземных вод направлен в основном в сторону оз. Карабидаик.

Тениз-Коржункульское каменноугольное месторождение расположено в Целиноградской области. В пределах месторождения развиты главным образом породы палеозойского возраста и изверженные породы, содержащие трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-пластовые воды, меньшую роль играют отложения четвертичного возраста, содержащие поровые воды. Месторождение приурочено к Тениз-Коржункульской впадине, осложненной рядом более мелких мульд — Сарыадырской, Кызылсорской, Космурунской, Бощесорской и Центральной. Разработка месторождения производится открытыми углеразрезами и шахтами.

Трещинные воды приурочены к кварцитам нижнего палеозоя и изверженными породами. Водоносность пород незначительна, дебиты колодцев колеблются от 0,01 до 0,2—0,3 *л/сек*, воды пресные с минерализацией до 1 *г/л*.

В карбонатной толще нижнего карбона и верхнего девона распространены трещинно-карстовые воды, связанные с карстовыми пустотами и трещинами в известняках, залегающие на глубине 50—100 *м*. Дебиты скважин колеблются от 0,1 до 8—10 *л/сек*, воды пресные с минерализацией до 3 *г/л*.

Трещинно-пластовые воды встречены в осадочной угленосной толще, состоящей из песчаников, песчано-глинистых и углисто-глинистых сланцев, углей и алевролитов. Воды этого горизонта встречаются в сильно выветрелой и трещиноватой верхней зоне коренных пород повсеместно до глубины 6—7 *м*. Угленосные отложения обладают небольшой водообильностью, притоки воды в горные выработки из этого горизонта измеряются сотыми долями литра в секунду.

Сравнительно наиболее водообильны в продуктивной толще жилы изверженных пород. Так, на Космурунском участке породы кровли и подошвы угольного пласта, как и сам вырабатываемый пласт, были совершенно безводны и шахта была сухая до пересечения дайки сильно выветрелых извержеиных пород. По контакту дайки с угольным пластом был отмечен усиленный приток воды. Воды угленосной толщи сильно минерализованы, для питьевого и технического использования они непригодны.

Поровые воды приурочены к аллювиальным, пролювиальным и озерным отложениям четвертичного возраста, распространенным в пределах современных и древних долин. Водоносными породами являются суглинки, супеси с включением большого количества щебенки, гравия и плохо окатанной гальки, мощность обводненных отложений

колеблется в пределах от 1,5 до 8—10 *м*. Дебиты водопунктов варьируют от 0,5 до 2 *л/сек*; воды пресные.

Притоки воды в скважинах и в горных выработках по всем шахтным полям незначительны и примерно одинаковы. Приток в шахту «Социал», разрабатывавшую угольный пласт до глубины 37 *м*, в среднем за 4 года составил 4,8 *л/сек*, водоприток в шурфы на глубине 21—25 *м* — 2,3—2,5 *л/сек*; дебит скважины глубиной 128,8 *м* при понижении уровня на 2,75 *м* составил 1,5 *л/сек*. Опробование механическими откачками пачки угольных пластов показало, что дебит скважин при понижении уровня на 4,5 и 6,6 *м* не превышал 1,7 *л/сек*.

Производился подсчет притока воды на Космуринском участке по двум горизонтам — 50 и 100 *м* от поверхности земли. Вероятный приток воды в углеразрез с учетом динамических запасов осушаемого пространства и атмосферных осадков составляет до глубины 50 *м* 30,2 *л/сек*, до глубины 100 *м* 48 *л/сек*.

Осушение карьерных полей производится путем заложения вертикальных дренажных шахт с квершлагами. Водоснабжение месторождения может осуществляться за счет трещинно-карстовых вод, приуроченных к фаменским известнякам верхнего девона и к нижнекаменноугольным отложениям, могут также быть использованы воды аллювиально-пролювиальных отложений межгорных долин и пресные воды озер.

Кайнаминское угольное месторождение находится в Павлодарской области в 35—40 *км* к северу от сел. Майского. Месторождение приурочено к синклинали, вытянутой с юго-востока на северо-запад и осложненной мелкими брахискладками.

В геологическом строении месторождения принимают участие пермские, палеогеновые и четвертичные отложения. Гидрогеологические условия характеризуются наличием пластово-трещинных и поровых вод, приуроченных к породам различного возраста.

Пластово-трещинные воды развиты в угленосной толще перми, состоящей из переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, глинистых песчаников и углей. Породы угленосной свиты обладают различной водообильностью. Угольные пласты в силу своих петрографических особенностей и значительной трещиноватости в той или иной степени водоносны вследствие того, что угольные пласты заключены в толщу водоупорных аргиллитов, а их выходы на дневную поверхность перекрыты четвертичными отложениями. Обводненность пород в значительной степени зависит от фильтрационных свойств четвертичных песчано-галечных отложений. Воды угленосной толщи сильно минерализованы за счет окисления и выщелачивания пирита и гипса из угольных отложений.

Поровые воды развиты также в палеогеновых и четвертичных отложениях. Из палеогеновых переслаивающихся песков и глин водоносны лишь белые кварцевые пески, мощность прослоев которых достигает 3 *м*; обычно они залегают между глинами, а местами лежат непосредственно на выходах угольных пластов.

Воды песчаных прослоев обладают напором. Установившийся уровень их находится несколько ниже уровня поровых вод четвертичных аллювиальных отложений, питание происходит исключительно за счет вод, содержащихся в перекрывающих их четвертичных отложениях. Глинистость песков предопределяет их низкую обводненность. Главную роль в обводнении месторождения играют поровые воды четвертичных аллювиальных отложений, приуроченные к песчано-галечным отложениям, слагающим вторую надпойменную террасу Иртыша.

Средний коэффициент фильтрации этих отложений равен 14,0 *м/сутки*. Воды отличаются пестротой химического состава.

Разведочные выработки, пройденные на месторождении, подтвердили полную изолированность угольных пластов водоупорами на глубине и показали, что свободный доступ в них воды может происходить лишь в выходах пластов под четвертичными отложениями. Подсчитанные возможные водопритоки в эксплуатационные выработки и в вертикальные стволы шахт весьма невелики, наибольший приток в выработки шахтного поля составляет около 40 *м*^{3}*/час*. При разработке месторождения водопритоки существенного значения иметь не будут.

Воды, распространенные на участке месторождения, обладают коррозирующими свойствами и непригодны для технического водоснабжения и питания паровых котлов, для питьевого водоснабжения они непригодны из-за повышенной минерализации.

Майкюбинское буроугольное месторождение находится в Павлодарской области в 130 *км* к юго-западу от Павлодара. Оно приурочено к грабеноподобному синклинорию широтного простирания протяженностью около 70 *км* при ширине 16 *км*, сложенному породами палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Все эти отложения обводнены, за исключением пород палеогена, образующих изолированные останцы на возвышенных частях рельефа. Здесь развиты трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-пластовые и поровые воды.

Трещинные воды развиты в интрузивных породах, в эффузивно-осадочных отложениях верхнего девона и нижнего карбона. Все эти породы слабоводообильны, дебиты колодцев в них не превышают 2 *л/сек*, удельные дебиты скважин в эффузивно-осадочном комплексе нижнего и среднего девона колеблются от 0,85—1,55 *л/сек*. В песчаниках, мергелях, алевролитах и конгломератах франского яруса верхнего девона дебиты скважин не превышают 1 *л/сек*, а в песчаниках, углистых сланцах и углях нижнего девона дебиты скважин выражаются десятыми долями литра в секунду. Воды, как правило, пресные и лишь в толще нижнего карбона минерализация вод очень высокая; они соленые и горько-соленые, совершенно непригодные для питьевых целей.

Трещинно-карстовые воды, широко распространенные в описываемом районе, приурочены к сильно раздробленным, трещиноватым и кавернозным известнякам и мергелям, переслаивающимся с углистыми сланцами, которые по возрасту относятся к верхнедевонским и нижнекаменноугольным образованиям. Глубина залегания уровня этих вод по скважинам находится в пределах от 1,2 до 50 *м* от поверхности земли. Удельные расходы колеблются от 0,003 до 10,7 *л/сек* (в известняках). Слабоводообильны глинистые сланцы, характеризующиеся дебитом порядка 0,003 *л/сек*. Воды отличаются пестротой минерализации, преобладают воды хорошего качества с минерализацией от 0,1—1,39 до 3,85—5,42 *г/л*.

Трещинно-пластовые воды приурочены к осадочным породам юрского возраста, представленным (снизу вверх) двумя свитами — конгломератовой и угленосной. В первой свите водовмещающими породами являются конгломераты с прослоями песчаников и алевролитов, в угленосной свите водоносны песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, бурые угли. Породы юрских отложений обладают пестрой водообильностью, дебиты скважин колеблются в пределах от 0,1 до 2 *л/сек* в зависимости от литологических особенностей, гранулометрического состава и степени трещиноватости пород. Воды в основном

сильно минерализованные (от 3,7 до 14,8 *г/л*), в породах нижней свиты минерализация несколько меньше (2,7—4,6 *г/л*).

Поровые воды, приуроченные к супесям, пескам, щебню и гравию с галькой, встречены в южной части Майкюбенской угленосной мульды в аллювиальных отложениях долины р. Ащису. Воды здесь залегают на глубине 1—10 *м*, дебиты водопунктов колеблются от 0,1 до 2 *л/сек*. Воды отличаются повышенной минерализацией.

Расчеты средних притоков воды в карьере, произведенные по двум врезам глубиной до 100 и 200 *м*, показали, что в первом случае средний приток воды составит 38,5 *л/сек*, во втором случае он будет равен 83 *л/сек*.

Железорудные месторождения

На большинстве железорудных месторождений Центрально-Казахстанского района, относящихся к контактово-метасоматическому типу оруденения, наблюдаются схожие условия обводненности. Для них характерно развитие в основном трещинных вод, приуроченных к различным стратиграфическим и литологическим разностям пород, слагающих месторождения. Все эти воды гидравлически связаны между собой и питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков по трещинам пород, выходящих на дневную поверхность. Водообильность рудосодержащих толщ, как правило, невысокая, несколько повышающаяся в зонах тектонических нарушений. В качестве примера опишем одно из месторождений.

