# ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ

XXXVI

## ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

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

# ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

А. В. СИДОРЕНКО

ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Н. В. РОГОВСКАЯ, Н. И. ТОЛСТИХИН, В. М. ФОМИН

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1970

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXXVI

## ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН

РЕДАКТОР ТОМА

В. И. ДМИТРОВСКИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» МОСКВА 1970

УДК 551.49(574.5)
**Гидрогеология СССР, том XXXVI, Южный Казахстан.** Коллектив авторов. М., «Недра», 1970. 473 стр.

В книге приводится описание гидрогеологических условий территории Южного Казахстана, охватывающей Алма-Атинскую, Джамбулскую, Чимкентскую и Кзыл-Ординскую административные области общей площадью 755 *км*$^2$ на основе обобщения и анализа обширного фактического материала.

С большой полнотой рассмотрены основные закономерности распространения и формирования подземных вод и обосновано гидрогеологическое районирование.

Приводится описание водоносных горизонтов и комплексов по гидрогеологическим районам. Рассматриваются гидрогеологические условия орошаемых земель, освещаются вопросы охраны подземных вод от загрязнения и истощения. Прилагаются гидрогеологические и инженерно-геологическая карты.

Таблиц 44, иллюстраций 88, библиография — 245 названий.

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ МОНОГРАФИИ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»**

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

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXXVI ТОМА**

ДЖАКЕЛОВ А. К.
ДМИТРОВСКИЙ В. И. — редактор тома
ЖЕВАГО В. С. — заместитель редактора
КОЛОТИЛИН Н. Ф.
СИМБЕРДЕЕВА С. Х.
СОРОКИН М. М.
ФЛЕРОВ А. А.
ШАНДЫБА А. И.

**ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР.**
**ТОМ XXXVI, ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН.**

Редактор издательства *Л. И. Березовская* Техн. редактор *Л. Г. Лаврентьева*
*Корректор Т. А. Шульц*

Сдано в набор 5/IX—1969 г. Подписано в печать 4/XI—1970 г. Т-16080
Формат 70×108$^1$/$_{16}$ Печ. л. 29,5+6.75(7 цв. карт)=36,25 Усл. печ. л. 50,75.
Уч.-изд. л. 51,6 (в т. ч. 7 цв. карт=12,5) Бумага № 2 Индекс 3—4—1 Заказ 908/10677—2
Тираж 1000 экз. Цена 6 р. 11 к. с картами.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение. В. И. Дмитровский, М. М. Сорокин . . . . . 7

*Часть первая*

**ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОСНОВНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

Глава первая. **История гидрогеологических и инженерно-геологических исследований** . . . . . 13
История гидрогеологических исследований. *П. И. Чурина, Р. А. Попова, А. И. Шандыба* . . . . . 13
История инженерно-геологических исследований. *Н. В. Коломейцева, В. П. Бочкарев (редактор Н. Ф. Колотилин)* . . . . . 23
Глава вторая. **Физико-географические условия** . . . . . 25
Орография с элементами геоморфологии. *В. Д. Евстратова, Р. А. Попова (редактор А. И. Шандыба)* . . . . . 25
Климат. *М. М. Сорокин* . . . . . 34
Гидрография. *Р. А. Попова, С. Х. Симбердеева* . . . . . 42
Почвы и растительность. *Р. А. Попова, С. Х. Симбердеева* . . . 52
Глава третья. **Геологическое строение** . . . . . 56
Стратиграфия и литология. *М. М. Сорокин, В. Д. Евстратова, Р. А. Попова* . . . . . 56
Тектоника и краткая история геологического развития. *М. М. Сорокин* . . . . . 76

Часть вторая

**ОПИСАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

Глава четвертая. **Общие гидрогеологические условия и гидрогеологическое районирование.** *В. И. Дмитровский, А. А. Мухоряпова* . . 85
Глава пятая. **Тургайская система артезианских бассейнов.** *М. В. Васильева, В. И. Дмитровский* . . . . . 91
Глава шестая. **Сырдарьинская система артезианских бассейнов.** *П. И. Чурина, Р. А. Попова, В. И. Дмитровский* . . . . . 100
Глава седьмая. **Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов.** *И. Б. Даденкова, Н. Ф. Федин (редактор С. Х. Симбердеева)* . . . 119
Глава восьмая. **Каратауская свстема бассейнов трещинных вод.** *Г. А. Калмыкова (редактор В. С. Жеваго)* . . . . . 135
Глава девятая. **Талас-Угамская система бассейнов трещинных вод.** *А. А. Мухоряпова (редактор В. И. Дмитровский)* . . . . . 143
Глава десятая. **Кетмень-Заилийская система бассейнов трещинных вод.** *Т. П. Пивоварова (редактор М. М. Сорокин)* . . . . . 153
Глава одиннадцатая. **Чу-Илийская система бассейнов трещинных вод.** *В. Д. Евстратова (редактор А. А. Флеров)* . . . . . 164
Глава двенадцатая. **Илийскаи система артезианских бассейнов.** *В. Ф. Шлыгина, Т. П. Пивоварова (редактор В. И. Дмитровский)* 172
Глава тринадцатая. **Джунгарская система бассейнов трещинных вод.** *Е. Л. Джегрий (редактор М. М. Сорокин)* . . . . . 193
Глава четырнадцатая. **Алакуль-Балхашская система артезианских бассейнов.** *С. В. Шорина, М. Х. Джабасов (редактор А. И. Шандыба)* . . . . . 211
Глава пятнадцатая. **Центрально-Казахстанская система бассейнов трещиниых вод.** *А. А. Толмачева, С. М. Шапиро (редактор А. И. Шандыба)* . . . . . 227

*Часть третья*

**РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ**

Глава шестнадцатая. **Гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых.** *П. И. Чурина, Т. К. Айтуров, М. Т. Джумагулов, Р. А. Лахтюк, Т. А. Ниязбаев, П. А. Серый, Ю. А. Соловьев, Л. К. Ширинэ (редактор А. А. Флеров)* . . . . . 241
Глава семнадцатая. **Гидрогеологические условия орошаемых земель** *М. А. Погребинский, В. М. Боровский (редактор А. И. Шандыба)* 259
Глава восемнадцатая. **Термальные воды и их значение для теплофикации.** *В. С. Жеваго, М. С. Кан, Н. М. Бондаренко, Г. Р. Алещенко* 268
Глава девятнадцатая. **Минеральные воды и лечебные грязи.** *А. Б. Авдеева, В. Ф. Хомнюк, М. Н. Гончаров, Р. Г. Кореньков (редактор В. И. Дмитровский)* . . . . . 287
Глава двадцатая. **Охраиа подземных вод от загрязнении и истощения.** *А. С. Алимкулов (редактор М. М. Сорокин)* . . . . . 306

*Часть четвертая*

## РЕСУРСЫ, РЕЖИМ И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД


Глава двадцать первая. **Естественные ресурсы подземных вод.** *В. Ф. Шлыгина, А. А. Мухоряпова, С. В. Шорина, М. Х. Джабасов (редактор А. К. Джакелов)* . . . . . 315

Глава двадцать вторая. **Эксплуатационные прогнозные ресурсы подземных вод.** *С. В. Шорина, А. А. Мухоряпова (редактор А. К. Джакелов)* . . . . . 334

Глава двадцать третья. **Современное состояние и перспективы использования подземных вод.** *А. А. Мухоряпова, А. К. Джакелов (редактор А. К. Джакелов)* . . . . . 355

Глава двадцать четвертая. **Основные сведения о режиме подземных вод** *(редактор В. И. Дмитровский)* . . . . . 362

Общие закоиомериости режима подземных вод на территорин Южного Казахстана. *А. Г. Голубь* . . . . . 362

Режнм подземных вод Кетмень-Занлийской системы бассейнов трещиных вод. *А. Г. Голубь, С. С. Каратлеува* . . . . . 365

Режим подземных вод Илийской системы артезианских бассейнов. *А. Г. Голубь, С. С. Каратлеува* . . . . . 368

Режим подземных вод Сырдарьинской системы артезианскнх бассейнов. *А. Г. Голубь* . . . . . 374

Режим грунтовых вод Чу-Сарысуйской системы артезнанскнх бассейиов. *А. К. Джакелов, Е. Н. Алексин* . . . . . 378

Режим подземных вод Алакуль-Балхашской системы артезианских бассейнов. *А. Г. Голубь* . . . . . 385

Режим подземных вод Джунгарской системы бассейнов трещиниых вод. *А. Г. Голубь* . . . . . 388

Глава двадцать пятая. **Формирование подземных вод.** *В. И. Дмитровский* . . . . . 391


*Часть пятая*

## ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ


Глава двадцать шестая. **Инженерно-геологическое районирование и краткая характеристика районов.** *Н. Ф. Колотилин* . . . . 417

Тургайский прогиб. *В. М. Кубрин* . . . . . 418

Северо-Кызылкумская синеклиза. *Н. В. Коломейцева* . . . . 420

Чуйская впадииа. *В. М. Кубрин* . . . . . 424

Каратауский антнклниорий. *Н. В. Коломейцева, В. М. Кубрин* . . 427

Таласскнй н Угамскнй антиклннорнн. *В. М. Кубрин* . . . . . 429

Кетменский и Заилийский аитнклинорнн. *Н. Ф. Колотилин* . . . 432

Чу-Илийский антнклинорий. *Н. В. Коломейцева* . . . . . 436

Илийская впадина. *В. П. Бочкарев* . . . . . 438

Джуигарскнй антнклннорнй. *Н. В. Коломейцева* . . . . . 443

Алакуль-Балхашская впаднна. *Н. В. Коломейцева* . . . . . 447

Северо-Балхашский синклинорнй. *Н. В. Коломейцева* . . . . 451

Глава двадцать седьмая. **Физико-геологические явления.** *А. С. Бочкарев, М. М. Шойманова, (Редактор Н. Ф. Колотилин)* . . . 455

Заключение. *В. И. Дмитровский* . . . . . 462

Литература . . . . . 465


## ПРИЛОЖЕНИЯ (КАРТЫ В МАСШТАБЕ 1 : 2 500 000)


Приложение 1. Гидрогеологическая карта (цветная) . . . . . 1 лист

Прнложеиие 2. Карта термальных вод (цветиая) . . . . . 2 листа

Прнложенне 3. Карта средиемноголетних естественных ресурсов подземных вод (цветнан) . . . . . 1 лист

Прнложенне 4. Карта подземного стока . . . . . 1 лнст

Прнложеиие 5. Карта средних годовых коэффнцнентов подземного стока (черно-белая) . . . . . 1 лнст

Прнложенне 6. Карта прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод (цветная) . . . . . 1 лист

Прнложение 7. Карта нижеиерно-геологнческого районирования (цветяая) 1 лист

# ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является составной частью монографии «Гидрогеология СССР» и включает общее гидрогеологическое и инженерно-геологическое описание Южного Казахстана. Она выполнена в соответствии с заданием Министерства геологии СССР в целях систематизации и обобщения обширного фактического материала по территории для использования его при народнохозяйственном планировании. Описание территории и распределение имеющихся о ней сведений по разделам и главам в работе произведены в соответствии с методическим планом, разработанным ВСЕГИНГЕО для подготовки к изданию томов монографии «Гидрогеология СССР».

Описываемая территория является южной частью крупного геолого-геоморфологического района — Восточного Казахстана. В ее пределы входят Алма-Атинская, Джамбулская, Чимкентская и Кзыл-Ординская административные области. Общая площадь территории около 755 тыс. *км*$^2$ (или 27% от всей площади Казахской ССР), протяженностью с запада на восток 1800 *км* и с севера на юг 600 *км*. На востоке она граничит с КНР, а на юге — с Киргизской и Узбекской ССР. На севере к ней примыкают территории Актюбинской, Карагандинской и Семипалатинской областей Казахской ССР. Западной границей на значительной части территории является Аральское море (рис. 1).

К главнейшим отраслям экономики относятся горно-добывающая промышленность, промышленность строительных материалов, легкая и пищевая промышленность, машиностроение и сельское хозяйство. Каждая из этих отраслей базируется в основном на местных естественных ресурсах. Южный Казахстан располагает богатыми месторождениями полиметаллических руд (Миргалимсай, Ачисай, Текели), фосфоритов (Чулактау), бурых углей (Ленгер), различных солей и других видов нерудного сырья. На всей предгорной полосе интенсивно развито садоводство и поливное земледелие, где широко возделываются технические культуры (хлопок, сахарная свекла, табак и пр.) и злаки. Горные районы, пустыни и полупустыни располагают прекрасными травами и используются совхозами и колхозами под пастбища.

Население Южного Казахстана многонациональное (казахи, русские, украинцы и др.). Значительная его часть сосредоточена в предгорной полосе, отличающейся сравнительно лучшими природными почвенно-климатическими условиями. Наиболее крупными населенными пунктами являются областные центры Алма-Ата, Чимкент, Джамбул и Кзыл-Орда, в которых и сконцентрирована основная промышленность Южного Казахстана. Город Алма-Ата — столица и культурно-научный центр Казахской республики, а также крупнейший промышленный узел. В нем функционируют предприятия тяжелой и легкой индустрии, выпу-

скающие около 13% всей валовой продукции промышленности Казахстана.

Широко распространены на территории минеральные воды и грязи. В Джунгарском Алатау функционирует известный бальнеологический курорт Капал-Арасан, в Заилийском Алатау — Алма-Арасан, на левом берегу реки Или — Аяк-Калкан, в Приташкентском районе — Сары-Агач и на правом берегу р. Сырдарьи — грязевый курорт Яны-Курган. Кроме того, имеется ряд минеральных источников и грязевых озер.

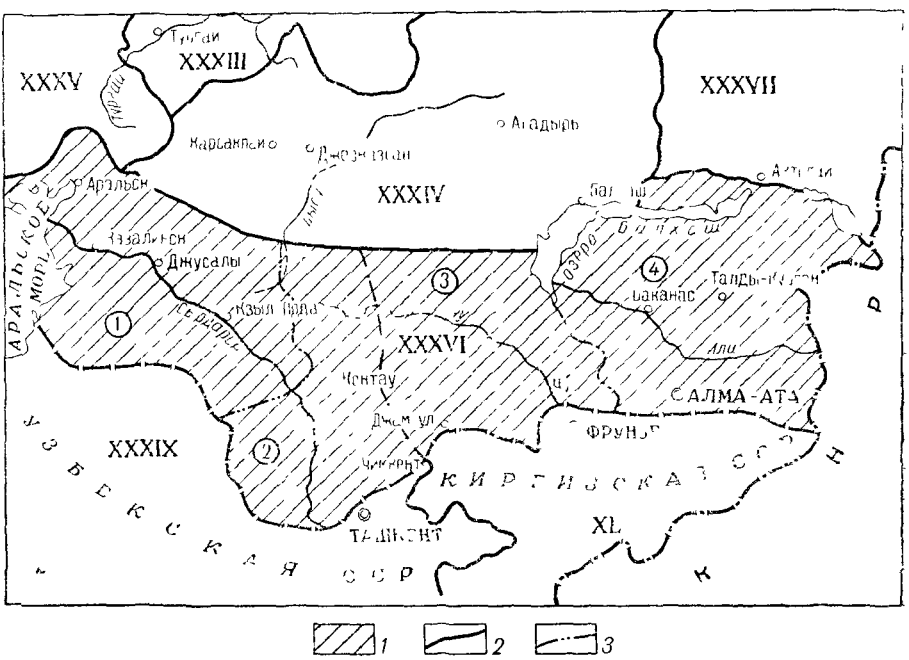



**Рис. 1. Обзорная карта Южного Казахстана (составила Р. А. Попова)**

*1* — территория XXXVI тома монографии «Гидрогеология СССР»; *2* — границы территории сопредельных томов и номера томов; *3* — границы административных областей Южного Казахстана Цифры в кружках *1* — Кзыл-Ординская область; *2* — Чимкентская область. *3* — Джамбулская область. *4* — Алма-Атинская область

обладающих лечебными свойствами, но в настоящее время еще не используемых. Особое народнохозяйственное значение имеют термальные воды, запасы которых в артезианских бассейнах значительны. Так, в Илийской впадине при бурении скважин на нефть вскрыты такие воды с температурой 96° и суточным дебитом до 4320 $м^3$. Термальные воды, пригодные для теплофикации, могут быть вскрыты на глубинах 1000—3500 *м* и в других впадинах.

Все основные административные и промышленные узлы рассматриваемой территории имеют в настоящее время пути сообщения между собой и с другими районами республики и страны. Регулярное движение осуществляется по железнодорожным магистралям Новосибирск — Ташкент и Алма-Ата — Петропавловск. Широко развиты автомобильные дороги и линии воздушных сообщений. В низовьях рек Или и Сырдарьи, а также на Аральском море и озере Балхаш в летние периоды для перевозок местных грузов используется водный транспорт.

Энергетической базой народного хозяйства Южного Казахстана является сеть электростанций, объединяемых в единую алма-атинскую энергосистему. Наиболее значительные станции — Алма-Атинская ГЭС и тепловые станции в Чимкенте и Алма-Ате. Гидроэнергетические ре-

сурсы, оценивающиеся здесь до 10 млн. *квт*, или около 54% всех ресурсов Казахстана, освоены пока слабо. Только недавно закончено строительство крупной Чардаринской ГЭС с большой емкостью водохранилища для орошения прилегающих степей низовий р. Сырдарьи. На юго-востоке территории намечено создание мощной Капчагайской ГЭС, энергия которой будет подаваться к промышленным и другим предприятиям не только Южного Казахстана, но и других районов республики.

Дальнейший рост экономики описываемой территории повышает требования к водным ресурсам. Среди последних большая роль принадлежит подземным водам как источнику водоснабжения и орошения. Исследованиями последних лет выявлены для этих целей значительные запасы пресных и солоноватых подземных вод, но использование их пока крайне недостаточное. Перспективным планом развития народного хозяйства предусматривается значительное расширение орошаемых площадей и перевод водоснабжения городов и промышленных предприятий на подземные воды. В связи с этим гидрогеологические исследования приобретают еще большее значение и требуют всемерного расширения.

При составлении XXXVI тома использован обширный материал, полученный при проведении специальных гидрогеологических исследований, поисков, разведок и эксплуатации подземных вод, так и попутно с другими работами экспедиций, партий, лабораторий Казахского гидрогеологического треста, Южно-Казахстанского геологического управления, Института геологических наук Академии наук Казахской ССР, проектных институтов различных ведомств, Министерства орошаемого земледелия и водного хозяйства и др.

Настоящий том монографии составлен гидрогеологами Казахского гидрогеологического треста, переименованного в октябре 1966 г. в Гидрогеологическое управление (Е. Н. Алексин, А. С. Алимкулов, М. В. Васильева, А. Г. Голубь, И. Б. Даденкова, А. К. Джакелов, Е. Л. Джегрий, В. И. Дмитровский, В. Д. Евстратова, Г. А. Калмыкова, С. С. Каратлеува, Н. В. Коломейцева, В. М. Кубрин, А. А. Мухоряпова, Т. П. Пивоварова, Р. А. Попова, П. А. Серый, С. Х. Симбердеева, М. М. Сорокин, А. А. Толмачева, П. И. Чурина, А. И. Шандыба, С. В. Шорина). Для составления и редактирования отдельных глав были привлечены специалисты других организаций: научно-исследовательских институтов АН Казахской ССР — геологических наук (А. С. Бочкарев, В. П. Бочкарев, Н. Ф. Колотилин, М. М. Шойманова), гидрогеологии и гидрофизики (М. Х. Джабасов, С. М. Шапиро, В. Ф. Шлыгина), почвоведения (В. М. Боровский, М. А. Погребинский) — Южно-Казахстанского геологического управления (Т. К. Айтуаров, М. Т. Джумагулов, Р. А. Лахтюк, Т. А. Ниязбаев, Ю. А. Соловьев, Л. К. Ширина), Казахского института минерального сырья (Г. Р. Алещенко, Н. М. Бондаренко, В. С. Жеваго, М. С. Кан), Казахского политехнического института (Н. Ф. Федин), Министерства цветной металлургии Казахской ССР (А. А. Флеров), Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии (А. Б. Авдеева, М. Н. Гончаров), Казахского института краевой патологии Академии медицинских наук СССР (В. Ф. Хомнюк, Р. Г. Коренькова).

Сбор и обработка фактического материала, а также составление оригиналов карт и графических приложений выполнены гидрогеологами Тематической партии при участии техников-гидрогеологов (Н. В. Алещенко, В. С. Бондаренко, Л. Т. Волчковой, К. Л. Демидовой, Е. К. Комаровой, Н. С. Соболевой, Д. Н. Дмитриевич, М. В. Сербовка).

При выполнении работ авторы и редакционная группа пользовались консультациями А. Ф. Калмыкова, А. Н. Шубина, Д. И. Яков-

лева, У. М. Ахмедсафина, В. И. Духаниной, Б. И. Куделина, Г. А. Маневской, Н. В. Роговской, М. В. Чуринова, Ж. С. Сыдыкова, С. В. Левина, Г. М. Леонова, С. М. Мухамеджанова, А. Е. Шлыгина.

Все чертежные и машинописные работы выполнены оформительским бюро Гидрогеологического управления в составе: М. Жайыкова, Е. В. Кизнер, В. В. Морозовой, В. П. Полковниковой, З. А. Зотовой, А. Д. Дмитриевой, Е. Н. Казистовой, Л. Н. Петлиной и других под руководством начальника бюро В. К. Колесниковой.

*Часть первая*

# ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОСНОВНЫЕ ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

*Глава первая*

# ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

## ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Региональные гидрогеологические исследования. Начало гидрогеологических исследований территории Южного Казахстана относится еще к концу XVIII и первой половине XIX вв., когда многочисленные путешественники и натуралисты при ознакомлении с естественно-историческими условиями этой территории производили обследование существующих водоисточников — родников и колодцев. Разрозненные сведения об этих водоисточниках содержатся в различных отчетах и записках того времени. Во второй половине века гидрогеологические исследования были связаны с изысканиями под строительство железных дорог и поисками источников водоснабжения вновь организуемых переселенческих поселков. Они проводились тогда экспедициями Геологического комитета и Отделом земельных улучшений Переселенческого управления. В процессе их выполнения был собран богатый фактический материал о составе и мощностях водовмещающих пород, степени обводненности их, а также о химическом составе подземных и поверхностных вод, систематизированные сведения о которых впервые опубликованы в трудах И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского, П. П. Семенова-Тяньшанского, А. К. Майстера и Н. М. Преображенского.

Позже в 1910—1913 гг., В. А. Васильевым проведены обстоятельные изыскания в долине р. Чу в связи с выявлением возможностей хозяйственного освоения этой территории. В результате работ им было дано экономическое обоснование строительства Чуйского оросительного канала.

Широкое и планомерное изучение подземных вод Южного Казахстана было начато после Октябрьской Социалистической революции. Первые работы этого периода были направлены на выяснение условий водоснабжения первоочередных объектов народного хозяйства и освоение новых площадей под орошаемое земледелие (Э. М. Женжурист, А. А. Козырев, Э. А. Фальков, М. М. Крылов). Большие исследования выполнялись также вдоль трассы Туркестано-Сибирской железной дороги. В течение 1928—1935 гг. здесь работали крупные экспедиции Геологического комитета, Министерства транспортного строительства, Казахского геологического треста и Государственного гидрогеологического института, которые наряду с решением инженерно-геологических задач занимались и вопросами водоснабжения (Б. К. Терлецкий, И. А. Губкин, И. К. Зайцев, В. Я. Гринев и др.). Но потребность страны в выявлении новых источников минерального сырья вызвала необходимость комплексного изучения природных условий многих районов Казахстана. В Южном Казахстане такие исследования были организованы в Бетпак-Дале и прилегающих к ней районах. Экспедиция под руководством Д. И. Яковлева, в течение многих лет занимавшаяся изу-

чением общей геологической обстановки всего Чу-Балхаш-Илийского водораздела и песков Муюнкум, произвела обследование существующих водопунктов. Завершающей стадией этих работ явилось составление Д. И. Яковлевым обширной монографии, изданной в 1941 г., в которой, кроме общей характеристики физико-географических условий и геологоструктурных особенностей, приведены сведения о водоносности пород исследованной территории. На основании изучения восходящих источников автор впервые высказал предположения о наличии в низовьях р. Чу артезианского бассейна пресных вод, приуроченных к песчаным отложениям верхнего мела. В 1940 г. М. М. Иваницыным и В. А. Акимовым проведена мелкомасштабная гидрогеологическая съемка другого большого района — Центральных Кызылкумов, авторы делают обоснованные выводы о перспективах использования природных ресурсов этой территории.

В годы Великой Отечественной войны гидрогеологические исследования были направлены на осуществление главной задачи — мобилизации водных ресурсов республики для водоснабжения промышленных центров, вновь строящихся и перебазированных заводов, обводнения пастбищ и других сельскохозяйственных угодий. Основные исследования этого периода были приурочены к месторождениям полезных ископаемых в хр. Каратау и Джунгарского Алатау (А. А. Флеров, Ф. Ф. Нестеров, В. С. Жеваго), а также к пастбищным территориям в пределах Бетпак-Далы и песчаных массивов Муюнкум и Сары-Ишикотрау (У. М. Ахмедсафин, И. Я. Давыдов и др.).

В общем плане гидрогеологических работ последующего периода большое значение приобретают гидрогеологические съемки разного масштаба. Крупномасштабные съемки выполняются на полях орошения в низовьях р. Сырдарьи и в районах Капал-Арасанских источников минеральных вод (В. И. Дмитровский, Г. М. Леонов). Материалы исследований почво-грунтов и грунтовых вод низовий р. Сырдарьи, опубликованные в трудах Н. Ф. Федина, Н. Я. Якуповой, М. А. Погребинского и других, легли в основу проектирования ирригационных мероприятий. В низовьях рек Чу и Сырдарьи производились мелкомасштабные гидрогеологические съемки на пастбищных массивах (В. И. Маслова, Н. Э. Зейберлих и др.).

Еще более широкий размах получают гидрогеологические исследования с 1950—1951 гг. в связи с развитием животноводства и орошаемого земледелия в Казахстане. Начиная с этого периода геологические организации уделяют большое внимание региональному гидрогеологическому картированию и бурению разведочно-эксплуатационных скважин на пастбищных массивах. Съемками были охвачены в первую очередь значительные площади песчаных массивов в Кызылкумах (М. М. Сорокин, В. И. Дмитровский, Ф. А. Крюков, М. Малишич, А. И. Шандыба и др.), в Сары-Ишикотрау (В. И. Дмитровский, Ф. Ф. Нестеров), позднее в песчаных массивах Муюнкумов (А. А. Мухоряпова, М. С. Кан, В. И. Маслова и другие) и Приаральских Каракумов (А. Т. Алещенко, Е. И. Любченко, А. А. Мухоряпова, К. Е. Комарова и другие). В Центральных Кызылкумах аналогичные работы проводились экспедицией Всесоюзного гидрогеологического треста (Р. П. Теуш, Л. А. Островский и др.). Съемки сопровождались выполнением значительных объемов буровых и опытных работ, что способствовало более детальному изучению водоносности пород и качества подземных вод первых от поверхности водоносных горизонтов. Глубокие горизонты вскрывались лишь редкими скважинами, вследствие чего изучение разрезов мезозойских и кайнозойских отложений все еще было недостаточно полным. Несмотря на это, полученные при съемке мате-

риалы позволили В. И. Дмитровскому, М. М. Сорокину, А. Т. Алещенко и другим впервые выявить пресные напорные и самоизливающиеся воды в меловых отложениях Кызылкумской и Сарысуйской впадин, а также напорные воды в неогеновых отложениях Балхашской впадины. В процессе выполнения съемочных работ и бурения разведочно-эксплуатационных скважин были значительно расширены границы ранее выявленных артезианских бассейнов — Чуйского, Илийского и других и сделаны первые попытки по оценке эксплуатационных запасов артезианских вод Кызылкумского бассейна (северо-западная часть).

Начиная с 1956—1958 гг. мелкомасштабные гидрогеологические съемки распространились на территорию Бетпак-Далы (А. И. Шандыба, М. Малишич, Т. М. Сильченко, И. А. Нестерова, П. Т. Коростова и др.), Илийской (Н. Н. Маньков, М. Малишич, А. А. Мухоряпова и др.) и Алакульской впадин (А. И. Зубашев, В. В. Дмитриев, С. М. Мухомеджанов и др.) и Джунгарского Алатау (Э. К. Ким, И. А. Нестерова и др.).

В 1960—1961 гг. мелкомасштабное картирование территории Южного Казахстана в основном было завершено. Завершение этого этапа изучения гидрогеологических условий Южного Казахстана послужило в дальнейшем основой для выявления перспектив использования подземных вод для различных народнохозяйственных целей. В результате работ этого этапа были определены конкретные площади и участки для постановки более детальных работ с целью изыскания источников водоснабжения промышленных и сельскохозяйственных объектов.

С 1958 г. начато планомерное гидрогеологическое картирование среднего масштаба. Проводившиеся до этого времени среднемасштабные съемки носили спорадический характер, затрагивая лишь отдельные небольшие по площади участки северо-восточного и юго-западного Прибалхашья. Они выполнялись с целью решения вопросов водоснабжения на отгонных пастбищах (О. А. Александрова, Т. Т. Исабаев и др.) и изучения гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых (Р. Э. Квятковский, А. Т. Кочеткова). В восточной части песков Муюнкум выполнение таких съемок было связано с выбором участков для организации режимных работ (К. П. Попова).

В начале этого периода съемки приурочивались, как правило, к районам расположения областных центров и крупных населенных пунктов Южного Казахстана — городам Талды-Курган (Л. С. Черных, А. Д. Трубникова), Чимкента (С. С. Куликов), Алма-Аты (Ф. И. Соснин), Джамбула (Г. И. Аушев, Н. В. Пульникова), Кзыл-Орды (М. К. Калтаев) — и проводились для выбора участков под детальные гидрогеологические исследования с целью водоснабжения промышленности и населения этих городов. Позже они выполнялись на площадях сельскохозяйственного освоения в предгорьях Киргизского Алатау (Ж. Амирбеков), в горах Каратау (Н. Туменбаев) и Малайсары (Н. И. Остапенко). Кроме того, они проводились в комплексе с геологической съемкой в низовьях р. Чу (Т. И. Дорохова, Н. И. Салов, А. Р. Агроновский), в Кызылкумах и в долине р. Сырдарьи (Р. К. Рысжанов, Т. К. Айтуаров), в Джунгарском Алатау (Р. А. Лахтюк) и на других участках. Характерной особенностью среднемасштабных гидрогеологических съемок являлось широкое применение геофизических методов исследований и аэрометодов, значительное увеличение глубины бурения скважин. К 1966 г. съемкой среднего масштаба было уже покрыто до 35% территории Южного Казахстана. Сотни скважин, пробуренных на площади съемки, были переданы для использования народному хозяйству.

Крупномасштабные съемки, начатые с этого же периода, выполнялись непосредственно на участках разведки для детального изучения граничных условий месторождений подземных вод и выяснения источников их питания, закономерностей изменения химического состава и минерализации подземных вод. В районах расположения месторождений полезных ископаемых они проводились с целью определения водопритоков в горные выработки, количественной и качественной оценки подземных вод как источников водоснабжения.

Поиски и разведка подземных вод. Кроме съемочных работ на территории Южного Казахстана проводились большие детальные исследования, связанные с изысканием источников хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения. Характер и методика выполнения этих работ зависели от целевого назначения их и гидрогеологических особенностей исследуемых районов. Они проводились в основном для организации мелких рассредоточенных водозаборов и с целью обоснования крупного централизованного водоснабжения.

Проблемы использования подземных вод для целей водоснабжения на территории Южного Казахстана возникали еще в дореволюционный период и в первые годы Советской власти в связи с заселением земель и строительством железных дорог. Решение этих проблем осуществлялось тогда путем забора воды из естественных водопунктов и колодцев. Поэтому проводившиеся исследования часто ограничивались обследованием существующих водоисточников и строительством шахтных и мелких трубчатых колодцев.

Первые скважины для целей водоснабжения были пробурены в 30-х годах нашего столетия в районе городов Алма-Аты (В. Ю. Имзен и др.), Джамбула (А. А. Флеров), Чимкента (Е. В. Иванов, В. Н. Огнев, В. С. Комиссаров), Талды-Кургана (С. В. Окромешко, Н. Н. Костенко) и других населенных пунктов, расположенных по линии Туркестано-Сибирской железной дороги. Они почти всюду вскрывали неглубокозалегающие грунтовые воды. Аналогичные же работы выполнялись на площадях сельскохозяйственного освоения организациями Геологического комитета, Казахского геологического треста, областными организациями различных ведомств.

В период Великой Отечественной войны и позже основное внимание гидрогеологов было обращено на обводнение пастбищ, решение вопросов водоснабжения вновь организуемых совхозов, рабочих поселков рудников. Работы по-прежиему носили рекогносцировочный характер и сопровождались небольшими объемами бурения. К этому периоду относятся исследования в районах рудников Аралтау и Байджансай (В. В. Бессмертный, Н. И. Литавр, Н. Э. Зейберлих, П. П. Коновалов), а также на промысле Аралсоль (С. Н. Афонасов). Проведенные работы не решили поставленных задач по изысканию пресных подземных вод для водоснабжения.

В 1948—1950 гг. Пастбищно-мелиоративным трестом Министерства сельского хозяйства Казахской ССР обследованы естественные выходы подземных вод и существующие колодцы на обширной территорни Бетпак-Далы и западной части песков Муюнкум. Результаты обследований изложены в отчетах В. А. Дайно, В. И. Масловой и др.

В 1950—1951 гг. различными организациями Министерства геологии и Министерства сельского хозяйства Казахской ССР в Казахстане велись большие работы по бурению одиночных разведочно-эксплуатационных скважин на пастбищах и в районах расположения вновь организуемых совхозов и колхозов. Скважины в начале бурились преимущественно на первые от поверхности водоносные горизонты,

которые часто оказывались с водами повышенной минерализации. Недостаток пресных вод вызвал необходимость изучения более глубоких горизонтов, главным образом в Сырдарьинской, Чу-Сарысуйской, Илийской системах артезианских бассейнов и др. Вскрытые более глубокие воды меловых, палеогеновых и четвертичных осадков в пределах этих бассейнов впоследствии явились основным источником сельскохозяйственного водоснабжения. Результаты этих работ отражены в ежегодных гидрогеологических отчетах по районам песков Муюнкум (А. Г. Данилов, М. С. Кан и другие), по Кызылкумам (Н. Н. Маньков, М. М. Сорокин, Н. Э. Мирзоев и другие) по низовьям рек Чу и Сарысу, юго-западным склонам Каратау (Н. И. Литавр, И. С. Плотникова), по Илийской депрессии и Прибалхашью (Н. Г. Мамедов, Д. М. Лосев, А. Ф. Пыхтеев, М. С. Кан и другие), по Голодной степи и Приташкентскому району (Р. Ахинбеков, У. М. Баратов и другие). Собранные в этих отчетах сведения, несмотря на их разрозненность, по существу дали первый исходный материал по количественной характеристике подземных вод глубоких водоносных горизонтов и способствовали уточнению границ распространения артезианских бассейнов. Параллельно с аналогичными работами в различные годы осуществлялось бурение одиночных скважин в районах городов Туркестана (А. С. Кабанов), Алма-Аты (Т. Ф. Анфиногенова, Г. М. Леонов, В. Н. Кораблева, В. Ф. Шлыгина, А. А. Толмачева и другие), Джамбула (Б. Ф. Маврицкий) и на других участках. Они велись также вдоль трассы строящейся железной дороги от ст. Актогай до государственной границы, где для водоснабжения станций и разъездов были рекомендованы подземные воды четвертичных отложений.

Поиски и разведка подземных вод для централизованного водоснабжения начались в основном после 1951 г. в связи с ростом городов и возникновением новых промышленных центров. Первые работы по промышленной разведке подземных вод проведены в районе рудников (К. П. Петушковым, Р. Б. Бородиным и другими) и городов (В. Ф. Шлыгина, А. С. Кабанов).

В 1958—1959 гг. детально разведаны подземные воды аллювиально-пролювиальных отложений конусов выноса р. Большой Алматинки и р. Талгар (М. С. Кан, В. Ф. Шлыгина). Изучены подземные воды четвертичных отложений в долине р. Копы (Т. Ф. Анфиногенова).

В связи с переводом водоснабжения многих городов и крупных населенных пунктов на подземные водоисточники основные разведочные работы в шестидесятых годах были сосредоточены в районах крупных городов. Изучались воды аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений конусов выноса рек Большой и Малой Алматинок, Таласа и Ассы, Бадама и Сайрама. Первая очередь разведочных этих работ была завершена еще в 1960 г. с утверждением ГКЗ запасов подземных вод нижней части конусов выноса (В. Ф. Шлыгина, Н. М. Бондаренко и др.). Разведанные запасы тогда не удовлетворяли перспективную потребность городов в воде, поэтому в последующие годы работы в пределах названных рек были продолжены и завершены в 1964—1968 гг. (В. Д. Малахов, А. К. Дакелов, В. Н. Кондратьев, С. С. Куликов, У. М. Баратов, П. Т. Коростова и др.).

Для г. Каратау определены запасы аллювиальных вод северной части Талас-Ассинского месторождения и трещинно-карстовых вод Майтюбинского месторождения (У. М. Баратов, В. А. Колесников и др.). В 1965 г. оценены ТКЗ запасы подземных вод Каскеленского конуса выноса для водоснабжения г. Каскелена (Ф. В. Шестаков, П. Т. Коростова и др.). Проводилась также разведка подземных вод для водоснабжения г. Аральска, но были выявлены подземные воды повышен-

ной минерализации и слабая водоносность пород всех изученных водоносных горизонтов.

В 1955—1956 гг. в связи с пуском второй очереди предприятий комбината «Ачполиметалл» и пересыханием родников, используемых для орошения земель, в предгорной зоне дополнительно проводился комплекс исследований района Миргалимсайского месторождения. По полученным материалам В. С. Жеваго выполнил генеральный подсчет запасов трещинно-карстовых вод всей площади Кантаги-Боялдырского рудного поля. Несмотря на значительные величины утвержденных запасов подземных вод этого месторождения, вопрос водоснабжения г. Кентау и его промпредприятий оставался недостаточно решенным.

Решение этого вопроса встречало трудности из-за постоянного дренирования карстующихся известняков в верхней наиболее трещиноватой зоне при разработке месторождения и значительного снижения уровня трещинно-карстовых вод с углублением горных выработок. Поэтому в 1965—1966 гг. для водоснабжения г. Кентау были детально изучены меловые напорные воды в предгорьях Каратау, запасы которых в настоящее время рассмотрены и утверждены ГКЗ (Р. Ахинбеков, Я. П. Губа, С. Г. Ткачев и др.). В эти же годы разведаны и утверждены запасы трещинно-карстовых вод Джанатасского месторождения (Т. К. Айтуаров, М. Г. Джумагулов).

Для организации централизованного водоснабжения сельского хозяйства первые разведки подземных вод проводились в пределах Чардаринского массива орошения в Чимкентской области (У. М. Баратов, М. Султанбеков) и на территориях вновь организуемых совхозов Кзыл-Ординской области (А. К. Калтаева и др.). В результате этих работ оценены и утверждены ТКЗ запасы аллювиальных вод р. Сырдарьи и напорных вод верхнемеловых отложений Кызылкумского артезианского бассейна.

Изучение гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых. Разработка многих месторождений полезных ископаемых на территории Южного Казахстана связана с большими водопритоками в горные выработки за счет поступления как поверхностных, так и подземных вод, что вызвало необходимость детального изучения гидрогеологических условий района некоторых крупных рудников. Большие работы в этом направлении проводились на полиметаллических месторождениях Ачисай и Миргалимсай. Приуроченность этих месторождений к толще сильно карстующихся известняков обусловливает сложные гидрогеологические условия на их территории. Изучением условий обводнения этих месторождений в первые годы занимались В. С. Жеваго, И. Г. Лукшин, Ф. А. Макаренко, позже П. К. Петушков, которые на основании детальных исследований выделили зоны наибольшего скопления подземных вод и в первом приближении оценили возможные притоки воды в горные выработки.

Наиболее крупные работы в районе месторождения Миргалимсай проведены в последнее десятилетие П. А. Серым и З. И. Филипповой, которые дали прогнозную оценку возможных водопритоков при дальнейших разработках месторождения. Авторами не учтено некоторое возможное увеличение водопритоков в связи с неизбежным расширением площади «балансового контура» по мере углубления выработок. Детально изучены также районы расположения фосфоритоносного бассейна в Малом Каратау (А. А. Коноплянцев), Ленгерского и Кельтемашатского месторождений бурых углей (М. В. Сыроватко, В. И. Дмитровский) и других мелких месторождений. Проведенными работами

была установлена большая обводненность отложений тамдинской серии (Малый Каратау), крупных тектонических разломов (Ленгер) и карстующихся известняков (Кельтемашат).

Поиски и разведка термальных и минеральных вод и лечебных грязей. Температурные исследования естественных выходов подземных вод велись еще с первой половины XIX в. Они выполнялись обычно для установления пригодности вод к использованию в бальнеологических целях. В 1927 г. появляется первая сводная работа Б. Х. Шлегеля и К. И. Аргентова о минеральных источниках Семиречья. В работе приведены данные о температуре, дебитах и химическом составе минеральных вод. В 1930 г. выходит из печати монография Н. М. Прокопенко «О минеральных и термальных источниках среднего и восточного Тянь-Шаня, включающая термы Заилийского и Джунгарского Алатау. В этой работе указывается на наличие свободно выделяющихся газов и радиоактивность минеральных вод многих родников.

В 1936 г. сектором гидрогеологии ЦНИГРИ впервые составлены карты минеральных источников Казахстана. Большая работа в области изучения минеральных вод была выполнена Е. В. Посоховым. Исследования, проведенные им в Тянь-Шане, показали, что большая часть источников (Горельник, Талгарские, Капал-Арасан) связана с тектоническими трещинами в гранитах. Все термальные источники, описанные им, представляют большой практический интерес в бальнеологическом отношении. Свои наблюдения Е. В. Посохов изложил в ряде печатных трудов, из которых наиболее интересным является «Термальные источники Восточного Казахстана». В это же время Ф. А. Макаренко занимается изучением Капал-Арасанских терм. Несколько позже в районе курорта Капал-Арасан проводятся поисково-съемочные работы, в процессе которых В. И. Дмитровским был обнаружен еще один минеральный источник аналогичного типа, что позволило значительно увеличить гидроминеральные ресурсы этого месторождения.

После 1954 г. гидрогеологические исследования были сосредоточены в районах существующих минеральных источников Алма-Арасан (Т. Л. Козловская, В. Ф. Шлыгина), Капал-Арасан (А. А. Мухоряпова) и Аяк-Калкан (И. М. Манасыпов, М. С. Жуковский). Тщательное изучение естественных выходов подземных вод и характера трещиноватости пород, к которым приурочены источники, а также результаты бурения скважин дали возможность увеличить запасы минеральных вод этих месторождений.

В связи с осуществлением проекта строительства гидроузла в долине р. Или Аяк-Калканские родники попадают в зону затопления Капчагайского водохранилища. Возникла необходимость выявления аналогичных по составу вод на незатапливаемой территории. С этой целью в 1954 г. были начаты поисковые работы на левом и правом берегах р. Или (И. М. Манасыпов, М. С. Жуковский и др.), которые не дали положительных результатов. Позже такие работы более детально были продолжены только на правом берегу реки (Ф. И. Соснин), где обнаружены воды, близкие по составу к Аяк-Калканским, но низкая температура их (до 20° С) и неблагоприятные природные условия района пока исключают возможность строительства здесь санатория. В последующие годы поисково-разведочные работы по выявлению минеральных вод были перенесены в район Курамских источников, обследованных в 1958 г. М. Малишич при гидрогеологическом картировании предгорий Заилийского Алатау. Указанные источники явились базой для строительства крупного санатория в этом районе. Выходы минеральных вод были также зарегистрированы при гидрогеологических съемках в Киргизском Алатау (А. А. Мухоряпова).

Работы по изучению температурного режима скважин относятся к последнему десятилетию. Первые сведения о температурах глубоких подземных вод получены при бурении скважин в Приташкентских Чулях и в пределах Джаркентской депрессии. В Чулях скважинами сельскохозяйственного водоснабжения вскрыты самоизливающиеся воды в отложениях нижнего мела, залегающих в интервале глубин 650—1234 *м*. Температура их составляла 50—60° С. В центральной части Джаркентской впадины при нефтеразведке вскрыты воды с температурой до 96° С (Чакабаев, 1959).

Начиная с 1960 г. в печати появляется ряд статей В. С. Жеваго, в которых характеризуются геотермические условия территории Казахстана, указываются районы распространения термальных вод различной температуры и химического состава, а также даются рекомендации по их использованию в народном хозяйстве. В 1959—1964 гг. в Казахском институте минерального сырья коллективом авторов под его руководством составлен атлас геотермических карт и карт термальных вод Казахстана в мелком масштабе. Кроме структурно-геологической и геотермической характеристики территории Казахстана в них отражены прогнозные запасы термальных вод и возможные дебиты скважин.

Лечебные грязи Южного Казахстана, так же как и целебные источники известны местному населению с давних времен, но использование их до Октябрьской социалистической революции практически было незначительным. Только после Октябрьской революции в Казахстане началось курортное строительство, изучение природных богатств, в том числе и лечебных грязей. Уже в 1918 г. начинает функционировать первая в Южном Казахстане грязелечебница на берегу озера Тескен, которая в 1922 г. была преобразована в курорт Яны-Курган.

В 1931—1933 гг. создаются небольшие грязевые курорты на оз. Аккуль в Джамбулской области и у одной из лагун залива Сарычаганак. Изучение грязевых месторождений этих курортов было начато в двадцатых годах. В 1927 г. по заданию Средне-Азиатского курортного управления Ю. М. Голубкова провела разведку грязевых отложений оз. Тескен и оценила запасы грязей в этом озере.

В 1932—1937 гг. исследованием грязевых месторождений Южного Казахстана занимались Н. Н. Литвинова и В. Ф. Литвинов. В 1930—1931 и 1938 гг. ряд грязевых месторождений был обследован экспедициями Центрального научно-исследовательского института курортологии и физиотерапии. С 1941 по 1951 г. изучением соленых озер, в том числе и грязевых, занимается Е. В. Посохов. Посетив в 1947 г. курорт Яны-Курган, он обращает внимание на высыхание оз. Тескен и рекомендует для сохранения грязей этого озера обводнить его. Для этой цели обследование озера проводили Э. И. Цильвиг (Союзгеокаптажминвод, 1954 г.) и М. И. Кононенко (Казгеокаптажминвод, 1957—1960 гг.).

В конце 50-х и начале 60-х годов большую работу по изучению природных лечебных факторов Казахстана проводит Институт краевой паталогии АМН СССР. В изданной в 1962 г. под редакцией С. И. Замятина монографии «Курорты Казахстана» приведены краткие сведения по грязевым месторождениям Южного Казахстана — озерам Сары-Булак, Малый Аккуль, Сарычаганак и Тескен. В 1963 г. сотрудники Института краевой патологии В. Ф. Хомнюк и Р. Г. Коренькова провели обследование ряда соленых озер и впервые описали грязевые месторождения, приуроченные к озерам Жанпак и Келембет Кзыл-Ординской области. В 1955 г. Л. М. Гроховский при разведке соленых озер с целью выявления залежей тенардита и мирабилита обнаружил лечебные грязи в озерах Жаксыклыч, сорах Чушкакуль-Аккульской группы и сорах низовий р. Чу. При гидрогеологических съемках М. К. Кал-

таев выявил целебные грязи в районе г. Кзыл-Орды, а Б. З. Урецкий — вблизи урочища Кокча-Тениз, которые в 1964—1965 гг. были обследованы комплексной специализированной партией конторы «Геоминвод» ЦНИИКИФ (В. П. Басаев, М. Н. Гончаров). Обобщив все имеющиеся материалы, М. Н. Гончаров (1966 г.) отметил слабую изученность лечебных грязей в Южном Казахстане.

Изучение режима подземных вод. Впервые на территории изучение режима подземных вод начато в 1932—1934 гг. Казсельэлектро организовал тогда наблюдения за сезонным изменением дебита источников в районе Большого Алматинского озера, а УГМС Казахской ССР — за уровнем грунтовых вод на гидрогеологических постах в долине р. Каратала и в окрестностях г. Алма-Аты и пос. Илийск. В 1938—1939 гг. в системе УГМС созданы первые гидрогеологические станции — Туркестанская на предгорной равнине юго-западных склонов хребта Каратау (М. Н. Рахимбеков, Н. Г. Лукшин) и Алма-Атинская (Г. К. Титов, В. А. Несветайло) в предгорьях Заилийского Алатау на конусах выноса рек Талгара Большой и Малой Алматинок. Целевое задание станций предусматривало изучение режима грунтовых и напорных вод как источников питьевого технического водоснабжения и орошения. В 1940 г. эти станции переданы в ведение Комитета по делам геологии при Совете Министров СССР (А. С. Кабанов, А. Г. Голубь, С. С. Каратлеува и др.).

В 1952 г. была организована Муюнкумская гидрогеологическая станция для изучения естественного режима и баланса грунтовых вод в предгорьях Киргизского хребта и песков Муюнкумов, а также нарушенного режима в пределах Чуйского орошаемого массива (Е. Н. Гуляева, Е. И. Любченко, К. П. Попова, Е. Н. Алексин, В. И. Хаустов).

Наряду с развитием работ опорных режимных станций создавалась специальная сеть наблюдений в ведомствах Министерства цветной металлургии, химической промышленности, Энергопроекта и Гидропроекта. Стационарные гидрогеологические наблюдения проводились также полевыми партиями при разведках месторождений и детальных гидрогеологических исследованиях для целей водоснабжения, из материалов которых большое значение имели результаты в районе Миргалимсайской группы полиметаллических месторождений (И. Г. Лукшин, В. С. Жеваго, З. И. Филиппова, П. А. Серый и др.) и фосфоритовых месторождений Малого Каратау (А. А. Коноплянцев).

Все полученные станциями и партиями сведения в дальнейшем позволили установить основные закономерности сезонного и многолетнего режима подземных вод в пределах Кетмень-Заилийской и Джунгарской горноскладчатых областей, Илийской, Чу-Сарысуйской и других более мелких впадин.

Тематические работы. Наряду с полевыми исследованиями на территории Казахстана выполнены тематические работы регионального характера, охватившие в том числе и районы Южного Казахстана. Первой опубликованной работой является «Краткий гидрогеологический очерк Казахстана» А. А. Козырева (1927). В 1930 г. появляется в свет работа Н. Г. Кассина «Гидрогеологический очерк Илийского бассейна», в которой автор, основываясь на анализе геологоструктурных особенностей, высказывает мысль о наличии напорных вод в Илийской впадине и о возможных их глубинах и минерализации. В 1931 г. печатаются очерки Б. К. Терлецкого «Подземные воды Казахской ССР» и «Балхаш-Алакульская впадина», а в 1940 г. работа И. К. Зайцева и Б. К. Терлецкого «Основы гидрогеологического районирования Казахстана», которые содержат систематизированный анализ известных в то

время фактических сведений об условиях распространения и формирования подземных вод, а также первые схемы гидрогеологического районирования территории Казахстана.

В связи с выполнением больших объемов съемочных работ и непрерывным накоплением все более обширного материала по вновь пробуренным скважинам появилась необходимость научного анализа всех результатов исследований для установления региональных закономерностей формирования и накопления подземных вод, их распределения по площади и в вертикальном разрезе. Поэтому усилия многих производственных и научных организаций направляются в дальнейшем на составление сводных гидрогеологических карт мелкого масштаба и карт прогнозов естественных ресурсов и эксплуатационных запасов подземных вод.

В 1962 г. С. Х. Симбердеевой, С. В. Шориной, И. М. Сусловой, М. К. Шулепиной и другими при научном руководстве ВСЕГИНГЕО (Н. Н. Биндеман, В. Д. Бабушкин) составлена карта прогнозов региональных эксплуатационных ресурсов Казахстана. Полученные данные легли в основу составления обзорной карты региональных эксплуатационных ресурсов СССР и широко используются при планировании более детальных гидрогеологических работ.

Одновременно геологическим институтом Академии наук Казахской ССР под руководством У. М. Ахмедсафина составляется гидрогеологическая карта масштаба 1 : 1 500 000 (однолистный вариант), а несколько ранее, в 1961 г. вышла из печати карта прогнозов артезианских бассейнов Казахстана под его же редакцией. Опубликована под редакцией М. И. Ломановича сводная работа по Илийской долине, содержащая комплекс сведений по природным условиям этого района и путях хозяйственного использования естественных ресурсов. Описание гидрогеологических районов, выделенных автором по геоморфологическому признаку, сопровождается серией схематических гидрогеологических карт.

В 1964 г. группой авторов под редакцией У. М. Ахмедсафина и Ж. С. Сыдыкова вышла из печати карта модулей подземного стока Казахстана, дающая представление о региональных естественных ресурсах подземных вод в зоне интенсивного водообмена.

Вторая крупная работа, вышедшая в этом году под редакцией У. М. Ахмедсафина, освещает вопросы гидрогеологического районирования и региональной оценки ресурсов подземных вод Казахстана. В монографии рассматриваются принципы гидрогеологического районирования Казахстана, некоторые вопросы классификации запасов и принципы определения региональных прогнозных ресурсов подземных вод. Авторы этой работы стоят на позицнях раздельного районирования для грунтовых и напорных вод, принимая за основу районирования для неглубоко залегающих подземных вод геолого-геоморфологический принцип. Вопросы районирования глубоких напорных горизонтов подземных вод в работе не рассматриваются. Такой подход к естественному гидрогеологическому районированию нельзя считать правильным в связи с тем, что он совершенно не учитывает геологоструктурных особенностей строения отдельных районов, определяющих общность условий питания, накопления и разгрузки подземных вод.

Большое познавательное значение имеют также другие монографические описания видных ученых страны, характеризующие гидрогеологические особенности Южного Казахстана в целом или отдельно его районов (И. К. Зайцев, Б. И. Куделин, Н. И. Плотников, Б. К. Терлецкий, Д. И. Яковлев и др.).

## ИСТОРИЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые сведения о географических, геологических и естественно-исторических условиях Южного Казахстана собраны в монографии И. В. Мушкетова «Туркестан», опубликованной в 1886 г. Последующие его работы, а позднее работы К. И. Богдановича и И. М. Карка посвящены описанию последствий Тянь-Шаньских землетрясений 1887 г. (Верненское) и 1911 г. (Кеминское). В трудах этих исследователей охарактеризованы геологоструктурные особенности и характер проявления сейсмических деформаций, дан анализ последствий описанных землетрясений с расчетами сейсмостойкости различных типов сооружений и проведено макросейсмическое районирование территории. В работах содержатся также первые сведения о инженерно-геологических условиях ряда городов Южного Казахстана.

В 1904 г. Геологическим комитетом организованы исследования в связи со строительством Ташкентской железной дороги. Значительным этапом в комплексном изучении природных условий малонаселенных районов Казахстана явились работы экспедиций Переселенческого управления, задача которых заключалась в изыскании благоприятных участков для размещения крупных населенных пунктов. Большая часть этих материалов содержит интересные фактические данные и инженерно-геологические заключения об условиях строительства в различных природно-геологических зонах. В 1910—1916 гг. этими же организациями были проведены изыскания под ирригационные системы в межгорных впадинах Южного Казахстана (Е. Е. Скорняков, Н. Г. Кассин).

Катастрофический сель, прошедший в 1921 г. по долине р. Малой Алматинки и уничтоживший часть города Верного (ныне Алма-Ата), вновь привлек внимание исследователей к изучению условий строительства в Южном Казахстане. Результаты этих работ опубликованы А. И. Бессоновым, А. Ф. Вербицким (1921), С. Ф. Машковцевым и Э. М. Женжуристом и др. С этого же времени начаты и в последующие годы продолжаются на территории систематические инженерно-геологические изыскания. Вначале они производились при строительствах заводов, горнорудных, энергетических и других предприятий, а также в городах Аральске, Джамбуле, Туркестане, Алма-Ате, Талды-Кургане.

На предгорных шлейфах Заилийского Алатау в связи со строительством крупных промышленных объектов и развитием Турксиба в 1939—1941 гг. выполнены комплексные инженерно-геологические исследования (Н. Ф. Колотилин, А. А. Флеров и др.).

В годы Великой Отечественной войны и сразу после ее окончания исследования стали осуществляться в более широких масштабах в соответствии с бурным развитием горнодобывающей, обрабатывающей и тяжелой промышленности Казахстана. Детальные работы проводились вдоль трасс автомобильных и железных дорог, обводнительных каналов и на створах гидроузлов. К этому периоду относятся работы И. Я. Давыдова, В. И. Дмитровского, Ф. Ф. Нестерова и других. В 1946—1950 гг. они велись в связи с расширением строительства в городах (В. И. Дмитровский), проектированием водохранилищ (К. А. Машуков) и малых гидроэлектростанций (Г. М. Леонов, Л. И. Щербаков, Г. Г. Шавло). В. И. Дмитровским (1945—1947 гг.) проведена съемка для выяснения инженерно-геологического строения территории г. Алма-Аты и предгорий Заилийского Алатау, в результате которой выполнено районирование территории с характеристикой различных генетических типов грунтов. Большое внимание уделено в работе физико-геологическим процессам, а также даны рекомендации по вопросам рационального размещения строительства и эксплуатации инженерных сооружений.

Во многих других геологических работах специальные разделы посвящены лёссовым отложениям, привлекавшим внимание геологов как сырье для стройматериалов (А. В. Барбот де Марни, М. И. Ломонович, Н. М. Киселев, М. Ф. Назаренко, В. В. Нуйкин и др.) и как основание различных инженерных сооружений (Н. Ф. Колотилин, С. В. Левин, Д. И. Яковлев, И. Я. Давыдов, З. Т. Левина, М. Т. Адиков, Д. С. Тургаев и ряд других исследователей).

Хорошо изученным в инженерно-геологическом отношении является район Капчагайского водохранилища на р. Или. Изыскания под строительство этой гидростанции осуществлялись многими организациями начиная с 1932 г. Водоканалпроектом, Илийской комплексной экспедицией АН КазССР, Ленгидэпом и Гидропроектом им. С. Я. Жука здесь выполнен значительный объем разведочных, опытных и других работ для выбора створа плотин. Региональные инженерно-геологические исследования в центральной части Илийской впадины (в зоне Капчагайского водохранилища) выполнены Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР (В. П. Бочкарев). В 1963—1964 гг. они сопровождались среднемасштабным инженерно-геологическим картированием и продолжены до северных предгорий Заилийского Алатау, включая все основные районы планирования коммунального строительства (Н. Ф. Колотилин, В. П. Бочкарев, С. А. Новицкий).

Значительные объемы инженерных изысканий также осуществлены в районе строительства Чардаринского водохранилища на р. Сырдарье (В. В. Толоконников и др.), в зоне Арысь-Туркестанского обводнительного канала, на Сырдарьинском массиве орошения, в дельте р. Или, на реках Чалым и Темерлик и на многих других объектах гидротехнического и мелиоративного строительства (В. Г. Шипулина и др.).

С 1947 г. Институтом геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР проводятся систематические геологические исследования на территориях районов Северного Тянь-Шаня. Результаты исследований опубликованы в монографиях Н. Ф. Колотилина (1961) и Н. Ф. Колотилина и А. С. Бочкарева (1963). Эти региональные исследования и детальные инженерно-геологические изыскания Казахских филиалов Водоканалпроекта и Гидропроекта им. С. Я. Жука легли в основу проектов селезащитных сооружений на склонах Заилийского Алатау.

В последние годы вопросами инженерно-геологического картирования и исследованиями современных геологических процессов описываемой территории начало заниматься Гидрогеологическое управление Министерства геологии Казахской ССР, которое особое внимание уделяет также изучению природных условий селеопасных районов Заилийского Алатау (В. Н. Вардугин, Г. В. Малмыгин и др.). По методике ВСЕГИНГЕО в этом управлении готовились обзорные инженерно-геологические мелкомасштабные карты (В. М. Кубрин, Н. В. Коломейцева и др.). Наряду с ними для городов Южного Казахстана (Алма-Ата, Чимкент, Джамбул, Талды-Курган, Талгар и др.) различными авторскими коллективами АН Казахской ССР выполнены обобщения материалов многолетних изысканий и микросейсмическое районирование территорий этих городов (З. Т. Левина, Э. М. Антоненко, С. А. Прошунина, М. Т. Адиков). Значительная часть таких обобщений опубликована.

В связи с резким возрастанием объемов и темпов капитального строительства в последние годы увеличились и объемы проектно-изыскательских работ, выполняемые в республике многими вновь созданными проектными организациями и филиалами головных институтов. Изыскательская служба в 1964 г. объединена в системе Казахского государственного института инженерных изысканий (КазГИИЗ).

*Глава вторая*

# ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

## ОРОГРАФИЯ С ЭЛЕМЕНТАМИ ГЕОМОРФОЛОГИИ*

Рельеф Южного Казахстана весьма разнообразен. Главными орографическими элементами его являются горные хребты северной ветви Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, чередующиеся с межгорными впадинами (рис. 2). Западную и северо-западную части территории занимают обширные пространства Туранской низменности, поверхность которой осложнена массивами эоловых песков (Кызылкумы, Приаральские Каракумы, Муюнкумы и др.), ограниченных с севера и северо-запада Тургайской столовой страной и Бетпакдалинским плато.

Северный Тянь-Шань представлен системой почти широтно ориентированных хребтов Кетменского, Кунгей-Алатау, Киргизского, Заилийского, Таласского Алатау и др. К северо-западу от этих хребтов простираются горы Каратау, Кендыктас и Чу-Илийские, глубоко заходящие в пределы Туранской низменности и Бетпакдалинского плато. Из хребтов центрального Тянь-Шаня к описываемой территории относятся только северные склоны массива Хантенгри и часть Терскей-Алатау, обрамляющие с юга и юго-востока Текесскую впадину.

Хребты Джунгарского Алатау, имеющие то же строение, что и Северный Тянь-Шань, отделяются от последнего обширной Илийской депрессией. На севере и северо-западе они граничат с Алакуль-Балхашской депрессией, на западе смыкаются с плато Карой и через него с широтно вытянутой частью Чу-Илийских гор. Прилегающие к ним равнины Алакуль-Балхашской и Илийской впадин в значительной части покрыты эоловыми песками (Сары-Ишикотрау, Таукум и др.).

Из более мелких межгорных впадин Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау выделяются Текесская, Кегенская, Жаланашская, Сюгатинская, Каратальская и др.

Гипсометрическое положение территории Южного Казахстана характеризуется большими амплитудами колебания абсолютных высот поверхности при постепенном снижении их с юго-востока на запад-северо-запад (рис. 3). Высочайшая вершина Тянь-Шаня пик Хантенгри (6995 *м*) располагается на стыке границ Казахстана, Киргизии и Китая. К северу и северо-западу от нее хребты снижаются до отметок 4241—3267 *м*. Еще севернее — в пределах Кетменского хребта — высоты убывают до 3412—2754 *м*. Лишь отдельные вершины, как пик Талгарский в средней части Заилийского Алатау, поднимаются до отметок 5017 *м*. Самую низкую ступень горных сооружений территории составляют Чу-Илийские горы, Кендыктас и Каратау с абсолютными высотами преимущественно до 1000 *м*.

---

* В основу раздела положены монографические работы З А. Сваричевской «Древний пенеплен Казахстана» и «Очерки по физической географии Казахстана» под редакцией И. П Герасимова

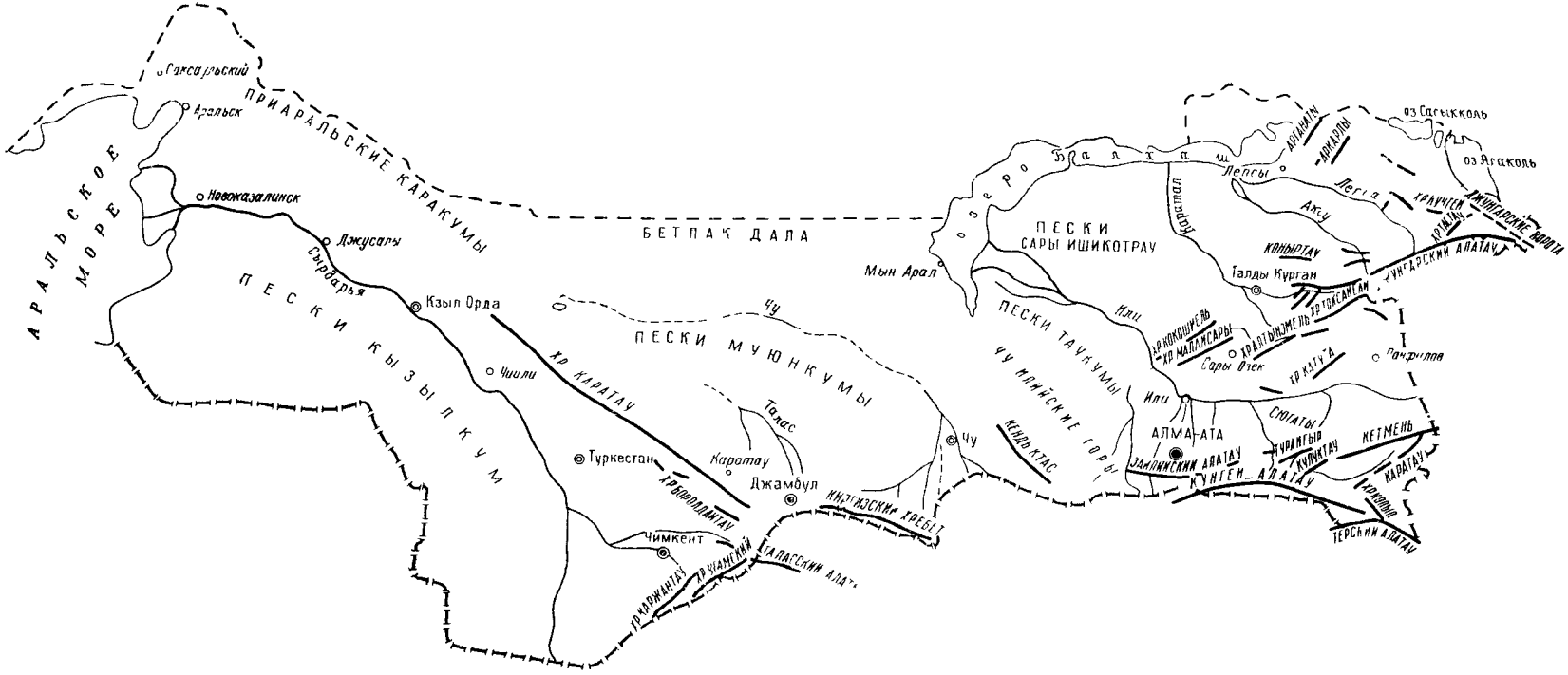



**Рис. 2. Орографическая схема Южного Казахстана**

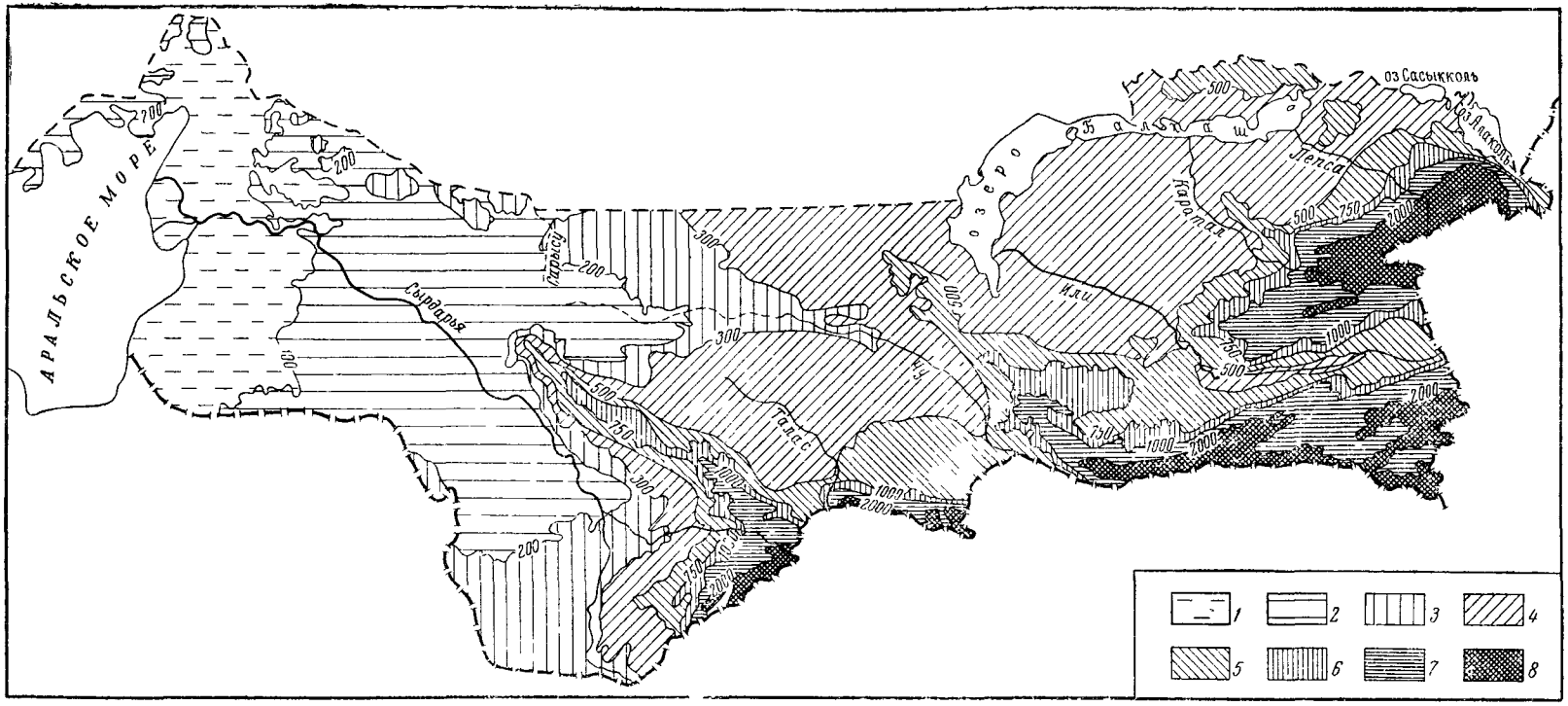



**Рис. 3. Гипсометрическая схема Южного Казахстана (составила Р. А. Попова)**

Шкала высот (*м*): *1* — 50—100; *2* — 100—200; *3* — 200—300; *4* — 300—500; *5* — 500—750; *6* — 750—1000; *7* — 1000—2000, *8* — более 2000

В Джунгарском Алатау наиболее приподнята центральная часть хребта, где горы Саркан и Тышкан достигают высот 4575—5066 *м*. Северный и южный склоны Джунгарского Алатау имеют ступенчатое строение, представляя собой серию коротких параллельно вытянутых хребтов, разделенных глубокими продольными долинами (Кызылтогай, Конурулен и др.). Абсолютные высоты отдельных вершин изменяются от 3150—3850 *м* (горы Котуркаин, Итчеку, Тастау, Алтын-Эмель и др.) до 1100—2200 *м* (горы Сайкан, Текели, Арчалы и др.).

Высотное положение межгорных впадин также изменяется в широких пределах. Наиболее приподняты Текесская и Кегенская впадины, абсолютные высоты которых составляют 2000—2300 *м*. К северо-западу от них на уровне 1000—1300 *м* располагается Жаланашская впадина, которая через понижения гребня хр. Тур-Айгыр переходит в Сюгатинскую впадину с высотой днища 800—1000 *м*. Еще севернее, в Илийской впадине, поверхность снижается до 450—630 *м* и в Алакуль-Балхашской до 340—360 *м*.

В пределах Южного Казахстана минимальные отметки (50—200 *м*) имеет поверхность западных его частей — равнины Туранской низменности и Тургайской столовой страны.

По совокупности физико-геологических процессов, определяющих степень расчлененности рельефа и его морфологию, в пределах описываемой территории выделяются три категории рельефа: денудационно-тектонический, денудационный и аккумулятивный (рис. 4).

**Денудационно-тектонический рельеф.** К этой категории относятся все горноскладчатые сооружения юга Казахстана, образовавшиеся вследствие активного проявления новейших тектонических движений. Морфология склонов и водоразделов горных областей, а также характер изменения абсолютных и относительных высот их поверхности позволяют различать следующие морфогенетические типы рельефа: высокогорный, среднегорный, низкогорный.

Высокогорный рельеф занимает наиболее возвышенные части хребтов, располагающиеся преимущественно в зоне вечных ледников и снежников. Характерными особенностями его являются интенсивная пересеченность склонов и водоразделов, большие амплитуды относительных высот (до 1000 *м*) и широкое распространение ледниковых форм. Склоны хребтов здесь обычно крутые, скалистые, линии гребней острые. Но наряду с ними в Кетменском и Киргизском хребтах, а также на отдельных участках Джунгарского и Кунгей-Алатау развиты плоские вершины и водораздельные равнины, являющиеся останцами древних поверхностей выравнивания. Долины рек всюду глубоко врезаны и имеют форму ущелий или теснин с узкими днищами, почти на всю ширину занятыми руслами. Лишь в самых верховьях, в области распространения древних ледников, они значительно расширены.

Ледниковые формы рельефа — карры, троги, боковые и конечные морены — развиты по всей зоне оледенения и в прилегающей к ней полосе. Существование на вершинах гор вечных ледников и снежников является важным фактором формирования современного рельефа. Бурная эрозионная деятельность рек, образующихся от таяния ледников и снежников, способствовала интенсивной расчлененности поверхности подиимающегося пенеплена. В горах Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау такой типичный эрозионный рельеф развит повсеместно в основном ниже линии вечных снегов и ледников.

Развитие эрозионных процессов происходило на фоне активных тектонических поднятий, обусловивших образование большого количества цокольных террас и глубоких каньонообразных врезов. В долинах горных рек (Чилик, Чарын и др.), пересекающих склоны северного Тянь-

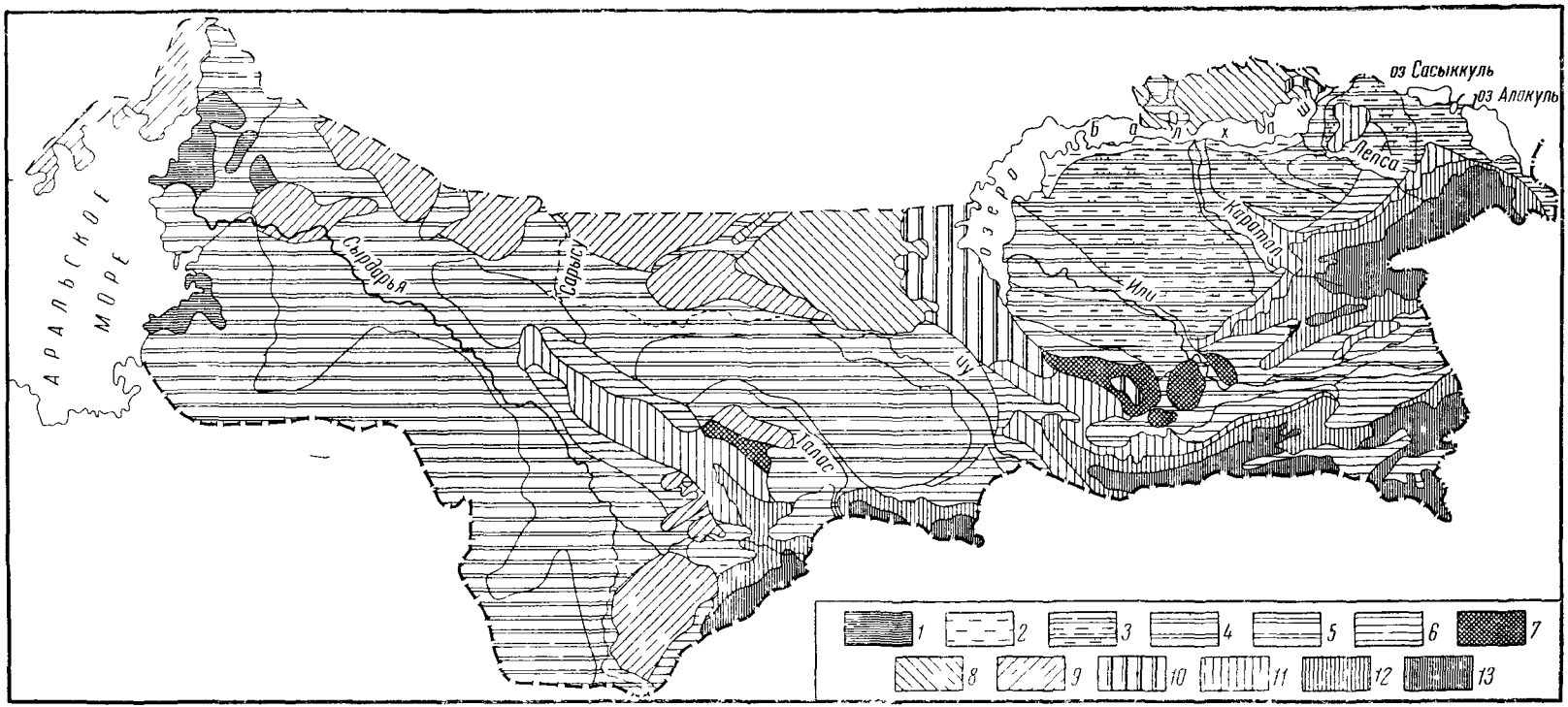



**Рис. 4. Геоморфологическая схема Южного Казахстана (составили Р. А. Попова и В. Д. Евстратова по материалам З. А. Сваричевской, М. С. Калецкой и др.)**

*1* — морские первичные равнины, *2* — озерно-аллювиальные равнины, *3* — озерно аллювиальные равнины с эоловой обработкой, *4* — аллювиальные равнины, *5* — аллювиальные равнины с эоловой обработкой, *6* — аллювиально пролювиальные наклонные равнины, *7* — эрозионные плато, *8* — аридно-денудационные равнины, *9* — аридно-денудационные пластовые равнины, *10* — мелкосопочник с аридно-денудационной обработкой, *11* — эрозионно денудационные низкогорья, *12* — эрозионно-денудационные среднегорья, *13* — эрозионно денудационные высокогорья с частичной ледниковой и нивальной обработкой

Шаня, насчитывается до шести — девяти цокольных террас. Высоты этих террас весьма различны, что вместе с большой изменчивостью продольного профиля рек свидетельствует о неравномерности проявления движений в этом районе. Уклоны русел рек здесь местами достигают 0,15—0,18, местами же они снижаются до тысячных долей.

Большая роль в формировании современного рельефа высокогорья принадлежит также термокарстовым явлениям, связанным с многолетней мерзлотой. Последняя имеет почти повсеместное распространение по всей высокогорной зоне Тянь-Шаня. Особенно широко она развивается на задернованных участках плоских водоразделов, нижняя граница которых находится на отметках 3200—3400 *м*. В условиях многолетнемерзлых пород здесь происходит развитие микроформ рельефа — образование торфяных бугров, морозобойных трещин, криогенных оврагов и различных форм солифлюкционного происхождения — оползней, оплывин и др.

Среднегорный рельеф развит в пределах тех же хребтов на более низких ступенях — от 1000 до 2000 *м*. В отличие от высокогорья рельеф среднегорья характеризуется несколько меньшей степенью и глубиной расчлененности, пологими склонами и почти полным отсутствием ледниковых форм. Аплитуда относительных высот между вершинами и днищами долин здесь редко превышает 500—700 *м*. Долины рек сохраняют еще V-образный профиль с несколько расширенными днищами, выполненными рыхлообломочным материалом. Участки, испытавшие наибольшее поднятие (северный склон Терскей-Алатау, Центральная часть хр. Кетмень, Джунгарского и Заилийского Алатау), имеют сильно расчлененный рельеф и хорошую обнаженность пород. Но северные склоны гор в значительной мере оказываются задернованными, а южные склоны обычно крутые, скалистые, осложнены в нижней части осыпями и селевыми выносами. Глубина вреза долин достигает 800 *м*.

Низкогорный рельеф занимает сравнительно слабо приподнятые участки древних денудационных равнин, располагающиеся в периферической части краевых хребтов Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, в Чу-Илийских горах, Каратау, Кендыктасе и др. Глубина расчлененности рельефа, морфология склонов и водоразделов хребтов для различных участков низкогорья различны. В Кендыктасе, Чу-Илийских горах и Северном Прибалхашье (Аркалы и Арганаты), а также на отдельных участках северных склонов Джунгарского Алатау и Кетменского хребта области низкогорья характеризуются развитием пологоволнистых водораздельных поверхностей, прикрытых небольшим слоем щебенистых суглинков. Склоны водоразделов интенсивно расчленены глубокими каньонообразными долинами, расширяющимися к выходу из гор. В результате избирательной эрозии на отдельных участках образовался мелкосопочный рельеф, формы которого зависят от литологического состава пород и геологических структур (Чуль-Адыр, Ак-Чеку и др.). Вдоль склонов горных хребтов в рельефе низкогорья преобладают пологие возвышенности, разделенные широкими речными долинами, выполненными рыхлыми осадками нередко значительных мощностей, особенно в пределах так называемых прилавков. Относительные высоты отдельных возвышенностей достигают 500 *м*. Некоторым своеобразием отличается низкогорный рельеф северо-восточного склона хребта Каратау, отдельных участков северного склона Джунгарского Алатау, Сюгатинских гор и др. Гребневая линия этих хребтов сильно расчленена. Амплитуды относительных высот нередко достигают 600 *м*. Склоны долин крутые, скалистые. Покровы рыхлых отложений встречаются только по долинам рек и в логах.

Денудационный рельеф представлен аридно-денудационными равнинами и эрозионными плато, которые по своему высотному положению занимают промежуточную ступень между горными массивами и аккумулятивными равнинами. В пределах Южного Казахстана к ним относятся обширные пространства пустыни Бетпак-Дала, Приташкентских Чулей, плато Карой, Итжон, а также участки предгорных наклонных равнин, сохраняющихся в виде останцовых возвышенностей в предгорьях хр. Каратау и Чу-Илийских гор.

Характерной чертой аридно-денудационных равнин и эрозионных плато является неглубокое залегание пород скального фундамента, литологический состав и геологические структуры которых предопределили основные особенности рельефа этих равнин. Чехол покровных отложений на них обычно маломощный и только в пределах пластовых равнин, сложенных отложениями мела, палеогена и неогена, он увеличивается до десятков и сотен метров (западная оконечность Бетпак-Далы и предгорья Каратау), а иногда до тысяч метров (Приташкентские Чули). По характеру рельефа это преимущественно плоские, пологоволнистые, реже увалистые поверхности с абсолютными высотами до 600 *м*. На их равнинном фоне выступают отдельные останцы более древнего рельефа в виде мелкосопочных и грядовых возвышенностей (горы Жуантобе, Курманчите, Дамбралытау, Казыкурт, Азат и др.). В восточной части Бетпак-Далы, значительно приподнятой по линии Джалаирнайманской зоны, денудационная поверхность более расчленена и пологоволнистый характер ее нарушается редкими останцами низких гор и древнего мелкосопочника. Далее к востоку равнина наклонена к Балхашской котловине и изрезана широко ветвящейся сетью логов и мелких долин, ориентированных в сторону озера. Образовавшийся здесь мелкосопочник отличается меньшей глубиной расчленения и более сглаженными формами. Вблизи оз. Балхаш равнина осложнена сорами и солончаками. У берегов озера коренные выхода пород создают крутые обрывы. Местами отмечаются песчаные береговые валы высотой 1—2 *м*.

Существенное разнообразие вносят в рельеф денудационных равнин долины рек и временных потоков, а также широко развитая сеть сорово-дефляционных впадин. Высоко приподнятые участки плато Карой и Итжон омываются водами рек Или и Курты, долины которых носят антецедентный характер и представляют собой узкие каньонообразные врезы глубиной до 100 *м*. Склоны их крутые, скалистые, иногда изрезаны многочисленными логами и оврагами.

Наибольшему расчленению подверглись участки денудационных равнин в предгорьях Чу-Илийских гор и хр. Каратау. Густая сеть речных долин и ложбин стока разделила их на отдельные останцы с пологоволнистой или увалистой поверхностью. Склоны этих останцов в свою очередь рассекаются более мелкими логами и оврагами, вследствие чего на них также образуется рельеф присклонового мелкосопочника. Глубина расчленения рельефа достигает 30—50 *м*, вблизи гор она увеличивается до 200—300 *м* (северо-восточные предгорья Каратау). Выравненные пространства междуречий, часто покрытые щебнистыми отложениями или лёссовидными суглинками, местами приобретают вид увалов с мягкими контурами вершин и склонов. Увалы, как правило, ориентированы в направлении главного речного стока. Увалистый рельеф особенно характерен для пластовой равнины Приташкентских Чулей, сложенной различными по устойчивости породами мезозоя и кайнозоя.

Между Приаральскими Каракумами и западной частью Бетпак-Далы от пластовой равнины сохранились лишь отдельные останцы высотой 50—80 *м* с плоскими вершинами и крутыми часто обрывистыми

склонами. Широкие низменные участки, разделяющие эти останцы, в большинстве случаев заняты такырами или заболочены.

Сорово-дефляционные впадины встречаются повсеместно, но наибольшее развитие они получили в южной части Бетпак-Далы, где протягиваются иногда на десятки километров, образуя местные базисы стока дождевых и талых вод. Днища их обычно покрыты солончаками и такырами, глубина вреза нередко превышает 40—50 *м*.

Современный рельеф поверхности денудационных равнин определяется в основном действием избирательной денудации на различные по устойчивости породы. На жестких сильно метаморфизованных породах и интрузивах, так же как и на отложениях силицифицированной коры выветривания, образуется в большинстве случаев слабо расчлененный рельеф плоских или пологоволнистых равнин. Породы менее устойчивые образуют мелкосопочный или долинно-увалистый рельеф различной морфологии, в зависимости от характера переслаивания пород и их геологической структуры.

В древних долинах и обширных сорово-дефляционных понижениях продолжается формирование солоичаков и такыров. Аккумуляция осадков имеет подчиненное значение и наблюдается только на участках действия временных водотоков.

**Аккумулятивный рельеф.** На фоне общего поднятия горных сооружений выделяются обширные площади относительного опускания в виде грабенов и синклинальных прогибов, выполненных мощными осадками мезозоя и кайнозоя. К ним относятся все межгорные впадины юга Казахстана, образовавшиеся в разное время, что подтверждается различием мощностей и возраста слагающих их осадков. Наиболее древними впадинами являются Чуйская и Илийская, в пределах которых встречаются осадки триас-юрского возраста общей мощностью до 1500—4500 *м*. Мелкие впадины — Кегенская, Текесская, Сюгатинская и другие — заложены в более позднее время и выполнены осадками палеоген-четвертичного возраста, мощность которых не выходит из предела первых сотен метров. Состав этих пород и условия их залегания свидетельствуют о водно-аккумулятивном происхождении современного равнинного рельефа.

По своему генезису аккумулятивные равнины разделяются на пролювиальные, аллювиальные и озерно-аллювиальные. Предгорные участки, как правило, заняты пролювиальными равнинами, образовавшимися от слияния конусов выноса и делювиальных шлейфов. Гипсометрически ниже залегают аллювиальные равнины, наиболее распространенные в районе. Протягиваясь вдоль русел рек, они иногда расширяются до сотен километров, переходя вблизи крупных водоемов в озерно-аллювиальные и озерные равнины. Последние обычно узкой полосой окаймляют озерные котловины, плавно сливаясь с береговой линией озер. Как аллювиальные, так и озерно-аллювиальные равнины на значительной площади своего распространения сильно изменены в результате последующей аридно-денудационной обработки, о чем свидетельствуют огромные по площади массивы эоловых песков, осложняющих поверхность равнин.

Пролювиальные наклонные равнины протягиваются хорошо выраженными полосами вдоль южного борта Илийской, Алакуль-Балхашской и Чу-Сарысуйской впадин, а также обрамляют с юга и с севера более мелкие межгорные впадины. Гипсометрия их определяется высотным положением межгорных впадин и меняется в больших пределах. Поверхность их обычно плоская, пересеченная многочисленными долинами горных рек. Глубина вреза долин самая разнообразная и уменьшается при удалении от гор к центру впадин. В отдельных

случаях на выходе из гор склоны каньонообразных долин достигают по высоте 200 *м* и более (реки Чарын, Чилик и др.). Долины такого типа обычно являются глубокими дренами и отрицательно влияют на накопление подземных вод в верхних слоях аллювиально-пролювиальных отложений. Чередование продольных долин с водораздельными пространствами создает на отдельных участках, особенно вблизи гор, характерный увалистый рельеф. Общий уклон поверхности пролювиальных равнин изменяется от 0,005 до 0,054. Переход их к аллювиальным равнинам выражен слабо и заметен только по смене уклонов на поверхности вблизи периферии конусов выноса.

Аллювиальные равнины отличаются незначительными уклонами поверхности и наличием нескольких речных террас, что связано с проявлением различных эрозионно-аккумулятивных циклов образования.

В долинах рек Южного Казахстана намечается до четырех уровенных поверхностей, соответствующих пойме, первой, второй и третьей надпойменным террасам рек. Разница в высотном положении этих террас в пределах бассейна одной и той же реки незначительна. Высота эрозионных уступов, разделяющих эти террасы, редко превышает 5—7 *м* при общем возрастании ее от поймы в сторону более древних террас. Террасы морфологически выражены слабо и устанавливаются часто по изменению уклонов поверхности, растительного покрова и других признаков. По переднему краю террас вблизи уступов, как правило, прослеживается серия дефляционно-соровых котловин, указывающих на близкое залегание грунтовых вод на границах перехода одной террасы в другую.

Поймы рек развиты повсеместно и повышаются над урезом воды до 0,5—1,0 *м*. Поверхность пойм изобилует озерами, старицами, на отдельных участках покрыта густыми зарослями камыша и древесно-кустарниковой растительности.

Наиболее широким площадным распространением пользуются первая и вторая надпойменные террасы, сложенные породами верхне- и среднечетвертичного возраста. Ширина и протяженность этих террас в большинстве случаев измеряется десятками километров. Третья надпойменная терраса в долинах рек Или и Сары-Су сохранилась в виде отдельных останцов различных размеров со слабо пересеченной поверхностью. В долинах рек Чу и Сырдарьи она занимает огромные пространства песчаных массивов Муюнкумов и Кызылкумов, возвышающихся над поверхностью второй надпойменной террасы более чем на 10 *м*. Поверхность этих террас покрыта глинистыми и суглинистыми образованиями, вследствие чего в пониженных участках рельефа часто происходит засоление почв и образование такыров (долина р. Сырдарьи, низовья р. Или).

Значительные площади аллювиальных равнин осложнены сорово-дефляционными впадинами и различными формами эоловой аккумуляции. Наблюдается некоторая закономерность в распределении форм эолового рельефа, в их размерах и ориентировке. На пойме и первой надпойменной террасе это преимущественно мелкие массивы и одиночные формы в виде низких (10—15 *м*) бугров и гряд, разбросанных по поверхности равнины. На побережье Аральского моря, в Приаральских Каракумах, развиты барханные пески с относительной высотой отдельных бугров в 2—3 *м*. По правобережью р. Сырдарьи появляются бугристо-грядовые формы меридионально вытянутые, высотой до 10—15 *м*. Гряды разделены широкими (до 2 *км*) межгрядовыми понижениями, обычно занятыми такырами.