Атансорское железорудное месторождение, расположенное в Кокчетавской области в 60 *км* к юго-востоку от Степняка. Участок месторождения приурочен к антиклинальной структуре, осложняющей восточное крыло Шатского антиклинория, он сложен породами эффузивно-осадочной толщи еркебидаикской свиты среднего ордовика. В геологическом строении окружающего района принимают участие вулканогенно-осадочные породы синийского комплекса, кембрия и ордовика, весьма широко развиты интрузивные образования и сравнительно небольшое распространение имеют четвертичные.

Гидрогеологическая характеристика месторождения проста — здесь выделяются трещинные и поровые воды, приуроченные к породам различного состава и возраста.

Трещинные воды содержатся в известняках ордовика, межизвестняковой туфогенно-порфиритовой толще, коре выветривания, рудовмещающей эффузивно-осадочной еркебидаикской свите, туфогенно-порфиритовой и жарсорской свитах и в интрузивах.

В юго-западной, восточной и центральной частях месторождений развиты трещиноватые известняки, мощность которых около 290 *м*; вдоль плоскостей тектонических нарушений возникают зоны усиленной трещиноватости, обводненные до глубины 120 *м*. Удельные дебиты скважин в известняках колеблются в пределах 0,01—0,05 *л/сек*, в зонах тектонических нарушений, где наблюдается повышенная водообильность известняков, дебиты достигают 1,3 *л/сек* при понижении на 2,3 *м*. Воды известняков характеризуются пестрой минерализацией; содержание сухого остатка изменяется в пределах от 0,6 до 1,55 *г/л*, жесткость общая от 3,2 до 9,6 *мг·экв*.

Межизвестняковая туфогенно-порфиритовая толща на площади месторождения сложена весьма плотными практически водонепроницаемыми порфиритами и их туфами. Пройденные в ней скважины имеют дебит до 0,017 *л/сек* при понижении на 5,37 *м*. В зонах тектонических нарушений дебиты скважин несколько увеличиваются и дости-

гают 0,68 *л/сек* при понижении на 20,3 *м* Водопроводящая способность пород очень низкая, в зоне разлома коэффициенты фильтрации составляют от 0,0066 до 0,069 *м/сутки* Воды межизвестняковой толщи характеризуются пестротой минерализации, содержание сухого остатка колеблется от 0,4 до 1,6 *г/л*, общая жесткость 6,8—8,1 *мг экв*

Воды коры выветривания, широко развитые в пределах месторождения, вскрываются до глубины 50 *м* Отложения коры выветривания, заполняющие зоны нарушений глинистыми продуктами, значительно затрудняют фильтрационную способность пород Дебиты скважин здесь достигают 9,32 *л/сек* при понижении на 1,15 *м*. Воды слабосолоноватые с минерализацией 1,8—3,0 *г/л*

Воды рудовмещающей эффузивно осадочной еркебидаикской и туфогенно порфиритовой жарсорской свит вскрыты скважинами в восточной части месторождения на глубине от 22,0 до 54,0 *м* Водообильность пород низкая, дебиты скважин, пройденных в слаботрещиноватых породах, составляют от 0,015 до 0,05 *л/сек* при понижении от 6,4 до 26,4 *м*, только скважины, вскрывшие участки повышенной трещиноватости и зоны тектонических нарушений, отличаются повышенной водообильностью, дебиты их колеблются от 0,54 до 5,69 *л/сек* при понижении соответственно на 8,4 и 17,1 *м* Водопроводящая способность пород очень низкая, коэффициенты фильтрации колеблются в пределах от 0,0014 до 0,28 *м/сутки*, достигая 0,135 *м/сутки* на участках повышенной трещиноватости пород Химический состав вод непостоянен, преобладают воды минерализованные, общая минерализация колеблется от 0,8 до 9,0 *г/л*, общая жесткость от 4,5 до 102,4 *мг экв*

Атансорский интрузивный массив очень слабо трещиноват, поэтому водообильность пород здесь очень низкая, дебиты скважин составляют 0,013—0,19 *л/сек* при понижении на 16,6—28,6 *м* Несколько повышенная водообильность отмечается лишь вдоль линии тектонических разломов и на контактах интрузий с известняками ордовика, здесь дебиты скважин колеблются от 0,34 до 5,0 *л/сек* при понижениях на 21,08 и 2,17 *м* Водопроводящая способность интрузивных пород очень низкая, коэффициенты фильтрации изменяются от 0,0004 до 0,0011 *м/сутки* Воды в этих породах залегают на глубине от 3,1 до 34,1 *м*, они почти всегда пресные с минерализацией 0,3—0,9 *г/л*, общая жесткость 2,05—6,5 *мг экв* Эллювиальные, делювиальные и пролювиальные отложения четвертичного возраста — супеси, суглинки с включениями дресвы и щебенки с прослоями и линзами песков — содержат поровые воды Дебиты водопунктов из этих отложений не превышают 0,5 *л/сек*

Таким образом, общая обводненность рудных залежей пород незначительна, средний коэффициент фильтрации по месторождению равен 0,1 *м/сутки* Глубина водоносности пород на месторождении принята в 150 *м* от поверхности земли, ниже породы практически безводны Подземные воды на месторождении залегают преимущественно на глубине от 22,0 до 54,0 *м* от поверхности земли в зависимости от рельефа местности и естественно уклона зеркала подземных вод, величина которого составляет около 0,015, а местами достигает 0,028

Поток подземных вод направлен в основном в сторону оз Атансор и к двум логам, находящимся восточнее и западнее месторождения Уровни подземных вод на месторождении очень непостоянны, в значительной степени зависят от изменений метеорологических условий При эксплуатации месторождения основной водоприток в карьеры будет происходить за счет статических запасов подземных вод из зон тектонических разломов, расчетный максимальный водоприток в карьер не должен превышать 250—255 $м^3$/*час*

Золоторудные месторождения

В Центрально-Казахстанском районе имеется несколько золоторудных месторождений, рудосодержащие толщи которых связаны с отложениями палеозойского возраста — от ордовика до карбона. Гидрогеологические условия месторождений имеют много общего. Как правило, здесь развиты трещинные, реже трещинно-пластовые воды, мощность зоны трещиноватости невелика, водоотдача пород обычно слабая, трудностей при разведке и эксплуатации месторождений подземные воды почти не создают. В качестве примера опишем три золоторудных месторождения.

Бестюбинское золоторудное месторождение находится в восточной части Целиноградской области. Участок месторождения представляет собой синклиналь, осложняющую северо-западное крыло Селетинского антиклинория, сложенную туфогенно-песчано-сланцевой толщей силура. Ограниченное распространение здесь имеют интрузивные породы — диориты и гранит-порфиры. Подземные воды представлены двумя типами. трещинным и поровым.

Трещинные воды приурочены к туфо-песчаной сланцевой толще силура и к интрузивным породам. До глубины 40—45 *м* распространена трещиноватость, ниже она затухает и породы становятся водонепроницаемыми. Воды здесь слабосолоноватые с минерализацией до 1,4 *г/л*.

В четвертичных отложениях очень редко содержатся поровые воды, как правило они соленые.

Статический уровень воды на площади месторождения находится на глубине от 10 до 12 *м*. Приток воды по шахтам колеблется от 12,2 до 22,4 *л/сек*.

На Майкаинском золоторудном месторождении, расположенном на юге Павлодарской области, наблюдаются аналогичные гидрогеологические условия. В геологическом строении месторождения принимает участие комплекс разновозрастных пород — от нижнего силура до нижнего карбона, незначительную роль играют осадки четвертичного возраста. В районе месторождения распространены трещинные, трещинно-пластовые и поровые породы.

Трещинные воды приурочены к эффузивному осадочному и метасоматическому комплексам пород палеозоя, в которых зона трещиноватости прослеживается на глубину 100—150 *м*. В большинстве колодцев и источников отмечаются незначительные дебиты, обычно изменяющиеся в пределах от десятых долей до 1,5—2,0 *л/сек*. Максимальный дебит скважин, пробуренных в районе рудника Майкаин, не превышает 0,42 *л/сек*. Минерализация грунтовых вод колеблется от 1,8 до 468 *г/л*.

Трещинно-пластовые воды распространены главным образом в толще девон-карбоновых отложений, среди которых водоносны сильноразрушенные и трещиноватые известняки и песчаники. Водоносность песчаников незначительна, минерализация воды в них высокая. Известняки значительно более водоносны, дебиты скважин в них составляют 8—8,6 *л/сек*, минерализация воды повышается от 0,2 до 10 *г/л*, однако преобладают пресные воды с минерализацией до 1 *г/л*.

Поровые воды четвертичных отложений встречаются в долинах и логах, они малодебитны и существенного значения при разработке месторождения не имеют.

Таким образом, водоотдача вышеперечисленных пород весьма слабая, а статические запасы, судя по данным, полученным при проходке горных выработок и в неглубокой зоне трещиноватости, не велики.

Ожидать значительных притоков воды при дальнейшем углублении шахт (свыше 80 *м*) нет основания, так как запасы воды в метаморфической толще очень невелики, а восполнение их в связи со сравнительной бедностью района атмосферными осадками и высокой их испаряемостью незначительно.

На Степнякском золоторудном месторождении гидрогеологические условия отличаются некоторой спецификой, которая заключается в том, что основную роль в обводнении рудника играют воды крупных разломов.