Высокие террасы рек Или, Чу и Сырдарьи характеризуются в большинстве случаев почти сплошным развитием эоловых песков, образующих крупные массивы — Муюнкумы, Кызылкумы и др. Рельеф преимущественно крупногрядовый и бугристо-грядовый с большой амплитудой колебания высот. Гряды протягиваются в меридиональном или северо-западном направлениях на десятки километров, разделяясь довольно широкими межгрядовыми понижениями, в свою очередь осложненными мелкими буграми и песчаными перемычками. Высоты гряд над межгрядовыми понижениями достигают 15—30 *м*, а в Таукумах они увеличиваются до 40—60 *м*. В Муюнкумах наблюдаются ячеистые и бугристо-грядовые пески с относительной высотой отдельных форм до 20 *м*. Пески закреплены травянистой и кустарниковой растительностью, но встречаются и перевеваемые пески, особенно в пределах высоких речных террас. В том и другом случаях они являются аккумуляторами влаги, поступающей из атмосферы.

Образование форм эоловой аккумуляции связано с наиболее аридными фазами климата на юге Казахстана.

Озерно-аллювиальные и озерные равнины прослеживаются на огромной площади центральной и северной частей Алакуль-Балхашской котловины и ограничиваются на севере отдельными массивами Центрально-Казахстанского мелкосопочника, на юге — предгорными наклонными равнинами хребтов Джунгарского Алатау и Чу-Илийских гор.

Рельеф поверхности этих равнин слабоволнистый, осложнен различными формами эоловой аккумуляции, сорово-дефляционными и озерными котловинами. Наиболее крупные массивы эоловых песков — Сары-Ишикотрау, Таукум, Муюнкум, Курганкум и другие — представлены преимущественно грядами, разделенными широкими межгрядовыми понижениями северо-западной или меридиональной ориентировки. Местами они сменяются формами бугристо-грядового и ячеистого рельефа. Высота отдельных гряд и бугров изменяется в широких пределах — от 10—20 до 40—60 *м* (пески Таукум). Вблизи озер простираются плоские равнины с небольшими массивами дюнных и кучевых песков. Значительные площади занимают соленые озера и тонкие солончаки.

## КЛИМАТ

Особенности климата Южного Казахстана определяются его широтностью, большой удаленностью от Атлантического океана как основного фактора увлажнения атмосферы и разнообразием орографических элементов на его поверхности. Совокупность климатообразующих факторов в этих условиях обусловливает преобладание жаркой сухой погоды с большим количеством безоблачных дней и резкими сезонными и суточными колебаниями температур воздуха. Лето здесь жаркое, зима умеренно холодная, мягкая. Влажные годы нередко сменяются засушливыми периодами с засухой и суховеями. Усиленная деятельность ветра часто сопровождается снежными и пыльными бурями, особенно на равнинах, вызывая эрозию почв. В высокогорных районах весной и летом отмечаются ливневые дожди, с которыми связаны кратковременные паводки рек, иногда сильные, приводящие к образованию селевых потоков. Продолжительность солнечного сияния достигает 2500—2900 *ч* и более и лишь в горной области юго-востока территории (города Алма-Ата, Панфилов) снижается до 2000 *ч*. Средняя величина радиационного баланса за год составляет 30—35 *ккал/см*$^2$. На протяжении большей части года (с февраля по октябрь включительно) радиационный баланс положительный и только в остальной непродолжительный период

он имеет отрицательное значение. Такие общие условия радиации солнца создают в пределах территории предпосылки для интенсивного развития процессов испарения влаги с открытых водоемов и с поверхности суши, а также связанных с ними явлений засоления почво-грунтов и неглубоко залегающих подземных вод.

Характер атмосферной циркуляции воздуха, обусловленный воздействием отмеченных выше особенностей радиационного режима, зависит главным образом от состояния меняющихся в своем развитии центров барических систем (А. С. Утешев, 1959 г.). Непосредственное влияние на атмосферные циркуляционные процессы в пределах территории оказывают зимний сибирский барический максимум и летний среднеазиатский минимум, при взаимодействии которых происходит распределение поступающих сюда арктических, полярных и тропических воздушных масс. Вследствие расположения описываемой территории к югу от оси сибирского максимума (к югу от 50° с. ш.) в течение зимы, весны и осени движение воздуха здесь имеет направление преимущественно с севера на юг и с северо-востока на юго-запад. В это время сюда устремляются полярная сибирская, относительно влажная и арктическая сухая воздушные массы. С вторжением последней связаны резкие похолодания; в начале зимы приход ее почти всегда сопровождается выпаданием первого снега, весной и осенью она вызывает заморозки. Летом в режиме атмосферной циркуляции существенную роль играют перемещения теплого и сухого среднеазиатского воздуха, поступающего вместе с трансформированным также очень сухим воздухом. Перенос этих воздушных масс на описываемую территорию связан как с циклонными явлениями в расширяющемся за этот период поле термической депрессии, так и с ослаблением и отодвиганием на север сибирского максимума. С развитием циклоничности нередко весной и в начале лета на территорию приходят влажные воздушные массы с запада — с Черного и Каспийского морей, иногда даже с Атлантики. Они обычно вызывают выпадание дождей, чаще в предгорной зоне и реже на равнинах, а непосредственно в горах — снега. Но такой общий фон циркуляции воздуха в горных районах территории резко нарушается. Наличие здесь системы почти широтно ориентированных высоких хребтов создает естественный барьер, препятствующий свободному перемещению южных и северных воздушных течений и тем самым изменяющий их прежние направления соответственно ориентировке самих гор. Кроме того, во всей горной и предгорной зоне вследствие резких очертаний поверхности и больших амплитуд рельефа имеет место формирование местных микротипов циркуляции атмосферы, вносящих разнообразие температурных и других контрастов в состояние приземной части атмосферы (горно-долинные ветры, фены и др.).

От перечисленных общих условий радиации и сложившихся при них непрерывно протекающих естественных процессов атмосферной циркуляции зависит и режим колебания всех климатических показателей. Ниже приводится краткая количественная характеристика их по основным метеорологическим элементам в нормах за многолетие, установленных по данным длительно функционирующих гидрометеорологических станций: Кзыл-Орда — с 1881 г., Алма-Ата, Джамбул — с 1881 г., Аральское море — с 1906 г., Или — с 1916 г., Чимкент — с 1919 г., и др.

Температура воздуха. Характерной особенностью температурного режима территории является наибольшая в Казахстане продолжительность теплого периода года. Средние месячные температуры воздуха (табл. 1) положительны на всех равнинах и предгорьях юга и юго-запада в течение девяти месяцев (март — ноябрь), а на северо-востоке — семи месяцев (апрель — октябрь). На юге, в районе Чимкента,

Таблица 1

**Средняя месячная и годовая температура воздуха °С**

| Станции | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Годовая | Амплитуда |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Кзыл-Орда | −9,8 | −7,8 | 0,7 | 11,6 | 19,3 | 24,0 | 25,9 | 23,6 | 16,9 | 8,6 | 0,3 | −6,5 | 8,9 | 35,7 |
| Туркестан | −6,0 | −2,5 | 5,4 | 14,2 | 20,8 | 26,0 | 28,6 | 26,9 | 19,9 | 11,1 | 3,3 | −2,4 | 12,1 | 34,6 |
| Чимкент | −4,3 | −0,6 | 6,0 | 13,1 | 18,3 | 23,2 | 26,3 | 24,7 | 18,6 | 11,3 | 5,0 | 0,4 | 11,8 | 30,6 |
| Чардара | −4,4 | −0,8 | 6,5 | 14,0 | 20,7 | 25,4 | 28,0 | 25,8 | 19,0 | 11,7 | 3,9 | −0,8 | 12,4 | 32,4 |
| Балхаш | −15,6 | −13,0 | −5,7 | 6,2 | 16,1 | 21,3 | 23,9 | 21,7 | 15,0 | 6,5 | −3,4 | −11,6 | 5,1 | 39,5 |
| Курты | −13,8 | −11,2 | −1,1 | 10,2 | 17,0 | 22,9 | 24,7 | 23,1 | 15,9 | 8,0 | −1,4 | −8,8 | 7,1 | 38,5 |
| Талды-Курган | −12,1 | −9,0 | −0,3 | 9,7 | 16,1 | 20,6 | 22,4 | 21,5 | 15,0 | 7,5 | −0,8 | −8,4 | 6,8 | 35,5 |
| Панфилов | −9,3 | −6,4 | 3,3 | 12,7 | 18,0 | 21,7 | 23,3 | 22,4 | 16,9 | 9,2 | 0,8 | −6,3 | 8,9 | 32,6 |
| Джамбул | −5,1 | −3,2 | 3,2 | 11,3 | 17,2 | 21,7 | 23,4 | 21,2 | 15,7 | 9,1 | 2,4 | −2,6 | 9,5 | 28,5 |
| Или | −12,3 | −7,4 | 0,4 | 11,9 | 18,0 | 22,7 | 24,7 | 23,9 | 17,1 | 8,8 | 0,9 | −7,2 | 8,5 | 37,0 |
| Алма-Ата | −7,4 | −5,6 | 1,7 | 10,5 | 16,3 | 20,8 | 23,0 | 22,4 | 16,8 | 9,2 | 1,4 | −4,8 | 8,7 | 30,4 |
| Медео | −4,3 | −3,3 | 0,7 | 6,4 | 11,7 | 15,9 | 18,1 | 17,6 | 12,8 | 6,5 | 1,8 | −2,5 | 6,8 | 22,4 |
| Верхний Горельник | −7,3 | −6,5 | −3,3 | 2,0 | 7,0 | 10,6 | 12,8 | 13,0 | 8,2 | 2,8 | −1,4 | −6,5 | 2,6 | 20,3 |
| Мынжилки | −11,9 | −11,3 | −7,8 | −3,2 | 1,6 | 4,6 | 6,8 | 7,0 | 2,5 | −2,3 | −7,2 | −10,9 | −2,7 | 18,9 |

среднемесячная температура положительна и в декабре. Соответственно высоки и среднегодовые ее значения, постепенно увеличивающиеся с северо-востока на юг от 5—7° до 11—12°. Такой режим температуры воздуха выдержан вплоть до оснований высоких гор, но далее с возрастанием гипсометрических высот он резко меняется. На высотах *свыше 2000 м средняя величина годовой температуры убывает до 2—1°*, а еще выше (Мынжилки, абс. отм. 3036 *м*) она становится отрицательной (—2,7°). Одновременно здесь сокращается продолжительность теплого периода до пяти месяцев и менее.

Величина годовой амплитуды колебания среднемесячных температур, как одна из характеристик степени континентальности климата, наибольшая в районах северных равнин (Прибалхашье) и достигает почти 40°. К югу она убывает до 28—33°, а с переходом к областям гор становится менее 20°. Самый жаркий месяц на территории Южного Казахстана — июль, холодный — январь. Абсолютная амплитуда температур колеблется в пределах 60—90°. Высокие ее значения чаще всего наблюдаются на равнинах. В отдельные дни июля температура воздуха в Кызылкумах и Бетпак-Дале поднимается до 42—47°, а на поверхности почвы до 70°, зимой она падает здесь до минус 30—40°. Сильные морозы в зимний период как на равнинах, так и в предгорьях обычно непродолжительны — не более 5—10 дней. Они часто сменяются оттепелями, вызываемыми поступлением воздушных масс с юга.

Атмосферные осадки. Для большей части территории, за исключением высокогорных областей и их предгорий, характерна недостаточная величина атмосферных осадков. Почти на всех равнинах годовая сумма осадков составляет всего лишь 100—200 *мм* и только к предгорьям она увеличивается до 300—500 *мм*, достигая в высокогорных областях 700 *мм* и более (рис. 5 и табл. 2). В течение года количество выпадающих осадков распределено неравномерно. Значительная часть их обычно приходится на теплый период, когда выпадает более 50—80 % годовой нормы. Однако осадки этого периода, главным образом летние, на всей территории сочетаются с высокими температурами воздуха, что снижает их значение как фактора увлажнения. Особенно это сказывается в пустынях, где осадки лета, составляющие 20—35% годовой суммы, почти совсем не принимают участия в питании поверхностных и подземных вод.

Характер изменения выпадающих осадков в сравнении с их нормой по ряду длительных наблюдений на некоторых станциях территории приведен на рис. 6. Показательно, что крайние значения годовых количеств осадков выше или ниже многолетней нормы, отражающей относительно влажные и засушливые периоды, постепенно возрастают от равнин к предгорьям. Как на равнинах, так и в предгорьях такое чередование происходит в определенной последовательности, обычно периоды имеют небольшую продолжительность — два — три года. Наступление же длительных влажных или засушливых периодов не подчинено какой-либо закономерности — проявляются они редко и в различных частях территории разновременно. Продолжительность таких периодов составляет пять — семь, иногда десять лет.

Снежный покров. В соответствии с режимом температуры снежный покров на исследуемой территории, исключая высокогорные районы, имеет сезонный характер. Его мощность и период устойчивого залегания обычно незначительны, что является следствием общих температурных условий зимы и относительно малого количества осадков, выпадающих в этом сезоне не более 20—30% годовой нормы. На крайнем юге (в районе Чимкента и южнее), где зимой наиболее часты оттепели, снежный покров не постоянен и в отдельные годы даже отсутст-

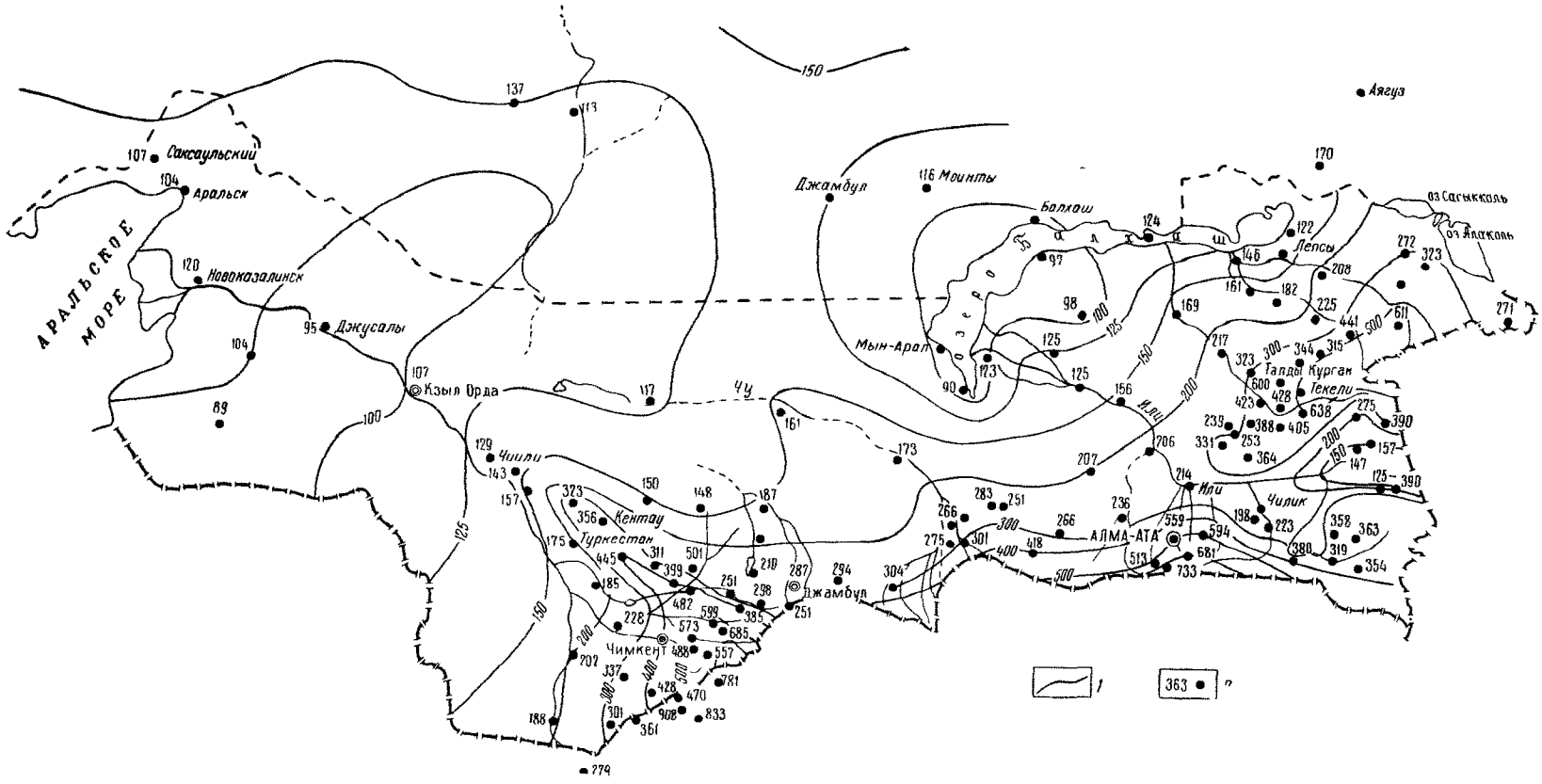



**Рис 5 Схема распределения среднегодовых сумм атмосферных осадков (составили Р. А. Попова и М. М. Сорокин по материалам Каз. УГМС)**

*1 — изогиеты; 2 — среднее количество осадков по метеостанциям (мм)*

Таблица 2

**Среднее колнчество атмосферных осадков (*мм*)**

| Станции | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Годовое | Холодный период | Теплый период |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Аральское море . . . . . | 8 | 7 | 8 | 11 | 10 | 10 | 7 | 7 | 6 | 13 | 9 | 8 | 104 | 40 (XI—III) | 64 (IV—X) |
| Чирик-Рабат . . . . . | 8 | 7 | 10 | 14 | 7 | 3 | 0,2 | 6 | 6 | 12 | 9 | 7 | 89 | 31 (XI—III) | 38 (III—X) |
| Кзыл-Орда . . . . . | 11 | 12 | 13 | 14 | 11 | 5 | 5 | 3 | 4 | 7 | 11 | 11 | 107 | 45 (XI—II) | 62 (III—X) |
| Чардара . . . . . | 22 | 19 | 31 | 27 | 17 | 6 | 1 | 1 | 1 | 13 | 20 | 17 | 175 | 58 (XII—II) | 17 (III—XI) |
| Чимкент . . . . . | 49 | 54 | 73 | 73 | 39 | 14 | 7 | 2 | 6 | 33 | 45 | 53 | 448 | 156 (XII—II) | 292 (III—XI) |
| Джамбул . . . . . | 21 | 22 | 37 | 44 | 36 | 21 | 9 | 6 | 8 | 30 | 30 | 33 | 297 | 76 (XII—II) | 221 (III—XI) |
| Бурлютюбе . . . . . | 10 | 7 | 6 | 11 | 15 | 10 | 8 | 5 | 6 | 17 | 15 | 12 | 122 | 50 (XI—III) | 72 (IV—X) |
| Отар . . . . . | 15 | 14 | 24 | 32 | 38 | 32 | 16 | 15 | 15 | 30 | 24 | 13 | 268 | 42 (XII—II) | 226 (III—XI) |
| Талды-Курган . . . . . | 17 | 19 | 29 | 34 | 44 | 27 | 22 | 12 | 19 | 31 | 40 | 26 | 323 | 131 (XI—III) | 192 (IV—X) |
| Панфилов . . . . . | 10 | 11 | 11 | 14 | 19 | 22 | 20 | 10 | 10 | 12 | 13 | 13 | 165 | 47 (XI—II) | 118 (III—X) |
| Или . . . . . | 14 | 12 | 18 | 26 | 39 | 25 | 26 | 14 | 14 | 22 | 19 | 16 | 245 | 60 (XI—II) | 185 (III—X) |
| Алма-Ата . . . . . | 27 | 28 | 59 | 96 | 90 | 54 | 36 | 24 | 27 | 48 | 46 | 30 | 559 | 85 (XII—II) | 474 (III—XI) |
| Медео . . . . . | 28 | 30 | 79 | 129 | 183 | 116 | 64 | 42 | 51 | 56 | 58 | 36 | 872 | 94 (XII—III) | 778 (IV—X) |

вует. Сравнительно устойчив он в северных районах и во всех горных областях. На вершинах же высоких гор, выше 2800—3000 *м* (Джунгарский, Заилийский и Таласский Алатау и др.) снег сохраняется в течение круглого года, образуя фирновые поля и ледники.

В табл. 3 приведены средние значения высоты снежного покрова по декадам и запасы воды в снеге на различных частях территории.

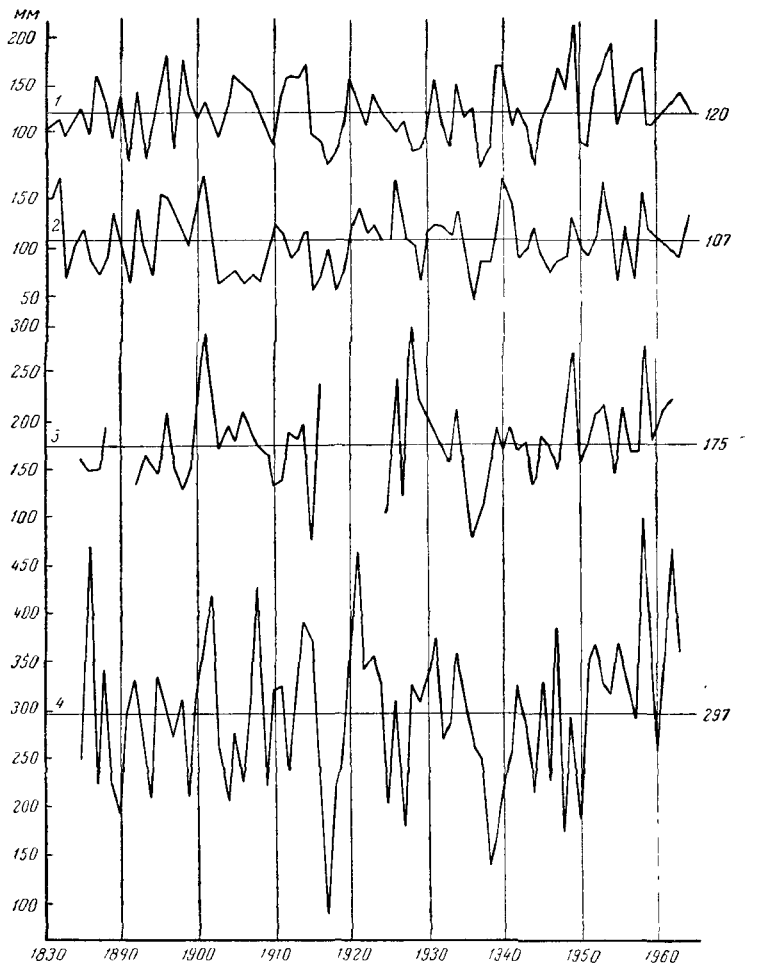



**Рис. 6. График колебания годовых сумм атмосферных осадков за многолетний ряд наблюдений (составил М. М. Сорокин по материалам Каз. УГМС)**
*1* — Казалинск; *2* — Кзыл-Орда; *3* — Гуркестан; *4* — Джамбул. Горизонтальные линии — годовые иормы осадков (цифры справа — величина нормы осадков)

Мощность снежного покрова возрастает от равнин к предгорьям, варьируя в пределах 9—28 *см*; в горах она значительно больше. Накапливающийся за зимний период слой снега (на равнинах и предгорьях) содержит запасы воды около 30—60 *мм*, расходующейся на питание поверхностного и подземного стока. Средние даты установления снежного покрова в южных предгорьях и на равнинах приходятся на третью декаду ноября или первую декаду декабря, в северных и восточных районах — на первую декаду ноября. Во вторую-третью декаду марта снег обычно всюду сходит.

Таблица 3

**Средняя высота снежного покрова по декадам (*см*) и запасы воды в снеге (*мм*)**

| Станции | XI | | | XII | | | I | | | II | | | III | | | Средняя из наибольших декадных высот за зиму | Средние запасы воды в снеге |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | | |
| Бетпак-Дала | | 2 | | 2 | 3 | 5 | 5 | 7 | 10 | 11 | 11 | 10 | 9 | 6 | — | 15 | 60 |
| Казалинск | | | | 1 | 2 | 4 | 5 | 7 | 9 | 10 | 9 | 8 | 6 | 3 | — | — | — |
| Кзыл-Орда | | | | 1 | 2 | 3 | 3 | 5 | 6 | 6 | 4 | 3 | 2 | 1 | — | 9 | 33 |
| Туркестан | | | | 1 | 2 | 5 | 4 | 5 | 6 | 4 | 3 | 2 | 1 | — | — | 9 | 33 |
| Джамбул | | 2 | 2 | 2 | 5 | 6 | 7 | 10 | 13 | 12 | 9 | 9 | 9 | 6 | 3 | — | — |
| Алма-Ата | 2 | 4 | 6 | 8 | 11 | 14 | 16 | 20 | 22 | 24 | 22 | | 19 | 16 | 9 | 3 28 | 45 |
| Медео | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 59 | — |
| Мынжилки | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 89 | — |
| Баканас | | 1 | 2 | 3 | 5 | 6 | 89 | 9 | 10 | 10 | 8 | 6 | 4 | | — | 12 | 36 |
| Талды-Курган | 1 | 2 | 4 | 6 | 12 | 14 | 16 | 18 | 20 | 23 | 23 | 21 | 17 | 11 | | 3 26 | 60 |

Промерзаемость грунта. Промерзание поверхностного слоя осадочных и других пород происходит на территории почти повсеместно в продолжение короткой зимы и лишь на высоких горах — в областях значительного скопления снега и льда — грунты находятся в более длительном сезонном и многолетнем мерзлотном состоянии. Основным показателем мерзлых грунтов в гидрогеологическом и инженерно-геологическом отношении является глубина их распространения. Наличие поверхностного мерзлого слоя той или иной мощности обычно меняет течение многих естественных процессов, происходящих как в самом этом слое, так и в нижележащих толщах пород. В частности, при промерзании грунтов временно затрудняется свободный влагообмен между атмосферой и зоной аэрации, подземные воды прекращают инфильтрационное питание и расход на внутригрунтовое испарение; от глубины промерзания грунтов зависят объемы и условия проведения всевозможных строительных работ и т. д.

Характер распределения глубин промерзаемости грунтов по различным частям территории пока достаточно не изучен. На основании непродолжительного ряда наблюдений в отдельных пунктах Казахстана и сопоставления их результатов с данными более длительно действовавших опорных станций И. И. Прохоровым составлена схематическая карта максимальных глубин промерзания почвы («Климат Казахстана» под редакцией А. С. Утешева, 1959 г.). В Южном Казахстане согласно этой схеме (рис. 7) зоны с различными максимальными глубинами промерзания почвы меняются в широтном направлении, при убывании глубины промерзания с севера на юг от 2,5 до 0,5 *м* и менее. На *большую глубину (до 3,0 м) почвы могут промерзать лишь на* северо-востоке территории — в районах северного Прибалхашья.

Влажность воздуха. Абсолютная влажность воздуха в пределах описываемой территории изменяется от 5,9 до 8,5 *мбар*. Наибольшее значение ее отмечается в июле (10,4—14,7 *мбар*), наименьшее — в январе (2,3—4,3 *мбар*). В горных областях юго-востока Казахстана абсолютная влажность уменьшается до 3,6—4,9 *мбар* (северный склон Заилийского Алатау). Большой сухостью отличаются районы Бетпак-Далы, северной и восточной частей Приаралья, Кызылкумов и другие, для которых годовая величина дефицита влажности достигает 10—13 *мбар*, а летние максимальные среднемесячные значения ее увеличи-

ваются до 26—32 *мбар*. Среднегодовое значение относительной влажности составляет 41—63%, при больших изменениях ее в течение года (от 21—25% до 75—80%). Увеличение относительной влажности воздуха характерно для холодных месяцев (декабрь, январь, февраль), за исключением высокогорных районов, где в связи с таянием ледников и снежников и большим количеством атмосферных осадков максимум ее наступает в летний период. Такой характер режима влажности воздуха создает здесь, как и во всех аридных зонах, крайне неблагоприятные условия для формирования подземных вод.

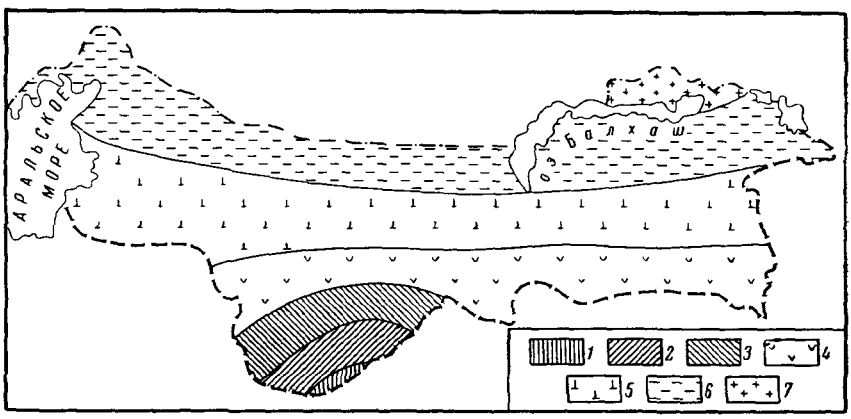



**Рис. 7. Максимальная глубина промерзания грунта под естественным снежным покровом (*см*) (по А. С. Утешеву и И. И. Прохорову)**

*1* — до 50; *2* — 50—75; *3* — 75—100; *4* — 100—150; *5* — 150—200; *6* — 200—250; *7* — 250—300

## ГИДРОГРАФИЯ

Распределение гидрографической сети определяется разнообразием ландшафтов описываемой территории. Горные массивы характеризуются густой речной сетью, а полупустынные и пустынные равнины — редкими водотоками или вообще лишены постоянно действующих рек (рис. 8). По гидрологическому режиму реки разделяются на горные и равнинные, принадлежащие к бессточным бассейнам Аральского моря и оз. Балхаш*. Густота речной сети в горных областях в среднем составляет 12—15 *км* на 100 *км*$^2$, в предгорьях и на равнине она уменьшается до 3—5 *км*, а в районах с эпизодическим поверхностным стоком имеет нулевые значения (Бетпак-Дала, Кызылкумы). Очертания речных долин изменяются в зависимости от высотных горных поясов. В нивальной зоне (выше 3800 *м*), у истоков рек, долины носят характер трогов шириной 250—1000 *м*. В высокогорном поясе поперечный профиль их имеет эрозионную V-образную, иногда каньонообразную форму. Склоны долин крутые (35—55°) и высокие (до 1000 *м*); уклоны русел значительные, в связи с чем скорость течения воды достигает 7 *м/сек*.

Водный режим рек — питание, нормы стока и модули стока — тесно связан с высотой и экспозицией склонов гор, с которых стекают реки. В высокогорье основную роль в питании рек играют воды ледников и снежников, ниже в горах (2000 *м* и менее), а также на равнинах существенная роль принадлежит выклинивающимся в их руслах подземным

* Помимо этих основных бассейнов существует еще ряд мелких, из которых наиболее значительным является бассейн оз. Алакуль.

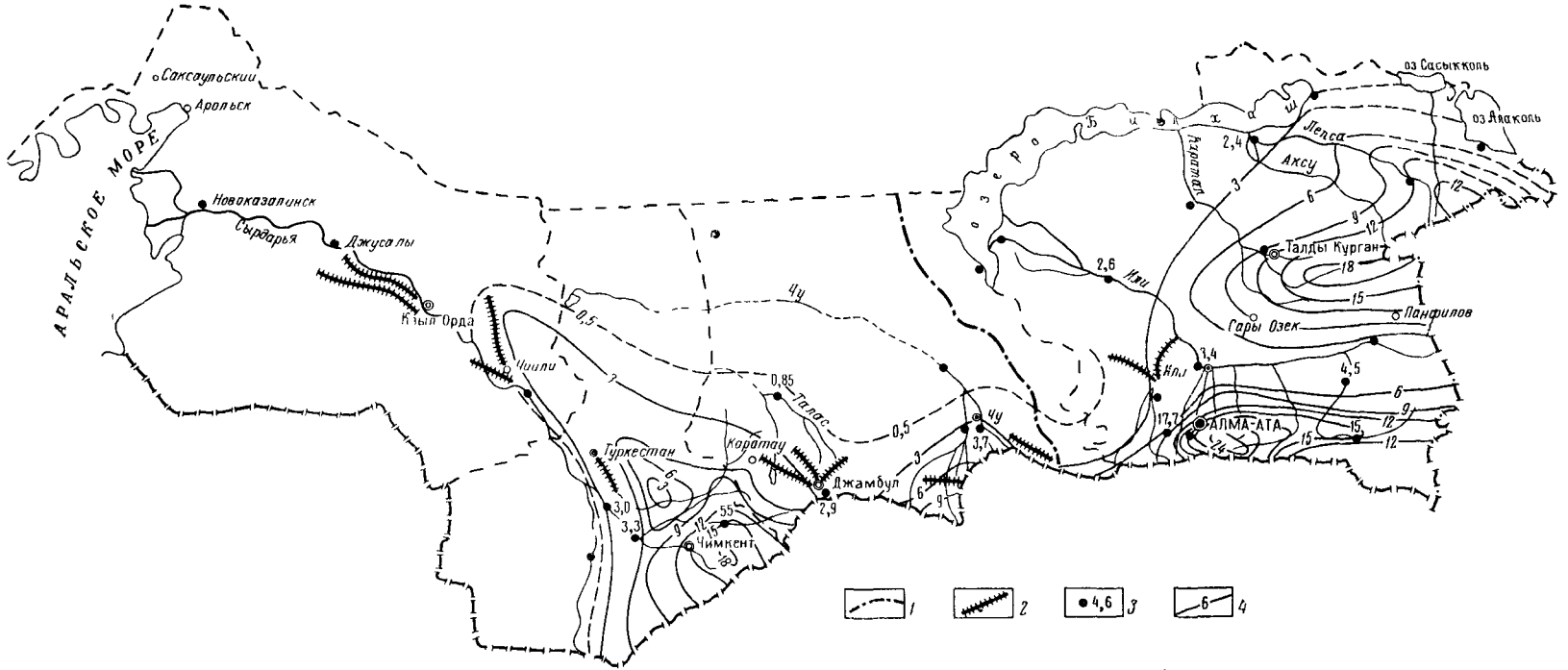



**Рис. 8. Гидрографическая схема Южного Казахстана (составили Р. А. Попова и С. Х. Симбердеева)**

*1* — граница между Аральским и Балхашским бассейнами стока, *2* — каналы оросительные; *3* — гидрологические посты со значениями модулей поверхностного стока; *4* — изолинии модулей поверхностного стока (в *л/сек* с 1 *км*²)

водам. Паводки в горных реках в отличие от равнинных проходят в два этапа: весной — от таяния снега и летом — от таяния ледников. Средний модуль речного стока в высокогорьях составляет 15—20 *л/сек* с 1 *км*², в среднегорьях 0,3—6,0 *л/сек* с 1 *км*² и на равнинах 0,1—0,3 *л/сек* с 1 *км*².

Наряду с речной сетью в пределах территории развиты озерные водоемы, различные по происхождению и размерам. Ниже приводится краткая характеристика основных рек и озер территории.

### *Реки бассейна Аральского моря*

Река Сырдарья — одна из главных водных артерий Южного Казахстана, пересекающая его своим нижним течением в юго-западной и западной частях. Формируясь далеко за пределами республики при слиянии рек Карадарьи и Нарына (в ледниках Центрального Тянь-Шаня), она на описываемой территории протекает по восточной окраине песчаного массива Кызылкум и на крайнем северо-западе впадает в Аральское море. В устье река образует широкую дельту, постепенно продвигающуюся в глубь моря (около 50 *м* в год). Общая длина реки 2660 *км*, из которых 1700 *км* приходится на территорию Южного Казахстана; площадь бассейна 462 тыс. *км*². Основные притоки река принимает в своих верховьях и среднем течении, на описываемой же территории в нее впадает лишь две реки — Келес и Арысь. Временные водотоки, стекающие в ее бассейн с южных склонов Каратау, обычно теряются в рыхлых отложениях предгорной равнины. Берега Сырдарьи низкие, сложены лёссовидными суглинками и песками. Река часто их размывает, перемещает свое русло по равнине, образуя рукава и протоки. Наиболее значительный из протоков — Караузяк — пропускает третью часть стока Сырдарьи. В левобережьях имеются древние сухие русла Жанадарья и Кувандарья, заливающиеся в особенно многоводные годы водами Сырдарьи. Средний уклон русла реки в пределах территории составляет 0,002—0,003.

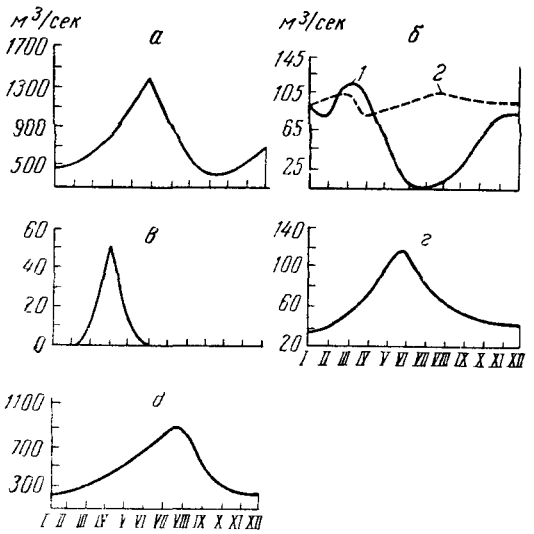



**Рис. 9. Схематическое распределение среднемесячных расходов рек (по Н. Н. Пальгову)**

*а* — р. Сырдарья, в среднем течении; *б* — р. Чу *1* — в районе с. Фурмановка, *2* — в районе с. Васильевское; *в* — р. Сарысу, в районе ур. Каражар; *г* — р. Каратал, в районе ст. Уштобе; *д* — р. Или, в районе с. Илийское

Питание реки смешанное. Наибольшую массу воды она получает в мае — июле, когда сток ее увеличивается в 1,5—2 раза против среднегодовой величины, составляющей у Актюбе 700—600 *м*³/*сек* и у г. Казалинска — около 500 *м*³/*сек* (рис. 9). Потери воды около 200 *м*³/*сек* наблюдаются между створами Кзыл-Орда и Карманчи, что связано с ее отбором в оросительную сеть, с фильтрацией в грунт и испарением. Сток реки по сезонам года распределяется следующим образом: вес-

ной она несет 41% годовой нормы, летом 26%; осенью 18% и зимой 15% (Пальгов, 1959). В межень (осенью и зимой) река суживается до 200—400 *м*, глубины не превышают 2—4 *м*; в половодье выходит из берегов и иногда заливает равнину до 5—8 *км* и более; что является стихийным бедствием. Скорость течения достигает 5—6 *км/ч*, в межень убывает до 3—4 *км/ч*. Для реки характерна значительная величина твердого стока, составляющая в среднем 1—2 *кг/м*$^3$, но увеличивающаяся при паводках до 6 *кг/м*$^3$ и более. В ближайшем будущем в связи с полным завершением строительства Чардаринского водохранилища режим реки резко изменится, так как она будет зарегулирована.

Воды реки имеют минерализацию от 0,5 *г/л* в паводок до 1,4 *г/л* в межень. Это повышение минерализации происходит на отдельных участках в связи с увеличением подземной составляющей в питании реки. Состав воды сульфатный кальциевый и сульфатный натриево-магниевый.

Хозяйственное значение Сырдарьи огромно. Водами реки в настоящее время орошаются большие площади земель засушливых районов. На это расходуется почти половина годового стока реки. Кроме того, они широко используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

Из притоков реки наиболее значительным является р. Арысь, имеющая длину около 320 *км* и площадь бассейна 14 тыс. *км*$^2$. Истоки ее находятся в пределах хребтов Таласский Алатау и Каратау. Слева в нее впадают речки Джебаглысу, Машат, Аксу, Бадам и другие, справа — Боролдай. Средний годовой расход реки в низовьях составляет 37,4 *м*$^3$/*сек*. Воды на всем ее протяжении пресные, с минерализацией менее 1 *г/л*. Со всеми притоками река является важнейшим источником орошения хлопковых полей Чимкентской области.

Река Чу образуется от слияния рек Караходжур и Качкор, берущих начало в высокогорной части Тянь-Шаня (Киргизская ССР). Ее длина вместе с Караходжуром 1100 *км*, площадь бассейна 148 тыс. *км*$^2$, площадь активного водосбора 27 тыс. *км*$^2$. К территории Казахстана относится среднее и нижнее течение реки протяженностью около 800 *км*, где она после пересечения предгорной равнины огибает северо-восточные и северные окраины песков Муюнкумов и теряется в своей древней долине, образуя систему внутриконтинентальной дельты из различных проток и разливов (Фурмановские, Камкалинские и др.).

Река Чу имеет смешанное питание. В истоках она получает воды снегов и ледников, а на равнине в ее питании большую роль играют выклинивающиеся грунтовые воды. В годовом ее режиме наблюдаются два паводка, отмечающиеся в различных частях территории разновременно: на предгорной равнине первый паводок проходит в период весеннего снеготаяния, второй — летом от таяния ледников; в районе с. Фурмановки в связи с использованием вод на орошение максимальные расходы бывают весной и зимой, а минимальные — летом. Модуль стока реки, составляющий в верхнем течении 11—13 *л/сек*, на равнине сокращается до 0,5 *л/сек* с 1 *км*$^2$ и менее. Средний годовой расход в створах Ташуткульского и Фурмановского гидропостов колеблется в пределах 60—69 *м*$^3$/*сек* при максимальных значениях до 159,7 *м*$^3$/*сек* и минимальных 19,3—4,8 *м*$^3$/*сек*. Величина твердого стока изменяется от 12—13 *г/м*$^3$ в межень до 300—350 *г/м*$^3$ в паводки, но в нижнем течении при размыве суглинистых и супесчаных берегов она возрастает до 8 *кг/м*$^3$. В пределах описываемой территории в р. Чу впадает только один из ее притоков — р. Курагата со среднемноголетним расходом 0,91 *м*$^3$/*сек*. Минерализация вод р. Чу меняется вниз по течению от

0,3—0,6 до 1,0—1,7 *г/л*; состав пресных вод гидрокарбонатный кальциевый, солоноватых — сульфатный кальциевый и натриевый.

Река Талас формируется на южных склонах Киргизского хребта и северных склонов Таласского Алатау. Выйдя на равнину по небольшому ущелью, она течет с юга на север, разветвляясь на множество рукавов. Далее, в пределах песков Муюнкумов, поверхностный сток ее прекращается (теряется в песках). Длина реки на территории Казахстана около 322 *км*. Река имеет хорошо разработанную долину шириной 1,5—2 *км*. Средняя скорость ее течения 0,8 *м/сек*. Максимум стока приходится на июнь — июль, а минимум на март — апрель. Средние его величины у с. Гродеково 25,6 *м*$^3$*/сек*, у с. Кировское 31,9 *м*$^3$*/сек*. Питание реки смешанное, осуществляется за счет атмосферных осадков, грунтовых вод и таяния фирновых ледников. Воды ее на всем протяжении пресные, гидрокарбонатного натриевого состава.

Река Асса берет начало в Таласском хребте и после выхода с гор на равнину протекает через озера Бийликуль и Аккуль, а затем теряется в песках. Длина ее 317 *км*, водосборная площадь 9,9 тыс. *км*$^2$. Средний годовой расход реки составляет 12,1 *м*$^3$*/сек*. Максимальные расходы отмечаются весной и достигают 65 *м*$^3$*/сек*. К осени расходы падают до 7—10 *м*$^3$*/сек* в связи с отбором воды на орошение. Скорость течения 0,5 *м/сек*. Питание реки смешанное; воды ее также пресные с минерализацией 0,1—0,4 *г/л*, состав их гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Река Сарысу в отличие от вышеописанных и большинства других рек течет с севера на юг и является сезонной рекой. Она образуется от слияния рек Джаксысарысу и Жамансарысу, истоки которых находятся в мелкосопочнике Центрального Казахстана. Река и ее водосбор целиком расположены в зоне пустынь и полупустынь; площадь бассейна составляет около 99,1 тыс. *км*$^2$, в том числе активный водосбор 59,3 тыс. *км*$^2$. На территорию Южного Казахстана приходится нижнее ее течение. Питается река на 80% за счет весеннего таяния снегов, остальная доля питания приходится на дождевые и подземные воды. Поэтому сток реки весьма незначителен и непостоянен. При выходе в древнюю долину р. Чу она питает группу озер (Телекуль и др.), однако этих озер достигает только в период весенних паводков. Годовой расход реки в среднем течении равен 7 *м*$^3$*/сек*, в период половодья (апрель) он возрастает до 30—50 *м*$^3$*/сек*, а в отдельные годы при паводках достигает 100—200 *м*$^3$*/сек*. Летом течение реки в самых низовьях совершенно прекращается и вода сохраняется лишь в немногочисленных плесах (см. рис. 9). Модули поверхностного стока крайне непостоянны, в межень они не более 0,1—0,3 *л/сек*, в периоды половодья увеличиваются в 20—30 раз. Воды реки солоноватые, общая минерализация их летом превышает 3 *г/л*.

### *Реки бассейна озера Балхаш*

Река Или является наибольшей по величине и водоносности в Балхашском бассейне. Она образуется от слияния горных рек Текес и Кунгес в пределах Китая. Длина ее 1384 *км*, площадь бассейна 1538 тыс. *км*$^2$. На описываемой территории она сначала течет на запад по межгорной Илийской впадине, затем на северо-запад по обширным равнинным просторам Южного Прибалхашья. В Илийской впадине со склонов окружающих гор к ней стекает много горных рек, из которых крупными являются Хоргос, Усек, Чарын, Чилик, Каскелен с притоками Большая Алматинка и Малая Алматинка и др. На равнине Прибалхашья она принимает последний приток — р. Курты. Средние рас-

ходы отдельных рек достигают 30 *м³/сек*, мелкие реки (Талгар, Тургень и др.) свои воды до р. Или не доносят. Притоки, берущие начало в высокогорных районах, имеют большие скорости течения и после осадков ливневого характера нередко образуют селевые потоки.

Долина р. Или имеет выположенный продольный профиль с шириной до 40—50 *км*. Она сужается лишь на плато Карой в западных отрогах Джунгарского Алатау (Капчагайское ущелье шириной до 1 *км*). На Прибалхашской равнине от реки отходит в северном направлении старое русло (ныне сухое) Баканас. В 70—75 *км* от устья современное русло, образуя широкую дельту, распадается на многочисленные протоки, среди которых значительными являются Жидели и Топар. Дельта площадью около 6,5 тыс. *км²* всюду заболочена и покрыта камышовыми зарослями. Средний уклон реки в пределах равнины 0,00024.

Река Или и ее притоки относятся к рекам смешанного и ледниково-снежного питания. Паводки на них наблюдаются в летние месяцы. Средний годовой расход реки у пос. Илийского составляет 460 *м³/сек*, максимальный 914 *м³/сек*, минимальный 203 *м³/сек* (см. рис. 9). При редких высоких паводках расходы увеличиваются до 2500 *м³/сек*, а в межень они уменьшаются до 137 *м³/сек*. Средняя амплитуда колебаний уровня составляет 3—4 *м*, скорость течения 1,5—2,5 *км/ч*. Модули стока достигают в горных районах 20 *л/сек*, ниже по течению они постепенно уменьшаются и составляют в ур. Кайрылган 5,2 *л/сек*, у пос. Илийского 3—4 *л/сек*, в ур. Ушджарма 2,6 *л/сек*. Минерализация воды в реке (пос. Илийский) летом около 0,2—0,3 *г/л*, зимой до 0,7 *г/л*. Состав воды гидрокарбонатный кальциевый.

Река Каратал в бассейне Балхаша является второй по величине после Или. Истоки ее расположены в ледниках и снежниках Джунгарского Алатау, главные из них Кара, Чажа и Текели. Длина реки 372 *км*, площадь бассейна 14,2 тыс. *км²*. Выйдя из гор, река огибает горный массив Тюемойнак и вступает в плодородную Каратальскую долину, где принимает многоводный приток — р. Коксу. Далее она пересекает песчаные массивы Южного Прибалхашья и за 40 *км* до впадения в оз. Балхаш образует дельту, поросшую тростником. Русло реки от истоков к устью постепенно расширяется от 10—20 до 50—100 *м*. Скорость течения в горах составляет 7 *км/ч*, на равнине она в два раза уменьшается. Среднемноголетний расход у с. Каратальского около 22 *м³/сек*, у ст. Уш-Тобе 62 *м³/сек*. Паводки наблюдаются в мае и июне с максимумом до 119 *м³/сек*, иногда до 286 *м³/сек* (см. рис. 9). Воды имеют мутность в среднем около 300 *г/м³*, минерализация их 0,2—0,5 *г/л*, состав гидрокарбонатный кальциевый. Широко используются для целей орошения.

Река Лепса берет начало на высоте свыше 4000 *м* в Джунгарском Алатау, имеет протяженность 418 *км* и площадь бассейна 9,5 тыс. *км²*. Как и другие реки со смешанным типом питания, она имеет наибольший расход в июне, наименьший — в феврале, а средняя многолетняя его величина у пос. Лепсинка 7,8 *м³/сек*, у с. Ново-Антоновское 24,2 *м³/сек*. Средний многолетний модуль стока в различных частях бассейна реки колеблется от 2 до 23,6 *л/сек*. Воды реки на всем протяжении пресные.

Река Аксу начинается высоко в горах Джунгарского Алатау и является в верховьях типично горной рекой. На равнине она разветвляется на радиально расходящиеся рукава, из которых воды почти полностью разбираются на орошение. Длина реки около 250 *км*, площадь бассейна 4,1 тыс. *км²*. Средний многолетний расход у с. Абакумовка составляет 11,1 *м³/сек*, модуль стока в целом по бассейну 8,3 *л/сек*

с 1 *км*². Питание реки смешанное, в значительной мере ледниковое. Воды ее также пресные.

Река Тентек формируется в пределах ледников и снегов Джунгарского Алатау, площадь которых составляет около 96 *км*². Длина ее 187 *км*, площадь бассейна 3884 *км*². Впадает она в оз. Сасыккуль, образуя болота, заросшие тростником. Река достаточно многоводная, средний годовой расход ее около 42 *м*³/*сек*. Паводки на ней наблюдаются в весенне-летние месяцы. В мае сток ее составляет 114 *м*³/*сек*, в июне — 96 *м*³/*сек*. Межень с наименьшими расходами наступает в феврале, когда питание реки осуществляется в основном за счет грунтовых вод.

### *Озера*

Озера Южного Казахстана принадлежат к Средне-Азиатскому озерному району Советского Союза. По генезису котловин они подразделяются на тектонические, подпрудные, эрозионные и сорово-дефляционные.

**Тектонические озера.** Тектоническое происхождение имеют котловины Аральского моря, озер Балхаш, Алакуль и Арыс. Возникли они в четвертичный период и наполнялись водой, по мнению З. А. Сваричевской, в среднечетвертичное время, т. е. в период наибольшего увлажнения климата.

Аральское море расположено в центре среднеазиатских пустынь. Площадь зеркала водной поверхности его равна 68,7 тыс. *км*², средняя глубина около 16 *м*, средний объем 1036 *км*³ *. Основное питание озеро получает за счет впадающих в него многоводных рек (Амударьи и Сырдарьи) и частично от поступления подземных вод. В приходной части величины основных составляющих водного баланса моря следующие: речной сток 54 *км*³, или 857 *мм* слоя воды, атмосферные осадки 5,36 *км*³, или 85 *мм* слоя воды; в расходной части: испарение 58,09 *км*³, или 922 *мм* слоя воды и фильтрация 1,27 *км*³, или 20 *мм* слоя воды. Уровень моря характеризуется сравнительно малыми (в среднем 25 *см*) плавными колебаниями в течение года, что обусловлено совпадением периода наиболее обильного притока воды в летние месяцы со временем интенсивных потерь на испарение с его водной поверхности. Вековой ход уровня носит циклический характер — годы с высоким стоянием чередуются с годами низкого стояния (рис. 10). Наиболее низкий уровень, по данным М. М. Рогова, наблюдался в 1824 г. Многолетняя амплитуда колебания уровня составляет 326 *см*.

Аральское море относится к числу хорошо прогреваемых водоемов. Летом температура воды на поверхности достигает 26—28°, а иногда на мелководных участках до 30—31°. В зимний период море замерзает в северо-восточной части, в других частях ледовые явления — забереги — наблюдаются лишь в мелководных заливах. Ледяной покров держится 140—160 дней. Воды моря отличаются от океанических повышенным содержанием карбонатов и щелочноземельных металлов и сравнительно малой соленостью, составляющей 10—11‰. Обособление моря от древнего Арало-Каспийского бассейна, по мнению большинства исследователей, произошло в начале четвертичного периода. Наиболее объяснимой причиной опреснения его считают сброс солей во время высокого стояния уровня на побережья, а также отложение солей в лиманах и заливах. В настоящее время Аральское море является крупной рыбопромысловой базой Казахстана.

---

* Приведенные морфометрические величины соответствуют высокому стоянию уровня — 54,34 *м*.

Балхаш — бессточное озеро обширной Балхашской впадины с отметкой поверхности воды 340 *м* над уровнем моря и площадью около 17,3 тыс. *км*$^2$. Средняя глубина его 6,1 *м*, наибольшая 26 *м*; объем водной массы 111,5 *км*$^3$. С южной и восточной сторон в него впадает ряд вышеописанных рек, более крупная из которых р. Или приносит до

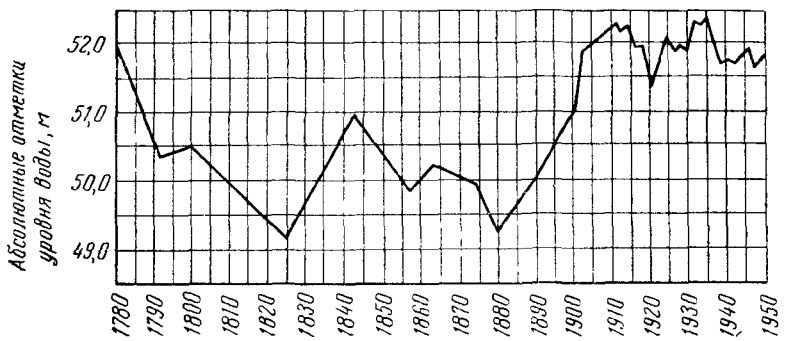



**Рис. 10. Режим уровня Аральского моря (по М. М. Рогову)**

80% поступающего стока. Реки участвуют в питании озера и подземным подтоком. Глубокий пролив Узунарал делит озеро на западную и восточную части (Тарасов, 1961), различающиеся по размерам, величинам элементов водного баланса и ионному составу вод (табл. 4 и 5).

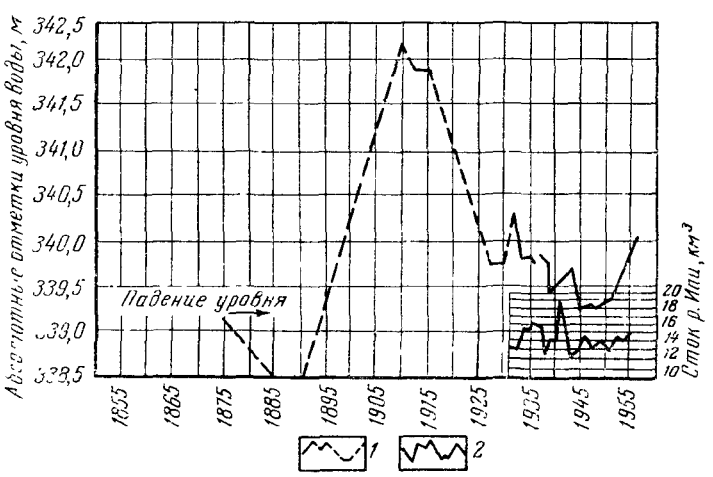



**Рис. 11. Режим уровня оз. Балхаш и сток р. Или (по М. Н. Тарасову)**
*1* — изменение уровня (предположительно); *2* — изменение уровня оз. Балхаш и стока р. Или по фактическим данным (в период с 1850 по 1875 гг. происходило падение уровня оз. Балхаш, но сведения о величинах этого падения отсутствуют)

Многолетняя амплитуда колебаний уровня озера характеризуется величинами 2,5—2,75 *м*. Режим уровня за многолетие подвержен значительным периодическим изменениям (рис. 11). По данным наблюдений полный цикл колебания уровня Балхаша составляет 60 лет, подъем при этом длился 20 лет, а спад 40 лет.

Незначительная глубина озера способствует, как и в Аральском море, прогреванию его вод. Температура воды летом на поверхности

Таблица 4

**Водный баланс оз. Балхаш (по М. Н. Тарасову)**

| Приход | Толщина слоя воды, *мм* | Объем воды, *км³* | Доля в общем приходе, % | Расход | Толщина слоя воды, *мм* | Объем воды, *км³* | Доля в общем расходе, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Западный Балхаш (площадь 9160 *км²*) | | | | | | | |
| 1. Приток р. Или | 1135 | 10,38 | 90,0 | 1. Испарение | 952 | 8,72 | 75,5 |
| 2. Подземный приток | 20 | 0,18 | 1,5 | 2. Отшнуровывание заливов и инфильтрация в берега | 62 | 0,57 | 4,9 |
| 3. Приток с береговой полосы | 4 | 0,04 | 0,3 | 3. Отток в восточную часть | 249 | 2,26 | 19,6 |
| 4. Осадки | 102 | 0,93 | 8,0 | | | | |
| 5. Среднее сокращение объема | 2 | 0,02 | 0,2 | | | | |
| Итого: | 1263 | 11,55 | 100,0 | Итого: | 1263 | 11,55 | 100,0 |
| Восточный Балхаш (площадь 6340 *км²*) | | | | | | | |
| 1. Приток восточных рек | 485 | 3,06 | 49,0 | 1. Испарение | 902 | 5,68 | 91,2 |
| 2. Подземный приток | 14 | 0,09 | 1,4 | 2. Отшнуровывание заливов и инфильтрация в берега | 88 | 0,57 | 8,8 |
| 3. Приток с береговой полосы | 8 | 0,05 | 0,8 | | | | |
| 4. Осадки | 122 | 0,77 | 12,3 | | | | |
| 5. Среднее сокращение объема | 3 | 0,02 | 0,4 | | | | |
| 6. Приток из западной части | 358 | 2,26 | 36,1 | | | | |
| Итого: | 990 | 6,25 | 100,0 | Итого: | 990 | 6,25 | 100,0 |

Таблица 5

**Средний ионный состав вод оз. Балхаш (по М. Н. Тарасову) и его притока р. Или**

| Водоемы | Минерализация, *г/кг* | Содержание ионов, *%экв* | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Cl | $SO_4$ | $HCO_3 + CO_3$ | Ca | Mg | Na + K |
| Оз. Балхаш в восточной части | 5,25 | 19,5 | 21,8 | 8,7 | 0,4 | 14,6 | 35,0 |
| Оз. Балхаш в западной части | 0,74 | 14,4 | 17,8 | 17,8 | 8,7 | 14,6 | 26,7 |
| Р. Или | 0,31 | 4,9 | 11,0 | 34,1 | 28,9 | 9,8 | 11,3 |

достигает 27—28°, а на мелководных прибрежных участках 30—31°. Разница температур поверхностных и придонных слоев не превышает 5—8°. Озеро покрывается льдом в ноябре, в первой половине апреля лед начинает разрушаться.

Слабая соленость вод, по мнению многих исследователей, свидетельствует о молодом возрасте озера. В западной части озера воды используются для водоснабжения прибрежных населенных пунктов.

Озеро Алакуль расположено к востоку от Балхаша. Площадь зеркала водной поверхности составляет 2076 *км*². Дно озера неровное, наибольшая глубина его не превышает 18 *м*. В озеро впадают реки Урджар и Хатынсу, берущие начало на склонах Тарбагатая, и р. Эмель, несущая свои воды из Китая. В его котловину стекают также со склонов водотоки Джунгарского Алатау, обычно разбираемые на орошение, вследствие чего они не доходят до озера. За последнее столетие уровень озера поднялся на 4 *м*. Воды его пресные только в устьях рек, на некотором расстоянии от берегов — горько-соленые.

**Подпрудные озера.** Подпрудные озера распространены в горных районах территории. Они возникли в местах перегораживания водных потоков обвалами или материалами, принесенными ледниками. Из числа таких озер характерным является Большое Алматинское озеро, расположенное в Заилийском Алатау. Котловина его перекрыта плотиной, представляющей собой скалистую преграду из порфиров, на которой отложился крупнообломочный материал обвалов и морен. Оно находится на высоте 2500 *м* и имеет площадь около 0,45 *км*², глубину 38 *м*, длину береговой линии 2930 *м* и объем водной массы 8273 млн. *м*³. Температура воды низкая и не превышает в самое теплое время года 12,8°. Уровень озера непостоянный, амплитуда колебаний достигает 111 *см*. Питание озера происходит за счет таяния снега и ледников.

К типу подпрудных принадлежало и озеро Иссык, в теле плотины которого залегал материал обрушения скалистых и обрывистых берегов одноименной реки. В 1963 г. плотина его была размыта катастрофическим селевым потоком. С тех пор озеро не существует.

**Эрозионные и сорово-дефляционные озера.** Самой распространенной группой озерных форм являются эрозионные и сорово-дефляционные котловины. Среди них выделяются водоемы, имеющие непосредственную связь с речными водами и не имеющие ее. Первые группируются в поймах и устьевом окончании рек. Уровень водной поверхности их находится в прямой зависимости от уровня рек. В период половодья воды в них пресные, в остальное время минерализация их повышается. Примером таких озер являются Телекульские, расположенные близ устьев рек Чу и Сарысу. Некоторые из озер, отделившись от рек, постепенно преобразуются в болота, в которых формируются грязи. Получая дополнительно питание за счет грунтовых вод, грязи аккумулируют приносимые в них соли и приобретают иногда лечебные свойства. К подобным озерам старичного типа относится оз. Терескен у Яны-Кургана в долине р. Сырдарьи, на базе которого функционирует курорт. В прирусловой полосе Илийской долины расположена группа озер с содовыми месторождениями, приуроченными к старым руслам реки, где формирование содоносной корки происходит в сухое время года — как зимой, так и летом. Содержание соды в соленой корке составляет 20—30%.

Озера, образование которых не связано с деятельностью речных вод, имеют преимущественно соленые воды. Многие из них перешли в стадию самосадочных. Большинство их расположено в пределах пустынно-степной и пустынной полосы Приаралья и Прибалхашья, а также Бетпак-Далы. Эти озера развиты в дефляционных впадинах и древних речных долинах. Источниками питания озер служат сильно минерализованные подземные воды. Летом озера пересыхают и на их поверхности образуется соленосная корка. В химическом составе подкорковой рапы преобладают хлориды и сульфаты ($NaCl$, $MgSO_4$, $MgCl_2$ и др.). Выпадающие осадки — поваренная соль, астраханит, сернокислый натрий и хлористый магний — представляют большой интерес для химической промышленности. В донных отложениях часто встречаются мине-

ральные целебные грязи. Такими типичными самосадными озерами являются Джаксыклыч, Джаманклыч и множество других, расположенных на северо-восточном побережье Аральского моря. Они имеют различные размеры и конфигурацию, площади их составляют от 10 до 130 *км*². Рапа и соли в них в различных количествах содержат Br, J и другие микрокомпоненты. Несколько меньшие размеры имеют соленые и самосадочные озера дефляционных котловин Бетпак-Далы и древних речных долин, а также обширных пустынь. В составе рапы в них также преобладают хлориды и сульфаты.

## ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Наличие на описываемой территории горных цепей и широких равнин определяет почвенно-климатические условия и создает своеобразную сложную картину почвенного покрова и растительности. Распределение последних подчинено на равнинах широтной зональности, а в горах — высотной вертикальной поясности *.

Все равнинные площади Южного Казахстана относятся к одной широтной зоне — зоне пустынь с типично аридными почвами и растительностью. В горных его областях выделяются следующие пояса или зоны: нивальная (снеговая), высокогорная, среднегорная, низкогорная и предгорная, пустынная (рис. 12).

Нивальная, или снеговая, зона приурочена к вершинам хребтов Джунгарского, Заилийского, Кунгей- и Терскей-Алатау, занимающим незначительную площадь на высотах более 3800 *м*. Поверхность вершин, покрытая здесь вечными снегами и ледниками, почти полностью лишена почвенного покрова и растительности, если не считать примитивных почвенных образований под отдельными куртинками эпизодических высокогорных растений.

Высокогорная луговая и лугово-степная зона включает поверхность гор ниже нивальной зоны до абсолютных отметок 2000—2500 *м*, куда входят альпийский и субальпийский пояса. Все склоны северной экспозиции, являющиеся более влажными, покрыты в этой зоне луговыми почвами, а на сухих и каменистых склонах южной экспозиции развиты лугово-степные почвы. Для луговых почв характерны хорошая задернованность, малая мощность и скелетность профиля, высокое содержание гумуса (10—18%), кислая реакция. Лугово-степные почвы отличаются более светлым буровато-серым цветом гумусового горизонта, меньшей задернованностью, большей скелетностью. Исходным материалом для тех и других являются элювиально-делювиальные и ледниковые отложения. Растительный покров альпийского пояса состоит из низкотравных лугов, в нижележащем субальпийском поясе он представлен преимущественно разнотравно-злаковыми лугами. Среди трав лугово-степных почв преобладают типчак и другие сухолюбивые виды.

В сельском хозяйстве горно-луговая зона используется под летние пастбища (джайляу).

Среднегорная лугово-лесная и лесостепная зона находится в пределах абсолютных отметок от 1000—1500 до 2000—2500 *м*. Почвы в этой зоне по мере снижения высот сменяются от темноцветных через серые и коричневые до черноземных выщелоченных. Растительность в ней преимущественно древесная, но развиты и травы.

---

* В основу раздела положены работы «Почвенные исследования в Казахстане» и «Почвы Казахстана» (Труды Института почвоведения Академии наук Казахской ССР, 1964 г.).

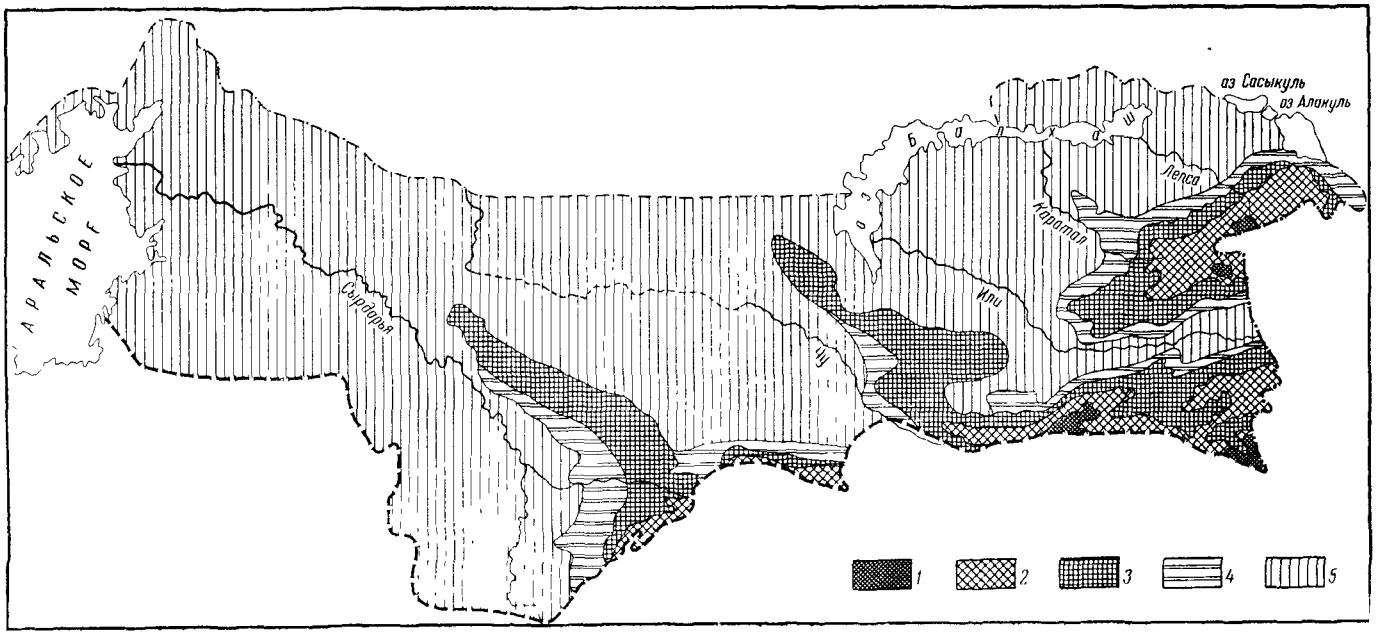



**Рис. 12. Схема природных зон Южного Казахстана (составила С. Х. Симбердеева по материалам В. М. Боровской, У. У. Успанова и др.)**
Природные зоны: *1* — нивальная (снеговая); *2* — высокогорная луговая и лугово-степная; среднегорная лугово-лесная и степная; *3* — низкогорная степная; *4* — предгорная пустынно-степная; *5* — пустынная

Выделяются здесь подзона хвойных и подзона лиственных лесов. Леса не имеют сплошного распространения — чаще ими заняты северные склоны гор. Темноцветные горно-лесные почвы распространены под лесами из тяньшанской ели с примесью сибирской пихты, рябины, березы и др. Для них характерно наличие довольно мощного слоя (5—10 *см*) лесной подстилки, сильной торфянистости верхней части гумусового горизонта с содержанием гумуса до 4—6% и отсутствие в преобладающей части почв ясно выраженного оподзоленного горизонта. Реакция почв нейтральная или слабокислая. Почвообразующими породами являются элювиально-делювиальные образования, лессовидные суглинки и глины. На пологих склонах хвойные леса сменяются лугами, где почвы обогащены гумусом до 13—15%. Лиственные леса распространены ниже хвойных и состоят из осины с рябиной, боярышником и из диких яблонь и урюка. Под ними формируются горно-лесные темно-серые оподзоленные почвы с содержанием гумуса до 16—18% и выраженной слабокислой реакцией. Эти почвы развиты на лёссовидных суглинках.

Южные склоны среднегорной зоны заняты кустарниковыми степями, покрытыми коричневыми и черноземовидными почвами. Первые — менее гумусовые и не имеющие дернистого горизонта — распространены в верхних частях склонов, вторые — с бо́льшим содержанием гумуса — в нижних. Луга в этих степях используются как хорошие сенокосные угодья; распашка их не производится, так как она может способствовать процессам эрозии почв.

Низкогорная степная зона расположена на отметках 1000 *м* и иногда более и охватывает относительно менее расчлененный, но все же типично горный рельеф с многочисленными широкими пологими увалами («прилавки»), спускающимися со склонов гор к предгорной равнине. Местами (Чу-Илийские горы и др.) эта зона охватывает предгорья до отметок 500 *м*. Зональными почвами здесь являются горные черноземы среднегумусные с темнокаштановыми и сероземными разновидностями. Подчиненное положение среди них занимают горно-долинные черноземы, горно-долинные темно-каштановые и лугово-каштановые почвы. Черноземы развиты в верхней части зоны. Отличительными особенностями их являются темно-серая, почти черная окраска, зернисто-комковатая структура и наличие карбонатных выделений, нейтральная или слабощелочная реакция среды. Содержание гумуса колеблется от 4 до 8%. Материнскими породами для них служат лёссы и лёссовидные суглинки. Темнокаштановые почвы широко распространены в нижней части степной зоны на значительно больших площадях, чем черноземы. От последних они отличаются менее выраженной структурой (пороховидно-комковатой) и меньшим содержанием гумуса (3—4%). На сухих и обычно каменистых склонах здесь чаще встречаются бесструктурные сероземные почвы, имеющие буроватую окраску гумусового горизонта (гумуса до 2—7,5%), значительно большую скелетность и худшую задернованность.

На почвах описываемой зоны широко развиты кустарниковые, разнотравно-злаковые и ковыльно-типчаковые степи. Площади с черноземными и каштановыми почвами принадлежат к лучшим пахотным землям Южного Казахстана. На них выращиваются богатые урожаи зерновых, плодово-ягодных, овощных и других культур.

Предгорная пустынно-степная зона находится на предгорных наклонных равнинах с отметками поверхностей от 650 до 1000—1400 *м*. На ней преобладают светло-каштановые почвы и серозе́мы. Первые образуют верхнюю, а вторые — нижнюю подзоны. В пределы зоны частично входит сазовая полоса, на которой развиты лугово-каш-

тановые, лугово-сероземные солончаковатые, лугово-болотные почвы и солончаки. Всем им свойственны довольно ясно выраженный гумусовый горизонт (с гумусом 2—2,5% в светло-каштановых и до 1,5% в сероземах), непрочная комковатая структура, щелочность и высокая карбонатность. При этом карбонатность в сероземах увеличивается на территории с востока на запад. Почвообразующие породы — лёссовидные суглинки и пролювиальные валунно-галечниковые отложения. Характерная растительность на светло-каштановых почвах — типчаково-полынная и кустарниково-типчаковая, на сероземах — эфемеро-полынная. Значительная часть территории зоны используется под богарное земледелие, главным образом возделывание зерновых культур.

Пустынная зона занимает большую часть территории Южного Казахстана, верхняя высотная граница которой определяется абсолютными отметками поверхности около 650 *м*. В ее пределах из зональных почв в основном развиты серо-бурые почвы с разновидностями такыровидных на древнеаллювиальных равнинах и аллювиально-луговых лугово-болотных, болотных и солончаковых в современных долинах. Кроме того, значительные площади в пустынях Кызылкумы, Муюнкумы, Сары-Ишикотрау и других заняты песчаными почвами. Отличительной чертой всех их является чрезвычайно малая гумусность, накопление карбонатов и гипсоносность (в верхней части профиля). Растительный покров на них эфемерово-полынно-солянковый.

Такыровидные почвы приурочены к староречьям Сырдарьи, Чу, Или и другим, а также к дефляционным понижениям пустынь. Встречаются среди них незасоленные и солонцевато-солончаковые, образовавшиеся из бывших когда-то луговых и болотно-луговых почв в связи с уменьшением увлажнения. Содержание гумуса в них меньше 1%, с поверхности они карбонатны. Произрастают на них белополынник, черный саксаул, биюргун, тамариск и солянка.

Пустынные песчаные почвы развиты в пределах грядового и ячеисто-бугристых песков, подверженных местами развеванию. Процессы почвообразования здесь чаще приурочены к склонам бугров и межбугристым понижениям. Иногда среди песков встречаются такыры, солончаки, луговые и другие почвы.

Луговые, лугово-болотные почвы и солончаки обычно образуются в условиях значительного увлажнения. Они обладают сравнительно высокой карбонатностью, но также малым содержанием гумуса. Увлажненность площадей их развития (речные долины и понижения среди песчаных бугров) обусловлена неглубоким залеганием грунтовых вод. Растительность на этих почвах более разнообразна.

Возделывание сельскохозяйственных культур на почвах пустынной зоны возможно только на орошаемых землях по долинам рек. Остальные обширные пространства используются в настоящее время под пастбища.

*Глава третья*

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Основными геологическими структурами Южного Казахстана являются платформы, щиты и горноскладчатые области. Западная его часть лежит в пределах Туранской плиты эпигерцинской платформы с сильно дислоцированным фундаментом и относительно слабо нарушенным мезо-кайнозойским чехлом. Южные, центральные и восточные части представлены складчатыми горными сооружениями Северного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, их отрогами — Каратау и Кендыктасом, южной и юго-восточной частью Центрального Казахстана с Чу-Илийскими горами и Бетпак-Далой. Здесь, кроме остаточных гор, имеются участки, поднятые новейшими тектоническими движениями. Важными структурными элементами складчатой области являются впадины Алакуль-Балхашская, Илийская и другие более мелкие. В геологическом строении платформы и горных сооружений участвуют различные комплексы осадочных пород от докембрия до современных и среди древних — эффузивные и интрузивные образования разных возрастов, краткая характеристика которых приведена по материалам Д. В. Наливкина и А. П. Марковского. Некоторые сведения о структурах, возрасте и составе распространенных пород, главным образом мезо-кайнозойских, дополнены и уточнены на основании новых материалов, обобщенных Южно-Казахстанским геологическим управлением.

## СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ

**Докембрий — PCm.** В пределах территории докембрий представлен сильно метаморфизованными осадочными и магматогенными породами, структурно принадлежащими к внутренним частям антиклинориев и обнажающимися обычно на склонах и вершинах гор. Наиболее древними среди них являются гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты, порфироиды и туфы, известные в Бетпак-Дале, Западном Прибалхашье и Чу-Илийских горах, где общая видимая мощность их достигает 4 *км* и более. Возраст этих пород условно датируется как архейский. Аналогичные породы встречаются на отдельных участках в горах Кастек Заилийского Алатау и в Кунгей-Алатау. В последних низы метаморфической толщи нередко содержат прослои слюдисто-актинолитовых сланцев и линзы мраморов. В тех же районах, а также в Кендыктасе, Киргизском хребте и Каратау стратиграфически выше лежит мощная толща в 3—5 *км* также сильно измененных осадочных и изверженных пород, относимая к протерозою.

Во всех перечисленных районах докембрийские образования отличаются высокой плотностью и монолитностью. На обнаженных участках глубина распространения трещин выветривания в их толщах не превышает 20—50 *м*. На большие глубины трещины проникают лишь в зонах тектонических нарушений.

## Палеозойская группа

**Нижний палеозой — $PZ_1$.** Нижний палеозой представлен породами обеих систем — кембрийской и ордовикской, в толщах которых выделены соответствующие им отделы и другие более дробные стратиграфические подразделения.

В кембрийской системе для нижнего отдела ($Cm_1$) характерны породы эффузивно-осадочного комплекса. Значительные площади в западном Прибалхашье и отдельные участки на Чу-Илийском водоразделе заняты кварцевыми песчаниками, кварцитами, алевролитами, диабазовыми порфиритами, туфами, спилитами и известняками. В Киргизском хребте наряду с указанными породами в нижнекембрийскую толщу входят кремнистые и глинистые сланцы. В Каратау вместе с ними часто встречаются конгломераты, аргиллиты, хлоритовые и пиритизированные сланцы. Мощность нижнего кембрия в пределах указанных районов определяется в 1,7—2,5 *км*. Породы его всюду сильно дислоцированы. На подстилающих докембрийских образованиях они обычно лежат с угловым несогласием.

На юго-востоке территории — в хр. Терскей-Алатау — нижний и средний отделы кембрия ($Cm_{1-2}$) стратиграфически нерасчленены. Здесь обнажения их приурочены к большим площадям северного склона, где на поверхность выступают преимущественно эффузивы. В них очень часто встречаются амфиболиты, туфолавы, туфы, лавовые брекчии и туфоконгломераты, переслаивающиеся иногда с хлоритовыми сланцами, песчаниками и мраморизованными известняками. Видимая мощность толщи пород составляет 2—3 *км*.

Средний кембрий ($Cm_2$) выделен только в северо-западной части хр. Каратау. Его разрез состоит из толщи метаморфизованных углистых и кремнистых сланцев, переслаивающихся с мраморизованными известняками и пластами кремней. Среди сланцев встречаются прослои с ванадиеносными их разностями, а также разногалечниковые конгломераты, песчаники и алевролиты. Мощность толщи невыдержанная, колеблется от 300 до 600 *м*.

Во многих других частях территории средне- и верхнекембрийские ($Cm_{2-3}$) породы рассматриваются совместно. Они слагают литологически различные толщи. В юго-западной, центральной и северо-западной части Большого Каратау, в них преобладают конгломераты, песчаники и углисто-кремнистые сланцы, перекрывающиеся карбонатизированными глинистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов. В западном окончании Таласского хребта степень карбонатности пород увеличивается. В Киргизском хребте и Кендыктасе разрезы их большей частью содержат кремнистые и глинистые сланцы с прослоями известняков и туфогенные песчаники с мелкогалечными конгломератами. В Заилийском Алатау, Кетменском хребте и Терскей-Алатау аналогичные толщи более метаморфизованы — сланцы и песчаники превращены в филлитовидные породы, прослои известняков мраморизованы. Метаморфизованные толщи здесь часто содержат алевролиты, кварциты, порфириты, туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты. В Бетпак-Дале и Чу-Илийских горах средне-верхнекембрийские породы слагают преимущественно осадочную толщу, состоящую из переслаивающихся зеленосерых песчаников, алевролитов, известняков, конгломератов и пестроцветных яшм. Мощность средне-верхнекембрийских пород достигает 2 *км* и более.

К верхнему кембрию ($Cm_3$) относится интрузивный комплекс пород Заилийского и Терскей-Алатау, состоящий из гранитов, диоритов, габбро и других основных и ультраосновных разностей. Интрузивы здесь про-

рывают различные осадочные и метаморфические толщи кембрия и докембрия.

Кроме вышеописанных различных осадочных и изверженных пород, в Малом Каратау распространена мощная, преимущественно карбонатная толща, по возрасту охватывающая средний и верхний кембрий и весь ордовик — $Cm_{2+3}$—0. Эта толща трансгрессивно залегает на нижнем кембрии. Разрез ее начинается горизонтом доломитов, перекрытых сверху фосфоритоносными кремнями и фосфоритами, содержащими прослои известково-кремнистых сланцев и конгломератов. Мощность этих пород около 110 *м*, но местами слои их почти полностью выклиниваются. Выше лежат породы тамдинской свиты (по В. Н. Веберу), представленные однообразными темными и серыми доломитами и доломитизированными плитчатыми или массивными известняками, имеющими суммарную мощность до 3—3,5 *км*. Доломиты и известняки в местах выклинивания подстилающих фосфоритоносных пород также залегают непосредственно на аргиллитах и сланцах нижнего кембрия. Нижняя часть разреза этой мощной карбонатной толщи в значительном количестве содержит прослои и линзы известково-кремнистых сланцев, а верхняя является исключительно доломитовой и известняковой. Для района Малого Каратау наличие такой мощной толщи карбонатных пород является одним из благоприятных факторов формирования и накопления подземных вод.

В других районах территории породы ордовикской системы, участвующие также в строении горноскладчатых сооружений, стратиграфически в той или иной степени расчленены. Они распространены почти повсеместно, отсутствуют лишь в восточных окраинах мелкосопочника Северного Прибалхашья. Более древние из них, относимые к нижнему ордовику ($O_1$), выделены в Большом Каратау, Кендыктасе, Заилийском Алатау, Чу-Илийских горах и Бетпак-Дале. В Большом Каратау они обнажаются узкой полосой вдоль главной зоны разлома. На северо-западе хребта их толщу здесь слагают яшмовидные кремнистые сланцы и ожелезненные песчаники, сменяющиеся на юго-востоке глинисто-кремнистыми и филлитизированными сланцами и алевролитами. В Кендыктасских горах разрезы состоят преимущественно из песчаников, алевролитов, песчано-глинистых сланцев и известняков. Аналогичны разрезы в Заилийском Алатау, где породы более метаморфизованы и в составе их часто наблюдаются кремнисто-слюдистые и кремнисто-амфиболовые разности с прослоями конгломератов. В Чу-Илийских горах и Бетпак-Дале описываемые осадки представлены песчаниками, известняками, алевролитами, основными порфиритами и их туфами, переслаивающимися с мелкогалечными конгломератами и гравелитами. Мощность осадков нижнего ордовика на территории не превышает 1500 *м*.

Нерасчлененные нижний и средний отделы ордовика ($O_{1+2}$) известны на южных склонах Киргизского хребта. Они представлены метаморфизованными песчаниками, хлорит-серицитовыми и глинистыми сланцами, алевролитами и конгломератами, среди которых встречаются линзы известняков, туфов и туфобрекчий. Видимая мощность их достигает 2 *км*.

Средний ордовик ($O_2$) распространен в тех же районах, что и нижний. Кроме того, осадки его встречаются в западной части северного Прибалхашья, где они лежат на кембрии или верхнем протерозое. По литолого-петрографическому составу породы описываемого отдела мало отличаются от нижнеордовикских. Почти всюду толщи их в незначительной степени карбонатны. Некоторое исключение составляют районы Бетпак-Далы и северо-западной части Каратау, где во всех разрезах

карбонатные породы полностью замещены песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами и конгломератами. В юго-восточных районах — Кунгей-Алатау и Кетменском хребте — среди терригенного материала встречаются кремнистые и черные углисто-глинистые и серицито-хлоритовые сланцы с прослоями песчаников, туфопесчаников и туфобрекчий. В Прибалхашье разрезы состоят из эффузивов с их туфами, кварцитов, алевролитов и песчаников. Мощность среднего ордовика варьирует от 180—650 *м* до 1,5—2 *км*.

На небольших площадях Кастекских гор в Заилийском Алатау и на водораздельной части хр. Кунгей-Алатау (в верховьях р. Чилик) средний и верхний отделы ордовика ($O_{2+3}$) стратиграфически нерасчленены. Здесь толща пород мощностью в несколько сотен метров представлена песчаниками, гравелитами, туфоконгломератами, алевролитами с прослоями известняков, порфиритами и их туфами.

Верхний ордовик ($O_3$) выделен во многих районах. На юго-западе территории, в южной части Большого Каратау и Таласском хребте, его разрез состоит из песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями глинистых сланцев и конгломератов. Восточнее — в Киргизском хребте, Чу-Илийских горах и Кендыктасе к верхнему ордовику относятся песчано-сланцевые и конгломератовые толщи, содержащие прослои эффузивов. Далее к востоку, в районах Кунгей-Алатау и Заилийского Алатау, распространены преимущественно валунные и крупногалечниковые конгломераты и песчаники с прослоями эффузивов, алевролитов и известняков. В эти и другие более древние породы здесь на больших площадях внедрены интрузии различного состава. Мощность пород верхнего ордовика определяется в 800—1500 *м*.

На крайнем юго-востоке территории — в Терской-Алатау (в пограничном с Киргизией районе) широко распространены метаморфизованные осадочные и эффузивно-осадочные породы значительной мощности, толща которых пока более дробно не расчленена и в целом условно отнесена к ордовикской системе (O?). Во многих разрезах здесь залегают зеленые хлорито-серицитовые и карбонатно-кремнистые сланцы, мраморизованные известняки, доломиты, различные конгломераты и песчаники с прослоями туфолав, андезитовых порфиритов, туфобрекчий и других. Толща этих пород лежит на кембрийских эффузивах, но часто имеет с ними и с верхнеордовикскими гранодиоритовыми интрузиями тектонические контакты.

На северо-востоке территории — в Джунгарском Алатау — также широко распространены метаморфизованные досилурийские породы, в возрастном отношении менее точно выясненные и условно объединяемые в нерасчлененный кембро-ордовикский или нижнепалеозойский комплекс. Он представлен здесь кварцево-слюдяными сланцами, кварцитами, реже гнейсами и амфиболитами, под которыми лежат мраморизованные известняки и доломиты с горизонтами биотито-кварцевых, хлорито-серицитовых и других сланцев и песчаников. В верхах залегает толща углисто-глинистых и филлитовидных сланцев, переслаивающихся с конгломератами, известняками, доломитами, песчаниками, местами порфиритами. Общая мощность пород более 3 *км*.

**Средний палеозой — $Pz_2$.** В начале среднего палеозоя и в продолжении всего силурийского периода осадконакопление на рассматриваемой территории происходило в условиях резкого сокращения существовавшего морского бассейна. Отложения силура известны в Чу-Илийских горах, в Северном и Западном Прибалхашье, в южном хребте Джунгарского Алатау, в районе Кетменского хребта. На крайнем юго-западе они встречаются в Угамском хребте. Толщи их всюду лежат несогласно на ордовике или на других более древних породах.

Нижний силур ($S_1$) в Чу-Илийских горах представлен осадками лландоверского и венлокского ярусов, состоящими преимущественно из андезитовых и базальтовых порфиритов, песчаников и алевролитов. В первом из них, кроме того, содержатся прослои конгломератов и известняков. В юго-восточном окончании гор, в обрамлении Копинской впадины, толща осадков этих ярусов сложена полимиктовыми песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами и алевролитами, содержащими линзы известняков и аргиллитов. Аналогичная толща, состоящая из известняков, конгломератов и сланцев, встречается в хр. Алтынэмель в Джунгарском Алатау. В районе Кетменя и южнее, в горах Басулытау на водоразделе рек Текес и Кегень, обнажены песчаники, известняки, сланцы и порфириты. Мощность нижнего силура достигает 1000—1500 *м*.

Верхний силур ($S_2$) широко распространен в Северном и Западном Прибалхашье, где в его разрезах преобладают сероцветные, иногда грязно-зеленые песчаники, алевролиты, глинистые слаицы, туфы и конгломераты; реже среди них встречаются прослои и линзы известняков и известковистых песчаников. Он выделен также на небольших площадях в южной части Джунгарского Алатау (Алтынэмель и др.), где среди терригенных осадков — различных сланцев, песчаников, конгломератов и линз известняков — содержатся горизонты диабазовых порфиритов. Общая мощность их на территории превышает 1500 *м*.

В Угамском хребте и на юге Чу-Илийского водораздела силурийские осадки не расчленены. Литолого-фациальный состав их почти ничем не отличается от вышеописанных. В них среди песчаников и сланцев содержатся в незначительном количестве карбонатные разности, переслаивающиеся с конгломератами и туфами.

Наряду с образованием осадочных и осадочно-эффузивных толщ в силурийское время имела место интрузивная деятельность — внедрение относительно небольших тел гранитов, диоритов и габбро-диоритов.

Конец силура в районе Джунгарского Алатау ознаменовался некоторым изменением режима геосинклинальной обстановки. Осадконакопление происходило здесь только в северных и центральных частях в условиях морского бассейна без перерыва, включая и начало девона. Формировавшаяся в это время толща однообразных глинистых сланцев и алевролитов, чередующихся с песчаниками, известняками и конгломератами, в возрастном отношении условно относится к верхнему отделу силура и нижнему отделу девона ($S_2 — D_1$). Мощность толщи не менее 1000 *м*.

Породы девонской системы широко распространены в юго-западных, северных и северо-восточных частях описываемой территории. Формирование их происходило в условиях продолжавшегося расчленения территории Казахстана на различные в палеогеографическом отношении провинции: морскую, охватывающую в Южном Казахстане районы остаточной Джунгаро-Балхашской геосинклинали, и континентальную, включающую остальные его части. При этом в конце девонского периода площади континентальной провинции снова сократились в связи с возобновлением морского режима в юго-западных районах территории.

Нижний девон ($D_1$), представленный морскими фациями, развит на северных и северо-западных склонах Джунгарского Алатау и в северо-восточной части Прибалхашья. К нему относятся песчаники, алевролиты, сланцы, конгломерато-брекчии, известняки и небольшие покровы андезитовых и диабазовых порфиров. В разрезах Северо-Восточного Прибалхашья заметно увеличивается количество эффузивного материала — различных туффитов, туфогенных алевролитов, сланцев и пеп-

ловых туфов. Мощность осадков в этих районах достигает 700 *м*. В южных и западных районах состав пород резко меняется: в Бетпак-Дале и Чу-Илийских горах нижний девон сложен преимущественно красноцветными песчаниками и конгломератами, переслаивающимися с туфолавами и различными порфирами. Мощность пород изменяется от 200 до 1200 *м*.

В тех же районах, где распространены нижнедевонские осадки, на некоторых участках выше силурийских или других более древних пород залегает нерасчлененная толща, датируемая нижним и средним отделами девона ($D_{1+2}$). В Джунгарском Алатау в составе ее преобладают песчаники и кремнисто-глинистые сланцы, содержащие прослои конгломератов и линзы известняков, среди которых местами встречаются дацитовые порфиры, туфы и туффиты. В остальных районах, за исключением юго-западных, она состоит из эффузивного комплекса пород с подчиненными терригенными образованиями. На юго-западе территории — в Таласском хребте и в Каратау — девонские эффузивы совершенно отсутствуют, и разрезы представлены только песчаниками и конгломератами, лежащими на нижнем палеозое. Мощность осадков нижнего и среднего девона изменяется от 1000 до 2200 *м*.

Средний девон ($D_2$) известен в Джунгарском Алатау, где он представлен осадочной толщей полимиктовых песчаников, кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов и известняков; в верхней части разреза содержатся эффузивы. Мощность толщи около 2000 *м*. В Чу-Илийских горах на осадочно-эффузивной толще нижнего девона лежат среднедевонские красноцветные, реже серые песчаники, конгломераты, андезиты, дациты и фельзит-порфиры. На северо-востоке от них и далее в Западном Прибалхашье, а также в Кендыктасе разрезы представлены песчаниками и известняками, переслаивающимися с эффузивами. В Бетпак-Дале средний девон сложен только терригенными осадками.

В Каратау и Угамском хребте распространены толщи среднего — верхнего девона ($D_{2+3}$), состоящие из конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощности их невыдержанные, колеблются от 100 до 2000 *м*.

Для верхнего девона ($D_3$) характерна фациальная изменчивость осадков от мелководных и континентальных в первой половине эпохи до существенно морских — во второй. При этом состав пород прибрежных или континентальных фаций часто обогащен эффузивными образованиями. В Каратау и Угамском хребте низы верхнего девона (франский ярус) сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Над ними трансгрессивно лежат карбонатные породы (фаменский ярус), фациально близкие к вышележащим нижнекаменноугольным осадкам. В Чу-Илийских горах верхний девон состоит из красноцветных песчаников и конгломератов с прослоями алевролитов. В Кендыктасе и Северном Прибалхашье в разрезах пород этого возраста преобладают кварцевые порфиры, различные туфы, лавы и туфопесчаники. Аналогичные породы характерны для низов верхнего девона южной и западной частей Джунгарского Алатау, но перекрывающие их фаменские осадки представлены здесь также только конгломератами, глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. Мощность верхнедевонских отложений в перечисленных районах изменяется в пределах 100—150 *м*.

Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения ($D_3$—$C_1$). В северо-восточной части Джунгарского Алатау верхнедевонские и вышележащие осадки не имеют перерыва и слагают мощную, до 1500 *м*, песчанико-алевролитовую и конгломератовую толщу, содержащую прослои и линзы известняков, кремнисто-глинистых

сланцев и туфов. Стратиграфическая принадлежность этой толщи пока определенно не установлена, условно она датируется от верхнего девона и до низов нижнего карбона.

Верхнедевонские и нижнекаменноугольные морские, преимущественно карбонатные фации развиты в Малом и Большом Каратау, а также южнее их — в Талас-Угамских горах. Здесь они представлены фаменскими ($D_3fm$) и турне-визейскими ($C_1t$, $C_1v$) известняками, доломитами и мергелями. На подстилающих франских песчаниках и алевролитах они лежат трансгрессивно. Известняки и доломиты здесь часто битуминозные, слоистые, плитчатого или массивного строения. Карбонатные толщи турнейского и визейского ярусов отличаются от подстилающих фаменских наличием подчиненного количества прослоев терригенных образований — аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов. В визейских осадках Улькун-Буруптау среди известняков встречаются пласты гипса.

Такие же карбонатные толщи, формировавшиеся в условиях морского бассейна в конце среднего палеозоя, известны в юго-восточных районах территории — в Кунгей-Алатау и Кетменском хребте, а также на севере Чу-Илийских гор и в Бетпак-Дале. В первых двух районах они представлены визейскими конгломератовидными массивными известняками и подчиненными им известковистыми и туфогенными песчаниками, переслаивающимися с туфолавами и порфиритами. В двух других районах карбонатные толщи приурочены к мульдообразным структурам и состоят из турне-визейских известняков и мергелей с прослоями глинистых песчаников, при этом эффузивный материал в них совершенно отсутствует. Мощность верхнедевонских и нижнекаменноугольных карбонатных пород более 3 *км*.

Нижний отдел каменноугольной системы ($C_1$) распространен в пределах южных хребтов Джунгарского Алатау, где на фаменских конгломерато-сланцевых и песчаниковых образованиях развиты альбитофиры, кварцевые и андезитовые порфиры и их туфы, переслаивающиеся с осадочными породами, среди которых встречаются пропластки и линзы известняков. Здесь общая мощность пород значительная, достигает 4,8 *км*. Одновозрастные с ней преимущественно эффузивные и эффузивно-осадочные толщи, мощностью от 1,7 до 3,4 *км*, выделены в Заилийском Алатау, Кендыктасе и Чу-Илийских горах. В последних разрезы несколько отличаются появлением терригенных красноцветных осадков и сокращением количества эффузивного материала. Севернее от них — в Прибалхашье — нижнекаменноугольный комплекс состоит из пепловых туфов и туфовых лав кислого состава (турне), налегающих на них алевролитов с углистыми песчаниками и дацитовыми туфами (визе) и завершающими разрез граувакковыми песчаниками с прослоями известняков, конгломератов, туффитов и различных лав. Мощность осадков здесь около 2,4 *м*.

Из интрузивных пород, внедрившихся в среднем палеозое в осадочные и эффузивные толщи, распространены в различных частях территории граниты, гранодиориты, диориты и габбродиориты. Крупные массивы их известны в Чу-Илийских горах, в Западном Прибалхашье и в других районах. Внедрение их связано с первыми фазами герцинского тектогенеза.

**Верхний палеозой — $PZ_3$.** К концу среднего палеозоя (к визе и визе-намюру) фациальный состав накапливающихся пород на территории Центрального и Южного Казахстана начал приобретать континентальный характер. В верхнем палеозое осадкообразование на значительной части территории происходило только в континентальных условиях. Но

в начале его оно местами продолжалось в еще сохранившихся мелководных морских бассейнах.

Осадки среднего отдела каменноугольной системы ($C_2$) на территории Южного Казахстана представлены континентально-терригенными фациями. В Малом Каратау значительные площади занимают красноцветные алевролиты и песчаники с прослоями конгломератов, гипсоносных глин, аргиллитов, известняков и кремней, общая мощность которых достигает 500 *м*. Такую же мощность составляет толща конгломератов, загипсованных песчаников, сланцев, известняков и известковистых песчаников в хребтах Терскей- и Кунгей-Алатау. В Бетпак-Дале распространены преимущественно алевролиты и песчаники с редкими линзами известняков. В других районах — в северном Прибалхашье, в Угамских горах и в восточной части Киргизского хребта — среднекаменноугольные породы слагают осадочно-эффузивные толщи мощностью 1500—1000 *м*.

Средний и верхний отделы каменноугольной системы ($C_{2+3}$) на описываемой территории не имеют широкого распространения. Они известны на небольших участках южного хребта Джунгарского Алатау (Алтынэмель, Катутау), в Кетменском хребте, Терскей-Алатау, Чу-Илийских горах и в Бетпак-Дале. Разрезы их представлены красноцветными конгломератами, песчаниками и туфами кислого и основного состава. В виде редких включений среди них встречаются мелкие линзы известняков. На юге Угамского хребта толща целиком состоит из эффузивов. Мощность пород в указанных районах достигает 1300—1500 *м*.

Верхнекаменноугольные осадки ($C_3$) занимают еще меньшие площади. На востоке Чу-Илийских гор ими сложена эффузивно-осадочная толща, трудно отличимая от нижележащих эффузивов. В Угамском хребте преобладают конгломераты и туфопесчаники. Чисто осадочной толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов и глинистых известняков верхний отдел каменноугольной системы представлен в северо-западной части Малого Каратау. Мощность отложений в этих районах не превышает 400 *м*. Несколько большая их мощность на южных склонах Джунгарского Алатау и в западных его отрогах, где они представлены преимущественно эффузивами — пироксеновыми и пироксено-роговообманковыми порфиритами и их туфами. В подчиненном количестве здесь встречаются горизонты конгломератов и редкие линзы песчаников и известняков.

Нерасчлененные верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения ($C_3 — P_1$) выделены в южной части Джунгарского Алатау, Кетменском хребте и в западных отрогах Таласских гор. Фациально они почти не отличимы от вышеуказанных верхнекаменноугольных осадков. Разрез их также состоит из конгломератов, песчаников, туффитов и туфов дацитового состава. С нижележащими породами они имеют тектонические контакты или залегают на них несогласно. Мощность их составляет около 700—1000 *м*.

Породы пермской системы распространены на еще меньших площадях и в ограниченном числе районов, что связано с резко изменившимися условиями их накопления в завершающий к концу палеозоя этап геосинклинального развития страны. Имеющиеся разрезы их свидетельствуют о существовании в этот период исключительно континентального режима, в котором формированию осадков очень часто сопутствовали излияния эффузивов. Нижний ($P_1$) и верхний ($P_2$) отделы перми, выделенные в Угамском, Заилийском, Кетменском, Джунгарском хребтах, а также в Северном Прибалхашье, представлены эффузивно-осадочными образованиями: порфирами, альбитофирами, туфопесчани-

ками, конгломератами и алевролитами, содержащими иногда редкие прослои и линзы известняков и глинистых сланцев. В Малом Каратау установлена только нижняя пермь, состоящая из песчаников, туфов и туфолав с редкими линзами известняков и конгломератов. Перекрывающая их толща сложена здесь гипсоносными сланцами и аргиллитами. Такие же осадки известны в Кетменском хребте и Заилийском Алатау. Мощность пермских отложений изменчива: в Каратау она не превышает 400—600 *м*, в Северном Прибалхашье 220 *м*, в Джунгарском Алатау 1450 *м*, в Угамском хребте 2700 *м*. На более древних породах толщи они лежат несогласно. Дислоцированы они всюду слабо.

Среди верхнепалеозойских образований широко распространены интрузивные породы, внедрение которых связано с процессами тектогенеза среднегерцинского и позднегерцинского этапов. Крупные массивы среднегерцинских интрузий обнажены в Джунгарском Алатау, Западном Прибалхашье, Кетменском, Заилийском и Угамском хребтах. Мелкие интрузивные тела известны в Каратау, Чу-Илийских горах, Северном Прибалхашье и в других районах. Почти всюду они приурочены к региональным тектоническим зонам, вдоль которых размещены поля их выходов в виде линейно ориентированных полос. В составе их преобладают граниты, граносиениты и гранодиориты. Редко встречаются кварцевые диориты и другие более основные разности. К позднегерцинским интрузиям относятся разрозненные массивы лейкократовых и аляскитовых гранитов, гранит-сиенитов, сиенитов, гранит-порфиров и реже гранит-диоритов и диоритов. Обнажения их имеются в Джунгарском Алатау, Кетменском и Заилийском хребтах и Северном Прибалхашье. Все они приурочены к зонам ранее наметившихся и продолжающих развиваться главных тектонических швов. В юго-западных отрогах Джунгарского Алатау (в горах Кату, Малайсары и др.), кроме выше отмеченных эффузивно-осадочных и интрузивных образований, распространен комплекс красноцветных, преимущественно осадочных пород с подчиненными им эффузивами, относимый к нерасчлененной толще верхней перми и нижнего триаса ($P_2$—$T_1$). Мощность его различна и изменяется от десятков до нескольких сотен метров. В составе толщи залегают конгломераты, туфы, туфопесчаники, прослои глинистых сланцев и порфиры.

## Мезозойская группа

Породы мезозойской группы большей частью скрыты толщами более молодых осадков. Обнажаются они весьма редко и лишь на небольших участках некоторых приподнятых структур.

Триасовые отложения известны на северном склоне Кетменского хребта. Они приурочены к крылу синклинального прогиба и представлены конгломератами, песчаниками, песчанистыми глинами, аргиллитами и алевролитами, относимыми к верхнему отделу системы ($T_3$). На север, в сторону Илийской впадины, эти породы погружаются под молодые осадки. Видимая мощность их до 480 *м*. Нерасчлененные толщи триаса вскрыты буровыми скважинами на западе территории — в районе Восточного Приаралья. Здесь они состоят также из конгломератов, аргиллитов и глин, залегающих на глубинах более 300 *м*. В подошве их залегают верхнепалеозойские песчаники и порфириты, в кровле — юра или мел. Мощность толщи 250 *м*. Кроме того, в Джунгарском Алатау (гора Кату) и в Угамском хребте небольшие площади слагают интрузивные породы — порфириты, граносиенит-порфиры и монцониты, обычно образующие штокообразные и дайковые тела внутри

пермских осадочно-эффузивных толщ. В других частях территории наличие триасовых пород пока не установлено.

Площади распространения юрских пород (J) также ограничены. Они приурочены к редким впадинам и депрессиям, которые возникли в конце триасового и начале юрского периодов в результате локальных тектонических движений, проявившихся на общем фоне денудационного выравнивания консолидированной к тому времени герцинской горной страны, постепенно превратившейся в платформу. К таким депрессиям в Южном Казахстане относятся области прогибания территории в Каратау, Кызылкумах, Талас-Угамских горах (Кельтемашат, Ленгер), Кетменском хребте (Уш-Хасан), Илийской и Алакульской впадинах. Они выполнены континентальными осадками — конгломератами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами со слоями горючих сланцев и бурых углей. Иногда среди них встречаются глины, мергели и доломиты. Общая мощность осадков до 220—1825 *м*. В Сырдарьинской депрессии кровля юрских отложений вскрывается скважинами на глубинах от 1250 до 3000 *м*. К северу от Кетменского хребта — в борту Илийской впадины — аналогичные юрские угленосные породы находятся на глубинах 300—400 *м*, а в центральной части впадины синхронные отложения вскрываются на глубинах, превышающих 3000 *м*. К северу от Джунгарского Алатау — в Алакульской впадине — юрские осадки погружены до глубин 1100—1400 *м*.

В отличие от юрского периода осадконакопление в меловой период происходило в условиях некоторого оживления тектонических процессов. В результате этого на приподнятых участках усилились процессы денудации, способствовавшие переотложению продуктов разрушения древней коры выветривания и коренных пород в продолжавших развиваться впадинах. В большинстве своем осадки мела являются континентальными и только на западе и юго-западе территории разрезы состоят из мелководных морских и лагунных фаций.

Нижний отдел мела ($Cr_1$) распространен в районе Каратау, Угамского хребта и в прилегающих к ним впадинах — Кызылкумской, Восточно-Приаральской и др. В районах гор он обнажен и представлен красновато-бурыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и песками, переслаивающимися с глинами и алевролитами. Во впадинах разрезы его состоят чаще из пестроцветных глин (иногда гипсоносных), алевролитов, песчаников и песков, с обломками древесины. В составе толщи содержатся прослои песчанистых известняков и мергелей (неоком). В верхней ее части глины принимают зеленоватые и серые цвета (апт-альбские осадки). Мощность всей толщи нижнего мела изменяется от 14—150 до 400—600 *м*. Как в депрессиях, так и на приподнятых участках она залегает на размытой поверхности юры или непосредственно на палеозойских породах.

Верхний отдел мела ($Cr_2$) занимает площади тех же районов, где развит нижний отдел. Кроме того, он известен в юго-западных предгорьях Джунгарского Алатау, в Илийской и Балхашской впадинах. Западной части Бетпакдалы, Чу-Сарысуйской депрессии и на других участках. Во всех районах восточнее и северо-восточнее Каратау его разрезы состоят из континентальных отложений весьма изменчивого литологического состава. Чаще эти отложения представлены аркозовыми и кварцевыми песчаниками, конгломератами, косослоистыми песками, галечниками и песчанистыми глинами с прослоями алевролитов. Мощности их непостоянны и колеблются в пределах от 5—20 до 40—70 *м*, иногда до 100—150 *м*.

В западных и юго-западных районах верхнемеловые осадки составляют относительно выдержанные и мощные толщи по всей площади их

распространения. Низы их — сеноманские осадки — в Восточно-Приаральской и Кызылкумской впадинах состоят из морских зеленоватых и серых глин и алевролитов, переслаивающихся с кварцевыми песками, песчанистыми глинами и песчаниками. Близ Каратау и Угамского хребта их сменяют терригенные красно-бурые конгломераты, гравелиты и брекчиевидные песчаники. В толще последних содержатся иногда прослои и линзы известняков и доломитов. Общая мощность сеномана в этих районах достигает 300 *м*. Выше залегают туронские осадки с мощностью от 30—270 до 400 *м*. Толща их состоит преимущественно из пестроцветных глин, алевролитов и алевролитистых песчаников, редко переслаивающихся с песками и мелкогалечными конгломератами во внутренних частях впадин, но существенно обогащенных крупнообломочными образованиями на их окраинах. Еще выше над этой глинистой толщей всюду лежат кварцевые и кварцево-слюдистые песчаные и песчано-глинистые отложения сенона, содержащие на некоторых участках прослои галечников, песчаников, алевролитов и мергелей. В Арысской впадине и у предгорий Угамского хребта они перекрываются гипсоносными глинами датского яруса. Мощность сенонских и датских осадков изменяется в пределах 80—120 *м*. Общая мощность верхнего мела достигает 700 *м*.

### Кайнозойская группа

Отложения кайнозоя по сравнению с более древними образованиями имеют самое широкое распространение. Они отсутствуют или почти не сохранились на приподнятых участках горноскладчатых областей, где накопление их или не происходило, или после некоторой аккумуляции происходил размыв. В комплексе их, весьма пестрых по составу и различных по происхождению, выделены стратиграфические подразделения всех систем кайнозоя.

Осадки палеогеновой системы (Pg) распространены в пределах межгорных и предгорных впадин, на значительной части которых они прикрыты более молодыми образованиями. В западных и юго-западных районах разрезы палеогена состоят из морских и континентальных фаций, а в северных и восточных они или отсутствуют, или же представлены только континентальными осадками. Наиболее изучены толщи палеогена в западных и юго-западных районах, где выделены все его отделы, а местами внутри последних и различные свиты. Континентальный палеоген всей остальной части территории не расчленен.

Палеоцен ($Pg_1$) распространен в Приаралье, в Кызылкумской и Арысской впадинах, в Приташкентских Чулях и на предгорьях Каратау. Разрезы его общей мощностью до 10—15 *м*, иногда до 40 *м* состоят из песчаников, кварцево-глауконитовых песков с галькой фосфоритов, известняков серых тонов и известковистых песчаников, нередко переходящих в ракушняки. Среди осадков часто встречаются прослои глин, доломитов, мергелей и алевролитов. На меловых и других древних породах толща палеоцена лежит с размывом и трансгрессивно.

К северу от хребта Каратау — в Западно-Чуйской впадине — выделены палеоцен-эоценовые ($Pg_{1-2}$) отложения, представленные в низах разрезов серыми песчанистыми глинами, переходящими кверху в различно окрашенную глинисто-алевритистую толщу, содержащую прослои разнозернистых песков с гравием, песчаников и глин. Общая мощность их превышает 100 *м*. Они вскрыты буровыми скважинами на глубинах около 400 *м*. Севернее оз. Арыскуль толща их обнажается на поверхности. На подстилающих меловых осадках она лежит трансгрессивно.

Эоценовые отложения ($Pg_2$) занимают еще более широкие площади и представлены также в значительной мере морскими осадками. В предгорьях Каратау и на Приташкентских Чулях толщу их мощностью до 70 *м* слагают аркозовые пески, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками, доломитами и темно-серыми глинами. Западнее, в Кызылкумской впадине и в Приаралье, а также на севере, в Чу-Сарысуйской депрессии, их сменяют зеленовато-серые песчанистые глины, мергели и алевролиты. На размытой поверхности их лежат преимущественно мергелистые осадки, объединяемые в описываемых районах в тасаранскую свиту (по Яншину, 1953), состоящую из мергелей, мергелистых и опоковидных глин с прослоями горючих сланцев и песчаников. В Чу-Сарысуйской и Арысской впадинах, а также в предгорьях Каратау мергелисто-глинистая толща содержит прослои белых кварцево-слюдистых песков, песчаников, конгломератов и известняков с ракушняками. Мощность свиты в предгорных частях района не превышает нескольких десятков метров, а в пределах впадин увеличивается до 100 *м*. Еще выше указанный разрез эоцена перекрывается толщей однообразных тонколистоватых глин и алевролитов зеленовато-серого цвета, содержащих редкие линзы кварцевых и глауконитовых песков и прослои мергелей, иногда песчаников. В южном Тургае и Приаралье аналогичные глины известны под названием осадков саксаульской свиты. Мощность их не превышает 50 *м*. Переход этих глин в вышележащие глинистые отложения ясно не выражен и поэтому вся серия перекрывающих морских осадков от верхов эоцена до континентального среднего олигоцена во всех южных и западных районах рассматривается совместно в свите, именуемой чеганской. В Южном Тургае и в прибортовых частях впадин (в районах Каратау, плато Бетпак-Дала и др.) мощность этих отложений колеблется от 20 до 60 *м*, к центру впадин она увеличивается до 100—120 *м*. Описываемые отложения почти всюду прикрыты более молодыми осадками; обнажения их встречаются лишь на правобережье Сарысу и на небольших участках юго-западных предгорий Каратау.

В верхнем палеогене ($Pg_3$) с конца нижнего олигоцена дальнейшее осадконакопление в Южном Казахстане происходило повсеместно исключительно в континентальных лагунно-озерных и наземных условиях. В среднем олигоцене западных и южных районов в депрессиях и на неровных сильно размытых поверхностях подстилающих пород, на морском палеогене и местами непосредственно на мелу и палеозое отлагались различные песчано-глинистые образования, представленные гипсоносными красными и красно-бурыми глинами и алевролитами, содержащими иногда прослои и линзы косослоистых песков и песчаников. Мощности их изменяются от 60 до 100—200 *м*. Выше над ними, также на размытой поверхности, лежит маломощная, до 25—35 *м*, толща верхнеолигоценовых пестроцветных глин и алевролитов с частыми прослоями ожелезненных кварцитовидных песчаников, песков, галечников и конгломератов. В восточных и северо-восточных районах континентальный олигоцен, как и на юге, лежит под толщей более молодых осадков. Обнажения встречаются лишь на небольших участках в предгорьях южной части Джунгарского Алатау (у гор Большие и Малые Калканы), где на поверхность выступают конгломераты, песчаники и иногда известняки, переслаивающиеся с вязкими пестроцветными глинами и алевролитами. В Илийской впадине, севернее Кетменского хребта, толща таких же осадков погружена до глубин 260—650 *м*, а в Балхашской впадине — до 320 *м*. Мощности их непостоянны и изменяются от десятков до нескольких сотен метров. Аналогичные осадки вскрыты скважинами в юго-восточной части Чуйской впадины на глубинах 400—450 *м*.

Наряду с описанными осадками в некоторых районах северной и юго-восточной частей территории распространены стратиграфически нерасчлененные континентальные палеогеновые отложения. В Западном Прибалхашье толща их обнажена на поверхности о. Басарал, разрез которой мощностью до 40 *м* состоит из красных глин, разнозернистых кварцевых песков и галечников, лежащих непосредственно на палеозое. В Илийской впадине, севернее г. Алма-Аты, на глубине 2580 *м* вскрыты скважиной глины и аргиллиты коричневого и красного цвета. Такие же нерасчлененные толщи красноцветных осадков, возраст которых определяется от олигоцена до миоцена ($Pg_3 - N_1$), встречаются в предгорьях Каратау и на Приташкентских Чулях. Здесь они представлены красными и красно-бурыми известковистыми глинами и алевролитами, содержащими прослои мергелей, песчаников и мелкогалечных конгломератов с общей видимой мощностью 20—50 *м*. В Кызылкумской и Арысской впадинах они вскрываются скважинами на глубинах до 200—300 *м* и более, где мощность их возрастает, достигая 400—600 *м*.

Неогеновые отложения выходят на поверхность на небольших участках. В предгорьях они слагают покровные толщи, лежащие на сильно размытых палеогеновых или меловых и палеозойских породах; во впадинах их толщи прикрыты более молодыми четвертичными осадками. Состав неогеновых осадков в различных частях территории весьма разнообразен. Генетически среди них распространены преимущественно аллювиально-пролювиальные и озерные отложения.

Нижний отдел неогеновой системы — миоцен ($N_1$) выделен в районах Северного Приаралья и Тургая, где его слагают зеленовато-серые, иногда бурые, плотные вязкие глины, лежащие на размытой поверхности верхнего олигоцена. Эти глины составляют известную в Казахстане аральскую свиту (нижний и частично средний миоцен), которая нередко содержит прослои мергелей, известняков, глинистых песчаников и песков. В глинах иногда встречаются железисто-марганцевые включения и друзы кристаллов гипса. Мощность отложений не превышает 20—30 *м*.

Аналогичные осадки, сопоставляемые с указанными выше приаральскими и объединяемые в свиты различных местных названий (сарыозекская и др.) или рассматриваемые в целом как миоценовые, обнажаются в районах Киргизского хребта, Кендыктасских гор, Бетпак-Далы, Джунгарского Алатау, Кетменского хребта и Заилийского Алатау. Толщи их, также преимущественно глинистые, наряду с песчано-мергелистыми прослоями содержат менее выдержанные пласты конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Цвет осадков в этих районах обычно красный или бурый. Мощности их достигают 100 *м*. В предгорьях они лежат непосредственно на палеозое, а во впадинах — на палеогеновых или меловых отложениях.

Стратиграфически выше в указанных же районах, но на значительно больших площадях, распространены миоцен-нижнеплиоценовые отложения ($N_{1-2}$) — красные, бурые, иногда серые песчанистые гипсоносные глины, содержащие в нижних частях разрезов прослои песков, песчаников и конгломератов. Мощность их около 100 *м*. В других частях территории Южного Казахстана такие осадки миоцен-плиоцена параллелизуются с известной для северо-востока Казахстана и Западной Сибири павлодарской свитой.

На вышеуказанных миоцен-нижнеплиоценовых отложениях во многих частях территории, за исключением Северного Приаралья, Бетпак-Далы, Чу-Сарысуйской депрессии и Прибалхашья, залегают средне- и верхнеплиоценовые осадки ($N_2$), образовавшиеся в резко изменившихся

палеогеографических условиях, способствовавших накоплению наряду с глинами большого количества грубозернистого материала. Они представлены конгломератами, галечниками и разнозернистыми песками палевого и буровато-желтого цвета, переслаивающимися с песчанистыми глинами тех же цветов. Глины иногда сменяются алевролитами или лёссами. В районах Каратау, Приташкентских Чулей, Кендыктаса и Чу-Илийских гор в толщах их изредка встречаются мергели, известняки и известковистые песчаники. В Кызылкумской впадине и в южной части Приаралья аналогичные толщи состоят преимущественно из глин и песков, лежащих на размытой поверхности олигоцена или эоцена, а южнее от них, вблизи рек Келес и Чирчик, они перекрывают олигоцен-миоцен и местами мел или палеозой. В предгорьях Кетменского хребта, Заилийского и Джунгарского Алатау нижняя часть синхронных осадков объединена в илийскую свиту, характеризующуюся супесчано-суглинистым составом, а верхняя — в хоргосскую, состоящую преимущественно из песков, песчано-гравийно-галечников, валунников, конгломератов и редких прослоев глинистых образований. Во многих обнажениях верхняя свита лежит на размытой поверхности нижней. Мощности описываемых отложений различны. В западных и северных районах они изменяются от 20—30 до 100 *м*, а на юге и юго-востоке территории резко возрастают, достигая максимальных значений в Илийской впадине — до 1350 *м* и в районе предгорий Киргизского хребта — до 2000 *м*. На крайнем юго-западе территории — в Кызылкумской впадине — мощности аналогичных осадков в разрезах скважин составляют 300—400 *м*. Во всех впадинах верхний плиоцен перекрыт четвертичными отложениями.

В четвертичный период дальнейшее осадконакопление происходило на фоне периодически проявлявшихся дифференцированных, преимущественно вертикальных, движений земной коры, обусловивших изменение рельефа выравненной поверхности и перестройку развитой на ней гидрографической сети. В результате усилившихся процессов эрозии с приподнятых горных областей было снесено большое количество обломочного материала, скопившегося в мощных предгорных шлейфах и во внутренних частях впадин. Характер осадков в пределах территории различен по возрасту, генезису и весьма пестрый по литологическому составу.

Нижнечетвертичные отложения ($Q_I$) сформированы в эпоху возобновления и развития следующей за неогеном фазы альпийского тектогенеза *, при которой горообразовательные процессы протекали в условиях изменения климатического режима в сторону общего увлажнения и похолодания, повлекших в свою очередь оледенение высоко поднявшихся территорий. В областях горных сооружений Южного Казахстана они представлены в основном моренными и флювиогляциальными образованиями — крупными валунами и галечниками. По мере удаления от гор материал флювиогляциальной толщи становится мельче и постепенно сменяется галечниками, песками и различными песчано-глинистыми осадками. Генетически последние чаще являются делювиально-пролювиальными, аллювиальными и озерными.

Ледниковые образования нижнечетвертичного возраста распространены в плоских межгорных депрессиях, вытянутых параллельно хребтам, в их подножиях и в пределах самих высокогорий. В депрессии между Заилийским Алатау и Кунгей-Алатау они налегают на эроди-

* Н. Н. Костенко (1963) предлагает называть эту фазу койбынской по одноименной долине на южном склоне Джунгарского Алатау, где отчетливо наблюдается несогласное залегание верхнебийских конгломератов на илийской свите.

рованную поверхность палеозойского фундамента и местами несогласно перекрывают красно-бурые плиоценовые глины, образуя толщу несортированного материала с громадными глыбами и валунами размером 2—3 *м*, иногда до 8—10 *м* в поперечнике. Валуны и глыбы накапливались совместно со щебнем, галькой, гравием и суглинками. Мощность отложений у правых притоков р. Чилика достигает 360—400 *м*. К востоку от этой депрессии их сменяют флювиогляциальные валунно-галечниковые образования мощностью 60—75 *м*, залегающие с ясно выраженным размывом на палево-желтых глинах плиоцена; далее у подножий хребта Кетмень и в Текесской межгорной впадине мощности их возрастают до 150—250 *м* и более. Вдоль северных склонов Заилийского Алатау аналогичные отложения, сохранившиеся от размыва, представлены также валунами и галечниками мощностью до 250—350 *м*, перекрытыми сверху слоем в 100—120 *м* лёссовидных суглинков и лёссов. Севернее подножий хребта, на предгорных равнинах, широко распространены аллювиальные и пролювиальные пески, а еще далее, в осевой части Илийской впадины, пески и песчано-глинистые осадки озерно-зандрового происхождения. Поверхность последних переработана ветром в бугристо-грядовые и барханные формы.

В Джунгарском Алатау нижнечетвертичные отложения по составу аналогичны вышеописанным. В основании их лежат плохоокатанные мелкогалечные конгломераты (называемые верхнегобийскими) мощностью до 10—20 *м*. На них налегают флювиогляциальные валунно-галечники и галечники. Моренные отложения здесь размыты. Остатки их прослеживаются лишь в понижениях между хребтами, а также на нагорной равнине к востоку от пос. Капал, где они представлены крупными валунами и глыбами до 4—6 *м* в поперечнике, заключенными в валунном суглинке и перемежающимися также с галькой и дресвой. Мощность их местами достигает 250 *м*, но обычно она значительно меньше вследствие сильного размыва.

Флювиогляциальные отложения широко распространены по окраинам палеозойских массивов. В составе их валуны и гальки менее крупные, но хорошо окатанные, мощность их около 60 *м*; сверху они перекрыты косослоистыми разнозернистыми песками и плотными лёссовидными суглинками мощностью 50—70 *м*.

Далее от гор толщи осадков преимущественно песчаные, с частыми прослоями желтовато-серых суглинков листоватого строения. Генетически они являются здесь озерными и аллювиально-озерными. Мощности их у пос. Баканас возрастают до 220—500 *м*. Верхние части разрезов этих отложений здесь также переработаны ветром. В Прибалхашье и в более восточных районах слагают высокие скульптурные террасы рек Или, Каратала и др.

В горных районах западнее Джунгарского Алатау и северо-западнее Заилийского Алатау, в средне- и низкогорных их продолжениях — Кендыктасских и Чу-Илийских горах, а также в Бетпак-Дале нижнечетвертичные отложения являются преимущественно делювиально-пролювиальными и состоят в основном из песчано-суглинистого материала с большим количеством гравия, щебня и угловатой гальки. Они прослеживаются здесь во многих обрывах эрозионных врезов. В основании их иногда встречаются мелкие галечники с валунами и слабосцементированные конгломераты, налегающие на неоген или палеозой. Мощности отложений здесь около двух-трех десятков метров. Но еще западнее — в предгорьях высоких, в значительной мере заснеженных хребтов Таласского и Угамского — толщи рыхлообломочных пород достигают больших мощностей. В составе их близ гор преобладают крупные валунно-галечниковые образования, брекчии и конгломераты, а в отдалении от

них — галечники с песчаным и суглинистым заполнителем. У подножий Киргизского хребта мощность отложений составляет 80—150 *м*, несколько менее — в Чимкентском районе и свыше 300 *м* в Голодностепском и Ташкентском районах (нанайский комплекс, по Ю. А. Скворцову). Эти отложения здесь всюду прикрыты лёссами и лёссовидными суглинками мощностью до 50 *м*.

Иные разрезы нижнечетвертичных отложений в предгорьях Каратау. Здесь они представлены озерными и аллювиально-озерными буровато-зелеными, местами черными песчанистыми глинами, песками и песчаниками, переходящими в верхней части в мелкогалечные конгломераты. Эти накопления вложены в долины рек юго-западного склона Каратау, глубоко расчленяющих предгорную равнину. Мощность всего комплекса нижнечетвертичных отложений свыше 60—70 *м*. По мере удаления от гор в сторону Кызылкумской впадины последние перекрываются более молодыми осадками. У северо-восточного склона хребта предгорный шлейф нижнечетвертичных отложений состоит исключительно из делювиально-пролювиальных, реже аллювиальных галечников, песков и суглинков. В восточной части песчаного массива Муюнкумов их мощность достигает нескольких сотен метров. Подстилаются эти отложения верхнеплиоценовыми палеогеновыми и другими породами. В Северном и Восточном Приаралье они размыты. В Тургае к нижнечетвертичным отложениям относят аллювий древних долин, представленный темно-зелеными и серыми песчанистыми глинами и песками, мощность которых не превышает 30—40 *м*.

Осадконакопление в среднечетвертичное время ($Q_{II}$) происходило на фоне тектонических движений, которые проявились на юге и востоке Казахстана с сравнительно бóльшей силой, чем в других его частях, и выразились крупными поднятиями горных массивов* с последующим оледенением их вершин. В условиях влажного климата оживление эрозионных процессов способствовало интенсивной аккумуляции грубообломочного материала вблизи гор и в пределах горных долин, а на равнинах — скоплению более мелкозернистых его разностей. На участках высокогорий, в троговых долинах, распространены моренные отложения. В Заилийском Алатау (долина р. Кастек и др.) сохранившиеся их остатки — валуны с дресвой, галькой и суглинками — в современном рельефе фиксируются на абсолютных отметках около 1700 *м*. В Джунгарском Алатау следы их встречаются в выработанных ледниками долинах на высотах 1400—1500 *м*. У подножий гор, подвергшихся оледенению, а также в небольшом удалении от них, среднечетвертичные отложения являются флювиогляциальными и частично пролювиальными; они представлены валунниками и галечниками, с перекрывающими их лёссовидными суглинками. В долинах рек они размыты. Далее от гор на предгорных равнинах валунно-галечниковые толщи сменяются пролювиальными и аллювиально-пролювиальными галечниками и гравийно-песчаными накоплениями. Последние всюду также перекрыты более мелким материалом: супесями, суглинками, иногда типичными лёссами. Мощности всего комплекса этих отложений в районах Джунгарского и Заилийского Алатау значительны и нередко превышают 100—220 *м*.

В предгорьях невысоких гор, испытавших в среднечетвертичное время поднятия сравнительно меньших амплитуд, распространены преимущественно делювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения, характеризующиеся галечно-гравийно-щебенистым составом в осно-

* Эта фаза орогенеза параллелизуется геологами Казахстана с бакинской, следы которой впервые четко установлены для района г. Баку (Г. Ф. Мирчинк, 1936 г.).

ваниях своих разрезов и супесчано-суглинистым в их верхах. Ими сложены покровные толщи на нешироких полосах вдоль склонов гор Кендыктаса, Чу-Илийских и других. Мощности их обычно небольшие и изменяются в пределах от 10—15 до 40—50 *м*. Они залегают чаще на размытой поверхности неогена или на других более древних породах. В юго-западных районах мощности аналогичных рыхлых предгорных образований возрастают: в основаниях склонов Таласского Алатау они достигают 100—150 *м*, у Угамского хребта и на юге Голодной степи 200 *м* и более (ташкентский комплекс, по Ю. А. Скворцову). Для разрезов среднечетвертичных осадков в этих районах характерно наличие лёссовидных покровов на подстилающих валунниках и галечниках. Лёссы здесь по составу и структуре являются наиболее типичными во всем Южном Казахстане — они однородны, неслоисты, пористы и почти всюду лишены каких-либо прослоев и включений.

Среднечетвертичные отложения наклонных равнин во внутренних частях предгорных и межгорных впадин постепенно сменяются речным или озерным аллювием, слагающим во многих долинах толщи высоких (чаще вторых, иногда третьих) надпойменных террас. Аллювиальные среднечетвертичные отложения в долине р. Сырдарьи слагают широкие террасы, простирающиеся на левобережье реки до кромки массива песков Кызылкум, а в правобережье — до предгорных наклонных равнин. В Приаралье ими заняты еще более значительные площади — почти все междуречье Сырдарьи и сухого русла Жанадарьи и другие части этой широкой равнины. Представлены отложения в основном суглинками и подстилающими их разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песками. Пески здесь иногда содержат гравелистые частицы. Общая мощность их не превышает 30—40 *м*. Наиболее мощные толщи обычно приурочены к понижениям неровной размытой поверхности нижележащих неогеновых или палеогеновых глин.

В Чу-Сарысуйском районе среднечетвертичный аллювий состоит также из суглинков и разнозернистых песков, но более обогащенных гравием. В толще песков нередко встречаются галечники и слабосцементированные конгломераты. Подошвой их в Сарысуйской долине служат олигоценовые и местами верхнемеловые осадки, а в Чуйской — олигоценовые или неогеновые. В строении речных долин аллювиальные отложения слагают вторые надпойменные террасы, высота которых составляет 2—4 *м* и более.

Озерные отложения среднечетвертичного времени распространены наряду с аллювиальными в депрессиях восточных и юго-восточных районов территории. В осевой части Илийской впадины, где предгорная равнина сливается с поверхностью второй террасы р. Или, толща аллювия в 10—15 *м* состоит из косослоистых супесей и разнозернистых песков с гравием и галькой в основании. Восточнее гор Калкан она сменяется типично озерными осадками — слоистыми супесями и суглинками, содержащими пропластки разнозернистого песка. Озерные осадки занимают здесь площади от современного русла реки почти до северной окраины г. Панфилова. Еще более значительны площади распространения таких образований в пределах равнин Алакуль-Балхашской депрессии, где они протягиваются от современных восточных и юго-восточных побережий оз. Балхаш до озерных котловин Сасыкуля и далее к северу от них. Представлены отложения в этих районах преимущественно мелкозернистыми песками, перекрытыми супесями и суглинками. Мощность их к востоку от оз. Балхаш превышает 100 *м*.

В ряде районов описываемой территории Южного Казахстана в основном у подножий гор и в межгорных долинах распространены средне-верхнечетвертичные образования ($Q_{II-III}$), слагающие покров-

ные толщи пологих склонов и террасовидных площадей. Положение последних в рельефе окружающей поверхности почти всюду соответствует уровням развития комплексов вторых и первых (иногда третьих) террас. Эти покровные толщи сложены щебенисто-дресвяными и гравийно-песчано-суглинистыми отложениями, мощность которых колеблется от 4—10 до 50 *м*.

Верхнечетвертичные отложения ($Q_{III}$) сформированы в результате деятельности эрозионно-аккумулятивных процессов, развившихся в связи с проявлением следующей (джунгарской, по Н. Н. Костенко) тектонической фазы, которой сопутствовали общие изменения палеогеографической среды от существовавших в конце среднечетвертичного времени аридных условий с холодным климатом до сравнительно влажных. В горных районах, испытавших новые поднятия и подвергшихся третьему за четвертичный период оледенению, распространены морены, занимающие в современном рельефе абсолютные высоты от 2300—2500 до 2800—3000 *м*. Ниже в долинах располагаются флювиогляциальные и аллювиально-пролювиальные отложения, сменяющиеся далее на равнинах аллювиальными. В речных долинах последние обычно слагают нижние надпойменные террасы.

Верхнечетвертичные моренные отложения, развитые в пределах высоких гор, выполняют днища хорошо выработанных троговых долин, в устьевых частях которых ими образовано несколько валов. В Заилийском Алатау наблюдается до трех-четырех валов конечных морен. Представлены они также валунами с крупной и мелкой галькой изверженных пород, перемешанными с суглинками. Во многих долинах значительная часть их размыта. Флювиогляциальные, пролювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения у подножий гор слагают конусы выноса, обычно вложенные в более древние, и состоят из валунников и галечников, отличающихся от материала среднечетвертичной аккумуляции слабой степенью отсортированности и меньшей окатанностью. По мере удаления от гор происходит обычная дифференциация их гранулометрического состава. В Илийской депрессии в 18—20 *км* от северных подножий хребтов разрез отложений мощностью до 60 *м* характеризуется чередованием песчано-гравийно-галечных горизонтов с прослоями супесей и суглинков. Выше их лежит покровная толща в 5—7 *м* лёссовидных суглинков или местами лёссов. Далее от гор отложения сливаются с аллювием первой надпойменной террасы р. Или, представленным среднезернистыми песками и супесями мощностью до 10—20 *м*.

Аналогичны условия залегания верхнечетвертичных отложений и в других районах. На равнинах Южного Прибалхашья в толщах их сверху лежат маломощные суглинки, сменяющиеся ниже мелкозернистыми, часто пылеватыми песками, обладающими диагональной слоистостью. Характер распространения этих отложений и расположение береговых валов на северном берегу оз. Балхаш свидетельствует о постепенном сокращении площади озера и его миграции на северо-запад, имевших место в конце среднечетвертичной эпохи. Последовавшее за ним некоторое повышение уровня озера (местного базиса эрозии) обусловило здесь формирование верхнечетвертичных речных террас. Восточнее оз. Балхаш, в пределах Алакульской депрессии, верхнечетвертичные отложения представлены преимущественно озерными отложениями. Они здесь занимают значительно меньшие площади, чем такие же озерные осадки среднечетвертичного времени, что, по-видимому, связано с происшедшими тектоническими поднятиями, обусловившими разъединение ранее существовавшего единого Алакуль-Балхашского бассейна на самостоятельные озерные бассейны Алакуля и Балхаша.

На приаральских озерных равнинах отложения представлены иловатыми супесями и песками, переслаивающимися с суглинистыми прослоями. Мощность их 20—25 *м*.

Верхнечетвертичные отложения равнин южных и юго-западных районов в долинах рек Сырдарьи, Сарысу и Чу, а также в западной части плато Бетпак-Дала представлены очень характерными желтовато-бурыми супесями и лёссовидными суглинками, местами обогащенными песчаным и галечным материалом. Они также слагают первые надпойменные террасы, поверхность которых часто изрезана многочисленными сухими протоками и покрыта большим количеством такыров. Мощности отложений в различных частях равнин различные. В долине Сырдарьи они изменяются от 5—10 до 30—40 *м*; наибольшие мощности приурочены к району г. Кзыл-Орда и равнине Дарьялыктакыр. В предгорной части долины, в Голодностепском районе, мощности возрастают, достигая 50—60 *м*. Здесь отложения представлены лёссами и лёссовидными суглинками, подстилаемыми песчано-галечным материалом. В низовьях Сарысу толща аллювия не превышает 3—5 *м*. В Чуйской долине в пределах обширной аллювиальной равнины Саксаулдала в разрезе осадков преобладают мелкозернистые глинистые пески с гравием и мелкой галькой, перекрывающиеся пылеватыми суглинками и глинами, часто интенсивно засоленными и загипсованными. Мощность всей толщи здесь достигает 50 *м*.

На широких равнинах описываемой территории распространены нерасчлененные верхнечетвертичные и современные отложения ($Q_{III-IV}$). В пределах пустынь Кызылкумы, Приаральские Каракумы, Муюнкумы, Арыскумы, Сары-Ишикотрау, Таукумы и другие это — эоловые пески, перекрывающие породы различных возрастов — от верхненеогеновых (иногда даже палеогеновых) до современных, что свидетельствует о протекании процессов развевания и аккумуляции за относительно длительный промежуток времени. Они всюду представлены однородными средне- и мелкозернистыми разностями. Мощности их изменяются от 2—5 до 20—30 *м*.

Кроме эоловых песков, во многих речных долинах горных и равнинных областей территории, а также на склонах предгорий и межгорных понижений широко распространены молодые четвертичные образования, толщи которых лежат на геоморфологических уровнях, почти всюду сопоставимых с уровнями развития осадков пойм и первых надпойменных террас или молодых конусов выноса. Генетически они чаще представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями. В горных районах в составе их преобладают валуны и галечники с суглинисто-щебенистым заполнителем, а на равнинах — пески и галечники с супесями и суглинками. В приозерных районах Алакульской и Балхашской впадин они обычно состоят из песчанистых глин и илов. В некоторых бессточных понижениях равнин встречаются такырные осадки. Мощность отложений в пределах территории не превышает 10 *м*.

Современные отложения ($Q_{IV}$) широко распространены в речных долинах и озерных котловинах, а также в небольших замкнутых понижениях равнинных областей. Накопление их связано с продолжающейся эрозией горных районов, где в результате сейсмотектонических проявлений вертикальные восходящие движения преобладали и сохраняются до наших дней.

Вследствие изменения климатического режима от сравнительно влажного периода к более теплому и аридному площади оледенения в горах сократились. Тектонические поднятия при этом продолжались и поэтому поверхностные потоки интенсивно углубили свое ложе. Но

продольный профиль потоков всюду оставался резко ступенчатым, далеко не достигшим равновесия. Выносимый материал аккумулировался преимущественно за пределами гор в наиболее пониженных частях территории, у подножия же гор задерживались лишь грубообломочные породы спорадически возникавших селевых потоков.

Современные отложения так же, как и более древние, имеют различный генезис. В самых верховьях горных долин, у ледников и ниже их лежат морены. В Заилийском и Кунгей-Алатау, а также в Таласском хребте они находятся в пределах абсолютных отметок 3200—3600 *м*. Таковы же их высоты на южных склонах Джунгарского Алатау, но на северных склонах они снижаются до 2900 *м*. В скоплениях морен почти у всех ледников наблюдаются два, иногда три вала. Ниже их, в троговых частях долин, распространены флювиогляциальные отложения, сменяющиеся в глубоких речных долинах аллювием, представленным галечно-валунными отложениями, слагающими пойменные террасы. Материал последних находится в стадии интенсивного размыва и перемещения вниз по руслу. У подножий гор широко развиты делювиальные и пролювиальные образования, участвующие в наращивании более древних конусов выноса. Мощности отложений изменяются от 3—5 до 10 *м*.

В речных долинах на равнинных частях территории аллювий представлен, как и при предыдущих циклах аккумуляции, более мелкими гранулометрическими фракциями, чем в предгорьях. Он состоит из песков, супесей и суглинков, слагающих чаще две пойменные террасы Пески обычно занимают нижние части разрезов. Крупность их и количество гравия и галек резко умеиьшаются по мере удаления от гор. В толщах пойм р. Сырдарьи от Чардары до побережья Аральского моря современные пески мощностью 5—25 *м* всюду обогащены пылеватыми и глинистыми частицами. В Сарысуйской и Чуйской долинах аналогичные пески содержат небольшое количество гравия и мелкой гальки. Мощность их 2—5 *м* в верховьях и до 20 *м* в низовьях. Такие же мощности имеет современный аллювий на равнинах в юго-восточной части Прибалхашья и в Илийской депрессии. В пределах последней он представлен преимущественно песчаными и гравелисто-песчаными отложениями.

В восточной части плато Бетпак-Дала и на равнинах в бассейнах рек Сырдарьи и Сарысу широко распространены современные такырные отложения, выполняющие плоскодонные замкнутые понижения и представленные песчанистыми глинами и суглинками. В понижениях с неглубоким залеганием грунтовых вод поверхность этих осадков часто покрыта солевыми корками.

На побережьях Аральского моря и озер Балхаш и Алакуль распространены современные морские и озерные осадки, слагающие толщи террасовидных площадей, поверхность которых местами осложнена заметными валообразными перегибами. Вдоль восточных берегов Аральского моря они состоят из разнозернистых, в основном мелких песков, содержащих редкие прослои суглинистого и супесчаного материала. Мощность их изменяется от 1,5—2 до 5—7 *м*. У других озер в составе аналогичных осадков, мощность которых находится в тех же пределах, преобладают илы и песчанистые глины, среди которых пески залегают обычно в виде тонких прослоев и линз.

Кроме перечисленных генетических типов современных отложений, на широких и пологих водораздельных пространствах горных областей, являющихся древними пенепленами, развиты элювиальные, делювиальные и аллювиально-делювиальные образования, состоящие из суглинков и супесей, обогащенных в той или иной мере глыбами коренных

пород, щебнем, угловатой галькой и гравием. Покрываемые ими площади, как, например, в Кетменском хребте, Заилийском и Джунгарском Алатау и на других поднятиях, занимают десятки, сотни и более квадратных километров. Столь же велики суммарные площади осыпей и делювиальных покровов в основаниях всех горных склонов, где мощности осадков нередко превышают 10 *м*.

## ТЕКТОНИКА И КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Описываемая территория является частью Казахстанской геосинклинальной области, в которой складчатые системы начали формироваться еще в докембрии и процессы складкообразования завершились в конце палеозоя — начале мезозоя. В последующее время развитие этой территории в целом шло в условиях платформы, но в южной, юго-восточной и восточной ее частях позже проявился и орогенный эпиплатформенный режим, связанный с новыми тектоническими движениями, принявшими дифференцированный характер и происходившими преимущественно в вертикальном направлении по зонам разрывных нарушений. Последние развивались на фоне сформированных пологих прогибов и сводовых поднятий территории, напряженное же складкообразование при этом пространственно широко не распространилось, а локализировалось на площадях накопления осадочных толщ в прогибах, грабенах и особенно у подножий возникавших высоких форм рельефа.

С переходом от геосинклинального режима к платформенному тектоническая деятельность в начале несколько затихла (в мезозое), но далее постепенно усилилась и в позднейшую свою фазу — в неотектоническую (неоген-четвертичное время) — вызвала в Южном Казахстане горообразование. Степень проявления неотектонических движений была различная. В зависимости от их интенсивности на территории выделились резко отличные друг от друга области: орогенная, охватывающая южные и восточные ее части, где движения характеризовались большими вертикальными перемещениями складчатого основания, и собственно платформенная — остальная часть территории, на которой поднятия и опускания имели сравнительно незначительные амплитуды (Н. И. Николаев, С. С. Шульц, 1959).

В современной геологической структуре главнейшими ее формами, определяющими в совокупности с другими факторами общие гидрогеологические условия территории, являются линейно вытянутые горстантиклинории и располагающиеся между ними крупные и мелкие впадины (рис. 13). В горстантиклинориях складчатый фундамент выведен на поверхность и выступы его морфологически выражены горными хребтами, во впадинах же он находится на различных глубинах под чехлом мезозой — кайнозойских осадков. Строение погруженных частей платформы, как показали последние геологогеофизические исследования (Новиков, Синицын, Филипьев, 1963; Беспалов, 1965; Кунин, 1961), характеризуется наличием ряда мелких положительных и отрицательных структур — валов, поднятий и прогибов, которые в чехле выражены складчатостью, а в фундаменте — преимущественно локальными расколами.

Из числа крупнейших горстантиклинориев в пределах территории расположены: Каратауский, Таласский, Чу-Илийский и Кендыктасский, простирающиеся на северо-запад; Киргизский, Заилийский и Кетменский с широтным и близким к нему направлением; Южно-Джунгарский с субширотным простиранием; Центрально-Джунгарский, меняющий свое направление с широтного на северо-восточное. В юго-запал-

**Рис. 13. Схема тектонического строения Южного Казахстана (составил М. М. Сорокин по материалам А Г. Новикова, Ф. Е. Синицына, В А Загоруйко, Е. А Соколова, Н. И. Николаева, С С Шульца, Н Я Кунина)**

Складчатый фундамент выходящий на поверхность *1* — докембрийский переработаный каледонской складчатостью и каледонский, *2* — каледоиский переработанный герцинской складчатостью, *3* — герцинский, переработанный киммерийской и альпийской циклами складчатости, *4*—раинегерцинский, *5* — среднегерцинский *6* — позднегерцинский

Складчатый фундамент скрытый во впадинах мезо кайнозойским чехлом *7* – каледонский *8* — раннегерцинский, *9* – среднегерцинский *10* — позднегерцинский *11* — нижне среднедевонский вулканический пояс *12—13* — условные контуры основных впадин и поднятий (бергштрих показан в направлении опускания фундамента) Главнейшие разрывные тектонические нарушения *14* — глубинные разломы (зоны) разделяющие резко отличные геотектонические области, *15* — крупные глубинные разломы в пределах геотектонических областей Разломы длительного развития *16* — каледонские, *17* — герцинские, *18* — альпийские

Площади испытавшие опускание донеогеновой поверхности в новейшую тектоническую эпоху (за неоген четвертичное время) *19* — в областях слабых проявлений тектонических движений (на платформе), *20* — в областях с интенсивным проявлением тектонических движений (в орогенных областях), *21* — граница между областями слабых и интенсивных проявлений новейших тектонических движений (между платформенной и орогенной областями)

ную часть территории входят ветви выступов Каржантауского и Угамского антиклинориев, имеющих необычное для Южно-Казахстанских гор резкое юго-западное простирание. Перечисленные горстантиклинории создали выделяющиеся в современном рельефе крупные поднятия, в которых обнажены кристаллические и другие жесткие породы. Возвышаясь над окружающими равнинными пространствами на несколько тысяч метров, эти поднятия разделяют территорию Южного Казахстана на ряд обширных депрессий — Сырдарьинскую, Чу-Сарысуйскую, Алакуль-Балхашскую и другие, выполненные слабо уплотненными осадочными породами. Палеозойский фундамент в депрессиях погружен на глубины до 1,5—4 *км* ниже уровня моря, при этом в каждой из них выделились мелкие локальные структуры прогибов и поднятий. Так, Чу-Сарысуйская депрессия состоит из серии мелких впадин — Сарысуйской, Западно-Чуйской и Восточно-Чуйской. Сырдарьинская депрессия в пределах Казахстана включает Восточно-Приаральскую, Кызылкумскую, Арысскую и Приташкентскую впадины. В Алакуль-Балхашской депрессии различаются впадины второго порядка — Балхашская, Лепсинская, Алакульская. В Илийской депрессии выделяются Западно-Илийская и Восточно-Илийская впадины. На северо-западе территории расположены южные части Южно-Тургайской и Аральской впадин. В пределах горных областей строение территории также осложнено многочисленными отрицательными структурами (межгорными впадинами), представляющими в рельефе замкнутые и полуоткрытые понижения.

В возрастном отношении в структурах Южного Казахстана выделяются докембрийские, каледонские и герцинские складчатые сооружения, переработанные в процессе их развития вновь проявившимися тектоническими движениями. Докембрийские складчатые структуры известны в Каратау, Таласском и Киргизском Алатау, в Чу-Илийских горах и Кендыктасе, а также частично в Заилийском Алатау и в пограничных с Киргизией хребтах Кунгей- и Терскей-Алатау. Они образуют выступы в зонах каледонской складчатости, фиксируя свое положение в ядерных частях древних антиклинориев. Обнажающиеся в выступах докембрийские породы смяты в крупные и мелкие, часто сильно сжатые складки, протягивающиеся иногда на большие расстояния в направлениях, параллельных ориентировке хребтов или диагонально к ним. Различные гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы и другие породы интенсивно рассланцованы и разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Среди них докембрийскими являются следующие: Главный Каратауский разлом, соединяющийся на юге с Таласо-Ферганским; Джалаир-Найманская зона разрывов в Чу-Илийском и Кендыктасском районах; Алатауская (Северо-Тяньшанская) зона и др.

Такие крупные зоны подвижных или менее устойчивых участков земной коры явились в последующие этапы геологического развития территории основными областями проявления магнитизма и сопутствующих им процессов. Формирование древних консолидированных структур и появление линейно-ориентированных вдоль них глубинных подвижных зон определили унаследованный характер происходивших в дальнейшем дислокаций.

В каледонскую эпоху продолжалось развитие геосинклинального режима, сопровождавшегося образованием мощных толщ эвгеосинклинальных (Киргизский хребет, Чу-Илийские горы, Заилийский и Терскей-Алатау) и миогеосинклинальных с большим количеством карбонатных (Каратау, Угамский хребет, Джунгарский Алатау) пород. Накопление осадков в толщах неоднократно прерывалось тектоническими движениями, создававшими внутренние несогласия. Общее направление склад-

чатых структур сохранилось близким к ориентировке докембрийских сооружений.

Основная фаза каледонской складчатости, приуроченная к концу ордовика, а в более восточных районах — к концу силура, привела к консолидации почти всей описываемой территории, за исключением Джунгарского Алатау и Северо-Восточного Прибалхашья. Были созданы сложные антиклинальные и синклинальные структуры, рассеченные разрывами, ориентированными почти в одном направлении со складчатостью. Складчатость завершилась внедрением широко развитых поздне- и послеордовикских интрузий (Каратау, Таласский Алатау и Киргизский хребет, Заилийский и Терскей-Алатау, Кендыктас, Бетпак-Дала, Южный и Центральный хребты Джунгарского Алатау).

В девонский период консолидированная область испытывала орогенный режим развития и в ее восточной части формировался краевой вулканический пояс, в пределах которого во второй половине девона в период складчатости внедрились крупные гранитные интрузии.

В конце каледонского этапа развития на территории были уже обособлены в геотектоническом отношении центральная, юго-западная и северо-восточная ее части. Центральная часть, куда входили площади в границах от Главного Каратауского разлома до Западного Прибалхашья и южных частей Джунгарского Алатау включительно, а также вся Северо-Тяньшанская зона докембрийских и каледонских структур, к этому времени была превращена в складчатую область, на которой все дальнейшие геологические процессы протекали в условиях преимущественно континентального и местами мелководно-морского режима. Северную часть этой области составили Бетпакдалинские и Чу-Илийские структуры Центрально-Казахстанской складчатой системы, а южную и юго-западную — структуры Северного Тянь-Шаня или северных дуг Средней Азии (Е. Д. Шлыгин, 1959). В двух других областях геосинклинальная обстановка продолжала существовать, причем в северо-восточной части, известной под названием Джунгаро-Балхашской геосинклинали, ранее оформившиеся складчатые сооружения выступали в виде поднятий, как небольшие срединные массивы ранней консолидации.

В герцинскую эпоху активное осадконакопление продолжалось в пределах Джунгаро-Балхашской геосинклинали и на подвижном шельфе в районах современного Каратау, Угамского хребта и Кызылкумской депрессии. В северной и центральной частях Джунгарского Алатау, а также южнее их мощные толщи терригенных осадков накапливались с конца силура и начала девона, вплоть до середины среднего карбона, когда интенсивная складчатость смяла их в линейные структуры, рассеченные согласно ориентированными разрывами.

В Каратау и близлежащих районах осадконакопление началось в девоне с образования красноцветных терригенных толщ и завершилось накоплением карбонатных осадков нижне- и частично среднекаменноугольного возраста. После этого складчатые движения создали брахиформные и коробчатые структуры. Юго-западнее зоны Каратауского глубинного разлома образовались разграниченные линиями разрывов системы глыбовых складок, напоминающие горст-антиклинали и грабенсинклинали (Николаев, 1960).

Далее на западе оформились скрытые в настоящее время структуры Туранской плиты, выступы которой наблюдаются на современной поверхности в виде Центрально-Кызылкумских поднятий. К западным окончаниям северных дуг Тянь-Шаня наращивались закрепленные складчатостью структуры Каржантау, Угама, Чаткала и др. На востоке и северо-востоке территории развитие складчатости завершилось

в средне- и верхнепалеозойских толщах Алакуль-Балхашской депрессии, Илийского синклинория и других мелких прогибов южной части Джунгарского Алатау.

В пределах консолидированной каледонской области в нижнекаменноугольную эпоху в районах, прилегающих к Джунгаро-Балхашской геосинклинали, продолжал развиваться краевой вулканический пояс, а во внутренних прогибах (Чу-Сарысуйская депрессия и др.) накапливались красноцветные карбонатные осадки. В герцинских геосинклиналях (Джунгарский Алатау) и районах, прилегающих к ним (Заилийский Алатау, Кетмень, Угамский хребет), в среднегерцинские фазы проявились и интрузивная деятельность.

В верхнепалеозойское время на уже повсеместно консолидированном основании формировались либо вулканогенные молассовые (Кетмень, Джунгарский Алатау, Угамский хребет), либо терригенные молассовые толщи (Чу-Сарысуйская депрессия). Осадконакопление завершилось слабыми дислокациями, создавшими брахискладчатые структуры и обновившими разрывы, а также слабой интрузивной деятельностью (Джунгарский Алатау, Северное Прибалхашье, Кетмень).

К концу герцинского времени описываемая территория наряду с прилегающими к ней другими частями Казахстана и Средней Азии испытывала преимущественно региональные восходящие движения, в связи с чем она полностью освободилась от карбонового моря и на ней установился континентальный режим. В начале мезозоя ранее образовавшиеся неровности рельефа палеозойских сооружений в условиях наступившего тектонического покоя подвергались длительному воздействию процессов выравнивания. Во многих частях территории происходило формирование коры выветривания и накопление в различных депрессиях континентальных осадков, нередко угленосных.

В конце триаса и на протяжении юры начавшееся некоторое усиление тектонических движений вызвало обновление серии расколов в палеозойском фундаменте и проявление слабых складчатых дислокаций в накапливающихся осадочных толщах. В результате глыбовых смещений по разломам образовались отдельные разобщенные грабены. К числу подобных структурных форм в пределах территории относятся блоковые опускания фундамента с чехлом юрских пород в Каратау и в предгорьях Угама. В этот же период продолжала дальнейшее свое развитие Сырдарьинская депрессия. На северо-востоке и юго-востоке начали обособляться Алакульская, Восточно-Илийская и Кегено-Текесская впадины, в которых также накапливались триас-юрские и юрские осадки.

К началу альпийского этапа геологической истории во всех частях территории продолжалось выравнивание поверхности за счет разрушения существовавших выступов фундамента и заполнения сносимым материалом различных понижений рельефа. Этот процесс происходил при медленных тектонических движениях, вызвавших небольшие по амплитуде поднятия и опускания. В северных, восточных и юго-восточных частях территории (в Чу-Илийском массиве, Западном и Северном Прибалхашье, в Джунгарском и Заилийском Алатау) движения были по преимуществу восходящими, а на юго-западе и западе — нисходящими. В связи с таким характером движений крайние западные и юго-западные районы в меловое время частично покрылись мелководным морем, отлагавшим глинистые, известково-глинистые и песчано-глинистые осадки. Остальная же часть территории находилась в типично континентальных условиях, способствовавших размыву и переотложению продуктов коры выветривания.

Позже, в нижнем и среднем палеогене, вследствие продолжавшегося прогибания, морской бассейн в западной части территории значительно расширился. Море покрыло все Приаралье и Кызылкумы, заливами вдавалось в пределы Чу-Сарысуйской депрессии и в район Тургая. Наивысший уровень морской трансгрессии фиксировался зеленосерыми глинами низов олигоцена (чеганская свита).

С конца нижнего олигоцена тектонический режим снова изменился — начавшиеся региональные восходящие движения обусловили постепенное отступание моря и усиление процессов денудации. Перенос материала осуществлялся развивавшейся сетью поверхностных потоков в условиях влажного и жаркого климата. Аккумуляция осадков, преимущественно красноцветов, происходила в озерно-лагунных понижениях, а также во вновь образовавшихся тектонических депрессиях прежней суши.

В конце олигоцена интенсивность движения резко возросла, особенно на юге и юго-востоке территории. Это время ознаменовалось началом нового орогенного эпиплатформенного развития территории, которое выразилось в накоплении очень мощных толщ красноцветов в предгорных и межгорных прогибах (Илийской, Восточно-Чуйской, Алакульской и др.). Дифференцированные движения продолжались и в неогене. Наибольшей интенсивности они достигли в конце плиоцена — начале четвертичного периода, когда образовались толщи конгломератов, свидетельствующие о создавшейся к этому времени горной системе. Интенсивные горообразовательные процессы продолжались и позднее.

В четвертичном периоде горные хребты разрастались, вовлекая в поднятия прилегающие части впадин и сокращая их размеры. Поднятия в свою очередь способствовали оледенению горных вершин хребтов. Процесс этот продолжается и поныне, что подтверждается резко очерченным современным обликом высоких хребтов и сейсмичностью этих районов.

Альпийский тектогенез в орогенической области территории во многом унаследовал структуры герценской эпохи, как последняя унаследовала строение каледонид. В результате многие впадины — Илийская, Восточно-Чуйская и другие — образовались на месте герцинских синклинориев или мезозойских прогибов. Многократные дислокации, которые испытывала описываемая территория за периоды своего развития, привели к возникновению густой сети разрывных нарушений и к образованию сильно развитой трещиноватости практически во всех палеозойских породах.

*Часть вторая*

# ОПИСАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

*Глава четвертая*

# ОБЩИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Обширная территория Южного Казахстана располагается на стыке двух крупных геологических структур — горноскладчатой и платформенной, резко различающихся в гидрогеологическом отношении. Горноскладчатые структуры приурочены к северным цепям Тянь-шаня, характеризующимися большими амплитудами вертикальных смещений в основном широтного простирания, и к южной окраине Центрального Казахстана, представляющего собой крупный свод со значительно меньшими амплитудами смещения северного или северо-восточного простирания. Эти различия в геологоструктурном строении, а также гидрогеологических условиях позволяют выделить указанные складчатые сооружения в самостоятельные гидрогеологические области — Тяньшанскую и Центрально-Казахстанскую.

Территория платформенных структур представляет собой равнинные пространства Туранской низменности, к которой приурочена Арало-Каспийская область артезианских бассейнов.

Гидрогеологические области подразделяются на одиннадцать гидрогеологических районов первого порядка, являющихся системами бассейнов трещинных и артезианских вод (табл. 6).

При выделении гидрогеологических областей и районов в основу положен геологоструктурный принцип как наиболее полно отражающий особенности формирования и распространения подземных вод. При этом использована тектоническая схема, составленная А. Г. Новиковым и др. (рис. 13), на которой отчетливо выделяются основные геологические структуры.

Гидрогеологические области Южного Казахстана отличаются друг от друга как по типу распространенных в них вод, так и по строению структур и другим геологическим и природным факторам.

Арало-Каспийская (Туранская) артезианская область входит в пределы Южного Казахстана тремя системами артезианских бассейнов: Тургайской, Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской, которые в свою очередь состоят из взаимосвязанных малых артезианских бассейнов (районы второго порядка). В каждой из них различаются гидрогеологические этажи: нижний, или фундамент, сложенный кристаллическими сильно дислоцированными палеозойскими породами, и верхний, или чехол, представленный преимущественно осадочными слабо дислоцированными мезо-кайнозойскими породами. Границы гидрогеологических районов в артезианской области платформенного типа совпадают с поднятиями фундамента, которые являются подземным водоразделом и одновременно участками частичной разгрузки (перелив воды из одного артезианского бассейна в другой) или питания подземных вод. В артезианских бассейнах формируются огромные запасы пресных, солоноватых и соленых вод грунтового и напорного типов, которые образуют сложную водонапорную систему, состоящую из водоносных гори-

Таблица 6

**Гидрогеологическое районирование территории Южного Казахстана**

| Геологические структуры | Гидрогеологические области | Гидрогеологические районы | |
|---|---|---|---|
| | | первого порядка (система артезианских бассейнов или система бассейнов трещинных вод) и их индекс (см. рис. 14) | второго порядка (артезианские бассейны или бассейны трещинных вод) и их индекс на схеме |
| Платформенная | Арало-Каспийская (Туранская) артезианская область | I. Тургайская система артезианских бассейнов | $I_1$. Аральский артезианский бассейн<br>$I_2$. Мынбулакский артезианский бассейн |
| | | II. Сырдарьинская система артезианских бассейнов | $II_1$ Восточно-Приаральский артезианский бассейн<br>$II_2$. Кызылкумский артезианский бассейн<br>$II_3$. Арысский артезианский бассейн<br>$II_4$. Приташкентский артезианский бассейн* |
| | | III. Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов | $III_1$. Сарысуйский артезианский бассейн<br>$III_2$. Западно-Чуйский артезианский бассейн<br>$III_3$. Восточно-Чуйский артезианский бассейн |
| Горноскладчатая | Тяньшанская горноскладчатая гидрогеологическая область | IV. Каратауская система бассейнов трещинных вод | $IV_1$. Бассейн трещинных вод Большого Каратау<br>$IV_2$. Бассейн трещинных вод Малого Каратау |
| | | V. Талас-Угамская система бассейнов трещинных вод | $V_1$. Бассейн трещинных вод Таласского Алатау<br>$V_2$. Бассейн трещинных вод Угамского хребта<br>$V_3$. Бассейн трещинных вод Киргизского Алатау |
| | | VI. Кетмень-Заилийская система бассейнов трещинных вод | $VI_1$. Бассейн трещинных вод Кендыктасских гор<br>$VI_2$. Бассейн трещинных вод Заилийского Алатау<br>$VI_3$. Бассейн трещинных вод Кетменского хребта<br>$VI_4$. Кегено-Текесский артезианский бассейн |
| | | IX. Джунгарская система бассейнов трещинных вод | — |
| | | VIII. Илийская система артезианских бассейнов | $VIII_1$. Западно-Илийский артезианский бассейн<br>$VIII_2$. Восточно-Илийский артезианский бассейн |

* Юго-восточная часть Приташкентского района расположена на территории Узбекской ССР. В структурно-тектоническом отношении она является переходной зоной от платформенной области к горноскладчатой.

Продолжение табл. 6

| Геологические структуры | Гидрогеологические области | Гидрогеологические районы | |
|---|---|---|---|
| | | первого порядка (система артезианских бассейнов или система бассейнов трещинных вод) и их индекс (см. рис. 14) | второго порядка (артезианские бассейны или бассейны трещинных вод) и их индекс на схеме |
| Горноскладчатая | Центрально-Казахстанская гидрогеологическая область | X. Алакуль-Балхашская система артезианских бассейнов | $X_1$. Балхашский артезианский бассейн<br>$X_2$. Лепсинский артезианский бассейн<br>$X_3$. Алакульский артезианский бассейн |
| | | VII. Чу-Илийская система бассейнов трещинных вод | $VII_1$. Бассейн трещинных вод Чу-Илийских гор**<br>$VII_2$. Бассейн трещинных вод Бетпакдалы |
| | | XI. Центрально-Казахстанская система бассейнов трещинных вод | $XI_1$. Северо-Балхашский бассейн трещинных вод |

** Д. И. Яковлев и другие исследователи бассейн трещинных вод Чу-Илийских гор относят к Тяньшанской гидрогеологической области.

зонтов и комплексов, тесно связанных между собой или разделенных мощной толщей слабо водопроницаемых пород.

Грунтовые воды широко распространены в верхних частях разреза мезо-кайнозойских отложений. В предгорьях, сложенных грубообломочным и песчаным материалом, где питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков (400 *мм/год*), фильтрации поверхностных вод и подтока трещинных вод со стороны горного обрамления, формируются преимущественно пресные воды. На остальной территории, в пределах которой преобладают песчано-глинистые породы и питание подземных вод происходит исключительно за счет атмосферных осадков (100 *мм/год*), распространены в основном воды с повышенной минерализацией. И только на участках, где водоносные породы получают дополнительное питание за счет фильтрации поверхностных вод и подтока подземных вод из других водоносных горизонтов (верхнего мела, плиоцен-эоцена), формируются пресные воды.

Напорные воды приурочены главным образом к отложениям нижних частей геологического разреза артезианских бассейнов. Они получают основное питание у бортов впадин за счет фильтрации поверхностных вод, притока подземных вод глубокой инфильтрации со стороны горного обрамления и частично за счет атмосферных осадков, выпадающих на участках обнажения водопроницаемых пород. Среди них меловой и палеоцен-эоценовый комплексы, характеризующиеся благоприятными условиями питания, движения и разгрузки, содержат пресные воды.

Тяньшанская горноскладчатая гидрогеологическая область занимает южные и юго-восточные районы Южного Казахстана и состоит из четырех систем бассейнов трещинных вод (Каратауской, Талас-Угамской, Кетмень-Заилийской и Джунгарской), приуроченных к горным хребтам, и двух систем артезианских бассей-

нов (Илийской и Алакуль-Балхашской). Горные сооружения представлены серией широтно ориентированных высоко приподнятых хребтов (абс. отм. до 5000 *м*) с относительно мелкими внутригорными впадинами, к которым приурочены малые артезианские бассейны — Кегено-Текесский, Каратальский, Кугалинский, Терс-Ащибулакский и др. Для горных сооружений характерно значительное превышение их протяженности над шириной, сильное расчленение гидрогеологической сетью преимущественно высоко- и среднегорного рельефа. Межгорные депрессии имеют слабо расчлененную равнинную поверхность с абсолютными отметками от 340 до 800 *м*.

В пределах Тяньшанской горноскладчатой гидрогеологической области прослеживается вертикальная климатическая поясность, выражающаяся в постепенном увеличении количества атмосферных осадков с нарастанием высот от 200 *мм* на равнине до 800 *мм* и более на высокогорье и уменьшении среднегодовых температур воздуха и величины испарения.

В структурном отношении эта область состоит из ряда перемежающихся антиклинорных и синклинорных сооружений, осложненных складками второго и третьего порядка, а также зонами тектонических разломов. Породы, слагающие территорию этой области, представлены разновозрастными метаморфическими, магматогенными и осадочными образованиями, сильно трещиноватыми, особенно вблизи зон тектонических нарушений. В карбонатных породах интенсивно развит карст. Межгорные депрессии выполнены мезо-кайнозойскими рыхлообломочными отложениями.

Гидрогеологические условия Тяньшанской горноскладчатой области сложные и определяются совокупностью структурно-геологических, геоморфологических и климатических факторов. В целом она является областью формирования подземного стока и накопления значительных запасов подземных вод в пределах артезианских бассейнов. В горных массивах широко распространены трещинные и трещинно-карстовые воды, в межгорных депрессиях — поровые и порово-пластовые воды. Сильно расчлененный рельеф горных сооружений является фактором, способствующим интенсивному дренированию подземных вод гидрографической сетью и почти полностью исключающим возможность накопления подземных вод при значительных их естественных ресурсах.

В бассейнах трещинных вод и малых артезианских бассейнах Тяньшанской горноскладчатой гидрогеологической области формируются в основном пресные и ультрапресные воды грунтового и напорного типа.

Центрально-Казахстанская гидрогеологическая область состоит из бассейнов трещинных вод, приуроченных к Центрально-Казахстанскому мелкосопочнику (Северо-Балхашский бассейн трещинных вод), Чу-Илийским горам (бассейн трещинных вод Чу-Илийских гор) и каменистой части Бетпак-Далы (бассейн трещинных вод Бетпак-Далы). Расчлененность территории области слабая, амплитуды колебания относительных высот и абсолютные отметки незначительные. Климат здесь засушливый, с незначительным среднегодовым количеством выпадающих атмосферных осадков (120—350 *мм*) и большой испаряемостью, достигающей 1000 *мм* в год. В структурном отношении территория области относится к сложной системе антиклинорных и синклинорных сооружений (Чу-Илийский антиклинорий, Северо-Балхашский синклинорий и др.). В строении их участвуют метаморфические, эффузивно-осадочные и интрузивные породы. Мезо-кайнозойские отложения имеют крайне незначительное распространение в виде чехла небольшой мощности, состоящего из песчано-глинистого материала.

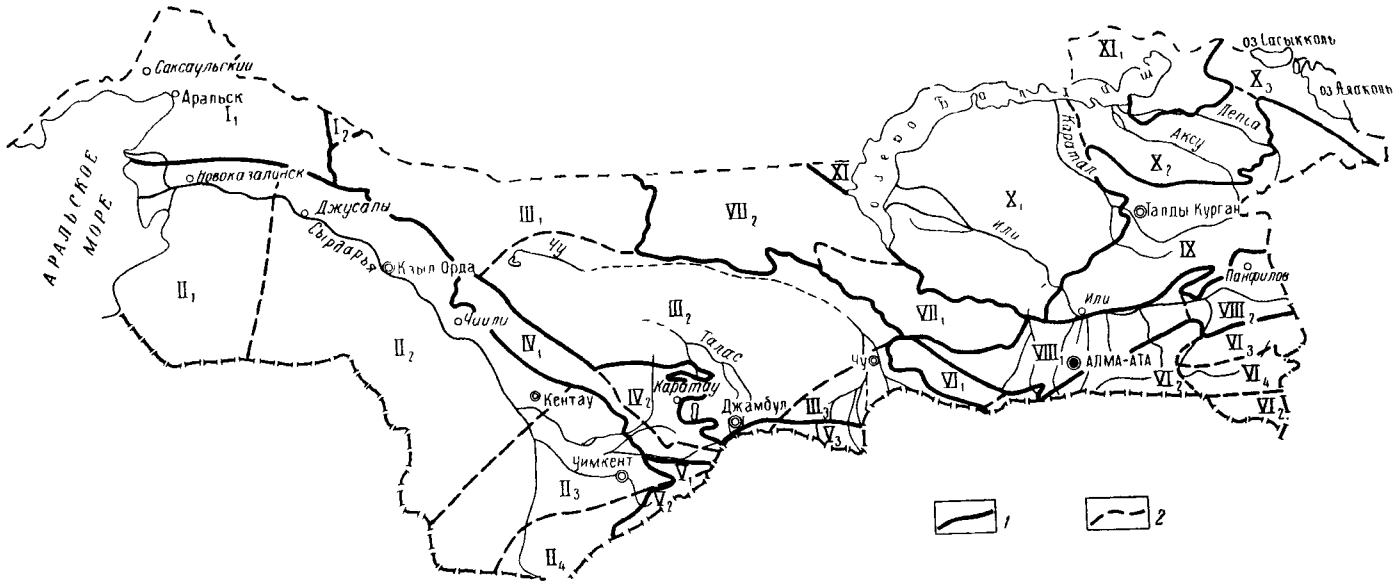



**Рис. 14. Схема гидрогеологического районирования территории Южного Казахстана (составил В И Дмитровский)**

*1 — границы гидрогеологических районов первого порядка; 2 — границы гидрогеологических районов второго порядка.*

*I* — Тургайская система артезианских бассейнов $I_1$ — Аральский артезианский бассейн, $I_2$ — Мынбулакский артезианский бассейн, *II* — Сырдарьинская система артезианских бассейнов $I_1$ — Восточно-Приаральский артезианский бассейн, $II_2$ — Кызылкумский артезианский бассейн, $II_3$ — Арысский артезианский бассейн, $II_4$ — Приташкентский артезианский бассейн, *III* — Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов $III_1$ — Сарысуйский артезианский бассейн, $III_2$ — Западно-Чуйский артезианский бассейн; $III_3$ — Восточно-Чуйский артезианский бассейн, *IV* — Каратауская система бассейнов трещинных вод $IV_1$ — бассейн трещинных вод Большого Каратау, $IV_2$ — бассейн трещинных вод малого Каратау, *V* — Талас-Угамская система бассейнов трещинных вод $V_1$ — бассейн трещинных вод Таласского Алатау, $V_2$ — бассейн трещинных вод Угамского хребта, $V_3$ — бассейн трещинных вод Киргизского хребта, *VI* — Кетмень-Заилийская система бассейнов трещинных вод $VI_1$ — бассейн трещинных вод Кендыктасских гор, $VI_2$ — бассейн трещинных вод Заилийского Алатау, $VI_3$ — бассейн трещинных вод Кетменского хребта, $VI_4$ — Кегено-Текесский артезианский бассейн; *VII* — Чу-Илийская система бассейнов трещиных вод $VII_1$ — бассейн трещиных вод Чу-Илийских гор, $VII_2$ — бассейн трещинных вод Бетпакдалы, *VIII* — Илийская система артезианских бассейнов, $VIII_1$ — Западно-Илийский артезианский бассейн, $VIII_2$ — Восточно-Илийский артезианский бассейн; *IX* — Джунгарская система бассейнов трещинных вод, *X* — Алакуль-Балхашская система артезианских бассейнов *1* — Балхашский артезианский бассейн, *2* — Лепсинский артезианский бассейн, *3* — Алакульский артезианский бассейн; *XI* — Центрально-Казахстанская система бассейнов трещинных вод *1* — Северо-Балхашский бассейн трещинных вод

Небольшое количество выпадающих атмосферных осадков, слабая расчлененность рельефа, а также значительная залеченность трещин выветривания продуктами разрушения пород создают неблагоприятные условия для накопления и циркуляции подземных вод.

Центрально-Казахстанская горноскладчатая гидрогеологическая область характеризуется преимущественным развитием трещинных и трещинно-карстовых вод. Поровые воды в рыхлых отложениях мезо-кайнозоя пользуются крайне ограниченным распространением. Подземные воды здесь имеют в основном повышенную минерализацию. Пресные воды приурочены к наиболее повышенным участкам рельефа и зонам тектонических нарушений.

* *
*

Описание подземных вод производится по гидрогеологическим районам первого порядка (см. схему районирования, рис. 14 и гидрогеологическую карту, прилож. 1), имеющих различные гидрогеологические условия, а также располагающих самостоятельными областями накопления, движения и разгрузки подземных вод. Придерживаясь стратиграфического принципа, с учетом геологических особенностей районов (литологического состава пород, степени их метаморфизма, трещиноватости и др.), произведено объединение разновозрастных пород в водоносные горизонты и комплексы. Так, породы архея и протерозоя объединены в комплекс докембрийских пород, далее выделены комплексы нижнего палеозоя, среднего палеозоя и т. д. Наряду с ними в самостоятельные водоносные комплексы выделены карбонатные толщи $C_1$, $D_3 - C_1$ и $Cm_{2+3} - O$, являющиеся сравнительно лучшими коллекторами подземных вод.

При характеристике подземных вод по величине минерализации принята классификация, в которой воды с величиной общей минерализации менее 0,2 *г/л* отнесены к ультрапресным, до 1 *г/л* — к пресным, 1—3 *г/л* — к слабо солоноватым, 3—5 *г/л* — к солоноватым, 5—10 *г/л* — к сильно солоноватым, 10—15 *г/л* — соленым, 15—50 *г/л* — сильно соленым, более 50 *г/л* — к рассолам. Состав вод получил название в зависимости от содержания компонентов (с учетом только тех ионов, содержание которых превышает 25 *мг/экв*).

*Глава пятая*

# ТУРГАЙСКАЯ СИСТЕМА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Тургайская система артезианских бассейнов расположена к северу и северо-востоку от Аральского моря и преобладающая ее часть принадлежит Карагандинской области. На описываемой территории к Тургайской системе относятся только южные части Аральского и Мынбулакского артезианских бассейнов. Последний в пределах системы имеет незначительную площадь, поэтому описание его здесь не приводится (см. т. XXXIV монографии «Гидрогеология СССР»).

Современный рельеф Аральского артезианского бассейна представляет собой равнину с общим уклоном поверхности с севера на юг. Абсолютные отметки ее снижаются от 180—200 до 52 *м*. На западе равнина изрезана многочисленными неглубокими (3—5 *м*) оврагами и балками, на востоке распространены мелкие (0,5—1,0 *м*) широкие ложбины. Интенсивные эрозионные и дефляционные процессы западной части обусловили специфический рельеф в виде небольших островных плато и крупных останцов со столовой поверхностью. Восточная же часть района представлена в основном эоловыми массивами, где преобладают развеваемые песчаные гряды и бугры с многочисленными котловинами выдувания. Относительное превышение гряд над дном котловин достигает 20 *м*. Постоянные водотоки в пределах артезианского бассейна отсутствуют, весенние поверхностные воды, скапливаясь в замкнутых котловинах, в жаркий период полностью пересыхают. Все это обусловлено резко континентальным климатом, характеризующимся большой годовой амплитудой колебания температур воздуха, незначительным количеством атмосферных осадков и сильными ветрами. Годовая сумма осадков здесь всего 108 *мм* (ст. Аральск), а величина испарения с водной поверхности превышает ее в десять раз. При летних высоких температурах (в июле до +45° С) воздух сухой, относительная влажность его падает до 7—10%. Только в прибрежной зоне Аральского моря и на островах влажность несколько выше и по ночам наблюдается выпадение росы, что способствует увлажнению почв, а в песчаных массивах, по-видимому, и пополнению запасов грунтовых вод. Зимой, обычно малоснежной, с сильными морозами и ветрами, минимальная температура в январе падает до 35—38° С. Сильные ветры северного и северо-восточного направления вызывают перенос снега в пониженные участки рельефа.

В геологическом строении Аральского артезианского бассейна принимает участие мезо-кайнозойский комплекс пород. По геофизическим данным складчатый палеозойский фундамент залегает в прогибах на глубинах свыше 1500 *м* и на участках поднятий и валов — до 600 *м*. Гидрогеологические условия складчатого фундамента не изучены. Мезокайнозойский чехол здесь представляет собой систему складок.

В юго-восточной части бассейна широким массивом возвышается Джусалинское поднятие, которое на общем фоне обширного вала имеет ряд антиклинальных и синклинальных структур (рис. 15, 16). К северу

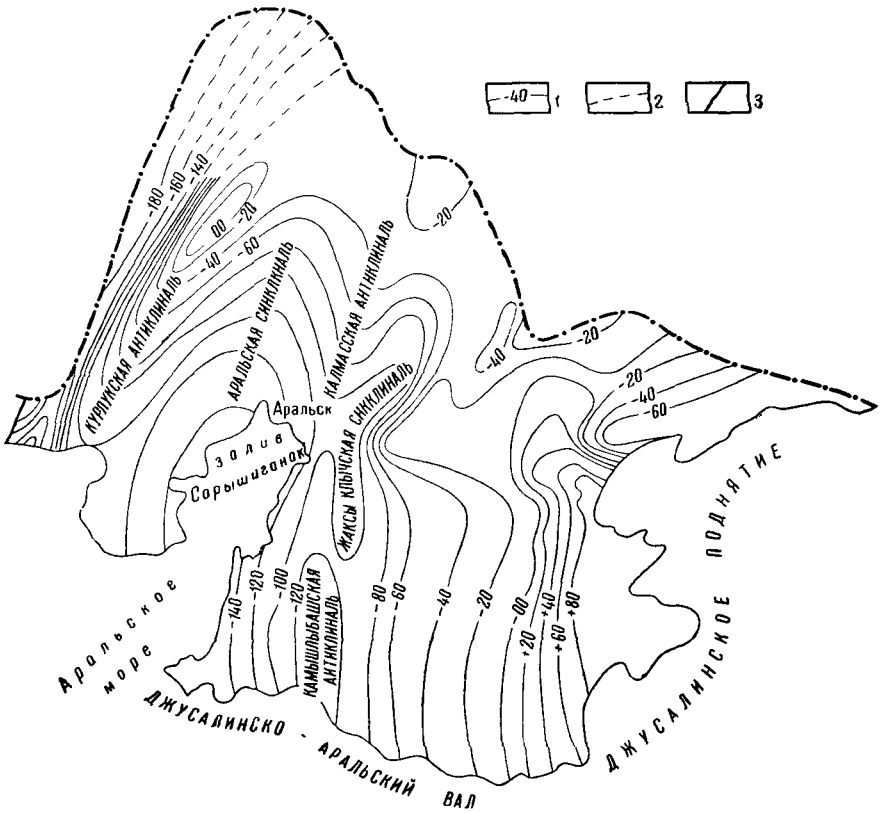



**Рис. 15. Схематическая структурная карта Аральского артезианского бассейна (по В М Овчинникову)**

*1* — изолинии по кровле верхнего мела, *2* — изолиниии по кровле верхнего мела, предполагаемые, *3* — линии тектонических разломов

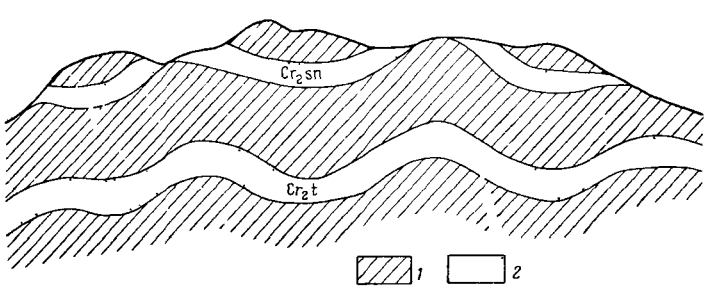



**Рис. 16. Схематический гидрогеологический разрез по Джусалинскому поднятию (составила М В Васильева)**

*1* — водоупорные глины *2* — водоносные пески

это поднятие сменяется Челкарнуринским поднятием, разделяющим Аральский и Мынбулакский артезианские бассейны. С северо-запада и запада к нему примыкают артезианские бассейны Устюрта, а на юге через Джусалинско-Аральский вал он соединяется с Сырдарьинской системой артезианских бассейнов. Синклинальные структуры внутри бассейна имеют почти меридиональное направление и в гидрогеологическом отношении представляют собой систему малых артезианских бассейнов третьего порядка, каждый из которых имеет свою область питания и разгрузки.

Напорные воды в пределах бассейна приурочены к эоценовым и меловым образованиям. В более молодых отложениях, занимающих верхние части разрезов, широко распространены воды грунтового типа. Среди всей осадочной толщи пород практически неводоносными являются глины и мергели эоцен-олигоцена. Водоносные горизонты и комплексы бассейна в целом основное питание получают из смежных артезианских бассейнов. Ниже приводится краткое описание распространенных в бассейне водоносных горизонтов и комплексов. *

Водоносный горизонт современных морских отложений ($mQ_{IV}$) распространен вдоль побережья Аральского моря. Наибольшую площадь он занимает к востоку от залива Сарышиганак, где морские отложения далеко вклиниваются в глубь территории района. Водовмещающими породами являются пески от тонко- до крупнозернистых, включающие гравий, мелкую гальку и прослои глин и суглинков. Водоупором для них служат эоценовые глины. Мощность обводненной толщи колеблется от 0,6 до 12,5 *м*. Уровень вод здесь находится в пределах глубин 0,5—8,0 *м*. Водообильность горизонта характеризуется дебитами скважин от сотых долей до 1 *л/сек* и редко более.

Минерализация вод горизонта весьма пестрая, она изменяется от 2 до 50 *г/л*, при крайних предельных минимальных значениях 0,2 *г/л* и максимальных около 100 *г/л*.

Опресненные воды или слабо минерализованные обычно находятся в верхних, небольших по мощности слоях горизонта, под которым залегают более минерализованные соленые воды. Поэтому при использовании пресных вод требуется соблюдение определенных условий эксплуатации, исключающих подсасывание выработками нижележащих соленых вод.

По химическому составу воды горизонта довольно пестрые. Пресные и слабо солоноватые относятся к гидрокарбонатным и сульфатно-гидрокарбонатным кальциевым или магниево-кальциевым; нередки среди них и хлоридно-сульфатные натриевые воды. Состав их выражается формулами

$$M_{0,2}\frac{HCO_3\,73\ SO_4\,20\ Cl\,7}{Ca\,52\,(Na+K)\,24\ Mg\,24};\quad M_{0,7}\frac{HCO_3\,52\ SO_4\,34\ Cl\,14}{Ca\,49\ Mg\,30\,(Na+K)\,21};$$

$$M_{1,9}\frac{SO_4\,55\ Cl\,33\ HCO_3\,12}{(Na+K)\,87\ Ca\,7\ Mg\,6}.$$

Солоноватые и соленые воды имеют сульфатно-хлоридный натриевый или магниево-натриевый состав, характеризующийся формулами

$$M_{6,7}\frac{Cl\,56\ SO_4\,40\ HCO_3\,4}{(Na+K)\,78\ Mg\,12\ Ca\,10};\quad M_{60,8}\frac{Cl\,74\ SO_4\,26}{(Na+K)\,68\ Mg\,28\ Ca\,4}.$$

Водоносный горизонт получает основное питание за счет подтока грунтовых вод из других горизонтов и частично от инфильтрации атмосферных осадков. Некоторую роль в его питании играют конденсаци-

* Распространенный на незначительных площадях в низовьях р. Сырдарьи водоносный горизонт современных аллювиальных отложений описан в гл. VI.