Значительную часть территории месторождения слагают весьма слаботрещиноватые туфогенно-осадочные образования ордовика. Зона экзогенной трещиноватости в основном развита до глубины 25—40, изредка до 50—60 *м*. Дебиты скважин измеряются ничтожными величинами — 0,01—0,1 *л/сек*. Водоотбор из шахты Клубной, пройденной вне зон разломов, при ее значительной глубине составляет всего 0,8 *л/сек*. Зоны тектонических нарушений и разломов обводнены значительно более интенсивно, они являются основными коллекторами подземных вод, по которым осуществляется также основной сток подземных вод, поступающих с поверхности в скальные породы. Родник, выходящий из зоны нарушения в небольшом логу северо-западнее Степняка, имеет расход около 0,5 *л/сек*. Производительность скважин, заложенных в зоне нарушения, составляет от 0,7 до 6,5 *л/сек* при понижениях 5,4—13 *м*.

Шахта им. III Интернационала, обводнение которой происходит за счет воды, поступающей из зон нарушений, характеризуется малоизменяющимися во времени водопритоками, не превосходящими 20 *л/сек*, глубина осушения шахты составляет около 150 *м* от поверхности. Вследствие слабой проницаемости окружающих пород воронка депрессии имеет неправильную форму в плане и характеризуется большими уклонами, радиус ее изменяется от 500 до 1500 *м*. Скважина, пройденная из этой шахты, вскрыла воды в зоне тектонического нарушения на большой глубине 474 *м* от поверхности. В штольне на глубине 350 *м* при самоизливе из устья скважины дебит составил 4,5 *л/сек*. Основной водообмен осуществляется в верхней части разреза, глубина зоны водообмена составляет 70—80 *м*. Изменения степени минерализации с глубиной прослежены при откачках из шахты (табл. 24).

Таблица 24

Характеристика шахты им. III Интернационала

Глубина шахты, *м*	Минерализация откачиваемой воды, *г/л*
50	0,16
100	0,3—0,6
150	0,98
250	1,3
300	1,4
350	2,6

Таким образом, минерализация воды в зонах нарушений с глубиной увеличивается, вода из пресной становится слабосолоноватой, не пригодной для питьевого водоснабжения.

Заключение.

Приведенная характеристика гидрогеологических условий основных месторождений полезных ископаемых показывает, что по харак-

теру обводненности их можно подразделить на две группы: 1) месторождения, связанные с рыхлой толщей мезо-кайнозойского чехла в Тургайском и Тобольском районах; 2) месторождения, приуроченные к скальным породам складчатого фундамента в северной части Казахского нагорья и на восточном склоне Урала. В первой группе обводнение вызывают поровые и пластовые в основном сильноминерализованные воды; вторую группу обводняет трещинные и карстово-трещинные воды.

Водопритоки в выработки, как правило, не велики, и в большинстве случаев подземные воды не мешают разработке месторождений. Однако, исходя из общих гидрогеологических условий Северного Казахстана, в других районах можно ожидать и более значительных водопритоков в выработки месторождений. С этой точки зрения неблагоприятными могут оказаться, во-первых, районы широкого развития карста, известные как в пределах Сарысу-Тенизского водораздела, так и в краевых частях многочисленных карбоновых мульд северной части Казахского нагорья, а, во-вторых, районы с наиболее интенсивным развитием открытых глубинных разломов — отдельные участки в пределах Урала, Улутаского и Еремаьтаусского антиклинориев и в ряде других мест.

Глава двенадцатая.

ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вопросы охраны подземных вод приобретают все более актуальное значение в связи с быстрым ростом числа водозаборов за счет подземных вод. При этом возникает опасность как загрязнения подземных вод, так и их истощения. Реальную опасность представляют следующие типы загрязнения подземных вод:

1) бактериологическое загрязнение используемых подземных вод на территориях застройки населенных пунктов;

2) бактериологическое загрязнение подземных вод в береговых водозаборах за счет загрязнения поверхностных вод;

3) химическое загрязнение подземных вод в береговых водозаборах за счет пропусков вместе с пресными также минерализованных вод, откачиваемых из рудничных карьеров, или промышленных стоков, содержащих вредные компоненты,

4) химическое загрязнение части используемого водоносного горизонта за счет подтягивания высокоминерализованных вод в результате чрезмерной эксплуатации пресных вод.

В настоящее время наибольшую опасность представляет первый тип загрязнений, так как в большинстве населенных пунктов для водоснабжения используются местные водоисточники, расположенные непосредственно на территории застройки, где много возможных источников загрязнения: септики, выгребные ямы, навоз, мусор и т. п.

Особенно велика опасность таких загрязнений в городах и других населенных пунктах, еще не имеющих централизованного водоснабжения и канализации при наличии многоэтажной застройки с применением септиков (часть территории городов Целинограда, Кокчетава, Кустаная, Атбасара, Макинска и др.). В 1963 г. в кварталах многоэтажной застройки Кокчетава при отсутствии канализационной сети отмечалось резкое повышение уровня воды первого водоносного горизонта в аллювиально-делювиальных отложений за счет инфильтрации в него воды из многочисленных септиков. При этом происходило подтопление зданий, возникала угроза устойчивости фундаментов, появлялась опасность проникновения загрязнений в используемый для водоснабжения третий водоносный горизонт (пески олигоцена) через «окна» в вышележащих маломощных, местами размытых четвертичных и неогеновых глинах. Это вызывало необходимость усиления контроля за бактериологическим состоянием воды в эксплуатируемых скважинах, в результате чего была прекращена эксплуатация нескольких из них.

На территории Павлодара для водоснабжения используется водоносный горизонт с пресными подземными водами павлодарской свиты

неогена. Пьезометрическая поверхность напора этого водоносного горизонта в естественном состоянии располагается выше уровня подземных вод в четвертичных отложениях, весьма загрязненных на территории города за счет инфильтрации сточных вод с поверхности и из септиков. Между водоносным горизонтом в четвертичных отложениях и песками павлодарской свиты нет выдержанных водоупорных пластов и возможна их взаимная связь. В результате усиленной эксплуатации водоносного горизонта павлодарской свиты образуется значительная воронка депрессии в пьезометрической поверхности напорных вод этого горизонта, причем она располагается ниже уровня воды в четвертичных отложениях. Это обстоятельство вызывает опасность проникновения загрязнений в эксплуатируемый водоносный горизонт, требует систематического контроля за бактериальным состоянием используемых подземных вод и принятия мер по снижению расхода подземных вод павлодарской свиты.

На большей части описываемой территории для водоснабжения используются преимущественно подземные воды первого от поверхности водоносного горизонта, подвергающегося наибольшей опасности загрязнения. Это имеет место на обширной территории Казахского нагорья и отрогов Урала, где главным источником водоснабжения являются трещинные подземные воды в скальных породах, наиболее часто образующие первый и единственный водоносный горизонт. Возможность проникновения загрязнений в трещинные воды особенно велика, так как не исключены случаи прямой инфильтрации с поверхности сточных вод вместе с загрязнениями через открытые трещинные и карстовые воронки.

На значительной части территории Тургайского прогиба и северного обрамления Казахской складчатой страны для водоснабжения также используются подземные воды первого от поверхности водоносного горизонта, заключенного в рыхлых отложениях олигоцена, неогена и четвертичного периода, включая многочисленные случаи использования верховодки в четвертичных суглинках. Широко используются подземные воды первого от поверхности водоносного горизонта также в аллювиальных отложениях речных долин.

Во всех перечисленных случаях имеется большая опасность бактериологического загрязнения используемого водоносного горизонта. В этих условиях при выборе места заложения водозаборов необходимо тщательно анализировать возможность возникновения источников загрязнения и своевременно принимать необходимые меры для устранения их влияния. Береговые водозаборы в аллювиальных отложениях разведаны и частично используются в долинах Ишима (Целиноград), Тобола (Кустанай и группа совхозов), Чаглинки (Кокчетав).

Примером влияния загрязнений поверхностных вод на бактериологическое состояние воды в береговых водозаборах является водозабор, разведанный на р. Чаглинке. Здесь загрязнения вносятся в реку на участке брода около Еленовского моста по автомагистрали Кокчетав-Рузаевка, где производится мытье большого количества автомашин, кроме того, на берегу расположен поселок дорожного участка, также вносящий загрязнения. В результате этого при разведке подземных вод выявилась резкая разница в бактериологической характеристике подземных вод аллювия на двух участках. Выше Еленовского моста в воде аллювиальных отложений коли-титр систематически превышает 330 и удовлетворяет в бактериологическом отношении требованиям ГОСТа; ниже моста в воде из берегового водозабора коли-титр находится преимущественно в пределах от 40 до 125, вода здесь была сом-

нительна в отношении бактериологической загрязненности. В связи с пуском водозабора в эксплуатацию предусматривается строгая охрана р. Чаглинки от загрязнений.

В береговом водозаборе, предназначенном для группы совхозов, расположенном в 7 *км* ниже Кустаная, имеется опасность проникновения загрязнений из реки, сильно загрязненной сточными водами, поступающими с территории города. Очистка сточных вод на ряде предприятий не организована, некоторые предприятия сбрасывают воду в овраг, впадающий в Тобол.

Питание водозабора обеспечивается пресными подземными водами из тасаранских песков и инфильтрацией вод из реки. Отмечается некоторое уменьшение дебита скважин, расположенных близ реки (на расстоянии 100—200 *м*). Это позволяет сделать предположение о закальматированности русла, что несколько снижает опасность загрязнения речных вод, однако необходимо систематически проводить тщательный контроль за бактериальным состоянием воды в групповом водозаборе.

Отметим, что неблагополучно обстоит дело с очисткой сточных промышленных вод не только в Кустанае. Так, по данным института «Гидропроект», в Целинограде многие предприятия также сбрасывают в Ишим неочищенные промышленные стоки в следующих количествах (*м³/сутки*): мясокомбинат 400; пимоваляльная фабрика 45; насосный завод 125; завод «Казсельмаш» 53; Целиноградский завод железобетонных изделий 780. На руднике Жолымбет в р. Аши-Айрык (приток р. Селеты) сбрасывается до 2050 *м³* в сутки неочищенных стоков. В Целинограде в 1963 г. только 10% стоков направлялось в городскую канализационную сеть, но и оттуда вода после хлорирования также попадала в Ишим.