онные воды. Вероятно, что только благодаря инфильтрации и конденсации воды верхней части горизонта здесь оказываются менее минерализованными.

В прибрежных частях Аральского моря описываемый водоносный горизонт является одним из немногих, в котором содержатся пригодные для питья подземные воды. Он каптирован колодцами и воды его используются для водоснабжения животноводческих ферм.

Воды спорадического распространения среднечетвертичных аллювиальных, а также среднечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных — современных эоловых отложений ($alQ_{II}$; $al\,Q_{II} + eolQ_{III-IV}$) залегают на небольших глубинах в пределах песчаных массивов Дауткум, Есеткум, Дженешкекум и др. В аллювии, представленном преимущественно суглинками и глинами, они приурочены к прослоям и линзам мелких, иногда разнозернистых и гравелистых песков.

В вышележащих эоловых толщах водосодержащими всюду являются мелкозернистые кварцевые пески, характеризующиеся преобладанием фракций менее 0,25 *мм* и коэффициентами фильтрации от 1 до 6 *м/сутки*. Воды аллювиальных и эоловых отложений имеют гидравлическую связь, но нередко она отсутствует. В последнем случае для водоносных эоловых отложений местным водоупором являются глинисто-суглинистые аллювиальные образования. Региональным водоупором всего комплекса водоносных осадков служат морские глины палеогена. Глубины залегания описываемых вод различны, они изменяются от 0,5—1,5 до 5—8 *м*. Мощность обводненной части осадков варьирует в зависимости от рельефа подстилающих палеогеновых глин в пределах 0,2—14 *м*.

Воды вскрыты многочисленными колодцами и скважинами. Водообильность водоносных пород слабая, она изменяется от сотых долей до 0,5 *л/сек* (иногда и более) при понижениях до 1—5 *м*. Минерализация и химический состав вод пестрые. Местами среди них встречаются пресные гидрокарбонатные натриевые или кальциево-натриевые воды преимущественно в толщах эоловых песков и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые — в подстилающем аллювии. Состав их характеризуется формулами

$$M_{0,1-0,5}\,\frac{HCO_3\,61-73\;SO_4\,14-21\;Cl\,7-25}{(Na+K)\,35-73\;Ca\,14-42\;Mg\,13-24};$$

$$M_{0,5-0,6}\,\frac{HCO_3\,44-70\;SO_4\,21-36\;Cl\,7-15}{(Na+K)\,37-41\;Ca\,36-39\;Mg\,22-24}.$$

В преобладающей части площади распространения аллювиальных и эоловых отложений общая минерализация вод варьирует в широких пределах — от 1,1—2,7 до 10—36 *г/л*, при этом более минерализованные воды в основном приурочены к нижним частям водоносных толщ аллювия. Состав их изменяется от сульфатно-гидрокарбонатных до сульфатных и хлоридно-сульфатных. Соотношение содержания ионов в них часто выражается формулами

$$M_{1,6-2,7}\,\frac{SO_4\,37-75\;Cl\,17-24\;HCO_3\,8-37}{(Na+K)\,63-71\;Mg\,17-23\;Ca\,6-18};$$

$$M_{2,2-24}\,\frac{SO_4\,54-72\;Cl\,25-42\;HCO_3\,3-18}{(Na+K)\,73-88\;Ca\,6-16\;Mg\,10-13};$$

$$M_{10-36}\,\frac{Cl\,42-60\;SO_4\,38-54\;HCO_3\,1-2}{(Na+K)\,61-76\;Mg\,16-27\;Ca\,8-12}.$$

Водоносные толщи описываемых отложений получают питание также за счет атмосферных осадков и конденсации водяных паров. Пресные и слабо солоноватые воды используются в Приаралье для питья и водоснабжения пунктов отгонного животноводства.

Воды спорадического распространения олигоценовых отложений ($Pg_3$), представленных глинами и песчаниками с подчиненными прослоями песков, широко развиты вдоль северного побережья Аральского моря, в ур. Жаксыклыч и северо-восточнее г. Аральска. Они обнажаются на останцах размыва и в пределах обширных плато. Песчаные прослои в таких толщах на многих участках территории водоносны. По северному побережью залива Перовского воды этих прослоев выклиниваются в виде родников. В других частях района они вскрыты колодцами. Глубины залегания их в зависимости от рельефа местности варьируют в пределах 0,2—0,4 *м*. Расходы родников всюду незначительные, не превышающие долей литра в секунду. Дебиты колодцев изменяются в пределах 0,1—0,3 *л/сек*. Минерализация вод пестрая. В родниках близ Аральского моря она достигает 28 *г/л*. В редких песчаных прослоях вдали от моря она несколько убывает, местами даже до 3 *г/л* и менее. Химический состав слабо минерализованных вод характеризуется формулами

$$M_{0,5-0,8}\frac{HCO_3\,72-83\ SO_4\,7-16\ Cl\,10-12}{Ca\,45-48\ (Na+K)\,32-35\ Mg\,18-20};$$

$$M_{2,7-4,2}\frac{SO_4\,36-41\ Cl\,29-37\ HCO_3\,27-30}{(Na+K)\,64-72\ Ca\,10-19\ Mg\,17-18}.$$

Практического значения воды олигоценовых отложений не имеют, но встречающиеся среди них пресные и слабо солоноватые воды могут использоваться для питьевых и хозяйственных целей.

Водоносный комплекс эоценовых отложений ($Pg_2$) развит на северо-западе Аральского артезианского бассейна (в районе ж.-д. ст. Саксаульская и оз. Ащикудук), а также на п-ове Коктурнак, где породы его выходят на поверхность или залегают на небольшой глубине. В толще эоцена водоносными являются отложения саксаульской свиты, содержащие как грунтовые воды со свободным уровнем, так и глубокие горизонты напорных вод. Севернее п-ова Сарышиганак в отложениях свиты воды распространены спорадически.

Грунтовые воды вскрыты и опробованы многочисленными скважинами ручного бурения. Глубины залегания их в зависимости от рельефа местности изменяются в широких пределах — от 0,7 до 19 *м*, но преобладают глубины 3—7 *м*. Водовмещающими породами являются тонко- и мелкозернистые пески, содержащие маломощные прослои суглинков и глин. Подстилают их одновозрастные с ними глины. Мощность водоносных пород невыдержана и изменяется от 0,5 до 10 *м*. Водообильность пород слабая, дебиты скважин находятся в пределах от тысячных долей литра в секунду до 0,4 *л/сек* при понижениях 0,6—4 *м* и лишь иногда они достигают 0,7 *л/сек*.

Минерализация и химический состав грунтовых вод очень пестрые. Предельные величины общей минерализации изменяются от 0,2 до 60 *г/л*. Характерные соотношения ионов в пресных гидрокарбонатных кальциево-натриевых и солоноватых сульфатных натриевых водах выражаются формулами

$$M_{0,3-0,6}\frac{HCO_3\,53-72\ SO_4\,22-23\ Cl\,16-24}{(Na+K)\,55-58\ Ca\,26-31\ Mg\,10-16};$$

$$M_{2-5}\frac{SO_4\,86-93\ Cl\,8-13\ HCO_3\,1-2}{(Na+K)\,58-82\ Ca\,3-19\ Mg\,15-23}.$$

Для сильно солоноватых и соленых вод, а также для рассолов характерен хлоридно-сульфатный или сульфатно-хлоридный натриевый состав:

$$M_{4,7-62}\ \frac{SO_4\ 39-56\ Cl\ 29-61\ HCO_3\ 10-15}{(Na+K)\ 78-89\ Mg\ 5-19\ Ca\ 3-6}.$$

Пресные воды встречаются редко и, как правило, лишь в тех местах, где песчаные отложения саксаульской свиты обнажаются на дневной поверхности. Вследствие преобладания вод низкого качества и малой производительности водопунктов грунтовые воды эоценовых отложений не имеют практического значения.

Напорные воды саксаульской свиты вскрыты в песчаных прослоях во всех малых артезианских бассейнах района на глубинах свыше 50 *м*. Пьезометрические уровни их на отдельных участках превышают поверхность земли на 3 *м*; дебиты фонтанирующих скважин в среднем составляют 0,9—3,5 *л/сек* при понижениях до 0,8—4 *м*. Падение пьезометрических уровней наблюдается с юга на север. Воды в северной части района пресные с минерализацией 0,5—0,9 *г/л*. На юге минерализация увеличивается до 10 *г/л*, на п-ове Кокарал она достигает 45 *г/л*. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатные и хлоридные натриевые. Значительные запасы их в пределах района могут быть использованы в народном хозяйстве для различных целей.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений ($Cr_2$) распространен на всей территории района. Комплекс объединяет сенонские, туронские и сеноманские осадки. На значительной части территории они сверху прикрыты более молодыми осадками и глубина кровли их изменяется от нуля (Джусалинское поднятие) до 320 *м* (осевая часть Аральской синклинали). Общая мощность их колеблется в пределах 80—270 *м*.

В гидрогеологическом отношении сравнительно лучше изучена верхняя часть водоносного комплекса, которая развита на обширной территории и приурочена к песчаным прослоям сенонского яруса. На большей части территории сенон содержит напорные воды. Водовмещающими породами повсеместно являются светло-серые пески различного гранулометрического состава, иногда с маломощными прослоями глин. Над ними сверху лежат глины палеогена, а в подошве — глины и мергели нижнемелового возраста. Мощность водоносной толщи в среднем составляет 10—25 *м* (максимальная до 60 *м*). Глубина залегания кровли песков различная, что зависит от структурных условий артезианского бассейна — в пределах антиклиналей она гораздо меньше, чем в осевых частях синклиналей. Довольно хорошая отсортированность водоносных песков, большая их мощность и значительная напорность вод на многих участках обусловливают самоизлив и сравнительно большие дебиты скважин. Наибольший напор, величиной до 40—60 *м* над поверхностью земли, зафиксирован в устьях скважин на ж.-д. разъезде Сапак и в 20 *км* на северо-восток от него. Дебиты скважин достигают здесь 28 *л/сек* при понижениях до 39 *м*. Другая скважина, расположенная на восток от г. Аральска, при напоре 17 *м* фонтанирует с дебитом 13 *л/сек*. Все эти скважины расположены вблизи осевой части Аральской синклинали. На запад и восток от нее водообильность комплекса и пьезометрические уровни вод уменьшаются: дебиты скважин до 0,2—0,8 *л/сек*, пьезометрические уровни до плюс 2 *м* — минус 11 *м*.

По химическому составу воды комплекса преимущественно сульфатно-хлоридные и хлоридные натриевые, отдельными скважинами вскрыты воды смешанного состава; общая минерализация их изменя-

ется в пределах 1,9—13 *г/л*. Солевой состав характерных типов вод выражается формулами

$$M_{2,4}\,\frac{Cl\,46\ SO_4\,27\ HCO_3\,27}{(Na+K)\,97\ Ca\,15\ Mg\,1{,}5};$$

$$M_{7-13}\,\frac{Cl\,70-72\ SO_4\,20-29\ HCO_3\,1-8}{(Na+K)\,90-95\ Ca\,3-6\ Mg\,2-4}.$$

Увеличение минерализации вод меловых отложений в районе происходит с севера на юг и с востока на запад (рис. 17). К нижним ча-

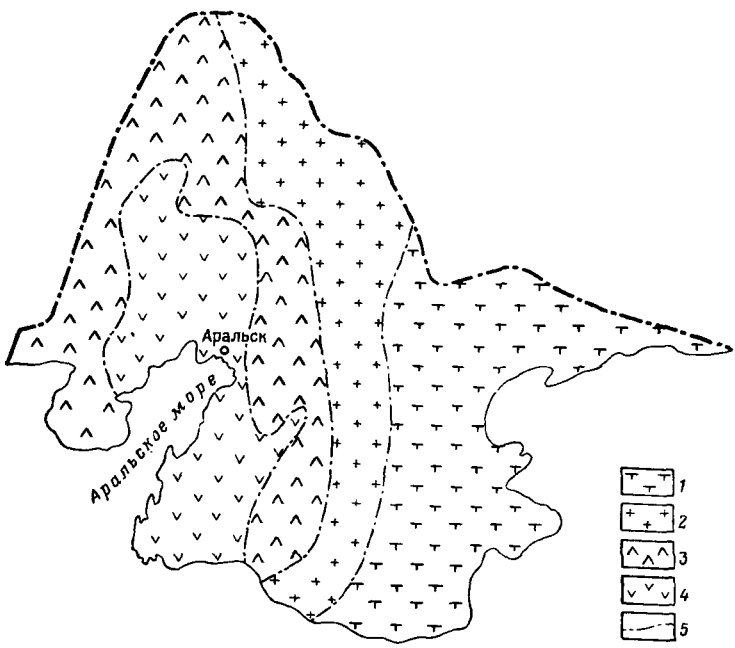



**Рис. 17. Карта-схема минерализации верхней части водоносного комплекса верхнемеловых отложений (составлена М. В. Васильевой по материалам В. М. Овчинникова)**

Величины минерализации вод (*г/л*): *1* — 1—3; *2* — 3—5; *3* — 5—10; *4* — более 10; *5* — границы распространения вод с различной минерализацией

стям глубоких разрезов этих отложений приурочены воды с повышенной температурой, преимущественно с хлоридным натриевым составом. Такие воды по своим свойствам часто являются минеральными.

Воды верхнемеловых отложений широко используются для водоснабжения ферм отгонного животноводства, а в районе г. Аральска на базе минеральных вод функционирует водолечебница.

Водоносный комплекс триасовых отложений (Т). Триасовые отложения, условно выделенные в районе, залегают глубоко и геологические разрезы их изучены недостаточно. Некоторые исследователи относят их к нижнему мелу. О водоносности отложений имеются сведения лишь по одной скважине, пробуренной на территории г. Аральска. В разрезе ее водовмещающими являются трещиноватые аргиллиты и песчаники, вскрытые в интервале глубин 760—780 *м*. Воды комплекса напорные, водообильность значительная. На самоизливе скважина имеет дебит 35 *л/сек*, температура их достигает 31° С, общая минерализация 12,5 *г/л*. Химический состав вод сульфатно-хлоридный

натриевый. Глубже, под описываемыми аргиллитами и песчаниками, скважина вскрывает палеозойские породы, водоносность которых в районе пока не изучена.

* *
*

Аральский артезианский бассейн характеризуется наличием двух гидрогеологических ярусов, разделенных региональным водоупором из толщи эоцен-олигоценовых глин. Верхний ярус объединяет водоносные горизонты и комплексы грунтовых вод четвертичных, олигоценовых и частично неглубоких эоценовых (саксаульской свиты) и меловых отложений. Воды в нем в пределах плоской равнины Приаралья формируются в условиях крайне засушливого климата при малых количествах атмосферных осадков и относительно большом испарении. Ничтожные уклоны их зеркала и почти полное отсутствие дрен обусловливают здесь весьма замедленное движение грунтовых вод и затрудненный водообмен.

Для грунтовых вод в целом по бассейну характерна повышенная их минерализация. Пресные воды здесь встречаются лишь на небольших обособленных участках, имеющих относительно благоприятные условия питания. В водоносных горизонтах и комплексах со сравнительно большим площадным распространением наблюдается постепенное увеличение минерализации вод от областей питания к области разгрузки, т. е. в направлении к Аральскому морю. Для вод менее выдержанных горизонтов, распространенных на многих локальных участках, характерна большая пестрота химического состава и минерализации.

Пресные грунтовые воды в виде линз небольшой мощности, плавающих на соленых водах, приурочены к морским осадкам на участках прибрежных валов, возвышающихся над равнинной территорией, где они формируются за счет атмосферных осадков и конденсации влаги. Высокая минерализация грунтовых нижележащих вод обусловлена подпитыванием солеными водами Аральского моря. В аллювиальных отложениях пресные воды вскрываются на участках, где они перекрыты эоловыми отложениями; в остальных случаях они сильно солоноватые или соленые. Грунтовые воды саксаульской свиты являются пресными лишь на тех площадях, где водоносный пласт выходит на поверхность; в меловых отложениях эти воды всюду минерализованные. Химический состав вод всех перечисленных водоносных горизонтов преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый или сульфатно-гидрокарбонатный натриевый. Сильно солоноватые и соленые воды, образовавшиеся в результате испарительной концентрации в условиях континентального засоления, имеют хлоридно-сульфатный натриево-магниевый состав. Основной областью разгрузки грунтовых вод является Аральское море, кроме того, часть их разгружается в мелкие озерные понижения.

К нижнему гидрогеологическому ярусу приурочены напорные воды меловых и других более древних осадков, питающиеся из смежных артезианских бассейнов. На востоке они получают питание со стороны Джусалинского поднятия, на севере и западе — из артезианских бассейнов, тяготеющих к Мугоджарским горам, а на юге — за счет перелива подземных вод Сырдарьинской системы артезианских бассейнов. Частая фациальная изменчивость водовмещающих пород обусловливает весьма замедленное движение подземных вод и слабый водообмен, следствием чего является повсеместное распространение в нижнем ярусе

вод повышенной минерализации (1,9—13 *г/л*). Состав этих вод сульфатно-хлоридный натриевый. В разрезах меловых отложений минерализация вод изменяется крайне незначительно, однако в целом для водоносных комплексов Аральского артезианского бассейна намечается вертикальная гидрохимическая зональность, характеризующаяся постепенным увеличением минерализации с глубиной.

Подземный поток напориых вод, в осиовном весьма медленный, подчинен структурным особениостям района и направлен на юг, в сторону Аральского моря, где происходит их разгрузка.

*Глава шестая*

# СЫРДАРЬИНСКАЯ СИСТЕМА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Описываемый гидрогеологический район в административном отношении входит в состав Чимкентской и Кзыл-Ординской областей. На северо-востоке он граничит с горами Каратау, на северо-западе с Аральским морем, на юго-востоке с Угамским хребтом, а на юге и западе территории района относится к Узбекской ССР. Рельеф равнинный, с уклоном поверхности к центру впадин и в целом к Аральскому морю. Климат резкоконтинентальный, с холодной малоснежной зимой, жарким сухим летом и малым количеством атмосферных осадков — до 100 *мм* в год в Кызылкумах и более 400 *мм* в год в предгорной полосе. Ветры частые и сильные.

Сырдарьинская система артезианских бассейнов приурочена к одноименной депрессии, ограниченной с востока и юго-востока Каратауским и Угамским антиклинориями, на юго-западе и западе — Центрально-Кызылкумской зоной поднятий. В пределах депрессии выделяется ряд глубоких впадин (2000—2500 *м* и более): Восточно-Приаральская, Кызылкумская, Арысская и Приташкентская. Они разделены между собой валообразными поднятиями палеозойского фундамента.

Сырдарьинская депрессия характеризуется отсутствием пермо-триасовых отложений и залеганием юрских и более молодых осадков на разновозрастных палеозойских породах. Комплексу мезо-кайнозойских отложений, выполняющих депрессию, свойственна значительная фациальная изменчивость пород. Большая часть разреза ее представлена пестро- и красноцветными мел-палеогеновыми глинами, алевролитами и песчаниками. Песчаные разности занимают подчиненное значение. Геоструктурные особенности строения депрессии обусловили формирование в ее пределах огромного бассейна пресных и слабосолоноватых вод, состоящего из нескольких взаимосвязанных малых артезианских бассейнов второго порядка (Восточно-Приаральского, Кызылкумского, Арысского и Приташкентского), приуроченных к отдельным впадинам (рис. 18). Эти бассейны состоят из серии водоносных горизонтов и комплексов четвертичного, неогенового, палеогенового, мелового и юрского возрастов, расположенных этажами.

В рассматриваемом районе распространены грунтовые воды в четвертичных отложениях и напорные воды в более древних породах, разделенные между собой региональным водоупором (эоцен-олигоценовые глины) мощностью более 100 *м*. Среди водоупорной толщи залегают редкие маломощные прослои и линзы слабоводоносных мелко- и тонкозернистых песков, содержащие высокоминерализованные воды спорадического распространения. Подземные воды района отличаются повышенной минерализацией и пестрым химическим составом, что характерно для областей континентального засоления. По степени минерализации они изменяются от пресных до соленых.

В пределах Сырдарьинской системы артезианских бассейнов выделяется двенадцать водоносных горизонтов и комплексов, характеристика которых дается ниже.

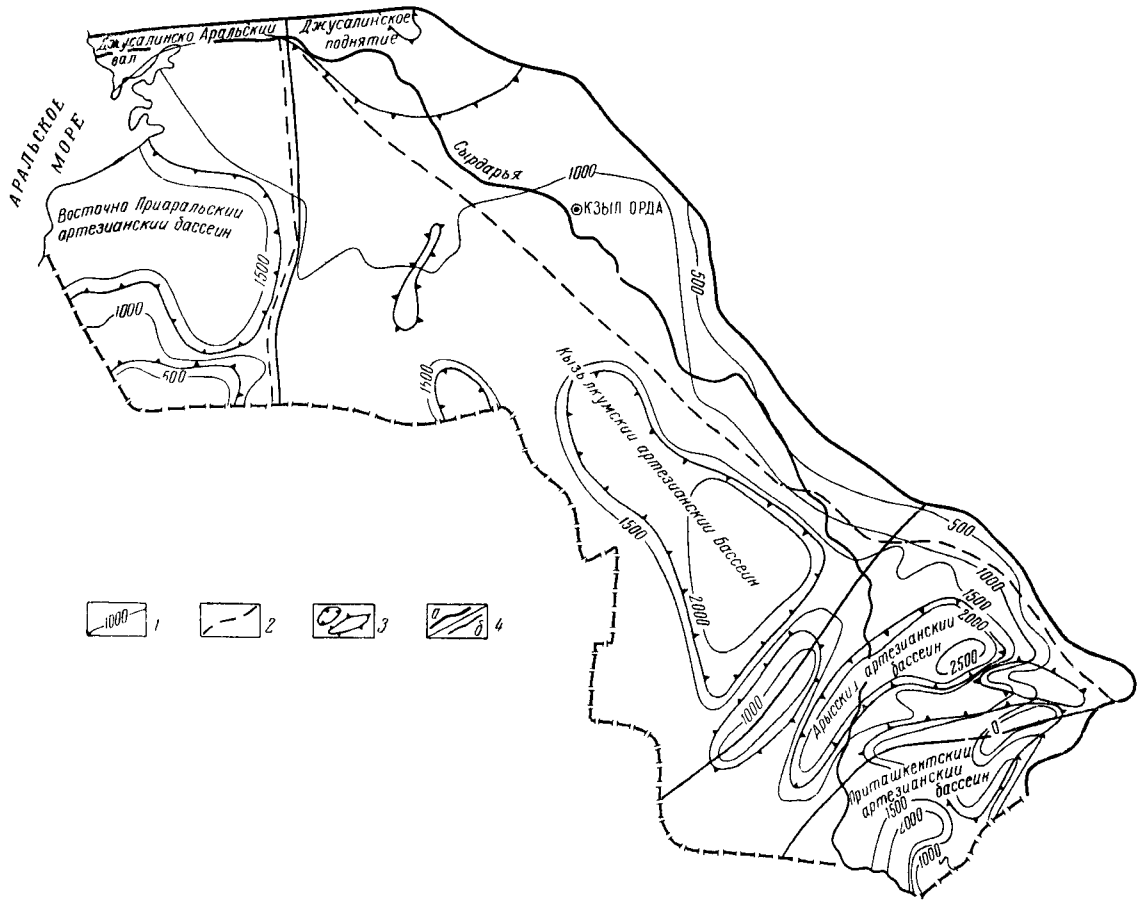



**Рис 18 Строение Сырдарьинской системы артезианских бассейнов (согласно структурно тектонической схеме В А Загорулько, Н Я Куиина А Г Новикова и др )**

*1* — изогипсы по кровле пород палеозойского фундамента *2* — крупные глубинные разломы *3* — прогибы и поднятия *4* — границы между гидрогеологическими районами *а* — первого порядка *б* — второго порядка

Водоносный горизонт современных аллювиальных отложений ($alQ_{IV}$) распространен в основном вдоль современного русла реки Сырдарьи, в ее пойменной части, а также по долинам рек Арысь, Бугунь, Келес, Карачик, Икансу и др. Ширина поймы р. Сырдарьи различная. Так, к северу от г. Кзыл-Орды и в устьевой части она достигает 50—60 *км*. Вблизи ст. Джусалы она резко сужается и ширина ее не превышает 200 *м*. На этом участке современный аллювий лежит непосредственно на меловых отложениях. Вследствие резкого сужения долины воды аллювиальных отложений выклиниваются в русло реки, увеличивая тем самым поверхностный ее поток (по данным гидрометрических замеров на гидропостах Кармакчи и Казалинск). В предгорьях Каратау ширина поймы рек изменяется от нескольких десятков метров до 500 *м*.

Водовмещающие породы характеризуются изменчивостью литологического состава в вертикальном и горизонтальном направлениях. В верхней части они сложены чередующимися линзообразными прослоями тонко- и мелкозернистых пылеватых песков и супесей с маломощными прослоями глин и суглинков, переходящих книзу в песчано-галечниковые отложения. Глинистые разности здесь занимают подчиненное значение. В горизонтальном направлении гранулометрический состав пород отличается большой изменчивостью на всем протяжении от гор Каратау и Приташкентских Чулей до Аральского моря. Ближе к горам в составе пород преобладают крупнообломочные фракции, по мере удаления от гор крупность их уменьшается. Так, на предгорных участках и аллювиальной равнине преобладают песчано-гравийно-галечники, а на аридно-денудационной равнине и в придельтовых частях — тонко- и мелкозернистые пески, переслаивающиеся с супесями, суглинками и глинами. Залегают аллювиальные отложения непосредственно на осадках неогенового или верхне- и среднечетвертичного возраста. Лишь на небольших участках подошвой их служат кристаллические породы палеозоя (предгорья Каратау) или песчано-глинистые осадки мелового возраста. Мощность водоносного горизонта изменяется от 3 до 10 *м*, а у берегов Аральского моря достигает 15—20 *м*.

Питание грунтовых вод современных аллювиальных отложений происходит главным образом за счет фильтрации из реки и ирригационных каналов, а также инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на площади их распространения (Федин, 1952; Погребинский, 1956). Наиболее интенсивное пополнение грунтовых вод происходит в период паводков, когда большая часть поймы заливается водой. Эти особенности питания водоносного горизонта наложили отпечаток на качество подземных вод. Минерализация их отличается большой пестротой. Наряду с пресными часто встречаются солоноватые и соленые воды. Пресные воды распространены у предгорий Каратау и Приташкентских Чулей, а также протягиваются узкой полосой вдоль ирригационных каналов и современного русла р. Сырдарьи, где осуществляется непосредственная гидравлическая связь поверхностных вод с грунтовыми. Полоса пресных вод имеет ширину от 0,2 до 2 *км*. Низкая минерализация вод объясняется опресняющим влиянием реки и хорошими фильтрационными свойствами водовмещающих пород. Ширина полосы пресных грунтовых вод непостоянна — в период паводков она увеличивается, а в межень уменьшается. В целом минерализация грунтовых вод пойменных отложений увеличивается вниз по долинам рек, достигая в низовье р. Келес 9—15 *г/л*, а в долине р. Сырдарьи к берегам Аральского моря величина ее повышается почти до минерализации рассолов.

Химический состав пресных и слабо солоноватых грунтовых вод сульфатно-гидрокарбонатный магниево-натриевый, солоноватых и соле-

ных — хлоридный или сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый и хлоридный натриевый, что наглядно выражается формулой Курлова:

$$M_{1,0}\frac{HCO_3\,49\ SO_4\,35\ Cl\,16}{(Na+K)\,46\ Mg\,29\ Ca\,25};\quad M_{20,7}\frac{Cl\,91\ SO_4\,7\ HCO_3\,2}{(Na+K)\,88\ Ca\,7\ Mg\,5}.$$

Разгрузка этих вод происходит путем подземного стока в реки и перелива в другие водоносные горизонты. Немалую роль в разгрузке играют поверхностное и внутрипластовое испарение, транспирация воды растениями.

Уровень грунтовых вод почти всюду находится на глубине до 5 *м* и лишь в предгорьях Каратау он понижается до 10—12 *м* и редко до 20 *м*. Глубина залегания грунтовых вод находится в прямой зависимости от колебания уровня воды в реках. В период паводков (весной) глубина уровня редко превышает 0,5—2,0 *м*, а в межень (зимой) снижается до 7,5 *м*. Местами при отсутствии водоупоров, где современный аллювий залегает на песках более древних пород, грунтовые воды, находящиеся в нем, гидравлически связаны с водами нижележащих верхне-среднечетвертичных аллювиальных осадков.

Водообильность водоносного горизонта различная. В Восточном Приаралье дебиты колодцев и скважин не превышают десятые доли литра в секунду, а в Кызылкумах они изменяются от 0,3 до 1,4 *л/сек* при понижении уровня воды соответственно на 2,0—1,6 *м*. В предгорьях и в долинах рек Арысь, Бугунь удельные дебиты водопунктов достигают 0,5 *л/сек* и редко 1,0—1,9 *л/сек*. Фильтрационные свойства пород также различны. Коэффициенты фильтрации пород колеблются в Восточном Приаралье и в Кызылкумах от 0,1 *м/сутки* в пылеватых песках и суглинках до 1—3 *м/сутки* в мелкозернистых песках и от 10 до 24 *м/сутки* и реже до 34 *м/сутки* в галечниках предгорных равнин.

Воды современных аллювиальных отложений широко используются местным населением для хозяйственно-питьевых целей, за исключением предгорий Каратау, где они имеют ограниченное распространение вдоль современной сети временных водных потоков и слабо изучены. При сооружении инфильтрационных водозаборов воды горизонта могут использоваться для водоснабжения крупных промышленных объектов.

Водоносный горизонт современных морских отложений ($mQ_{IV}$) распространен вдоль восточного побережья Аральского моря, местами он сравнительно далеко вклинивается в сушу. Водовмещающими породами являются тонкозернистые и мелкозернистые желтовато-серые и светло-серые пески, реже супеси и суглинки. На отдельных участках водоносными являются галечники, образующие прибрежные валы. Глубина залегания грунтовых вод морских отложений находится в пределах от 1 до 10 *м*, а водообильность определяется сотыми долями литра в секунду, редко в местах развития галечников она увеличивается до 1 *л/сек* и более.

Питание водоносного горизонта происходит в результате просачивания атмосферных осадков и поверхностных вод из Аральского моря, главным образом в период высокого стояния его уровня. Однако ввиду того что атмосферных осадков выпадает в районе мало и к тому же большой дефицит влажности и испарения, на пополнение грунтовых вод идет крайне малое их количество. Минерализация вод пестрая и изменяется от 2 до 50 *г/л* и более. На отдельных прибрежных валах, где водоносный горизонт сложен галечниками, отмечаются пресные воды с минерализацией менее 1 *г/л* в виде маломощных линз, плавающих на соленых. Высокая минерализация вод современных морских отложений связана с замедленным их движением, а также с континентальным засолением. По химическому составу подземные воды описываемого

водоносного горизонта относятся главным образом к сульфатно-хлоридным магниево-натриевым:

$$M_{49,5}\frac{Cl\,68\ SO_4\,31\ HCO_3\,1}{(Na+K)\,67\ Mg\,28\ Ca\,5}.$$

Режим уровня грунтовых вод морских отложений определяется климатическими условиями и характеризуется незначительными колебаниями.

Ввиду повышенной минерализации данный водоносный горизонт практического значения не имеет.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений ($alQ_{III-IV}$). В связи с отсутствием между аллювиальными верхнечетвертичными и современными отложениями сплошного водоупора подземные воды, залегающие в них, находятся в тесной гидравлической связи между собой и образуют единый водоносный горизонт грунтового типа. Водоносный горизонт развит в долинах мелких рек, стекающих с юго-западных склонов Приташкентских Чулей. Грунтовые воды залегают преимущественно в разнозернистых песках с гравием и галькой, переслаивающихся с супесями и суглинками. В верховьях речных долин водоносные породы представлены галечниками с песчано-глинистым заполнителем, переходящими к низовьям в пески. Подошвой верхнечетвертичных и современных отложений в большинстве случаев служат песчано-глинистые осадки среднечетвертичного возраста, а на территории Приташкентских Чулей они залегают на размытой поверхности меловых и палеоген-неогеновых глин.

Мощность водоносных пород не превышает 6 *м*. Глубина до воды у самых низовий рек 1—3 *м*, в сторону предгорий она возрастает до 5 *м*, реже до 10 *м*. Водообильность горизонта незначительна (0,05—0,5 *л/сек*). Качественно воды изменяются от слабосолоноватых (гидрокарбонатно-сульфатных натриево-магниевых-кальциевых) до горько-соленых (хлоридных натриевых). Состав их характеризуется формулами

$$M_{0,7}\frac{SO_4\,50\ HCO_3\,54\ Cl\,16}{Ca\,44\ Mg\,28\ (Na+K)\,28};\quad M_{20,7}\frac{Cl\,91\ SO_4\,7\ HCO_3\,2}{(Na+K)\,88\ Ca\,7\ Mg\,5}.$$

Водоносный горизонт используется для водопоя скота.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных аллювиальных отложений ($alQ_{III}$) распространен в Восточном Приаралье и в южной части песчаного массива Кызылкум, где он приурочен к осадкам второй надпойменной террасы р. Сырдарьи. Значительное распространение его наблюдается также в предгорьях Каратау, на площадях низовий горных речек Чаян, Бугунь, Арысь и др. Водовмещающие породы представлены разнозернистыми песками с гравием и галькой, переслаивающимися с супесями и суглинками. Водоупором для них служат уплотненные глины и суглинки более древних возрастов. Толща верхнечетвертичных аллювиальных отложений характеризуется изменчивостью литологического состава в вертикальном и горизонтальном направлениях. Так, в верхней части разреза отмечен пылеватый тонкозернистый состав песков, книзу переходящий в разнозернистый. Подземные воды в основном грунтового типа, за исключением участка конуса выноса р. Карачик, где они напорные и содержатся большей частью в галечниках и крупнозернистых песках. Величина напора различная — от 0,5 до 30,0 *м*.

Мощность водоносных пород невыдержанная и колеблется от 0,5 до 20,0 *м*. Наибольшего значения она достигает в южной части песчаного массива Кызылкум и в Чардаринской степи. Глубина залегания

подземных вод различная: в предгорьях Каратау 5—10 *м*, в Кызылкумах до 13 *м*, в Чардаринской степи наблюдается заметное увеличение ее до 15—20 *м* и лишь на орошаемых площадях подземные воды снова залегают близко к дневной поверхности (1—3 *м*). Питание водоносного горизонта происходит за счет поступления вод из оросительных систем и рек и инфильтрации атмосферных осадков.

Водообильность и минерализация вод весьма непостоянны и зависят от условий питания водоносного горизонта и гранулометрического состава водовмещающих пород. Вблизи рек, где в водоносной толще преобладают галечники и крупнозернистые пески, удельные дебиты скважин достигают 1—2 *л/сек*, а минерализация вод изменяется от 0,9 до 1,5 *г/л*. При удалении от рек удельные дебиты уменьшаются до 0,1—0,3 *л/сек*, а минерализация увеличивается до 10 *г/л* и более. На участках близкого залегания вод к дневной поверхности в результате континентального засоления минерализация воды резко возрастает, достигая минерализации рассолов. В рельефе такие участки выражены западинами или другими понижениями, имеющими обычно замкнутую форму.

Характерный химический состав вод приведен в формулах

$$M_{1,0}\,\frac{SO_4\,42\ HCO_3\,41\ Cl\,17}{Mg\,42\,(Na+K)\,32\ Ca\,26};\qquad M_{5,0}\,\frac{SO_4\,66\ Cl\,28\ HCO_3\,6}{(Na+K)\,63\ Ca\,20\ Mg\,17};$$

$$M_{19,9}\,\frac{Cl\,69\ SO_4\,30\ HCO_3\,1}{(Na+K)\,56\ Mg\,32\ Ca\,12}.$$

Несмотря на слабую водообильность горизонта, пресные и слабо солоноватые воды имеют большое практическое значение. На базах отгонного животноводства они отбираются сетью колодцев и мелких скважин.

Водоносный горизонт среднечетвертичных аллювиальных, а также среднечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных и современных эоловых отложений ($alQ_{II}$; $alQ_{II}+eolQ_{III-IV}$) основное распространение получил в пределах предгорных равнин, простирающихся вдоль Угамского хребта и Каратау, а также в Приташкентских Чулях, Восточном Приаралье и Кызылкумах. На значительной части территории описываемого района в связи с отсутствием выдержанного водоупора между эоловыми и аллювиальными отложениями в них заключен единый водоносный горизонт с общей свободной поверхностью. Подземные воды на предгорных равнинах и в долине р. Арысь в основном приурочены к песчано-гравийно-галечниковым породам со значительным количеством валунов. По мере удаления от предгорных равнин гранулометрический состав водоносных пород изменяется — начинают преобладать разнозернистые пески, супеси, суглинки, песчаные глины, а валуны и крупные галечники постепенно исчезают. Так, в долине р. Сырдарьи водовмещающие породы представлены песками различной зернистости, а в долине р. Келес — песками, лёссовидными суглинками и супесями с прослоями пылеватых тонкозернистых песков. В кровле водоносного горизонта в большинстве случаев залегают суглинки, супеси и эоловые пески мощностью от 1 до 40 *м*, иногда гравийно-галечниковые отложения (р. Арысь). В подошве их обычно залегают глинистые породы более древнего возраста — палеогена или неогена. Связь описываемого водоносного горизонта с нижерасположенными осуществляется на локальных участках, через «окна» среди неравномерно размытых глин.

Глубина залегания зеркала грунтовых вод зависит от рельефа местности и колеблется от 2 до 40—90 *м*. Отмечено, что глубина залегания

воды постепенно увеличивается по мере удаления от р. Сырдарьи, что указывает на питание грунтовых вод поверхностными водами. Мощность водоносного горизонта изменяется в широких пределах — от 2 до 50 *м* реже более и зависит от рельефа местности и подстилающих пород. *Наибольшие значения ее отмечены в скважинах*, пройденных в г. Чимкенте и северо-западнее гор Каратау (30—50 и 100 *м*).

Водообильность водоносного горизонта находится в прямой зависимости от гранулометрического состава водовмещающих пород и изменяется в широких пределах. Дебиты скважин в Восточном Приаралье и в Кызылкумах измеряются в основном сотыми и десятыми долями литров в секунду, а в районе городов Чимкента и Туркестана, а также в долине р. Аксу они достигают 50—170 *л/сек* при понижении уровня воды на 2—3,5 *м*, реже на 6—9 *м*. По долинам рек, где отмечаются выходы родников, расходы их варьируют от 0,2 до 40,0 *л/сек* при наиболее часто встречающейся величине 1—2 *л/сек*. В районе г. Чимкента расходы родников достигают 1000 *л/сек* и более. Коэффициенты фильтрации мелкозернистых песков Приаралья и Кызылкумов не превышают 2—5 *м/сутки*, разнозернистых песков долины р. Сырдарьи 6—15 *м/сутки*, а в гравийно-галечных отложениях они изменяются от 20 до 150—500 *м/сутки*.

Минерализация вод пестрая, но в распределении ее по площади наблюдается определенная закономерность. Так, пресные воды распространены в предгорьях, где отмечаются хорошие условия питания и движения подземных вод. С удалением от предгорий к равнине минерализация вод повышается до 10—50 *г/л*, они становятся вначале слабо солоноватыми, а затем солеными и горько-солеными. В химическом составе вод наблюдается большое разнообразие. Так, пресные воды преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, слабо солоноватые — сульфатно-хлоридные магниево-натриевые, а соленые и горько-соленые — сульфатно-хлоридные магниево-натриевые:

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\,62\;SO_4\,32\;Cl\,6}{Ca\,72\;Mg\,24\;(Na+K)\,4};\qquad M_{2,6}\,\frac{Cl\,49\;SO_4\,43\;HCO_3\,8}{(Na+K)\,42\;Mg\,36\;Ca\,22};$$

$$M_{55,4}\,\frac{Cl\,54\;SO_4\,45}{(Na+K)\,58\;Mg\,39}.$$

По данным спектральных анализов сухого остатка некоторых проб в подземных водах присутствуют в небольших количествах кремний, цинк, свинец, медь, железо и другие микрокомпоненты.

Основное питание подземные воды среднечетвертичных отложений получают за счет фильтрации поверхностных вод горных рек и ручьев, а также подпитывания водами гипсометрически вышележащих отложений, главным образом трещинных и трещинно-пластовых вод палеозойских пород гор Каратау и Угамского хребта. Кроме того, они питаются за счет атмосферных осадков. Разгрузка подземных вод среднечетвертичных отложений происходит в другие водоносные горизонты, через гидрогеологические «окна», а также путем дренирования речными долинами. Подземные воды в среднечетвертичных аллювиальных отложениях являются основным источником водоснабжения городов Чимкента, Туркестана, а также прилегающих к ним колхозов, совхозов и *других населенных пунктов. На остальной части территории они* практического значения для централизованного водоснабжения не имеют.

Водоносный комплекс плиоцен-нижнечетвертичных и перекрывающих их верхнечетвертичных и современных эоловых отложений ($N_2 + Q_I + eolQ_{III-IV}$) на территории района распространен на юго-востоке района, в пределах песчаного массива Кызылкум, где он залегает под покровом эоловых пес-

ков. Вследствие того что между плиоценовыми и нижнечетвертичными отложениями отсутствует разделяющий водоупор, в них содержится единый гидравлически связанный водоносный комплекс грунтовых вод.

Водоносными являются преимущественно тонко- и мелкозернистые пески, супесн и суглинки. Мощность водоносного комплекса невыдержанная и изменяется в широких пределах — от 3 до 30 *м*. Наибольшего значения (55 *м*) она достигает у пос. Махталы. Глубина залегания уровня подземных вод изменяется от 2,5 до 37,0 *м*.

Водообильность водоносного комплекса в предгорьях хр. Каратау изучена по родникам, расходы которых изменяются преимущественно в пределах 3—5 *л/сек*. На предгорном шлейфе Арысь-Бадамского междуречья, где водоносный комплекс вскрывается скважинами, дебиты достигают 10—15 *л/сек* прн понижениях уровня воды на 12—15 *м*, а в пределах песчаного массива Кызылкум онн составляют 0,6—2,0 *л/сек* при понижениях на 2—4 *м*.

Воды пресные н слабо солоноватые с общей минерализацией до 3 *г/л*, гидрокарбонатного и сульфатно-гндрокарбонатного магниевокальциевого состава:

$$M_{0,5}\frac{HCO_3\,84\ SO_4\,12\ Cl\,4}{Ca\,58\ Mg\,34\ (Na+K)\,8};\quad M_{0,4}\frac{HCO_3\,45\ SO_4\,39\ Cl\,16}{Ca\,49\ Mg\,37\ (Na+K)\,14}.$$

Основное питанне воды плиоцен-ннжнечетвертичных отложений получают за счет подтока напорных вод верхнемелового водоносного комплекса через гидрогеологические «окна» и за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Воды комплекса используются для водоснабжения небольшнх населенных пунктов.

Воды спорадического распространения в неогеновых отложеннях (N). Неогеновые отложення на описываемой терртории получнли распространение в Приаралье, на предгорной наклонной равнине хр. Каратау, в долине р. Арысь и на севере Приташкентскнх Чулей. В Прнаральских Кызылкумах эти отложения вытянуты узкимн полосами среди четвертичных осадков. В предгорьях Каратау ими сложены увалистые останцы высотой 25—40 *м*, которые в южном направлении снижаются до 15—18 *м*. На остальной площади они погружены под четвертичные образования.

Водовмещающне породы отличаются изменчивостью литологического состава. Так, в предгорьях Каратау онн представлены галечниками и коигломератами, переходящими в Арысской депрессии и в Прнаральскнх Кызылкумах в разнозернистые, иногда гравелнстые пески, переслаивающиеся с прослоями песчаннков, суглннков н глин, что способствует созданию на отдельных участках небольших напоров. Напорные воды неогеновых отложений получили развитие в районе г. Чимкента на Бадам-Арысском водоразделе, где онн содержатся в крупногалечных конгломератах и галечниках, переслаивающнхся с бурыми глннами и перекрывающнхся сверху четвертнчными отложениями мощностью до 170 *м*. Величнна пьезометрического напора здесь колеблется от 14 до 80 *м*.

Глубина залегания вод изменяется в значительных пределах — от 2 до 256 *м*. Так, в Кызылкумах вдоль р. Сырдарьи она равна 80—140 *м*, в долнне р. Арысь 100—234 *м* и в северо-западной части Прнташкентских Чулей достнгает 256 *м*. Мощность обводненной толщн изменяется от 10 до 100 *м*, нногда до 200 *м*.

Водообильность крайне неравномерная. Дебиты скважин изменяются от десятых долей метра в секунду до 1,5—2,0 *л/сек*, достигая в галечниках предгорных равнин Каратау 20 *л/сек*. По долннам рек под-

земные воды выклиниваются на поверхность в виде родников нисходящего и восходящего типов. Особенно они многочисленны в долине р. Ленгер, где неогеновые отложения обнажаются на дневной поверхности. Расходы родников колеблются от 0,3 до 3,0 *г/л*, реже до 10—15 *л/сек*.

Пресные и слабо солоноватые подземные воды неогеновых отложений распространены в предгорьях Каратау, где они получают интенсивное питание из обводненных известняков, а также из гидравлически связанных вышележащих водоносных горизонтов четвертичного возраста (в районе рек Сырдарьи и Арыси). На остальной территории они значительно минерализованы (обычно соленые), а в Восточном Приаралье встречаются даже рассолы с сухим остатком до 80 *г/л*. Химический состав воды различный. Он изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного натриевого в пресных водах до хлоридно-сульфатного магниево-натриевого в рассолах:

$$M_{0,9}\frac{HCO_3\,41\ SO_4\,36\ Cl\,23}{(Na+K)\,64\ Ca\,24\ Mg\,12};\quad M_{46,8}\frac{SO_4\,54\ Cl\,45\ HCO_3\,1}{(Na+K)\,71\ Mg\,25\ Ca\,4}.$$

Питание вод спорадического распространения в неогеновых отложениях происходит за счет атмосферных осадков в местах выхода их на поверхность, а также за счет подтока трещинных вод из известняков палеозоя и напорных вод верхнемелового водоносного комплекса. Воды неогеновых отложений широко используются в предгорьях Каратау для питьевых и хозяйственных целей, на остальной территории района ввиду высокой минерализации и слабой водообильности пород они практического значения не имеют.

Воды спорадического распространения в палеогеновых отложениях (Pg) распространены на предгорной равнине хр. Каратау, в Приташкентских Чулях и Дорт-Кудук-Нурасы. Водовмещающие породы представлены прослоями разнозернистых песков, иногда с включением гравия и гальки, трещиноватых песчаников и алевролитов, галечников и конгломератов, залегающих среди толщи глин. Прослои невыдержаны по простиранию, часто выклиниваются, что обусловливает наличие в них вод спорадического распространения. Для описываемых пород характерна фациальная изменчивость в вертикальном и горизонтальном направлениях. Мощность водоносных прослоев изменяется от 1,5—3,5 до 20—40 *м*. Подошвой водоносных палеогеновых отложений служат породы мелового возраста.

Подземные воды палеогеновых отложений относятся к грунтовому и напорному типам. Грунтовые воды развиты на площадях выхода отложений на дневную поверхность. Уровень их находится на глубине 4,0—40 *м* ниже поверхности земли. Водообильность пород слабая. Дебиты водопунктов составляют большей частью сотые и десятые доли литра в секунду, редко достигают 2 *л/сек*.

Минерализация воды колеблется в широких пределах — от 0,5 до 25 *г/л*. Пресные воды с минерализацией до 1 *г/л* распространены в районе предгорий Каратау и Дорт-Кудук-Нурасы. Повышение минерализации наблюдается в зоне тектонических разломов, что, видимо, объясняется подтоком соленых вод из глубокозалегающих водоносных горизонтов, а также значительной загипсованностью палеогеновых пород. Химический состав пресных вод гидрокарбонатный магниево-кальциевый или сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый, а соленых — сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый:

$$M_{0,5}\frac{HCO_3\,84\ SO_4\,12\ Cl\,4}{Ca\,66\ Mg\,30\,(Na+K)\,4};\quad M_{24,9}\frac{Cl\,50\ SO_4\,49\ HCO_3\,1}{(Na+K)\,60\ Ca\,33\ Mg\,7}.$$

По мере погружения палеогеновых отложений в направлении долины р. Сырдарьи грунтовые воды приобретают напор; здесь они вскрываются рядом скважин на глубинах 150—800 *м*. Величина напоров составляет 100 *м* и более. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 2—45 *м*. На этих участках по скважинам получены дебиты от 0,1 до 30,0 *л/сек* при понижениях уровня воды от 1 до 30 *м*. Наиболее водообильными являются галечники с песчаным заполнителем и включением мелкого гравия, развитые севернее Приташкентских Чулей. Подземные воды здесь слабо солоноватые с минерализацией до 3 *г/л*, что объясняется сравнительно благоприятными условиями питания и движения. На остальной территории воды палеогеновых отложений имеют повышенную минерализацию (10—13 *г/л*).

Воды спорадического распространения в палеогеновых отложениях имеют очень сложные и разнообразные условия питания. На одних участках, где водопроницаемые породы палеогена выходят на поверхность, питание происходит за счет атмосферных осадков, на других — за счет обводненных четвертичных отложений, залегающих в кровле водоносного пласта, и на третьих — за счет подтока из нижерасположенных напорных водоносных горизонтов.

Пресные воды описываемых отложений в местах их значительного распространения могут быть использованы для водоснабжения небольших населенных пунктов.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений ($Cr_2$) имеет широкое распространение в пределах Сырдарьинской системы артезианских бассейнов. Верхнемеловые отложения распространены здесь повсеместно, залегая всюду под мощным покровом четвертичных и неоген-палеогеновых осадков. Выходы верхнемеловых отложений на дневную поверхность встречаются в предгорьях Каратау и в пределах поднятий: Приташкентских Чулей, Каратау, Дорт-Кудук-Нурасы и Джусалинского. К верхнемеловому водоносному комплексу отнесены воды, залегающие в сенонских, туронских и сеноманских отложениях, выполняющих впадины. К каждой из впадин, разделенных между собой валами и поднятиями, приурочены артезианские бассейны, взаимосвязанные, но имеющие обособленные области питания и разгрузки (рис. 19).

Водоносными породами в разрезе верхнемеловых отложений являются тонко- и мелкозернистые, реже среднезернистые серые пески кварцево-полевошпатового состава, переслаивающиеся с песчаными глинами, аргиллитами, песчаниками, реже известняками. На правобережье р. Сырдарьи и частично в Кызылкумах водоносные породы представлены преимущественно разнозернистыми песчаниками. На юго-западном склоне Каратау пески переходят в гравий, гальку и конгломераты, залегающие в виде прослоев среди глин на различных глубинах.

В зависимости от структурных и литологических особенностей взаимоотношения водопроницаемых и водоупорных толщ, погружающихся от предгорий к центру впадин, в верхнемеловых отложениях формируются грунтовые и напорные воды, причем последние часто дают самоизлив. Безнапорные воды в верхнемеловых отложениях отмечаются лишь в местах естественных обнажений среди равнины. Наибольшее распространение они получили на юго-западных склонах Каратау, где верхнемеловые отложения занимают большую площадь и представляют собой область питания высоконапорных вод.

Глубина залегания этих вод колеблется в значительных пределах. В предгорьях хребтов Каратау и Угамского, а также на поднятиях палеозойского фундамента — Каратау, Чули и других — она вскрывается на глубине до 5 *м*, по мере погружения меловых пород к центру

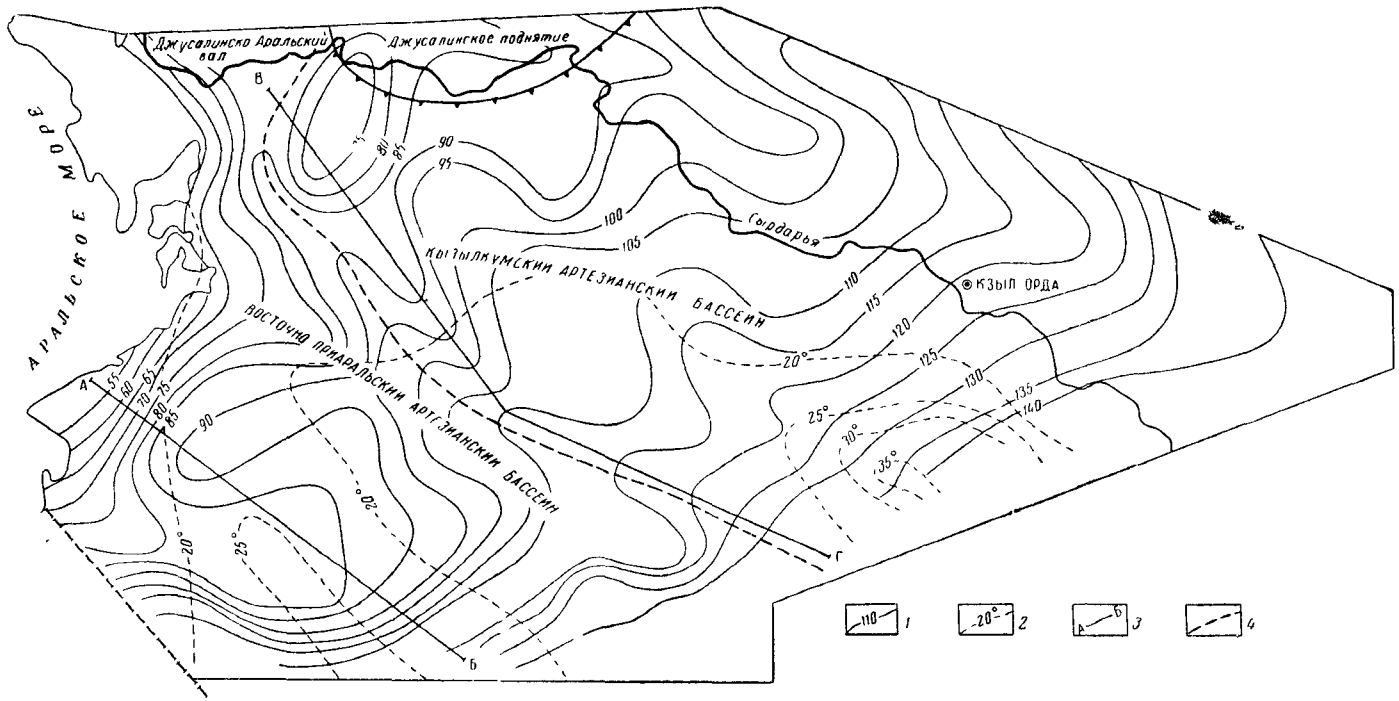
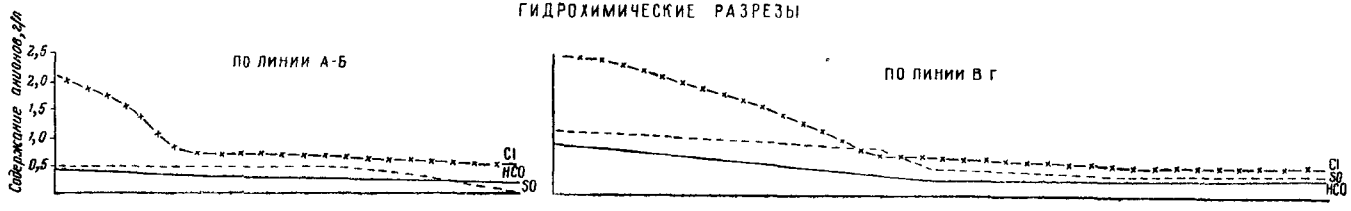



**Рис. 19. Схематическая карта гидроизопьез и изотерм сенонского водоносного горизонта Восточно-Приаральского и северо-западной части Кызылкумского артезианских бассейнов (составил В. И. Дмитровский)**

*1* — гидроизопьезы сенонского водоносного горизонта; *2* — изотермы вод по кровле сенонского водоносного горизонта; *3* — линии гидрохимических профилей; *4* — граница артезианских бассейнов

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ



впадин увеличивается до 80—140 и 180—300 *м*, а в наиболее глубоких частях их (Арысская, Приташкентская и Кызылкумская впадины) — до 800 *м* и более. Напор подземных вод значительный, величина его иногда достигает 900 *м*, а пьезометрический уровень воды устанавливается на глубинах 0—30 и 35 *м* выше поверхности земли. Пьезометрический уровень воды снижается по направлению к участкам разгрузки водоносного комплекса и к Аральскому морю как основной дрене подземных вод района.

Вскрытая мощность обводненной толщи верхнемелового комплекса изменяется чаще всего от 1 до 50 *м*, а в местах его наибольшего погружения под четвертичные и неоген-палеогеновые осадки в центральной части Кызылкумской впадины — до 100 *м* и более. В зависимости от мощности и литологического состава водовмещающих пород дебиты скважин варьируют от 1 до 40 *л/сек* при понижениях уровня воды соответственно на 4 и 25 *м*; наиболее часто они составляют 3—10 *л/сек*. В скважинах со значительным напором и при наличии в составе водовмещающих пород гравелистых частиц дебиты увеличиваются до 56 *л/сек*. В предгорьях Каратау вода выходит в виде родников с расходами 0,1—3,0 *л/сек*. Последние встречаются группами, с суммарными расходами до 100 *л/сек* и более. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,9 до 3 *м/сутки* в тонко- и мелкозернистых, часто глинистых песках и до 12—15 *м/сутки* в разнозернистых. Температура подземных вод увеличивается с глубиной от 9—11 до 25—30° С (см. рис. 19).

Подземные воды верхнемеловых отложений пресные и слабо солоноватые, минерализация воды изменяется в широких пределах и подчиняется определенной закономерности. Так, пресные воды с сухим остатком от 0,4 до 0,7 *г/л* распространены в областях питания (предгорья хребтов Каратау и Угамского). По мере приближения к областям разгрузки (Аральское море, р. Сырдарья) пресные воды постепенно сменяются слабо солоноватыми с минерализацией от 1 до 3 *г/л*. По химическому составу воды рассматриваемого водоносного комплекса преимущественно сульфатно-хлоридные натриевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые. Характерные соотношения отдельных компонентов приведены в формулах Курлова.

$$M_{0,75}\,\frac{SO_4\,43\ HCO_3\,40\ Cl\,17}{(Na+K)\,75\ Ca\,13\ Mg\,12};\qquad M_{3,1}\,\frac{Cl\,47\ SO_4\,38\ HCO_3\,15}{(Na+K)\,96\ Ca\,2\ Mg\,2}.$$

Условия питания водоносного комплекса весьма сложные. Основное пополнение запасов его происходит за счет вод, фильтрующихся из поверхностных водотоков в предгорьях и инфильтрации атмосферных осадков на участках выходов верхнемеловых отложений на поверхности (рис. 20). Кроме того, большое значение в пополнении подземных вод верхнемеловых отложений имеют трещинно-карстовые воды известняков палеозоя, слагающих горные сооружения Каратау, Таласского Алатау и Угама.

Основные параметры водоносного комплекса верхнемеловых отложений Кызылкумского артезианского бассейна, наиболее хорошо изученного, по данным пробуренных и опробованных скважин приведены в табл. 77. Из данных табл. 7 видно, что по направлению от области питания к области разгрузки происходит увеличение минерализации подземных вод от 0,8 до 2,3 *г/л* и более.

При этом наблюдается изменение в химическом составе подземных вод. Так, сульфатно-гидрокарбонатные воды сменяются гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридными и далее сульфатно-хлоридными. Из катионов всюду преобладает натрий, процентное содержание которого увеличивается от предгорий к области разгрузки (от 70—75 до 88—96%).

Водоносный комплекс в верхнемеловых отложениях имеет большое практическое значение в условиях безводной пустыни Он является важным источником питьевого и хозяйственного водоснабжения населенных пунктов, промышленных объектов и животноводческих ферм. Вода используется как для хозяйственно-питьевых и технических целей, так и для орошения полей

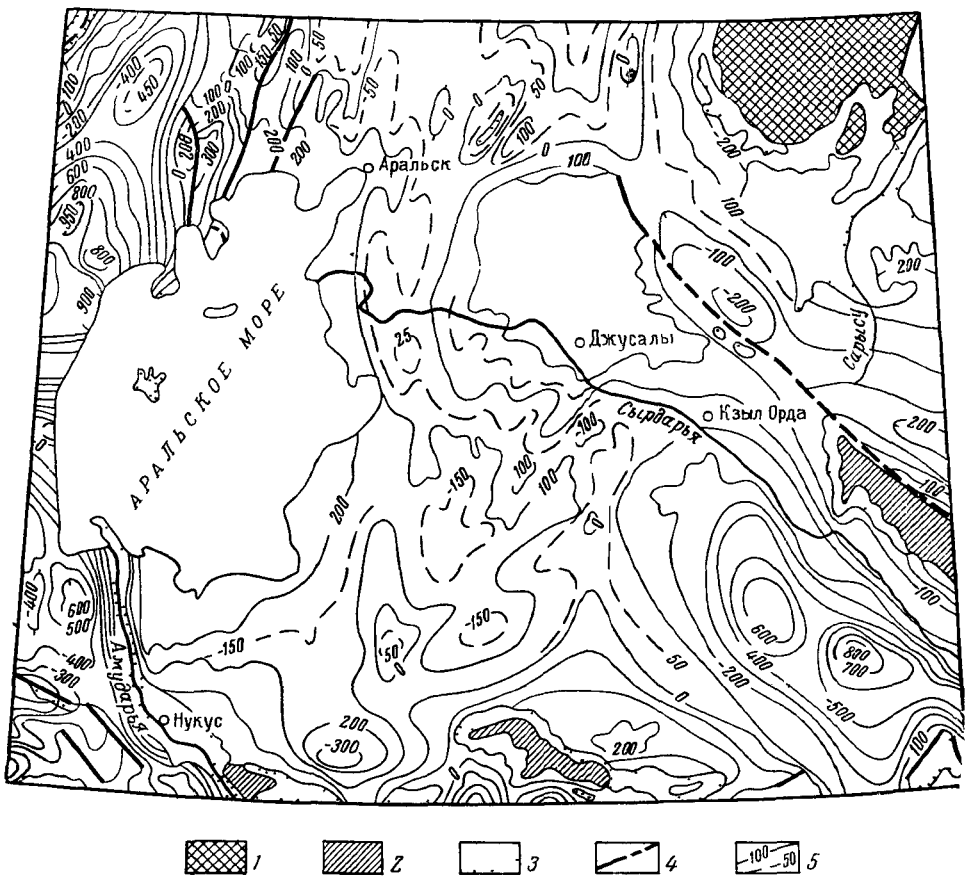



**Рис 20 Структурная карта подошвы отложений палеогена (кровли мела) Восточного Приаралья (по Р Г Гарецкому В Г Николаеву, В И Самодурову, А Е Шлезингеру, А Л Яншину)**

*1* — выходы складчатого фундамента на поверхность в каледонидах *2* — выходы складчатого фундамента на поверхность в герцинидах *3* — выходы меловых отложенни на поверхность *4* — зоны тектонических разломов *5* — стратоизогипсы подошвы отложений палеогена (кровля мела) Сплошная линия — через 100 *м*, пунктирная — через 50 *м*

Водоносный комплекс в нижнемеловых отложениях ($Cr_1$) широко распространен. Отложения нижнемелового возраста обнажаются на Джусалинском поднятии и в Приташкентских Чулях В предгорьях Каратау они встречаются в тектонических уступах. Кроме того, водовмещающие породы комплекса вскрываются скважинами во впадинах на глубинах от 5 до 500 *м* и более Нижнемеловые отложения залегают непосредственно на палеозойском фундаменте, а в наиболее глубоких частях отдельных прогибов на поверхности юрских отложений на глубине более 1000 *м* Водоносный комплекс в гидрогеологическом отношении изучен недостаточно

Таблица 7

**Основные параметры водоносного комплекса верхнемеловых отложений**

| Местоположение скважины | Мощность водоносного слоя, *м* | Глубина появления воды, *м* | Установившийся уровень воды, *м* | Дебит, *л/сек* / Понижение, *м* | Общая минерализация, *г/л* | Химический состав подземных вод |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Предгорья Каратау, в 21 *км* на север от ж.-д. ст. Сауран (вблизи области питания) | 2,0 | 76,5 | Самоизлив | 0,5 / — | 0,8 | Сульфатно-гидрокарбонатный натриевый |
| Кзыл-Ординская область, в 17,5 *км* на юг от пос. Джана-Талап | 19,6 | 156,3 | +3,7 | 2,2 / 2,9 | 0,9 | Гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатный натриевый |
| Г. Кзыл-Орда | 8,7 | 423,3 | 7,3 | 6,8 / 6,0 | 1,1 | То же |
| Кзыл-Ординская область, в 11 *км* на юго-восток от *г. Казалинска* | 30,0 | 135,0 | +13,3 | 10,7 / 12,0 | 1,9 | Сульфатно-хлоридный натриевый |
| Кзыл-Ординская область, в 50 *км* на юго-запад от ж.-д. ст. Джусалы (вблизи области разгрузки) | 5,5 | 68,0 | 0,0 | 0,9 / 26,0 | 2,3 | То же |

Водоносными породами являются пески различного механического состава, иногда содержащие прослои гравия и песчаника. Пески и песчаники залегают среди глин и алевролитов. Глубина залегания кровли нижнемеловых отложений изменяется от нуля в местах выхода на дневную поверхность до 1000—1500 *м* в наиболее погруженных частях Кызылкумского и Приташкентского артезианских бассейнов. Воды большей частью напорные, и пьезометрические уровни их устанавливаются от +1,8 *м* на Джусалинском поднятии до +50 *м* в Приташкентских Чулях. Суммарная мощность водосодержащих пород увеличивается по мере удаления от гор к центральным частям отдельных артезианских бассейнов. В этом же направлении происходит увеличение минерализации и уменьшение водообильности пород. Водообильность нижнемелового комплекса неравномерная. Дебиты скважин на Джусалинском поднятии не превышают 1,0 *л/сек,* а в районе Приташкентских Чулей они достигают 40 *л/сек* при самоизливе.

Воды комплекса соленые, солоноватые и пресные. Пресные и слабо солоноватые распространены вблизи областей питания. В Центральной части Приташкентских Чулей, на Джусалинском поднятии, а также около поселка Сары-Агач и в глубоких частях впадин отмечается увеличение минерализации подземных вод до 3—10 *г/л,* что связано с затрудненными условиями их движения и разгрузки, влиянием вод палеозойских пород, имеющих минерализацию более 10 *г/л* (район г. Кзыл-Орды). По химическому составу воды нижнемелового комплекса хлоридно-сульфатные натриевые, реже хлоридные натриевые:

$$M_{1,5}\frac{SO_4\,47\ Cl\,39\ HCO_3\,14}{(Na+K)\,53\ Ca\,27\ Mg\,20};\quad M_{10,4}\frac{SO_4\,67\ Cl\,33}{(Na+K)\,80\ Ca\,20}.$$

В водах, вскрытых небольшим числом скважин нефтеразведки, определены микрокомпоненты (*мг/л*): фтор 14, йод 0,04, кремневая кислота 28.

Питание подземных вод рассматриваемого комплекса происходит за счет как атмосферных осадков в местах их выхода на поверхность, так и подтока трещинных вод палеозойских пород.

В районе курорта Сары-Агач и в Арысском артезианском бассейне на глубине более 1000 *м* встречены термальные воды с температурой 40—65° С гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатного кальциево-натриевого состава.

Нижнемеловой водоносный комплекс имеет ограниченное применение для водоснабжения населенных пунктов и животноводческих ферм и должен широко использоваться в теплофикационных целях. Кроме того, воды комплекса обладают бальнеологическими свойствами и на курорте Сары-Агач используются в лечебных целях.

Водоносный комплекс юрских отложений (I) имеет весьма ограниченное распространение. Выходы юрских отложений отмечены только в долине р. Ленгер. На остальной территории они залегают лишь в самых глубоких частях Кызылкумской, Арысской и Восточно-Приаральской впадин (данные геофизических методов разведки) и в гидрогеологическом отношении охарактеризованы крайне недостаточно. Исходя из общих геологических и структурных особенностей, можно предположить наличие в глубоколежащих юрских породах сильно минерализованных вод. Неглубоко залегающий водоносный комплекс юрских отложений может быть охарактеризован по данным скважин. По литологическому составу это преимущественно песчаники, галечники, конгломераты, переслаивающиеся с глинами и алевролитами. Мощность обводненных прослоев изменяется от 5 до 25 *м*. На участках выходов юрских отложений на поверхность мощность зоны активной трещиноватости не превышает 35—60 *м*. Горизонт слабо водообильный. Дебиты скважин варьируют в пределах от 0,2 до 1 *л/сек*. По качеству воды пресные с минерализацией не более 1 *г/л*.

В районе месторождений Ленгер и Кельтемашат установлено наличие самоизливающихся вод. Пьезометрические уровни установились на 3,5—14 *м* выше поверхности земли. Дебиты скважин на самоизливе составили 0,2—8,0 *л/сек*. Минерализация подземных вод 0,6—1,2 *г/л*, химический состав их сульфатный натриевый и гидрокарбонатно-сульфатный натриевый:

$$M_{0,66}\,\frac{SO_4\,67\ Cl\,17\ HCO_3\,15}{(Na+K)\,70\ Ca\,16\ Mg\,14}.$$

В Кызылкумском артезианском бассейне водоносный горизонт юрских отложений вскрыт лишь одной скважиной в интервале глубин 1396—1411 *м* и приурочен к фиолетово-красным трещиноватым песчаникам. Дебит скважины на самоизливе 0,5 *л/сек*. Воды соленые, с минерализацией 10,2 *г/л*, по химическому составу хлоридные кальциевые.

Питание юрского водоносного горизонта осуществляется в основном за счет подтока воды из палеозойских пород по зонам тектонических нарушений.

Подземные воды описываемого водоносного горизонта в местах его выхода на поверхность могут быть использованы для питьевого водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий.

Подземные воды палеозойских пород фундамента (Pz). Палеозойские породы в пределах Сырдарьинской системы артезианских бассейнов выходят на дневную поверхность только в горах Казы-Курт. На остальной территории они постепенно погружаются от подножий хребтов Каратау, Угамского и Таласского Алатау к центральным частям впадин.

Водовмещающими породами являются трещиноватые известняки с небольшими карстовыми пустотами, доломиты, туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты, песчаники и конгломераты.

Трещинные воды, содержащиеся в палеозойских отложениях в предгорьях, имеют грунтовый характер. Глубина залегания подземных вод палеозойских пород увеличивается от 20—50 *м* в предгорьях до 1000 *м* и более в центре впадины.

Водообильность пород различная и зависит от степени раздробленности их, закарстованности и выветрелости. Трещиноватость и закарстованность с глубины 200 *м* уменьшаются, трещины зоны выветривания почти полностью исчезают, поэтому водообильность пород резко сокращается. Наиболее обводнены палеозойские породы на участках близкого их залегания к дневной поверхности, где скважины дают самоизлив до 70 *л/сек*. В впадинах сильно обводненные породы вскрываются только в зонах разломов, а на остальных участках они практически безводные (скважина в г. Чимкенте) или слабо обводнены (скважина в г. Кзыл-Орде).

Воды палеозойских пород вблизи областей питания пресные (до 0,5 *г/л*). В направлении от областей питания (полоса предгорий) к области их транзита и разгрузки (центр впадин) отмечается постепенное увеличение минерализации. В зонах тектонических нарушений минерализация увеличивается в меньшей степени, так как это участки с более благоприятными условиями движения и разгрузки вод в вышерасположенные водоносные горизонты. В целом воды палеозойских пород во впадинах имеют повышенную минерализацию, достигающую 12 *г/л*. По химическому составу пресные подземные воды относятся в основном к гидрокарбонатным кальциевым, а соленые — к хлоридно-сульфатным:

$$M_{0,35}\,\frac{HCO_3\,86\ SO_4\,12\ Cl\,2}{Ca\,75\,(Na+K)\,16\ Mg\,9}\ ;\quad M_{11,75}\,\frac{SO_4\,55\ Cl\,43\ HCO_3\,12}{(Na+K)\,79\ Ca\,15\ Mg\,6}\ .$$

Температура воды в верхних горизонтах 12—14°, а в зонах глубокой циркуляции она может достигать 60—80° С.

Питание трещинных вод палеозойских пород в предгорьях происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и фильтрации поверхностных вод в толщи известняков в местах пересечения речной сетью.

Воды описываемого водоносного горизонта используются местным населением для водопоя скота. В предгорной полосе они могут быть рекомендованы для централизованного водоснабжения.

* *
*

Характерной особенностью Сырдарьинской системы артезианских бассейнов является наличие двух основных гидрогеологических этажей, разделенных региональным водоупором эоценовых глин. В верхнем гидрогеологическом этаже широко развиты грунтовые воды с подчиненным значением связанных с ними межпластовых слабо напорных вод. Нижний этаж характеризуется преимущественным распространением напорных вод.

Грунтовые воды приурочены в основном к отложениям четвертичного возраста. На формирование химического состава их оказывают влияние: минерализация и состав воды, поступающей в водоносный пласт, рельеф местности, засоленность грунтов и гранулометрический состав пород, глубина уровня воды от поверхности земли.

Химическими анализами выпадающих атмосферных осадков установлены их сложный состав и сравнительно высокая минерализация.

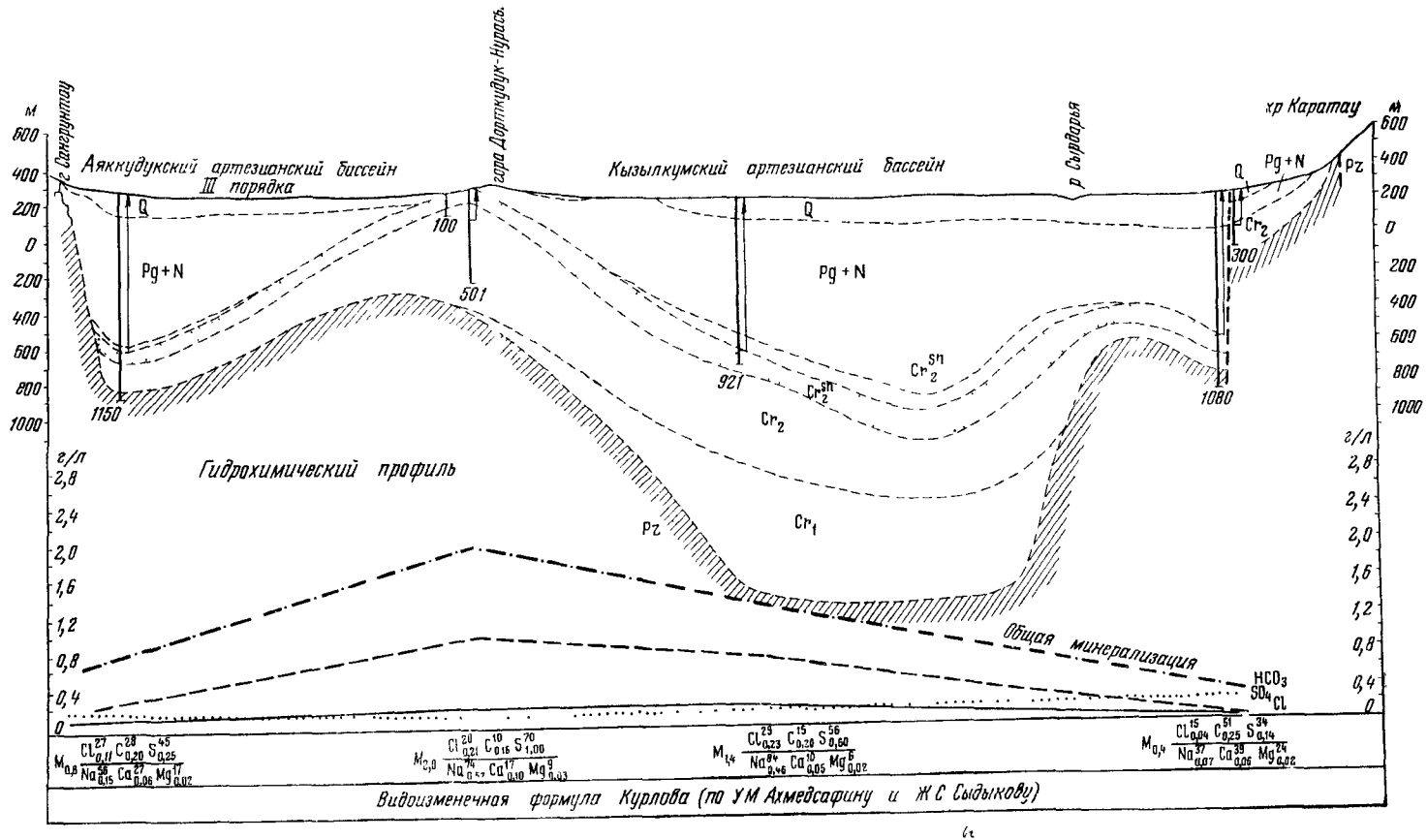



**Рис. 21. Схематический гидрогеологический разрез и гидрохимический профиль по линии г. Туркестан—гора Сангрунтау (составил В. И. Дмитровский)**

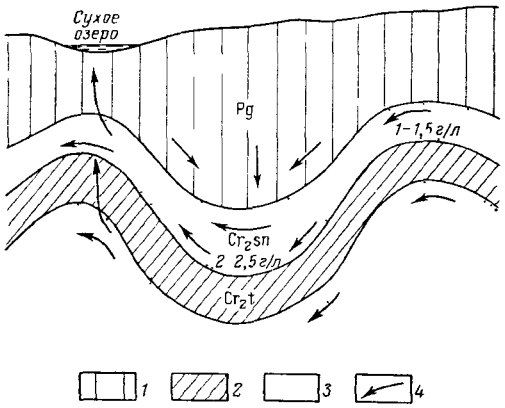



**Рис 22. Схема осиовных направлеиий движения подземных вод (составил В И. Дмитровский)**

*1* — спорадическое распространение соленых вод в глинистой толще палеогена, *2* — слабосолоноватые воды в песчаных отложениях сенона, *3* — слабосолоноватые воды в переслаивающихся песках и глинах турона Стрелки указывают основные направления движения подземных вод

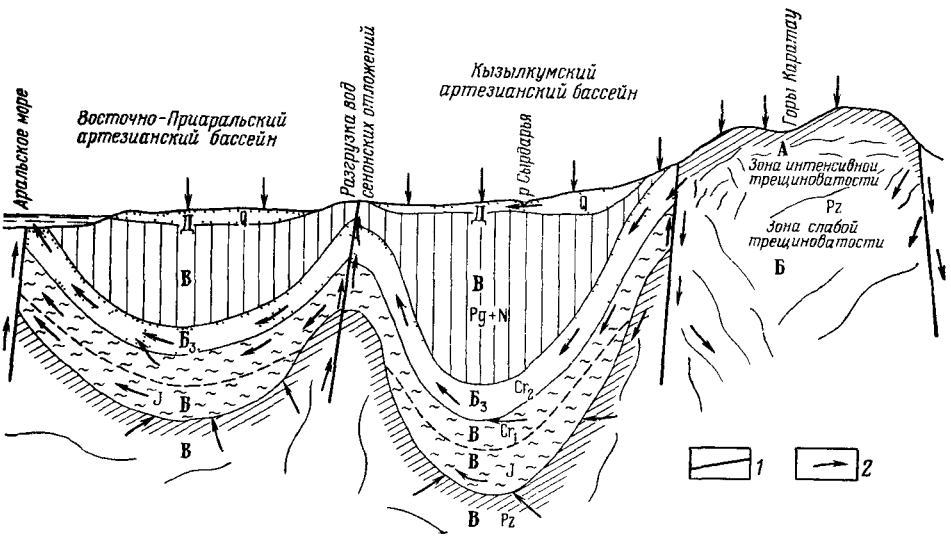



**Рис. 23 Схематический гидрохимический разрез (составил В. И. Дмитровский)**

*А* — зона пресных (до 1 *г/л*) гидрокарбонатно-кальциевых вод в интенсивно трещиноватых породах палеозоя, *Б* — зона солоноватых (до 10 *г/л*) хлоридно-сульфатных натриевых вод в слаботрещиноватых породах палеозоя, *Б3* — подзона (до 3 *г/л*) в песчаных отложениях верхнего мела, *В* — зона соленых (до 50 *г/л*) хлоридно сульфатных натриевых и хлоридных натриевых вод в слаботрещиноватых породах фундамента впадин, в песчано-глинистой толще нижнего мела и юры и в существенно глинистых отложеннях палеоген неогена, *Д* — зона различной минерализации и пестрого химического состава вод в песчаных отложениях четвертичного возраста *1* — крупные глубинные разломы *2* — предполагаемые направления движения подземных вод

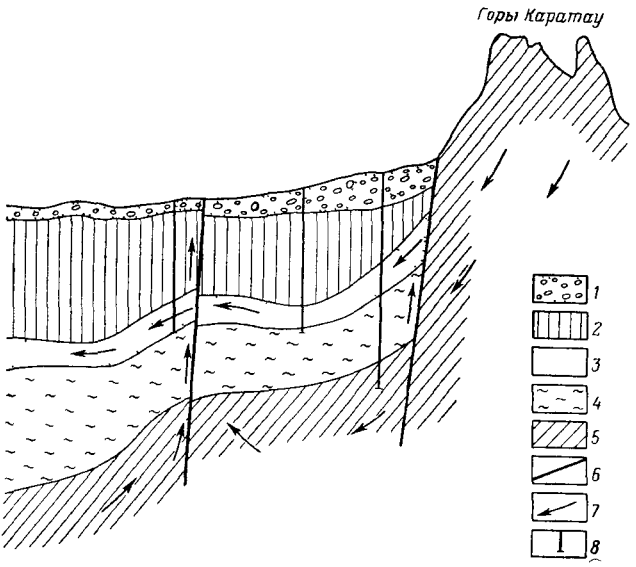



**Рис. 24. Схема образоваиия минеральиых вод в Кызылкумах (составил В И Дмитровский)**

*1* — водоносный горизонт четвертичных отложений *2* — водоупорные неоген-палеогеновые глины, *3* — водоносный горизонт сенонскнх отложений, *4* — водоносный комплекс меловых и юрских отложений, *5* — трещиноватые воды палеозойских пород, *6* — линии тектоническнх разломов, *7* — основные направления движения подземных вод *8* — скважины

В отдельные периоды для района Аральска общая минерализация дождевых осадков достигает 0,6 *г/л*, а в горах Каратау она не превышает 0,2 *г/л*. Следует отметить постепенное уменьшение минерализации воды атмосферных осадков от Аральского моря к горным сооружениям. Это до некоторой степени влияет и на минерализацию воды водоносных горизонтов, получающих питание за счет инфильтрации атмосферных осадков. Кроме атмосферных осадков, питание отдельных водоносных горизонтов осуществляется за счет поверхностных вод, рек, каналов и озер. Так, грунтовые воды современных аллювиальных отложений основное питание получают из речной сети, поэтому минерализация и состав подземных и поверхностных вод идентичны. Однако по мере удаления от источника питания происходит постепенное увеличение минерализации грунтовых вод.

Рельеф поверхности Сырдарьинской системы артезианских бассейнов равнинный, но большая часть территории занята песчаными буграми и грядами, а также замкнутыми впадинами (озерного типа), вытянутыми вдоль речной сети. Как показывает анализ фактического материала, к пониженным приречным участкам приурочены пресные грунтовые воды, формирующиеся в связи с ежегодным их затоплением паводковыми водами и интенсивной инфильтрацией поверхностных вод, имеющих низкую минерализацию. На возвышенных участках распространены солоноватые или соленые воды. Совершенно другой гидрохимический тип имеют грунтовые воды морских отложений, в которых пресные воды вскрываются только на ограниченных участках в прибрежных валах, где слабо сказывается или совершенно не сказывается влияние соленых вод Аральского моря. В пониженных участках грунтовые воды находятся в тесной гидравлической связи с поверхностной водой Аральского моря и всюду они соленые. При этом минерализация грунтовых вод в большинстве случаев превышает минерализацию воды озера, нередко достигая 30—50 *г/л* и более, что при близком залегании уровня грунтовых вод связано с процессами континентального засоления.

Напорные воды имеют несколько иные условия формирования. Сырдарьинская система артезианских бассейнов состоит из четырех взаимосвязанных бассейнов с самостоятельными областями питания, движения и разгрузки. Так, Кызылкумский артезианский бассейн имеет основную область питания в горах Каратау, а Восточно-Приаральский — в горах Букантау и Тамдытау. Основная разгрузка воды первого бассейна происходит в р. Сырдарью, а второго — в Аральское море. Наиболее перспективным в пределах Сырдарьинской системы является водоносный комплекс верхнемеловых отложений, минерализация вод которого в каждом бассейне изменяется от 0,4—1 *г/л* в области питания до 2 *г/л* иногда более в области разгрузки (рис. 21).

В целом для напорных вод описываемого гидрогеологического района является характерным: постепенное увеличение минерализации воды от области питания к области разгрузки и от сводовых частей складок к наиболее погруженным (рис. 22), наличие обращенной вертикальной зональности (рис. 23), увеличение температуры воды на 10—15° С на участках, примыкающих к глубинным тектоническим разломам (рис. 19), смешение вод меловых отложений с водами палеозойских пород (рис. 24), формирование сравнительно однотипных вод гидрокарбонатного кальциевого состава в областях питания и сульфатно-хлоридных или хлоридно-сульфатных натриевых — на участках транзита и разгрузки.

*Глава седьмая*

# ЧУ-САРЫСУЙСКАЯ СИСТЕМА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов расположена к югу от Киргизского и Таласского Алатау, между хребтами Каратау, горами Кендыктас, Чу-Илийскими и юго-западной окраиной Центрально-Казахстанской складчатой области. На западе она примыкает к Кызылкумскому и Мынбулакскому артезианским бассейнам. Административно территория относится к Джамбульской, Чимкентской и Кзыл-Ординской областям.

Поверхность ее имеет сложное строение. На севере располагается платообразная равнина Бетпак-Дала, резким уступом высотой до 50 *м* обрывающаяся к долинам рек Чу и Сарысу. Абсолютные отметки плато изменяются в пределах 130—300 *м*. В краевых частях плато на востоке имеются палеозойские останцы — Кутантас, Кокчетау и др.

На западе Чу-Сарысуйской системы артезианских бассейнов располагается котловина оз. Арыс, имеющая самые низкие абсолютные отметки (60 *м*) этой части района. С запада котловина окаймлена песчаным массивом Арыскум. У подножия хребтов прослеживается широкой полосой предгорная наклонная равнина, изрезанная долинами многочисленных горных речек и ручьев, стекающих с их склонов. Остальная часть территории занята плоскими аллювиальными равнинами рек Сарысу, Чу-Таласа и Ассы. В междуречье Чу и Таласа, на наиболее высоких террасах этих рек, развиты бугристые и бугристо-грядовые пески (песчаный массив Муюнкум) с относительным превышением от 5—18 до 60 *м*. На равнину своими средними и нижними течениями входят реки Чу, Сарысу, Талас и Асса. Значение этих рек для пустынной области огромно. При выходе с гор реки имеют довольно значительные среднегодовые расходы — от 1,0 *м*$^3$/*сек* (р. Курагаты) до 70 *м*$^3$/*сек* (р. Чу у Ташуткуля); на равнине они широко используются на орошение. Питая в паводковый период грунтовые воды, реки в остальное время года их дренируют. Потери на фильтрацию в грунтовые воды из р. Чу от Ташуткульского створа до пос. Фурмановка в марте составляют около 8 *м*$^3$/*сек*, а из р. Талас 4—5 *м*$^3$/*сек*. По отдельным рекам (р. Курагаты) потери поверхностных вод на питание подземных вод невелики и составляют несколько десятков литров в секунду (Ахмедсафин, 1951), а воды р. Сарысу участвуют в питании подземных вод только в период весеннего половодья. Вода в ее русле сохраняется в летний период лишь в плёсах, где она сильно засоляется.

Территория гидрогеологического района входит в зону засушливых пустынь и полупустынь с малым количеством атмосферных осадков и большими величинами испаряемости. В районе Бетпак-Далы в низовьях рек Чу, Сарысу и в западной части песков Муюнкум выпадает немногим более 100 *мм* осадков. По мере приближения к горам количество осадков увеличивается до 250—350 *мм*. Из общего количества выпадающих атмосферных осадков на питание подземных вод идет до 30—45%,

в основном весенне-осенних. Величина испаряемости в несколько раз превышает количество атмосферных осадков и достигает 700—1260 *мм* в год.

Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов приурочена к огромной депрессии, толщи пород в которой образуют два структурных этажа. Нижний этаж сложен сильно дислоцированными палеозойскими породами различного возраста, перекрытыми толщей мезо-кайнозойских отложений мощностью до 2500 *м*, составляющих верхний структурный этаж. Неровностями (валами и выступами) палеозойского фундамента депрессия разделена на ряд впадин, к которым приурочены три взаимосвязанных артезианских бассейна второго порядка: Сарысуйский, Западно-Чуйский и Восточно-Чуйский. Связь между артезианскими бассейнами осуществляется на пониженных участках поднятий путем перелива воды из бассейнов, имеющих относительно высокое положение уровня подземных вод и большие напоры, в бассейны с более низкими пьезометрическими уровнями.

Физико-географические условия территории артезианских бассейнов и их геологоструктурные особенности создают весьма благоприятную обстановку для формирования здесь различных типов подземных вод.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных-современных аллювиальных отложений ($alQ_{III-IV}$) развит в пределах пойм, первых и вторых надпойменных террас рек Чу, Таласа, Ассы, Сарысу и Курагаты.

Литологический состав водовмещающих пород не выдержан ни по простиранию, ни на глубину. В низовьях рек грунтовые воды приурочены к супесям, суглинкам и реже к глинистым пескам (Гуляевские, Камкалинские и Учаральские разливы), сменяющимся вверх по долинам песками, а еще выше в песках появляются включения гальки и гравия. В долине р. Талас, в районе пос. Михайловки, водовмещающие породы представлены гравийно-галечными отложениями и гравийными песками с прослоями галечного материала.