Вследствие значительной нерегулярности речного стока усугубляется опасность появления в отдельные периоды высокой концентрации загрязнений в реках и проникновения их в береговые водозаборы. В результате пропусков высокоминерализованных промышленных вод в Тобол и в Амангельдинское водохранилище, расположенное несколько выше Кустаная, возникла опасность повышения минерализации вод в водозаборах на берегах Тобола, предназначенных для водоснабжения города и группы совхозов. Такие пропуски происходят в период паводка, когда в водозаборы попадают воды из водохранилища соленых вод (с минерализацией 4—5 *г/л*), созданного в замкнутой озерной котловине за счет воды, откачиваемой из карьера Соколовско-Сарбайского железорудного месторождения. При высоких паводках влияние таких пропусков невелико, но в маловодные годы минерализация воды в реке может существенно увеличиться и повлиять на качество воды в береговых водозаборах.

В районе Кустанайского водозабора первоначально подземные пресные воды меловых отложений питали реки, просачиваясь через аллювий. В настоящее время в результате длительной эксплуатации река стала питать водозабор, следовательно, изменение степени минерализации речной воды должно вызвать соответствующие изменения в составе подземных вод, используемых береговым водозабором. Во многих случаях вследствие близкого залегания соленых вод к контуру пресных существует опасность повышения минерализации воды при эксплуатации водозаборов. Это особенно характерно для районов таких девон-карбоновых структур, как Кайдаульская, Экибастузская и некоторые другие, где осуществляется наиболее длительная эксплуатация подземных вод. Опасность повышения минерализации при экс-

плуатации водозаборов имеется во многих случаях, так как пресные воды, часто приуроченные к краевым частям девон-карбоновых структур, на глубине сменяются высокоминерализованными.

В районе Кокчетава в результате эксплуатации подземных вод из водоносного горизонта в олигоценовых песках, подпитываемых пресными трещинными водами, отмечается приближение границы высокоминерализованных вод с северо-восточной стороны, что обусловлено отбором пресных подземных вод в количестве, превышающем динамические ресурсы, пополняемые за счет трещинных вод. В результате многолетнего зарегулирования стока на Иртыше исключена возможность широких весенних разливов реки, следовательно, резко изменяются условия питания подземных вод в пойменной части долины. Это обстоятельство может оказать существенное влияние на химический состав подземных вод значительной территории левобережья Иртыша, где в результате резкого снижения инфильтрации в пойме возможно перемещение высокоминерализованных вод из коренных отложений на те участки долины, где раньше преобладали пресные воды.

Напорные воды глубоких горизонтов вполне надежны с точки зрения бактериологической загрязненности. Для обеспечения нормальной эксплуатации скважин достаточно создания зоны санитарной охраны вокруг скважин. Для обеспечения изоляции эксплуатационных горизонтов артезианских бассейнов от горизонтов, содержащих воды высокой минерализации, следует считать обязательным проведение ремонтных или ликвидационных работ в скважинах, в стволах или в затрубном пространстве которых смешиваются воды различных горизонтов. Бурить новые скважины необходимо с затрубной цементацией.

В Иртышском бассейне по состоянию на 1 января 1963 г. эксплуатируются 93 самоизливающихся скважины, при этом излишне расходуется не менее 20 тыс. $м^3$ воды в сутки. Несмотря на большие естественные запасы бассейна, составляющие около 500 млрд. $м^3$, этот непроизводительный расход весьма ощутим и сказывается на снижении расходов скважин. Неотложной задачей является перевод таких скважин на крановый режим, однако не следует полностью прекращать самоизлив ввиду того, что многие скважины бесфильтровые и они могут выйти из строя, если дебит на самоизливе станет меньше определенного минимума.

Сравнительно интенсивная эксплуатация подземных вод Иртышского артезианского бассейна началась только в годы освоения целинных и залежных земель. Ввиду грандиозности запасов бассейна пока не встает вопрос о заметном истощении его запасов. Но проблема истощения запасов встала весьма остро в районе Калкаманского водозабора, где для водоснабжения Экибастуза используются подземные воды древних аллювиальных отложений. В результате интенсивной эксплуатации и превышения расхода водозабора над естественными ресурсами водоносного горизонта быстро развивается районная депрессия в юго-восточной части водоносного горизонта. Прогрессивное истощение подземных вод этого водозабора можно допустить лишь как временное, до окончания строительства канала Иртыш—Караганда, который полностью удовлетворит потребность Экибастуза в воде.

В Северном Казахстане имеются другие водозаборы, рассчитанные на использование естественных запасов подземных вод. В частности, на Лисаковском месторождении для водоснабжения используются подземные воды, откачиваемые из карьера в целях его

осушения. Здесь водозабор, расположенный на расстоянии 7 *км* от карьера, планомерно расширяется одновременно с увеличением размеров карьера. Производится систематическое наблюдение за режимом подземных вод по сети из 30 скважин и выделяются необходимые зоны санитарной охраны.

Специфические условия истощения водоносных горизонтов обнаруживаются во многих случаях при эксплуатации трещинных вод в тектонических зонах и в других зонах трещиноватости, окруженных менее водопроницаемыми породами. В этих случаях эксплуатационные запасы обычно определяются размером водопритока в тектоническую зону. Если водоотбор превышает водоприток, то происходит сработка уровня подземных вод в пределах всей тектонической зоны. Вследствие неравномерности питания тектонической зоны в течение года необходимо заблаговременно выяснять регулировочные ресурсы этих зон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем томе впервые приведено монографическое описание гидрогеологических условий огромной и весьма сложной в геологическом отношении территории. При составлении этой первой и наиболее полной сводки были изучены и привлечены различные материалы, особое внимание уделялось большому новому фактическому материалу, накопившемуся в различных организациях в результате геологических и гидрогеологических исследований, проведенных в последние годы в связи с освоением целинных и залежных земель Казахстана. Такими материалами в первую очередь явились результаты геологических и гидрогеологических съемок, геофизических исследований, а также поисковых на воду буровых работ, сопровождавшихся гидрогеологическим опробованием глубоко залегающих водоносных горизонтов, результаты разведки подземных вод для целей сельскохозяйственного, промышленного и городского водоснабжения, результаты работ по оценке эксплуатационных ресурсов подземных вод, исследования природных условий края — минеральных вод, грязевых озер, термальных вод с целью использования их в народном хозяйстве и в бальнеологических учреждениях и т. д. Обобщение и анализ всех материалов позволили выявить новые и развить ранее известные закономерности распространения, химизма и минерализации подземных вод, по-новому оценить ресурсы подземных вод края и наметить основные задачи гидрогеологических исследований на ближайшее будущее. В настоящем томе подробно рассмотрены также основные закономерности распространения, формирования и движения подземных вод.

Важнейшей геолого-структурной особенностью края является наличие приподнятых горно-складчатых палеозойских и допалеозойских областей Казахского нагорья и Урала и примыкающих к ним прогибов скального фундамента, заполненных рыхлой толщей мезо-кайнозойских осадочных отложений. В горно-складчатых областях основным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Здесь развиты в основном трещинные, реже пластово-трещинные воды, глубина циркуляции которых обычно составляет несколько десятков метров и лишь в зонах нарушений увеличивается до сотен метров.

Водообильность горизонтов зависит от степени трещиноватости и разрушенности пород. В пределах Казахского нагорья трещиноватость скальных пород весьма неравномерна, наряду с сильно трещиноватыми зонами и районами (Сарысу—Тенизское поднятие и др.) имеются монолитные и слаботрещиноватые блоки — район Боровского гранитного массива, Тенизская впадина и др. Наиболее водообильны участки

активной и открытой трещиноватости и развития карста — зоны тектонических нарушений, контакты интрузий с окружающими породами, выходы на поверхность разрушенных и закарстованных известняков.

Расчлененный рельеф и многочисленные тектонические нарушения способствуют активному водообмену и формированию подземного стока. В Урало-Мугоджарском районе основной сток связан с зонами крупных разломов субмеридионального направления, он направляется главным образом в западную часть Тобольского артезианского бассейна. Сравнительно меньшая часть стока имеет восточное направление — в Тургайский артезианский бассейн, вкрест простирания основных складчатых структур и зон нарушений.

В пределах Казахской складчатой страны в связи с ее низкогорным мелкосопочным рельефом и мозаичной тектонической раздробленностью подземный сток разобщен по многочисленным мелким бассейнам, размеры которых обычно меньше бассейнов гидрографической сети. С Кокчетавского и Сарысу-Тенизского поднятий подземные воды направляются по крупным разломам в сторону Тенизской впадины и разгружаются в ее бортовых частях, перехваченные гидрографической сетью, озерами и тектоническими нарушениями. Большая часть подземных вод с Кокчетавского поднятия разгружается в аллювиальных отложениях Ишима и его правых притоков, а также в крупных разломах субширотного простирания; сток с Сарысу-Тенизского водораздела перехватывается бассейном оз. Тениз, озерами Кипшак-Кияктинской группы и широтными разломами в районе озер.

Подземный сток с Казахского нагорья в сторону окружающих его равнин незначителен. Сток в западном и северо-западном направлениях ограничен дренирующим влиянием Ишима, в северном и северо-восточном направлениях основная часть подземного стока перехватывается крупными разломами субширотного простирания, та его часть, которая достигает краевых частей Западно-Сибирской низменности, разгружается здесь в многочисленные озера, и лишь незначительная доля стока на отдельных участках идет на пополнение подземных вод Иртышского артезианского бассейна. Активный водообмен в пределах горно-складчатых областей способствует формированию вод малой минерализации.

Наиболее обильные потоки приурочены к зонам тектонических нарушений, которые являются путями интенсивной циркуляции подземных вод преимущественно пресных, гидрокарбонатного состава. Кроме того, пресные воды, как правило, содержатся в песчаниках, разрушенных кавернозных и закарстованных известняках, выходящих на дневную поверхность, в мульдообразных карбон-девонских структурах.

По степени минерализации подземных вод отчетливо намечается высотная зональность — наиболее приподнятые участки, особенно благоприятны для формирования пресных, преимущественно гидрокарбонатных вод. В относительно пониженных районах с равнинным или пологонаклонным рельефом, в скальных породах, перекрытых глинистым мезо-кайнозойским чехлом, формируются воды повышенной минерализации и пестрого химического состава — от гидрокарбонатно-хлоридных до сульфатно-хлоридных и хлоридных.

В равнинных частях описываемой территории — Тургайском прогибе и южной окраине Западно-Сибирской низменности — условия формирования подземных вод иные. Развитые здесь артезианские бассейны, разделенные между собой структурными поднятиями, содержат многочисленные водоносные горизонты и комплексы поровых и пласто-

во-поровых вод в отложениях мезо-кайнозойского чехла, а также трещинных вод в породах складчатого фундамента. Питание водоносных горизонтов происходит за счет инфильтрации вод с поверхности на площадях самих бассейнов и притока вод с обрамляющих складчатых сооружений. Преобладание в разрезе осадочного чехла глинистых пород и наличие региональных водоупорных толщ затрудняет инфильтрацию атмосферных осадков в пределах самих бассейнов и способствует замедленному пластовому стоку по горизонтам на большие расстояния.

Благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков и усиленного питания неглубоких водоносных горизонтов создаются на участках выходов на поверхность хорошо водопроницаемых пород. Формирование пресных вод глубокой циркуляции происходит на отдельных участках, в основном в краевых частях бассейнов, характеризующихся повышенными элементами рельефа и относительно хорошими фильтрационными свойствами пород, залегающих с поверхности.

В Тургайском артезианском бассейне воды надчегановых водоносных горизонтов, имеющие в основном грунтовый характер, медленно движутся от приподнятых частей водоразделов к долинам рек и озерам, частично разгружаясь по пути в многочисленные озера и западины. Недостаточное увлажнение при интенсивном испарении и затрудненный водообмен вызывают формирование здесь грунтовых вод пестрой минерализации — от пресных до рассолов. На большинстве водоразделов в соответствии с литолого-стратиграфической последовательностью напластований намечается вертикальная гидрохимическая зональность подземных вод. Пресные гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые воды формируются в зонах активного водообмена — в основном по склонам эрозионных ложбин, где обнажаются песчаные отложения олигоцена. Сильносолоноватые и соленые воды хлоридного натриевого состава формируются на высоких частях водоразделов, перекрытых с поверхности соленосными глинами, неогена. Развитие с поверхности соленосных глин чеганской, аральской и других свит предопределяет широкое распространение соленых вод и рассолов в пределах бассейна.

Напорные воды подчегановых водоносных горизонтов получают весьма незначительное питание в прибортовых частях Тургайского бассейна и на отдельных участках внутри бассейна, где отсутствуют глины чеганской свиты. Слабое питание и фациальная изменчивость водосодержащих пород способствует формированию высокоминерализованных напорных вод, которые медленно двигаются на юг, в сторону Аральского моря. Отчетливо намечается вертикальная гидрохимическая и термальная зональность этих вод; с глубиной степень минерализации вод и их температура возрастают.

В Тобольском артезианском бассейне в питании грунтовых вод участвует незначительная часть выпадающих здесь атмосферных осадков, что объясняется, во-первых, их ливневым характером и большим дефицитом влажности в зоне засушливых степей, во-вторых, глинистым составом пород в зоне аэрации. На значительной части территории в условиях равнинного рельефа и неглубокого залегания грунтовых вод формируются высокоминерализованные воды хлоридного состава, широко развиты в районе и пресные воды, приуроченные к участкам наиболее расчлененного рельефа. В современных долинах Тобола, Убогана и их притоков, в древних долинах — Пресновской, Лисаковской и других, а также в западинах, занятых березовыми колками, распространены пресные грунтовые воды. Подземные воды подчегановых водо-

носных горизонтов питаются в основном за счет инфильтрации поверхностных вод на участках выхода водоносных пород на поверхность, кроме того, значительная доля питания поступает в западную часть бассейна со стороны Уральской складчатой страны. Разгрузка этих вод происходит преимущественно в долинах рек, имеющих в этом районе глубокий врез. Незначительная часть стока идет на север в сторону Западно-Сибирской низменности, где воды приобретают высокую минерализацию.

В краевых частях Иртышского артезианского бассейна почти во всех водоносных горизонтах отмечается интенсивный водообмен и гидравлическая связь с поверхностными водами. Основную долю в питании надчегановых водоносных горизонтов составляют атмосферные осадки, поступающие в них на площади развития водоносных горизонтов через песчаные «окна»; областями их разгрузки являются элементы гидрографической сети и пониженные элементы рельефа, где обычно развиты солонцы и солончаки. Тесная взаимосвязь между процессами формирования грунтовых вод и разнообразными природными факторами обусловливает необычную пестроту гидрохимического состава и минерализации этих вод. Глубокие подчегановые водоносные горизонты получают основное питание из краевых частей бассейна, главным образом из его восточной и юго-восточной окраин, находящихся за пределами края; со стороны Казахского нагорья питание поступает слабо. Открытая область разгрузки этих горизонтов — район озерной впадины Селеты-тенгиз. Гидрохимический состав подземных вод подчегановых горизонтов закономерно изменяется от гидрокарбонатно-сульфатных натриевых в восточной части бассейна, до карбонатно-хлоридных натриевых в направлении к областям разгрузки, и хлоридных натриевых на участках с весьма малым водообменом. Изменяется и степень минерализации. По мере приближения к области разгрузки пресные воды сменяются солоноватыми, в зонах застойного режима они становятся солеными.

Запасы подземных вод распределены по площади неравномерно и подчинены геологическому строению. Наибольшие запасы подземных вод приурочены к Иртышскому, Тобольскому и Тургайскому бассейнам, максимальное количество воды сосредоточено в отложениях мелового возраста. Однако пресные воды распространены в небольшой части этих районов, наиболее широко они развиты в восточной части Иртышского бассейна. Малыми запасами подземных вод характеризуются горно-складчатые области Урала и Казахского нагорья.

Отметим, что значительная часть запасов подземных вод еще не используется. Несмотря на относительно большие общие запасы подземных вод, вследствие их неравномерного распределения по площади, около 35% территории края не обеспечено хозяйственно-питьевыми водами, особую нужду в них испытывают южная часть Кустанайской, восточная часть Северо-Казахстанской, северная часть Кокчетавской, центральная и восточная части Целиноградской областей.

При дальнейшем изучении гидрогеологии Северного Казахстана должны быть решены задачи и регионального и более узкого значения. Одной из первоочередных задач является широкое проведение гидрогеологической съемки с целью более детального изучения ресурсов пресных вод для водоснабжения крупных населенных пунктов, промышленных предприятий и сельскохозяйственных объектов. Одновременно с пресными водами подлежат изучению также минерализованные и высокоминерализованные воды как с целью их опреснения, так и с целью извлечения из них полезных компонентов. При региональных

исследованиях более пристальное внимание следует уделить подземным водам Тургайского артезианского бассейна, наименее изученного среди регионов края. Заслуживают изучения вопросы неотектоники горно-складчатых областей, а также характер зон трещиноватости, с которыми связаны основные гидрогеологические особенности этих районов.

Одной из важнейших региональных задач является проведение гидрохимических исследований с целью выявления месторождений полезных ископаемых, дальнейшее изучение минеральных вод края и лечебных грязей, имеющих бальнеологическое значение. Отметим, что термальные воды края до настоящего времени остаются одним из наиболее слабоизученных, но перспективных звеньев.

Существенной задачей дальнейших исследований является изучение гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых и постановка детальных гидрогеологических исследований на ранее выявленных месторождениях подземных вод. Весьма важны для края также работы по созданию искусственных подземных хранилищ для пресных вод (магазинирование). В ближайшем будущем потребуется значительное расширение сети наблюдений за режимом подземных вод и усиление мероприятий по их охране, чему должно быть уделено особое внимание.

ЛИТЕРАТУРА

Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежиых земель Гидрометеоиздат 1958

Алексина А. А. К вопросу о происхождении пресных грунтовых вод в условиях аридного климата БМОИП, отд геол., серия 32, № 6, 1957

Алескерова З Т, Ли П Ф и др Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности, «Советская геология», № 55, 1957.

Алескерова З Т, Егоров С. В и др. Геологическое строение, гидрология и перспективы нефтегазоиостности Петропавловского района, Западно-Сибирской низменности по даиным глубокого бурения Мат-лы ВСЕГЕИ, нов серия, вып 25. Гостоптехиздат, 1959

Антипин В И, Барабашкин М Я и Сигов А П Подземные воды Зауралья и возможности их использования для водосиабжения колхозов, совхозов и МТС В кн «Гидрогеол сб по вопросам водоснабжения сельск. хоз-ва в районах Урала и Зауралья» Сельхозгиз, 1956

Антыпко Б Е О южной границе палеогенового моря на юге Западной Сибири Докл АН, том 126, № 3, 1959.

Антыпко Б Е, Пятакова Н В. Геоморфология Павлодарского Прииртышья и ее зиачение при гидрогеологических исследоваииях. Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып 2, Всесоюзный гидрогеологический трест Госгеолтехиздат, 1962

Ануфриев В Е. Подземные водохраннлища «Природа» № 11, 1958

Ахмедсафин У М Основные коллекторы подземных вод Сары-Арка Вестн АН Казах ССР, № 12, 1951.