Мощность водоносного горизонта изменяется в широких пределах— от одного до нескольких десятков метров. Максимальная мощность отмечена в районе пос. Фурмановки (48 *м*), к северу от пос. Михайловки (63 *м*) и в районе г. Джамбула (90—100 *м*). Глубина залегания зеркала грунтовых вод изменяется по мере удаления от русел рек от 1,3—5 до 10—20 *м*. В пониженных местах рельефа грунтовые воды выходят на дневную поверхность, образуя большие заболоченные площади, ширина которых в районах разливов достигает 15—20 *км*. Водообильность современных аллювиальных отложений зависит от механического состава водовмещающих пород и изменяется вниз по долинам рек. В верхних частях долин, где водовмещающие породы представлены хорошо отмытыми песчаными и гравийно-галечными отложениями с коэффициентами фильтрации от 5—20 до 70—100 *м/сутки*, преобладают удельные дебиты водопунктов от 0,1 до 0,5 *л/сек*, иногда величина их достигает 16 *л/сек*, а расходы родников изменяются от 2 до 43,5 *л/сек*. В районе г. Джамбула дебит скважин в этих отложениях составил 17,1 *л/сек* при понижении на 1,45 *м*. В низовьях рек скважины, вскрывшие грунтовые воды, приуроченные к супесям, суглинкам, реже глинистым пескам с коэффициентом фильтрации 2—4 *м/сутки*, имеют удельные дебиты 0,6—0,01 *л/сек*. Минерализация вод в верхних частях долин и в прирусловых участках не превышает 1,0 *г/л*, что связано с большими уклонами и питанием за счет паводковых вод рек и атмосферных осадков. Воды имеют сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав:

$$M_{0,3}\ \frac{HCO_3\,67\ SO_4\,25\ Cl\,4}{Ca\,53\ Mg\,31\ (Na+K)\,15}.$$

Вниз по долинам рек минерализация повышается до 1—3 *г/л* и воды приобретают гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый состав:

$$M_{1,3}\ \frac{SO_4\,51\ HCO_3\,39\ Cl\,10}{(Na+K)\,63\ Ca\,28\ Mg\,9}.$$

В районе пос. Фурмановка в низовьях рек Чу и Сарысу на участках неглубокого залегания грунтовые воды вследствие интенсивного испарения, имеют высокую минерализацию — до 20—60 *г/л,* редко более, а состав изменяется от хлоридно-сульфатных до хлоридных:

$$M_{27}\ \frac{SO_4\,50\ Cl\,49}{(Na+K)\,65\ Mg\,28\ Ca\,7};\qquad M_{51}\ \frac{Cl\,78\ HCO_3\,20}{(Na+K)\,65\ Mg\,31}.$$

Получая питание за счет паводковых вод рек и атмосферных осадков весеннего периода, грунтовые воды в этот период имеют высокие уровни и минимальные значения минерализации, в остальное время горизонт расходует свои запасы на испарение и выклинивание; соответственно понижаются уровни, воды засолоняются. Среднегодовая амплитуда колебания уровня в районе ст. Чу и г. Джамбула составляет 1,2 *м.*

Водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений имеет значительные запасы пресных подземных вод. На базе этих вод организовано централизованное водоснабжение крупных городов и районных центров.

Водоносный горизонт среднечетвертичных аллювиальных, а также среднечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных-современных эоловых отложений ($alQ_{II}$; $alQ_{II}+eolQ_{III-IV}$) приурочен к толщам, слагающим третьи надпойменные террасы рек Чу и Таласа. На участках, где аллювиальные отложения перекрыты эоловыми песками, из-за отсутствия между ними разделяющего водоупора они содержат единый гидравлически связанный горизонт грунтовых вод. Водовмещающими породами служат хорошо отсортированные отмытые мелко- и среднезернистые аллювиальные и тонкозернистые пылеватые эоловые пески. В песках встречаются маломощные прослои и линзы супесей и суглинков, количество которых увеличивается в северо-западном направлении. Мощность водоносного горизонта постепенно возрастает с северо-запада на юго-восток от 1—24 до 186 *м,* на правобережье р. Талас составляет 21—30 *м.*

Водообильность аллювиальных отложений тесно связана с механическим составом водовмещающих пород. Коэффициенты фильтрации среднезернистых песков с незначительным содержанием пылеватых частиц достигают 10—30 *м/сутки,* а мелкозернистых и тонкозернистых песков со значительным содержанием пылеватых частиц уменьшаются до 1,0—4,9 *м/сутки,* удельные дебиты скважин соответственно уменьшаются от 4 до 0,01 *л/сек.*

Глубина залегания грунтовых вод изменяется от 1—3 до 5—10 *м* в межбугристых понижениях до 20—40 *м* под песчаными буграми. В период высокого положения уровня грунтовые воды местами выходят на поверхность, образуя озера довольно значительных размеров (оз. Майкудук, Астаукуль и др.) с пресной водой, имеющей болотный запах. Водоупором водоносного горизонта являются глины палеогена или неогена.

Минерализация грунтовых вод изменяется с юго-востока на северо-запад. В юго-восточной части террасы, являющейся зоной интенсивного подпитывания водоносного горизонта поверхностными водами р. Талас

и подземными водами, поступающими с предгорий Киргизского хребта, распространены пресные воды с минерализацией 0,3—0,8 *г/л*, с сульфатно-гидрокарбонатного, натриево-кальциевого состава:

$$M_{0,8}\,\frac{HCO_3\,48\ SO_4\,44\ Cl\,8}{Ca\,52\ (Na+K)\,43\ Mg\,5}.$$

На остальной территории минерализация вод увеличивается до 1—3 *г/л* и состав их становится сульфатным натриевым. В низовьях р. Талас и на левобережье Чу вскрываются хлоридные натриевые воды с минерализацией 50 *г/л* и более.

Грунтовые воды в песках Арыскум залегают на глубине 10—16 *м*, лишь в глубоких межгрядовых котловинах и местами на периферии песчаного массива уровни их приближаются к дневной поверхности. Мощность водоносного горизонта достигает 30 *м*. Водоупором служат палеогеновые глины. Дебиты скважин здесь не превышают 0,1 *л/сек* при понижении на 2—5 *м*. Общая минерализация вод до 3 *г/л*, преобладает хлоридный натриевый состав.

Воды песков за редким исключением пригодны для сельскохозяйственного водоснабжения. В настоящее время они эксплуатируются с помощью несложных каптажных сооружений (колодцев, мелких скважин) для питьевого водоснабжения мелких полевых станов и отгонного животноводства.

Водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (alpQII–III) распространен в пределах предгорно-наклонной равнины. Он представлен довольно мощным подземным потоком со стороны Киргизского хребта, менее мощным от гор Кендыктас и относительно слабым от Чу-Илийских гор; эти подземные потоки движутся к наиболее пониженным частям депрессии (рис. 25). У Чу-Илийских гор местами водоносны также аллювиально-делювиальные, делювиально-пролювиальные и элювиально-делювиальные щебнисто-дресвяные суглинки и супеси. Воды их имеют в районе подчиненное значение и поэтому отдельно не рассматриваются.

Общая мощность аллювиально-пролювиальных отложений у Киргизского хребта достигает 300 *м*, к северу она уменьшается до нескольких десятков метров. Водосодержащие породы вдоль предгорий представлены валунно-галечниковыми отложениями и галечниками, сменяющимися по мере удалеиия от гор галечниками с прослоями и линзами песков, супесей, суглинков мощностью до 2—6 *м* и более.

В распределении глубин залегания водоносного горизонта наблюдается четко выраженная закономерность, отражающая местную зональность гидрогеологических условий. В верхней части предгорного шлейфа конусов выноса, в зоне питания грунтовых вод, глубина залегания подземных вод достигает 80—100 *м* и более. По мере удаления от подножия горных склонов она постепенно уменьшается и в периферической части конусов выноса составляет 5,0 *м*. Полоса с близким залеганием грунтовых вод имеет ширину 3—5 *км* и прослеживается на расстояние около 50 *км* вдоль дороги Фрунзе—Джамбул. На этом участке вследствие резкой смены литологического состава пород грунтовые воды по пути своего движения встречают подпор и частично выклиниваются в виде заболоченности и линейных выходов одиночных и групповых родников. За зоной выклинивания следует зона погружения грунтовых вод на глубину от 3—10 до 60 *м*. Грунтовые воды вскрываются здесь в песках и реже в галечниках.

Минерализация и химический состав грунтовых вод изменяются в направлении от подножия горных склонов к центральным частям деп-

рессии. В верхней части предгорного шлейфа и в зоне выклинивания воды пресные — минерализация их 0,2—0,8 *г/л*, состав гидрокарбонатный кальциевый, а в зоне погружения они становятся гидрокарбонатно-сульфатными магниево-кальциево-натриевыми, с минерализацией 2—3 *г/л* и более.

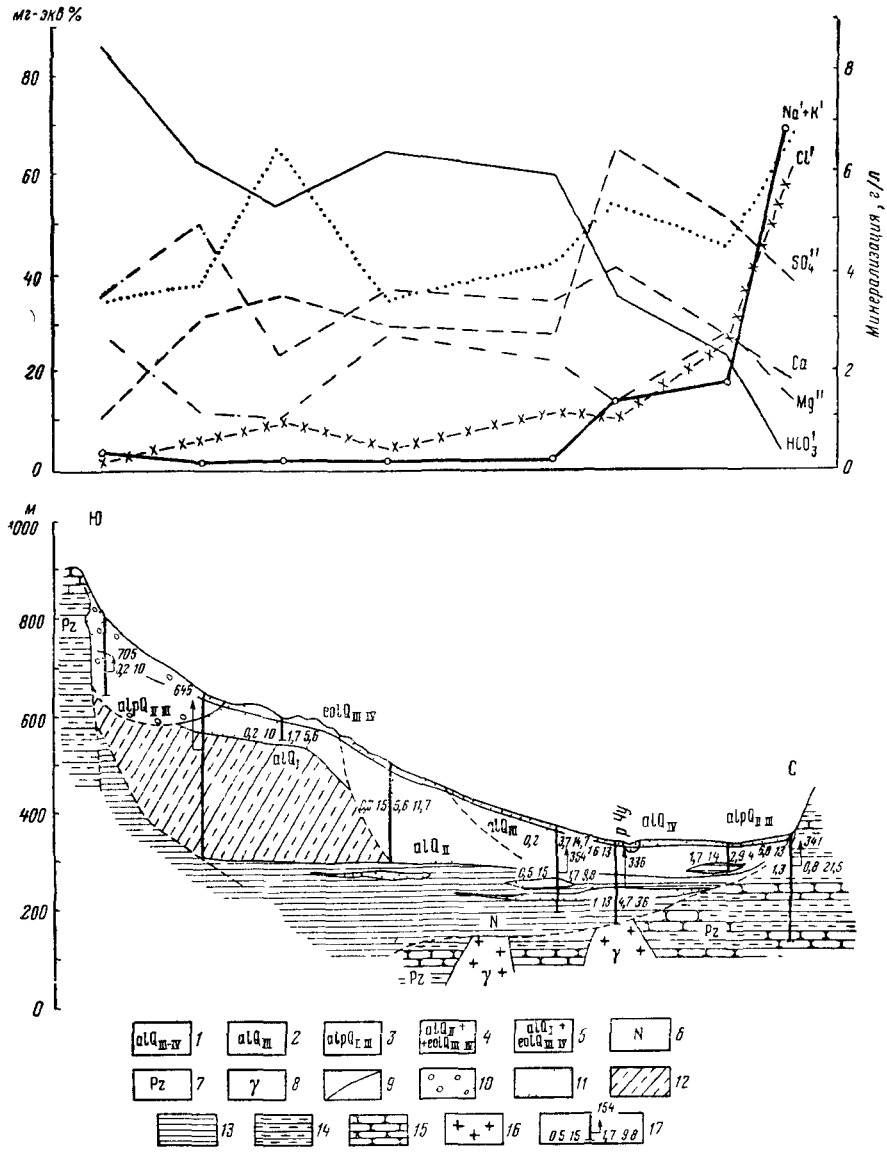



**Рис. 25. Схематический гидрогеологический разрез от Киргизского хребта до предгорий Чу-Илийских гор (составила И. Б. Даденкова)**

*1* — водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений, *2* — водоносный горизонт верхнечетвертичных аллювиальных отложений; *3* — водоносный горизонт средне- и верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений; *4* — водоносный горизонт средечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их эоловых отложений; *5* — водоносный горизонт нижнечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их отложений; *6* — подземные воды споранического распространения в неогеновых отложениях; *7* — подземные воды палеозойскнх пород, *8* — подземные воды интрузивных пород; *9* — уровень грунтовых вод, *10* — пескн с гравнем и галькой, *11* — пескн; *12* — переслаиванне супесей н суглнников; *13* — глины, *14* — сланцы; *15* — песчаникн, *16* — гранпты, *17* — скважины цнфры у стрелкн — абсолютная отметка пьезометрического уровня воды (*м*), слева — минерализацня воды (*г/л*) и температура, °С, справа — дебнт (*л/сек*) и поинжение (*м*)

$$M_{0,2+0,8}\frac{HCO_3\,58{-}80\ SO_4\,12{-}31\ Cl\,8{-}10}{Ca\,57{-}71\ Mg\,16{-}24\ (Na{+}K)\,13{-}19};\qquad M_{3,0}\frac{SO_4\,62\ HCO_3\,26\ Cl\,12}{(Na{+}K)\,40\ Ca\,38\ Mg\,22}.$$

Производительность скважин, вскрывающих аллювиально-пролювиальные отложения, колеблется от 0,1 до 30 *л/сек.* Расходы родников изменяются в пределах 0,1—0,5 *л/сек.* Питание водоносного горизонта происходит за счет подземного подтока трещинных вод со стороны Киргизского хребта, Чу-Илийских и Кендыктасских гор в контактирующие с ними рыхлые отложения конусов выноса, за счет фильтрации вод поверхностных водотоков, стекающих со склонов этих же гор, а также инфильтрации атмосферных осадков.

Подземные воды предгорной равнины Чу-Илийских гор могут быть использованы для сельскохозяйственного водоснабжения и обводнения пастбищ, а на предгорной равнине Киргизского хребта — для орошения полей, обводнения пастбищ и водоснабжения населенных пунктов.

Водоносный горизонт нижнечетвертичных аллювиальных, а также перекрывающих их верхнечетвертичных — современных эоловых отложений ($alQ_I$ + $+eolQ_{III-IV}$) приурочен к отложениям четвертой террасе рек Чу и Талас, занимающей два небольших участка на юго-востоке и северо-западе песчаного массива Муюнкум. Водовмещающими породами являются преимущественно мелкозернистые желтовато-серые и серые пески с включением конкреций песчаников. Местами отложения слабо глинистые и содержат прослойки супесей и суглинков. Мощность обводненных пород в пределах отдельных участков уменьшается с юго-востока на северо-запад от 100 до 25—40 *м.* Глубина залегания подземных вод в межбугристых понижениях на северо-западном участке равна 35—70 *м,* а на юго-восточном — изменяется от 7 до 100 *м.* Подстилают водоносный горизонт глины и глинистые пески неогенового и палеогенового возраста.

Водообильность песков изменяется от 0,1 до 2—4 *л/сек,* наиболее распространены удельные дебиты от 0,1 до 0,5 *л/сек.* На юго-восточном участке пески отличаются наибольшей промытостью и лучшей сортировкой материала, поэтому фильтрационные свойства и водообильность их значительно выше; коэффициенты фильтрации достигают 6—10 *м/сутки,* местами 20 *м/сутки,* в то время как на северо-западном участке пески более пылеватые и глинистые, коэффициенты фильтрации их не превышают 3 *м/сутки,* чаще 1—3 *м/сутки.*

Воды повсеместно слабо минерализованы. В восточной части террасы содержание сухого остатка находится в пределах 0,3—1 *г/л;* состав вод в основном гидрокарбонатный кальциевый. Иногда отмечаются довольно значительные содержания сульфатов и натрия, воды тогда приобретают сульфатно-гидрокарбонатный натриевый состав:

$$M_{0,24}\frac{HCO_3\,54\ SO_4\,36\ Cl\,10}{(Na{+}K)\,65\ Ca\,24\ Mg\,11}.$$

Минерализация грунтовых вод северо-западного участка террасы на значительной ее площади не превышает 1 *г/л* и только на пониженных участках, где вода имеет более замедленные условия движения, она достигает 2—2,5 *г/л.* Химический состав вод характеризуется следующими формулами:

$$M_{0,3}\frac{SO_4\,43\ HCO_3\,37\ Cl\,20}{Na\,35\ Ca\,34\ Mg\,31};\qquad M_{1,7}\frac{Cl\,60\ SO_4\,34\ HCO_3\,6}{Ca\,44\ Mg\,35\ (Na{+}K)\,21}.$$

Воды рассматриваемого горизонта пригодны для водоснабжения и водопоя скота.

Водоносный горизонт четвертичных делювиально-пролювиальных отложений (dplQ) прослеживается вдоль северо-восточных склонов хр. Каратау и приурочен к рыхлообломочным отложениям, развитым на предгорной равнине. Водоносный горизонт безнапорный, небольшой мощности. Глубина залегания уровня грунтовых вод составляет 3—10 *м*, иногда более. Водоносный горизонт содержит пресные гидрокарбонатные воды. В периферии конусов выноса грунтовые воды выклиниваются в понижениях рельефа, образуя заболоченные участки и родники с расходами от десятых долей литра в секунду до 1—12 *л/сек*. Качество вод зоны выклинивания и неглубокого залегания хорошее, в основном это пресные и слабосолоноватые воды с гидрокарбонатным кальциевым и гидрокарбонатно-сульфатным составом.

Водообильность пород изучена слабо. По данным откачек удельные дебиты находятся в пределах от сотых долей литра в секунду до 0,3 *л/сек*, родники имеют расходы 0,2—0,4 *л/сек*, редко более. Воды могут использоваться для водоснабжения небольших населенных пунктов и обводнения пастбищ.

Водоносный комплекс неогеновых отложений (N). Отложения неогенового возраста выходят на поверхность в районе оз. Арыс, в северо-восточных предгорьях Каратау и вдоль предгорий Киргизского хребта и Чу-Илийских гор. На одних участках они имеют более или менее значительную мощность и погружаются к центральным частям впадин под более молодые отложения, на других — сохранились в виде останцовых возвышений на размытой поверхности более древних пород. На участках погружения отложений неогена к ним приурочено от одного до трех гидравлически связанных водоносных горизонтов мощностью от 2 до 30 *м*, в долине р. Талас до 110 *м*. Водовмещающие породы представлены гравийно-галечниковыми отложениями, песками разнозернистыми, редко песчаниками. Благодаря наличию в них водоупорных суглинистых и глинистых прослоев подземные воды повсеместно обладают напором. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 1—20 *м* ниже поверхности земли. В долине р. Курагаты воды неогеновых отложений самоизливаются. Глубина залегания подземных вод составляет 40—170 *м*.

Водообильность пород тесно связана с их литологическим составом. Дебиты скважин, вскрывающих гравийно-галечниковые отложения в долинах рек Таласа и Ассы, составляют 14,3—18,3 *л/сек* при понижениях 2,2—6,8 *м*; в предгорьях Киргизского хребта дебиты отдельных скважин на самоизливе достигают 30 *л/сек*. Значительной водообильностью характеризуются и слабосцементированные известковистые карстующиеся песчаники. Так, в районе сел Каракемир и Асса при откачках из скважин были получены дебиты до 10—15 *л/сек* при понижениях уровня 5—8 *м*. На площади песчаного массива Муюнкум, в предгорьях Кендыктасских и Чу-Илийских гор, где водоносные породы представлены песками, дебиты скважин не превышают 0,3—4,2 *л/сек* при понижениях уровня на 6—35 *м*.

На участках, где неогеновые отложения слагают поверхность возвышенных, хорошо сдренированных плато, воды распространены спорадически. Восточнее и южнее оз. Арыс они залегают в невыдержанных по простиранию и мощности прослоях грубозернистых гравелистых песков, переслаивающихся с глинами. Водоупором служат зеленые и красные глины палеогена. Мощность водосодержащих пород изменяется от 0,5 до 10 *м*. Воды вскрываются на глубине от 3 до 17 *м*. По немногочисленным данным откачек из колодцев и шурфов, дебиты их невелики вследствие глинистости состава водовмещающих пород и колеблются от

сотых долей литра в секунду до 1 *л/сек*. Воды по минерализации пестрые (от 1,2 до 19 *г/л*). Солевой состав их сульфатный натриево-кальциевый:

$$M_{3,8}\ \frac{SO_4\ 77\ Cl\ 19\ HCO_3\ 4}{Ca\ 48\ (Na+K)\ 45\ Mg\ 7}.$$

На северо-восточных склонах хр. Каратау неогеновые отложения слагают плоские увалы и представлены в основном конгломератами и песками. Грунтовые воды вскрываются колодцами в эрозионных врезах на незначительных глубинах.

В предгорьях Чу-Илийских гор подземные воды вскрываются в линзах и пропластках песков с гравием и галькой среди глин на глубине 2,5 *м* в пониженных участках и до 10—40 *м* на возвышенностях. Водообильность не изучена. Условия питания и залегания определяют пестрый состав вод. На участках непосредственного питания за счет вод палеозойских пород воды пресные, в условиях затрудненного водообмена и питания воды засолоняются, минерализация их достигает 10 *г/л* и более и они приобретают сульфатно-натриевый и хлоридно-натриевый состав.

Хорошие условия питания на территориях, прилегающих к Киргизскому хребту и горам Кендыктас, обусловили развитие здесь ультрапресных вод (до 0,2 *г/л*) гидрокарбонатных вод; севернее концентрация солей увеличивается, воды становятся слабосолоноватыми с минерализацией 1,6—2,8 *г/л* и переходят в сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые. Местами областями питания являются участки выхода неогеновых пород на дневную поверхность, где выпадающие атмосферные осадки непосредственно инфильтруются в водоносный горизонт.

Грунтовые воды неогеновых отложений используются преимущественно летом для водопоя скота, напорные — для водоснабжения железнодорожных станций Татты, Чу, Эспе и др.

Воды спорадического распространения олигоценовых отложений ($Pg_3$). Олигоценовые отложения имеют повсеместное распространение. В Бетпак-Дале и в предгорьях хр. Каратау они выходят на дневную поверхность, а на остальной территории погружаются на разную глубину под более молодые отложения. Подстилаются олигоценовые отложения зелеными глинами верхнего эоцена и нижнего олигоцена.

Воды приурочены к линзам разнозернистых песков с редким гравием и мелкой галькой (см. рис. 25) мощностью 5—20 *м* и более.

Глубина залегания подземных вод в предгорьях находится в пределах от 0,7 до 20 *м*, реже до 36 *м* и более, увеличиваясь к осевым частям Чу-Сарысуйского артезианского бассейна до 230 *м*. Уровень устанавливается на глубине 1,5—48 *м* от поверхности земли. Единичными скважинами вскрываются самоизливающиеся воды с пьезометрическим уровнем до +13 *м*. Мощность водоносного горизонта изменяется в пределах от 2 до 50 *м*.

Минерализация вод пестрая, изменяется от 0,8 до 93 *г/л*. В Бетпак-Дале преобладают слабо солоноватые воды с плотным остатком 1—3 *г/л*, на правобережье р. Сарысу и у хр. Каратау — до 10 *г/л*. Состав вод хлоридно-сульфатный кальциево-натриевый и выражается следующими формулами:

$$M_{3,0}\ \frac{SO_4\ 65\ Cl\ 31}{(Na+K)\ 50\ Ca\ 31\ Mg\ 19};\qquad M_{1,8}\ \frac{Cl\ 45\ SO_4\ 45\ HCO_3\ 10}{(Na+K)\ 55\ Ca\ 27\ Mg\ 18}.$$

Водообильность пород обычно незначительная, удельные дебиты чаще от 0,01 до 0,3 *л/сек*, иногда встречаются до 0,6 *л/сек*. Коэффициен-

ты фильтрации варьируют в пределах от 2,5 до 15 *м/сутки*. К югу от Бетпак-Далы олигоценовые отложения погружаются под четвертичные образования, и подземные воды, содержащиеся в них, приобретают напор. Напорные воды изучены слабо, часто имеют повышенную минерализацию.

Подземные воды не имеют большого практического значения, местами могут использоваться для водоснабжения ферм отгонного животноводства.

Воды спорадического распространения эоценовых отложений ($Pg_2$) имеют незначительное развитие в пределах предгорной наклонной равнины северо-восточных склонов хр. Малого Каратау и на междуречье Таласа и Ассы. Водосодержащими породами являются прослои и линзы разнозернистых песков, песчаников и конгломератов мощностью 2—15 *м*, залегающие среди глин и аргиллитов. Воды залегают на глубине от 2 до 50 *м*. Водоупором для них являются аргиллитоподобные глины и соленосные отложения перми. Воды обычно хлоридно-сульфатные натриевые или сульфатные кальциево-натриевые. Примерный химический состав вод:

$$M_{2,1}\frac{SO_4\,74\ Cl\,22}{(Na+K)\,59\ Ca\,26\ Mg\,15};\quad M_{3,4}\frac{SO_4\,58\ Cl\,32\ HCO_3\,10}{(Na+K)\,66\ Mg\,21\ Ca\,13}.$$

Общая минерализация воды от 3 до 10 *г/л*. В целом эоценовые отложения слабо обводнены. Наибольшие дебиты скважин не превышают 2 *л/сек* при понижении уровня воды на 3 *м*. Основное питание подземных вод происходит путем инфильтрации атмосферных осадков.

Водоносный комплекс палеоцен-эоценовых отложений ($Pg_{1-2}$) широко распространен в Чу-Сарысуйской депрессии (рис. 26, 27, 28). Глубина залегания его изменяется от нескольких метров у северной границы площади его распространения, где он имеет свободную поверхность, до 300—600 *м* в юго-западной части (в Сузакской впадине), где он является напорным.

Водовмещающими породами являются прослои песков, рыхлых песчаников, алевролитов и алевритов, чередующиеся с прослоями и линзами глин различных цветов. Пески преимущественно мелко- и тонкозернистые, кварцевые и кварцево-слюдистые, хорошо отсортированные светло-серого и белого цветов, часто с желтоватым и зеленоватым оттенками. Отдельными скважинами, преимущественно в средней части разреза водоносного комплекса, вскрыты водоносные разнозернистые пески, иногда крупнозернистые до глинистых с прослоями мелких галечников. Мощность прослоев гравелисто-галечниковых отложений изменяется от 0,5 до 8,0 *м*.

Суммарная мощность водоносных прослоев изменяется от нескольких метров на севере и северо-востоке до нескольких десятков метров на юго-западе района — в Сузакской впадине. К западу и северо-западу суммарная мощность водоносных прослоев и их количество постепенно уменьшаются. На линии гора Даут (северо-западная оконечность хр. Каратау) — оз. Арыс-Карсакпай, где под мезо-кайнозойскими отложениями наблюдается повышение поверхности палеозойского фундамента, водоносные прослои палеоцен-эоценовых отложений выклиниваются.

Мощность отдельных водоносных прослоев изменяется от 1—2 до 20—40 *м* и возрастает также в юго-западном направлении. Изменяется и мощность разделяющих прослоев глин, которые на отдельных участках выклиниваются. Последнее обусловливает наличие во всех водопроницаемых прослоях палеоцен-эоценовых отложений гидравлически единого напорного водоносного горизонта. Однако гидравлическая связь между отдельными водоносными прослоями не везде одинаково тесная.

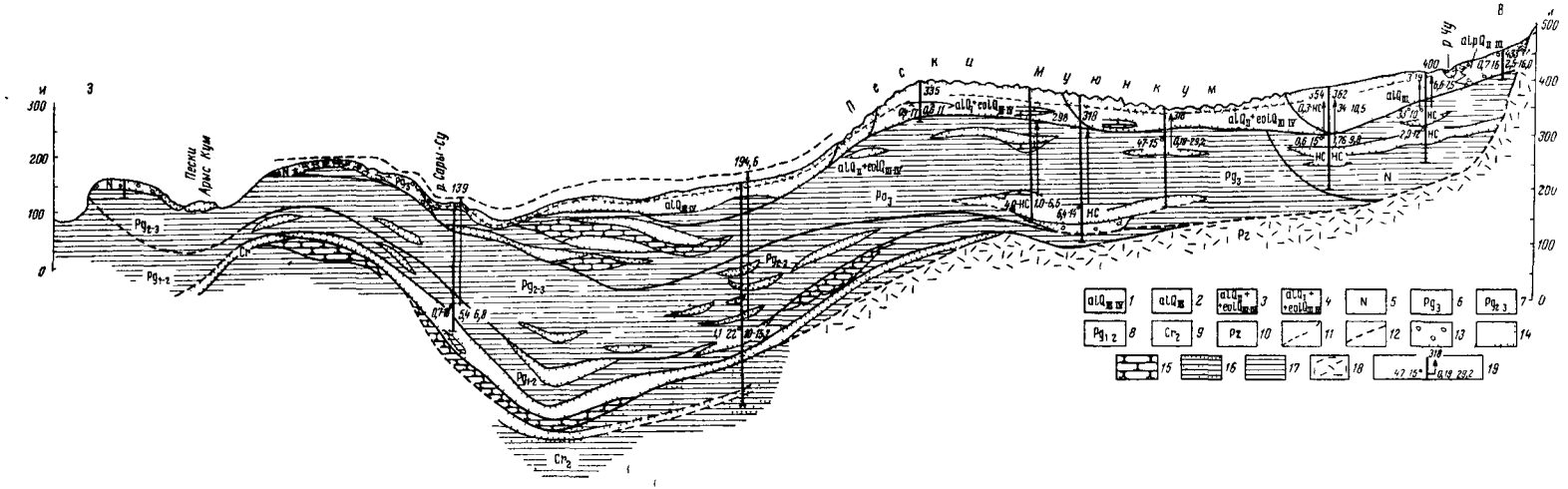



**Рис 26. Схематический гидрогеологический разрез вдоль Западно-Чуйского артезианского бассейна (составили Н. Ф. Федин, И. Б. Даденкова)**

*1* — водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений, *2* — то же, верхнечетвертичных аллювиальных отложений; *3* — то же, среднечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их эоловых отложений, *4* — то же, нижнечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их эоловых отложений; *5* — воды спорадического распространения неогеновых отложений, *6* — то же, олигоценовых отложений; *7* — то же, эоцен-олигоценовых отложений; *8* — водоносный комплекс палеоцен-эоценовых отложений; *9* — то же, верхнемеловых отложений, *10* — подземные воды палеозойских пород, *11* — уровень грунтовых вод, *12* — пьезометрический уровень подземных вод; *13* — пески с гравием; *14* — пески; *15* — песчанки; *16* — аргиллиты, алевролиты; *17* — глины; *18* — породы складчатого фундамента; *19* — скважины цифры у стрелки — абсолютная отметка пьезометрического уровня воды (*м*), слева — минерализация (*г/л*), температура воды (°С), справа — дебит (*л/сек*) и понижение (*м*).

Это обстоятельство и различие водопроницаемости водоносных отложений на различных участках ведет к формированию в них вод с различной степенью минерализации и местным повышениям или понижениям абсолютных отметок пьезометрической поверхности. Наличие участков скрытой разгрузки еще более осложняет гидрогеологические условия этого водоносного горизонта и затрудняет определение стратиграфической принадлежности вскрытых скважинами прослоев по гидравлическим и гидрохимическим признакам.

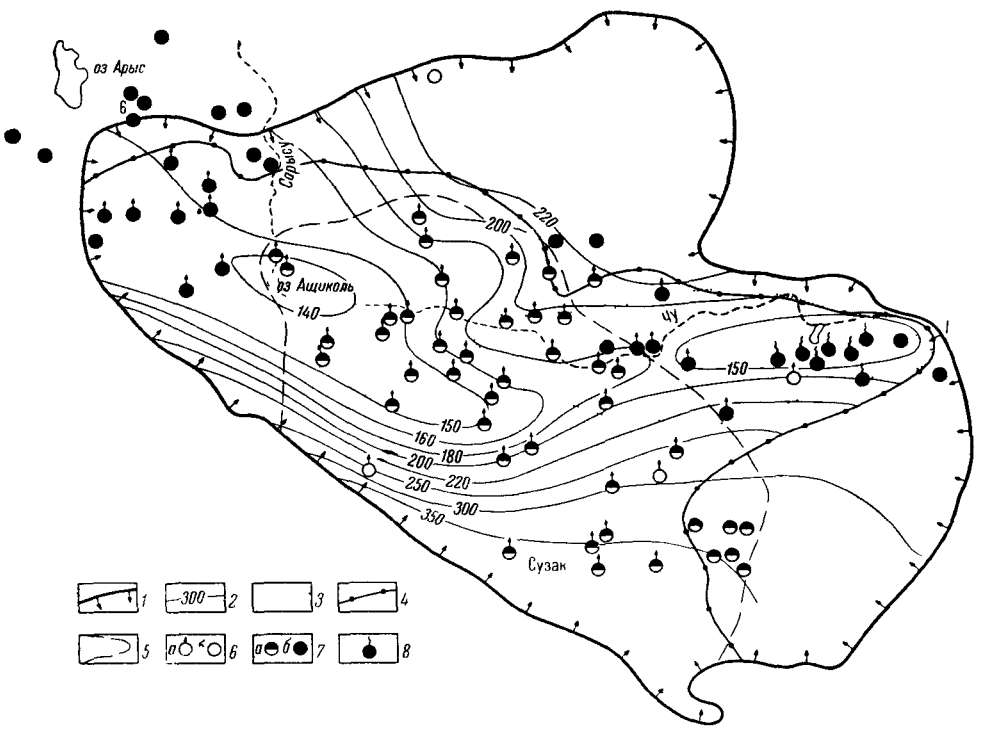



**Рис 27. Гидрогеологическая схема палеоцен-эоценового водоносного комплекса (составили Н Ф. Федин, И. Б Даденкова)**

*1* — граница распространения палеоцен эоценового водоносного комплекса, *2* — гидроизопьезы, *3* — граница зоны выклинивания вод, *4* — граница самоизлива, *5* — граница между участками с различной минерализацией, *6* — скважины *а* — с самоизливом вод, *б* — без самоизлива, *7* — минерализация вод· *а* — до 1 *г/л*, *б* — 1—3 *г/л*. *8* — родники

Питание водоносного комплекса осуществляется преимущественно за счет вод, поступающих с северо-восточного склона хребта Каратау. Однако характер пьезометрической поверхности, изображенный на гидрогеологической схеме (см. рис. 27), указывает на наличие поступления некоторого количества воды и с севера. На этой схеме выявляется понижение пьезометрической поверхности в осевой части Чу-Сарысуйской депрессии вдоль левобережья долины р. Чу, которое можно рассматривать как область разгрузки подземных вод комплекса. Это понижение пьезометрической поверхности является продолжением оконтуренной на схеме ясно выраженной открытой области разгрузки, где имеется большое количество (более пяти десятков) выходов вод на дневную поверхность в виде восходящих родников, а в долине р. Чу и пресных озер среди соленых. Восходящие родники, носящие местное название «тма», приурочены к буграм высотой до 4—5 *м*, обычно покрытым ярко-зеленым тростником и резко выделяющимся на общем красновато-сером

фоне равнины или ослепительно белых солончаков и соров. На вершинах бугров образуются небольшие болотца, на дне которых наблюдаются восходящие струи пресной или слабосолоноватой воды Расход родников «тма» обычно небольшой.

Участками разгрузки подземных вод комплекса следует считать многочисленные впадины, занятые солончаками и сорами. В некоторых

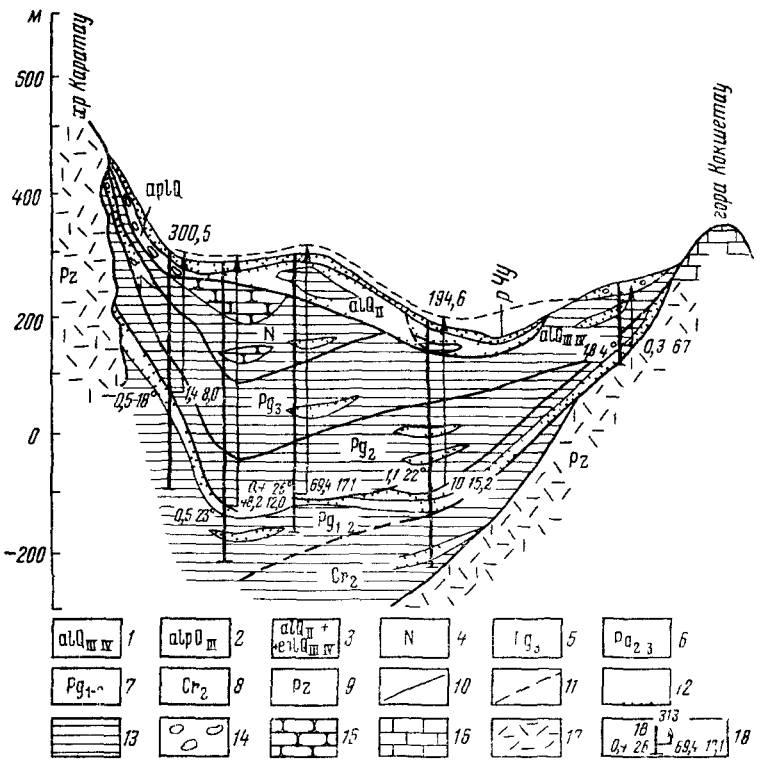



**Рис 28 Схематический гидрогеологический разрез от хр Каратау до горы Кокшетау (составили Н Ф Федин, И Б Даденкова)**

*1* — водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений, *2* — то же четвертичных делювиально пролювиальных отложений *3* — то же среднечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их эоценовых отложений *4* — подземные воды спорадического распространения неогеновых отложений *5* — то же, олигоценовых отложений, *6* — то же, эоценовых отложений *7* — водоносный комплекс палеоцен эоценовых отложений *8* — то же верхнемеловых отложений *9* — подземные воды палеозойских пород *10* — уровень грунтовых вод (*м*) *11* — пьезометрический уровень подземных вод (*м*) *12* — пески *13* — глины *14* — конгломераты, *15* — песчаники *16* — известняки *17* — породы складчатого фундамента *18* — скважины цифры у стрелки — абсолютная отметка пьезометрического уровня воды (*м*) слева — минерализация (*г/л*) и температура воды (°С) справа — дебит (*л/сек*) и понижение (*м*)

из них, таких, как оз. Кокпансор, в прибрежной зоне и у основания бортов имеются открытые выходы пресных вод в виде «тма» и скрытые. На возможность скрытой разгрузки напорных вод в западной части области указывают понижение пьезометрической поверхности, а также уменьшение минерализации грунтовых вод с глубиной, наблюдающееся на отдельных участках песчаного массива Катын-Чакай, расположенного южнее оз. Ащикуль.

О перетекании вод палеоцен-эоценового комплекса в вышележащие водопроницаемые прослои свидетельствует наличие пресных или слабосолоноватых напорных вод в прослоях и линзах песков, залегающих в толще чеганских глин. Характерно, что наличие такой обводненности

прослоев песков в толще чеганских глин наблюдается только в зоне понижения пьезометрической поверхности и особенно на территории, прилегающей к области открытой разгрузки. Этот факт может указывать на то, что воды палеоцен-эоценового комплекса, пробивающиеся сквозь перекрывающие его отложения, не только выходят на дневную поверхность в виде родников «тма», но и перетекают во все вышележащие водопроницаемые прослои. Об этом же говорит и наличие на этой территории большого количества бугров выпирания разжиженных глин высотой до 1,0—1,5 *м*.

Наличие питания палеоцен-эоценового комплекса за счет поступления воды с северо-восточного склона хр. Каратау подтверждается и изменением величины общей минерализации воды по территории его распространения. Зона пресных вод с минерализацией менее 1,0 *г/л* располагается в полосе, примыкающей к склону хр. Каратау. К западу и северо-западу от оз. Ащикуль общая минерализация воды увеличивается и постепенно приближается к минерализации преимущественно слабосолоноватых (2,0—3,0 *г/л*) вод верхнемеловых отложений Кызылкумского и Мынбулакского артезианских бассейнов. К северо-востоку от оз. Большие Камкалы, т. е. в восточной части области открытой разгрузки и на прилегающей к ней территории, минерализация воды также увеличивается до 2,0—3,0 *г/л* за счет поступления более минерализованных вод с севера.

По химическому составу воды палеоцен-эоценового комплекса обычно являются хлоридными натриевыми или сульфатно-хлоридными натриевыми. На отдельных участках пресные воды имеют гидрокарбонатный натриевый состав и запах сероводорода (скважины в районе ур. Шолак-Эспе, оз. Большие Камкалы и др.). В районе озер Телекуль, Ащикуль и Большие Камкалы некоторые скважины вскрыли пресные воды хлормагниевого и хлоркальциевого состава (по Суслину). Такого же состава воды выходят и в иекоторых родниках «тма». В этих водах иногда отмечается повышенное содержание (до 15 *мг*) фтора. Такой необычный состав вод здесь, по-видимому, объясняется поступлением хлоркальциевых и хлормагниевых вод с повышенным содержанием фтора из глубоких водоносных горизонтов, залегающих в палеозойских отложениях. Поступление их, видимо, происходит вдоль зоны разлома, которая проходит здесь, судя по геофизическим данным, параллельно руслу р. Чу. Температура вод этого горизонта здесь также обычно повышенная и иногда достигает 26—28° С (скважина в урочище Шолак-Эспе).

На большей части площади распространения палеоцен-эоценового горизонта напорные воды дают самоизлив. Относительное превышение пьезометрического уровня воды в некоторых скважинах над их устьем достигает 40—50 *м*, а дебиты их при самоизливе достигают 50—60 *л/сек*, обычно 10—15 *л/сек*. Удельные дебиты скважин равны 1,5—2,0 *л/сек*.

Дебит скважин при самоизливе в течение года значительно изменяется. Так, у скважины, расположенной несколько севернее пос. Сузак, в 1960 г. дебит изменился от 36,0 до 48,0 *л/сек*, а у скважины, расположенной в ур. Шолак-Эспе, он колебался в 1961 г. от 0,8 до 6,6 *л/сек*. Не является постоянным и расход родников «тма». Максимальные расходы родников и скважин на широте современного русла р. Чу наблюдаются в середине и второй половине июня. В это же время наблюдается и наиболее интенсивное и массовое появление бугров выпирания разжиженных глин. Севернее русла р. Чу максимальный дебит скважин наблюдается позднее этого срока, южнее — раньше.

Изменение дебита скважин и расхода родников в течение года объясняется колебаниями пластового давления, которое связывается

с сезонными изменениями интенсивности питания водоносного горизонта за счет поступления талых вод и атмосферных осадков в северо-восточных предгорьях хр. Каратау.

Воды палеоцен-эоценового горизонта вскрыты довольно большим числом скважин и широко используются для водоснабжения отгонного животноводства на скотопрогонных трассах и животноводческих фермах.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений ($Cr_2$) распространен на западе Чу-Сарысуйской депрессии и в пределах Сарысуйского артезианского бассейна. Большая часть этого бассейна находится за пределами описываемой территории.

Обнажаясь на северном склоне Арыскульской котловины и в районе оз. Тамгалы, меловые отложения, постепенно погружаясь во всех направлениях, уходят под толщу палеогеновых глин и вскрываются скважинами на глубинах 60—198 *м* и более. Водоносный комплекс на северо-западе района распространяется в пределы Кызылкумского и Мынбулакского артезианских бассейнов.

Толща меловых отложений на участках естественных обнажений, служащих областями местного питания, содержит грунтовые воды, пополняющиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков, подтока трещинных вод с севера — со стороны Улутауского массива и главным образом за счет инфильтрации вод из руслового аллювия р. Сарысу, залегающего непосредственно на меловых отложениях. Наряду с водами со свободной поверхностью здесь встречаются воды со слабым напором, приуроченные к тонко- и мелкозернистым пескам с гравием и галькой (от 3,5 до 35%), нередко содержащим прослои глин мощностью от 0,1 до 5 *м*. Глубина залегания грунтовых вод различна и изменяется от 1 до 20 *м*, редко более. Тонкозернистый состав водовмещающих толщ определяет слабую водообильность пород — удельные дебиты водопунктов не превышают сотых долей литра в секунду. По качеству воды пресные, слабо солоноватые и соленые с минерализацией до 1—3 и 3—5 *г/л*; состав вод сульфатно-хлоридный натриевый:

$$M_{3,1}\,\frac{Cl\,57\ SO_4\,41}{(Na+K)\,63\ Ca\,22\ Mg\,15}\,.$$

На юго-востоке района развиты преимущественно напорные воды, пьезометрические уровни их устанавливаются на глубинах 6—20 *м* ниже поверхности земли. Подземные воды приурочены к прослоям песков мощностью до 20 *м* среди песчаников, глин, алевролитов и аргиллитов. Температура их превышает 50° С. Воды слабо солоноватые, минерализация их варьирует от 2,4 до 4,0 *г/л*, состав преимущественно хлоридный натриевый:

$$M_{2,7}\,\frac{Cl\,75\ SO_4\,19\ HCO_3\,6}{(Na+K)\,90\ Ca\,6}\,.$$

Восточнее пос. Чулак-Курган меловые отложения частично размыты, в разрезах отсутствуют водопроницаемые слои, а мощность меловых отложений сокращается до 7—10 *м*.

Водоносный горизонт верхнего мела может быть использован для сельскохозяйственного водоснабжения и теплофикационных целей.

Подземные воды палеозойских пород фундамента (Pz). Палеозойские породы, залегающие на описываемой территории под рыхлой толщей мезо-кайнозоя, в гидрогеологическом отношении почти не изучены. Некоторые сведения о водоносности этих пород имеются по глубоким структурным скважинам, пробуренным в районе ст. Луговой. Здесь с глубины 1299 *м* и ниже из песчаников и извест-

няков каменноугольного возраста наблюдался приток в скважину сильно солоноватой (5—6 *г/л*) сульфатно-хлоридно-натриевой воды. Замечено, что величина минерализации воды понижается с глубиной. Дебит одной из скважин равнялся 0,6 *л/сек*. Температура воды 61° С.

* *
*

Обширные области питания, расположенные в Киргизском хребте, Каратау, Кендыктасе и в Чу-Илийских горах, обрамляющих Чу-Сарысуйскую систему артезианских бассейнов, выполненную мощной толщей рыхло-обломочных и глинистых пород, обусловили формирование здесь грунтовых и напорных вод.

Грунтовые воды приурочены к мезо-кайнозойским отложениям. Они являются первыми от поверхности водоносными горизонтами, имеют различную глубину залегания, довольно пестрый химический состав и минерализацию. Формирование химического состава грунтовых вод в некоторой степени связывается с широтной географической зональностью. В полосе, прилегающей к горам, в пределах конусов выноса наблюдается сплошной грунтовый поток, глубина залегания которого закономерно изменяется от многих десятков метров у подножий гор до нескольких метров в пределах равнин, где он нередко выклинивается на поверхность. В предгорьях, на участках интенсивного поглощения поверхностного стока, характерно преобладание слабоминерализованных (от 0,3 до 0,5 *г/л*, реже до 1 *г/л*) гидрокарбонатных кальциевых вод. В следующей за ней полосе аллювиально-пролювиальных равнин, с близким залеганием подземных вод к поверхности минерализация последних варьирует от 0,5 до 10 *г/л*, а химический состав их изменяется от гидрокарбонатных кальциевых до сульфатно-хлоридных натриевых. Севернее, в песках Муюнкум, в прирусловых частях рек Чу, Талас и Асса, также распространены пресные воды, опреснение которых происходит за счет местного питания атмосферными осадками и поверхностными водами рек. В этой полосе за счет выщелачивания солей из суглинистых пород увеличивается содержание ионов сульфата и натрия и воды приобретают сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав.

В низовьях рек Чу и Сарысу незначительное количество атмосферных осадков 100—150 *мм*, близкая глубина залегания и большая величина испарения приводят к формированию пестрых по минерализации и составу грунтовых вод. На фоне вод с минерализацией 1—3 *г/л* гидрокарбонатно-сульфатного натриевого, иногда кальциевого состава появляются соленые и горько-соленые воды до 10 *г/л* и более. Залегание грунтовых вод на загипсованных глинах палеогеновых отложений обусловливает формирование хлоридно-сульфатных натриевых и реже сульфатных магниевых вод.

На площади внутриконтинентальных дельт рек Чу, Сарысу и в районе оз. Арыс минерализация грунтовых вод увеличивается до 10—50 *г/л*, а иногда и более в результате процессов континентального засоления, которые приводят к накоплению ионов хлора и натрия и образованию вод хлоридного натриевого состава.

На остальных площадях, где формирование химического состава грунтовых вод происходит в условиях затрудненного водообмена, в породах сравнительно высокой засоленности, иногда сильно загипсованных, минерализация подземных вод достигает 60—80 *г/л*, а состав становится хлоридно-сульфатным натриевым.

Разгрузка грунтовых вод происходит в зоне их выклинивания по периферии предгорных шлейфов, частично путем испарения и транспирации растениями.

Напорные воды в Чу-Сарысуйской депрессии приурочены к мощной толще кайнозойских и мезозойских отложений. В условиях чередования водопроницаемых и водоупорных пород образуются этажно-расположенные напорные водоносные горизонты и комплексы в четвертичных, палеогеновых, меловых и палеозойских образованиях.

Напорные воды в четвертичных отложениях формируются в результате погружения грунтового потока, движущегося с предгорно-наклонной равнины (предгорья Киргизского хребта и др.) к центру депрессии. При этом происходит расчленение грунтового потока на грунтовый и напорный, залегающий среди плотных суглинков, на глубинах, превышающих 30—50 *м*. Наличие мощного источника питания и сравнительно большие скорости движения подземных вод по галечникам или гравелистым пескам создают благоприятные условия для накопления в больших количествах пресных напорных вод, иногда дающих самоизлив. Воды эти гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 1 *г/л*.

В палеогеновых отложениях напорные воды развиты в основном в палеоцен-эоцене. Питание их происходит главным образом в предгорьях хр. Каратау, где породы водоносного горизонта выходят на поверхность, и в Бетпак-Дале, где они перекрыты рыхлыми слабоводопроницаемыми осадками. Воды движутся в северо-восточном направлении от гор Каратау и в юго-западном — от Бетпак-Далы (см. рис. 27). В местах встречи потоков противоположного направления и на участках поднятий палеозойского фундамента (наличие валов и поднятий) происходит выклинивание вод в виде многочисленных родников с образованием соров и озер. Кроме того, разгрузка вод происходит в результате перелива в соседний Кызылкумский артезианский бассейн (см. рис. 26). Благоприятные условия питания и разгрузки привели к формированию здесь пресных и слабо солоноватых напорных вод сульфатно-хлоридного натриевого или хлоридного натриевого состава. Минерализация воды увеличивается от областей питания к областям разгрузки.

Напорные воды в меловых отложениях формируются аналогичным путем, но условия питания и разгрузки для них затруднены, так как меловые отложения погружены на большую глубину. Эти условия оказали влияние на формирование их химического состава, они более минерализованы. В еще худших условиях питания, движения и разгрузки находятся перекрытые сравнительно мощной толщей высокоминерализованные напорные воды палеозойских пород фундамента. Пресные воды приурочены к зонам тектонических разломов, где условия для движения воды и ее разгрузки более благоприятны.

*Глава восьмая*

# КАРАТАУСКАЯ СИСТЕМА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Описываемый гидрогеологический район расположен в пределах сравнительно невысокого хр. Каратау, местами среднегорного, представляющего собой одно из ответвлений северных дуг Тянь-Шаня и протягивающегося в северо-западном направлении на 350 *км*. Хребет имеет асимметричное строение. Юго-западный склон его широкий (до 25—30 *км*) и сравнительно пологий, с уклоном, не превышающим 5—8°. Северо-восточный склон (не более 9 *км*) отличается значительной крутизной на всем своем протяжении. Наивысшие точки хребта — гора Бугунь с высотой 1810 *м*, Сиирма — 1848 *м* и Мынжилки — 2170 *м*. Склоны хребта расчленены глубокими долинами многочисленных рек, имеющих почти всюду сезонный поверхностный сток — весной и в начале лета. Сравнительно крупные реки — Карачик, Бугунь, Учбас, Кантаги, Чаян и Боролдай. Ни одна из них не доносит свои воды к главным водным артериям, теряя сток у подножия склонов. С юго-востока на северо-запад густота речной сети и расход рек уменьшаются.

Климат района резко континентальный, с ясно выраженной зональностью. С северо-запада на юго-восток наблюдаются переходы от зоны полупустынь к зоне с умеренно-влажным климатом. Пояс сравнительно большего увлажнения находится на отметках 1500—2000 *м* в центральной и восточной части хребта, где сумма осадков превышает 500 *мм* в год. По мере снижения абсолютных высот в северо-западном направлении, а также к подножиям склонов гор количество осадков постепенно уменьшается до 150—200 *мм* в год. Осадки, идущие на пополнение поверхностных и подземных вод, выпадают преимущественно весной и зимой в количествах около 80% от общей годовой суммы.

В геологическом строении территории принимают участие различные стратиграфические комплексы пород. Основное распространение имеют допалеозойские и палеозойские, сильно дислоцированные, осадочные и изверженные породы и в меньшей мере — мезозойские и кайнозойские отложения. Весь комплекс древних пород имеет сложное структурное строение, обусловленное проявлением интрузий и усложненное пликативной и дизъюнктивной тектоникой. Динамическим воздействиям подверглись также мезозойские, палеоген-неогеновые и в некоторой степени даже четвертичные осадки. В структурном отношении хр. Каратау — это сложнопостроенный горст-антиклинорий, разделенный главным Каратауским разломом и приуроченным к нему Таскумырсайским грабеном на два антиклинория — Большой и Малый Каратау (рис. 29). На крайнем юго-востоке района располагается сравнительно небольшая Джувалинская межгорная впадина, отделяющая Малый Каратау от Таласского Алатау.

В гидрогеологическом отношении Каратауский горст-антиклинорий представляет собой систему бассейнов, включающую гидрогеологические районы второго порядка — бассейн трещинных вод Большого Кара-

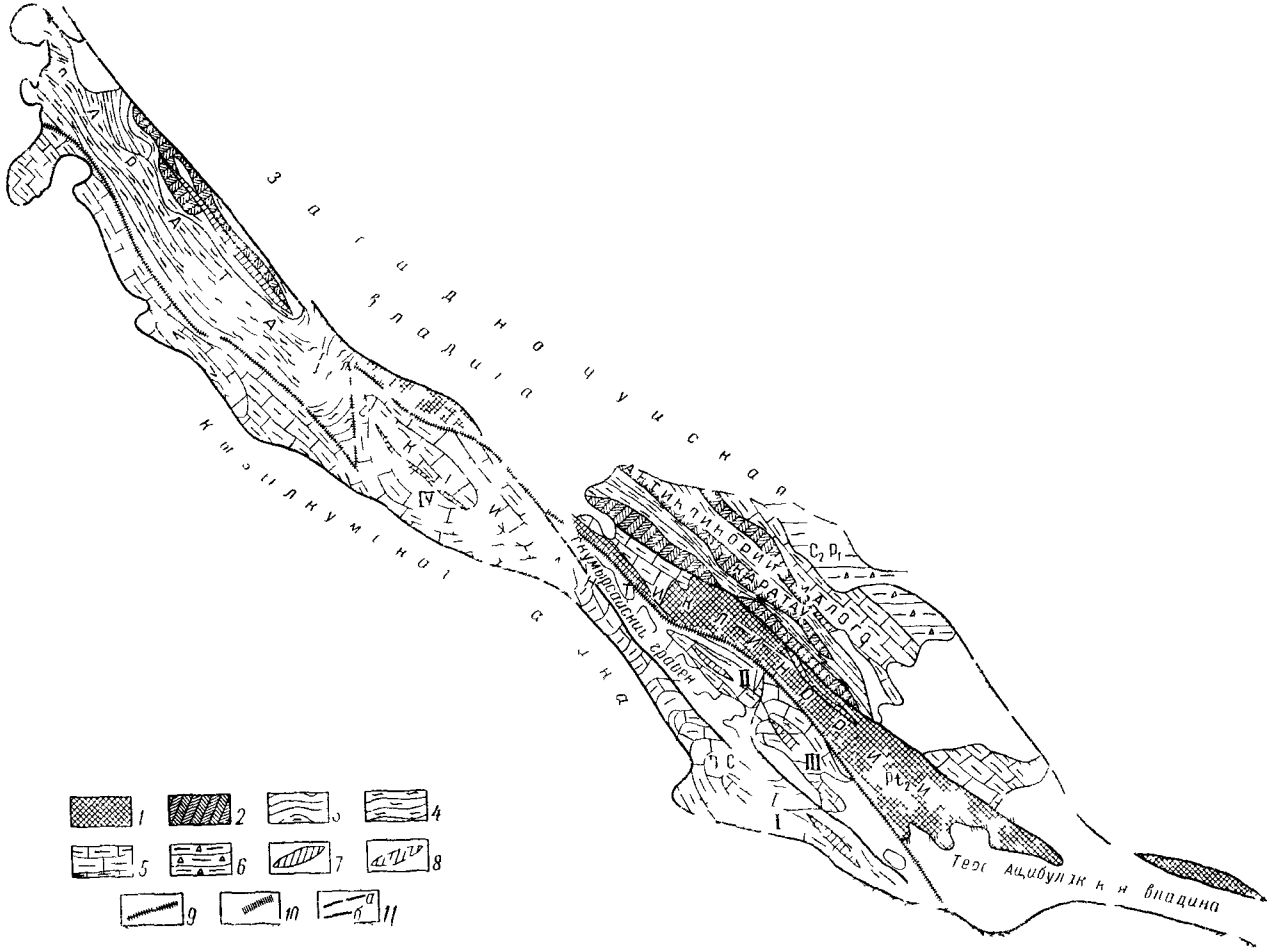



**Рис 29 Схема структурно-тектонического строения Каратауской системы бассейнов трещинных вод (составила Г А Калмыкова по материалам А Г Новикова, Ф Е Синицына и др )**

Структурные ярусы *1* — допалеозойские структуры переработанные каледонской складчатостью (Pt), *2* — раннекаледонский структурный ярус ($Cm_1$) *3* — раннекаледонский структурный ярус ($Cm_{2+3}$) *4* — позднекаледонский структурный ярус (O) *5* — раннегерцинский структурный ярус ($D_1$—$C_1$) *6* — позднегерцинский структурный ярус ($C_2$—$P_1$) *7* — антиклинали *I* — Боролдайская *II* — Байджансайская *8* — синклинали *III* — Бугуньская *IV* — Центрального Каратау *9* — глубинные разломы (зоны) разделяющие резко отличные в геотектоническом отношении области *10* — крупные глубинные разломы разделяющие главные структурные элементы в пределах геотектонических областей *11* — разломы длительного развития — каледонского возраста по данным *а* — геокартирования *б* — геофизики

тау, бассейн трещинных вод Малого Каратау и Терс-Ащибулакский артезианский бассейн, приуроченный к Джувалинской межгорной впадине. В пределах всей системы бассейнов выделяются 10 водоносных горизонтов и комплексов, описание которых приводится ниже.

Водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (alp $Q_{II-III}$) распространен в пределах Терс-Ащибулакского бассейна и приурочен к толщам конусов выноса и речных террас. В зависимости от литологического состава пород и условий залегания в них формируются воды со свободной поверхностью и напорные. Водосодержащими породами являются гравийно-галечниковые и валунные отложения с песчаным и супесчаным заполнителем. Толщи их содержат прослои и линзы водоупорных суглинков и глин. Общая мощность их — свыше 200 *м*, а обводненной части 50—60 *м*. В пределах предгорных шлейфов воды вскрываются на глубинах от 25 до 75 *м*; в глубоких прослоях они здесь напорные, с пьезометрическими уровнями до 5—15 *м* выше поверхности земли. В долине р. Терс воды залегают на глубинах 6—12 *м*. Как здесь, так и в предгорьях водоносный горизонт находится в условиях активного водообмена, вследствие чего воды имеют низкую минерализацию, изменяющуюся в пределах 0,2—0,7 *г/л*. Состав их характеризуется следующей формулой

$$M_{0,2}\,\frac{HCO_3\,70\;SO_4\,16}{Ca\,60\;Mg\,40}.$$

Горизонт всюду водообильный. Величины удельных дебитов скважин составляют 1,3—11 *л/сек*, коэффициенты фильтрации водовмещающих пород изменяются от 18 до 35 *м/сутки*, а средние значения водоотдачи колеблются в пределах 0,18—0,21.

Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации поверхностных вод горных речек и ручьев, а также за счет притока трещинных и трещинно-пластовых вод из палеозойских пород Таласского Алатау и хр. Каратау. Формирующийся у их подножий подземный поток движется вначале к долине р. Терс, затем вниз по долине. На пути движения часть его выклинивается в многочисленных родниках с суммарным расходом около 360 *л/сек*, а другая часть уходит по региональным тектоническим разломам и трещинам выветривания за пределы описываемого района.

Водоносный горизонт аллювиально-пролювиальных отложений, располагающий значительными запасами пресных подземных вод, является в районе одним из основных источников водоснабжения промышленных и сельскохозяйственных объектов.

Воды спорадического распространения неогеновых отложений (N).

Отложения неогенового возраста распространены на пологих склонах юго-восточной части хр. Каратау и представлены преимущественно суглинками и глинами. Водоносными среди них являются прослои и линзы известковистых песчаников и конгломератов мощностью до 10 *м*. Воды в них грунтовые, обладающие местами небольшим напором. Глубина до воды в различных частях склонов изменяется в пределах 20—23 *м* и более. Водообильность пород слабая. Расходы родников, выходящих в некоторых глубоких логах, колеблются от 0,05 до 3 *л/сек*; чаще встречаются родники с расходами 0,3—0,5 *л/сек*. Всюду эти воды пресные, гидрокарбонатные, со смешанным катионным составом, минерализация их не превышает 0,5 *г/л*. Водоносные прослои получают питание от инфильтрации атмосферных осадков и подтока трещинных и

трещинно-карстовых вод докембрийских и девоно-карбоновых отложений.

Водоносный комплекс юрских отложений (J) распространен в пределах Таскумырсайского грабена и приурочен к пескам, трещиноватым конгломератам, песчаникам и известковистым сланцам, часто переслаивающимся с глинами и аргиллитами. Породы комплекса слабо сцементированы, в связи с чем при выветривании они легко превращаются в рыхлые галечно-щебенистые и песчано-глинистые образования. В конгломератах и песчаниках развита мелкая трещиноватость, распространяющаяся до глубин 35—60 *м*. Ниже толща юрских отложений практически водоупорна. По данным многих выработок глубина залегания подземных вод в районе месторождений Чокпак и Таскумырсай колеблется от 8 до 78 *м*. Водоносные породы слабоводообильные, дебиты скважин не превышают сотых долей литра в секунду; выходы родников очень редки и преобладающие расходы их также не более 0.1—0,5 *л/сек*. Но отдельные родники, приуроченные к зонам разломов, имеют расходы до 4—10 *л/сек*. Воды пресные, гидрокарбонатные магниево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-магниевые, с минерализацией от 0,2 до 1,0 *г/л*. Химический состав вод характеризуется формулами

$$M_{0,2}\frac{HCO_3\,85\ SO_4\,8\ Cl\,7}{Ca\,72\ Mg\,27};\quad M_{1,0}\frac{HCO_3\,62\ SO_4\,30\ Cl\,8}{Mg\,53\ (Na+K)\,26\ Ca\,20}.$$

Питание юрского водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод палеозойских пород, контактирующих с юрой.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости верхнепалеозойских пород ($Pz_3$) имеют в районе незначительное распространение — в северо-восточном окончании Малого Каратау. Они приурочены к трещиноватым песчаникам, конгломератам и известковистым песчаникам с пропластками гипсоносных глин, гипсов и известняков, погружающимся в северном направлении под отложения палеогена. С поверхности породы прикрыты чехлом делювиально-пролювиальных образований небольшой мощности; обнажаются они лишь на крутых склонах холмов и межсопочных понижений. Воды в них залегают на глубинах от 3—5 до 35—80 *м*, при этом наибольшие глубины наблюдаются на водораздельных участках. Мощность обводненной толщи не превышает 20—25 *м*.

Водообильность пород характеризуется удельными дебитами колодцев и скважин в пределах 0,1—1,0 *л/сек*, редко более. Одна из скважин вскрыла воды верхнепалеозойских песчаников на глубине 57 *м*; дебит ее при понижении уровня до 5 *м* составил 3,7 *л/сек*. Минерализация вод пестрая и изменяется от 0,5 до 5,1 *г/л* при преобладающих значениях около 1—3 *г/л*. Наиболее минерализованы воды на участках, перекрытых гипсоносными глинами. Химический состав их различный, среди них встречаются воды гидрокарбонатные, сульфатные и реже хлоридно-сульфатные, преимущественно натриевые. Питание их происходит за счет атмосферных осадков и фильтрации вод поверхностных водотоков.

Водоносный комплекс верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений ($D_3$—$C_1$) в пределах Каратауского массива пользуется широким распространением. Значительные по площади воды карбонатных пород прослеживаются вдоль всего юго-западного склона Большого Каратау, на северо-восточном склоне Малого Каратау, а также вдоль Главного каратауского разлома. Литологически это сложный комплекс конгломератовидных и сажистых изве-

стняков, песчаников, доломитов, мергелей, аргиллитов и глинистых сланцев. Все эти породы смяты в складки, разбиты густой сетью трещин выветривания и крупными тектоническими разломами с широкими зонами дробления, достигающими 200—300 *м* и более. Глубина трещиноватой зоны, обусловливающей водопроницаемость карбонатных пород, колеблется в пределах 75—100 *м*; в зонах тектонических разломов она наблюдается на значительно бóльших глубинах. В других литологических разностях пород трещины проникают до глубин 35—60 *м*. Вдоль линий тектонических разломов и на контактах карбонатных пород с некарбонатными интенсивно развит карст. Все это здесь обусловило сильную обводненность пород описываемой карбонатной толщи. Циркулирующие в ней трещинно-карстовые воды обычно имеют свободную поверхность, но иногда обладают напором. Последние приурочены к синклинальным структурам и некоторым зонам тектонических нарушений.

Водообильность известняков и доломитов характеризуется расходами многочисленных родников с преобладающими величинами от 1 до 10 *л/сек*; в некарбонатных породах она значительно ниже и часто расходы родников не превышают 0,5 *л/сек*. Но в зонах тектонических разломов водообильность пород резко возрастает — расходы родников достигают нескольких десятков, сотен и даже тысяч метров в секунду. Во всех случаях родники юго-восточных и центральных частей хр. Каратау водообильнее, чем северо-западных и других частей. Так, суммарные расходы некоторых групп родников в юго-восточной и центральной частях бассейна достигают 1000—4000 *л/сек* (поселки Ильинка и Корниловка), а расход самого крупного родника в северо-западной части не превышает 92 *л/сек*.

Воды описываемого комплекса ультрапресные и пресные, с минерализацией от 0,1 до 0,7 *г/л*. По составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые. Основную роль в питании комплекса играют инфильтрирующиеся воды атмосферных осадков и поверхностного стока, а также воды, поступающие подземным путем из других водоносных горизонтов.

Водоносный комплекс верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений является в районе наиболее перспективным для народнохозяйственных целей. В настоящее время воды его широко используются для водоснабжения населенных пунктов, водопоя скота и орошения земель.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости среднепалеозойских пород ($Pz_2$) имеют на территории района незначительное площадное распространение. Небольшие выходы пород этого возраста встречаются вдоль юго-западных склонов Большого Каратау и на отдельных участках зоны Главного Каратауского разлома. Отложения представлены брекчиями, конгломератами, редкими маломощными прослоями известняков, песчаниками, сланцами, аргиллитами, алевролитами, и мергелями. Водоносность их обусловлена трещиноватостью, глубина которой колеблется от 20 до 65 *м*. Трещины в большинстве случаев заполнены рыхлым материалом и поэтому водообильность массивов пород обычно незначительная, характеризующаяся расходами родников от 0,05 до 0,3 *л/сек*. Несколько более обводнены в зонах тектонических разломов, где расходы родников достигают 1,5 *л/сек* и редко 4—10 *л/сек*. Минерализация вод варьирует в пределах 0,5—0,8 *г/л*, по химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые. Питание подземные воды получают за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет перелива вод из вышележащих водоносных горизонтов.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости среднепалеозойских пород большого практического значения в районе не имеют. Они могут быть рекомендованы для водоснабжения лишь мелких потребителей.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости нижнепалеозойских пород ($Pz_1$). Нижний палеозой распространен в северо-западной части хр. Каратау и представлен преимущественно песчаниками, алевролитами и кварцево-хлоритовыми, местами известково-хлоритовыми сланцами. Водовмещающими в их толще являются в основном трещиноватые в верхней зоне песчаники и сланцы, водообильность которых характеризуется выходами родников с расходами от 0,01 до 0,2 *л/сек*, иногда до 3,8 *л/сек*. Выходы таких родников обычно приурочены к долинам горных рек и относительно глубоко врезанным логам. Большинство речных долин (Аксумбе, Баласаусындык, Улькун-Саускандык и др.) выработано здесь вкрест простирания пород, что почти повсеместно благоприятствует дренированию подземных вод и выходу их на поверхность в родниках нисходящего типа. Воды всех родников пресные, гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,2 до 0,7 *г/л*. Практическое значение этих вод невелико, но они являются достаточно надежным источником водоснабжения мелких животноводческих ферм на летних пастбищах.

Водоносный комплекс кембро-ордовикских отложений (Cm—O) широко распространен в Малом Каратау — в массивах гор Бультук, Актау, Чулактау, Коксу и др. Он приурочен здесь к мощной толще известняков и доломитов, известной в литературе как тамдинская серия. На условия обводненности этой толщи существенное влияние оказали молодые тектонические подвижки, проявившиеся в пределах Малого Каратау с разной амплитудой и определившие в свою очередь разную интенсивность процессов карстообразования, а также различную обводненность отдельных частей территории. Так, на юго-востоке и в центральной части площади распространения карбонатной толщи тектонические подвижки проявились с наибольшей силой и с наибольшими амплитудами смещения. На этих участках вследствие большого понижения базиса карстования подземные потоки имеют большие уклоны и скорости и интенсивно разрабатывают карстовые пустоты. Породы здесь значительно обводнены. Реки, формирующиеся на более высоких отметках, проходя через поле развития известняков и доломитов, полностью теряют в них свои воды. На северо-западе территории (Актау и др.) тектонические процессы проявились менее активно. Здесь скорости движения и уклоны подземных потоков, а также закарстованность пород незначительные. Породы менее обводнены, минерализация вод несколько повышена, в химическом составе их преобладают ионы сульфата. Область питания водоносной толщи совпадает с областью ее распространения.

Глубины залегания подземных вод описываемого комплекса увеличиваются с юго-востока на северо-запад от 20 до 70 *м*. На небольших участках центральной части Малого Каратау она местами достигает 100—140 *м*. Водообильность пород характеризуется расходами большинства родников от 2,5 до 6,0 *л/сек*. Большая часть родников выходит в контакте известняков с докембрийскими сланцами и в зонах тектонических разломов. Некоторые родники имеют расходы до 1500 *л/сек*. Дебиты скважин Джанатасского фосфоритового месторождения достигают 39—50 *л/сек* при понижениях 3,5—5,5 *м*. Воды комплекса пресные, гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциево-магниевого или сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, характеризующегося формулами:

$$M_{0,4}\frac{SO_4\,53\ HCO_3\,44\ Cl\,3}{Mg\,36\ Ca\,32\ (Na+K)\,31}\ ;\quad M_{0,7}\frac{HCO_3\,49\ SO_4\,44\ Cl\,7}{Ca\,48\ (Na+K)\,29\ Mg\,23}\ .$$

Главным фактором в питании подземных вод являются атмосферные осадки и инфильтрирующиеся воды поверхностных потоков.

Водоносная карбонатная толща кембро-ордовика, отличающаяся значительной водообильностью, является одним из основных источников для организации централизованного водоснабжения промышленных и других объектов.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости докембрийских пород (PCm̃) в пределах района широко распространены в водораздельных частях Большого и Малого Каратау. Они приурочены к метаморфизованным песчаникам, сланцам и кварцитам с подчиненными им прослоями известняков. Водоносность пород обусловлена широко развитой трещиноватостью, глубина распространения которой варьирует от 25 до 65 *м*, а иногда и более. Часть трещин выполнена продуктами разрушения самих пород, а также кальцитом или кварцем. На площадях распространения докембрия зафиксировано большое количество родников, выходы которых в большинстве случаев наблюдаются в верховьях оврагов, что свидетельствует о неглубокой циркуляции подземных вод. Родники в большинстве случаев нисходящего типа. Расходы их весьма незначительны и колеблются от тысячных до десятых долей литра в секунду. Наиболее часто встречаются родники с расходами 0,1—0,3 *л/сек*. В редких случаях когда они приурочены к известнякам, расходы их возрастают до 3 *л/сек*, в зонах тектонических разломов — до 5 *л/сек*. Воды пресные, с минерализацией 0,2—0,8 *г/л*; состав гидрокарбонатный кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных пород (γ) развиты на очень небольших участках в Малом Каратау. О водопроявлениях толщи интрузивных пород имеются некоторые сведения только для района Чулактау. Здесь воды вскрыты в трещиноватых гранитах колодцами и несколькими скважинами, дебиты которых колеблются от 0,4 до 1,0 *л/сек*. Кроме того, встречено девять родников с незначительными расходами — от сотых долей литра в секунду до 0,2—0,4 *л/сек*.

Воды гранитных массивов слабоминерализованные. Они получают питание за счет инфильтрации атмосферных осадков. Использование их крайне ограничено.

* *
*

Формирование подземных вод Каратауского гидрогеологического района происходит в результате взаимодействия различных природных факторов, среди которых решающая роль принадлежит рельефу поверхности, климату, геологическому строению и структурным особенностям территории. На протяжении всей геологической истории эта горноскладчатая область испытывала неоднократные колебательные движения. Опускания ее приводили к накоплению морских осадков и вытеснению пресных инфильтрационных вод водами высокой минерализации. С фазами подъема связано замещение высокоминерализованных морских вод пресными инфильтрационными. Расчлененность рельефа, отсутствие рыхлого покрова на значительной площади, а также трещиноватость и закарстованность пород обусловили активный водообмен, способствовавший относительно быстрому промыванию структур. В настоящее время химический состав подземных вод формируется

здесь за счет выщелачивания солей, находящихся в горных породах. Степень промытости пород различная. Так, в зонах синклинальных прогибов, выполненных трещиноватыми закарстованными известняками и доломитами, формируются преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды с невысокой минерализацией (до 0,3—0,4 *г/л*) и значительными запасами. Среди подземных вод района наиболее широко распространены трещинные и трещинно-карстовые воды, чаще со свободной поверхностью. Встречающиеся напорные воды обычно приурочены к зонам тектонических разломов и синклинальным структурам. Подземный сток трещинных и трещинно-карстовых вод осуществляется по зонам тектонических нарушений, по карстовым пустотам и частично по трещинам выветривания в направлениях уклона местности — к подножиям гор и глубоким эрозионным врезам. Благоприятные условия питания атмосферными осадками всюду обеспечивают периодическое восполнение этого стока в течение года. Гидрохимическая зональность подземных вод выражена нечетко. Увеличение минерализации их наблюдается в направлении подземного стока от 0,2 до 1,0 *г/л*.

В Терс-Ащибулакском артезианском бассейне формирование подземных вод происходит в несколько иных условиях. Как уже отмечалось выше, впадина, к которой приурочен артезианский бассейн, выполнена кайнозойскими осадками и характеризуется стоком подземных вод от периферии к центру бассейна, что способствует большому накоплению запасов этих вод. Участие в питании подземных вод регионального подземного стока со стороны Таласского Алатау и хр. Каратау, окаймляющих впадину, обеспечивает стабильность естественных запасов и надежность их эксплуатации. Здесь в верхней части разреза четвертичных отложений формируются грунтовые воды, а в нижних частях водоносной толщи благодаря наличию водоупорных прослоев получили распространение напорные воды. Как грунтовые, так и напорные воды артезианского бассейна характеризуются определенной гидрохимической зональностью, которая заключается в постепенной смене гидрокарбонатных кальциевых вод на гидрокарбонатные натриевые и сульфатные кальциево-натриевые. Изменение химического состава подземных вод происходит от области питания к области разгрузки. Величина минерализации их при этом изменяется от бортовых частей бассейна к центру в незначительных пределах — от 0,1—0,3 до 0,3—0,6 *г/л*.

*Глава девятая*

# ТАЛАС-УГАМСКАЯ СИСТЕМА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Талас-Угамская система бассейнов трещинных вод с северо-запада и севера ограничена Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской системами артезианских бассейнов, на юге и востоке продолжается за пределы границ Казахстана. Структурно она принадлежит к складчатой области горных сооружений северного Тянь-Шаня, включающих северные и северо-западные склоны Киргизского и Угамского хребтов и крайнюю северо-западную оконечность Таласского Алатау. Последние представляют собой гидрогеологические районы второго порядка. Рельеф рассматриваемого района преимущественно высоко- и среднегорный, резко расчлененный долинами рек, что создает хорошие условия для дренирования подземных вод. Наиболее возвышенные участки, достигающие 3500—4488 *м* абсолютной высоты, приурочены к южным водораздельным частям горных хребтов. В северном и северо-западном направлениях наблюдается постепенное снижение рельефа местности до 1200—1000 *м*.

Наиболее крупными реками района являются Аспара, Каракыстак, Мерке, Бадам, Сайрам, Джебаглы-Су, Ирису и др. Начинаются они в области развития ледников и имеют в основном снежно-ледниковое питание. Среднегодовые расходы их составляют 1,5—6 $м^3/сек$. Другие реки района незначительны как по расходам, так и по протяженности и имеют снежно-дождевое или родниковое питание. Поверхностный сток в них наблюдается только в горной части, на расстоянии 10—25 *км* от истоков. Вода в реках пресная, гидрокарбонатная кальциевая, минерализация увеличивается вниз по долинам от 0,1 до 0,5 *г/л*.

Климат района резко континентальный и характеризуется ярко выраженной вертикальной ландшафтно-климатической поясностью и зональностью в распределении основных метеорологических факторов (рис. 30). С увеличением абсолютных отметок местности (до 2500—2700 *м*) повышается количество выпадающих атмосферных осадков, понижается среднегодовая температура. Годовые суммы осадков в высокогорном поясе составляют 700—750 *мм*, в среднегорном — достигают 800—1000 *мм*, уменьшаясь к подножию хребтов до 250—300 *мм*. Наибольшее количество их (40—55%) приходится на весну и лето. Среднегодовая температура воздуха от 7—8° С в тепло-умеренном среднегорном поясе падает до нуля и ниже — в высокогорье, что ведет к аккумулированию значительного количества атмосферных осадков в ледниках и снежниках, в результате чего создаются благоприятные условия для формирования поверхностного стока.

Талас-Угамский гидрогеологический район состоит из нескольких сложно построенных антиклинорных сооружений, в геологическом строении которых выделяется ряд структурных этажей (рис. 31), отражающих крупные этапы развития данного района и отличающихся характером складчатости и степенью метаморфизма. Породы, слагающие район, прорваны разновозрастными интрузиями, разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями, усиленными в зоне регио-

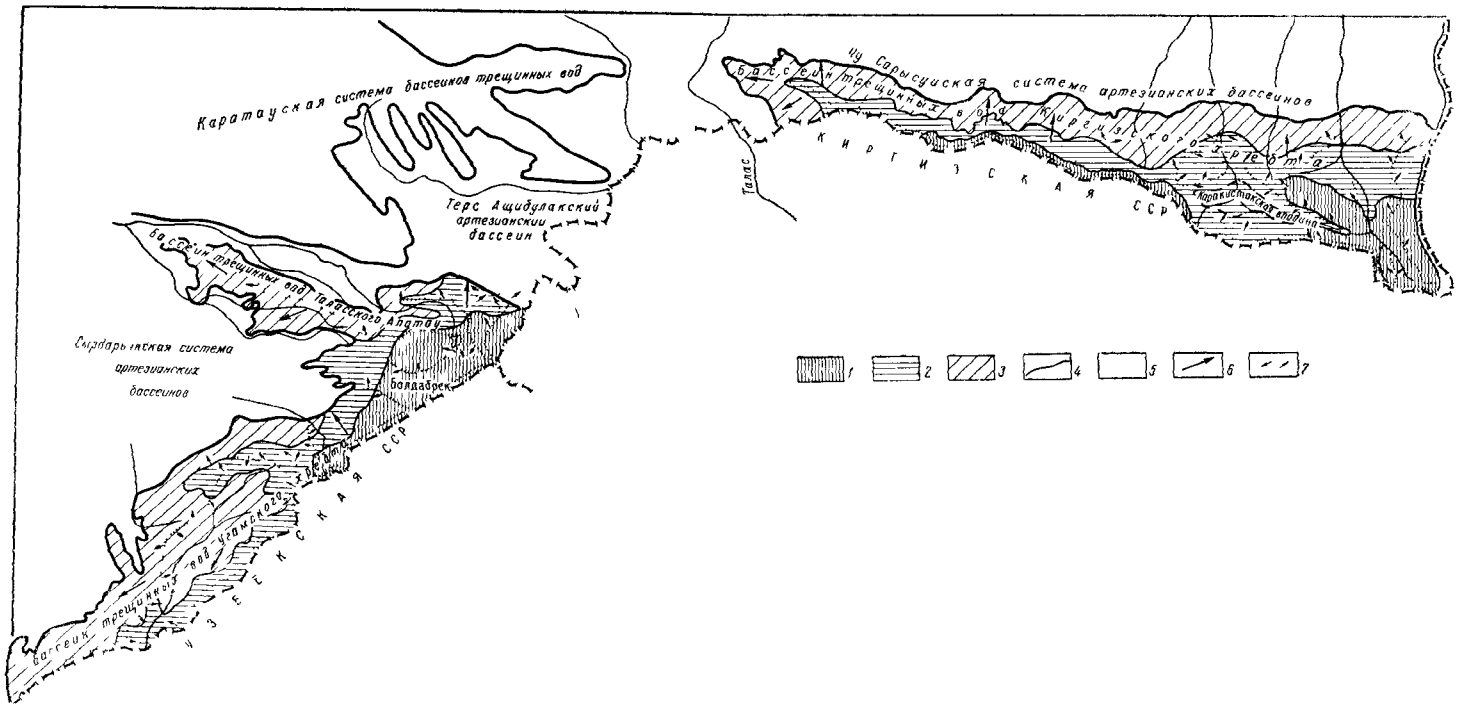



**Рис. 30 Схема ландшафтно-климатических горных поясов и направления движения подземного стока Талас-Угамской системы бассейнов трещинных вод (составила А. А. Мухоряпова)**

Ландшафтно-климатические горные пояса *А* — холодный (ледников и альпийских лугов), на абсолютных отметках 3500 *м* и выше (водораздельные части горных хребтов), среднегодовая температура воздуха от 0 до —1,5° С, *Б* — холодно-умеренный (высокогорных субальпийских лугов и лугово-степных ландшафтов) на абсолютных отметках 3500—2500 *м*, среднегодовая температура воздуха +0,8° С, осадков 700—750 *мм* в год; *В* — тепло-умеренный, увлажненный (среднегорных лугово лесных и лесо-степных ландшафтов), на абсолютных отметках от 2500 до 1200—1000 *м*, среднегодовая температура воздуха от +2,5 до +7° С, осадков от 840—880 до 250—300 *мм* в год на более низких отметках *1* — граница между ландшафтно-климатическими горными поясами, *2* — линия водораздела; *3* — направление общего подземного стока, *7* — направление местного стока

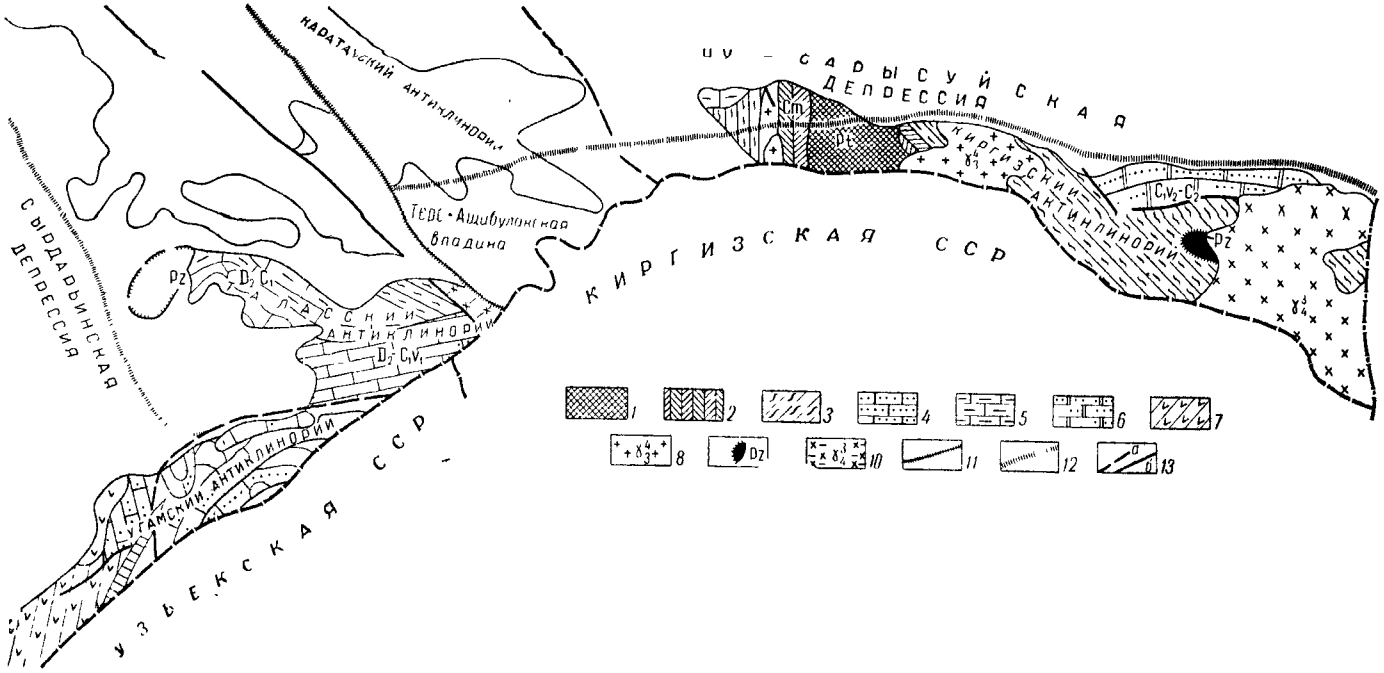



**Рис. 31. Схема структурно-тектонического строения Талас-Угамской системы бассейнов трещинных вод (составила А. А. Мухоряпова по материалам А. Г. Новикова, Ф. Е. Синицына и др.)**

Структурные этажи и ярусы: *1* — допалеозойские структуры, переработанные каледонской складчатостью (Pt). Каледонский структурный этаж: *2* — раннекаледонский структурный ярус ($Cm_1$), *3* — позднекаледонский структурный ярус (O). Герцинский структурный этаж: *4* — раннегерцинский структурный ярус ($D_2+C_1v$), *5* — среднегерцинский структурный ярус ($D_2$—$C_1$), *6* — среднегерцинский структурный ярус ($C_1$—$C_2$), *7* — позднегерцинский структурный ярус ($C_2$—$P_1$). Время внедрения гранитоидов ($\gamma$); *8* — в ордовике, *9* — в среднем палеозое, *10* — в верхнем карбоне. Разломы: *11* — глубинные разломы (зоны), разделяющие резко отличные в геотектоническом отношении области; *12* — крупные глубинные разломы, разделяющие главные структурные элементы в пределах геотектонических областей; *13* — разломы длительного развития, каледонского возраста по данным: *а* — геокартирования, *б* — геофизики

нальной трещиноватости процессами выветривания. На плоских водоразделах, по склонам гор и долинам рек развиты гляциальные, элювиально-делювиальные и аллювиально-пролювиальные четвертичные отложения.

Гидрогеологические условия Талас-Угамской системы бассейнов трещинных вод сложные и определяются совокупностью структурно-геологических, геоморфологических и климатических факторов. К толщам допалеозоя и палеозоя приурочены подземные воды трещинного и трещинно-жильного типа, к кайнозойским — преимущественно поровые.

Ниже приводится краткое описание основных водоносных горизонтов и комплексов. Водоносные горизонты четвертичных отложений имеют незначительное площадное распространение и в масштабе прилагаемой гидрогеологической карты не отображены. Учитывая значительную роль этих водоносных горизонтов в формировании подземных вод района, дана и их краткая характеристика.

Подземные воды современных отложений (al $Q_{IV}$) приурочены к пойменным образованиям всех рек района. Водовмещающими являются гравийно-галечные отложения с мелкими валунами и преимущественно песчаным заполнителем. Отсутствие в аллювии горных рек выдержанных водоупорных прослоев и небольшое содержание мелких фракций обусловливают хорошую водопроницаемость пород и наличие в них единого потока грунтовых вод. Питание аллювиальных вод происходит в основном за счет интенсивного поглощения поверхностных водотоков, а также подземного притока со стороны водоносных пород, расположенных гипсометрически выше.

Аллювиальные отложения — исключительно хорошие регуляторы стока. Интенсивно поглощая поверхностные воды, они замедляют подземный сток, что способствует более усиленному проникновению вод в трещиноватые породы, особенно на участках развития закарстованных известняков. Расходы родников колеблются от десятых долей литра до десятков литров в секунду.

Подземные воды аллювиальных отложений пресные, с минерализацией 0,2—0,3 *г/л*, гидрокарбонатные кальциевые. Используются они для питья и водопоя скота базами и фермами отгонного животноводства.

Подземные воды четвертичных флювиогляциальных и ледниковых отложений (fglQ) встречаются ниже зоны развития ледников и снежников. Они приурочены к крупно- и разнообломочным, отчасти окатанным валунам, галечникам и пескам. Инфильтрующиеся дождевые и талые воды подземным путем медленно двигаются к тальвегам речных долин, создавая тем самым благоприятные условия для питания подземных вод коренных пород. Таким образом флювиогляциальные и ледниковые отложения, так же как и аллювиальные, являются своего рода регуляторами подземного стока.

Родники, выходящие у подножий морен, имеют большие расходы — от 1 до 15 *л/сек*. Воды ультрапресные, гидрокарбонатные кальциевые.

Водоносный горизонт нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (alp$Q_I$) распространены в межгорной впадине, расположенной в верховье р. Каракыстак в Киргизском хребте. Впадина со всех сторон ограничена региональными зонами тектонических разломов и представляет собой грабен-синклиналь.

Нижнечетвертичные отложения залегают на денудированной поверхности ордовикских отложений и представлены конгломерато-галечниками, реже конгломерато-брекчиями и песчаниками. С поверхности они перекрыты небольшим плащом, до 1—2 *м*, суглинков с валунами.

Несмотря на благоприятные климатические условия питания подземных вод, толща в целом характеризуется слабой водообильностью, что обусловливается структурным положением впадины, хорошей дренированностью этих отложений, глубоко врезанной долиной р. Каракыстак, а также несколько затрудненными условиями инфильтрации атмосферных осадков через перекрывающий суглинистый слой.

Расходы большинства родников не превышают 0,5 *л/сек*. Исключение составляют два родника с расходами 3 и 5 *л/сек*, приуроченные к обводненным зонам тектонических разломов, окаймляющим впадину. Воды пресные, с минерализацией 0,4—0,7 *г/л*, гидрокарбонатные кальциевые и хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Подземные воды нижнечетвертичных отложений используются круглогодично для водопоя скота животноводческими базами.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости верхнепалеозойских пород ($Pz_3$). Трещиноватые верхнепалеозойские отложения слагают структуры среднегорного высотно-климатического пояса в пределах Угамского и Киргизского хребтов. Водовмещающие породы представлены красноцветной толщей песчаников, конгломератов, алевролитов и эффузивов различного состава, в подчиненном количестве встречаются слабокавернозные известняки.

Водообильность пород обусловлена степенью их трещиноватости, частично закарстованностью. Наиболее обводнены известняки, образующие мелкие и узкие широтно вытянутые пласты и отдельные блоки на наиболее низких отметках среднегорья Киргизского хребта. Расходы большинства родников составляют в среднем 2—3 *л/сек*, а в региональных зонах дробления и карстовых пустот — 35—50 *л/сек*. Подземные воды известняков циркулируют в трещинах кливажа и скалывания на глубинах 30—40 *м*, а вдоль зон тектонических разломов они проникают на значительно большие глубины.

Другие литологические разности пород, хотя в них водопроявления и часты, характеризуются более слабой водообильностью. Расходы родников не превышают 0,1—0,5 *л/сек*. Только в отдельных из них, приуроченных к разрывным локальным нарушениям и региональным разломам, расходы достигают 2—10 *л/сек*.