Ахмедсафин У. М. Подземные воды Казахстана Очерки по физической географии Казахстана, АН Казах ССР, Алма-Ата, 1952

Ахмедсафин У М Перспективы использования подземных вод Центрального Казахстана для нужд отгоиного животноводства Вестн АН Казах. ССР, № 12, 1952

Ахмедсафин У М Напорные воды некоторых районов Казахстана, Изв АН Казах. ССР, серия геол., вып 15, № 119, 1952

Ахмедсафин У М Некоторые итоги гидрогеологических исследований на целинных землях Вестн АН Казах ССР, № 2, 1956

Ахмедсафии У М Методика составления карт прогнозов и обзор артезианских бассейнов Казахстана Из-во АН Казах ССР, Алма-Ата, 1961

Ахмедсафин У. М, Губарев А. Н, Садыков Ж С, Якупова Н Я Груитовые воды Тургайских равнин и их ресурсы. Изв АН Казах ССР, серня геол, вып 2/53, Алма-Ата, 1963

Ахмедсафин У. М Итоги изучения подземных вод Целинного края. Сб Сельскохозяйственное водоснабжение, Казсельхозгиз, 1963

Бейром С Г. и Михайлова Е В Подземные воды Кулунды — на службу сельскому хозяйству «Советская геология», № 44, 1955

Бейром С. Г, Гармоиов И В, Михайлова Е В и др Природиое районирование Алтайского края Изд АН СССР, 1958

Бейром С. Г, Михайлова Е В Подземиые воды кайиозойских отложений южиой части Западио-Сибирской низменности «Советская геология», № 3, 1958.

Беркалиев З. Г Гидрогеологический режнм рек Центрального, Северного и Западного Казахстана, Изд-во АН Казах ССР, Алма-Ата, 1959

Беклемишев Н Д, Замятнин С И Потребности и местных санаториях и возможности курортного строительства в Казахстане Тр ин та краевой паталогии, том VII (5), сборник работ по курортам Казахстана, вып 2 Изд АН Казах ССР, Алма Ата, 1959

Букинич Д Д Общий очерк Иргиз Тургайского района, описанне работ Тургайской мелиоратнвной экспедиции и организация территории района Тр Тургайск мелиоратив эксп за 1920—1923/24 гг Изд Казах НКЗ, Ташкент, 1930

Бунина М В Убаганский буроугольный район Тургайского прогнба Тр Объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионального экономического комплекса, том II Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1958

Быков Г Е Рельеф и водоемы бассейнов рр Тере Аккан в Казахстане Изв Гос геогр об-ва, т 65, вып 5, 1933

Валяшко М Г Основные химические типы вод и их формирование Докл АН СССР, 102, № 2, 1955

Ван-Ван Е А К и др Кадастр подземных вод Северо Казахстанской области Госгеолтехиздат, 1964

Васнлевский П М Гидрогеологическая характеристика Иргиз Тургайского района Тр Тургайск мелиоратнв эксп за 1920—1923 гг Изд Казах НКЗ, Ташкент, 1930

Веселовский Н В Пруды в засушливых районах и их гидрохимяя Изд во АН СССР, 1956

Владимирои Н М, Мухамеджанов С М Подземные воды северо-восточиой частн Кокчетавской области и перспективы нх использования для водоснабженя новых совхозов Вести АН Казах ССР, № 7, 1955

Владимиров Н М Грунтовые воды равиин восточной частн Казахстана, как наиболее доступный источник для водоснабженя иовых совхозов Вестн АН Казах ССР, Алма-Ата, 1956

Владимиров Н М Формнрованне груитовых вод равиинных территорий междуречья Ишима и Иртыша Изв АН Казах ССР, серия геол, вып 1 1959

Водные ресурсы Казахстана Изд АН Казах ССР, Алма-Ата, 1957

Воронов А Г О колебаннях уроиня озер Кустанаиской области Северного Казахстана Изв Гос Геогр об ва, вып 5, 1947

Гармонов И В, Иванов А В, Сугробов В М Области питания и разгрузки подземиых вод юго восточиой части Западно Сибирской иизменности Пробл гидрогеол Госгеолтехиздат 1960

Гармонов И В Иванов А В и др Подземные воды юга Западно Сибирской низменности и условия их формнрования Изд во АН СССР, 1961

Геблер И В Целебные озера Боровского района «Курортное дело», № 1, 1934

Гидрогеологические очерки целинных земель (Актюбинской, Кокчетавской и Северо-Казахстанской областей) Изд во АН Казах ССР, Алма-Ата, 1958

Глазовская М А Почвы Казахстана Изд во АН Казах ССР, Алма Ата, 1952

Гольдфайль Л Г Экспедиция по обследованию Сибирских курортов «Курортное дело», № 2, 1943

Горбов А Ф О континентальном соленакоплении в Кулуидиской степи Докл АН СССР т XXI, № 5, 1950

Гриневв Я Подземные воды северо-восточного Казахстаиа Тр конференции по изучению пронзводнтельных сил Казахстаиа, состоявшейся в АН СССР 20—26 февраля 1932 г Изд во АН СССР, 1932

Гринев В Я Подземные воды Северо Восточного Казахстана Ст в сб «Казахстаи» Вопросы экономнч развнтия во второй пятилетке Изд АН СССР и СНК Каз ССР, 1932

Губарев А Н Гндрогеологнческие и инжеиерно геологические условия железорудных буроугольных месторождеиий Тургайскон впадины Тр Объединен науч сессии по проблемам Тургайского регионально-экоиомического комплекса Изд-во АН Каз ССР, Алма Ата, 1956

Губарев А Н Результаты гидрогеологнческих работ связанных с обеспечением водой новых совхозов в Кустанайской областн Водиые ресурсы Казахстана Изд-во АН Казах ССР Алма Ата, 1957

Губарев А Н Ресурсы подземных вод Тургайской впадины состояние их изученности и дальнейшие задачи Тр Объединен Кустанайской иаучн сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса, том IV Изд-во АН Казах ССР Алма Ата, 1958

Губарев А Н Ресурсы подземных вод в Притобольском, Кустанайском промышлениых районах и перспектнвы нх использования Тр СОПС АН СССР Изд АН СССР, 1961

Гурари Ф Г Геология и перспективы нефтегазоносности Обь Иртышского междуречья Вып 3 Гостоптехиздат, 1959

Гуревич М С Парагенезис подземных вод и природных газов Тр Лаборатории гидрогеол проблем им Ф П Саваренского, АН СССР, т 3 Изд АН СССР, 1948

Гуревич М С Принцип комплексного нефтепоискового изучения подземных вод Мат-лы ВСЕГЕИ, нов серия, вып 18 Госгеолтехиздат, 1956

Егоров С В Подземные воды Петропавловского района Сб научно-технической информации Министерства геол и охраны недр СССР, № 2 Госгеолтехиздат, 1956

Егоров С В Подземные воды меловых отложений Омского Прииртышья Вестн Зап-Сиб и Новосибирского геол упр, вып 1 Изд Томского университета 1958

Егоров С В Подземные воды приказахстанской части Западно-Сибирской низменности Изв высших учебн заведен Гидрогеол и инженерная геология, № 11, 1958

Егоров С В Вопросы практического использования подземных вод мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности Тр СНИИГИМСА Мат-лы по геол геофиз, гидрогеол и полезным ископаемым Западной Сибири, вып 1 Гостоптехиздат, 1959

Егоров С В Термальные воды южной части Западно-Сибирской низменности ВСЕГЕИ инф сборник № 19, Гостоптехиздат, 1959

Егоров С В Некоторые особенности формирования подземных вод юга Западной Сибири ВСЕГЕИ, инф сб № 39 Госгеолтехиздат, 1960

Заезжев И М Об искусственном восстановлении эксплуатационных запасов подземных вод «Разведка и охрана недр», № 2, 1963

Зайцев И К О водоносности известняков Центрального Казахстана «Разведка недр», № 1, 1939

Зайцев И К Основы гидрогеологического районирования Казахстана. «Советская геология», № 2—3, 1940

Зайцев И К Основные типы гидрогеологических структур на территории СССР «Советская геология», № 11, 1959

Зайцев И К Объяснительная записка к гидрогеологической карте СССР в масштабе 1 500 000 Госгеолтехиздат, 1958

Замятин С И, Редько Р Н Курортные и лечебные местности Павлодарской области, Сборник работ по курортам Казахстана, вып 3. Изд-во АН Казах ССР, Алма-Ата, 1962

Замятин С И, Сычев В Н Грязевые озера и лечебные местности Кустанайской области Тр ин-та Краевой патологии АН Казах ССР Сборник работ по курортам Казахстана, вып 2 Изд АН Казах ССР, Алма-Ата, 1959

Затенацкая Н П Химический состав поровых вод кайнозойских глинистых пород Тобол-Ишимского водораздела и их связь с водами водоносных горизонтов Тр Лаборатории гидрогеологических проблем им Ф П Саваренского АН СССР, т 42 Изд АН СССР, 1961

Зеленин Н Г, Буренин Г С Изыскания по водоснабжению Омской ж д «Разведка недр», № 5, 1937

Иванов А В Области питания и разгрузки водоносных горизонтов неогена юго восточной части Западно-Сибирской низменности Мат лы к IV конференции младших научных сотрудников и аспирантов (Лаборатории гидрогеол пробл им Ф П Саваренского АН СССР) Изд АН СССР, 1959

Иванов В В, Овчинников А И, Яроцкий Л А Карта полезных минеральных вод СССР Масштаб 1 1—7 5000 000 Объяснительная записка Госгеолтехиздат, 1960

Иванов В В, Малахов А М Генетическая классификация лечебных грязей (пелоидов) СССР Материалы по изучению лечебных грязей, грязевых озер и месторождений Тр ин-та курортологии и физиотерапии Изд ГЕОМИНВОД, М, 1963

Игнатов П Г Тенис-Кургальджинский озерный бассейн в Акмолинской области Изв Русск Геогр об-ва, т 36, вып 4, 1900

Калугин С К К методике определения запасов трещинных и трещинно-карстовых вод Вестн АН Казах ССР, № 7, 1954

Калугин С К Виды пустот в горных породах и их значение в формировании подземных вод юго западной части Центрального Казахстана Вестн АН Казах ССР, № 9, 1956

Каменский Г Н, Толстихина М М, Толстихин Н И Гидрогеология СССР, Госгеолтехиздат, 1959

Кассин Н Г Гидрогеологические исследования в степном краю в 1910 г Ежег ОЗУ, т II, СПб, 1911

Кассин Н Г Пояснительные записки к гидрогеологическим исследованиям вдоль ж д линии Курган Атбасар, произведенной летом 1911 г СПб, 1912

Кассин Н Г. Гидрогеологические исследования, проведенные в центральной части Тургайского уезда в 1912 г Изд ОЗУ, СПб, 1913

Кассин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в юго-восточной части Иргизского уезда в 1913 г Изд ОЗУ, СПб, 1914.

Кассин Н Г Очерк гидрогеологии Северо-Восточной части Казахстана и прилегающих к нему частей Сибирского Края Изд Геол ком., серия «Подземные воды СССР», вып 10, Л., 1929

Кашкаров О Д, Карпюк И Д., Голино Я И Озеро Тенгиз ВНИИГ, вып XXIII. Изд АН СССР, 1952

Кирюхин В А Подземные воды северной части Тургайского прогиба. Зап Ленингрд горного ин-та, т 34, вып 2, 1958.

Клубов А. А Стратиграфия и история геологического развития Тенизской впадины в среднем и верхнем палеозое «Геология и геохимия», № 1. Изд-во АН СССР, 1957

Козырев А А. Краткое гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области Изд ОЗУ, СПб, 1911.

Козырев А А. Грунтовые воды Кокчетавского, Акмолинского и Атбасарского уездов Акмолинской области. Изв. ОЗУ, СПб, 1907

Козырев А. А Гидрогеологические исследования в степном крае Ежегодник ОЗУ, СПб, 1911

Козырев А А Краткий гидрогеологический очерк Казахстана ОКИСАР, вып 4. Изд. АН Казах. ССР, 1927

Колосков П. И Глубина зимиего промерзания почвы в Европейской части СССР и в Казахстане. Мерзлотоведение, т. II, вып. 1 Изд. АН СССР, 1947.

Корюкин Г П, Фролов П М. Подземные воды степной части северного Казахстана, и перспективы их использования. Бюлл. иаучно-техиической информации ВИМС, № 3 Госгеолиздат, 1959

Костина А. К Гидрогеологические условия Тоболо-Ишимского междуречья (Восточн. части Тюмеиской и Курсканской областей) Гидрогеол. сб. по вопросам водоснабжения сельского хозяйства в районах Урала и Зауралья Сельхозгиз, 1956.

Краснопольский А А Предварительный отчет о геологических исследованиях Западно-Сибирской горной партии в 1893 г Горн. журн, т II, 1894

Краснопольский А. А Работы Западио-Сибирской горной партии в 1893 г Краткие извлечения из отчетов Сибирских горных партий Изв Геол ком, т XIII, № 6—7, 1894.

Крепкогорский Л Н., Богусевич Л. Н. Фтор в природных водах Казахстана Гидрохимические материалы, т XXI Изд АН СССР, 1953

Кротова В А. О хлорбромном коэффициенте подземных вод. Геологический сборник, № 2 Труды ВНИГРИ, вып 95 Госгеолтехиздат, 1956

Кузии П С Режим рек южных районов Западной Сибири северного и центрального Казахстана. Гидрометеоиздат, 1953.

Кузнецов Н Т. Пути использования местных вод на целинных землях «Природа», № 8, 1955

Кузнецов Н Т Пульсация уровней воды в озерах Северного Казахстана (На примере оз Аксуат). В сб: «Озера Северного Казахстана» Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1960

Кунин А В, Лещинский Г. Г Подземный и поверхностный сток, искусственное формирование груитовых вод в пустыне. Изд. АН СССР, 1960.

Куиии А. В Линзы пресных вод пустыни Изд. АН СССР, 1960

Курлов М Г Целебные озера Боровского района. «Курортное дело», № 1, 1921

Кучин М И Соли и миперальные источники. Полезные ископаемые Западной Сибири, т II, Томск, 1934

Кучин М. И Перспективы изучения артезианских вод Западно-Сибирской низменности Вест Западно-Сибирского геологического треста, № 4, 1936

Кучин М. И Подземные воды степной части Обь-Иртышского бассейна Тр Научной конференции по изучению производительных сил Сибири, т. III, Изд АН СССР, 1942

Кучин М И Геохимия подземных вод Западной Сибири Вестн. Зап -Сиб. геол. упр, № 5, 1947

Лавров В В. Кислые грунтовые воды из индрикотирнивой свиты Казахстана Вестник АН Казах ССР, № 3, Алма-Ата, 1952

Лавров В В. Жиланчикскяй буроугольный бассейн Тр Объединений Кустанаиской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса, том II Изд. АН Казах ССР, Алма-Ата, 1958

Лебедев П Н Краткий гидрогеологический очерк Казахстана Матер ОКИСАР, вып IV, Л, 1928

Лебедев Г. А. Казахская АССР Мат-лы для характеристики ресурсов подземных вод по районам СССР Сб ст под ред Ф П Саваренского, М. М Васильевского и О И. Щеголева Изд ВГРО, 1933

Левченко Ф И. Почвы восточиой части второй Наурзумской волости Тургайского у. Тургайской обл Тр почв.-бот. экспед исслед колонизац р-нов Азиат. России, ч. I. Почвенные исследован., вып I. Изд. переселенческ. упр, СПб, 1908

Литвинова Н Н Курортные и лечебные местности Казахстана Алма-Ата, 1938

Маврицкий Б. Ф Формироваиие, распространение и гидрогеологическое районирование подземных вод Иртышского артезианского бассейна Сб Вопросы гидрогеол и инженерной геологии Госгеолтехиздат, 1958

Макаренко Ф А, Иванов В. В. Осиовиые закономерности распределения и формировании термальных вод на территории СССР. Тезисы докл на I Всесоюзн. совещании по геотермическим исследованиям в СССР Изд. АН СССР, 1956.

Макаров С З. Материалы к физико-химическому изучению соляных озер Кулундинской степи Тр СОПС и Ин-та физ хим. АН, вып. 9, ч II Изд АН СССР, 1935

Марковкин К Н., Словяиова Л. В. Минеральиые воды Средиего Урала и прилегающих районов Западиой Сибири. Сб научно-технич иифорыац, № 1 Госгеолтехиздат, 1955.

Макшеев П. В Географические сведения книги Большого чертежа о Киргизских степях и Туркестанском крае Изв Русск геогр об-ва, т XIV, отд. II, СПб, 1873.

Матвеев П. В, Нифоитов А П Гидрогеологические исследоваиия, произведеиные в северо-восточиой части Тургайского уезда Тургайской области Изд ОЗУ, Гидрогеол. исслед в степиых областях, 1916.

Мейстер А К Геологические исследоваиия в Киргизской степи. Геол. исслед. и разв работы по лиии Сиб. ж-д, вып. V, 1896, вып. XV, 1899

Мелкова Е. П. Формирование подземных вод олигоцена-миоцена Тургайской впадины и использование их для водоснабжения «Советская геология», № 10, 1958.

Меркулов П. Л К геологии Северо-Восточного Казахстана (Сарысу-Тенизский водораздел) «Пробл. советской геологии», № 3, 1938

Мичков В. А. Обь-Кулундинская комплексная проблема (орошение Кулунды). Западно-Сибирское краевое изд-во Новосибирск, 1934

Моргуненко Ф План сооружения пресноводного водохранилища с запасом воды для орошения 345 000 дес землн в Иргизском у Тургайской области. «Водное дело», № 4, 1909

Мухамеджанов С. М. Некоторые особениости химизма подземных вод северо-востока Центрального Казахстана Изв АН Казах ССР, серия геол, 1955.

Мухамеджанов С М О водоиосиости протерозойских кварцитов северо-восточной части Сары-Арка Вестн. АН Казах. ССР, № 5, 1954.

Мухамеджанов С М Краткая характеристика подземных вод Северного Казахстана Изв АН Казах ССР, вып 4/38, Алма-Ата, 1958.

Мухамеджанов С. М, Рейсгоф Г А, Фролов П М Перспективы использования подземных вод Кокчетавской области Сельскохозяйственное водоснабжение Целинного края. Казсельхозгиз, 1963.

Наумов А И. Сырьевая база промышлениости строительных материалов в районе Кустанайского иидустриального узла Тр Объедин Кустаиайской научи сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экоиомич. комплекса, том III Изд. АН Казах. ССР, Алма-Ата, 1958.

Нефедов П А, Брякин М И Результаты обследования некоторых миперальных озер Северного Казахстана Тр I Казахского краевого ин-та физических методов лечеиия, вып. II. Петропавловск, 1934

Нифонтов А Н Гидрогеологические исследования Акмолинской области Изд-во гидротехнического отдела переселенческого управления, 1910

Нифонтов А П Гидрогеологические исследования Акмолинской области, произведенные партиями гидротехиического отд Акмолиискоro переселенческого упр. в 1909—1910 гг Изд. Перес упр Акмолинского р-на, Омск, 1911.

Нифонтов А. П О глубоком буреиии на артезианскую воду в Акмолинской обл. Изд. Зап.-Сиб отд Русск геогр. об-ва, СПб, 1913.

Очерки по геологии СССР (по материалам опориого бурения) Тр. Всесоюзн. нефтяного научно-исследовательского геологоразведочиого иистиутa (ВНИГРИ). Госгеолтехиздат, 1956

Петрушевский Б А Артезианский бассейн Мыи-Булак в Тургайском проливе БМОИП, № 5—6, 1938

Плотников Н И. Водосиабжение горнорудных предприятий Поиски, разведка и подсчет запасов подземиых вод Гос. иаучно-техиическое изд-во литературы по горному делу, 1959.