Воды преимущественно пресные (0,3—0,5 *г/л*), по составу гидрокарбонатные кальциевые. На отдельные участках, где верхнепалеозойские породы перекрываются аллювиально-делювиальным плащом со значительным содержанием легкорастворимых солей, минерализация вод достигает 1 *г/л* и они приобретают сульфатный кальциевый, а по катионам натриевый или магниевый состав.

$$M_{0,3-0,5}\,\frac{HCO_3\ 31-91\ SO_4\ 4-12\ Cl\ 4-6}{Ca\ 14-72\ Mg\ 18-21\ (Na+K)\ 2-18};$$

$$M_{0,7-1,0}\,\frac{SO_4\ 50-60\ HCO_3\ 14-24\ Cl\ 14-24}{Mg\ 28-29\ (Na+K)\ 25-29\ Ca\ 22-25}.$$

Родники, выходящие из верхнепалеозойских пород, в основном постоянно действующие и за счет наиболее водообильных из них можно организовать питьевое и хозяйственное водоснабжение крупных баз отгонного животноводства.

Водоносный комплекс в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях ($D_3$—$C_1$). Известняки девона — карбона развиты в пределах высоко- и среднегорных ландшафтно-климатических поясов Таласского Алатау и Угамского хребта. Рельеф в местах их выхода интенсивно расчленен, породы с поверхности значительно обнажены и в верхней зоне выветривания разбиты ши-

рокой сетью трещин. Зона активной трещиноватости распространена до глубин 60—100 *м*. Кроме того, породы пересечены крупными тектоническими нарушениями с широкими зонами дробления. Местами известняки сильно закарстованы. Все это в условиях высокогорья и среднегорья с обильными атмосферными осадками способствует накоплению значительных запасов подземных вод. Пополнение запасов происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод снежников и частично ледников. Разгрузка осуществляется путем дренирования местными эрозионными врезами. Некоторая часть подземных вод, проникшая по трещинам выветривания и региональным зонам тектонических разломов, идет на питание глубокозалегающих водоносных горизонтов. Чаще всего разгрузка происходит в местах контакта известняков с другими менее водопроницаемыми породами. В связи с тем что известняки неравномерно трещиноваты, они неодинаково дренируются гидрографической сетью. Это обусловлнвает и различную их водообильность. Расходы родников колеблются от десятых долей литра до нескольких десятков литров в секунду.

Родники, связанные с трещинами отдельности, имеют расходы до 1 *л/сек*, а на участках развития карстовых полостей — до 70—100 *л/сек*. Режим таких родников непостоянный и подвержен резким сезонным колебаниям, что снижает их значение как источников водоснабжения. Мощные родники (0,5—0,7 *м*$^3$*/сек*) с более или менее постоянным режимом приурочены к контактам известняков с другими породами и к зонам тектонического дробления.

В высокогорье воды преимущественно ультрапресные (0,04—0,2 *г/л*) гидрокарбонатные кальциевые. На более низких отметках этого же пояса минерализация вод по отдельным родникам достигает 0,4 *г/л*, а по составу они гидрокарбонатные натриево-кальциевые:

$$M_{0,04-0,4}\ \frac{HCO_3\ 68-91\ SO_4\ 14-23\ Cl\ 4-11}{Ca\ 60-74\ (Na+K)\ 16-26\ Mg\ 14-22}.$$

Подземные воды карбонатной толщи могут с успехом использоваться для водоснабжения крупных баз отгонного животноводства, промышленных объектов и населенных пунктов.

Воды зоны открытой трещиноватости нижнепалеозойских пород ($Pz_1$). Породы нижнепалеозойской эффузивно-осадочной толщи, залегая в ядрах Киргизского и Таласского антиклинориев, слагают структуры высоко- и среднегорных ландшафтно-климатических поясов. Водовмещающие породы представлены порфиритами, песчаниками, алевролитами и известняками.

Подземные воды движутся в гидродинамически связанной системе региональных и локальных трещин. Зона активной трещиноватости в породах нижнего палеозоя распространяется на глубину 30—60 *м*, проникая в зонах региональных разломов до 100—120 *м* и более.

Различная степень расчлененности рельефа, а также их гипсометрическое положение создают крайне неодинаковую обводненность трещиноватых зон. Высоко приподнятые сдренированные участки водоразделов обычно безводны. Наибольшей обводненностью характеризуются порфириты и известняки, расходы большинства родников в них составляют 1—3 *л/сек*, достигая в зонах тектонических разломов 5—10 *л/сек*. Водообильность алевролитов и сланцев обычно незначительная и характеризуется расходами родников до 0,5 *л/сек*.

Воды отличаются весьма слабой минерализацией (0,07—0,2 *г/л*) и преимущественно гидрокарбонатным кальциевым составом.

$$M_{0,07-0,2}\ \frac{HCO_3\ 69-87\ SO_4\ 6-16\ Cl\ 3-6}{Ca\ 50-79\ (Na+K)\ 5-18\ Mg\ 15-16}.$$

Подземные воды нижнепалеозойских отложений широко используются для сельскохозяйственного водоснабжения.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости докембрийских пород (PCm) в районе пользуются значительным распространением. В Киргизском хребте докембрий слагает ядро крупной антиклинали северо-западного простирания и представлен интенсивно дислоцированными и трещиноватыми гнейсами, кремнистыми, серицито-хлоритовыми и другими сланцами, кварцитами, песчаниками с прослоями и линзами известняков и мраморов. Зона активной трещиноватости распространяется до глубин 25—70 *м*, а в известняках и более. Весь комплекс пород в различных направлениях изрезан многочисленными линиями тектонических нарушений и разбит на блоки. Хорошая обнаженность пород наряду с вышеперечисленными факторами обеспечивает свободную инфильтрацию атмосферных осадков на глубину, относительно короткий цикл циркуляции и хороший водообмен.

Водообильность гнейсов и сланцев сравнительно слабая, хотя из них и выходит множество родников, но расходы их незначительны и варьируют в пределах 0,1—0,5 *л/сек*, иногда до 1 *л/сек*. Наиболее обводнены песчаники и известняки, характеризующиеся расходами большинства родников от 0,5—1,0 до 3—5 *л/сек* и в зонах тектонического дробления до 16—20 *л/сек*.

По качеству воды пресные и ультрапресные с минерализацией до 0,4 *г/л*. По составу они гидрокарбонатные магниевые, редко гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

$$M_{0,1-0,3}\frac{HCO_3\ 79-88\ SO_4\ 6-18\ Cl\ 2-4}{Mg\ 50-57\ Ca\ 18-45\ (Na+K)\ 3-5}.$$

Питание трещинные воды получают за счет инфильтрации талых вод, атмосферных осадков и притока со стороны гипсометрически вышерасположенных горизонтов.

Подземные воды описываемых пород могут быть использованы для водоснабжения животноводческих хозяйств.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных пород (γ). Комплекс разновозрастных интрузивных пород занимает основную площадь бассейна трещинных вод Киргизского хребта, где слагает большие междуречные пространства рек Аспара, Мерке, Талдысу и др.

Интрузивные тела представлены всеми разностями от гранитов до диабазов. Весь комплекс пород с поверхности сильно выветрелый, в различных направлениях разбит трещинами, ширина которых измеряется сантиметрами, и пересечен многочисленными разрывными тектоническими нарушениями в основном сбросового характера, с широкими, до 0,5 *км*, зонами дробления вдоль них. Эти особенности наряду с благоприятными морфологическими и климатическими факторами обусловливают значительную водообильность пород и слабую минерализацию циркулирующих в них подземных вод. Глубина залегания вод варьирует в пределах 38—80 *м*, но во многих точках воды выходят на поверхность. Расходы родников составляют 1—3 *л/сек*, при этом повышенные значения их свойственны средне- и крупнозернистым разностям интрузивных пород, легко поддающимся выветриванию (гранодиориты, сиенит-диориты). Водообильность пород зависит от степени их трещиноватости и от высоты местности. Наиболее часто выходят родники в высокогорной зоне с расходами 0,1—10 *л/сек*. Наибольшее значение имеют родники зон тектонических разломов, расходы которых достигают 30—70 *л/сек*. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, только на более низких отметках в них несколько увеличивается

содержание катионов натрия. Характерный для них состав выражается формулой:

$$M_{0,04-0,5}\ \frac{HCO_3\ 80-90\ Cl\ 5-10\ SO_4\ 1-12}{Ca\ 60-70\ (Na+K)\ 15-30\ Mg\ 15-20}.$$

Минерализация вод достигает 0,5 *г/л* на участках, где интрузивные породы перекрыты элювиально-делювиальным плащом. Среди вод интрузивных пород заслуживают внимания термальные гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды с температурой в некоторых родниках от 20 до 25°С. Выходы их приурочены к региональной зоне разлома широтного простирания, проходящей по северной окраине Киргизского хребта. В долине среднего течения р. Мерке в Киргизском хребте термальные воды с температурой 23° С вскрыты в гранитах на глубине 200—310 *м*. Химический состав их хлоридно-сульфатный натриевый. Они содержат радон до 1400 *эман* и $SiO_2$ 38 *мг/л*.

Воды интрузивных пород благодаря низкой минерализации и значительным запасам имеют большое значение и могут использоваться для водоснабжения, обводнения пастбищ и для бальнеологических целей.

* *
*

Талас-Угамская система бассейнов трещинных вод является областью формирования подземного стока и питания подземных вод. Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской систем артезианских бассейнов. Подземные воды района движутся в трещинах, карстовых пустотах и принадлежат преимущественно к типу грунтовых. Они циркулируют в единой гидродинамически связанной системе полостей и трещин, секущих различные по составу и возрасту палеозойские породы. Питание подземных вод осуществляется в основном за счет атмосферных осадков, талых вод ледников и снежников и частично за счет конденсации паров воздуха. Области питания и распространения подземных вод совпадают.

Разгрузка подземных вод происходит в эрозионных долинах, пересекающих водоносные породы. При этом значительная часть подземных вод поступает в крупные горные долины, формируя поверхностный сток рек. Остальная часть проникает на большие глубины и скрытыми подземными путями (по региональным тектоническим разломам, водопроницаемым пластам различных пород и карстовым полостям) уходит на питание подземных вод глубоких частей артезианских бассейнов.

Короткие пути фильтрации подземных вод и отсутствие в составе водоносных пород легкорастворимых солей обусловливают их низкую минерализацию, не превышающую 0,1—0,5 *г/л*, и преобладание гидрокарбонатных кальциевых или гидрокарбонатных кальциево-магниевых ионов. Некоторое изменение химического состава и минерализация (0,5—1 *г/л*) подземных вод происходит за счет выщелачивания солей в зонах сульфатного оруденения, развитого по разломам, или привноса солей из неогеновых загипсованных глин, перекрывающих коренные отложения в краевых частях горных хребтов.

В формировании подземных вод района решающую роль играют геолого-структурные особенности пород в совокупности с физико-географическими (рельеф, климат, растительность, гидрография) и другими факторами. Существенное влияние на формирование подземных вод и изменение их химического состава, в первую очередь на формирование водных ресурсов зоны грунтового стока, оказывают атмосферные осадки и в меньшей мере конденсация влаги воздуха и поверхностные воды.

В этой связи ярко выраженная климатическая и ландшафтная поясность, существующая в районе, создала довольно сложные условия формирования подземных и поверхностных вод, их химического состава

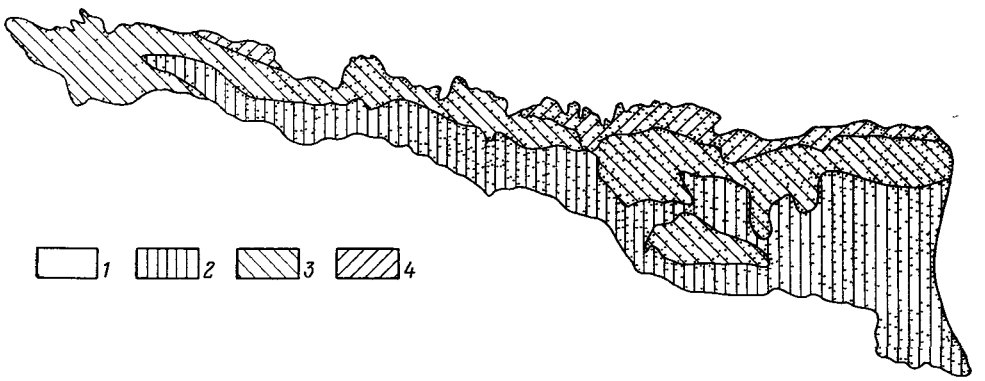



**Рис 32 Гидрохимическая схема бассейна трещинных вод Киргизского хребта (составила А А Мухоряпова)**

Химический состав вод *1* — зона преимущественно гидрокарбонатных кальциевых вод *2* — ультрапресных вод с минерализацией до 0 2 *г/л* *3* — пресных вод с минерализацией 0 2—0 5 *г/л* *4* — пресных вод с минерализацией 0 5—1 *г/л*

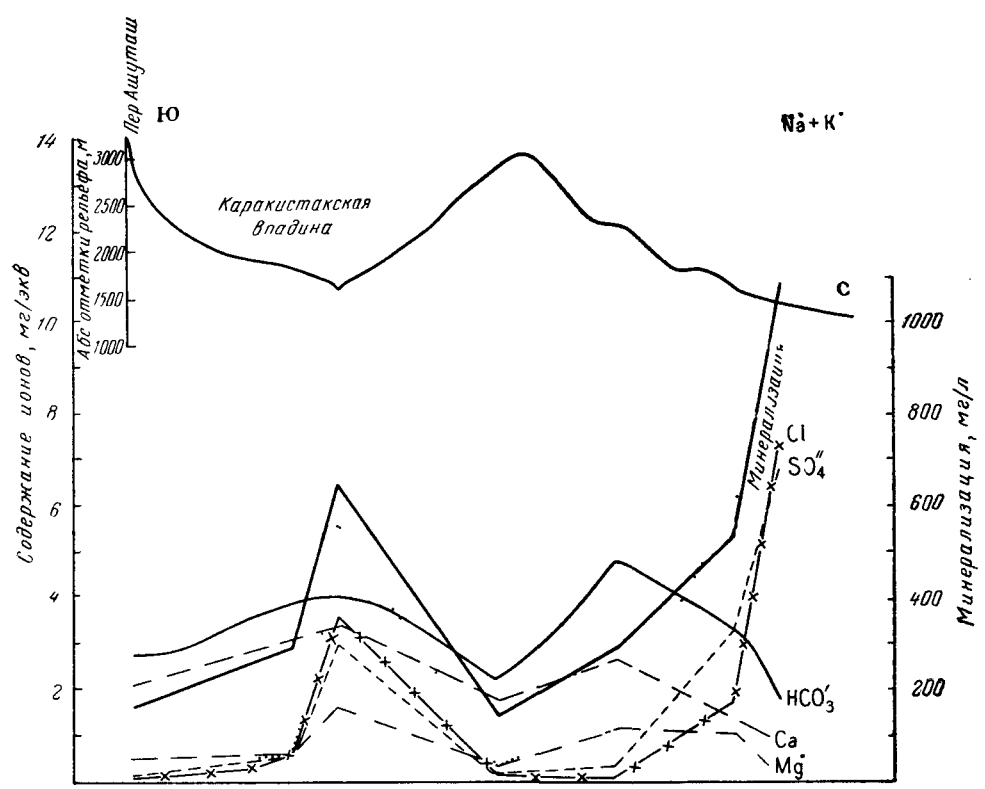



**Рис 33 Схематический гидрохимический разрез по Киргизскому хребту (составила А А Мухоряпова)**

(рис 32) и обусловила образование вертикальных гидрохимических зон, сменяющих друг друга в направлении от водораздельных высокогорных частей горных хребтов к их подножиям. Вертикальная зональ-

ность в распределении химического состава подземных вод хорошо прослеживается в пределах наиболее изученного бассейна трещинных вод Киргизского хребта (см. рис. 32). Эта закономерность несколько нарушается в районе Каракыстакской грабен-синклинали (рис. 33).

Выше абсолютных отметок 3300 *м* располагается высокогорная зона с альпийским ландшафтом, большую часть года покрытая снегом. Реки здесь получают питание в течение трех-четырех месяцев. Подземные воды развиты лишь в маломощном четвертичном слое, они не имеют повсеместного распространения, не принимают скольно-нибудь значительного участия в общем стоке вод. Ниже высокогорной зоны, на отметках 2500—3300 *м*, расположен пояс субальпийских ландшафтов. Осадки здесь выпадают в основном летом, питая поверхностный сток и формируя горизонты пресных грунтовых вод в рыхлых отложениях широких троговых долин, а трещиноватых породах бортов и водоразделов. Обилие осадков и короткие пути фильтрации обусловили гидрокарбонатный кальциевый, иногда магниевый состав поверхностных и грунтовых вод (воды ультрапресные) с очень малой величиной минерализации — до 0,2 *г/л* и менее.

Для этой зоны характерна самая начальная стадия формирования химического состава подземных вод. Воды, свойственные этой зоне, по степени минерализации во многих случаях представляют собой почти не измененные атмосферные осадки этого района. По данным химических анализов атмосферных осадков, проведенных Муюнкумской станцией в 1964 г., минерализация их колеблется от 0,03 до 0,08 *г/л* при гидрокарбонатно-сульфатном кальциево-натриевом составе. Температура вод 3—5° С.

В пределах отметок 2500—1500 *м* горные хребты характеризуются очень сильной расчлененностью рельефа. Речки текут здесь в глубоких ущельях. Плащ делювия маломощный. В целом это область интенсивного дренирования трещинных грунтовых вод. В меженный зимний период реки получают питание исключительно за счет выклинивания подземных вод этого пояса. Воды пресные, с минерализацией 0,1—0,4 *г/л* и сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом. Температура их 7—12° С. Химический состав вод формируется под действием физико-химического и биохимического выветривания пород. Основная роль при этом принадлежит их минералогическому составу.

Ниже, в пределах отметок 1000—1500 *м*, склоны горных хребтов имеют ступенчатое строение. Здесь коренные породы прикрыты плащом четвертичных отложений. Через эту зону происходит питание глубоких горизонтов Чу-Сарысуйской и Сырдарьинской систем артезианских бассейнов. Воды в этой зоне пресные, с минерализацией от 0,4—0,5 до 1 *г/л*, смешанного состава. Формируются они в условиях замедленной циркуляции привноса легкорастворимых солей из перекрывающих отложений.

*Глава десятая*

# КЕТМЕНЬ-ЗАИЛИЙСКАЯ СИСТЕМА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Описываемый район находится в пределах Алма-Атинской и частично Джамбулской областей Казахской ССР. На юге он граничит с Киргизской ССР, а на востоке — с КНР. С севера он окаймляется Илийской впадиной, а на западе к нему примыкают горы Киргизского хребта с прилегающей к ним равниной Чуйской впадины. Основными формами рельефа территории являются высокие горы, увенчанные ледниками и снежниками, а также среднегорье, мелкогорье и местами мелкосопочник. Почти широтно ориентированные хребты Заилийский, Терскей- и Кунгей-Алатау и Кетмень разделены межгорными впадинами, главными из которых являются Кегено-Текесская, Жаланашская и Сюгатинская с отметками поверхности 1300—2600 *м*. Общее нарастание гипсометрических высот района происходит с запада на восток до вершин Талгарского горного узла (пик Талгар 5017 *м*, пик Комсомола 4376 *м*). К востоку от них поверхность гор постепенно снижается до 3300 *м* и затем вновь повышается в хребтах Кунгей- и Терскей-Алатау до 5000 *м*. На западе, в пределах платообразного массива Кендыктас, отметки поверхности снижаются от 2300—2000 до 700—600 *м*.

Климат района континентальный, с характерной высотной зональностью, обусловленной сменой гипсометрического положения и геоморфологических условий различных его частей. Средние температуры воздуха по мере увеличения высот убывают (рис. 34), влажность воздуха возрастает. Количество атмосферных осадков на высокогорьях достигает 800 *мм* и более, а в пределах низких Кендыктасских гор оно обычно не превышает 270 *мм* в год.

Гидрографическая сеть района состоит из многочисленных рек и речек, несущих свои воды за его пределы — в Илийскую впадину. Более крупные из них — Текес, Чарын и Чилик, сравнительно мелкие — Большая Алматинка и Малая Алматинка, Каскелен, Талгар, Иссык, Тургень, Аксай и др. Все они берут свое начало в высокогорьях и имеют хорошо выраженный ледниковый тип питания.

В геологоструктурном отношении территория района представляет собой сложный антиклинорий, в строении которого участвуют метаморфические, магматогенные и осадочные породы от докембрия до перми, смятые в складки и разбитые многочисленными разломами. Межгорные долины и впадины выполнены мезо-кайнозойскими образованиями.

По характеру строения и условиям водообильности пород здесь выделяются четыре гидрогеологических района второго порядка: Заилийский, Кетменский, Кендыктасский и Кегено-Текесский. Первые три представляют собой бассейны трещинных вод, а последний — артезианский бассейн, приуроченный к Кегено-Текесской межгорной впадине. Гидрогеологические условия всего района в целом весьма благоприятны для формирования поверхностных и подземных вод. В нем широко распространены подземные трещинные, трещинно-жильные и поровые

воды, приуроченные к нижеописанным водоносным горизонтам и комплексам.

Водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (alpQII–III) распространен в долинах рек Чилик, Текес, Кегень и других, а также в основаниях склонов гор. В долинах он приурочен к толщам речных террас, а в предгорьях — к конусам выноса рек. Отложения террас и конусов выноса подстилаются неогеновыми глинистыми

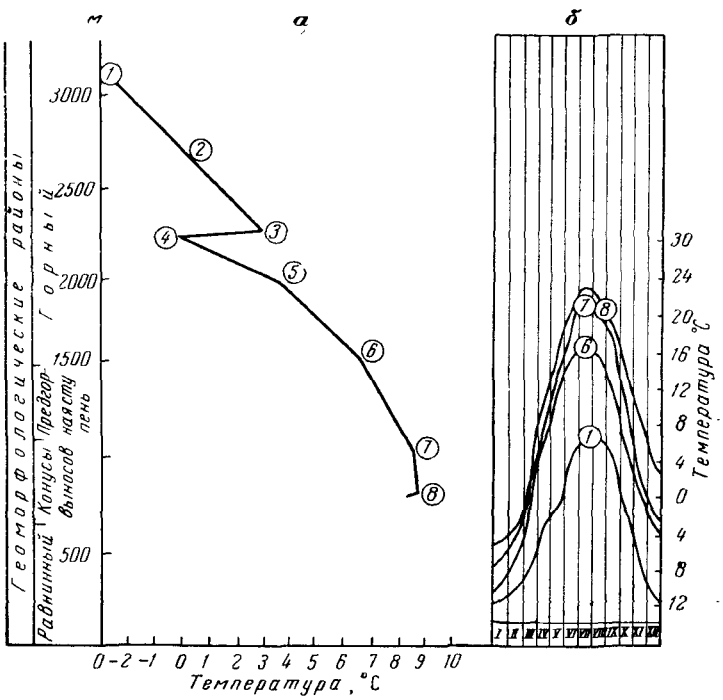



**Рис. 34. Графики изменения средиегодовых (*а*) и среднемесячных (*б*) температур воздуха в Кетмень-Заилийской системе бассейнов трещинных вод (по С. С. Каратлеувой)**

Гидрометеостанции. *1* — Мынжилки; *2* — Большое Алматинское озеро; *3* — Верхний Горельник; *4* — Ассы; *5* — Усть-Горельник; *6* — Медео; *7* — Иссык; *8* — Алма-Ата (Обсерватория)

осадками или лежат непосредственно на размытой поверхности палеозойских пород. Водовмещающие породы горизонта литологически довольно однообразны. В верховьях долин и в предгорных шлейфах преобладает обломочный материал с валунами и значительным количеством крупнозернистого песка. Во впадинах на равнинных участках крупный материал сменяется песками с прослоями глин, суглинков и супесей. В описываемых отложениях всюду залегают грунтовые воды, обладающие иногда напором. Воды со свободной поверхностью приурочены к толщам речных террас и к верхним частям разрезов конусов выноса. В более глубоких разрезах, где прослеживаются прослои водоупорных глин и суглинков (мощность 3—17 *м*), воды обычно слабонапорные. Общая мощность аллювиально-пролювиальных отложений изменяется в широких пределах — от 20—30 до 100 *м* и более, а мощность водоносных прослоев часто составляет 10—20 *м*.

Воды горизонта залегают на различных глубинах. Местами, на террасах, они выступают на поверхность, образуя заболоченность, или

выходят в виде родников. В долине р. Кегень они вскрываются скважинами и колодцами на глубинах 0,5—26 *м*, в Текесской впадине — на 6—24 *м*; на конусах выноса глубины их более 50—70 *м*. Горизонт в пределах района всюду водообильный. Расходы родников достигают 10 *л/сек*, в отдельных случаях до 60—100 *л/сек*. Дебиты скважин 2—15 *л/сек* при понижениях, не превышающих 3 *м*. Такая относительно высокая водообильность горизонта является следствием интенсивного его питания в условиях достаточно влажного климата высокогорий и хорошей водопроницаемости водовмещающих пород. Коэффициенты фильтрации для гравелистых песков здесь характеризуются величинами от 5 до 15 *м/сутки*, для мелких и средних галечников с песчаным заполнителем 20—51 *м/сутки* и в хорошо промытых крупных галечниках с валунами — до 180—230 *м/сутки*.

Воды описываемого горизонта всюду пресные, с минерализацией 0,2—0,6 *г/л*, по составу в большинстве гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые:

$$M_{0,2-0,5}\,\frac{HCO_3\,57—85\ SO_4\,11—26\ Cl\,4—13}{Ca\,42—71\ (Na+K)\,13—40\ Mg\,18—20}.$$

Из микрокомпонентов в них содержатся йод (0,1—0,5 *мг/л*), бром (до 1 *мг/л*) и фтор (0,2—0,4 *мг/л*). Горизонт в районе имеет большое практическое значение для хозяйственного и питьевого водоснабжения, а также для целей орошения.

Подземные воды спорадического распространения четвертичных делювиально-пролювиальных отложений (dpl Q). Делювиально-пролювиальные отложения слагают покровные толщи в основаниях горных склонов и в многочисленных межгорных долинах. Мощности их иногда довольно значительные (до 15—20 *м*), но благодаря дренированности участков они почти повсеместно безводны. Воды в них встречаются лишь в пределах узких долин временных потоков и мелких горных речек (юго-западные склоны Кендыктасских гор), а также в пределах небольших слабодренированных площадей у оснований гор. Водовмещающими являются маломощные (2—5 *м*) прослои и линзы дресвяно-щебенистых и супесчано-суглинистых образований, имеющих в своих подошвах водоупорные глинистые и суглинистые осадки. Глубина залегания вод составляет не более 5 *м*. Водообильность водоносных прослоев и линз слабая, расходы родников и дебиты колодцев не превышают 1 *л/сек*. Воды почти всюду пресные, по составу гидрокарбонатные кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые. Питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков( в основном талых снеговых вод), а также за счет подтока трещинных вод. Вследствие ограниченного распространения эти воды существенного народнохозяйственного значения не имеют. Они иногда используются с помощью колодцев для временного водоснабжения животноводческих ферм.

Водоносный горизонт четвертичных гляциальных и флювиогляциальных отложений (glQ, fglQ) распространен в Заилийском Алатау (Талгарский и Алматинский горные узлы) и на юго-востоке района — в Кетменском хребте и Терскей-Алатау. Водовмещающими являются валунно-галечные и глыбово-щебенистые накопления с гравийно-песчаным заполнителем, мощность которых достигает местами 350 *м*. В моренах высокогорий, в верхних частях разрезов пород, воды обычно находятся в твердом состоянии. В летние периоды в результате таяния снежников и ледников в их толщах образуются огромные массы воды, заполняющие многочисленные термокарстовые

воронки и провалы. Скопившиеся воды инфильтруются на глубину в немерзлые морены и часть их выходит в уступах на поверхность в виде мощных сосредоточенных струй с расходами до 150—300 *л/сек*. В более древних моренах, расположенных вне нивальной зоны, захороненный лед отсутствует. Водоносный горизонт в них питается за счет таяния льда и снега, а также за счет подпитывания трещинными водами коренных пород. Воды эти также выклиниваются в виде родников с расходами от 0,5 до 30—35 *л/сек* и, сливаясь в руслах, образуют постоянно действующие потоки.

Широкие площади развития флювиогляциальных отложений находятся в водораздельной части территории. Они прорезаны речными долинами до глубин 20—100 *м* и более, обнажающими на склонах продукты водно-ледниковой денудации и отчасти делювия. Флювиогляциальный материал состоит из различно окатанных валунов, галечников, гравелитов и песков. В связи с неровным рельефом дневной поверхности глубины залегания водоносного горизонта весьма невыдержаны и изменяются от десятков метров до 100 *м*. Но мощность его сравнительно постоянная и составляет 10—15 *м*, иногда более. Расходы родников варьируют в пределах от 0,1 до 5 *л/сек*. Горизонт питается также за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод и подтока трещинных вод из коренных пород.

Воды в гляциальных и флювиогляциальных отложениях всюду пресные, гидрокарбонатного кальциевого состава. Общая минерализация их изменяется в пределах 0,06—0,5 *г/л*, жесткость — от 0,7 до 6 *мг-экв*. Сравнительно более минерализованы среди них воды флювиогляциальной толщи. Воды описываемого горизонта являются одним из главных источников формирования поверхностного стока.

Подземные воды спорадического распространения неогеновых отложений (N). В разрезах неогеновых отложений района наблюдается частое чередование водопроницаемых конгломератов, песчаников и песков с водоупорными и слабопроницаемыми мергелисто-глинистыми осадками. Мощности тех и других неустойчивы как по площади их развития, так и с глубиной, что существенно влияет на характер водоносности всей толщи в целом. Обычно воды в ней распространены спорадически. Встречаются они в отложениях Кегенской, Жаланашской и Сюгатинской впадин, местами в предгорьях Кунгей-Алатау, Терскей-Алатау и хр. Кетмень. В Кегенской впадине водоносны небольшие прослои (до 3 *м*) конгломератов, гравелитов и кварцевых песков, залегающие на глубинах от 10 до 85 *м*. В Жаланашской впадине, где вся толща неогена имеет мощность до 450 *м*, аналогичные прослои находятся на глубинах 52—58 и 105—186 *м*. Характерно, что в верхних частях разрезов водоносные прослои маломощны и обычно не имеют выдержанного залегания; в нижних частях их мощности возрастают до 8—14 *м* и воды иногда приобретают напор величиной 9—66 *м*.

Водообильность неогеновых отложений невысокая — удельные дебиты скважин не превышают 0,1—0,5 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации водоносных пород характеризуются величинами менее 11 *м/сутки*, лишь на некоторых участках предгорий они достигают 40 *м/сутки*. Воды пресные и слабосолоноватые. Пресные воды чаще приурочены к бортовым частям впадин, где их общая минерализация изменяется от 0,4 до 0,7—1 *г/л*. В центральных частях впадины минерализация вод возрастает до 1,2—1,9 *г/л*. В тех же пределах увеличивается минерализация вод с глубиной их залегания. Ионный состав пресных и слабосолоноватых вод выражается формулами

$$M_{0,31}\frac{HCO_3\,96}{Ca\,85};\quad M_{1,89}\frac{SO_4\,37\ Cl\,34\ HCO_3\,29}{(Na+K)\,58\ Mg\,26\ Ca\,16}.$$

Воды содержат йод — до 0,1—0,4 *мг/л* (горы Шольадыр и ур. Мынбулак) и фтор — до 0,5 *мг/л* (горы Шольадыр).

Подземные воды спорадического распространения олигоценовых отложений ($Pg_3$). Олигоценовые отложения представлены в основном водоупорными красно-бурыми глинами. Водоносные прослои и линзы встречаются в них на ограниченных площадях в пределах предгорий Терскей-Алатау, Кетменского хребта и частично в долинах рек*. Они повсеместно имеют в разрезах незначительные мощности (менее 2—3 *м*) и часто невыдержанное залегание; литологически состоят из глинистых песков, галечников и слабосцементированных конгломератов. Глубины залегания их различные. В предгорных частях долин, пересекающих склоны хребтов, воды местами выходят на поверхность в виде родников с расходами 0,1—3 *л/сек*. В межгорных и предгорных впадинах они вскрываются скважинами на глубинах более 100 *м* (в Жаланашской впадине свыше 200 *м*). На бо́льших глубинах воды приобретают напор; пьезометрические уровни их устанавливаются на глубинах до 40 *м*. Удельные дебиты скважин достигают 0,4 *л/сек*, но в большинстве случаев водообильность вскрытых прослоев обычно незначительная. Воды имеют пеструю минерализацию, величина которой колеблется в пределах от 0,5 до 5 *г/л* и более. По химическому составу они чаще сульфатные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые.

Водоносный комплекс юрских отложений (J) распространен на небольших площадях* в среднем течении р. Большого Ачинахоголсая, где они выполняют неширокий, вытянутый с запада на восток тектонический грабен, и на Уш-Хасанском плоскогорье. В грабене он представлен толщей алевролитов, аргиллитов и углисто-глинистых сланцев; среди них встречаются прослои водоносных трещиноватых песчаников, из которых по бортам речной долины вытекают родники с расходами до 0,2 *л/сек*. На Уш-Хасанском плоскогорье в толще осадков юры обводнены конгломераты с пластами угля, подстилающиеся верхнепалеозойскими туфами. Глубина залегания водоносных пород здесь значительная, достигающая 80—100 *м*, мощность их около 20 *м*. В глубоких логах и долинах из контактов юрских отложений с палеозойскими породами воды местами выходят в виде восходящих родников с расходами от сотых долей литра в секунду до 1,5—9,8 *л/сек*. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый, реже сульфатный натриево-кальциевый. Минерализация их колеблется от 0,3 до 2,5 *г/л*. Для пресных вод характерна формула солевого состава:

$$M_{0,6}\frac{HCO_3\,65\ SO_4\,24\ Cl\,11}{Ca\,42\ (Na+K)\,36\ Mg\,22}.$$

Из микрокомпонентов в водах комплекса содержатся: йод — до 0,1 *мг/л* и фтор — до 0,4—1,5 *мг/л*.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости верхнепалеозойских пород ($Pz_3$). Водоносными среди верхнепалеозойских образований являются песчаники, конгломераты и различные эффузивы с их туфами. Наиболее широко они развиты на северных склонах Кетменского хребта, на плоскогорье Уш-Хасан и в хр. Терскей-Алатау. Подземные воды в их толщах циркулируют по

* На «Гидрогеологической карте Южного Казахстана» (прилож. 1) ввиду малой площади распространения водоносный комплекс не показан.

трещинам, распространенным в коре выветривания до глубин 20—30 *м*, иногда 50—70 *м*, а в зонах тектонических разломов — значительно глубже. В многочисленных логах и речных долинах часть этих вод выклинивается в виде нисходящих родников, другая часть питает рыхлые толщи различных предгорных отложений. Водообильность пород неодинакова. Для возвышенных участков она характеризуется расходами родников 1,5—10,5 *л/сек*. При переходе к межгорным впадинам, где трещиноватость в породах развита слабо и часть трещин выполнена песчано-глинистым материалом, родники имеют расходы не более 0,5 *л/сек*. Только в зонах тектонических нарушений, являющихся основными коллекторами подземных вод, расходы родников возрастают, достигая в некоторых из них до 52 *л/сек*. Во всех родниках воды преимущественно пресные, гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые, характеризующиеся формулой солевого состава:

$$M_{0,2-0,4}\ \frac{HCO_3\ 71-79\ SO_4\ 15-24}{Ca\ 40-51\ (Na+K)\ 21-40\ Mg\ 16-18}.$$

Лишь на некоторых участках, прилегающих к межгорным впадинам, где в кровле водоносных пород залегают глинистые осадки неогена, минерализация вод увеличивается до 1,3 *г/л*. Все эти воды в районе широко используются для питьевых и хозяйственных целей.

Водоносный комплекс нижнекаменноугольных отложений ($C_1$) является одним из наиболее водообильных в описываемом районе. Он распространен в пределах среднегорья и высокогорья Кетменского хребта, Кунгей- и Терскей-Алатау. Его слагают осадочные образования, представленные преимущественно известняками с подчиненными прослоями песчаников, сланцев, конгломератов и др. Толщи их почти всюду дислоцированы в небольшие замкнутые структуры широтного простирания, осложненные многочисленными тектоническими нарушениями. Эти толщи обводнены по трещинам выветривания, зонам тектонических нарушений и карстовым пустотам. Глубина залегания вод в них изменяется от нескольких десятков метров до 300 *м* и более. В некоторых мульдах ур. Туюк (хр. Кетмень), сложенных крупнокристаллическими закарстованными известняками, скважины вскрывают воды на глубинах 180—190 *м*. Меньшие глубины их приурочены к плоским водораздельным участкам и пологим широким склонам гор, а также к некоторым речным долинам. Выходы вод на поверхность встречаются лишь в глубоких долинах. Расходы родников измеряются чаще десятками литров в секунду, в зонах разломов они достигают 500 *л/сек*.

Воды нижнекаменноугольных отложений на всей территории пресные и ультрапресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые. Воды содержат иногда йод и фтор в количествах 0,1—0,5 *мг/л*. Воды обычно холодные, с температурой 7° С. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и талых вод снежников и ледников. В районе они являются одним из перспективных источников водоснабжения, в настоящее время используются лишь частично для удовлетворения потребностей животноводческих ферм на летних пастбищах.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости среднепалеозойских пород ($Pz_2$). Водоносные среднепалеозойские породы представлены в районе кислыми эффузивами и их туфами с маломощными прослоями песчаников, сланцев и конгломератов (хр. Кетмень) и преимущественно осадочными образованиями — песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами и алевролитами (горы Кендыктас). Площади распространения их находятся на разных гипсо-

метрических уровнях — от низких гор до высоких. Породы разбиты сложной системой трещин выветривания и разрывных нарушений. Мощности трещиноватой зоны в различных частях территории изменчивы, вследствие чего глубины залегания вод варьируют в широких пределах — от нескольких метров до 100 *м* и более. Водообильность пород характеризуется расходами родников от 0,5 до 4,5 *л/сек*, в зонах тектонических нарушений расходы некоторых из них достигают 10—20 *л/сек*, иногда 45—80 *л/сек*. Воды в большинстве случаев пресные и ультрапресные, гидрокарбонатного кальциевого и магниево-кальциевого состава:

$$M_{0,04-0,2}\ \frac{HCO_3\ 71-93\ Cl\ 5-16\ SO_4\ 2-12}{Ca\ 60-78\ Mg\ 20-33\ (Na+K)\ 2-7}.$$

В Кендыктасских горах, где водоносные среднепалеозойские породы перекрыты чехлом щебенисто-дресвяных супесей и суглинков, минерализация вод повышается от 0,6 до 2,2 *г/л* и гидрокарбонатный кальциевый и натриево-кальциевый их состав переходит в сульфатный кальциевый или натриевый.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости нижнепалеозойских пород ($Pz_1$) распространены на небольших площадях северо-восточного и юго-западного склонов Кендыктасских гор, Кунгей- и Терскей-Алатау, в Кетменском хребте и частично в Заилийском Алатау. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми конгломератами, песчаниками, сланцами с прослоями известняков и реже эффузивов. Мощность трещиноватой зоны на высокогорных участках с расчлененным рельефом достигает 100 *м* и более, на плоских склонах низких гор и во всех межгорных долинах она изменяется от 10—20 до 50 *м*. Однако степень трещиноватости пород сравнительно невысокая, что обусловливает слабую их водообильность. Наиболее часто встречаются родники с расходами 0,5—1,5 *л/сек* и только некоторые из них, приуроченные к известнякам и зонам тектонических нарушений, имеют расходы от 1,5 до 7 *л/сек*. Воды повсеместно за исключением низкогорных участков ультрапресные и пресные с минерализацией от 0,1 до 0,5 *г/л* и гидрокарбонатным кальциевым составом. В Кендыктасских горах и других низкогорных частях территории минерализация этих вод увеличивается до 0,8—2 *г/л*. Слабосолоноватые воды здесь имеют хлоридно-сульфатный натриево-магниево-кальциевый состав.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости докембрийских пород (PCm). Докембрийские образования слагают ядра поднятий в хребтах Терскей-Алатау и Заилийский Алатау, а также в горах Кендыктас. Представлены они сильно метаморфизованными кристаллическими сланцами, гнейсами, мраморизованными известняками, роговиками и кварцитами. Породы сильно дислоцированы, разбиты густой сетью трещин выветривания и сланцеватости. Мощность трещиноватой зоны и характер трещиноватости определяются в большей степени литологическим составом пород. Глубина зоны трещиноватости пород изменяется от 15 до 100 *м*. В Терскей-Алатау и Заилийском Алатау, где докембрийские породы слагают наиболее возвышенные части хребтов, большие площади покрыты ледниками и снежниками, питающими поверхностные и подземные потоки. В питании их здесь играют значительную роль и атмосферные осадки. В этих условиях большинство родников характеризуется расходами от 1 до 5 *л/сек*. В Кендыктасе низкогорья и мелкосопочник не имеют таких благоприятных условий питания, поэтому водообильность пород здесь слабая, и

расходы родников изменяются обычно в пределах от сотых долей литра в секунду до 1 *л/сек*, возрастая до 2 *л/сек* лишь в зонах тектонических нарушений. Воды докембрийских пород в восточной части района пресные, в высокогорьях ультрапресные (до 0,2—0,6 *г/л*), состав их всюду гидрокарбонатный кальциевый. На западе района — в Кендыктасских горах — величина минерализации достигает 1 *г/л* и в редких случаях 2,2 *г/л*. Пресные воды здесь имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав, а *слабосолоноватые* — *сульфатный натриево-кальциевый состав*, выражающийся формулами

$$M_{0,72}\ \frac{HCO_3\,57\ SO_4\,38}{Ca\,46\,(Na+K)\,34\ Mg\,20};\qquad M_{1,49}\ \frac{SO_4\,68\ HCO_3\,20\ Cl\,12}{Ca\,42\,(Na+K)\,36\ Mg\,22}.$$

Подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных пород (γ). Водоносные интрузивные породы широко развиты в осевых частях Заилийского Алатау, Кендыктасских гор, местами в Кунгей- и Терскей-Алатау, а также в хр. Кетмень. Представлены они разновозрастными (протерозойскими, каледонскими и герцинскими) гранитами, диоритами и гранодиоритами. В зависимости от условий расчленения рельефа и степени дренированности территории обводненность интрузивных массивов крайне изменчива и часто имеет локальный характер. Воды в них приурочены к трещинам коры выветривания и зонам тектонических разломов. Глубина распространения трещин колеблется от 10—20 до 40—60 *м*, достигая иногда 100 *м* и более (тектонические трещины). В Кендыктасе водообильность пород характеризуется расходами родников в пределах 0,1—3 *л/сек* при преобладающих средних величинах около 0,5 *л/сек*. Повышенные расходы здесь чаще наблюдаются в родниках, приуроченных к крупным обнаженным массивам гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также к зонам тектонических нарушений. Восточнее Кендыктаса условия обводнения более благоприятные, что связано со значительными высотами хребтов и интенсивным развитием трещиноватости пород, способствующей поглощению большого количества атмосферных осадков и талых вод ледников. В Заилийском Алатау большинство родников характеризуется (Колотилин, Бочкарев, 1963) расходами в 1,5—2 *л/сек*, достигая 17, реже 24 *л/сек*. В основаниях склонов группы таких родников нередко образуют ручьи с расходами до 90 *л/сек*. Еще большая водообильность наблюдается здесь в зонах контактов разновозрастных интрузий и вдоль линий тектонических нарушений. Но далее на восток — в хребтах Кетмень, Кунгей- и Терскей-Алатау — водообильность интрузивных массивов убывает: расходы родников сокращаются до 5 *л/сек* и менее при преобладающих средних величинах 0,5—2 *л/сек*. Эти воды также ультрапресные и пресные с минерализацией 0,05—0,6 *г/л*. Характерный солевой состав их выражается формулами

$$M_{0,08}\ \frac{HCO_3\,67\ SO_4\,19\ Cl\,14}{Ca\,62\,(Na+K)\,24\ Mg\,14};\qquad M_{0,3}\ \frac{HCO_3\,92}{Ca\,65\ Mg\,27}.$$

Несколько повышена минерализация вод в Кендыктасе, где плотный остаток их возрастает до 1 *г/л* и более.

В зонах тектонических разломов воды интрузивных пород отличаются повышенным содержанием кремнезема, сероводорода и некоторых микрокомпонентов, а также повышенной температурой. Некоторые из них имеют бальнеологическое значение (Алма-Арасан и др.).

* *
*

Описываемый район является наиболее благоприятным в Южном Казахстане в отношении питания и транзита подземных вод. Здесь нет емкостной среды, где бы могли накапливаться значительные запасы подземных вод. Некоторое количество их формируется лишь в долинах горных рек, в синклинальных структурах и в зонах тектонических разломов. Процесс формирования вод происходит в различных физико-географических и геологических условиях, оказывающих различное влияние на степень обводненности пород и химический состав подземных вод. В зависимости от характера трещиноватости пород воды в массивах гор распространяются на глубины до 100 *м*, а на участках развития карстующихся пород и зон тектонических разломов они проникают до нескольких сотен метров. Среди различных пород наиболее обводнены в районе интрузивные породы и закарстованные известняки, получающие питание за счет инфильтрации большого количества атмосферных осадков (более 800 *мм* в год), а также за счет талых вод ледников и снежников. Накапливающиеся воды, циркулируя по трещинам и карстовым пустотам, поступают в рыхлые толщи межгорных впадин и глубокие зоны тектонических разломов; часть их по пути движения дренируется долинами рек или выклинивается на склонах в виде родников.

Для подземных вод района характерна гидрохимическая зональность, связанная с ландшафтно-климатическими поясами, а также с геологоструктурными и геоморфологическими условиями (рис. 35). В высокогорном нивальном поясе, где распространены ледники и снежники, формируются ультрапресные воды с минерализацией 0,05—0,1 *г/л*, гидрокарбонатного кальциевого, реже магниево-кальциевого состава. По минерализации и составу они здесь почти соответствуют талым водам и атмосферным осадкам. Редко среди них встречаются сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды, обычно приуроченные к зонам тектонических нарушений, в которых часто наблюдается вкрапленность пирита. С уменьшением высот в ультрапресных водах увеличивается минерализация до 0,2 *г/л* и среди них наряду с гидрокарбонатными кальциевыми водами встречаются и гидрокарбонатные натриевые. В полосе среднегорья, на высотах ниже 2500 *м*, ультрапресные воды переходят в пресные с минерализацией до 0,5 *г/л* и преимущественным гидрокарбонатным кальциевым, реже магниево-кальциевым составом. Еще ниже, в зонах недостаточного увлажнения, минерализация подземных вод возрастает. На низких участках среднегорья она составляет 0,5—1 *г/л*, а состав вод переходит от гидрокарбонатного кальциевого к сульфатно-гидрокарбонатному натриево-кальциевому. В пределах низкогорья (горы Кендыктас) с ухудшением условий питания, вследствие относительно малого количества атмосферных осадков и значительной испаряемости, воды приобретают минерализацию до 3 *г/л*; их состав здесь становится гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-натриевым или сульфатным натриевым.

Для водоносных толщ предгорий и межгорных впадин, в частности для Кегено-Текесского артезианского бассейна, характерно наличие гидростатических напоров вод во вторых от поверхности и в более глубоких водоносных горизонтах. Здесь к бортовым частям бассейна приурочен поток грунтовых вод. В центральных частях впадины этот поток расчленен водоупорными прослоями на ряд этажно-расположенных гидравлически связанных горизонтов, нижние из которых обычно обладают напором. Питание водоносных горизонтов происходит путем

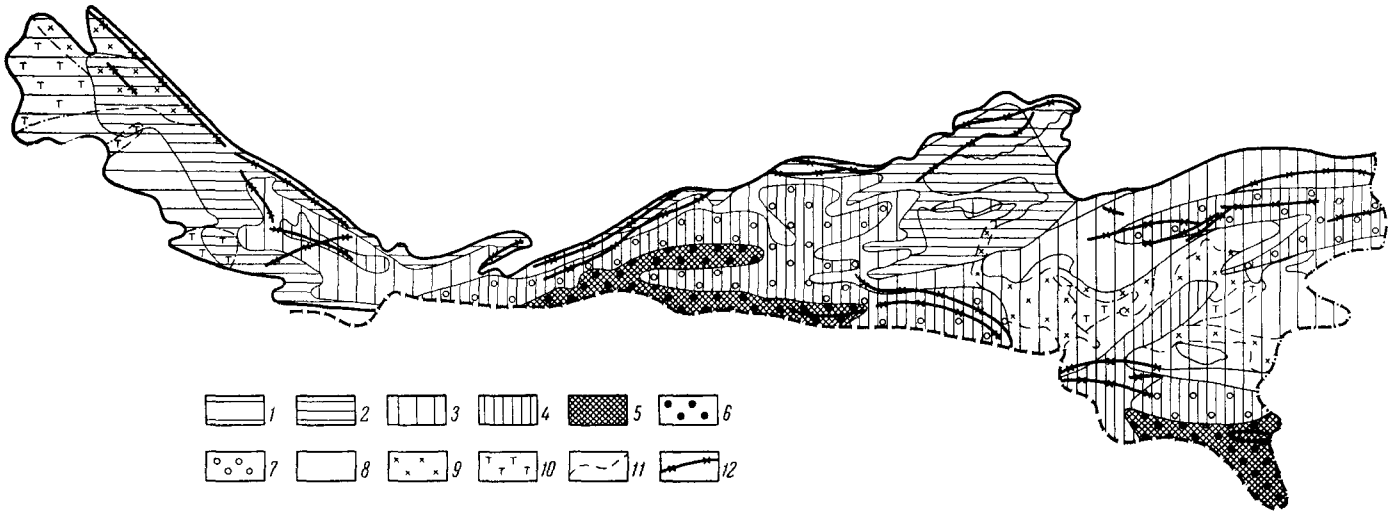



**Рис. 35 Гидрохимическая схема Кетмень-Заилийской системы бассейнов трещинных вод (составила Т. П. Пивоварова)**

Абсолютные высоты поверхности (*м*): *1* — до *1000*; *2* — *1000—1700*; *3* — *1700—2500*; *4* — *2500—3800*; *5* — *3800*.

Химический состав подземных вод (в скобках их минерализация): *6* — преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, реже магниево-кальциевый (до 0,1 *г/л*); *7* — гидрокарбонатный кальциевый и натриевый (0,1—0,2 *г/л*); *8* — преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, реже магниево-кальциевый (0,2—0,5 *г/л*); *9* — гидрокарбонатный кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый (от 0,5 до 1 *г/л*); *10* — гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый и сульфатно-натриевый (от 1 до 3 *г/л*)

фильтрации поверхностных вод, стекающих со склонов горного обрамления, инфильтрации атмосферных осадков и подтока трещинных вод. Формирующиеся здесь воды всюду пресные гидрокарбонатного кальциевого и сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава. На участках, где водоносные горизонты имеют соприкосновение с гипсоносными глинами неогена и палеогена, воды имеют более сложный состав. Увеличение степени минерализации их и соответственно изменение химического состава происходит в направлении к центральным частям артезианского бассейна. Здесь в глубоких разрезах эти воды изучены пока недостаточно. По некоторым данным они термальные, с температурой до 42° С.

*Глава одиннадцатая*

# ЧУ-ИЛИЙСКАЯ СИСТЕМА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Чу-Илийская система бассейнов трещинных вод охватывает северные и северо-восточные районы Джамбульской области и небольшую западную часть Алма-Атинской области. На этой территории выделяются как наиболее крупные орографические единицы собственно Чу-Илийские горы и южная часть пустыни Бетпак-Далы. Чу-Илийские горы состоят из низкогорных массивов Кульджа-Басы, Анархай и Доран-Кара, имеющих абсолютные высоты 1000—1200 *м*. В северно-западном направлении поверхность их снижается до отметок 400—500 *м* и низкогорье постепенно переходит в холмистый рельеф типа мелкосопочника. В восточной части Бетпак-Далы рельеф принимает облик мелкосопочной равнины, сменяющейся на западе и юго-западе обширной волнистой равниной с общим уклоном в сторону долины р. Чу. Поверхность здесь снижается до отметок 270 *м*. Южнее гряды горных возвышенностей в северо-западном направлении почти через весь район прослеживается отчетливо выраженный уступ высотой до 100 *м*. Приурочен этот уступ к полосе региональных разломов, известных под названием Джалаир-Найманской тектонической зоны. Системе горных возвышенностей уступ придает характер асимметричного водораздела с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными склонами. На этих склонах развито небольшое число глубоких, но коротких логов, в верховьях которых начинаются водотоки с характерным неустойчивым режимом.

Поверхностный сток в районе отмечается только в период снеготаяния и после ливней. На севере района развиты обычно неглубокие сухие русла, которые заканчиваются в близлежащих понижениях. Отсутствие постоянного стока в значительной мере определяется климатическими условиями. Район в целом относится к зоне пустынного климата с резкими колебаниями температур — от —42° зимой до +44° летом, средней относительной влажностью до 20—30% и испарением до 1000—1300 *мм* в год. Годовое количество атмосферных осадков на крайнем юге района составляет 350—400 *мм* (станция Анархай), на севере — около 120 *мм* (станция Бетпак-Дала). Летние осадки за исключением ливней почти целиком испаряются.

Большая часть района сложена комплексом метаморфических и эффузивно-осадочных пород допалеозоя, прорванных разновозрастными интрузиями. Подчиненное развитие имеют мезо-кайнозойские песчаные и песчано-глинистые осадки, покрывающие отдельные участки скального фундамента на северо-западе и востоке района. Мощности последних незначительные, только в долине Карой и на восточном предгорье они местами достигают 30 *м*. В днищах межсопочных понижений Бетпак-Далы развиты такыры и солончаки.

В структурном отношении это сложный антиклинорий, нарушенный двумя сериями сопряженных глубинных разломов — Джалаир-Найманской и Сарытумской. Толщам пород в Чу-Илийских горах харак-

терны линейновытянутые складки, а в Бетпак-Дале — обособленные замкнутые брахискладки, сложенные обычно девоном и карбоном.

В пределах описываемого района соответственно его строению, геоморфологическим и гидрогеологическим особенностям выделяются два бассейна трещинных вод — Чу-Илийских гор и Бетпак-Далы. В каждом из них наряду с преимущественным распространением трещинных вод в рыхлых палеогеновых и четвертичных осадочных отложениях спорадически развиты поровые воды.

Подземные воды спорадического распространения четвертичных делювиально-пролювиальных отложений (dplQ). Делювиально-пролювиальные отложения развиты в предгорьях восточной части гор и в долине Карой. Долина Карой представляет собой аккумулятивную равнину с уклоном на юго-восток. На севере она ограничена от низкогорья тектоническим уступом, на юге, за пределами района, постепенно переходит в аллювиально-пролювиальную равнину. Отложения как в долине, так и в предгорьях имеют мощность до 30 *м* и представлены преимущественно суглинками и супесями, содержащими прослои и линзы песков, щебенистого материала и редко галечников. Залегают они на породах палеозоя и в отдельных случаях — на глинах неогенового возраста. Обводнены в толще делюво-пролювия прослои и линзы песчаных и гравелисто-щебенистых осадков. Водоносные прослои не выдержаны по площади, поэтому воды имеют спорадическое распространение. Мощность обводненных прослоев не превышает 7 *м*. Глубина залегания их непостоянна и изменяется от 2 до 28 *м*. Воды грунтовые и только на участках, где в кровле водоносного слоя залегают плотные суглинки, наблюдается слабый напор. Величина напора не превышает 1,5—3,0 *м*. Водообильность пород характеризуется дебитами скважин и колодцев в пределах 0,3—0,5 *л/сек* и редко до 1,8 *л/сек* при понижениях уровня воды 0,5—0,7 *м*.

По минерализации воды пестрые, изменяющиеся от пресных до сильно солоноватых. Пресные и слабо солоноватые воды приурочены к предгорной полосе. Вдали от предгорий, где сток более замедленный, минерализация возрастает до 8,5 *г/л*, приобретая характерный сульфатный и хлоридно-сульфатный натриевый тип. Эти воды часто содержат фтор в количествах 1,0—4,5 *мг/л* и йод до 0,3 *мг/л*.

Подземные воды спорадического распространения олигоценовых отложений ($Pg_3$). Олигоценовые отложения обнажаются на отдельных участках в юго-западной части Бетпак-Далы и представлены в основном толщей глин с прослоями песков, галечников и песчаников. По мере удаления в юго-западном направлении в разрезах наблюдается увеличение количества прослоев рыхло-обломочных осадков и общее возрастание мощности толщи до 50 *м* и более. В глинах всюду прослеживается загипсованность. Среди встречающихся водопроницаемых прослоев водоносными являются лишь некоторые из них, залегающие обычно в верхних частях разрезов толщи. Скважины чаще вскрывают их на глубинах 2,5—8,0 *м* и они характеризуются дебитами не более 0,4 *л/сек* при понижениях уровня воды на 0,5—0,9 *м*. Загипсованность пород и замедленное движение вод обусловили высокую их минерализацию — до 18—25 *г/л* и хлоридный натриевый состав. Для этих вод характерна и большая жесткость, достигающая 72—90 *мг-экв*.

В районе плато Тассуекоба, расположенного на юге Бетпак-Далы, водопроницаемые отложения олигоцена всюду практически безводны.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости верхнепалеозойских пород ($Pz_3$). Верхний палеозой пред-

ставлен осадочными породами, слагающими мульды южной и северо-западной частей Бетпак-Далы (Касымскую и Тесбулакскую), в строении которых преобладают красноцветные песчаники и подчиненные им конгломераты и аргиллиты. На небольших площадях юго-восточного окончания Чу-Илийских гор он состоит из туфов, туфопесчаников, туфолав, кислых и основных эффузивов, перекрытых сверху слоем песчано-глинистых отложений. Обводненность пород связана с трещинами выветривания и зонами тектонических разломов. Питание подземных вод в обоих случаях происходит за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади распространения пород, и за счет подтока трещинных вод из других водоносных толщ. Естественные водопроявления, связанные с породами верхнего палеозоя, в районе встречаются редко. На территории мульдообразных структур известны всего лишь три родника. Один из них с расходом около 0,6 *л/сек* приурочен к краевой части площади развития красноцветных песчаников Тесбулакской мульды. Два других выходят в Кызылтузской мульде также из песчаников в виде восходящих струй; расход одного из них измеряется тысячными долями литра в секунду, другого 0,2 *л/сек*. Пробуренной в той же мульде скважиной воды вскрыты в песчаниках на глубинах 1,1; 32 и 144 *м*; воды верхнего водоносного слоя имеют свободную поверхность, двух других — напорные, с пьезометрическим уровнем около 12 *м* ниже устья. Откачкой из первого горизонта получен дебит 1 *л/сек* при понижении на 2,5 *м*, из нижних горизонтов 2,2 и 0,92 *л/сек* при понижениях соответственно на 4,0 и 1,3 *м*. В Каракольской мульде воды залегают на глубине 14,5 *м*; дебит скважины здесь составляет 0,8 *л/сек* при понижении 9,9 *м*. По качеству воды как в родниках, так и в скважинах относятся к солоноватым с минерализацией от 3 до 10 *г/л* и преимущественным сульфатно-хлоридным натриевым составом, выражающимся формулой

$$M_{9,4}\,\frac{Cl\,60\;SO_4\,39}{(Na+K)\,69\;Ca\,21\;Mg\,10}.$$

Эффузивно-осадочные породы верхнего палеозоя в юго-восточной части Чу-Илийских гор разбиты тектоническими разломами на многочисленные блоки; на площадях их распространения развит мелкосопочник. Формирующиеся от инфильтрации атмосферных осадков трещинные воды зоны выветривания обычно здесь дренированы глубокими логами, выполненными песчано-глинистым материалом. Поэтому выходы родников встречаются еще реже; они проявляются лишь в периоды дождей и таяния снега. Расходы их составляют сотые доли литра в секунду, дебиты скважин не превышают 0,3 *л/сек* при понижении до 20 *м*. Воды пресные и слабо солоноватые.

Более благоприятными коллекторами для подземных вод верхнепалеозойских пород в районе являются зоны тектонических разломов. К ним приурочены постоянно действующие родники восходящего и нисходящего типа с расходами 0,6—25 *л/сек* и дебитами скважин 0,4—0,6 *л/сек* при понижениях 5,4—39,7 *м*. Воды залегают преимущественно на глубинах до 13,5 *м*. Вследствие сравнительно благоприятных условий циркуляции они менее минерализованы, плотный остаток изменяется в них обычно от 0,9 до 2,5 *г/л*. Состав вод сульфатный кальциево-натриевый, выражающийся чаще формулой

$$M_{1,3}\,\frac{SO_4\,58\;HCO_3\,21\;Cl\,14}{(Na+K)\,55\;Ca\,31\;Mg\,14}.$$

Воды содержат фтор до 3 *мг/л*, но в отдельных родниках концентрация его возрастает до 5—11 *мг/л*, что связано с некоторым локаль-

ным обогащением водовмещающих пород фторсодержащими минералами (флюорит и др.). Количество йода в них не превышает 0,6—2 *мг/л*.

Подземные воды верхнепалеозойского комплекса пород из-за повышенной их минерализации и небольших дебитов водопунктов практического значения в районе не имеют, но встречающиеся в Чу-Илийских горах пресные и слабо солоноватые воды всюду используются населением для питьевых и хозяйственных целей.

Водоносный комплекс нижнекаменноугольных отложений ($C_1$). Нижнекаменноугольные отложения развиты в пределах Бетпак-Далы, где они участвуют в строении ряда мульд с пологими (до 10—30°) углами падения. Разрезы их характеризуются частым переслаиванием известняков, песчаников, сланцев и мергелей, при этом песчаники преобладают в верхних и нижних их частях. Известняки во всей толще довольно мощные, прослои их в Қызылтузской синклинали достигают 60 *м*. В отдельных обнажениях известняки прослеживаются на десятки километров в виде гряд глыбовых нагромождений, кавернозных с поверхности, пористых и брекчированных. Рельеф на них пологоувалистый, с мягкими очертаниями склонов. На склонах и в понижениях над ними развит покров сильно засоленных суглинков и глин мощностью до 1—8 *м*.

Обводненность каменноугольных отложений связана главным образом с трещинами выветривания, имеющими преобладающее направление на северо-восток и северо-запад. Ширина большинства трещин не превышает 2—5 *мм*. Распространяются они на глубины 40—60 *м*, но часто бывают заполнены кальцитом или глинистым материалом. Воды в описываемых отложениях имеют свободную поверхность, на участках, покрытых суглинистым материалом, они обладают напором до 8—20 *м*.

Глубины залегания вод определяются характером рельефа — в понижениях они составляют около 5 *м*, на возвышенных участках изменяются до 20—30 *м*. Мощность обводненной зоны не превышает 50 *м*. Естественные водопроявления на территории редки, среди известных родников большинство приурочено к трещиноватой зоне песчаников и сланцев. Расходы их составляют десятые доли литра в секунду и только один из них имеет расход 3 *л/сек*; к концу лета родники обычно пересыхают. Дебиты скважин изменяются от 0,04 до 2,6 *л/сек* при понижениях до 22 *м*. Равнинность рельефа и широкое развитие рыхлого покрова обусловливают затрудненный водообмен во всех мульдах, вследствие чего в условиях засушливого климата воды приобретают здесь повышенную минерализацию. Увеличение минерализации происходит от периферии структур к их центру от 1—5 до 10 *г/л* и более. Преобладающий состав их сульфатно-хлоридный натриевый, иногда гидрокарбонатно-хлоридный натриевый:

$$M_{7,5}\,\frac{Cl\,73\ SO_4\,25}{(Na+K)\,65\ Ca\,18\ Mg\,17};\qquad M_{1,5}\,\frac{Cl\,61\ HCO_3\,31\ SO_4\,8}{(Na+K)\,75\ Ca\,18\ Mg\,7{,}0}.$$

Питание их происходит путем инфильтрации весенне-зимних осадков. Воды пригодны для водоснабжения животноводческих ферм и частично для питья.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости среднепалеозойских пород ($Pz_2$). Среднепалеозойский комплекс пород занимает большие разобщенные площади в Чу-Илийских горах и в Бетпак-Дале. Водовмещающими породами служат порфиры, порфириты и их туфы, песчаники и сланцы, частично метаморфизованные. Породы разбиты трещинами самых различных направлений и размеров. Трещины выветривания в эффузивах прослеживаются на глу-

бину до 50—80 *м*, в песчаниках и конгломератах — до 30—50 *м*. В зонах разрывных нарушений трещины фиксируются до 100 *м* и более. Многие трещины (как тектонические, так и выветривания) заполнены кварцем и песчано-глинистым материалом, что при наличии чехла покровных суглинков затрудняет инфильтрацию атмосферных осадков.

Однако на отдельных участках эти условия резко меняются, и тогда в зависимости от характера рельефа и степени трещиноватости горных массивов обводненность пород оказывается довольно значительной. Такими условиями обладают в районе породы юго-западной и южной частей Чу-Илийского водораздела, где в более глубоких логах низкогорий и предгорных участков выходят многочисленные родники с расходом от 0,2 до 7,5 *л/сек*.

К северо-востоку района условия обводненности пород ухудшаются. Здесь воды вскрываются лишь в некоторых межсопочных понижениях и на выравненных площадях скважинами и колодцами на глубинах 5—10 *м*, характеризующимися дебитами до десятых долей литра в секунду при понижениях около 10 *м*. К Прибалхашью глубины залегания вод возрастают до 60—70 *м*. Еще севернее подземные воды вскрываются только редкими выработками. Водовмещающими здесь являются эффузивные образования, а также конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки. Для площадей, сложенных эффузивами, обычно устойчивыми к выветриванию, характерно развитие мелкосопочника; отдельные сопки здесь разобщены широкими межсопочными впадинами. В этих впадинах под элювиально-делювиальным покровом лежат преимущественно осадочные породы. В подошвах некоторых сопок здесь также встречаются редкие родники с расходами 0,01—0,45 *л/сек*. В межсопочных понижениях колодцами и скважинами воды вскрываются на глубинах 0,3—3,5 *м*. Дебиты выработок колеблются в пределах 0,03—0,52 *л/сек* при понижениях до 20 *м*.

Воды среднепалеозойских пород по качеству различные. В пределах южной и относительно приподнятой юго-западной частей Чу-Илийских гор они чаще пресные, сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава. По мере удаления от местных областей питания воды постепенно обогащаются сульфатами и хлоридами. Общая минерализация и состав пресных и солоноватых вод Чу-Илийских гор характеризуется формулами

$$M_{0,5}\,\frac{HCO_3\,54\ SO_4\,34\ Cl\,6}{Ca\,42\,(Na+K)\,35\ Mg\,21};\qquad M_{7,7}\,\frac{SO_4\,50\ Cl\,45\ HCO_3\,5}{(Na+K)\,78\ Ca\,14\ Mg\,8}.$$

В Бетпак-Дале, где палеозойские породы перекрыты дресвяно-суглинистыми отложениями, распространены воды пестрой минерализации с плотным остатком 1—10 *г/л*. В случаях континентального засоления минерализация их возрастает до 23 *г/л*.

В условиях почти полного отсутствия поверхностного стока пресные и слабо солоноватые воды описываемого водоносного комплекса играют на отдельных участках района существенную роль для водоснабжения небольших скотоводческих ферм.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости нижнепалеозойских пород ($Pz_1$). Обводненный нижнепалеозойский комплекс пород получил основное развитие вдоль Джалаир-Найманской тектонической зоны, отличающейся преобладанием кластического материала. Среди переслаивающихся песчаников, сланцев, конгломератов и алевролитов в толще залегают и известняки. Породы интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и разбиты трещинами. На многих выравненных участках, перекрытых чехлом рыхлого материала, трещины заполнены рыхлым материалом, вдоль тектонической зоны

они, как правило, всюду открытые. Трещины распространяются на глубины до 50 *м* и более. На обнаженных участках атмосферные осадки легко инфильтруются и формируют грунтовый поток. В глубоких эрозионных врезах вдоль горного уступа воды потока нередко выходят в виде родников. Наибольшее число выходов приурочено к массивам гор Джамбула и Анархай. Расходы родников изменяются от 0,4 до 16 *л/сек*, но в большинстве случаев не превышают 0,8 *л/сек*. К концу лета многие из родников перестают действовать. На пониженных участках, перекрытых дресвяно-суглинистыми отложениями, воды вскрываются скважинами и колодцами, имеющими дебиты от 0,01 до 0,08 *л/сек* при понижениях до 7—44 *м*; дебиты более 1 *л/сек* скважины имеют в редких случаях.

В качественном отношении воды пород нижнего палеозоя пестрые. Минерализация их изменяется в пределах 0,6—5,7 *г/л*, возрастая иногда до 25—40 *г/л*. Пресные и солоноватые воды характеризуются следующим солевым составом:

$$M_{0,5}\frac{HCO_3\,65\ SO_4\,30}{Ca\,67\ (Na+K)\,27};\quad M_{1,1}\frac{SO_4\,54\ HCO_3\,28\ Cl\,6}{(Na+K)\,57\ Ca\,27\ Mg\,16}.$$

По мере увеличения минерализации воды становятся хлоридно-сульфатными и хлоридными.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости нижнепалеозойских пород также являются одним из основных источников водоснабжения небольших животноводческих ферм.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости докембрийских пород (PCm). Породы докембрия слагают ядра антиклинальных структур. Они дислоцированы, сильно метаморфизованы, и разбиты разломами на отдельные блоки. Трещины в них обычно залечены кремнистым материалом, они открыты лишь на участках проявления альпийского тектогенеза. Такие тектонические трещины прослеживаются на десятки километров. Глубина их в отдельных случаях достигает 200 *м* и более (Дмитровский, 1961). Трещины выветривания развиты сравнительно слабо и распространяются на глубину не более 20—40 *м*. В толще докембрия преобладают окварцованные зеленокаменные породы, кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы, гранито-гнейсы и окварцованные известняки. Последние образуют глыбовые выходы площадью в десятки километров в районе г. Акбастау, где их мощность достигает 70 *м*.

Обводненность пород связана с трещиноватостью и носит локальный характер. В эрозионных врезах воды выходят в виде многочисленных родников с расходами от сотых и десятых долей литра в секунду до 1 *л/сек*. Более высокие расходы наблюдаются в родниках, приуроченных к региональным разломам Джалаир-Найманской зоны у гор Койжарылган и Майжарылган, а также к тектоническим трещинам в районе высоты Кульджабасы, где они возрастают до 1,5—8,4 *л/сек*. Некоторые скважины вскрывают воды на глубинах от 3 до 32 *м*; дебиты их незначительные, измеряющиеся в пределах сотых долей литра в секунду. Минерализация вод колеблется от 0,8 до 1,9 *г/л*. Состав их выражается формулами

$$M_{0,8}\frac{HCO_3\,47\ SO_4\,45}{Ca\,58\ (Na+K)\,26};\quad M_{1,8}\frac{SO_4\,70\ Cl\,20}{(Na+K)\,67\ Ca\,23}.$$

В Бетпак-Дале естественные проявления подземных вод очень редки. Докембрийские породы почти всюду покрыты здесь маломощ-

ным чехлом делювиально-пролювиальных суглинков, затрудняющих инфильтрацию атмосферных вод. Водообильность их слабая. Удельные дебиты скважин не превышают 0,004 *л/сек*. Воды соленые, с общей минерализацией 10 *г/л* и более.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных пород (γ). Интрузивные массивы на территории представлены главным образом гранитами, породы же основного и ультраосновного состава имеют ограниченное площадное распространение в Джалаир-Найманской и Сарытумской тектонических зонах. Водоносность гранитов в различных частях территории проявляется неодинаково. В Бетпак-Дале, где для участков их развития характерны сглаженные формы мелкосопочника, а межсопочным понижениям — сравнительно ровные площади с покровом супесчано-суглинистого делювия, условия накопления влаги неблагоприятные. Коренные породы, разбитые трещинами выветривания, обнажены здесь редко. Интенсивная трещиноватость пород хотя и достигает глубин около 50 *м*, но многие трещины заполнены рыхлым песчано-глинистым материалом. Поэтому породы на большей части территории слабоводообильны. Редкие родники, выходящие из гранитов у подножий сопок, характеризуются расходами 0,03—0,2 *л/сек*. В понижениях рельефа, покрытых рыхлым слоем элювиально-делювиальных отложений, дебиты колодцев не превышают сотых долей литра в секунду. Несколько повышена водообильность пород в зонах тектонических разломов, где скважинами при понижениях уровня до 3—7 *м* получены дебиты 1—4 *л/сек* (Каибский массив). Воды гранитных массивов Бетпак-Далы слабо солоноватые, с минерализацией 1—3 *г/л* и характерным составом:

$$M_{2,6}\,\frac{SO_4\,68\ Cl\,28}{(Na+K)\,57\ Ca\,31}.$$

В Чу-Илийских горах (от восточных их отрогов до гор Хантау) граниты водообильнее, чем в Бетпак-Дале, — родники имеют здесь расходы до 3 *л/сек* и более. Минерализация вод изменяется от 1 до 1,7 *г/л*. Севернее — в районе Джильтавского гранитного массива — воды вскрываются колодцами и скважинами на глубинах 2—4 *м* и в отдельных случаях — до 35 *м*; редкие родники здесь выходят лишь в западной части массива с расходами до 0,3—0,5 *л/сек*. Дебиты колодцев и скважин составляют 0,1—0,9 *л/сек*. Минерализация вод возрастает до 3 *г/л*, местами до 7 *г/л*. Характерный состав их в районах Хантау и Джильтау соответственно выражается формулами:

$$M_{1,0}\,\frac{SO_4\,63\ HCO_3\,24}{(Na+K)\,59\ Ca\,27},\qquad M_{1,4}\,\frac{SO_4\,58\ Cl\,27\ HCO_3\,15}{(Na+K)\,57\ Ca\,27\ Mg\,16}.$$

* * *

Вследствие засушливого климата в районе формируются небольшие запасы подземных вод преимущественно повышенной минерализации. Область питания их на большей части территории совпадает с областью разгрузки. Разгрузка осуществляется путем испарения, транспирации и подземного оттока по трещинам. Большая часть естественных выходов вод приурочена к южной, относительно возвышенной и резко расчлененной части района. Накоплению подземных вод здесь благоприятствует региональная Джалаир-Найманская зона разломов. Эта зона состоит из серии обычно прямолинейных разломов и системы

оперяющих трещин, соединяющих крупные разломы между собой. Ширина полосы всей системы разломов в среднем составляет около 3 *км*. На юго-востоке система разломов разветвляется, теряя прямолинейность, и вся зона расчленяется на мелкие вытянутые блоки, выраженные в рельефе грядами сопок. Благодаря выходу на поверхность скальных пород, разбитых трещинами, почти на всей территории района происходит поглощение атмосферных вод в периоды весеннего снеготаяния и редких ливневых дождей. Образующийся подземный сток, поступая во многие зоны разломов и питая глубокие горизонты, движется на большие расстояния. По пути часть этого стока выклинивается в виде нисходящих родников.

*Глава двенадцатая*

# ИЛИЙСКАЯ СИСТЕМА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Илийская система артезианских бассейнов приурочена к одной из крупных межгорных депрессий Юго-Восточного Казахстана, расположенной между северными дугами Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. Административно эта территория входит в пределы Алма-Атинской области.

Депрессия имеет значительные размеры, протягиваясь в широтном направлении на 700 *км*, а в меридиональном на 60—150 *км* и занимая площадь 27 *тыс. км*$^2$. Морфологически это равнина с общим уклоном поверхности от гор к долине р. Или с самыми низкими в районе отметками поверхности (абс. отм. 400—450 *м*).

Гидрографическая сеть принадлежит к бассейну оз. Балхаш. Самая крупная река Или (среднегодовой расход у пос. Илийского 463 *м*$^3$/*сек*) пересекает впадину в широтном направлении и принимает ряд право- и левобережных притоков (Чилик, Чарын, Каскелен, Усек, Борохудзир и др.), имеющих постоянное течение. К бассейну р. Или относится также система маловодных периодически действующих речек, образующих густую сеть у подножий гор.

Климат засушливый, резко континентальный, с отчетливо выраженной высотной зональностью. Для равнины, прослеживающейся вдоль долины р. Или, количество атмосферных осадков не превышает 150—245 *мм* в год, а на предгорных ее частях оно увеличивается до 400—700 *мм*. Кроме высотной зональности проявляется и широтная, зависящая также от характера рельефа и высоты горного обрамления Илийской депрессии.

Депрессия глубинными разломами разделена на ряд прогибов и блоков, опущенных на разную глубину (рис. 36). Наиболее крупными среди них являются Восточно- и Западно-Илийская впадины. Депрессия выполнена мезо- и кайнозойскими отложениями от триаса до современных, а фундамент ее сложен палеозойскими породами. Зоны максимального прогибания палеозойского фундамента смещены от ее географической оси к подножьям наиболее высоких горных сооружений — Заилийского и Джунгарского Алатау (рис. 37). Для всех отложений, выполняющих депрессию характерна дифференциация обломочного материала, выражающаяся в уменьшении фракций по мере удаления от горных массивов к центру депрессии.

Илийская система артезианских бассейнов состоит из двух бассейнов второго порядка — Восточно-Илийского и Западно-Илийского, приуроченных к одноименным впадинам. Областями питания артезианских бассейнов являются окружающие их горные сооружения. В районе по условиям распространения, питания и залегания выделяются ниже охарактеризованные водоносные горизонты и комплексы.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений ($alQ_{III-IV}$) распро-

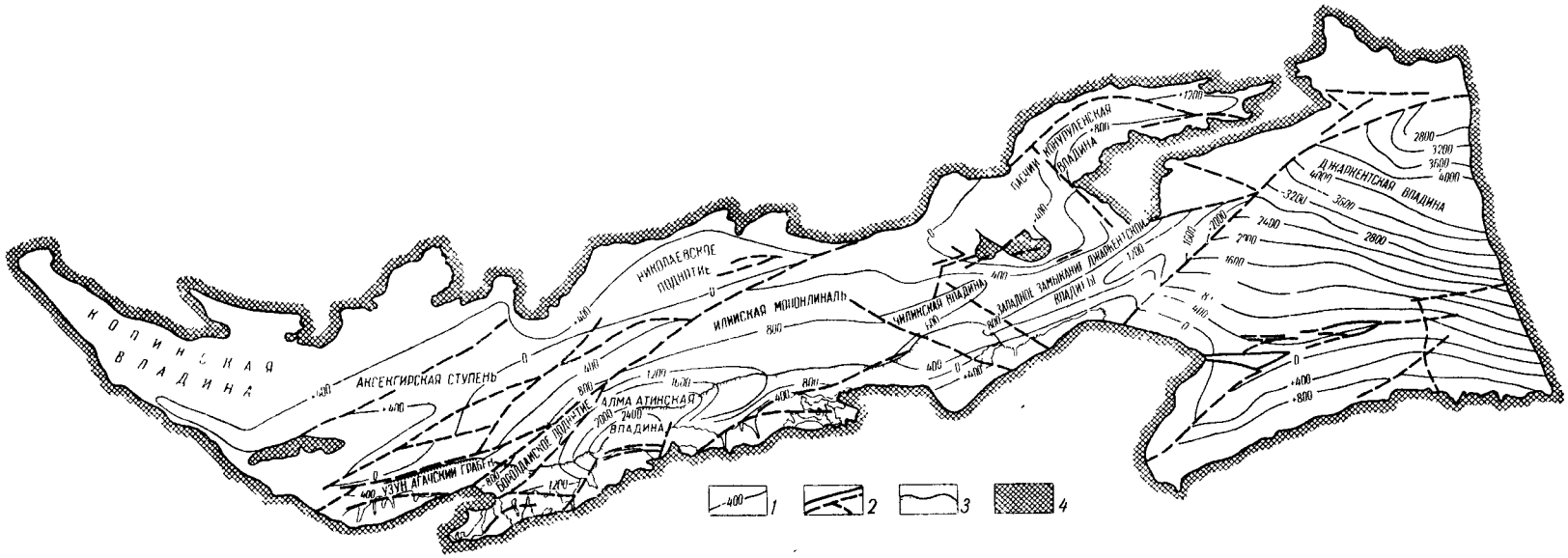



**Рис. 36. Тектоническая схема Илийской системы артезианских бассейнов (составила В. Ф. Шлыгина по материалам И. И. Радченко, А. В. Тимуща, Н. Н. Чабдарова, Н. Н. Костенко, К. И. Волкова, О. В. Бажанова, Д. Н. Казанли, М. Я. Екндина, Л. З. Злавдинова, А. И. Иванова, Г. А. Суханова и др.)**

*1* — изолинии по кровле палеозоя; *2* — линии тектонических нарушений; *3* — северная граница предгорного шлейфа Заилийского Алатау; *4* — площади выходов на поверхность палеозойских пород

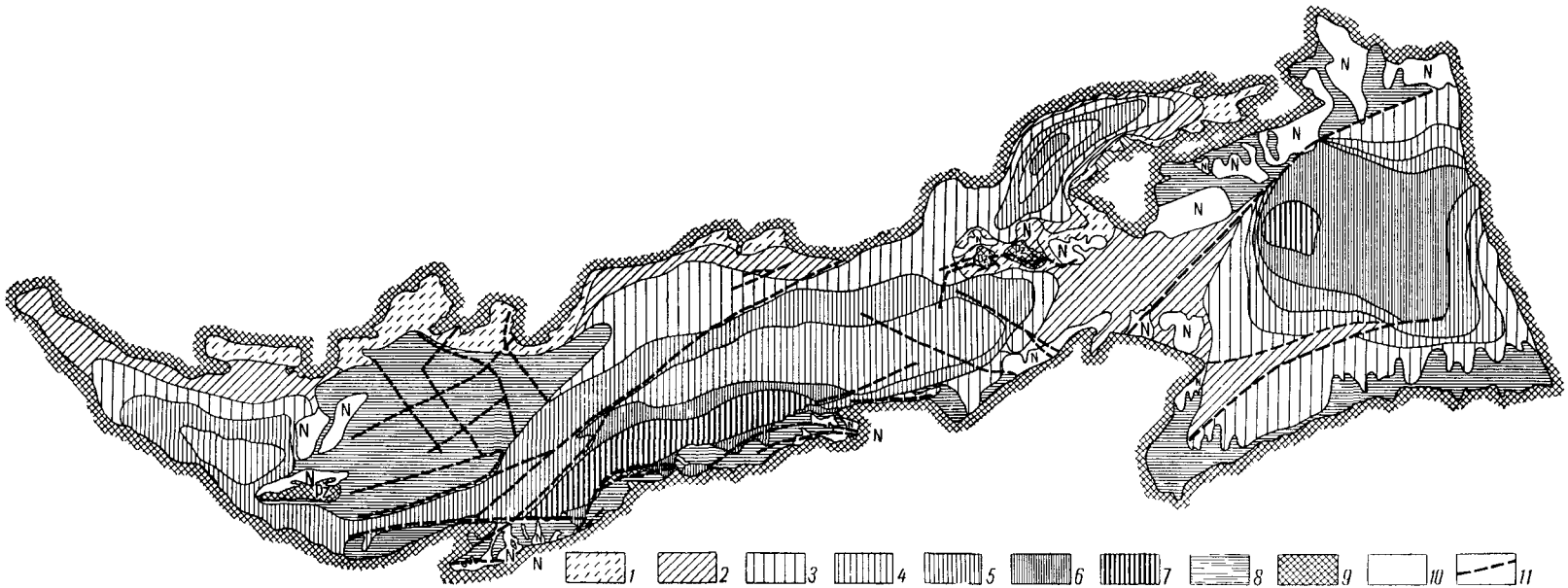



**Рис. 37 Схематическая карта мощностей четвертичных отложений Илийской депрессии (составили В. Ф. Шлыгина и Т. П. Пивоварова)**

Мощность четвертичных отложений (*м*): *1* — до 25; *2* — до 50, *3* — 50—100, *4* — 100—200, *5* — 200—300; *6* — 300—400; *7* — свыше 400; *8* — участки с резкими колебаниями мощностей четвертичных отложений (0—300). Площади выходов на поверх ность *9* — палеозойских отложений, *10* — неогеновых отложений. *11* — зона тектонических нарушений

странен в пределах пойм, высоких пойм и первых надпойменных террас рек Или, Чилик, Каскелен и др.

В долине р. Или среди аллювиальных отложений преобладающим распространением пользуются глинистые и разнозернистые пески с гравием и галькой, встречаются супеси с линзами песков и галечников. Характерно увеличение крупности материала вниз по разрезу, а в долинах правобережных и левобережных притоков р. Или, берущих начало в горном и предгорном районах, преобладают галечники и валунно-галечники с хорошей окатанностью и сортировкой материала. По долинам рек типа карасу преобладают пески. Отложения содержат грунтовые воды, глубина залегания которых изменяется от 0,5 до 7 *м*, а общая мощность водовмещающих пород изменяется от 10—20 *м* на участке долины, находящемся в пределах Николаевского поднятия (см. рис. 36 и 37), до 40 *м* у гор Чулак. Грунтовые воды имеют тесную связь с водами второй надпойменной террасы р. Или и аллювиально-пролювиальных отложений предгорий. Питание этих вод осуществляется за счет инфильтрации речных вод, подземного стока со стороны равнины и в меньшей степени — за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Минерализация вод различна. У пос. Илийского на глубине 3—4 *м* вскрыты пресные (0,3 *г/л*) гидрокарбонатные кальциевые воды. Общее повышение минерализации и изменение химического состава отмечается по направлению к оз. Соркуль, в районе которого распространены горько-соленые (56—82 *г/л*) хлоридные и сульфатные натриевые воды. Минерализованные воды (до 17 *г/л*) развиты и в долине р. Копы, а на участке Аксенгирского поднятия и в долинах рек Жиренайгыр, Аксенгир и Узун-Каргалы грунтовые воды пресные и слабо солоноватые (до 3 *г/л*), сульфатные кальциевые и натриевые. Значительное опреснение грунтовых вод наблюдается в устьевой части р. Чилик, где распространены пресные (0,5—1 *г/л*) гидрокарбонатные кальциевые воды. В районе Аяк-Калкана на участках неглубокого залегания неогеновых гипсоносных глин преимущественным распространением пользуются пресные и слабо солоноватые гидрокарбонатные натриевые воды с сухим остатком 1—3 *г/л*. Встречаются горько-соленые (35 *г/л*) хлоридные натриевые воды.

Максимальная водообильность пород установлена в пос. Илийском, где скважина имеет дебит до 24,0 *л/сек*, при понижении на 4,7 *м*. В 19 *км* юго-восточнее пос. Илийского скважина имеет дебит 0,43 *л/сек* при понижении на 3,15 *м*, в районе Аяк-Калкана 0,44 *л/сек* при понижении до 0,3 *м* и 0,3 *л/сек* при понижении на 1,2 *м*. Расходы родников, зафиксированных в поймах рек, колеблются в широких пределах — от 0,01 до 9—11 *л/сек*.

Подземные воды верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений широко используются местным населением для хозяйственно-питьевых целей.

Водоносный комплекс средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений ($alpQ_{II-III}$) пользуется самым широким распространением в районе и приурочен к отложениям междуречий бассейна. На участке Аксенгирского поднятия (междуречье Таргап—Каскелен) он занимает небольшие участки, сохранившиеся от размыва вторых надпойменных террас.

В отложениях этого комплекса широко развиты как напорные, так и грунтовые воды. Они имеют гидравлическую связь с водами выше- и нижележащих водоносных горизонтов.

Характерно повышение гидростатических напоров с глубиной, что свидетельствует о вертикальной разгрузке подземных вод и подпиты-

вании верхних водоносных горизонтов водами более глубокой циркуляции. Основное питание водоносного комплекса осуществляется за счет притока подземных вод со стороны предгорного шлейфа. Общее направление движения подземных вод совпадает с направлением поверхностного стока — от горных массивов в сторону р. Или. В прирусловых участках движение грунтовых вод часто направлено в сторону местных дрен. На предгорной равнине отчетливо выделяются два типа гидрогеологических разрезов — междуречный и приречный.

Междуречный тип характеризуется преобладанием в разрезе супесчаных и суглинистых пород с подчиненным количеством слоев галечниковых отложений и песков.

Вследствие значительного вреза речных долин грунтовые воды находятся на глубинах 15—25 *м* и более, а в междуречье Чилик — Чарын, где отсутствует речная сеть, на глубине 2,5—5 *м*. На отдельных участках развита только верховодка (глубины 3—10 *м*), ниже которой на глубинах 16—70 *м* залегают напорные воды. Мощность водоносных горизонтов 5—40 *м*.

Химический состав грунтовых вод пестрый, минерализация их колеблется от 0,5 до 5 *г/л*, иногда достигая рассолов. В составе вод из анионов преобладают сульфаты, а из катионов — натрий, или натрий и кальций или натрий и магний. Дебиты скважин на самоизливе составляют 3,5—25 *л/сек*.

Приречные участки характеризуются большей крупностью обломочного материала в составе водосодержащих пород. Галечниковые отложения наблюдаются в разрезах почти до долины р. Или. Водоносные породы здесь составляют 70—75% от общей мощности описываемого комплекса.

В приречных участках грунтовые воды имеют более обеспеченное питание. Обычно они залегают на глубине 5—15 *м*, у периферии конусов выноса на глубинах 0,5—1 *м*. Как правило, воды пресные (0,2—0,5 *г/л*), гидрокарбонатные кальциевые. На участках с замедленной циркуляцией минерализация их повышается до 1—3 *г/л* (бассейн рек Терень-Кара, Малой Алматинки, центральная часть Копинской впадины), а состав их становится сульфатным и хлоридно-сульфатным натриевым. Дебиты скважин 1—5 *л/сек* при понижениях до 5 *м*; по периферии конусов выноса и в обрывах первых надпойменных террас фиксируются восходящие родники с расходами от 4—5 до 20—45 *л/сек*. В самой верхней части разреза в покровных суглинках вскрыты сульфатные натриевые воды типа верховодки с минерализацией 1—3 *г/л*.

Напорные воды комплекса залегают на глубинах от 10—25 до 130 *м*. Водоносными породами являются галечники, реже пески. Мощности водоносных горизонтов колеблются от 2 до 25 *м*, иногда от 55 до 125 *м*.

Водообильность пород высокая. Дебиты скважин на самоизливе достигают 50 *л/сек*, преобладают значения 10—15 *л/сек*. Удельные дебиты колеблются в пределах 1,5—3,5 *л/сек*.

Напорные воды наиболее хорошо изучены в районе г. Алма-Ата. Южная граница их распространения проходит у периферии конусов выноса, северная — примерно по широте пос. Николаевка. Глубина залегания колеблется от 10 до 130 *м* у периферии конусов выноса и до 10—20 *м* по долинам рек. Общей закономерностью является увеличение гидростатических напоров с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов. Частое переслаивание водоупорных и водоносных пород создает впечатление, что имеется несколько водоносных горизонтов; фактически они имеют между собой гидравлическую связь. Мощность отдельных водоносных горизонтов очень невыдержана и даже на

участках детальных профилей, длина которых не превышает 700—800 *м*, колеблется от 4 до 25—30 *м*. Пьезометрические уровни водоносных горизонтов, залегающих на глубинах 60—100 *м* у периферии конусов выноса, устанавливаются на 8—12 *м* выше поверхности земли. Все вышележащие водоносные горизонты имеют более низкие пьезометрические уровни. Коэффициент фильтрации равен 15—20 *м/сутки*.

Родники, зафиксированные в обрывах вторых надпойменных террас, имеют расходы, не превышающие 0,5 *л/сек*.