Поляков К В Отчет водного хозяйства Тургайской области Богатства Казахской ССР, Алма Ата, 1923

Поляков В Д, Кузнецов Д И Исследование некоторых озер и колодцев Кустанайской области Журн прикладной химии, том XIII, вып 3 1940

Посохов Е В Хлористый магний в соляных озерах Казахстана Вестн АН Казах ССР, № 11, 1946

Посохов Е В Об опреснении соляных озер Северного Казахстана Вестн АН Казах ССР, № 5, 1947а

Посохов Е В Термальные источники Восточного Казахстана Изд во АН Казах ССР, Алма-Ата, 1947б

Посохов Е В О холодных минеральных источниках Казахстана Изв АН Казах ССР серия гидрогеол, 1947в

Посохов Е В О самосадочных озерах Тениз-Коржуякольского бассейна Вестн АН Казах ССР, № 3, 1948

Посохов Е В К геологии и гидрогеологии соляных озер Центрального Казахстана Изв АН Казах ССР, серия геол, вып 11, 1949а

Посохов Е В Минеральные богатства соляных озер Казахстана Изв АН Казах ССР, серия геол вып 10, 1946в

Посохов Е В Серия соляные озера Тенгиз-Кургальджинского бассейна Изв АН Казах ССР, серия геол, вып 10, 1949в

Посохов Е В Хлоркальциевые озера Центрального Казахстана Изд АН Казах ССР, 1952

Посохов Е В Соляные озера Казахстана Изд АН СССР, 1955

Посохов Е В Геология и гидрохимия соляных озер Казахстана Изд АН Казах ССР, 1952

Посохов Е В О происхождении ионного состава подземных вод изверженных пород Центрального Казахстана Вести АН Казах ССР, № 10, 1956

Посохов Е В Соляные озера Казахстана Изд-во АН СССР, 1955 Природное районирование Алтайского края АН СССР, СОПС, Тр Особой компл экспед по землям нового с х освоения, т I Изд во АН СССР, 1958

Посохов Е В Лечебные грязи Казахстана Тр Новочеркасского политехнического ин та том 75 Промстройиздат, 1959

Посохов Е В Очерки по гидрохимии подземных вод центральных районов Казахстана Изд АН Казах ССР, 1960

Природное районирование Северного Казахстана Изд АН СССР, 1960

Распопов М П Подземные воды Северного Казахстана Изд АН СССР и СНК Казах ССР Сб тр конф по изучению произв сил Казахстана, 1932

Распопов М П Опыт расчета баланса грунтовых вод целинных и залежных земель комплексной суглинистой равнины северо западной части Прикаспийской низменности Вопр гидрогеол целинных и залежных земель Госгеолиздат, 1956

Рейсгоф Г А Бурение скважин на воду Сельскохозяйственное водоснабжение Целинного края Казсельхозгиз, 1963

Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель Под общей редакцией проф Урываева В А, т I—IV, Гидрометеоиздат, 1959

Розин А А Гидрогеологическая характеристика отложения мезозоя южной части Западно Сибирского артезианского бассейна Изв Новосиб отд геогр об ва СССР, вып 2, 1958

Розин А А Газогидрохимическая характеристика подземных вод мезозойских отложении южной части Западно Сибирской низменности Мат лы по геологии Западной Сибири вып 62 Гостоптехиздат, 1958

Ростовцев Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно Сибирской низменности Информационный сборник ВСЕГЕИ, Гостоптехиздат, 1956

Ростовцев Н Н Западно-Сибирская низменность Очерки по геологии СССР, том I, Тр ВНИГРИ, нов серия, вып 96 Гостоптехиздат 1956

Русаков М П Гидрогеологический очерк юго восточной части Казахской степи Тр ВГРО, вып 139, 1932

Рыбин Н Г Очерки по физической географии Казахстана Изд АН Казах ССР, 1952

Рычков И П Дневные записи путешествия в Киргиз Кайсацкой степи в 1771 г СПб, 1772

Сакович В Гидрогеологические изыскания вдоль линии Зап Сиб ж д Горн журн, т 12, 1894

Самойлов О Я, Соколов Д С Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах Изв АН СССР, серия геол, № 9, 1957

Самсонов Б Г, Чижиков В В Девон-каменноугольные мульды Северного Казахстана как источник централизованного водоснабжения «Советская геология» № 11, 1961

Скалов Б А Описание средней части Тургайско-Уральского района Мат-лы исслед колониз. р-нов Азиат России Изд Переселенч упр, СПб, 1909

Скалов Б А Почвы I Наурзумской волости Тургайского Тр Почв бот экспед исслед колониз р-нов Азиат. России, ч I Почв исслед 1909 г вып. 2 Изд. Переселенч упр, СПб, 1910.

Словцов И Я Путевые записки, веденные после поездки в Кокчетавский уезд Акмолинской обл в 1878 г Записки Зап.-Сиб отд. Русского геогр об-ва, кн 21 1897.

Солнцев А В Трещинно-карстовые воды северо-восточной части Тенизской впадины Изв АН Казах ССР, серия геол, № 1 (30), 1958

Солнцев А. В Грунтовые волы аллювиальных отложений Акмолинского района и перспективы их использования для водоснабжения Вестн. АН Казах. ССР, 1958

Сотников А В К вопросу о характере гидрохимического стока рек Тургая и Иргиза Изв АН Казах. ССР, № 6, Алма-Ата, 1957

Спиридонов М Ф, Спиридонова Т М. Геологическое строение, грунтовые и подземные воды восточной половины Петропавловского района Омское обл изд-во, Омск, 1941

Справочник по водным ресурсам СССР. Том XIII. Северный Казахстан Изд. ГГИ, Л, 1933

Сугробов В. М. Закономерности распределения пьезометрических уровней олигоценового водоносного горизонта в южной части междуречья Оби-Иртыша. Мат-лы к IV конферен младших научных сотрудников и аспирантов Лаборатории гидрогеол проблем им. Ф. П. Саваренского, Изд АН СССР, 1959

Терлецкий Б К Подземные воды Казахской ССР «Советская Азия», № 7—8, 1931

Терлецкий Б К Основные черты гидрогеологии Казахстана. Тр коиферен. изуч. производ сил Казахстана, состоявшейся в АН СССР 20—26 февраля. Изд АН СССР, 1932

Теуш Р П Гидрогеологические условия Целинного края и перспективы использования подземных вод для водоснабжения совхозов и колхозов Сельскохозяйственное водоснабжение Целинного края, Казсельхозгиз, 1963

Толстихин Н И, Егоров С В. О роли бесточных котловин Северного Казахстана в дренировании водоносных горизонтов Ученые записки Ленингр. горн ин-та, т. 34, вып 2, 1958

Троянский С В Гидрогеологические особенности Цеитральиого Казахстана и возможные источники водоснабжения «Советская геология», № 44, 1955.

Гычино Я И О внутривековых колебаниях уровня некоторых бессточных озер Ишимо—Иртышья. Тр. лаборатории озероведеиия. Изд. АН СССР, том II, 1953

Федорович Б А, Кушевой С О, Звоиковая Т В Карта условий сельскохозяйственного водоснабжения Казах ССР. Тр. экспед по изучению земельных фондов Казах ССР Изд АН СССР, 1951.

Фролов П М, Корюкин Г П К вопросу использоваиия подземных вод мезозойских и третичных отложений равнин Северо-восточного Казахстана Изв АН Казах ССР, серия геол, вып 1 (34), Алма-Ата, 1959

Фролов П М Подземные воды некоторых карбоновых мульд Северного Казахстана, как источник промышлениого водоснабжения. Всесоюзн гидрогеол трест Сб. ст по геол и гидрогеологии, № 1 Госгеолтехиздат, 1960

Фролов П М Подземные воды Жолболдинской мульды в Северном Казахстане, как источник промышленного водоснабжения БНТИ, № 2 (19) Госгеолтехиздат, 1959

Фролов П М Подземные воды Яблоновой мульды в Северном Казахстане и перспективы их использоваиия для промышлениого водосиабжения. Вестн АН Казах ССР, № 3, 1959

Фролов П М Новые данные по гидрогеологии третичных отложений Северного Казахстана «Советская геология», № 5 (106), 1961

Фролов П М Гидрогеологические условия Североиой части Казахскои складчатой страны Сб статей по геолог и гидрогеологии, вып 2, Госгеолтехиздат, 1962

Шаймердеиов Н Р, Осянин Ю А Подземиое море горячих вод Газета «Павлодарская правда» от 14/III 1961

Шангии М Извлечение из описания экспедиции, бывшей в Киргизской степи в 1816 г СПб, 1820

Шапиро С М О некоторых особеиностях условия питаиия и режима подземиых вод районов мелкосопочника Вести АН Казах ССР, Алма-Ата, 1954

Шиитиков А В Озера Западной Сибири и Североиого Казахстана и многовековая изменчивость увлажнения степей Тр лаборатории озероведения АН СССР, т V Изд, АН СССР, 1957.

Шерба Г. П. Прогнозная карта на редкие металлы для центрального Казахстана. Тр. объедин. научн. конф. по металлогеническим и прогнозным картам. Изд. АН Казах. ССР, 1959.

Эдельштейн Я. С. Гидрогеологический очерк Обь — Иртышского района. Тр. ВГРО, вып. 132, ОНТИ, 1932.

Яговкин И. С. Гидрогеологический очерк Акмолинского района Казахской ССР в пределах бывшей Акмолинской обл. Тр. ВГРО, вып. 329, ОНТИ, 1934.

Якупова Н Я. Использование подземных вод Целиноградской области. Сельскохозяйственное водоснабжение Целинного края. Казсельхозгиз, 1963.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР.

ТОМ XXXIII.

ЧАСТЬ I

Ведущий редактор *Н. А. Сергеева*
Технический редактор *В. И. Алексеева*
Корректоры *Т. В. Чирикова, В И. Ионкина*

Подписано к набору 31/I 1966 г.
Подписано к печати 20/VIII 1966 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Бумага № 2
Печ. л. 22,75+1,55 (вкл.) Усл. л. 34,02
Уч.-изд. л. 33,8 Т-12611 Тираж 1000 экз.
Зак. № 256/9341-2 Цена 2 р. 46 к.
Индекс 3-4-1

Издательство «Недра».
Москва, К-12, Третьяковский пр, 1/19.

Московская типография № 6
Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров
СССР
Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр, 17.