Напорные воды на междуречье Каскелен — Большая Алматинка имеют пьезометрические уровни преимущественно выше (редко ниже) поверхности земли. Дебиты скважин от 3 до 50—70 *л/сек*. Воды пресные (0,2—0,3 *г/л*), гидрокарбонатные кальциевые. На площади, тяготеющей к Узун-Агачскому нарушению, отмечается обогащение вод сульфатами натрия.

На водоразделе Малая Алматинка — Талгар мощность водоносного комплекса равна примерно 200 *м*. Мощность водовмещающих пород, представленных галечниковыми отложениями, составляет 50—60 *м*. Мощность отдельных водоносных горизонтов, количество которых достигает 16, колеблется от 2 до 14 *м*. Дебиты скважин на самоизливе от 1—2 до 30 *л/сек*. Воды пресные (0,2—0,4 *г/л*), гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые.

В районе Николаевского поднятия мощность водоносного комплекса не превышает 20—25 *м*. Гидростатические напоры здесь снижаются, в районе пос. Николаевка и севернее самоизлив не отмечается, пьезометрические уровни лежат ниже поверхности земли на 3—5 *м*.

На водоразделе Тургень — Чилик средне-верхнечетвертичный водоносный комплекс представлен супесями и суглинками, содержащими несколько прослоев разнозернистых песков и галечниковых отложений общей мощностью 155 *м*. Воды преимущественно пресные (0,2—0,5 *г/л*), гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые. Отмечается уменьшение минерализации с глубиной. Из микрокомпонентов обнаружены фтор (0,4—2,5 *мг/л*) и кремнекислота (8—16 *мг/л*). Дебиты скважин достигают 25—30 *л/сек* на самоизливе (район Покровки). Преобладают дебиты 5—10 *л/сек* при понижениях на 5—8 *м*. Удельные дебиты 1,5—3,5 *л/сек*.

В Джаркентской впадине водоносный комплекс средне-верхнечетвертичных отложений приурочен к галечниковым, валунно-галечниковым и песчаным отложениям с линзами и прослоями глин и суглинков. Мощность водоносного комплекса 100 *м*. Расходы родников изменяются от 0,2 до 1—2 *л/сек*. Минерализация подземных вод обычно не превышает 0,5 *г/л*. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые.

Подземные воды комплекса широко используются для централизованного водоснабжения городов и крупных населенных пунктов.

Водоносный горизонт нижнечетвертичных флювиогляциальных отложений ($fglQ_I$) выделен в пределах предгорий Заилийского и Джунгарского Алатау. Водовмещающие породы представлены валунно-галечниковыми отложениями, перекрытыми мощной толщей суглинков (от 20 до 100 *м* и более). Воды этого горизонта дренируются речными долинами и логами на глубину 90—100 *м* и более. Глубоко дренированные участки обычно безводны (предгорья хр. Кетмень). Глубина залегания грунтовых вод в тальвегах речных долин от 6 до 12 *м*, на склонах и водоразделах увеличивается до 100 *м*.

Преобладающим распространением пользуются пресные (0,3—0,5 *г/л*) гидрокарбонатные кальциевые воды, а на участках контакта нижнечетвертичных отложений с неогеновыми — слабо солоноватые

(1—3 *г/л*), сульфатного кальциевого состава. Расходы родников, приуроченных к валунно-галечниковым отложениям, колеблются от 0,1 до 2,5 *л/сек*, а к суглинкам — от 0,01 до 0,7 *л/сек*, реже до 1—2 *л/сек*.

Водоносный комплекс нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений ($a,lpQ_I$) в пределах Илийской впадины выделен в районе Боролдайского блока, на междуречных участках Жиренайгыр — Каскелен и Каскелен — Большая Алматинка. На остальной площади этот комплекс залегает на значительных глубинах.

На междуречье Жиренайгыр — Каскелен, расположенном в пределах Аксенгирского поднятия, отложения представлены однообразными светло-серыми и желто-серыми суглинками с гравием, галькой и маломощными слоями песков (1—4 *м*). Водоносный комплекс глубоко (на 50—100 *м*) дренирован долинами рек, вследствие чего грунтовые воды, залегающие выше тальвегов речных долин, имеют спорадическое распространение. И только на участке между реками Аксенгир и Каскелен имеются выдержанные грунтовые и напорные водоносные горизонты. Грунтовые воды пресные и слабо солоноватые, преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, залегают на глубинах более 200 *м* (скважина юго-западнее ж.-д. ст. Чемолган). Водоносны мелкозернистые пески, залегающие среди светло-серых плотных суглинков. Дебиты скважин достигают 27 *л/сек*. Восходящий родник в верховьях лога Каракунуза имеет расход 12,8 *л/сек*.

В центральной части бассейна в нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложениях скважинами вскрыты напорные воды (табл. 8).

Таблица 8

**Основные параметры водоносного комплекса нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений**

| Местоположение скважины | Глубина залегания кровли водоносного горизонта, *м* | Пьезометрические уровни, *м* | Литологический состав водосодержащих пород | В числителе дебит, (в *л/сек*) в знаменателе понижение (в *м*) | Сухой остаток (в *г/л*) и тип минерализации подземных вод |
|---|---|---|---|---|---|
| Периферия конусов выноса рек Большой и Малой Алматинок | 322 | +5,5 | Конгломераты, галечники, песчаники | 19,1 / 14,3 | 0,128 гидрокарбонатные кальциевые |
| Среднее течение р. Тургень (северо-восточный борт Алматинской впадины) | 165—238,6 | +20 и более | Галечники, щебни, валунно-галечники | 5—29 / 20 | 0,27—0,32 гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые |
| Периферия конуса выноса р. Чилик | 110 | +5; +10 | Суглинки с прослоями песков, галечников, щебня | 5—7 | 0,28—0,33, гидрокарбонатные кальциевые |

На участке Николаевского поднятия нижнечетвертичные отложения представлены частым переслаиванием песков, галечников, супесей и суглинков и содержат напорные воды с пьезометрическими уровнями

ниже поверхности земли. Воды пресные (0,2—0,7 *г/л*), хлоридные натриевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые.

Интересным в гидрогеологическом отношении является участок южной окраины плато Қарой. Здесь глубина погружения палеозойского фундамента определяется в 300—350 *м* по геофизическим данным, тогда как несколько севернее палеозойские эффузивы имеют выходы на поверхность. В этом районе скважинами в нижнечетвертичных отложениях вскрыты теплые (22° С) содовые воды с повышенным содержанием фтора (до 3,5 *мг/л*) и кремнекислоты (до 14 *мг/л*), самоизливающиеся на поверхность, с дебитами от 3,3 до 15 *л/сек* на самоизливе. Очевидно, они связаны с тектоническими нарушениями и являются водами глубокой циркуляции; прослеживаются они вдоль линии нарушения до пос. Николаевки, однако температура их здесь не превышает 10—14° С.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (alpQ) выделен на участках развития предгорных шлейфов, образованных конусами выноса горных рек и временных водотоков.

Наиболее детально подземные воды конусов выноса изучены в предгорном шлейфе Заилийского Алатау, расположенном в зоне глубокого предгорного прогиба (см. рис. 36). Водовмещающая аллювиально-пролювиальная валунно-галечниковая толща характеризуется литологическим однообразием, и поэтому точную границу между верхнеплиоценовыми, нижне-, средне и верхнечетвертичными осадками провести не представляется возможным. Нижнеплиоценовые, миоценовые и олигоценовые образования, представленные преимущественно глинистыми породами, играют роль регионального водоупорного ложа (рис. 38). По геологоструктурным и гидрогеологическим особенностям конусы выноса у подножия Заилийского Алатау могут быть объединены в три группы: Алматинскую, Чиликскую, Қаскеленскую.

Для конусов выноса Алматинской группы (реки Аксай, Қаргалинка, Большая и Малая Алматинки, Талгар, Иссык, Тургень) характерны наибольшая глубина погружения палеозойского фундамента и максимальные мощности кайнозойских отложений (более 3000 *м*). Общая мощность легко водопроницаемых валунно-галечниковых отложений у периферии конусов выноса превышает 500 *м*.

В теле конусов выноса развит единый мощный поток подземных вод со свободным зеркалом, имеющим общий уклон от гор к равнине, а на отдельных участках — в стороны от русел рек (Малая Алматинка). Глубина залегания подземных вод колеблется от 200 *м* в их вершинах до нескольких метров на периферии. На расстоянии 16—20 *км* от гор единая водоносная толща галечников делится слоями суглинков на ряд этажно-расположенных напорных водоносных горизонтов с пьезометрическими уровнями выше поверхности земли. Уменьшение общей мощности рыхлых четвертичных отложений на равнине, появление мелкоземов и увеличение мощности суглинистых слоев значительно сокращают живое сечение подземного потока, в результате чего создается подпор подземных вод конусов выноса. Часть потока выклинивается, образуя многочисленные родники, речки типа карасу, сазы и заболоченности. В нижних частях конусов выноса, где еще существует открытое зеркало грунтовых вод, установлено наличие вертикальных токов и разгрузки вод глубокой циркуляции в верхние слои обводненной толщи. Исследованиями установлена определенная закономерность в изменении гидрогеологических параметров водовмещающих пород по площади и в вертикальном разрезе. Максимальная водообильность и водоотдача пород характерна для зоны подпора, занимающей нижнюю

треть конусов выноса выше по потоку от зоны выклинивания. Здесь коэффициенты фильтрации колеблются от 28 до 100 *м/сутки*, коэффициенты водоотдачи от 0,2 до 0,3, удельные дебиты скважин достигают 30—40 *л/сек*, а фактические 100—200 *л/сек* при понижениях на 4—5 *м*. На равнине (зона выклинивания) коэффициенты фильтрации не пре-

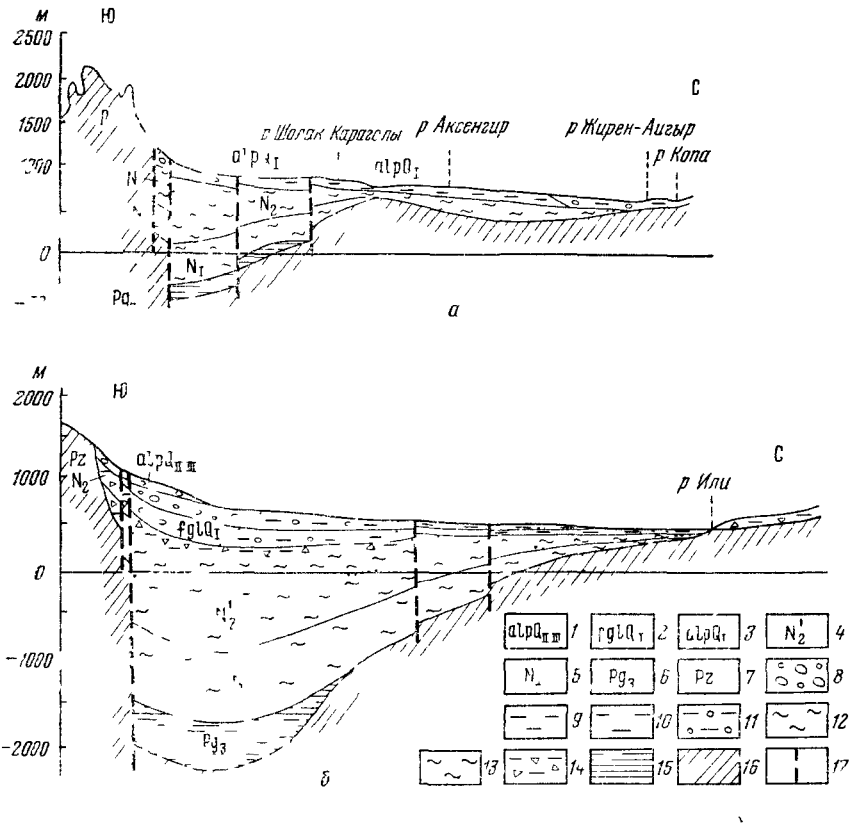



**Рис 38 Схематические гидрогеологические разрезы центральной части Западно-Илийского артезианского бассейна (составила В Ф Шлыгина)**

*а* — Аксенгирское поднятие, *б* — Алматинская впадина

*1* — водоносный комплекс средне верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений, *2* — водоносный горизонт нижнечетвертичных флювиогляциальных отложений, *3* — водоносный комплекс нижнечетвертичных аллювиально пролювиальных отложений, *4, 5, 6* — водоупорные толщи соответственно нижнего плиоцена, миоцена и олигоцена, *7* — подземные воды складчатого фундамента *8* — валунно галечниковые отложения, *9* — лессы лессовидные суглинки с редкими слоями песков, *10* — супеси с редкими слоями галечников, *11* — галечники, пески, супеси в частом переслаивании, *12* — глины плотные, с редкими слоями песчаников, мергелей, *13* — глины песчаные, *14* — глины с большим количеством обломочного материала — галечников, щебней песков *15* — глины аргиллиты с редкими слоями конгломератов, песчаников, *16* — породы складчатого фундамента, *17* — линии тектонических нарушений

вышают 15—20 *м/сутки*, удельные дебиты скважин 1,5—3 *л/сек*. В вершинах конусов выноса удельные дебиты скважин 1—3 *л/сек*.

Максимальная водообильность характерна для верхней 100—150-метровой части обводненной толщи. Ниже в связи с резким уменьшением мощностей водосодержащих пород, большей заглинизированностью и уплотнением их водообильность снижается, коэффициенты фильтрации уменьшаются до 10—15 *м/сутки*, удельные дебиты скважин не превышают 1,5—3 *л/сек*.

Гидравлический уклон зеркала подземных вод по периферии конусов выноса колеблется в значительных пределах и составляет в среднем от 0,0028 на Малом Алматинском до 0,0074 на Большом Алматин-

ском конусах выноса. Расход подземного потока для верхней части обводненной толщи мощностью 150 *м* составляет 268 *л/сек* на 1 *км* фронта потока на Алматинских и 220 *л/сек* на 1 *км* фронта потока на Талгарском конусах выноса.

Воды конусов выноса Алматинской группы обладают низкой минерализацией и устойчивым химическим составом как по площади распространения, так и в вертикальном разрезе. Отмечается некоторое уменьшение минерализации с глубиной. Аномальное повышение минерализации подземных вод на конусе выноса р. Малой Алматинки отмечается вблизи контакта аллювиально-пролювиальных отложений с отложениями нижнечетвертичного и неогенового возраста. В общем преобладают пресные (0,2—0,3 *г/л*) гидрокарбонатные кальциевые воды. Из микрокомпонентов обнаружены кремнекислота (6—14 *мг/л*) и фтор (0,04—0,6 *мг/л*).

Чиликская группа характеризуется другими гидрогеологическими условиями. Отсутствие предгорного прогиба у подножий горного хребта в районе Чиликского конуса выноса и большая транспортирующая сила самой крупной в районе горной реки обусловливают вынос крупнообломочного материала до долины р. Или и хорошие условия стока подземных вод. Зона выклинивания к северу переходит в аллювиальную долину р. Или. Мощность водоносной толщи здесь не превышает 230 *м*. Обилие подземных вод подтверждается высокими дебитами одиночных скважин, а также высокими расходами родников по периферии конуса выноса (суммарный расход достигает 1,2 *м*$^3$*/сек*). Воды повсюду пресные (0,2—0,3 *г/л*), гидрокарбонатные кальциевые. Фильтрационные свойства водовмещающих пород и падение уровней подземных вод здесь не определялись, но судя по общей геологической и гидрогеологической обстановке, можно предполагать, что коэффициенты фильтрации достигают 100 *м/сутки*, а уклон составляет величину меньшую, чем на конусах выноса Алматинской группы.

Каскеленская группа расположена в пределах Узун-Агачского грабена — узкого погружения между Заилийским Алатау и Аксенгирским уступом (см. рис. 36). Межконусные участки, сложенные преимущественно суглинистыми породами, изолируют подземные воды одного конуса выноса от подземных вод другого.

Основным коллектором подземных вод являются валунно-галечниковые отложения, водообильность которых здесь несколько меньше, чем у Алматинской группы конусов выноса. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,3 до 15 *л/сек*. Зона выклинивания хорошо выражена. Воды пресные (0,2—0,3 *г/л*), гидрокарбонатные кальциевые и кальциево- натриевые.

В совершенно иных гидрогеологических условиях находятся отложения предгорных шлейфов у подножий низких гор — Бала-Богуты и по северному борту впадин — у гор Чулак и Калканы. Литологический состав водовмещающих пород очень невыдержан по мощности и простиранию. Преимущественным распространением пользуются щебенистые супеси с редкими слоями грубозернистых песков, щебня и галечников. Сухие лога, прорезающие южные склоны гор Чулак и предгорную равнину, а также долина р. Или дренируют аллювиально-пролювиальные отложения на значительную глубину. Общая мощность водоносного комплекса на участке от Капчагайского ущелья до гор Чулак не превышает 20 *м*.

Грунтовые воды в районе пос. Шенгельды вскрыты на глубинах 0,7—12 *м*. Мощность отдельных водоносных горизонтов 3,5—5 *м*. Близкое залегание неогеновых гипсоносных отложений обусловливает пестрый химический состав подземных вод. Преобладают слабо солонова-

тые воды с сульфатным натриевым составом. Удельные дебиты колодцев колеблются от 0,4 до 1,0 *л/сек*. Дебиты скважин и расходы родников в большинстве случаев не превышают 0,2—0,5 *л/сек*. Зафиксирован лишь один родник с расходом 5 *л/сек*, расположенный в обрыве второй надпойменной террасы р. Или.

На участке между горами Чулак и Калканы глубина залегания подземных вод превышает 35 *м*. Ближе к Калканам мощность рыхлых четвертичных отложений сокращается и скважинами на глубинах 16—20 *м* вскрыты глины неогена. Грунтовые воды здесь встречены несколькими скважинами на глубинах 2,9—4,8 *м*. Воды пресные и слабосолоноватые (0,6—2,2 *г/л*), гидрокарбонатные кальциевые и в большинстве случаев сульфатные натриевые.

У северо-западной окраины гор Калканы в ур. Мын-Булак зафиксировано большое количество родников с пресной водой гидрокарбонатного кальциевого состава и расходами от 0,5 *л/сек* до нескольких литров в секунду. Многие исследователи связывают существование этих родников с зонами тектонических разломов или с разгрузкой подземного потока Басчий-Конуруленской впадины.

В Джаркентской впадине водоносные породы представлены валунно-галечниковыми, гравийно-щебенистыми и песчаными отложениями с линзами и прослоями глин и суглинков мощностью от 20—40 *м* у подножия гор до 150—250 *м* на равнине. Водообильность отложений характеризуется удельными дебитами скважин от 1 до 9 *л/сек*. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые:

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\,80\;SO_4\,15}{Ca\,64\;Mg\,29}.$$

Воды аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений имеют большое практическое значение. На них может базироваться водоснабжение крупных населенных пунктов, промышленных объектов и орошение.

Водоносный горизонт четвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных — современных эоловых отложений ($alQ+eolQ_{III-IV}$). В пределах первой и второй надпойменных террас р. Или, а также на левобережье р. Каскелен значительные площади заняты обособленными массивами перевеваемых и полузакрепленных эоловых песков (Бабакум, Улькункум, Карабаскум, Муюнкум и др.). Пески подстилаются в основном средне- и верхнечетвертичными аллювиальными накоплениями и лишь местами неогеновыми глинистыми образованиями. В связи с отсутствием разделяющего водоупора между эоловыми и аллювиальными отложениями к ним приурочен единый гидравлически связанный водоносный горизонт грунтовых вод. Водосодержащие породы литологически представлены мелкозернистыми и пылеватыми, реже крупнозернистыми песками, мощность которых изменяется в пределах от 1 до 25 *м*. Глубина залегания грунтовых вод различна: в межбугристых и межгрядовых понижениях 1—4 *м*, в пределах бугров и гряд 15—20 *м*. Дебиты скважин колеблются от 0,1 до 1,6 *л/сек* при понижениях от 0,5 до 5,7 *м*. Коэффициенты фильтрации варьируют в пределах 0,9—7,2 *м/сутки*.

По химическому составу воды преимущественно смешанные. Пресные гидрокарбонатные кальциевые воды встречаются в непосредственной близостн от р. Или, где постоянно сказывается влияние поверхностных вод.

При удалении от рек они становятся солоноватыми, а минерализация их увеличивается до 10 *г/л*. Содержание микрокомпонентов: брома 1 *мг/л*, йода 0,1—0,3 *мг/л*.

Водоносный комплекс неогеновых отложений (N) имеет широкое распространение. У подножий гор литологический состав пород чрезвычайно пестрый, в разрезе преобладают конгломераты, песчаники, галечники, красноцветные щебенистые глины. В центральных частях депрессии они постепенно без резких границ переходят в мелкозернистые озерные отложения, представленные палевыми суглинками, супесями, глинами и редкими слоями песков мощностью от 1—2 до 20 *м*. Глубина залегания неогеновых отложений в предгорных прогибах Заилийского и Джунгарского Алатау достигает 400—500 *м*, а по бортам они выходят на поверхность.

Отложения неогена содержат серию напорных водоносных горизонтов. В бортовых частях впадин напорные воды встречаются лишь на отдельных участках. Местами эти отложения дренированы логами на всю мощность. Дебиты скважин в районе г. Алма-Аты не превышают 0,1—2,0 *л/сек*. Минерализация вод колеблется от 0,5 до 1 *г/л*, достигая местами 2—3 *г/л*. По составу они гидрокарбонатные и сульфатные кальциевые.

На правобережье р. Или большим количеством скважин у юго-восточных склонов гор Чулак вскрыты напорные воды. Водоносные породы представлены песчаниками, песками, галечниками и щебнями, залегающими в виде прослоев мощностью 0,1—14 *м* среди плотных коричневых и зеленых глин неогена. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубине 0,8—12 *м* ниже поверхности земли, однако вскрытая рядом скважин вода самоизливается. Воды преимущественно пресные и слабо солоноватые, реже солоноватые. Дебиты скважин весьма непостоянны, преобладают дебиты 1—5 *л/сек* при понижениях 1,5—4,4 *м*.

В предгорьях хр. Кетмень воды отложений неогена вскрыты на глубинах от 90 до 326 *м* в разнозернистых песках с гравием и галькой. Пьезометрические уровни по отдельным скважинам устанавливаются от 47 до +9,3 *м*. Воды пресные (0,2—0,6 *г/л*), гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые. Дебиты скважин 0,8—5,6 *л/сек* при понижении 3,5—8,5 *м*.

Родники имеют расходы от нескольких литров в секунду до 50 *л/сек* и в тектонических зонах более. В северной части Джаркентской впадины в предгорьях и по берегам рек Усек и Бурхан к неогеновым отложениям приурочены пластовые выходы пресных подземных вод с дебитами до 20—25 *л/сек*.

На пролювиально-аллювиальных равнинах описываемый водоносный комплекс также характеризуется большим разнообразием.

В Копинской впадине к отложениям неогена приурочено несколько напорных водоносных горизонтов с пресными и слабо солоноватыми водами. Глубина залегания водоносных горизонтов колеблется от 60 до 200 *м*. Пьезометрические уровни устанавливаются у поверхности земли или на 6—8 *м* выше. Дебиты скважин на самоизливе 2—5 *л/сек*.

На междуречье Таргап—Каскелен прослои тонко- и среднезернистых песков (2—6 *м*) неогена содержат серию напорных водоносных горизонтов с глубиной залегания от 100 до 200 *м*. Воды в основном хлоридно-сульфатные или гидрокарбонатно-сульфатные натриевого и кальциево-натриевого состава.

$$M_{0,8}\frac{SO_4\,50\ Cl\,46\ HCO_3\,4}{(Na+K)\,89\ Mg\,7\ Ca\,4}\ ;\quad M_{0,4}\frac{SO_4\,42\ HCO_3\,37\ Cl\,21}{(Na+K)\,64\ Ca\,30\ Mg\,6}\ .$$

На отдельных участках в связи с присутствием во вмещающих породах легкорастворимых солей возможно наличие солоноватых вод (скважина в совхозе Аксенгир вскрыла воду с минерализацией 5,8 *г/л*,

скважина в 35 *км* северо-восточнее пос. Чилик — воду с минерализацией 4,5 *г/л*).

Водообильность пород и напоры варьируют в широких пределах. Дебиты скважин колеблются от 1 до 30 *л/сек* на самоизливе. Пьезометрические уровни устанавливаются на 10—30 *м* ниже, а иногда выше поверхности земли.

В Алматинской впадине в интервалах глубин 263—958 *м* в описываемом комплексе вскрыто 17 водоносных горизонтов, мощностью от 1 до 20 *м*. При совместном опробовании всех водоносных горизонтов пьезометрический уровень установился на глубине 0,45 *м* ниже поверхности земли. Воды пресные, сульфатно-хлоридные натриевые. Водообильность слабая. Дебит скважин не превышает 2,8 *л/сек* при понижении на 60 *м*.

У южного склона Джунгарского Алатау глубина залегания подземных вод увеличивается с севера на юг от нескольких до сотен метров. Дебиты скважин колеблются от 1,8 до 7,5 *л/сек* при понижениях от 1 до 6,2 *м*.

По химическому составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые:

$$M_{0,3}\,\frac{HCO_3\,94}{Ca\,76\,(Na+K)\,16\;Mg\,8}\;;\qquad M_{0,5}\,\frac{HCO_3\,58\;SO_4\,37}{Ca\,50\,(Na+K)\,32\;Mg\,18}\;.$$

В районе Аяк-Калкана у юго-западного погружения Малых Калканов водоносный комплекс неогеновых отложений залегает на глубинах от 49 до 200 *м*. Скважины на самоизливе дают от 3,5 до 30 *л/сек*. Воды слабо солоноватые и солоноватые (2,7—5,1 *г/л*), по химическому составу сульфатно-хлоридные натриевые:

$$M_{2,7}\,\frac{Cl\,55\;SO_4\,40\;HCO_3\,5}{(Na+K)\,77\;Ca\,20}\;.$$

Температура вод до 25—30° С. Эти воды имеют бальнеологическую ценность.

Питание водоносного комплекса происходит за счет атмосферных осадков и подтоков подземных вод из других водоносных горизонтов. В низах неогеновых отложений, представленных озерными фациями с наличием загипсованных глин, встречаются воды с повышенной (8—10 *г/л*) минерализацией.

Водоносный комплекс олигоценовых отложений ($Pg_3$) значительно распространен в Илийской системе артезианских бассейнов. Он постепенно погружается от ее периферийных частей к центральным на значительные глубины, достигающие в предгорных прогибах Заилийского и Джунгарского Алатау 3200 *м*. Общая мощность отложений в восточной части депрессии достигает 1180 *м*, в центральной 1635 *м*. К прослоям песчаников и конгломератов приурочены соленые и горько-соленые хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые напорные воды с минерализацией от 20 до 54 *г/л*. Лишь в бортовых частях депрессии вблизи областей питания встречаются подземные воды с минерализацией 5—10 *г/л*.

$$M_{47}\,\frac{Cl\,96}{(Na+K)\,85\;Ca\,13}\;;\qquad M_{9}\,\frac{SO_4\,77\;Cl\,22}{(Na+K)\,76\;Ca\,13\;Mg\,11}\;.$$

В Джаркентской впадине, на правом берегу р. Или, в районе Койбынской структуры на глубинах 421—600 *м* вскрыто несколько водоносных горизонтов с дебитами скважин на самоизливе 0,2—6 *л/сек*.

Воды солоноватые и сильно солоноватые, с сухим остатком 4,8—6,4 *г/л*, содержат йода 10 *мг/л*, брома 30 *мг/л*. Минерализация подзем-

ных вод увеличивается с глубиной залегания и по мере удаления от областей питания. В Алматинской и Джаркентской впадинах в отложениях олигоцена на глубинах более 2000 *м* вскрыты соленые термальные хлоридные натриевые воды, содержащие йод в количестве 2—6 *мг/л*, бром 15—16 *мг/л*, фтор 1,8—3 *мг/л*, кремнекислоту 2—13 *мг/л*. Пьезометрические уровни лежат на глубинах 93—120 *м* ниже поверхности земли. Дебиты скважин незначительные: 0,2—0,4 *л/сек* при понижениях на 130—138 *м*.

*Водоносный комплекс верхнемеловых отложений* ($Cr_2$) широко распространен в Илийской системе артезианских бассейнов. Отложения верхнего мела представлены преимущественно белыми кварцевыми песками, песчаниками и конгломератами. По северному борту впадины они имеют разрозненные выходы на поверхность. В Джаркентской впадине воды распространены повсеместно и приурочены к регионально выдержанным слоям песков и рыхлых конгломератов, залегающим среди плотных водоупорных глин нижнего мела и палеогена. В Алматинской впадине отложения верхнего мела залегают непосредственно на породах палеозоя без разделяющего их водоупора и распространяются на запад, очевидно, только в предгорном прогибе Заилийского Алатау. Общая мощность верхнемеловых отложений уменьшается с востока на запад от 160 *м* в Джаркентской части впадины до 25 *м* в низовьях р. Чилик. Глубина залегания водоносного комплекса увеличивается от бортов впадины, где отложения верхнего мела выходят на поверхность (Калканы, Актау) к ее центральным частям до 3700 *м*. Отложения верхнего мела характеризуются высокой водообильностью. В восточной части впадины на глубинах 2696—2715 *м* были вскрыты высоконапорные пресные термальные воды (47—96° С), приуроченные к белым кварцевым пескам. Дебиты скважин на самоизливе достигали 45—70 *л/сек*. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, с сухим остатком 0,4—0,8 *г/л*:

$$M_{0,4}\frac{HCO_3\,60\;SO_4\,21\;Cl\,19}{(Na+K)\,66\;Ca\,25\;Mg\,8};\quad M_{0,8}\frac{Cl\,43\;HCO_3\,41\;SO_4\,16}{(Na+K)\,95}.$$

Подземные воды мелового комплекса могут быть широко использованы в тепличном хозяйстве, в промышленности, для теплофикации городов и крупных населенных пунктов.

Водоносный комплекс юрских отложений (J) развит в восточной части описываемого района и выходит на поверхность на северном склоне Кетменского хребта. Водоносными являются разнозернистые песчаники и конгломераты, переслаивающиеся с аргиллитами, алевролитами и глинами. Глубина залегания водоносного комплекса в центральной части депрессии 4000—4500 *м*, в периферийной 370—800 *м*, у северного склона Кетменского хребта — 60—150 *м*. Мощность отдельных водоносных горизонтов 15—35 *м*, общая мощность водоносного комплекса достигает 50 *м*. Дебиты самоизливающихся скважин составляют 1,9—36,3 *л/сек*, а расходы родников 1,5 *л/сек*, если вода приурочена к конгломератам, и снижаются до 0,1—0,3 *л/сек* в аргиллитах. Минерализация воды изменяется от 0,2 до 1 *г/л*, а химический состав от гидрокарбонатного кальциевого на северном склоне Кетменского хребта до смешанного — в Джаркентской впадине:

$$M_{1,0}\frac{Cl\,39\;SO_4\,34\;HCO_3\,27}{Ca\,58\;Mg\,27\,(Na+K)\,15}.$$

Воды юрского комплекса в настоящее время используются недостаточно.

Водоносный комплекс триасовых отложений (T) вскрыт только в Джаркентской впадине на глубинах от 250 до 4500 *м* и более. К отложениям триаса приурочены водоносные горизонты, изолированные друг от друга водонепроницаемыми породами. Водовмещающими являются песчаники и реже конгломераты. Опробование водоносных горизонтов производилось в интервалах глубин 2215—2230 *м* и 2254—2275 *м* у подножий Кетменского хребта. Дебит скважины при самоизливе составил 55,6 *л/сек*, температура воды на устье 60° С.

Воды пресные (0,7—1,0 *г/л*) на юге, слабо солоноватые и солоноватые (2—5 *г/л*) в центральной и северо-западной частях впадины, по составу хлоридно-сульфатные натриевые и хлоридные натриевые:

$$M_{2,5}\,\frac{SO_4\,64\ Cl\,33\ HCO_3\,3}{(Na+K)\,86\ Ca\,12}.$$

Температура вод от 20—30° С на юге до 140—155° С (предположительно) в центральной части Джаркентской впадины.

Подземные воды палеозойских пород фундамента (Pz). Палеозойский фундамент сложен разновозрастными породами с различными гидрогеологическими характеристиками. Наиболее распространены нижнекаменноугольные отложения, образующие обширный синклинорий и выходящие на поверхность почти по всему горному обрамлению депрессии. В центральной (Алматинской) и восточной (Джаркентской) ее частях фундамент сложен породами среднего—верхнего карбона и перми, которые выходят на поверхность на склонах Джунгарского Алатау и Кетменя.

Подземные воды верхней перми вскрыты в Джаркентской впадине на глубинах 1200 *м*. Водовмещающими породами являются песчаники и конгломераты с прослоями алевролитов и аргиллитов. Воды, опробованные в интервалах глубин 1208—1231 *м*, по данным А. Б. Ли, горько-соленые, сульфатные и хлоридные натриевые, с минерализацией до 20,8 *г/л*. Воды содержат свободный и растворенный газ (азот и гелий), йод (12 *мг/л*), бром (50 *мг/л*) и аммиак (3 *мг/л*). Дебит скважины менее 0,1 *л/сек*. В районе Аяк-Калкана солоноватые воды верхнепермских эффузивов залегают на глубине от 37 до 265 *м*. Они имеют здесь сульфатный натриевый состав при сухом остатке 5,0—5,5 *г/л*, повышенную (20° С) температуру, содержат йод и бром (5 *мг/л*).

В верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях подземные воды вскрыты только в восточной части Джаркентской впадины. Водовмещающими являются эффузивно-осадочные породы. По бортам впадины они слагают низкогорный массив Кши-Калкан, где характеризуются значительной водоносностью (родники с расходами 0,2—0,5 *л/сек* с пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами). В восточной части депрессии на глубинах 2770—2992 *м* вскрыты сильно солоноватые хлоридные натриевые воды с минерализацией до 8,5 *г/л*. Дебиты скважин на самоизливе — 0,03—0,4 *л/сек*. Воды содержат газ, в состав которого входят азот и редкие газы — 69,2 до 72,7%, метан 22,7%, этан 6,3%, тяжелые углеводороды 0,97%, а также йод 1,5 *мг/л*, бром 4 *мг/л*, аммиак 3 *мг/л*.

Подземные воды в нижнекаменноугольных эффузивах вскрыты в районе ж.-д. ст. Отар (Копинская впадина) на глубинах 60—75 *м*. Воды пресные и слабо солоноватые, с сухим остатком 1—3 *г/л*. Скважины на самоизливе дают 0,1—5 *л/сек* при пьезометрических уровнях 5—8 *м* выше поверхности земли. На территории бассейна нижнекаменноугольные отложения выходят на поверхность в горах Козыбасы, где зарегистрировано несколько родников с пресной водой (0,4—0,8 *г/л*)

в трещиноватых порфиритах. Расходы их колеблются в пределах 0,2—5 *л/сек*. Воды сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые, реже встречаются слабо солоноватые (2 *г/л*) — хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые.

* *
*

Основными областями питания подземных вод Илийской системы артезианских бассейнов являются бассейны трещинных вод Кетмень-Заилийского и Джунгарского Алатау.

В условиях питания, залегания, динамики и формирования химического состава подземных вод бассейнов можно проследить определенную гидрогеологическую зональность. Описанные выше водоносные комплексы можно объединить в четыре гидрогеологических этажа, характеризующихся своеобразными условиями формирования подземных вод: 1) палеозойских вулканогенных пород консолидированного фундамента ($C_{2+3}$, $P_1$); 2) верхнепалеозойских и мезозойских конгломерато-аргиллитовых и песчаниковых пород ($P_2$, T, J, Cr); 3) кайнозойских озерных преимущественно глинистых отложений (Pg, N); 4) четвертичных и неогеновых грубообломочных аллювиально-пролювиальных отложений (N, Q). Глинистые толщи палеогена и неогена образуют мощный региональный водоупор, отделяющий подземные воды двух нижних этажей от обильных поровых вод четвертичных и неогеновых отложений. Гидравлическая связь между подземными водами различных гидрогеологических этажей осуществляется на участках непосредственного контакта водовмещающих пород по бортам впадин и особенно по зонам тектонических нарушений. Наличие всех четырех этажей характерно только для самой древней (Джаркентской) впадины. В центральной и западной частях Илийской системы артезианских бассейнов второй (снизу) гидрогеологический этаж отсутствует.

Питание, транзит и разгрузка подземных вод в выделенных этажах осуществляются по-разному. Нижние два этажа получают основное питание на участках выхода водовмещающих пород на дневную поверхность на склонах окружающих депрессию горных хребтов. Движение подземных вод осуществляется от областей питания к центру депрессии, хотя региональные тектонические нарушения играют, очевидно, существенную роль в перераспределении подземного стока. Они могут быть зонами наиболее интенсивного питания подземных вод или очагами наиболее интенсивной их разгрузки.

Основное питание вод двух верхних гидрогеологических этажей (отложений кайнозоя) осуществляется на территории самой депрессии в полосе предгорных шлейфов, где стекающие с гор реки теряют большую часть своего стока на фильтрацию в толщу рыхлых грубообломочных отложений конусов выноса (рис. 39). Особенно интенсивное питание подземные воды получают в полосе наиболее крупных предгорных прогибов у подножий Заилийского и Джунгарского Алатау. Движение подземных вод происходит в направлении от приподнятых бортов впадин к долине р. Или с преобладанием нисходящих токов у бортов и восходящих — в центре Илийской депрессии.

Подземный сток глубокой инфильтрации в Илийскую систему артезианских бассейнов с окружающих ее горных хребтов равен примерно 15 *м³/сек* (Шлыгина, 1964). Анализ общего водного баланса, произведенный для полосы предгорного шлейфа Заилийского Алатау, позволил выявить соотношение объемов воды, поступающих на питание подземных вод из различных источников (табл. 9). Используя приведенные в табл. 9 соотношения, подземный сток, формирующийся в полосе всех

предгорных шлейфов депрессии, в целом можно определить примерно в 85—90 *м*³/*сек* (в этой цифре не учтен подземный сток глубокой инфильтрации со стороны горных массивов, оцененный ранее в 15 *м*³/*сек*).

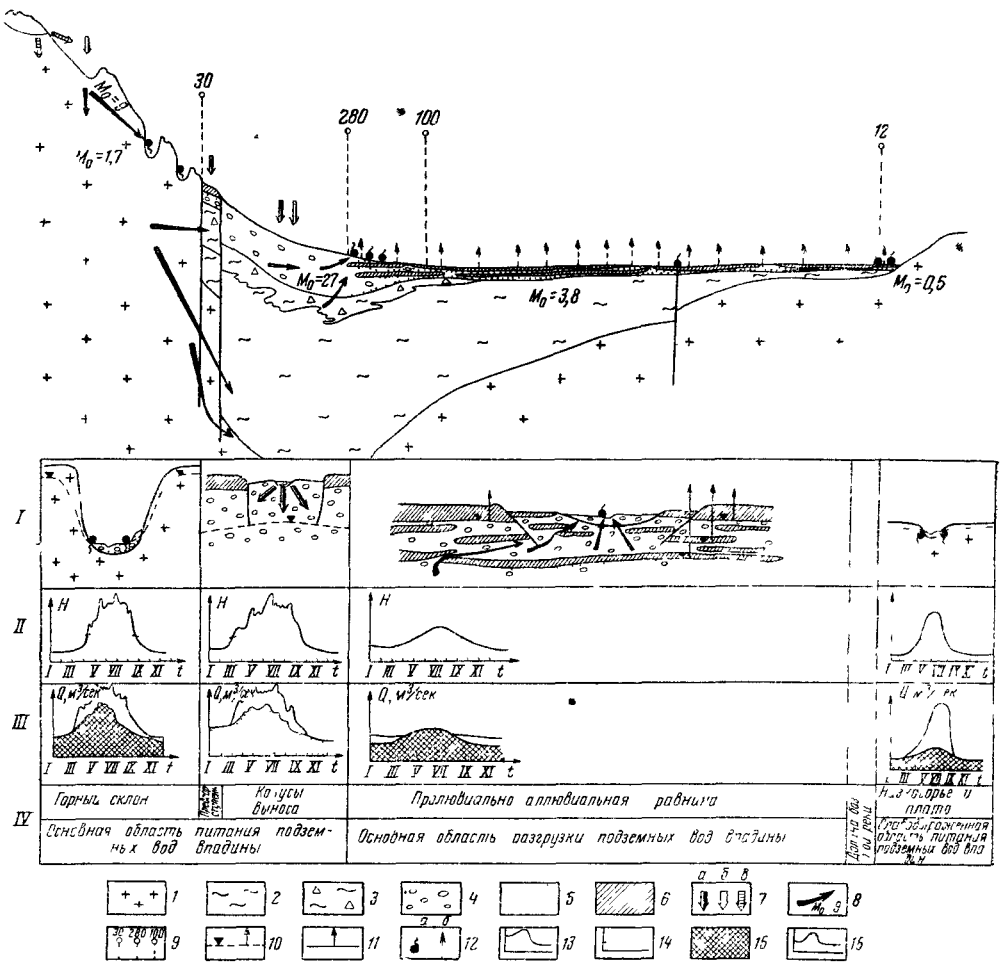



**Рис 39 Схема формирования подземного стока на предгорной равнине Заилийского Алатау (составила В. Ф Шлыгина)**

*I* — характер взаимосвязи поверхностных и подземных вод, *II* — характер колебания уровней воды по месяцам в реках и подземных вод прибрежной зоны; *III* — расчленение гидрографа реки, *IV* — геоморфологическое положение и гидрогеологическая характеристика участков *1* — гранитонды, *2* — глины, *3* — глины со щебнем, *4* — валунно-галечниковые отложения, *5* — пески, *6* — суглинки, *7* — источники питания подземных вод (*а* — фильтрация воды из рек, *б* — инфильтрация атмосферных осадков, *в* — фильтрация талых вод ледников и снежников), *8* — направление подземного стока и его количественная характеристика (в *л*/*сек* с 1 *км*², $M_0$ — средневзвешенный среднемноголетний модуль подземного стока), *9* — расход потока (в *л*/*сек* на 1 пог км), *10* — уровень зеркала грунтовых вод, *11* — пьезометрические уровни напорных вод, *12* — осиовная разгрузка подземных вод (*а* — выклинивание и образование речек типа Карасу, *б* — суммарное испарение); *13* — колебание уровней воды в реках, *14* — колебание уровней грунтовых вод в прибрежной зоне, *15* — доля подземного стока в реки, *16* — величина фильтрации воды из русел рек

В полосе предгорных шлейфов происходит свободная глубокая сквозная фильтрация подземных вод с разделением потока на ряд этажно-расположенных водоносных горизонтов и частичной разгрузкой на периферии конусов выноса. Разгрузка подземных вод Илийской системы бассейнов осуществляется в пределах самой депрессии. Сток подземных вод из нее практически отсутствует, так как она со всех сторон замкнута скальными палеозойскими породами. Разгрузка осу-

Таблица 9

**Соотношение количеств воды, поступающей на питание подземных вод из различных источников**

| Площадь конусов выноса, км² | Выносятся воды с гор по рекам, м³/сек | В том числе разбирается на орошение, м³/сек | Фильтруется из русел рек: числитель в %, знаменатель в м³/сек | Фильтруется из каналов: числитель в %, знаменатель в м³/сек | Общее количество атмосферных осадков, мм | Из фильтруется атмосферных осадков: числитель в %, знаменатель в м³/сек | Подземный сток с гор, м³/сек | Общий сток подземных вод на равнину, м³/сек | Модуль подземного стока, л/сек с 1 км² |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2200 | 81 | 29 | 63 / 33,6 | 50 / 15 | 410 | 20 / 5,4 | 6 | 60 | 27,2 |
| Процент от общей величины питания подземных вод | — | — | 56 | 25 | | 9 | 10 | — | — |

ществляется в основном испарением с почвы и зеркала грунтовых вод, а также путем выклинивания в р. Или и ее притоки.

Гидродинамические условия, существующие в Илийской системе артезианских бассейнов, обусловливают четко выраженную гидрохимическую зональность подземных вод, которая проявляется и по площади, и в вертикальном разрезе (рис. 40). В вертикальном направлении в бассейне могут быть выделены шесть основных гидрохимических зон, границы которых в общих чертах совпадают с границами выделенных выше гидрогеологических этажей. В верхнем гидрогеологическом этаже выделены две гидрохимические зоны (Зайцев, 1958 г.). Зона А характеризуется пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами с минерализацией до 1 *г/л*, развитыми в четвертичных и неогеновых отложениях. Эта зона имеет очень большую мощность, достигающую сотен метров в предгорных прогибах Заилийского и Джунгарского Алатау. На отдельных блоках мощность зоны пресных вод уменьшается до нескольких метров (см. рис. 37). На участках, где грунтовые воды залегают на глубинах менее 1—2 *м* и где развиты процессы континентального засоления, в самой верхней части разреза четвертичных отложений воды имеют повышенную, иногда до степени рассолов, минерализацию. Здесь может быть дополнительно выделена зона Д — грунтовых вод пестрой минерализации, имеющая незначительную мощность и расположенная тонким слоем над зоной А. Третья зона совпадает в своих границах со вторым (сверху) гидрогеологическим этажом, представленным глинистыми отложениями палеогена и неогена (зона $B_{50}$). Здесь преимущественно распространены соленые сульфатные натриевые воды с минерализацией 10—50 *г/л*. Подземные воды зоны В обогащены йодом, бромом, фтором.

Ниже снова залегает зона А — пресных гидрокарбонатных натриевых вод верхнего мела, возможно юры, с минерализацией менее 1 *г/л* (мощность от 25 до 160 *м*). Эта зона установлена только в восточной (Джаркентская впадина) части бассейна.

Пятая зона $B_{20}$ — соленых хлоридных натриевых и кальциевых вод с минерализацией 10—20 *г/л* может быть выделена в отложениях верхней перми. Подземные воды зоны обогащены йодом, бромом и содержат газы (азот, гелий). Общая мощность зоны достигает 490 *м*. Развита она также только в восточной (Джаркентская впадина) части бассейна.

Шестая зона Б выделена в отложениях карбона и нижней перми, содержащих слабо и сильно солоноватые хлоридные натриевые и каль-

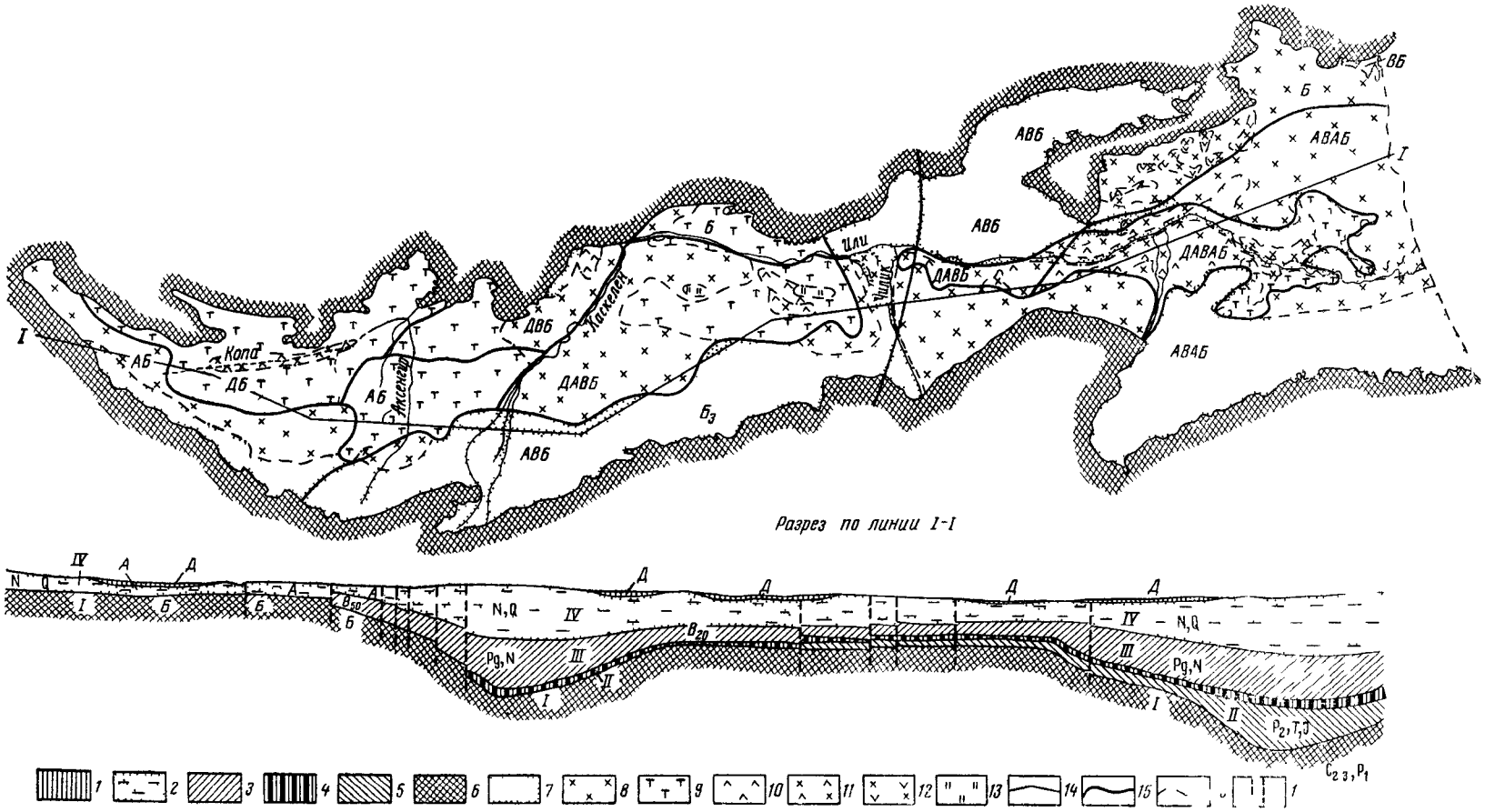



**Рис 40 Схема гидрохимической зональности Илийской системы артезианских бассейнов (составила В Ф Шлыгина)**

Гидрогеологические этажи *I* — скальных пород консолидированного палеозойского фундамента ($C_{2-3}$ $P_1$) *II* — верхнепалеозойских и мезозойских конгломератовых, глинистых и песчаниковых пород ($P_2$ T, J Cr) *III* кайнозойских озерных преимущественно глинистых пород (Pg N) *IV* — четвертичных и неогеновых грубообломочных аллювиально пролювиальных отложений (N Q)

Гидрохимические зоны, по И. К. Зайцеву. *1* — зона *Д* — подземных вод разной минерализации и состава (от пресных до весьма крепких рассолов); *2* — зона *А* — преимущественно пресных гидрокарбонатных кальциевых вод с минерализацией до 1 *г/л*, *3* — зона *В* — преимущественно солевых сульфатных натриевых вод с минерализацией от 19 до 50 *г/л*, *4* — зона *А* — преимущественно пресных гидрокарбонатных натриевых вод с минерализацией до 1 *г/л*, *5* — подзона $B_{20}$ — соленых хлоридных кальциевых и натриевых вод с минерализацией 10—20 *г/л*; *6* — зона *Б* — преимущественно солоноватых хлоридных кальциевых и натриевых вод с минерализацией от 1 до 10 *г/л*

Минерализация подземных вод (в *г/л*) *7* — до 0,5, *8* — до 1, *9* — 1—3, *10* — 5—10, *11* — воды пестрой минерализации, преимущественно до 10 *г/л*, *12* — воды пестрой минерализации, преимущественно до 50 *г/л*, *13* — воды пестрой минерализации, преимущественно до 50 *г/л*, *14* — границы гидрогеологических этажей; *15* — границы гидрохимических зон, *16* — границы между участками с различной минерализацией подземных вод, *17* — линии тектонических разломов

циевые воды с общей минерализацией 1—10 *г/л*. Подземные воды обогащены йодом, бромом, аммиаком и содержат газы (азот и редкие газы). Мощность зоны достигает 500 *м*, установлена она скважинами в Джаркентской впадине. В Копинской впадине подземные воды этой зоны имеют меньшую (1—3 *г/л*) минерализацию, лишены микрокомпонентов, газов и имеют сульфатный натриевый состав.

Кроме вертикальной гидрохимической зональности, для каждой гидрохимической зоны отмечается зональность по площади, выражающаяся в увеличении минерализации и изменении ее типа по мере удаления от бортовых частей депрессии к ее центру, т. е. по мере удаления от областей питания. Выделенные гидрохимические зоны распространены неповсеместно.

Отмеченные общие закономерности формирования химического состава подземных вод на отдельных участках и в отдельных водоносных комплексах нарушаются появлением подземных вод с иными по сравнению с окружающей средой степенью и типом минерализации. К таким азональным подземным водам относятся воды зон тектонических нарушений (солоноватые сульфатные натриевые воды с сухим остатком 1—5 *г/л* восточного борта конуса выноса Малой Алматинки, минеральные термальные воды Аяк-Калкана, Курама и Чиликемира, пресные хлоридные натриевые воды Николаевки и др.).

Среди главнейших факторов, влияющих на формирование химического состава подземных вод, можно выделить: 1) химический состав вод, поступающих на питание подземных вод; 2) степень засоленности водовмещающих пород; 3) условия движения и разгрузки подземных вод. В каждой выделенной зоне эти факторы проявляются различно.

В зоне А на питание подземных вод четвертичных и верхнеплиоценовых отложений поступают воды поверхностных водотоков, атмосферные осадки и подземные воды, притекающие со стороны горных массивов. Все они отличаются очень низкой минерализацией и гидрокарбонатным кальциевым составом; воды поверхностных водотоков имеют минерализацию 89—250 *мг/л*, атмосферных осадков — от 13 до 74 *мг/л* и подземных вод, поступающих со стороны горных массивов, — от 220 до 300 *мг/л*, редко до 1 *г/л*.

Анализируя особенности солевого режима водовмещающих четвертичных и неогеновых отложений, следует отметить, что, во-первых, их формирование происходило в пресных бассейнах, во-вторых, грубозернистость этих отложений определяет их высокую проницаемость и значительные скорости движения подземных вод. Высокие скорости перемещения подземных вод сочетаются с интенсивной разгрузкой их по периферии конусов выноса, по руслам рек, в озерные котловины, что обеспечивает высокую проточность и непрерывное обновление водных масс, постоянное замещение их пресными и ультрапресными водами, формирующимися в предгорных шлейфах.

Внутри зоны А наблюдается самостоятельная гидрохимическая зональность, различная для грунтовых и напорных вод. Для грунтовых вод она проявляется в повышении степени их минерализации по мере удаления от горного массива от 0,3 до 5 *г/л* и смене гидрокарбонатного кальциевого состава на сульфатный натриевый (появление зоны Д). На участках неглубокого залегания грунтовых вод формируются хлоридные натриевые воды с минерализацией до 50—80 *г/л* вследствие испарительной концентрации солей. Для напорных вод характерно большое постоянство химического состава и минерализации. Обычно это гидрокарбонатные кальциевые воды с сухим остатком 0,2—0,3 *г/л*. Однако отмечается некоторое уменьшение минерализации напорных подземных вод с увеличением глубины их залегания, которое можно объяснить явлениями испарительной концентрации солей в верхних слоях обводненной толщи четвертичных отложений.

В зоне $B_{50}$ на питание подземных вод неогеновых и палеогеновых отложений поступают воды конусов выноса вследствие фильтрации по бортам депрессии и подземные воды со стороны горных массивов (гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией 0,2—0,3 *г/л*). Солевой режим неогеновых и палеогеновых отложений определяется их озерным и морским происхождением. Анализы солевых вытяжек свидетельствуют о накоплении большого количества водорастворимых солей сульфатного натриевого состава. Отложения гипсоносны. Преимущественно глинистый состав обусловливает низкую водопроницаемость и чрезвычайно малые скорости фильтрации. Разгрузка может осуществляться только в вертикальном направлении. Все эти факторы приводят к обогащению подземных вод солями, содержание которых достигает 50 *г/л* и более.

В зонах Б и $B_{20}$ на питание пластово-трещинных и трещинных вод триаса, перми и карбона поступают трещинные воды со стороны горных массивов. Обычно это гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1 *г/л*. Для водовмещающих отложений характерна фациальная изменчивость осадков от осевых частей хребта к центру депрессии. В областях питания они представлены лавами, вулканическими туфами и другими кластическими породами, а в депрессии — осадками водной среды — песчаниками, конгломератами с прослоями туфов, туфоконгломератов, эффузивов. Условия водообмена значительно лучше, чем в глинистых отложениях палеогена и нижнего неогена, что обусловливает более низкую минерализацию подземных вод (не более 20 *г/л*). Общее ухудшение условий водообмена наблюдается по мере удаления от областей питания (горных хребтов) к центру депрессии. В этих же направлениях отмечается увеличение минерализации подземных вод.

Формирование пресных гидрокарбонатных натриевых вод верхнего мела (зона А) связано с обильным питанием в бортовых частях депрессии, где существует интенсивная фильтрация вод поверхностных водотоков и атмосферных осадков на большие глубины вследствие унаследованного накопления крупнообломочного материала в предгорных прогибах, а также значительно лучшая, чем в окружающих породах, водопроницаемость верхнемеловых отложений.

Формирование химического состава подземных вод зон тектонических нарушений происходит при смешении вод различных водоносных горизонтов и зон, в результате чего они характеризуются большим разнообразием типов минерализации и количества растворенных солей и являются азональными.

*Глава тринадцатая*

# ДЖУНГАРСКАЯ СИСТЕМА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Территория складчатых сооружений Джунгарского Алатау представляет собой часть высокогорной страны протяжением с запада на восток более 450 *км* и с севера на юг 250 *км*. К северу и западу от нее простираются равнины Прибалхашья, на западе она через ур. Карой смыкается с Чу-Илийскими горами, на юге — граничит с Илийской депрессией, а на востоке — продолжается в пределы Китайской Народной республики. Орографически система этих гор состоит из двух главных — Центрального, Южного и ряда меньших широтно ориентированных хребтов, разделенных относительно небольшими внутренними впадинами: Капал-Арасанской и Колпаковской на севере, Каратальской, Кугалинской и Коскудукской — на юго-западе. Поверхность возвышающихся над ними хребтов имеет ступенчатое строение с четко выраженными крутыми склонами. Нижняя граница резких форм рельефа находится на абсолютных высотах 700—1500 *м*, верхняя — на 2500 *м* и выше. Более глубокими врезами рельеф отличается в центральной части гор — в бассейнах рек Баскан, Лепсы, Тентек, Усек и Хоргос. На западных и юго-западных отрогах по окраинам прилегающих равнин горы постепенно снижаются и принимают мягкие очертания.

В пределах описываемой территории прослеживается вертикальная климатическая поясность (табл. 10). В высокогорной и среднегорной частях Джунгарского Алатау, куда входят пояса А, Б и частично В, в среднем выпадает атмосферных осадков более 800 *мм*, на низкогорных участках количество их постепенно уменьшается: в поясе В — до 600 *мм*, в поясе Г — до 330 *мм* и в поясе Д — до 128 *мм*. Все это количество осадков, за исключением некоторого расхода на испарение, участвует в формировании стока поверхностных и подземных вод.

По особенностям геологического строения территория принадлежит к областям интенсивного проявления складчатых и разрывных нарушений. Структуры ее состоят из ряда перемежающихся антиклинорных и синклинорных сооружений, разграниченных зонами тектонических разломов. Основными структурными элементами здесь являются антиклинории Центрально-Джунгарский, Южно-Джунгарский и синклинории Текелийский, Сарыозекский и др. (рис. 41). Все они имеют широтное и близкое к нему простирание и каждый из них внутри осложнен складками второго и третьего порядков, а также мелкими тектоническими разломами.

В геологическом разрезе территории участвуют породы разного возраста — от нижнего палеозоя до четвертичного. Преимущественным развитием пользуются палеозойские вулканогенные и осадочные комплексы, фациально представленные морскими терригенными и континентальными эффузивно-осадочными и осадочными породами. Толщи этих пород смяты в системы слоистых складок, расчленены сбросами и раздроблены многочисленными трещинами, во многих местах прор-

Таблица 10

**Ландшафтно-климатические горные пояса Джунгарского Алатау (по данным Соколова, Ассинг и др., 1962)**

| Ландшафтно-климатические горные пояса | Абсолютные отметки поверхности, *м* | Средняя температура воздуха, °С | | | Среднегодовая сумма осадков, *мм* | Осадки осенне-зимнего периода в % от годовой суммы | Климат |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | годовая | летняя | зимняя | | | |
| А. Нивальный (фирновые поля, ледники) | 3800—5000 | — | 5 | — | — | — | Арктический |
| Б. Луговой и лугово-степной | 2000—3800 | Ниже 0, 3—7 | 5—12 | Ниже 0, 9—13 | Более 800 | 50—70 | Альпийский (избыточное увлажнение) |
| В. Лугово-лесной и лесостепной | 1500—3500 | 2—6 | 15—20 | Ниже 0, 2—10 | 600—800 | 37—50 | |
| Г. Степной | 750—2500 | 5—8 | 14—20 | Ниже 0, 3—12 | 331—588 | 27—37 | Резко континентальный |
| Д. Полупустынный | 350—1500 | 5—9 | 17—23 | Ниже 0, 8—16 | 128—216 | 23—35 | Резко континентальный (недостаточное увлажнение) |

ваны интрузиями. Мезо-кайнозойские отложения имеют ограниченное распространение — они обычно выполняют межгорные впадины и располагающиеся в них речные долины.

Совокупность вышеуказанных геологоструктурных и климатических условий территории благоприятствует формированию и распространению подземных вод трещинного и трещинно-жильного типа в толщах палеозоя, порового и порово-пластового — в мезо-кайнозойских осадках. Воды эти приурочены к различным нижеописанным водоносным горизонтам и комплексам, выделенным в соответствии с геологическим строением и литолого-фациальным составом пород рассматриваемой территории.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений (alQIII–IV) распространен в долинах рек Баскан, Лепсы, Каратал, Коксу, Тентек и др. Он приурочен к осадкам пойм и первых надпойменных террас. По литологическому составу водовмещающие толщи, как и во всех горных районах, весьма разнообразные, изменяющиеся от валунных и галечниковых в верховьях рек до песчаных, супесчаных и суглинистых — в низовьях. Подземные воды в них имеют свободную поверхность и залегают на глубинах 0,8—8 *м*, лишь в Кугалинской впадине на возвышенных участках террас глубина их достигает 20 *м*. Мощность водоносного горизонта изменяется от 3 до 24 *м*, а в Кугалинской впадине она достигает 35 *м*. В подошве горизонта залегают среднечетвертичные и местами неогеновые породы.

Коэффициенты фильтрации водоносных пород различные — в песках они изменяются в пределах 5—20 *м/сутки*, в галечниках с песчаным заполнителем — от 30 до 50 *м/сутки*. Водообильность пород характеризуется дебитами скважин от сотых долей литра в секунду до 10 *л/сек*, при этом бóльшими величинами дебитов обладают скважины, каптирующие верхнюю часть аллювия. Но в некоторых долинах рек (Лепсы, Кескентерек и др.) аллювий обогащен глинистыми фракциями на всю мощность и поэтому часто оказывается слабоводообильным.

В пределах площади распространения аллювиального водоносного горизонта подземные воды образуют грунтовый поток, гидравлически связанный с поверхностными водами. В нижних частях долин последние обычно являются основным источником питания этого горизонта, но повсеместно его пополнение осуществляется также за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из других водоносных горизонтов.

Минерализация вод описываемого горизонта изменяется от 0,1 до 1,4 *г/л*. Среди содержащихся в воде солей преобладают гидрокарбонаты кальция и магния, и только при переходе в степные равнинные области на отметках около 400—500 *м* состав их меняется, приобретая сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый тип:

$$M_{0,1-0,4}\frac{HCO_3\ 74-90\ SO_4\ 9-19}{Ca\ 55-77\ Mg\ 20-24};\quad M_{0,9-1,4}\frac{HCO_3\ 25-55\ SO_4\ 28-53}{(Na+K)\ 53-58\ Ca\ 24-26}.$$

В водах повсеместно отмечается наличие весьма малых количеств сурьмы, олова и молибдена.

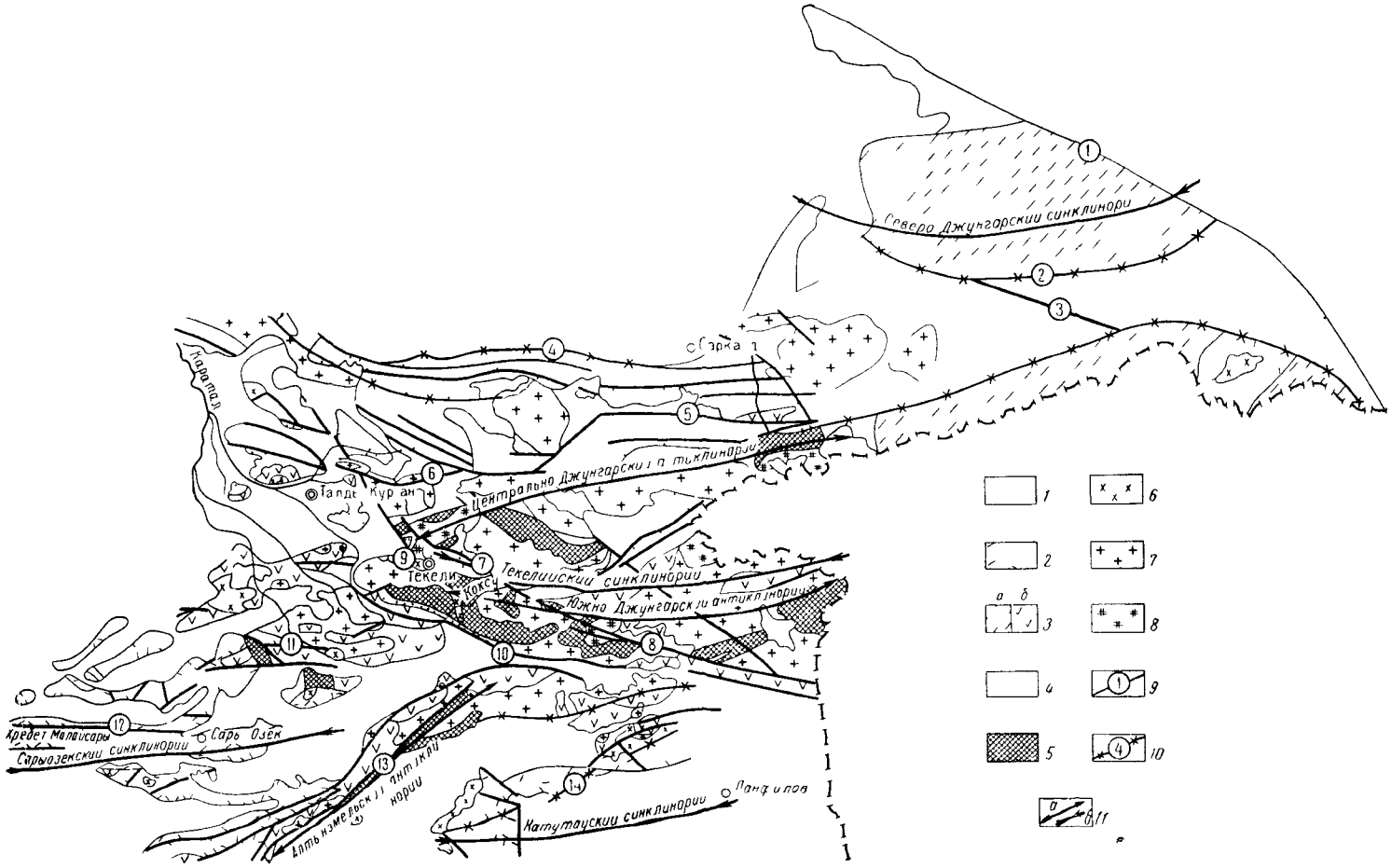
Воды описываемого водоносного горизонта в районе имеют большое народнохозяйственное значение. За счет их осуществляется водоснабжение многих сельских населенных пунктов — Малиновки, Троицкого, Карабулака и других, а также городов Текели и Талды-Кургана.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений (alpQIII–IV). Верхнечетвертичные и современные аллювиально-пролювиальные отложения на большей части территории маломощны и толщи их часто дренированы. Водоносны они лишь в Капал-Арасанской межгорной впадине, расположенной в степном поясе северных предгорий Центрально-Джунгарского хребта на высотах 1200—1300 *м*. Водовмещающими породами являются супеси, пески и гравийно-галечники с песчано-суглинистым заполнителем, лежащие на девонских сланцах и песчаниках. Воды в них безнапорные, залегающие в пределах глубин 2—10 *м*. Максимальные глубины приурочены к периферической части впадины. Мощность водоносных пород невыдержанная и изменяется от 1,5 до 17 *м*. Водообильность их слабая, характеризующаяся удельными дебитами скважин от сотых до десятых долей литра в секунду. Воды пресные, со средним солевым составом:

$$M_{0,3-0,5}\frac{HCO_3\ 72-77\ Cl\ 10-23}{Ca\ 47-50\ (Na+K)\ 32-46}.$$

Питается водоносный горизонт атмосферными осадками и частично инфильтрующимися поверхностными водами р. Биен и других мелких ручьев. Вследствие слабой водообильности горизонт большого практического значения не имеет, воды его используются лишь для водоснабжения мелких животноводческих ферм и полевых станов.

Водоносный горизонт среднечетвертичных аллювиальных отложений (alQII) распространен в межгорной Каратальской впадине, принадлежащей по ландшафтно-климатическим особенностям к поясу полупустынь. Водовмещающими являются толщи надпойменных террас рек Коксу, Каратал и Мукры, представленные галечниками и валунно-галечниковыми образованиями, обогащенными в различной степени гравелистым песком и супесчано-глинистым материалом. Воды в них безнапорные. Глубина залегания их варьирует от 2—10 *м* на переходах к низким террасам до 30—45 *м* в северной прибортовой части впадины и на водоразделах. Уклон зеркала вод постепенно уменьшается с востока на запад и северо-запад от 0,01 (запад-


Северо Джунгарский синклинорий
Сарыкаш
Карамай
Центрально Джунгарский синклинорий
Тандыкурган
Текели
Коксу
Текелийский синклинорий
Южно Джунгарский антиклинорий
Хребет Малисары
Сарыозекский синклинорий
Сарь Озек
Алтынэмелский антиклинорий
Жетыташский синклинорий
Ланчилов
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

нее г. Текели) до 0,005 (у восточных окраин равнинных территорий пустынь Прибалхашья), в среднем он составляет 0,006.

Мощность водоносного горизонта различная (рис. 42). Наибольших величин (до 250 *м*) она достигает в междуречье Коксу и Мукры. К северу она сначала резко убывает до 15—20 *м*, а в районе современного русла Каратала снова несколько увеличивается, достигая 50—80 *м*. Почти в тех же пределах наблюдается постепенное увеличение мощности горизонта вдоль впадины — с востока на запад. Водоупором повсеместно являются глины неогена, и только в прибортовых частях впадины горизонт сообщается с водоносными аллювиально-пролювиальными осадками высоких террас или непосредственно с водоносным трещиноватым массивом палеозойских пород.

Фильтрационные свойства пород описываемого водоносного горизонта изменяются по площади его распространения и с глубиной. Для галечников и валунно-галечниковых образований периферийных восточных и юго-восточных частей впадины, располагающихся в сравнительно близком удалении от области сноса обломочного материала, коэффициенты фильтрации достигают 100 *м/сутки* и более. К западу и северо-западу в связи с последовательным увеличением в составе аллювия количества мелких фракций они уменьшаются до 10—20 *м/сутки*. В районе г. Талды-Кургана верхняя часть песчано-галечниковых отложений до глубины 40—60 *м* характеризуется средними коэффициентами—около 70—90 *м/сутки*, в нижней части толщи из-за увеличения количества мелких фракций коэффициенты фильтрации резко уменьшаются — на глубинах 90 *м* и более они не превышают 20 *м/сутки*.

Водоносный горизонт всюду в районе водообильный, характеризующийся средними удельными дебитами скважин 1—6 *л/сек*. В верхних частях долин они нередко превышают 10 *л/сек*. Воды пресные, но химический состав их изменчивый. В грунтовом потоке южной части впадины в пределах глубокого размыва неогеновых глин (долина р. Коксу) воды являются гидрокарбонатными кальциевыми и реже магниево-кальциевыми. Севернее, в водораздельной части рек Коксу и Каратала, а также в пределах долин Каратала они сначала приобретают сульфатно-гидрокарбонатную магниево-кальциевую минерализацию, а затем в непосредственной близости к северному борту впадины их ионный состав становится смешанным. Характерный солевой состав вод горизонта выражается формулами:

$$M_{0,2-0,4}\,\frac{HCO_3\ 72—89\ \ SO_4\ 8—14}{Ca\ 60—75\ \ Mg\ 17—24};$$

$$M_{0,4}\,\frac{HCO_3\ 52\ \ Cl\ 28\ \ SO_4\ 20}{(Na+K)\ 45\ \ Ca\ 29\ \ Mg\ 26}.$$

Общая минерализация вод в пределах района не превышает 0,5 *г/л*. Спектральными анализами в них об-

**Рис. 41. Структурно-тектоническая схема Джунгарского Алатау (составила Е. Л. Джегрий по материалам П. К. Жукова, А. Е. Шлыгина, С. Е. Майрина, А. Г. Новикова, Ф. Е. Синицына и Е. А. Соколовой)**

Структурные этажи и их фациальный состав: *1* — киммерийско-альпийский, континентальный; *2* — позднегерцинский, континентальный эффузивно-осадочный; *3* — среднегерцинский: *а* — морской терригенный; *б* — континентально-вулканогенный; *4* — раннегерцинский, континентально-вулканогенный; *5* — каледонский. Интрузивы: *6* — позднегерцинские; *7* — раннегерцинские; *8* — каледонские.

Разломы: *9* — разломы различного возраста; *10* — разломы герцинские, обновленные в альпийское время. *11* — оси главнейших структур: *а* — антиклинориев, *б* — синклинориев. Цифры в кружках названия основных разломов: *1* — Главный Джунгарский; *2* — Коксуатский; *3* — Сандыктас-Чулакский; *4* — Кентерлау-Саркандский; *5* — Арасан-Чулакский; *6* — Кызылджар-Мынчукурский; *7* — Текели-Бораталинский; *8* — Текели-Усекский; *9* — Солдатский; *10* — Южно-Джунгарский; *11* — Биже-Коксайский; *12* — Малай Саринский; *13* — Алтын-Эмельский; *14* — Катутауский

наружены следы титана, стронция, молибдена, олова, серебра, меди, цинка и свинца; в малых концентрациях присутствуют: йод — до 0,2 *мг/л* и фтор — до 0,1 *мг/л*.

Водоносный горизонт питает атмосферные осадки и подземные трещинные и поровые воды, подтекающие в него с прилегающих склонов гор и предгорий. Кроме того, непосредственно на площади его распространения он существенно пополняется инфильтрующимися поверхностными водами рек и широко распространенной сети ирригационных каналов. Речные воды инфильтруются в периоды весенних и

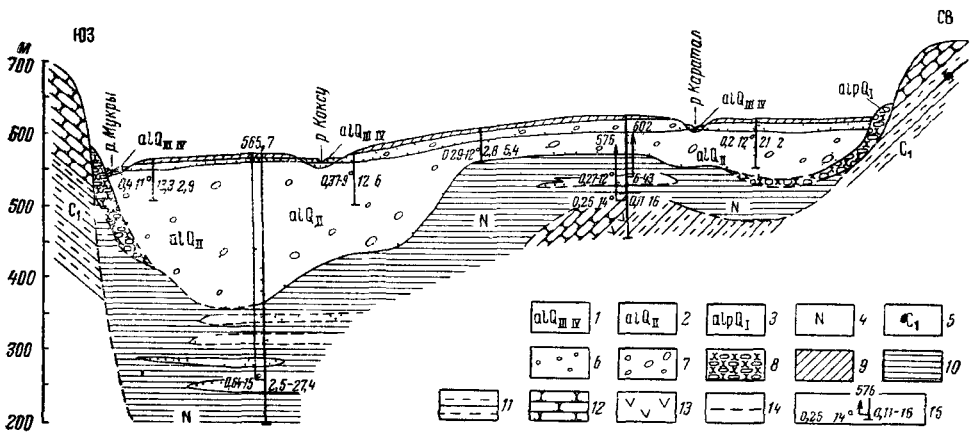



**Рис 42 Схематический гидрогеологический разрез Каратальской впадины в районе г. Талды-Кургана (составила Е. Л. Джегрий по материалам В. Д. Малахова)**

*1* — водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений, *2* — водоносный горизонт среднечетвертичных аллювиальных отложений, *3* — водоносный горизонт нижнечетвертичных аллювиально пролювиальных отложений *4* — воды спорадического распространения в неогеновых отложениях, *5* — трещинные воды нижнекаменноугольных пород, *6* — пески, *7* — гравийно галечниковые отложения, *8* — конгломераты, *9* — суглинки, *10* — глины, *11* — сланцы, *12* — песчаники, *13* — порфириты, *14* — уровень грунтовых вод, *15* — скважины — стрелка соответствует напору подземных вод, цифра у стрелки — абсолютная отметка пьезометрического уровня (в *м*), цифры слева — минерализация (в *г/л*) и температура (в °С), справа — дебит (в *л/сек*) и понижение уровня (в *м*)

летних паводков, и этот процесс в большей степени происходит в верхних частях долин. Они поступают в водоносный горизонт через толщу современного и верхнечетвертичного аллювия. В низовьях долин (западнее г. Талды-Кургана) наблюдается обратное явление — здесь грунтовые воды выклиниваются в пойму и питают поверхностный сток рек. Суммарный расход родников в зоне их выклинивания во влажные годы превышает 2,5 $м^3/сек$ Величина питания горизонта за счет инфильтрации оросительных вод значительная. Для сети каналов, находящейся непосредственно на площади распространения горизонта, она достигает 14,5% от количества привлекаемой в сеть воды. В связи с этим на участках орошения наблюдаются резкие колебания уровня грунтовых вод с годовыми амплитудами до 10 *м*.

Воды горизонта в районе широко используются для водоснабжения населенных пунктов, промышленных предприятий и животноводческих ферм.

Водоносный горизонт нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (alpQI). Отложения описываемого возраста водоносны в слабодренированных частях межгорных впадин, расположенных в пределах низких высотно-климатических горных поясов — в степном и лесостепном. В долине р. Сарыбулак, в Кугалинской межгорной впадине и частично в бортовых частях Кара-

тальской впадины в их толщах обычно обводнены нижние части разрезов. На многих других участках аллювиально- пролювиальные отложения в большинстве случаев безводны.

В Сарыбулакской долине водоносную толщу слагают галечники и пески, переслаивающиеся с супесями и суглинками, и залегающие под ними слабосцементированные конгломераты и песчаники. Вдоль бортов долины эти отложения выступают на поверхность, образуя слабонаклонный, но выделяющийся в рельефе предгорный шлейф. Воды в них безнапорные. В центральной части долины глубина их не превышает 3—5 *м*, у ее бортов увеличивается до 15—20 *м*. Мощность водоносного горизонта около 30 *м* в низовьях долины и 6—10 *м* в ее верховьях и прибортовых частях. Подстилают его неогеновые глины и аргиллиты, местами коренные породы (девонские сланцы и песчаники).

Водообильность горизонта вследствие значительного содержания в нем мелкопесчаного и глинистого материала незначительная. Удельные дебиты скважин не превышают 0,1—0,3 *л/сек* и лишь в редких случаях, когда галечники имеют песчано-гравийный заполнитель, величина удельного дебита возрастает до 1 *л/сек* (скважины в левобережье р. Сарыбулак, в 12 *км* от г. Талды-Кургана). Горизонт питается трещинными водами прилегающих массивов Северо-Джунгарского хребта и инфильтрующейся частью атмосферных осадков, в весенние паводковые периоды его подпитывает р. Сарыбулак. Воды чаще пресные, с минерализацией 0,5—0,7 *г/л* и гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом. Несколько щелочным характером отличаются они в крайней северной части долины, где в питании их участвуют трещинные воды гранитного массива. Кроме того, в этой части долины в небольшом плоском понижении оз. Сарыколь встречаются слабо солоноватые воды, формирование которых связано с явлением местного континентального засоления вследствие неглубокого (менее 2 *м*) их залегания. Такие щелочные пресные и слабо солоноватые воды имеют состав:

$$M_{0,6}\,\frac{HCO_3\,80\;SO_4\,13}{(Na+K)\,49\;Mg\,28\;Ca\,23};\qquad M_{1,5}\,\frac{HCO_3\,40\;Cl\,34\;SO_4\,24}{(Na+K)\,44\;Mg\,41\;Ca\,15}.$$

Значительно шире распространен водоносный горизонт нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений в Кугалинской впадине, где он представлен разнозернистыми песками и галечниками, чередующимися с прослоями супесей и суглинков. Он залегает на различных глубинах от 2 *м* в центральной части впадины до 50 *м* и более вблизи склонов предгорий. Водоупором его являются неогеновые глины. Воды горизонта образуют грунтовый поток, направленный на северо-запад вдоль долины рек Кескентерек и Биже. С удалением от предгорий этот поток разъединяется суглинистыми прослоями на несколько (два-три) этажно-расположенных водоносных слоев, гидравлически связанных между собой. В нижних слоях воды местами приобретают небольшой напор. Мощность всей водоносной толщи изменяется в зависимости от рельефа водоупора от 3 до 50—70 *м*. В центральной части впадины у с. Холмогорки она увеличивается до 100 *м*.

Водообильность горизонта значительная на периферийных участках впадины, где он сложен хорошо промытыми галечниками и валунами; удельные дебиты скважин здесь составляют 10—15 *л/сек*, иногда 20 *л/сек*. В центральных и западных ее частях в связи с обогащением водоносной толщи супесчано-суглинистыми образованиями удельные дебиты постепенно сокращаются до 1 *л/сек* и менее. Воды горизонта имеют минерализацию не более 0,5 *г/л* и преимущественный гидрокарбонатный магниево-кальциевый или смешанный по катионам состав, выражающийся формулами:

$$M_{0,15}\ \frac{HCO_3\ 88\ Cl\ 12}{Ca\ 64\ Mg\ 29}\ ;\qquad M_{0,45}\ \frac{HCO_3\ 60\ SO_4\ 21}{Ca\ 40\ Mg\ 32\ (Na+K)\ 27}\ .$$

В Каратальской и других мелких межгорных впадинах условия залегания и водообильность горизонта аналогичны вышеописанным. Площади его распространения приурочены к бортовым частям впадин и по размерам незначительные. Воды также пресные, но отличаются здесь несколько большей минерализацией и содержанием наряду с гидрокарбонатами значительного количества ионов сульфатов и щелочных металлов. Для них характерен следующий средний солевой состав:

$$M_{0,5-0,8}\ \frac{HCO_3\ 43—78\ SO_4\ 12—40}{(Na+K)\ 27—47\ Ca\ 22—45}\ .$$

Подземные воды описываемого горизонта имеют в районе большое практическое значение как источник питьевого и хозяйственного водоснабжения населенных пунктов.

Водоносный горизонт четвертичных флювиогляциальных и гляциальных (glQ) отложений. Флювиогляциальные отложения сохранились от размыва на сравнительно плоских и широких склонах Джунгарского Алатау и во многих мелких межгорных впадинах, расположенных в горно-луговом ландшафтно-климатическом поясе. Высокое гипсометрическое положение пояса и дренированность его территории обусловили в большинстве случаев безводность отложений. Водоносны они в Капал-Арасанской впадине и в протягивающемся к востоку от нее небольшом межгорном понижении в ур. Айдаусай. Толщу их слагают валунно-галечные и дресвяно-щебенистые отложения с гравелисто-песчаным и супесчаным заполнителем. Подстилается толща палеозойскими породами или красноцветными глинами неогена. Воды в ней залегают на глубинах 10 *м* и более. Мощность водоносных пород изменяется от 3 до 100 *м*. Наибольших величин она достигает в центральных частях впадин. В основании глубоких эрозионных врезов воды нередко выклиниваются в виде родников, образуя поверхностные водотоки с расходами до 15—25 *л/сек*. Расходы отдельных родников в среднем составляют около 0,3—2,5 *л/сек*. Основное питание водоносный горизонт получает за счет атмосферных осадков и талых вод ледников высокогорья, в связи с чем формирующиеся в нем воды отличаются весьма слабой минерализованностью с величинами плотного остатка в пределах 0,1—0,3 *г/л* и преобладающими гидрокарбонатным магниево-кальциевым и натриево-кальциевым составом.

Четвертичные гляциальные отложения имеют ограниченное распространение в верховьях (выше 2500 *м*) долин рек Ойсаза и Кескентерека. Они представлены крупновалунным материалом с заполнителем из грубых песков, щебня и глины. Сохранились эти отложения от размыва лишь в основаниях склонов и на днищах межгорных долин. Мощности их значительные, местами достигающие 200 *м*. Характер водоносности пород и условия залегания подземных вод пока достаточно не изучены. Предположительно мощность обводненной части их не превышает 100 *м*. Вследствие благоприятных условий питания водообильность гляциальных отложений значительная. Расходы многих родников достигают 45 *л/сек*. Воды ультрапресные, гидрокарбонатного кальциевого состава.

Водоносный горизонт четвертичных делювиально-пролювиальных отложений (dplQ) распространен в полупустынном низкогорном поясе юго-западных отрогов Джунгарского Алатау — в Коскудукской впадине и в других межгорных понижениях.

Водовмещающими породами являются дресвяно-щебенистые суглинки, супеси и пески, в составе которых наблюдается закономерное уменьшение содержания крупных фракций обломочного материала от склонов к внутренним частям впадин. Воды в них повсеместно безнапорные, залегающие на глубинах 10—20 *м* и более. Наибольшие глубины их (около 100 *м*) наблюдаются у оснований склонов предгорий Архарлы, южнее и западнее — в направлении долины р. Или — постепенно убывают. Мощность водоносного горизонта варьирует в пределах 2—18 *м*, в центральной части Коскудукской впадины она достигает 35 *м*. Подстилается горизонт красно-бурыми глинами миоцена или песчаниками и конгломератами верхнего мела, у предгорий от местами лежит на пермских осадочно-эффузивных образованиях. Водообильность горизонта слабая, что связано с наличием в его составе большого количества глинистого материала. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород колеблются в пределах 0,7—8,5 *м/сутки*. Удельные дебиты большинства скважин не превышают 1 *л/сек*. Минерализация вод изменяется в направлении грунтового потока от предгорий в сторону прилегающих равнин Илийской депрессии и Южного Прибалхашья. У оснований склонов предгорий они пресные, а далее слабо солоноватые, характеризующиеся следующим солевым составом:

$$M_{0,6-1,0}\,\frac{SO_4\,39-52\ HCO_3\,32-38\ Cl\,12-20}{(Na+K)\,49-62\ Ca\,(23-34)\ Mg\,14-16};$$

$$M_{1,2-2,2}\,\frac{SO_4\,55-62\ Cl\,16-37\ HCO_3\,8-20}{(Na+K)\,51-73\ Ca\,12-34\ Mg\,11-24}.$$

Воды спорадического распространения неогеновых отложений (N). Неогеновые отложения развиты в Колпаковской, Каратальской, Кугалинской, Коскудукской межгорных и других мелких впадинах, располагающихся в низкогорном полупустынном и частично в среднегорном степном и лесостепном поясах (на абсолютных высотах 690—1100 *м*). Они представлены в основном красноцветными щебенистыми глинами, в которых встречаются водопроницаемые прослои и линзы песков, песчаников, галечников, конгломератов и мергелей. В целом толща неогена служит водоупором между вышележащими водоносными четвертичными и подстилающими палеогеновыми и другими более древними породами. Обводненные прослои и линзы небольшой мощности в ней вскрываются скважинами почти во всех впадинах на глубинах от 13 до 85—146 *м*, лишь в Каратальской впадине они встречаются до глубин 500 *м* и количество их достигает 5—10. Воды в некоторых из них напорные с пьезометрическими уровнями, устанавливающимися на глубинах 1,6—26,5 *м*, а также превышающими поверхность земли до 12 *м*. Наибольшими напорами обладают воды нижних частей разрезов.

Водоносные породы — слабоводообильны, удельные дебиты скважин не превышают 0,3 *л/сек*, а расходы большинства родников, располагающихся в основаниях уступов террас и в глубоких эрозионных врезах, колеблются от 0,03 до 0,6 *л/сек*. Воды пресные и слабо солоноватые. Химический состав и минерализация их изменяются в разрезах в горизонтальном и вертикальном направлениях. Определяющими факторами при этом являются литологический состав водовмещающих пород (их засоленность), характер дренированности территории распространения их и условия питания, резко различающиеся в разных высотных ландшафтно-климатических поясах района. Во всех впадинах, за исключением Коскудукской, наблюдается общая особенность качественного изменения состава этих вод, заключающаяся в постепенном

повышении минерализации с увеличением глубины залегания водоносных слоев и с удалением их от области питания. В Колпаковской, Каратальской и Кугалинской впадинах, располагающихся в относительно влажных степном и лесостепном поясах, пресные воды, залегающие на глубинах 115 и 300 *м*, соответственно имеют состав:

$$M_{0,2-0,4}\,\frac{HCO_3\,71-78\;SO_4\,14-25}{Ca\,45-57\,(Na+K)\,27-30};$$

$$M_{0,6}\,\frac{SO_4\,41\;HCO_3\,30\;Cl\,28}{(Na+K)\,56\;Ca\,27}.$$

По направлению к прилегающим равнинам Прибалхашья их минерализация постепенно увеличивается до 3 *г/л*. В Каратальской впадине западнее г. Талды-Кургана воды становятся хлоридно-сульфатными, иногда хлоридными, а по преобладающим катионам — кальциево-натриевыми или натриевыми.

Во впадинах юго-западных частей района (Коскудукская и др.), относящихся к полупустынному низкогорному поясу, изменения состава и минерализации вод неогеновой толщи подчинены закономерностям обращенной вертикальной зональности. Здесь спорадически распространенные воды большинства неглубоких водоносных прослоев и линз минерализованы до степени слабо солоноватых и солоноватых, с плотным остатком от 1,2 до 5 *г/л*. Они залегают до глубин 50—120 *м*, состав их преимущественно сульфатный и гидрокарбонатно-сульфатный натриевый или кальциево-натриевый. Глубже, вплоть до палеозойского основания (до 150—200 *м* и более), воды являются пресными, что обусловлено, по-видимому, наличием относительно благоприятных гидравлических связей их с водами глубоких толщ рыхлых или трещиноватых пород, питающихся слабоминерализованными водами более высоких ландшафтно-климатических поясов района. Химический состав этих вод в верхних и нижних частях толщи неогеновых осадков соответственно выражается формулами:

$$M_{1,1-4,8}\,\frac{SO_4\,50-72\;HCO_3\,10-29}{(Na+K)\,63-84\;Ca\,10-27};\qquad M_{0,5-0,8}\,\frac{HCO_3\,22-60\;SO_4\,26-52}{(Na+K)\,29-59\;Ca\,23-49}.$$

Но наряду с пресными водами в нижней части толщи неогена, т. е. в изолированных водопроницаемых прослоях, не имеющих непосредственной связи с другими подпитывающими водоносными комплексами, встречаются и слабо солоноватые воды с отчетливо выраженным хлоридно-сульфатным натриевым составом:

$$M_{1,1-2,1}\,\frac{SO_4\,38-57\;Cl\,24-49}{(Na+K)\,64-72\;Ca\,13-22}.$$

Воды спорадического распространения олигоценовых отложений ($Pg_3$). Олигоцен представлен преимущественно глинами, содержащими в ряде мест водопроницаемые прослои. Такие участки в районе известны в урочищах Койбын, Кызылджар и других, располагающихся на юго-восточных склонах гор, обрамляющих Джаркентскую впадину. Площади распространения олигоценовых отложений здесь находятся на высотах, превышающих 1000—1200 *м* (лесостепной пояс). Водоносными являются прослои конгломератов, песчаников, иногда мергелей. В южном направлении они вместе с вмещающей толщей глин постепенно погружаются под более молодые отложения. Водообильность обводненных прослоев характеризуется расходами родников в пределах 0,2—0,5 *л/сек*. Воды пресные, гидрокарбонатного и

сульфатно-гидрокарбонатного натриевого-кальциевого состава. Степень их минерализации изменяется в пределах 0,4—0,8 *г/л*.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений ($Cr_2$). Меловые осадки распространены на плато Карой, Итжон и в Коскудукской впадине, расположенных в полупустынном поясе юго-западных предгорий Джунгарского Алатау. В разрезе их водовмещающими являются конгломераты, кварцевые песчаники, пески и галечники, переслаивающиеся с глинами. Мощность их непостоянна и колеблется в пределах от 2—12 до 50 *м*. Они залегают на палеозойских породах и перекрываются сверху четвертичными отложениями, а в ряде мест непосредственно выходят на поверхность. На плато Карой и Итжон меловые отложения глубоко дренированы и поэтому безводны. В Коскудукской впадине воды вскрываются на глубинах 13—90 *м*. Они обладают местным напором, величина которого над кровлей водоносных слоев изменяется от 3,8—6 до 25 *м* и более. Удельные дебиты скважин составляют 0,05—0,5 *л/сек*. Некоторые родники в логах и других эрозионных врезах имеют расходы от 2 до 6 *л/сек*. Воды преимущественно слабо солоноватые, состав хлоридно-сульфатный натриевый или кальциево-натриевый. Питание водоносного комплекса осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из палеозойских пород. Воды комплекса используются для водоснабжения баз отгонного животноводства.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости верхнепалеозойских пород ($Pz_3$). Водоносные верхнепалеозойские породы распространены в юго-западных, южных и юго-восточных отрогах Джунгарского Алатау. Они представлены эффузивами и эффузивно-осадочными образованиями. Площади их развития находятся в разных высотно-климатических поясах — в низкогорном полупустынном и среднегорном степном. Подземные воды циркулируют по трещинам выветривания, распространенным до глубин 15—30 *м* (редко до 50—70 *м*), и по тектоническим трещинам, проникающим на значительно бóльшие глубины. Водообильность трещиноватых пород при различном литологическом их составе характеризуется данными табл. 11.

Таблица 11

**Водообильность трещиноватых верхнепалеозойских пород в зависимости от литологического состава**

| Водовмещающие породы | Количество водопунктов | Расходы, *л/сек* | | | Суммарный расход, *л/сек* |
|---|---|---|---|---|---|
| | | минимальные | максимальные | преобладающие | |
| Эффузивы различного состава | 35 | 0,05 | 8,5 | 0,5—1,0 | 41,2 |
| Песчаники и конгломераты | 16 | 0,1 | 5,2 | 0,5—1,0 | 25,6 |

Родники с наибольшими расходами чаще приурочены к зонам тектонических разломов. На участках, отдаленных от таких зон, водообильность пород слабая, дебиты скважин не превышают 1 *л/сек* при понижениях до 15—20 *м*. Воды преимущественно пресные и слабосолоноватые. Пресные воды приурочены к массивам среднегорного пояса (Алтын-Эмель, Сайдыктас, Матай, Ашудасты и др.). На высотах 1500—1800 *м* для них характерна гидрокарбонатная или сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая и натриево-кальциевая минерализация. С уменьшением высотных отметок поверхности до 800—1100 *м* минерализация

вод возрастает, состав их меняется до гидрокарбонатно-сульфатного и сульфатного кальциево-натриевого. В низкогорном полупустынном поясе (хребты Малай-Сары, Архарлы, Матай, Кокшиель и др.) на высотах 700—750 *м* и ниже воды всюду солоноватые с сульфатным и хлоридно-сульфатным натриевым или кальциево-натриевым составом. Характерные формулы солевого состава пресных и слабо солоноватых вод верхнепалеозойских пород следующие:

$$M_{0,2-0,5}\frac{HCO_3\ 61-78\ SO_4\ 18-31}{Ca\ 56-62\ (Na+K)\ 13-26};\qquad M_{1,5-2,8}\frac{SO_4\ 56-64\ Cl\ 20-28}{(Na+K)\ 32-68\ Ca\ 13-34}.$$

В низкогорном полупустынном поясе в редких случаях, когда эффузивный или осадочный комплекс верхнего палеозоя перекрыт глинистыми осадками неогена, минерализация вод еще более возрастает, превышая 3,5 *г/л*.

В некоторых зонах тектонических нарушений верхнепалеозойских пород иногда встречаются выходы пресных вод с повышенной температурой и несколько иным гидрохимическим составом. Так, один из родников, расположенный в основании южного склона Джунгарского Алатау (в долине р. Борохудзир) имеет расход 0,6 *л/сек* и температуру воды 30° С. Состав воды хлоридно-сульфатный натриевый, плотный остаток 1 *г/л*. По данным Е. В. Посохова (1947), воды этого родника содержат около 54 *мг/л* кремнезема.

В западной части Кугалинской впадины и в предгорьях Достар наряду с верхнепалеозойскими породами развиты нерасчлененные верхнепермско-нижнетриасовые образования, обнажающиеся на небольших возвышенных участках. Массивы трещиноватых пород здесь полностью дренированы. Аналогичные водопроницаемые, но практически безводные толщи пород известны на крайнем юго-западе района — на плато Карой и Итжон. Здесь в верхних толщах эффузивов трещиноватость быстро затухает, и породы с глубиной становятся водоупорными. Трещиноватая же зона также полностью сдренирована долиной Или.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости среднепалеозойских пород ($Pz_2$). Среднепалеозойские породы имеют в районе самое широкое распространение почти во всех высотных горных поясах. Они представлены терригенными и континентально-вулканогенными фациями (нижний карбон) и морскими осадочными образованиями с подчиненным количеством вулканогенных (девон, силур). Водовмещающими в них являются трещиноватые порфиры, порфириты с их туфами, сланцы, песчаники, алевролиты, конгломераты и известняки. Конгломераты и известняки в толщах чаще залегают в виде небольших прослоев и линз. Глубина распространения трещин выветривания в различных частях горных массивов колеблется от 10—20 до 40—60 *м*, при этом в условиях сильно расчлененного рельефа гор трещины выветривания на многих участках безводны. В зонах тектонических разломов трещины проникают до глубин 100—200 *м* и местами более 300 *м* (в горах Текели).

Водообильность пород среднего палеозоя характеризуется табл. 12.

Наибольшей водообильностью обладают известняки и конгломераты, а также эффузивы, характеризующиеся преобладающими расходами родников 2,5—7,5 *л/сек*. Но независимо от литологического состава водовмещающих пород относительно повышенными расходами отличаются родники, располагающиеся во влажных высокогорных луговых и лесостепных поясах центральных и южных частей Джунгарского Алатау (хребты Алтын-Эмель, Котуркаин и др.), где расходы некоторых из них достигают 45 *л/сек* и более. Высокодебитные родники наблюдаются и вдоль зон тектонических нарушений (разломы Солдат-

Таблица 12

**Водообильность пород среднего палеозоя (по расходам родников)**

| Водовмещающие породы | Количество водопуиктов | Расходы, *л/сек* | | | Суммарный расход, *л/сек* |
|---|---|---|---|---|---|
| | | минимальные | максимальные | преобладающие | |
| **Нижнекаменноугольные (частично средне-каменноугольные) породы** | | | | | |
| Эффузивы и их туфы | 320 | 0,1 | 18,4 | 2—2,5 | 369 |
| Сланцы | 106 | 0,1 | 12,5 | 0,3—1,0 | 68 |
| Песчаники | 164 | 0,3 | 45 | 1,0—1,5 | 254 |
| Алевролиты | 128 | 0,09 | 15,2 | 1,0—1,5 | 95 |
| Конгломераты | 10 | 1,0 | 1,8 | 1,0—1,5 | 22 |
| Известняки | 8 | 0,4 | 16,5 | 3,5—7,5 | 28 |
| **Девонские породы** | | | | | |
| Сланцы | 225 | 0,4 | 49,8 | 1,0—2,0 | 790 |
| Песчаники | 231 | 0,04 | 6,4 | 0,5—1,5 | 540 |
| Эффузивы и их туфы | 123 | 0,02 | 2,9 | 0,3—1,2 | 354 |
| Алевролиты | 92 | 0,2 | 7,0 | 0,7—1,6 | 125 |
| Конгломераты | 28 | 0,03 | 8,0 | 0,3—2,4 | 32 |
| **Силурийские породы** | | | | | |
| Песчаники, известияки, сланцы, эффузивы | 20 | 0,2 | 6,7 | 1,8—2,7 | — |

сайский, Коксуатский, Кентерлау-Саркандский, Кызылджар-Мынчукурский и др.), в которых трещинно-жильные воды выклиниваются в виде восходящих струй при средних расходах до 8 *л/сек* и в отдельных случаях до 25—50 *л/сек*. В районе месторождений Сууктюбе и Яблоновое воды вскрыты скважинами, удельные дебиты которых составляют 0,15—0,22 *л/сек*.

Химический состав и степень минерализации вод изменяются по ландшафтным высотно-климатическим поясам. В высокогорном нивальном и луговом поясах, где трещиноватые породы получают питание от выпадания значительного количества атмосферных осадков, а также от периодического таяния накапливаемых ледников и снежников, воды ультрапресные, а ниже, в луговом поясе, на высотах 1800—2200 *м* минерализация их возрастает до 0,5 *г/л*. Ультрапресные и пресные воды характеризуются солевым составом:

$$M_{0,05-0,1}\frac{HCO_3\ 64\ Cl\ 23}{(Na+K)\ 42\ Ca\ 39};\quad M_{0,2-0,5}\frac{HCO_3\ 77—92\ Cl\ 18}{Ca\ 50\ (Na+K)\ 30}.$$

С переходом к среднегорным поясам — луговолесному, лесостепному и частично степному — при постепенном повышении минерализации вод изменяется их состав. На высотах 1100—1600 *м* плотный остаток в них достигает 0,9 *г/л*. Еще ниже, в низкогорном полупустынном поясе, воды становятся солоноватыми и солеными. Характерный состав вод в указанных высотно-ландшафтных поясах выражается следующими формулами:

$$M_{0,5-0,9}\frac{SO_4\ 58—68\ HCO_3\ 17—35}{(Na+K)\ 36—68\ Ca\ 26—38\ Mg\ 26—29};\quad M_{1,4-5,8}\frac{SO_4\ 50—85\ HCO_3\ 32}{(Na+K)\ 45—57\ Mg\ 20—30}.$$

В непосредственной близости полупустынных низкогорий к высоким хребтам минерализация вод среднепалеозойских пород вследствие сравнительно благоприятных условий питания не увеличивается и они остаются пресными. Такие воды широко распространены в девонских песчаниках и сланцах горных массивов, окружающих западную часть Каратальской впадины. Состав их преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

В районе с. Капал (северный склон Центрального Джунгарского хребта) из трещин тектонического нарушения эффузивно-осадочной толщи выходят термальные воды с суммарным расходом 2,68 *л/сек* температурой 25—26° С и составом:

$$M_{0,3}\,\frac{HCO_3\,44\;SO_4\,29\;Cl\,27}{(Na+K)\,80}.$$

В водах среднепалеозойских пород анализами обнаруживаются следы меди, цинка, молибдена, титана и свинца.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости нижнепалеозойских пород ($Pz_1$). Нижнепалеозойские образования распространены в Центрально-Джунгарском и Южно-Джунгарском хребтах и в расположенных между ними Текелийских горах. В рельефе гор современная поверхность их находится на гипсометрических высотах более 1400—1600 *м*, т. е. в пределах влажных луговых и лугово-лесостепных высокогорных и степных поясах. Толщи их характеризуются пестрым литологическим составом, изменчивой мощностью и частой сменой фаций. Преобладают в них различные метаморфизованные углистые, углисто-глинистые, и известково-кремнистые сланцы, гнейсы и кварциты. В горах Сууктюбе и в верховьях рек Текели и Коксу широко развиты известняки, доломиты и мраморы. Все эти породы разбиты густой сетью трещин выветривания и зон тектонического дробления. Глубина распространения трещин выветривания достигает 30—100 *м*, а в зонах тектонических разломов — до 300 *м* и более. В известняковых толщах наблюдается развитие кавернозности.

Водообильность нижнепалеозойских пород слабая. В сланцах, гнейсах и других метаморфических породах многие родники имеют расходы в пределах 0,7—1,8 *л/сек*. В шахтах рудника Текели величина водопритоков из этих пород не превышает 60—120 *л/сек*, а отдельные хорошо дренированные участки здесь полностью безводны. Более водообильны среди нижнего палеозоя карбонатные породы сууктюбинской свиты, в которой циркулируют трещинно-карстовые воды. В районе рудников Коксу и Текели они вскрываются скважинами на глубинах 300—400 *м*. Удельные дебиты скважин колеблются в пределах от 1,3 до 1,6 *л/сек*. Расходы родников, расположенных на дне глубоких оврагов и в долинах рек, измеряются величинами 3,7—15,5 *л/сек*. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,13—0,15 *г/л* в нивальном поясе и до 0,6—0,9 *г/л* — в среднегорье.

Из микрокомпонентов они содержат следы сурьмы, цинка, меди. Подземные воды нижнепалеозойских пород используются для водоснабжения рудников и рудничных поселков.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных пород ($\gamma$). Интрузивные образования различных возрастов широко распространены в наиболее возвышенных частях горных массивов. Они представлены преимущественно крупнокристаллическими гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, реже диоритами и габбро. Водоносность их обусловлена, как и в других жестких породах, трещиноватостью, проникающей до глубин 50—80 *м*. Трещиноватая зона вследствие сильного расчленения рельефа гор часто хо-

рошо обнажена. Поэтому весь интрузивный комплекс, распространенный в основном во влажных луговых и лугово-лесных поясах высокогорья и среднегорья, имеет в районе самые благоприятные условия для непосредственного питания талыми водами снежников и льда, а также от обильных атмосферных осадков. В этой зоне всюду формируется поток трещинно-грунтовых вод. Там, где интрузивные породы перекрыты мезо-кайнозойскими слабопроницаемыми осадками, а также в глубоких трещинах зон тектонических нарушений воды преобретают напор, величины которого достигают 50—80 *м* и более над водоупорной кровлей. Водообильность пород различна. Преобладающие расходы родников в высокогорной и среднегорной частях территории колеблются в пределах 1—5 *л/сек*, в отдельных случаях достигают 25—60 *л/сек*. Родники с повышенными расходами чаще приурочены к зонам контакта гранитоидов с осадочными породами. Менее водообильны породы в низких северо-западных отрогах Джунгарского Алатау (горы Уш-Кара, Ушколь, Доланкара и др.). Здесь выходы родников встречаются значительно реже, средние расходы их измеряются величинами 0,1—0,5 *л/сек* при отдельных максимальных значениях до 3,0 *л/сек*.

Воды всюду пресные. Минерализация их изменяется также по высотным ландшафтно-климатическим поясам. Наименее минерализованные ультрапресные воды формируются в высокогорных луговых и лугово-лесостепных поясах. Выше отметок 2500—2800 *м* минерализация их повсеместно менее 0,1 *г/л*, а состав преимущественно сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. В интрузивных массивах, располагающихся на высотах 1400—2500 *м*, минерализация ультрапресных вод несколько увеличивается и наряду с преобладанием гидрокарбонатов в них увеличивается количество хлоридов; по содержанию катионов они становятся исключительно кальциево- или магниево-натриевыми. Характерный состав ультрапресных вод высоких горных поясов выражается формулами:

$$M_{0,04-0,09}\,\frac{HCO_3\ 56-77\ SO_4\ 23-30}{Ca\ 38-88\ (Na+K)\ 21-56};$$

$$M_{0,11-0,2}\,\frac{HCO_3\ 55-95\ Cl\ 5-43}{(Na+K)\ 11-62\ Ca\ 24-63\ Mg\ 10-44}.$$

На высотах от 600 до 1400 *м*, в пределах которых находятся интрузивные массивы северных и южных обрамлений Каратальской впадины, северных и северо-западных отрогов Центрально-Джунгарского хребта и других среднегорных и низкогорных поясов, минерализация вод достигает 0,5—0,8 *г/л*. Состав их также гидрокарбонатный, реже сульфатно-гидрокарбонатный, а по катионам — смешанный, с преобладанием натрия.

Подземные воды интрузивных пород отличаются в районе сравнительно низкими температурами, колеблющимися от 4 до 7° С. По величине pH они в большинстве случаев нейтральные и лишь в редких случаях слабощелочные или слабокислые. Микрокомпонентный состав их характеризуется незначительным количеством сурьмы — до 4,4 *мг/л*; титана — 0,1 *мг/л*; стронция — 4 *мг/л*; меди — 5,4 *мг/л*. Содержание кремнекислоты колеблется в пределах 6—34 *мг/л*.

Аналогичны описанным трещинно-грунтовым водам трещинно-жильные воды интрузий. Однако состав их отличается сравнительно большим содержанием кремнезема и некоторых микрокомпонентов, воды нередко обладают повышенной температурой К ним относятся воды курорта Капал-Арасан (с температурой 38,7° С) и родников Хоргосских (25—52° С), Коксуйских, Ойсазских и Больше-Усекских (15—25,5° С), характеризуемые в гл. восемнадцатой.

* *
*

В распространении описанных выше подземных вод, различных по минерализации и составу, прослеживается отчетливо выраженная гидродинамическая и гидрохимическая зональность, тесно связанная

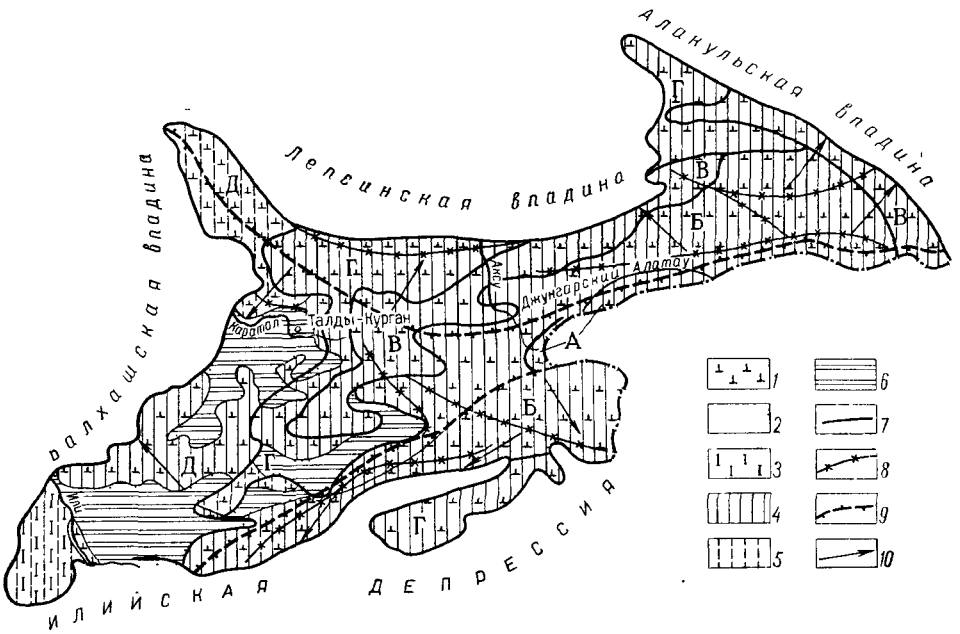



**Рис. 43. Схема формирования подземных вод системы бассейнов трещинных вод Джунгарского Алатау (составлена Е. Л. Джегрий по материалам Э. К. Кнма, Р. А. Лахтюка, Н. И. Остапенко и др.)**

Ландшафтно-климатическне горные пояса н гидрохнмнческие особенности подземных вод *А* — высокогорный нивальный пояс трещннных ультрапресных вод гндрокарбонатного кальцневого состава с минерализацией до 0,1 *г/л* и температурой 2—4° С; *Б* — высокогорный луговой н лугово-степной пояс трещннных ультрапресных вод гидрокарбонатного кальциевого илн натриево-кальцневого состава с мннералнзацней 0,1—0,2 *г/л* н пресных гндрокарбоиатных натриево-кальциевых нли магниево-кальцневых вод с мннералнзацней 0,2—0,5 *г/л*, температура вод 4—7° С; *В* — среднегорный н частично высокогорный лугово-лесной н лесостепной пояс пресных трещинных, трещннно-жильных и поровых вод гидрокарбонатного натрнево-кальциевого состава и сульфатно-гндрокарбонатного состава с мннералнзацией 0,2—0,5 *г/л*, температура вод 7—12° С; *Г* — средиегорный н частично низкогорный степной пояс пресных трещинных, порово-пластовых н поровых вод пренмущественно гидрокарбонатного кальциево-натрневого состава с мниералнзацней 0,5—1 *г/л*, температура вод 10—14° С; *Д* — низкогорный полупустынный пояс пресиых н солоноватых поровых, порово-пластовых вод гндрокарбонатио-сульфатиого кальцневого-натриевого, сульфатно-иатрневого состава в межгорных впадннах н трещнннх, трещиино-жильных пресных вод в горных хребтах с велнчннамн мнералнзацни в пределах 0,5—1 *г/л* н 1—3 *г/л*, температура вод 10—14° С.
Геолого-геоморфологнческие условня. *1* — горные хребты, сложенные палеозойскнмн осадочнымн и извержеиными породами; *2* — предгорные н межгорные впадины с покровом мезо-кайнозойскнх отложений; *3* — плато, сложенное верхнепалеозойсинми осадочными породами.
Гидроднамнческие зоны. *4* — зона питания подземного стока за счет атмосферных осадков и поверхностных вод; *5* — зона затруднеиного питання подземиого стока за счет атмосферных осадков; *6* — зона накоплення груитовых н формнрования напорных вод н нх частичной разгрузки.
Прочне знаки *7* — граница между ландшафтно-климатическими горнымн поясами; *8* — линнн тектоннческнх разломов (обводненных); *9* — лннии водоразделов между бассейнами поверхностного стока; *10* — направленне стока подземных вод

с ландшафтно-климатическими горными поясами, структурно-геологическими и геоморфологическими особенностями района (рис. 43). Вся территория горной системы Джунгарского Алатау с формирующимся стоком поверхностных и подземных вод представляет собой по отношению к прилегающим депрессиям (Алакуль-Балхашской, Илийской) основную область питания. Внутри горной системы формирование подземного стока происходит во всех высотных поясах — от высокогорного нивального до низкогорного полупустынного включительно. Подземный

сток, образующийся в результате усиленной инфильтрации атмосферных осадков и талых вод ледников и снежников в высокогорных нивальных и луговых поясах, движется от центральных частей горных массивов к их периферийм. Часть этого стока выклинивается еще в пределах склонов и питает реки, другая часть уходит в глубокие трещины. По пути своего движения воды встречают зоны локальных и региональных тектонических нарушений, играющих существенную роль в перераспределении подземного стока. Эти зоны являются, с одной стороны, очагами наиболее интенсивного питания трещиноватых толщ горных массивов, а с другой — через них воды разгружаются во впадинах как внутри гидрогеологического района, так и вне его.

Все впадины района (Каратальская, Коскудукская, Кугалинская и др.) расположены в пределах более низких поясов — среднегорного степного и низкогорного полупустынного. Для подземных вод верхних поясов эти впадины служат зоной разгрузки, а их территории с мощными рыхлыми толщами пород одновременно представляют собой область накопления и транзита поступающих вод. В неглубоких слоях водопроницаемых пород воды образуют здесь грунтовый поток, а ниже — под водоупорными слоями — поток напорных вод.

В зависимости от условий питания изменяются в различных ландшафтно-климатических поясах состав и минерализация подземных вод. В целом на описываемой территории преобладают пресные воды, среди которых выделяются ультрапресные, слабоминерализованные и с относительно повышенной минерализацией (Духанина, 1963; Овчинников, 1960). Ультрапресные воды с минерализацией до 0,1 *г/л* характерны для начальной стадии формирования подземного стока. Они распространены в трещиноватых палеозойских осадочных и изверженных породах нивального и частично лугового поясов. По своим свойствам эти воды мало отличаются от талых вод ледников и снежников. Обычный состав их гидрокарбонатный кальциевый; редко среди них встречаются хлоридно-гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые воды. Со снижением горных высот — в луговолесном поясе минерализация ультрапресных вод увеличивается до 0,2 *г/л* и по составу они становятся преимущественно гидрокарбонатными и хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми или магниево-кальциевыми.

Слабоминерализованные пресные воды с величиной плотного остатка 0,2—0,5 *г/л* формируются в луговолесных, лесостепных и частично в степных ландшафтно-климатических условиях (преимущественно в среднегорье). Они циркулируют здесь в жестких трещиноватых породах палеозоя, обнажающихся на вершинах и склонах горных массивов, и в рыхлых осадках, выполняющих межгорные впадины. Благодаря плювиальным условиям этих поясов и интенсивному водообмену в породах состав вод почти не меняется, т. е. он остается, как и в высоких поясах, гидрокарбонатным кальциевым при весьма незначительных количествах сульфатов и хлоридов.

Пресные подземные воды с относительно повышенной минерализацией, от 0,5 до 1 *г/л*, формируются в пределах нижних частей среднегорья, принадлежащих к степному поясу недостаточного увлажнения, где из водопроницаемых пород слабо вымыты сульфатные и хлоридные соли. Состав их здесь наряду с гидрокарбонатным кальциевым нередко бывает сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым и гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-натриевым.

На территориях низкогорного полупустынного и частично степного поясов преобладающее распространение имеют солоноватые воды, сте-

пень минерализации которых изменяется на различных участках от 1 до 5 *г/л*. Среди них воды с минерализацией 1—3 *г/л* характерны для водоносных толщ, не имеющих прямой или косвенной связи с соленосными неогеновыми или олигоценовыми осадками; при наличии такой связи их минерализация колеблется в пределах 3—5 *г/л*. Солоноватые воды, как поровые, так и трещинные, чаще относятся по составу к гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-натриевым или кальциево-магниево-натриевым. При возрастании минерализации состав их в пределах почти всей полупустыни изменяется на сульфатный и хлоридно-сульфатный натриевый.

*Глава четырнадцатая*

# АЛАКУЛЬ-БАЛХАШСКАЯ СИСТЕМА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Алакуль-Балхашская система артезианских бассейнов приурочена к одной из крупных бессточных впадин Казахстана и занимает обширные пространства, простирающиеся от оз. Балхаш до горных систем Тарбагатая, Джунгарского Алатау и Чу-Илийских гор.

Поверхность здесь представляет собой слабо всхолмленную равнину, имеющую уклон с юга на север, в направлении озерных котловин Балхаша, Сасыккуля и Алакуля. По периферии района, вдоль северных и северо-восточных склонов хребта Джунгарского Алатау и Чу-Илийских гор, тянется полоса предгорных шлейфов. Остальная площадь занята аллювиальной и аллювиально-озерной равнинами с формами наложенного рельефа эоловых песков. Вдоль берега оз. Балхаш тянется узкая полоса такырной и солончаковой равнины.

Климат описываемой территории резко континентальный, засушливый, с холодной малоснежной зимой и жарким сухим летом. Среднемноголетнее количество атмосферных осадков составляет на севере и северо-западе 100—128 *мм*, на юге и юго-востоке 300—488 *мм*. Максимум осадков приходится на зимне-весенний период. Испарение с открытой водной поверхности во много раз превышает сумму осадков и составляет 950 *мм* в год (Юнусов, 1950).

Наиболее крупными реками района являются Или, Каратал, Лепсы, Аксу и Тентек, с многочисленными их притоками. Все они принадлежат к рекам смешанного питания. Речной сток направлен в сторону озерных котловин. Значительная часть речных вод по пути следования теряется в рыхлых отложениях равнины и на испарение. Минерализация речных вод не превышает 1 *г/л*.

Озера Балхаш, Сасыккуль и Алакуль, занимающие в пределах впадин огромные площади, содержат воды различной минерализации: в западной части оз. Балхаш воды пресные, в восточной — солоноватые; в озере Алакуль — слабо солоноватые и соленые, в Сасыккуле — солоноватые.

Алакуль-Балхашская депрессия серией крупных глубинных разломов разделяется на три довольно крупных впадины, к которым приурочены Балхашский, Лепсинский и Алакульский артезианские бассейны (рис. 44). Последний входит в описываемый район лишь своей южной частью.

Наиболее глубокой из перечисленных впадин является Алакульская, мощность мезо-кайнозойских осадков в которой превышает 1400 *м*. Наличие юрских образований в их разрезе вблизи Джунгарских ворот подтверждает древний домезозойский возраст этой впадины.

Балхашская впадина образована в более позднее время, так как осадки древнее олигоцена в глубинных разрезах ее не встречаются (Новиков и др., 1963). Континентальные отложения мела, наблюдаемые в обрамлении этой впадины на различной глубине от поверхности,

сформированы до начала ее прогибания Максимальная мощность осадочного чехла в пределах Балхашской впадины достигает 1200 *м* (Баканасский прогиб). К северу и северо-востоку от глубокого прогиба мощность его постепенно уменьшается до сотен и десятков метров В строении этого чехла участвуют в основном палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения (рис. 45, 46). Палеогеновые и неогеновые отложения состоят преимущественно из глин с линзами и прослоями песков, песчаников, реже гравийно-галечников. Они имеют весьма ограниченную площадь выходов на дневную поверхность, обнажаясь только по окраинам впадин. В центральных частях впадин эти отложе-

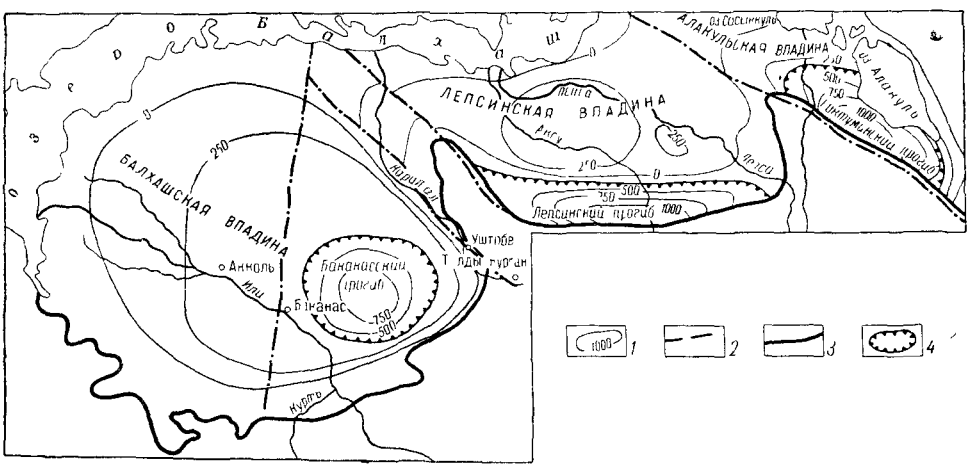



**Рис. 44 Структурно-тектоническая схема Алакуль-Балхашской системы артезианских бассейнов (по А Г Новикову, Ф Е Синицыну и др)**

*1* — изолинии по кровле палеозоя, *2* — линии тектонических нарушений, *3* — граница гидрогеологического района, *4* — границы основных прогибов

ния обычно погружены на значительные глубины; мощность их увеличивается до 150—200 *м*.

Над палеогеновыми и неогеновыми осадками в пределах описываемого района всюду залегают четвертичные отложения разного генезиса. В предгорьях это отложения конусов выноса, в центральной части — аллювиальные, аллювиально-озерные и эоловые образования. Мощность четвертичных отложений изменяется в широких пределах — до 150—300 *м*. Литологически они представлены преимущественно песками, реже суглинками, глинами, в предгорной полосе — гравийно-галечниковыми образованиями. В палеозойском фундаменте залегают эффузивно-осадочные образования девона и карбона, а также интрузии аналогичные обнажающимся в горных обрамлениях. Все отложения, выполняющие Алакуль-Балхашскую депрессию, в различной степени водоносны *. Среди них по условиям распространения и питания выделяется семь водоносных горизонтов и комплексов, описание которых приводится ниже.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных современных аллювиальных отложений (a$^{l}$Q$_{III-IV}$) распространен в пределах пойм и первых надпойменных террас рек Или, Каратала, Лепсы, Аксу, Баскана, Биена и др. Кроме того, он прослежива-

* К отложениям палеогена, представленным преимущественно глинами с маломощными прослоями песков, приурочены воды спорадического распространения Характеристика этих вод здесь не дается из-за отсутствия фактических данных

ется по долинам многочисленных мелких речек рассматриваемой территории Водовмещающие породы представлены преимущественно песками, реже гравийно-галечниковыми образованиями, которые местами содержат прослои и линзы суглинков и глин Мощность водоносных пород изменяется от 3—5 до 25 *м* При этом наибольшие мощности наблюдаются в долинах рек Или и Каратала По долинам остальных рек мощность их не превышает 10—15 *м*

Аллювиальные отложения в долинах рек Или, Аксу, Лепсы подстилаются озерно-аллювиальными образованиями, вблизи оз Балхаш и в долине р Каратал — неогеновыми глинами (см рис 46)

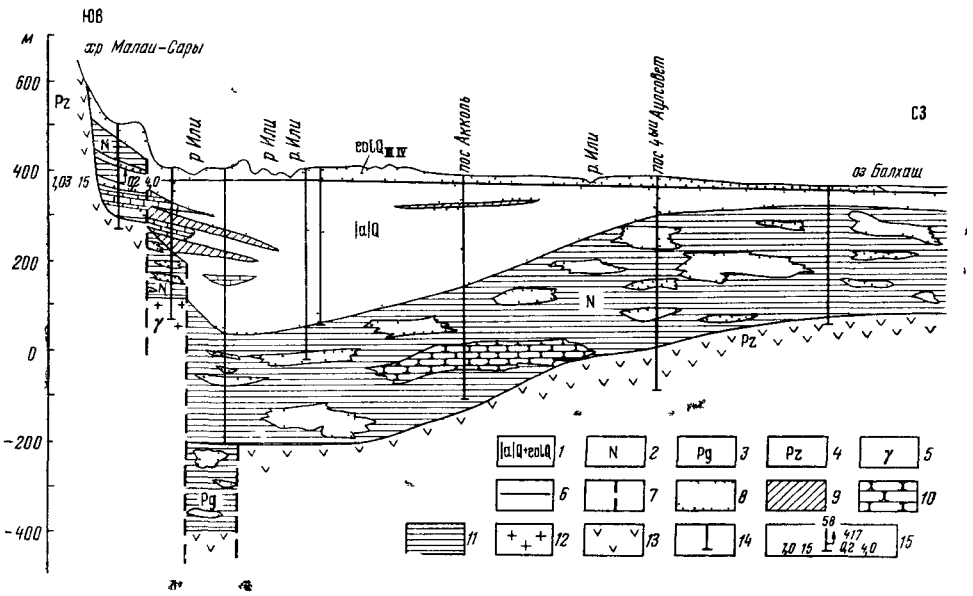



**Рис 45 Схематический гидрогеологический разрез по линии хр Малай-Сары — оз Балхаш (составили М Х Джабасов и С В Шорина)**

*1* — водоносный горизонт четвертичных озерно аллювиальных и перекрывающих их эоловых образований *2* — воды спорадического распространения неогеновых отложений *3* — воды спорадического распространения палеогеновых отложений *4* — воды палеозойских пород складчатого фундамента *5* — подземные воды интрузивных пород *6* — уровень грунтовых вод предположительный *7* — зоны тектонических нарушений *8* — пески *9* — суглинки *10* — песчаники *11* — глины *12* — граниты *13* — эффузивы *14* — скважины нефтеразведки *15* — скважины гидрогеологические цифры у стрелки — абсолютная отметка уровня подземных вод слева — минерализация (в *г/л*) и температура воды (в °С) справа дебит (в *л/сек*) и понижение (в *м*)

Глубина залегания грунтовых вод варьирует в основном в пределах 1—5 *м* Характерно падение уровня грунтовых вод в направлении от русел рек к бортам долин В дельтах рек Или и Каратал неглубокое залегание грунтовых вод обусловливает наличие многочисленных озер, стариц, густых зарослей камыша, осоки и других влаголюбивых растений На участках, осложненных эоловыми песками, глубины залегания их возрастают до 15—20 *м* (рис 47)

Водообильность пород низкая Дебиты скважин и колодцев, вскрывших воды этих отложений, измеряются сотыми и десятыми долями литров в секунду (до 0,6 *л/сек*) В верховьях долин рек Лепсы, Аксу, Баскана, где водоносный горизонт представлен преимущественно галечниковыми отложениями, дебиты колодцев достигают 2,5 *л/сек*

Грунтовые воды аллювиальных отложений преимущественно пресные Гидрохимические анализы этих вод свидетельствуют о постепенном увеличении минерализации этих вод в направлении от русел рек к бортам долин (от 0,5 до 1 *г/л* и более) При этом состав вод суще-

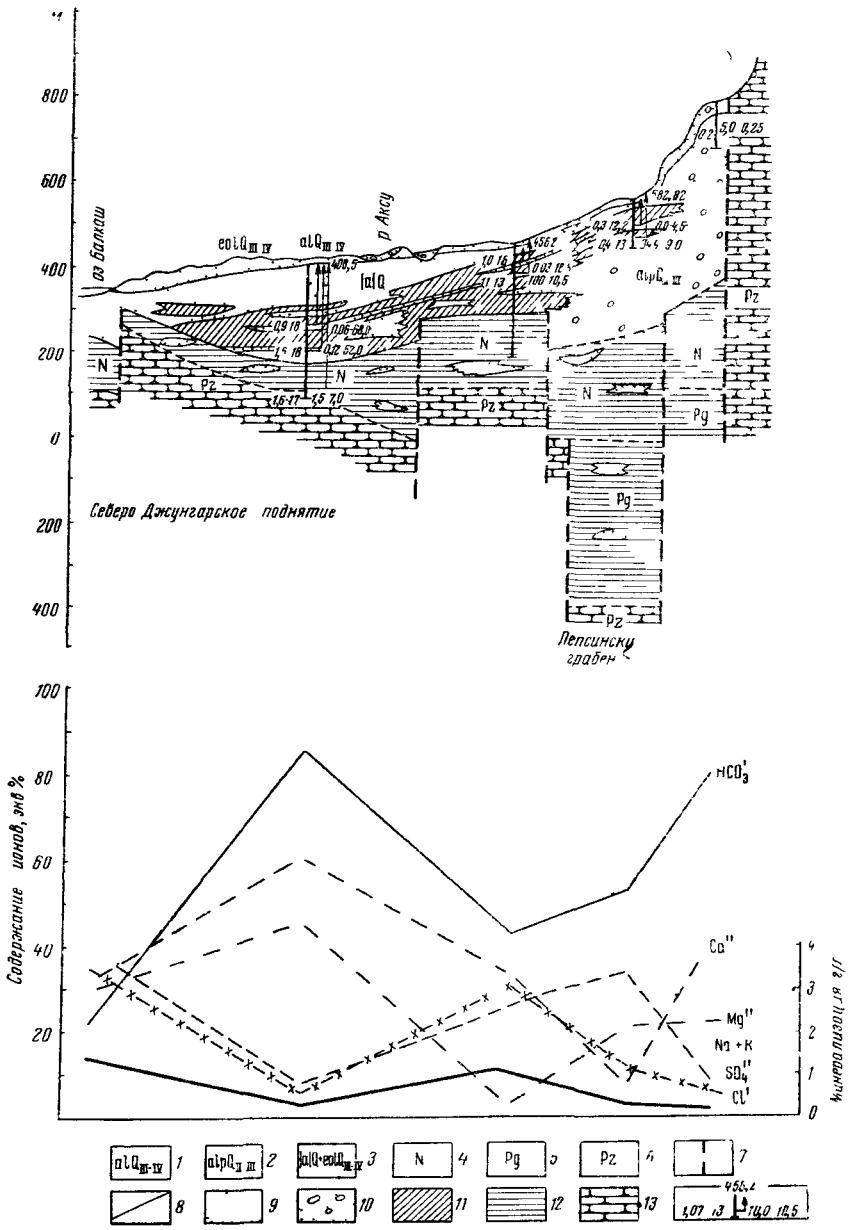



**Рис. 46 Схематический гидрогеологический разрез по линии пос. Антоновка — оз Балхаш (составил М. Х Джабасов)**

*1* — водоносный горизоит верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений *2* — водоносный горизоит средне верхнечетвертичных аллювиально пролювиальных отложений, *3* — водоносный горизоит четвертичных озерно аллювиальных и перекрывающих их эоловых образований, *4* — воды спораднческого распространения неогеновых отложений, *5* — подземные воды спораднческого распространения палеогеновых отложений *6* — подземные воды пород складчатого фундамента *7* — зоны тектонических нарушений, *8* — уровень грунтовых вод, *9* — пески, *10* — галечники с песком, *11* — суглинки, *12* — глины *13* — песчаники, *14* — скважины цифры у стрелки — абсолютная отметка пьезометрического уровня воды слева — минерализация (в *г/л*) и температура воды (в °С) справа — дебит (в *л/сек*) и понижение (в *м*)

ственных изменений не претерпевает, несколько возрастает лишь содержание сульфатов

Аналогичные изменения минерализации отмечаются также в направлении потока грунтовых вод вниз по долинам рек. Так, в долине р. Каратал минерализация грунтовых вод аллювиальных отложении увеличивается от 0,3 *г/л* вблизи могилы Бакая до 1,8 *г/л* у впадения реки в оз. Балхаш. В низовьях р. Или минерализация подземных вод на участке протяженностью 60 *км* изменяется от 0,3 до 0,5 *г/л*. Ввиду

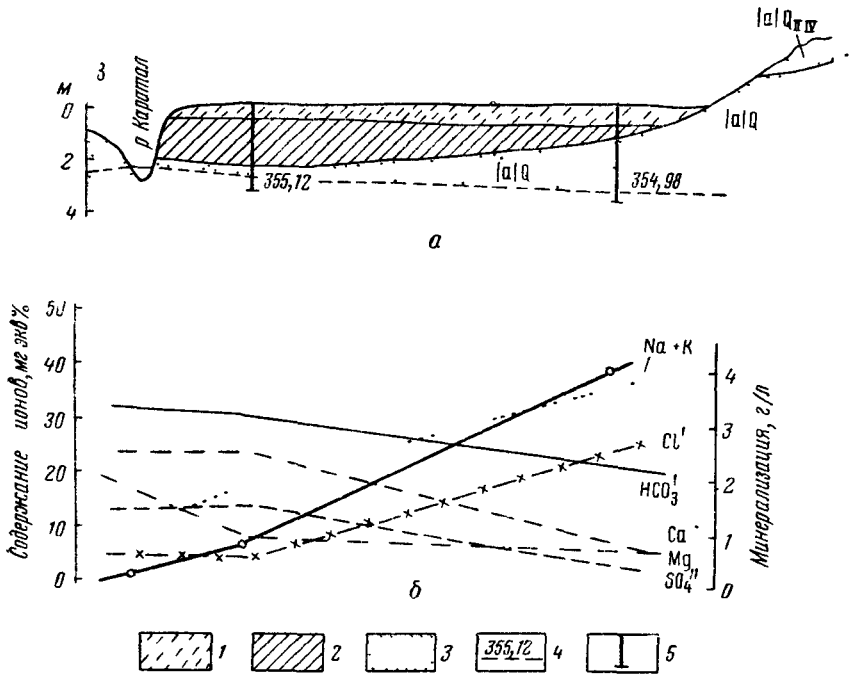



**Рис. 47. Поперечный гидрогеологический *а* и гидрохимический *б* профили долины р Каратал (составил М. Х. Джабасов)**

*1* — супесь пылеватая, *2* — суглинки, *3* — пески тонкозернистые, *4* — уровень грунтовых вод (абс отметки), *5* — скважины

интенсивной фильтрации речных вод существенного возрастания минерализации по потоку здесь не наблюдается. Исключение представляют устье р Или и небольшие участки сухих русел «баканасов», в пределах которых минерализация грунтовых вод увеличивается до 5—10 *г/л*, реже до 50 *г/л* Состав грунтовых вод здесь сульфатный натриевый

Значительное увеличение минерализации подземных вод объясняется в основном наличием подпора со стороны оз. Балхаша и интенсивным развитием процессов континентального засоления вследствие неглубокого их залегания.

Наиболее распространенный химический состав грунтовых вод аллювиальных отложений долин рек Лепсы, Аксу, Или можно выразить формулой Курлова:

для долины р. Или

$$M_{0,6}\frac{HCO_3\,89\ SO_4\,4\ Cl\,7}{Ca\,69\ Mg\,13\ (Na+K)\,18};$$

для долины р. Лепсы

$$M_{0,5}\ \frac{HCO_3\ 73\ SO_4\ 17\ Cl\ 10}{(Na+K)\ 50\ Mg\ 33\ Ca\ 17};$$

для долины р. Аксу

$$M_{0,8}\ \frac{HCO_3\ 48\ SO_4\ 41\ Cl\ 11}{Ca\ 41\ Mg\ 32\ (Na+K)\ 27}.$$

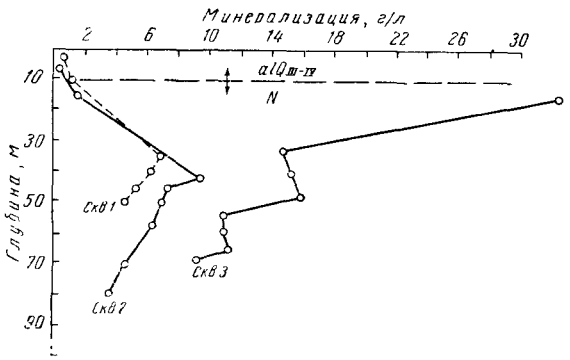



Рис. 48. График изменения минерализации грунтовых вод в долине р. Каратал (составил М. Х. Джабасов)

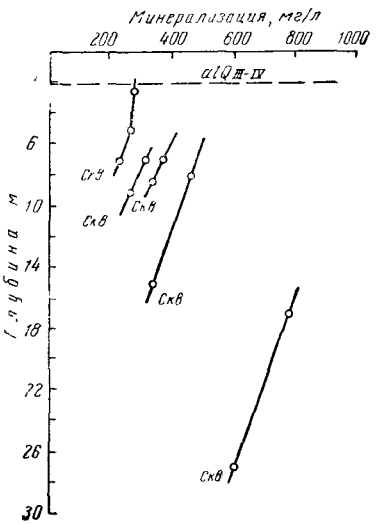



Рис. 49. График изменения минерализации грунтовых вод в долине р. Или (составил М. Х. Джабасов)

С глубиной минерализация грунтовых вод несколько снижается (рис. 48, 49), что связано с уменьшением внутригрунтового испарения.

Колебания минерализации и химического состава грунтовых вод в годовом разрезе значительны. Величина общей минерализации обычно изменяется в пределах 0,2—1, 0—2,0 *г/л*, понижаясь в периоды паводков и повышаясь в межень.

В пределах долин рек Или, Каратала и других зеркало грунтовых вод находится ниже уровня воды этих рек, в связи с чем наблюдается постоянная фильтрация речных вод в аллювиальные отложения (рис. 50).

Колебания уровня воды в реках обусловливают последующие изменения зеркала грунтовых вод, причем с удалением от реки они сказываются все в меньшей степени. Так, амплитуда колебания уровня грунтовых вод вблизи р. Или составляет 1—2 *м*, а при небольшом удалении от нее уменьшается до 0,3—0,7 *м*. Подобная картина наблюдается и в долине р. Каратала, где также по мере удаления от реки наблюдается увеличение глубин залегания грунтовых вод.

Интенсивность фильтрации речных вод обычно зависит от литологического состава пород и крупности обломочного материала, которая уменьшается в направлении течения рек. Так, р. Каратал на участке от гидрометеопоста Уштобе (близ ж.-д. водокачки) до ур. Найман-Суек теряет на фильтрацию в аллювий 12,3 $м^3/сек$ в среднегодовом разрезе, а ниже по потоку до оз. Балхаш (по И. С. Соседову, 1955 г.) потери на фильтрацию оцениваются всего лишь в 1,8 $м^3/сек$. Река Или в южной части долины, на отрезке от гидрометеопоста Илийского до

Уш-Джарминского, протяжением около 20 *км*, теряет 6 *м*³/*сек* воды. Ниже, от Уш-Джарминского поста до впадения ее в оз. Балхаш (на отрезке долины 150 *км*), потери речного стока оцениваются в 6—8 *м*³/*сек* (Ахмедсафин, 1951). Общие потери стока из рек Аксу и Лепсы равны 6,8 *м*³/*сек*.

Таким образом, суммарные потери воды на фильтрацию из наиболее крупных рек, без учета мелких речек, достигают 33 *м*³/*сек*. Кроме того, значительное участие в питании подземных вод горизонта принимают потери на фильтрацию из оросительных каналов и полей орошения, а также инфильтрация атмосферных осадков.

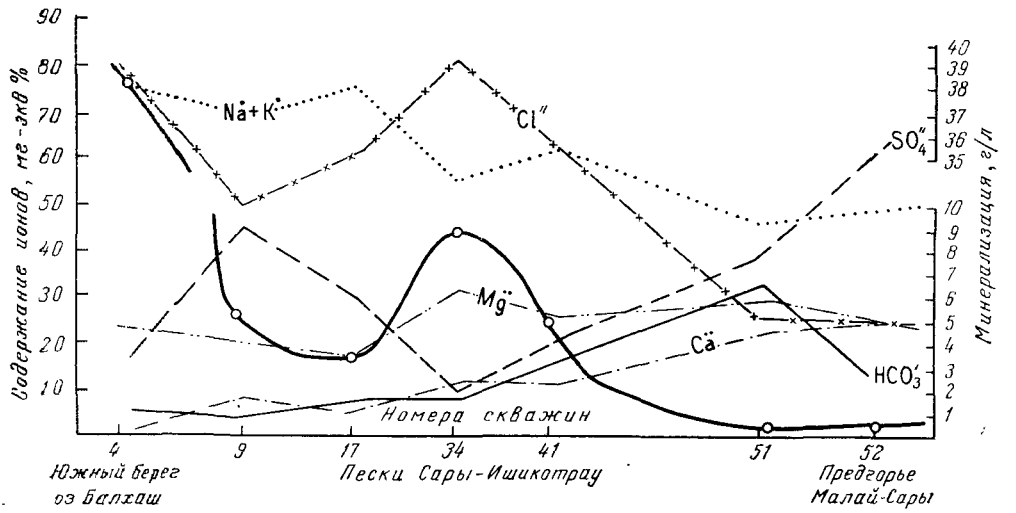



**Рис. 50 Гидрохимический профиль по линии от южного берега оз. Балхаш до предгорья Малай-Сары (составила С. В. Шорина)**

Разгрузка водоносного горизонта происходит путем как вертикальной отдачи их в атмосферу, так и подземного стока в озерные котловины. Вертикальная отдача проявляется в виде капиллярного испарения, транспирации растениями и внутригрунтового испарения.

В настоящее время грунтовые воды широко используются с помощью шахтных колодцев и скважин для водоснабжения населенных пунктов.

Водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (alpQII–III). Приурочен к рыхлообломочным отложениям предгорных наклонных равнин северных склонов хребта Джунгарского Алатау, представленным преимущественно валунно- и гравийно-галечными образованиями с песчаным заполнителем. К периферии конусов выноса они переходят в разнозернистые пески с прослоями глин и суглинков. Мощность этих прослоев изменяется от 0,6 до 26 *м*, мощность песков — от 0,5 до 45 *м*. Валунно-галечные отложения обычно превышают по мощности 120—180 *м*. Так, скважина глубиной 450 *м*, пройденная на южном берегу оз. Алакуль, не вышла из аллювиально-пролювиальных отложений (Мухамеджанов и др., 1963). Кровлей водоносного горизонта являются лёссовидные суглинки мощностью от 1,0 до 10,0 *м*, в подошве залегают неогеновые глины. Вдоль склонов Чу-Илийских гор и в непосредственной близости к юго-западным отрогам Джунгарского Алатау в составе аллювиально-пролювиальных отложений появляется боль-

шое количество делювиального материала — супесей, суглинков, дресвы и щебня.

С аллювиально-пролювиальными отложениями связаны как грунтовые, так и напорные воды. Подземные воды в верхней части конусов выноса образуют сплошной грунтовый поток со значительным уклоном. По мере движения к центру впадины они встречают прослои водоупорных или слабоводопроницаевых суглинков и супесей и разделяются на несколько этажно-расположенных водоносных горизонтов, нижние из которых приобретают напор.

Глубина залегания грунтовых вод вблизи гор достигает 100 *м*, к центру впадины она постепенно уменьшается. На границе с озерно-аллювиальной равниной в периферической части конусов выноса происходит выклинивание грунтовых вод в виде родников.

Глубина залегания напорных вод для различных горизонтов различная. В Лепсинском артезианском бассейне она изменяется от 50 до 100 *м* и более, в Алакульском артезианском бассейне — от 25—30 до 100—150 *м*. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 1 до 7 *м* ниже поверхности земли. По периферии конусов выноса подземные воды самоизливаются; пьезометрические уровни в скважинах местами достигают +10 *м*.

Отложения конусов выноса в описываемом районе наиболее водообильны. Производительность водопунктов, вскрывших воды этих отложений, в Алакульском артезианском бассейне изменяется от 2,5—5 до 50 *л/сек*. Расходы родников, расположенных у периферии конусов выноса в предгорьях Джунгарского Алатау, достигают 300 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации пород, по данным опытных откачек, составляют 150—200 *м/сутки*.

Несколько меньшие значения дебитов скважин получены в пределах Балхашского бассейна, где водообильность пород ниже. Так, скважины, пройденные у подножий Джунгарского Алатау, показали расходы от 0,3—6,0 до 10—12 *л/сек* при понижениях уровня соответственно на 4 и 25 *м*. Коэффициенты фильтрации пород не превышают 1—5 *м/сутки*. Более слабая водообильность пород этого бассейна связана с уменьшением крупности обломочного материала и мощности водоносных прослоев. В Лепсинском артезианском бассейне скважины на самоизливе дают от 2,0 до 34 *л/сек* воды. Коэффициенты фильтрации пород здесь составляют 1—23 *м/сутки*. При дресвяно-щебенистом составе пород и увеличении содержания супесей и суглинков дебиты скважин уменьшаются до 0,1—1,0 *л/сек* при понижении 1,2—12,9 *м*.

Подземные воды преимущественно пресные, по составу гидрокарбонатные натриево-кальциевые или магниево-натриево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые или магниево-кальциево-натриевые. Наиболее характерный состав подземных вод следующий:

для северо-восточного склона Джунгарского Алатау (Алакульская впадина)

$$M_{0,5}\,\frac{HCO_3\,72\ SO_4\,20\ Cl\,7}{Ca\,39\,(Na+K)\,34\ Mg\,26}\ ;\qquad M_{0,5}\,\frac{HCO_3\,84\ SO_4\,13\ Cl\,3}{Ca\,53\,(Na+K)\,32\ Mg\,15}\ ;$$

для северного склона Джунгарского Алатау (Лепсинская впадина)

$$M_{0,3}\,\frac{HCO_3\,53\ SO_4\,34\ Cl\,11}{(Na+K)\,46\ Ca\,33\ Mg\,21}\ .$$

Основным источником питания подземных вод данного водоносного горизонта являются воды рек и оросительных каналов, интенсивно фильтрующиеся в отложения верхних частей конусов выноса. Тесная

связь с поверхностными водами подтверждается значительными колебаниями уровней подземных вод в скважинах и расходов родников по сезонам года. Напорные воды характеризуются устойчивым режимом. Амплитуда колебания уровня их не превышает 0,5—1,0 *м*. Немаловажную роль в пополнении запасов грунтовых вод играют атмосферные осадки. Подток трещинных вод со стороны горноскладчатых сооружений имеет второстепенное значение.

В аллювиально-пролювиальных отложениях предгорных равнин заключены огромные запасы пресных подземных вод, которые могут быть использованы для водоснабжения крупных промышленных и сельскохозяйственных объектов, а также для обводнения и орошения. В настоящее время они широко используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения населения.

Водоносный горизонт четвертичных озерно-аллювиальных, а также четвертичных озерно-аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных — современных эоловых образований (lalQ; lalQ+ +eolQ$_{III-IV}$). Самое широкое распространение в пределах Алакуль-Балхашской системы артезианских бассейнов имеет водоносный горизонт озерно-аллювиальных отложений, слагающих обширные пространства песчаных пустынь Южного Прибалхашья, — Таукум, Сары-Ишикотрау, Джаманжал, Сарыкум, Таскаракум и Каракум, юго-западное побережье озер Сасыккуль и Алакуль.

Водовмещающими породами являются тонко-мелкозернистые пески и супеси, переслаивающиеся с глинами и суглинками, часто перекрытые с поверхности эоловыми песками. На участках, граничащих с конусами выноса и в прибрежной зоне озер Сасыккуль и Алакуль, в составе водовмещающих пород появляются включения и мелкие прослои гравия и гальки. В непосредственной близости к озерам они представлены глинами с линзами и пропластками иловатых глинистых песков.

Мощность озерно-аллювиальных отложений весьма изменчива. В южной предгорной части она достигает 250 *м*; в северной — на побережье оз. Балхаш, Сасыккуль и Алакуль — уменьшается до 5—10 *м*. В подошве водоносного горизонта на западе района залегают глины олигоцена и неогена, а в восточной части — четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения (см. рис. 46).

Подземные воды озерно-аллювиальных отложений и эоловых песков гидравлически связаны между собой и по существу образуют единый водоносный горизонт со свободной поверхностью. Уклон последней составляет в среднем 0,0003—0,0004 и имеет направление с юга-востока на северо-запад к оз. Балхаш (рис. 51).

Глубина залегания грунтовых вод изменяется в очень широких пределах. Так, в юго-восточной части района, у подножия отрогов Джунгарского Алатау, они вскрыты в пределах глубин 50—120 *м*, а в южной части (пески Таукум) — на глубинах не более 90 *м*. К центральной части песков Сары-Ишикотрау глубина до воды резко уменьшается и в зависимости от рельефа местности колеблется от 3 до 20 *м*. В песках Таскаракум, Сарыкум, Каракум водоносный горизонт в межсопочных понижениях залегает на глубинах от 1 до 7 *м*, редко до 13—20 *м*. Повсеместно наблюдается понижение уровня грунтовых вод по мере удаления от русел рек в сторону песчаных массивов (см. рис. 47, 50), что указывает на тесную связь их с поверхностными водами. Неглубокое залегание вод — от 2,5 до 5 *м*, реже до 14 *м*, отмечается также вдоль современных речных долин и у побережья оз. Балхаш.

Водообильность пород весьма пестрая и находится в прямой зависимости от литологического состава их. Дебиты скважин изменя-

ются от сотых долей до 6,7 *л/сек* при понижениях уровня на 1,5—17,7 *м*. Дебиты колодцев, вскрывших только верхнюю часть водоносного горизонта на глубину не более 1 *м*, не превышают десятых долей литра в секунду.

В более глубоких частях разреза озерно-аллювиальных отложений с наличием водоупорных прослоев (глин и суглинков) содержатся напорные воды, которые вскрываются в пределах Лепсинского артезианского бассейна одиночными скважинами, иногда дающими самоизлив. В озерно-аллювиальных отложениях установлено до трех водоносных прослоев, залегающих на глубинах от 25 до 150 *м*. Мощности прослоев

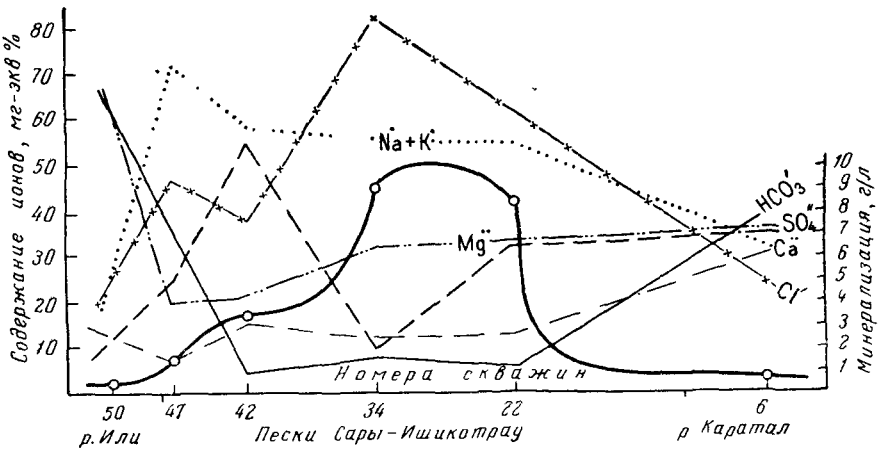



**Рис. 51. Гидрохимический профиль междуречья Или и Каратал (составила С. В. Шорина)**

изменяются от 3 до 9 *м*. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 1—17 *м* от поверхности земли. Дебиты водопунктов, вскрывших напорные воды, составляют тысячные и сотые доли литра в секунду, в редких случаях они достигают 0,9 *л/сек*.

Коэффициенты фильтрации водоносных пород на значительной части впадины изменяются от 1,8 до 6,2 *м/сутки* (в супесях и песках), вблизи озер Алакуль и Сасыккуль редко превышают сотые доли метра в сутки.

Воды песчаных массивов и подстилающих их озерно-аллювиальных отложений характеризуются весьма пестрым и химическим составом и минерализацией. Наименее минерализованные воды развиты вблизи предгорной равнины и современных речных долин и логов, находящихся в более благоприятных условиях питания. Минерализация вод здесь не превышает 1 *г/л*, по составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, реже гидрокарбонатные натриевые. К древним руслам р. Или — «баканасам» также приурочены слабоминерализованные воды.

По мере удаления от русел рек в глубь песчаных массивов минерализация грунтовых вод возрастает от 1—3 до 5—10 *г/л* (рис. 51). Соответственно этому изменяется и химический состав вод сначала на сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый, затем на сульфатно-хлоридный магниево-натриевый и хлоридный магниево-натриевый. Такое же повышение минерализации и изменение химического состава грунтовых вод происходит и по направлению движения грунтового потока.

На юге и юго-востоке района, в частности в песках Джуанкум, где выпадает и просачивается в озерно-аллювиальные отложения наибольшее количество атмосферных осадков, повсеместно наблюдаются пресные грунтовые воды сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава. В песках Таукум отмечается повышенное содержание солей до 3 *г/л*, реже до 5 *г/л* и хлоридно-сульфатный магниево-натриевый состав грунтовых вод, что связано с поступлением в водоносный горизонт минерализованных вод из неогеновых гипсоносных пород. Кроме того, минерализация вод увеличивается в направлении подземного потока в результате выщелачивания вод нерастворимых солей, содержащихся в породах.

На развитие процессов выщелачивания солей в песках Южного Прибалхашья указывает У. М. Ахмедсафин (1951), который при изучении разрезов шурфов и анализов водных вытяжек установил преобладание в составе этих пород солей угольной кислоты. Из других солей в очень небольших количествах содержатся сульфатные и хлоридные соединения. В целом же пески Южного Прибалхашья слабо засолены. Содержание солей, по данным того же автора (по отношению к весу взятой породы), составляет около 0,01—0,02%. Поэтому причина высокой концентрации солей заключается не столько в выщелачивании их, сколько в развитии процессов испарительной концентрации. Наличие последней подтверждается более высокой минерализацией грунтовых вод ниже капиллярной зоны и резкого повышения содержания гидрокарбонатов в самой капиллярной зоне, иногда цементирующих песчаные породы до состояния слабого песчаника. Так, в ур. Зарауха в шурфе при вскрытии водоносного горизонта минерализация воды составляла 3,9 *г/л*, а в колодце Джана, расположенном на небольшом расстоянии от указанного шурфа, после откачки минерализация не превышала 1,5 *г/л*. В первом случае в составе воды преобладали хлор и сульфаты, во втором — гидрокарбонаты, причем после откачки количество хлора уменьшилось почти в 5 раз, а сульфатов — в 2,5 раза. Подобное явление можно наблюдать и на других участках песчаных массивов.

Наибольшее значение испарительная концентрация приобретает у южного побережья озер Балхаш и Сасыккуль, характеризующихся близким залеганием грунтовых вод и незначительным количеством атмосферных осадков (не более 100 *мм* в год). Поэтому здесь грунтовые воды отличаются наибольшей минерализацией, достигающей 50 *г/л*; по составу преобладают воды хлоридные натриевые.

Об изменении минерализации грунтовых вод описываемого водоносного горизонта с глубиной можно судить лишь по ограниченному количеству данных. Так, пробы воды, отобранные у ст. Матай, показали, что на глубине 2 *м* минерализация воды составляет 0,3 *г/л*, состав гидрокарбонатный магниево-кальциевый. На глубине 151 *м* минерализация увеличилась до 0,9 *г/л*, состав подземных вод соответственно изменился на гидрокарбонатно-сульфатный магниево-натриевый. Исключительно слабая минерализация грунтовых вод в верхней части водоносного горизонта объясняется, по-видимому, влиянием фильтрации вод из р. Аксу, на берегу которой расположена указанная скважина. Скважина, пройденная вблизи р. Каратал, имела на глубине 4,1 *м* воду с минерализацией 2,9 *г/л*, состав хлоридно-сульфатный магниево-натриевый, на глубине 43 *м* минерализация воды уменьшилась до 0,4 *г/л*, при этом состав изменился на гидрокарбонатный магниево-кальциевый. В данном случае большую минерализацию воды в верхней части горизонта можно объяснить влиянием испарительной концентрации. В песках Сары-Ишикотрау (в 38 *км* на северо-восток

от пос. Баканас), где обычная минерализация грунтовых вод колеблется в пределах 0,8—1,0 *г/л*, в скважине на глубине 90 *м* минерализация составила 0,7 *г/л*, состав вод хлоридно-сульфатный кальциево-натриевый. Указанные выше данные свидетельствуют об уменьшении минерализации озерно-аллювиальных отложений с глубиной. На участке, прилегающем к озерным котловинам Алакуля и Сасыккуля, отмечается повышенное содержание микрокомпонентов: брома 4 *мг/л*, фтора 3—4 *мг/л*, йода — до 1 *мг/л*.

Источниками питания грунтовых вод описываемого водоносного горизонта помимо речных вод являются атмосферные осадки зимне-весеннего периода и частично подток подземных вод со стороны предгорных равнин и горноскладчатых сооружений Джунгарского Алатау и Чу-Илийских гор. Разгрузка вод происходит путем подземного стока в озера Балхаш, Сасыккуль и Алакуль, за счет внутригрунтового испарения и транспирации.

Грунтовые воды песчаных массивов имеют огромное народнохозяйственное значение как источник водоснабжения объектов отгонного животноводства, обводнения пастбищ и оазисного орошения.

Воды спорадического распространения неогеновых отложений (N). Глинистые образования неогена обнажаются в виде узкой полосы вдоль предгорий Чу-Илийских гор и правобережья р. Курты. На остальной территории описываемого района они вскрываются скважинами на глубинах от 25 до 300 *м*, реже до 600 *м*. Общая мощность неогеновых отложений колеблется от 50 до 500 *м* (см. рис. 45, 46). Выдержанных водоносных горизонтов, имеющих региональное распространение, эти отложения не имеют. Подземные воды приурочены обычно к прослоям и линзам тонко- и мелкозернистых песков, супесей, песчаников, реже гравийно-галечников и конгломератов, залегающих среди глин на различных глубинах. В вертикальном разрезе этих отложений обычно наблюдаются до трех и более водоносных прослоев мощностью от 3—5 до 10—15 *м*, реже до 20—25 *м*.

Глубина залегания водосодержащих пород в толще неогена колеблется в значительных пределах. В предгорьях Чу-Илийских гор и вдоль западных отрогов Джунгарского Алатау они вскрыты скважинами на глубинах от 20—45 до 140—420 *м*, в Алакульской впадине — от 46—80 до 190—550 *м*. Следует отметить, что на побережье оз. Балхаш водоносные неогеновые отложения очень близко подходят к дневной поверхности (16—35 *м*).

Воды преимущественно напорные, но на участках обнажения пород неогена встречаются и грунтовые воды. Пьезометрические уровни в зависимости от глубины залегания водоносных слоев устанавливаются на разных глубинах — от 0,8—4,0 до 31—52 *м*, реже до 83 *м* в Балхашской впадине и от 5 до 25 *м* — в Алакульской впадине. Иногда они дают самоизлив с превышением уровня от 0,5 до 15 *м* над поверхностью земли. В соответствии с указанным положением пьезометрических уровней напор подземных вод изменяется от 41 до 550 *м*.

Изменчивость литологического состава и мощности водосодержащих прослоев обусловливают различную водообильность пород. На юге Балхашской впадины, вдоль Чу-Илийских гор и западных отрогов Джунгарского Алатау, дебиты скважин в неогеновых отложениях достигают 4,5—6 *л/сек* при понижениях уровня на 17—26 *м*, реже на самоизливе наблюдаются величины до 12 *л/сек*. Однако наиболее типичными для отложений неогена являются дебиты водопунктов от 0,5 до 5 *л/сек*. В Алакульской впадине водообильность пород значительно выше, что объясняется более крупнообломочным составом водовмещающих пород. Дебиты скважин на восточном и южном побережье оз. Ала-

куль на самоизливе достигают 45—50 *л/сек* (Мухамеджанов и др., 1963).

Воды неогеновых отложений преимущественно слабо солоноватые (Балхашский бассейн) и пресные (Алакульский бассейн). Сильно солоноватые и соленые воды встречаются реже и обычно приурочены к глинистым пескам южного побережья оз. Балхаш. По составу воды в основном гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные натриевые, реже сульфатно-хлоридные магниево-натриевые и гидрокарбонатные натриево-кальциевые.

Характерный состав подземных вод неогеновых отложений выражается следующими формулами Курлова:

для Балхашского бассейна

$$M_{1,4}\frac{SO_4\,41\ Cl\,32\ HCO_3\,27}{(Na+K)\,81\ Ca\,10\ Mg\,9};$$

для Алакульского бассейна

$$M_{0,2}\frac{HCO_3\,71\ SO_4\,20\ Cl\,9}{Ca\,53\,(Na+K)\,32\ Mg\,15}.$$

Следует отметить, что минерализация подземных вод неогеновых отложений в долине р. Каратал с глубиной закономерно уменьшается, т. е. наблюдается обратная гидрохимическая зональность (см. рис 50, табл. 13).

Таблица 13

**Изменение минерализации подземных вод неогеновых отложений в зависимости от глубины**

| Глубина отбора пробы, *м* | Содержание, *мг-г* | | | | | | Минерализация, *мг/л* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $HCO_3'$ | $Cl'$ | $SO_4''$ | Ca | Mg | Na + K | |
| 45—50 | 195 | 3725 | 846 | 170 | 578 | 1608 | 7024 |
| 54—57 | 146 | 3128 | 976 | 291 | 413 | 1436 | 6344 |
| 65—70 | 390 | 2236 | 718 | 166 | 34 | 1174 | 4640 |
| 75—80 | 268 | 1675 | 556 | 158 | 172 | 949 | 3660 |

В питании подземных вод неогеновых отложений принимают участие атмосферные осадки и трещинные воды палеозойских пород, поступающие со стороны Чу-Илийских гор и хребтов Джунгарского Алатау.

Сток подземных вод происходит в направлении озерных котловин Балхаша, Алакуля и Сасыккуля. Кроме того, не исключена возможность вертикальной разгрузки этих вод через глинистые прослои в водоносные горизонты четвертичных отложений. Об этом свидетельствует положение пьезометрических уровней, которые устанавливаются в одних случаях выше, а в других — ниже уровня вод четвертичных отложений.

Практическое значение напорных вод неогеновых отложений велико Они могут быть широко использованы для обводнения пастбищ и водоснабжения населенных пунктов.

Воды палеозойских пород фундамента (Pz) в пределах Алакуль-Балхашской системы артезианских бассейнов залегают на глубинах от 20—60 *м* в прибортовых частях до 1000 *м* и более в зоне максимального прогиба (см. рис. 44).

По данным геофизических исследований установлено, что палеозойский фундамент представлен в основном эффузивно-осадочными

породами (диабазовые порфириты, алевролиты, аргиллиты). В пределах впадины к настоящему времени только одна скважина, расположенная в районе ст. Матай, на глубине 310 *м* вскрыла подземные воды палеозойских отложений. При этом пьезометрический уровень воды в ней установился на глубине 1,5 *м* ниже поверхности земли, а дебит скважины составил 1,5 *л/сек* при понижении уровня на 7 *м*. Воды слабо солоноватые, с минерализацией 1,5 *г/л*, сульфатные натриевые.

Питание вод палеозойских отложений, по-видимому, происходит за счет подтока трещинных вод со стороны горноскладчатых сооружений по зонам тектонических нарушений.

* *
*

Для описываемой системы артезианских бассейнов в целом характерны благоприятные условия формирования значительных запасов пресных грунтовых и напорных вод. Пресные подземные воды развиты не только в предгорных частях района, где отмечается интенсивное питание их, но и в центральной части Алакуль-Балхашской депрессии. Наличие слабоминерализованных вод здесь главным образом обусловлено опресняющим действием речных вод Или и Каратала. Одновременно на значительных участках в артезианских бассейнах развиты солоноватые и соленые воды, формирующиеся в результате процессов континентального засоления в условиях жаркого и сухого климата. Рассолы обычно встречаются только у южного побережья оз. Балхаш.

Анализ гидрогеологических условий позволяет выделить в пределах Алакуль-Балхашской системы артезианских бассейнов две гидродинамические зоны — зону основного и ограниченного питания и зону накопления и частичной разгрузки подземых вод (рис. 52).

Зона основного питания подземных вод, расположенная на юго-востоке рассматриваемой территории, включает северо-западные склоны горных массивов Джунгарского Алатау и прилегающие к ним конусы выноса. В горной части происходит формирование поверхностного и частично подземного стока, в предгорьях — поглощение поверхностных вод и формирование подземного стока и в центральной части депрессии — накопление и частичная разгрузка подземных вод.

Мощные грунтовые потоки, сформировавшиеся в полосе предгорного шлейфа северного склона Джунгарского Алатау, направляются в сторону центральных частей впадины, расчленяясь в пределах периферической части конусов выноса на серию водоносных горизонтов разной мощности. Воды верхних горизонтов в значительной мере выклиниваются на дневную поверхность, образуя редкие родники и большие площади заболоченностей.

Формирование грунтовых вод центральной части депрессии происходит за счет фильтрации речных вод и инфильтрации атмосферных осадков, преимущественно зимне-весеннего периода. Расходную часть баланса грунтовых вод составляют внутригрунтовое испарение, транспирация и подземный отток в котловины озер Балхаша, Алакуля и Сасыккуля. Так, по данным У. М. Ахмедсафина (1951), отток только по южному берегу оз. Балхаш составляет 240 млн. $м^3$/год.

Существующие гидрогеологические условия Алакуль-Балхашской системы артезианских бассейнов обусловливают четко выраженную гидрохимическую зональность грунтовых вод. Так, в краевой части бассейнов, непосредственно в области питания, располагается зона пресных грунтовых вод. Здесь в формировании химического состава их ведущее значение приобретает медленное выщелачивание малорастворимых солей, накапливающихся в процессе выветривания горных пород.

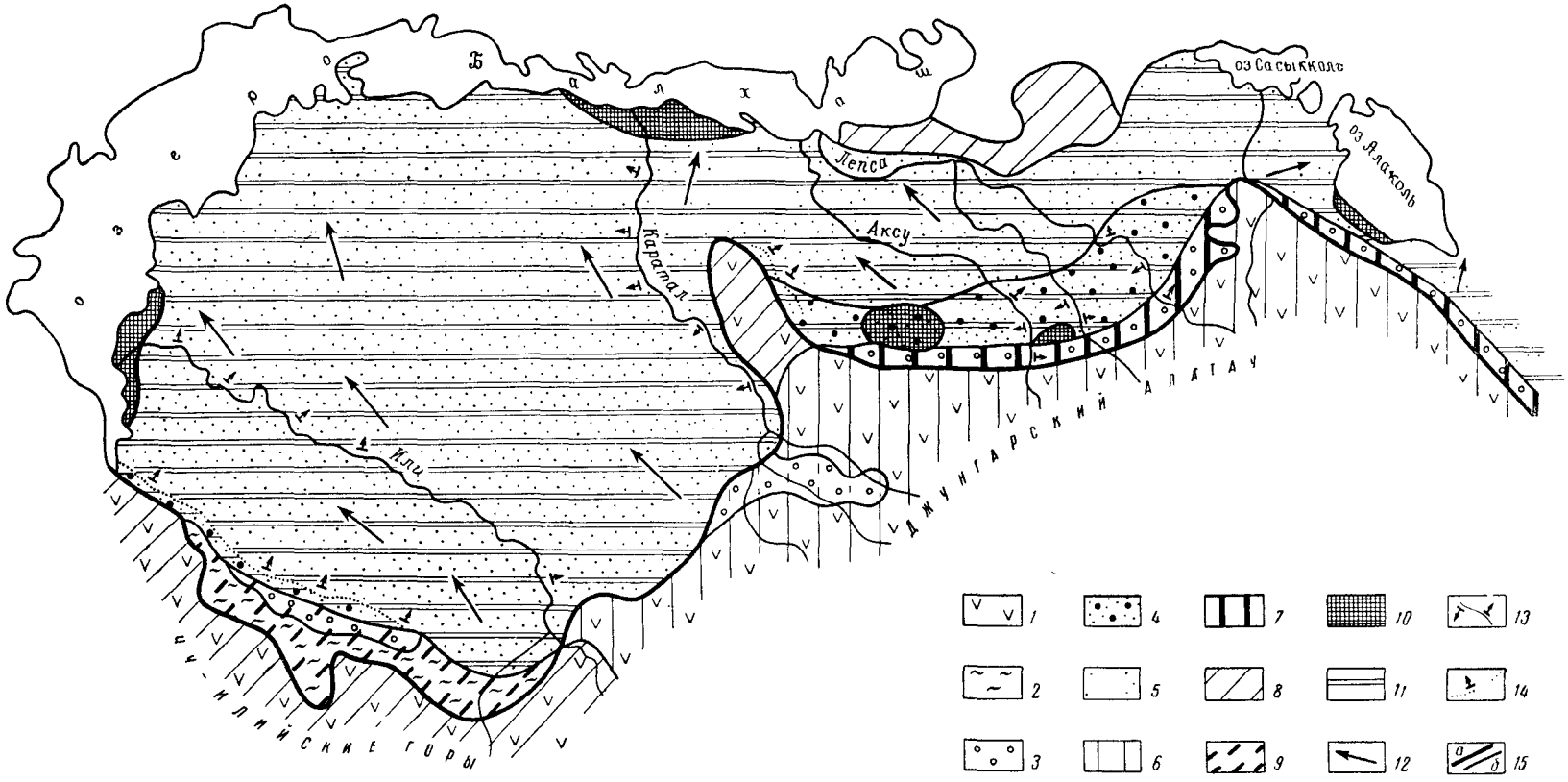



**Рис. 52. Схема формирования подземных вод Алакуль-Балхашской системы артезианских бассейнов (составили М. Х. Джабасов и С. В. Шорина)**

Геолого-геоморфологические условия: *1* — средне- и низкогорный рельеф — скальные породы палеозоя; *2* — предгорная ступень — песчано-глинистые отложения неогена, аккумулятивные равнины; *3* — предгорный шлейф — преимущественно валунно-галечниковые отложения; *4* — пролювиальная равнина — преимущественно крупнозернистые пески, песчано-суглинистые отложения, реже галечники; *5* — озерно-аллювиальная равнина — песчано-глинистые образования и эоловые пески

Гидродинамические зоны. Зона основного и ограниченного питания подземных вод с подзонами: *6* — основного формирования поверхностного и частично подземного стока; *7* — интенсивного поглощения поверхностных вод и формирования подземного стока; *8* — сезонного формирования поверхностных вод и незначительного подземного стока; *9* — частичного поглощения поверхностных вод и формирования подземного стока. Зона накопления и частичной разгрузки подземных вод с подзонами: *10* — скрытой разгрузки подземных вод по долинам рек и тектоническим нарушениям; *11* — местного очагового питания и накопления подземных вод

Прочие знаки: *12* — направление движения подземных вод; *13* — участки фильтрации поверхностных вод в водоносные горизонты; *14* — предполагаемые участки поступления вод повышенной минерализации; *15* — границы между гидродинамическими зонами (*а*) и подзонами (*б*)

В результате формируются гидрокарбонатные натриевые и кальциевые воды с низкой минерализацией (до 0,5—1 *г/л*). В зоне ограниченного питания, где широко развиты гипсоносные породы неогена, характерны хлоридно-сульфатные натриевые воды с минерализацией до 3 *г/л*. Ниже по потоку в пределах зоны выклинивания и центральной части депрессии располагается зона грунтовых вод континентального засоления. Формирование химического состава их в этой зоне происходит под влиянием различных процессов: испарения и транспирации, выщелачивания растворимых солей, физико-химических процессов, обменной адсорбции между водой и засоленными почвами. При взаимодействии указанных процессов происходит не только общее повышение концентрации растворенных в воде солей по мере удаления от рек и от областей питания, но и существенная метаморфизация солевого комплекса подземных вод вследствие выпадения из раствора менее растворимых солей: сначала карбонатов кальция и магния, затем — сульфата кальция. Хлористые соли как наиболее растворимые остаются в воде, постепенно повышая ее минерализацию и приобретая доминирующее значение в солевом составе. Гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1 *г/л* занимают значительные площади вдоль долин рек Или, Каратала, Аксу и Лепсы. По мере движения в глубь песчаных массивов эти воды сменяются сульфатными натриевыми (1—5 *г/л*), а последние — высокоминерализованными (10—50 *г/л*) хлоридными натриевыми водами (на южном побережье оз. Балхаш).

В неогеновых отложениях предгорной зоны развиты сульфатные натриевые воды с минерализацией 1—3 *г/л*. На северо-западе, у южного побережья оз. Балхаш, они становятся хлоридными натриевыми с минерализацией до 10—50 *г/л*.

Гидрохимическая зональность артезианских вод слабо изучена. Однако отмечается некоторая закономерность в распространении гидрохимических зон, сменяющихся в направлении с юго-востока на северо-запад, т. е. от области питания к области разгрузки.

*Глава пятнадцатая*

# ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКАЯ СИСТЕМА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Рассматриваемый гидрогеологический район в пределы описываемой территории входит своей юго-восточной частью, примыкающей с севера и востока к оз. Балхаш, и носит название Северо-Балхашского бассейна трещинных вод (гидрогеологический район второго порядка).

По природным условиям описываемый район относится к зоне полупустынь и пустынь, характеризующейся развитием выравненного мелкосопочного рельефа с каменистыми почвами. Общий уклон поверхности направлен в сторону оз. Балхаш. Амплитуда колебания высот достигает 200—300 *м* при абсолютных отметках поверхности от 600—800 *м* на севере до 300—400 *м* на юго-востоке.

По условиям образования и морфологическим особенностям в Северо-Восточном Прибалхашье выделяется два типа рельефа: денудационная и аккумулятивная равнины.

Денудационная равнина простирается к северу от оз. Балхаш, развиваясь преимущественно на породах палеозойского фундамента. По степени расчлененности поверхности в пределах этой равнины выделяются участки низкого грядового мелкосопочника и узкая полоса плоской слаборасчлененной равнины, примыкающей непосредственно к оз. Балхаш. Вблизи озера на поверхности этой равнины встречаются различной величины соры, образовавшиеся вследствие высокого стояния уровня грунтовых вод. На значительном протяжении прослеживаются песчаные береговые валы высотой до 3—5 *м*.

Аккумулятивная равнина занимает всю восточную часть района, сложенную аллювиальными, озерными, аллювиально-пролювиальными и делювиально-пролювиальными образованиями. Небольшие участки ее прослеживаются также вдоль северного побережья оз. Балхаш. Значительная площадь озерной равнины покрыта эоловыми песками с бугристо-ячеистыми формами рельефа. На поверхности аккумулятивной равнины сохранились отдельные останцовые возвышенности (горы Арганаты и др.), с характерными крутыми склонами и остроконечными вершинами. Из отрицательных форм рельефа в пределах описываемой территории получили развитие пологие древние долины, из которых наиболее крупными являются долины рек Аягуз и Ащиозек.

Гидрографическая сеть района крайне бедна. Представлена она преимущественно временными водотоками, и только р. Аягуз доносит свои воды до оз. Балхаш. Среднегодовые многолетние расходы реки достигают 7,67 $м^3/сек$ (Тарасов, 1961), среднемеженный расход — 3,7 $м^3/сек$. В питании реки, кроме атмосферных осадков и вод, образовавшихся от таяния снега, большое участие принимают грунтовые воды. Минерализация речных вод в паводковый период не превышает 1 *г/л*, летом несколько увеличивается. Притоки р. Аягуз в летнее время дробятся на отдельные плёсы и постепенно теряются в своих аллювиальных отложениях. Вода в отдельных притоках (Ащиозек) горько-соленая даже в паводок. Минерализация воды в отдельных плесах до-

стигает 10—12 *г/л*. Бассейном стока всех рек этого района является оз. Балхаш, содержащее здесь солоноватые воды (3—3,5 *г/л*). При этом наблюдается увеличение минерализации воды с запада на восток. В отдельных заливах, глубоко вдающихся в сушу, она достигает 5 *г/л* и более.

Климат описываемой территории резко континентальный, сухой. Сумма годовых осадков в северной части района составляет 208 *мм* (ст. Актогай), на юге и юго-востоке — не превышает 124 *мм* (о. Алгазы). Распределение осадков по сезонам года неравномерное. Более 60—70% годовых осадков приходится на теплый период. В связи с малой влажностью воздуха испарение летом в несколько раз превышает количество выпадающих атмосферных осадков. Поэтому только осенне-зимние осадки в основном предопределяют поверхностный сток и питание подземных вод этого района.

Геологическое строение территории определяется приуроченностью ее к сложно построенной Джунгаро-Балхашской геосинклинальной провинции. В пределах района располагается северная часть этой провинции, представленная Кентерлау-Саркандской и Саразанской структурно-фациальными подзонами (Афоничев, 1960). Наиболее древними породами, участвующими в строении описываемого района, являются допалеозойские сланцы, песчаники и кварциты, которые на крыльях антиклинорных структур переходят в метаморфизованные породы нижнего палеозоя — яшмы, кварциты, кристаллические сланцы и эффузивы. Отрицательные структуры сложены преимущественно осадочными и эффузивными образованиями девона и карбона. Среди этих пород преобладающее распространение получили песчаники, сланцы, алевролиты, конгломераты, туфоконгломераты, порфириты и реже известняки.

Весь многообразный комплекс допалеозойских и палеозойских пород неоднократно прорывался разновозрастными интрузиями с преобладанием позднегерцинских интрузий кислого состава. Многочисленные дизъюнктивные нарушения существенно изменяют и осложняют структурный облик территории, где нередко можно наблюдать непосредственные контакты нижнепалеозойских и верхнепалеозойских отложений. В гидрогеологическом отношении большое значение имеют региональные, омоложенные и долго живущие разломы, секущие антиклинорные структуры. С ними обычно связаны пресные подземные воды сравнительно высокой производительности. Неогеновые отложения представлены главным образом пестроцветными глинами, сохранившимися в виде останцов в отдельных понижениях и долинах рек. Четвертичные отложения в рассматриваемом районе имеют почти повсеместное распространение, но мощность их незначительна. Наибольшие площади занимают разновозрастные озерные и аллювиальные отложения, представленные преимущественно песками и супесчано-суглинистыми разностями. Характерна большая глинистость четвертичных пород, особенно озерных образований, перекрытых в восточной части района эоловыми песками. У подножия возвышенностей и в межсопочных понижениях образуется маломощный покров делювиально-пролювиальных отложений.

Подземные воды в районе встречаются в отложениях почти всех стратиграфических комплексов. Однако неблагоприятные условия питания и накопления их обусловливают в основном слабую водообильность пород.

На территории района можно выделить ряд водоносных горизонтов и комплексов, описание которых приводится ниже от молодых к более древним.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных современных аллювиальных отложений ($a^1Q_{III-IV}$) приурочен к гравийно-галечниковым и песчано-гравийным образованиям, слагающим пойменные и надпойменные террасы р. Аягуз и некоторых других безымянных речек. Мощность водоносного горизонта достигает 15 *м*. В подошве его нередко залегают красно-бурые засоленные глины павлодарской свиты неогена.

Рассматриваемый водоносный горизонт характеризуется наиболее высокой водообильностью. Дебиты скважин, вскрывших верхнюю часть его, достигают 0,4 *л/сек* при понижении уровня на 0,5 *м*. При вскрытии полной мощности водоносного аллювия в долине р. Аягуз дебиты скважин увеличивались до 31,3 *л/сек* при понижениях уровня до 3 *м*.

По качеству воды пресные и слабо солоноватые с минерализацией от 0,5 до 1,2 *г/л*. Общая жесткость не превышает 7 *мг-экв*. Увеличение минерализации до 7 *г/л* наблюдается на участках развития в кровле водоносного горизонта засоленных покровных суглинков или миоценовых глин в подошве их.

По составу пресные воды сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, солоноватые—сульфатные или хлоридные магниево-натриевые. Наиболее характерные анализы подземных вод выражены формулами Курлова:

$$M_{0,3}\frac{HCO_3\,52\ SO_4\,29\ Cl\,19}{Ca\,44\,(Na+K)\,32\ Mg\,24};$$

$$M_{4,0}\frac{Cl\,71\ SO_4\,19\ HCO_3\,10}{(Na+K)\,49\ Mg\,27\ Ca\,24}.$$

Питание водоносного горизонта происходит главным образом за счет снеготалых и паводковых вод реки. В меженный период наоборот наблюдается дренирование грунтовых вод руслами рек.

Грунтовые воды современного аллювия широко используются для водоснабжения животноводческих ферм и небольших населенных пунктов.

Водоносный горизонт верхнечетвертичных—современных аллювиально-пролювиальных отложений ($a^1pQ_{III-IV}$) распространен в пределах первой и второй надпойменных террас р. Аягуз, в долинах рек Ащиозек, Эспе и других более мелких речек.

Водовмещающими породами служат разнозернистые пески, реже гравийно-галечниковые и супесчано-суглинистые отложения, характеризующиеся большой фациальной изменчивостью. Наблюдается постепенное уменьшение крупности частиц сверху вниз по долине.

Воды спорадического распространения четвертичных делювиально-пролювиальных отложений ($dpIQ$) получили наибольшее распространение вдоль склонов гор Тюлькули, Арганаты, Чубартау и Ушозек, где развиты предгорные шлейфы и небольшие конусы выноса (рис. 53). Водовмещающими отложениями являются разнозернистые, преимущественно мелкозернистые пески, супеси и суглинки, содержащие значительное количество щебня, дресвы, реже гравия и гальки. На отдельных участках они представлены гравийно-галечниковыми образованиями. Мощность водовмещающих пород весьма непостоянна и колеблется от 0,1—2 до 5—13 *м*. Увеличение мощности происходит в направлении от склонов возвышенностей к равнине.

Воды залегают на глубинах от 1—2 до 27 *м* и более. Местами они выходят на поверхность, питая мочажины, плёсы и малодебитные родники. Невыдержанность гранулометрического состава по простиранию

делювиально-пролювиальных отложений предопределяет спорадический характер их обводнения.

Водообильность пород, как правило, низкая. Расходы родников в них редко превышают 0,2—0,3 *л/сек*, в колодцах и скважинах — снижаются до сотых и тысячных долей литра в секунду.

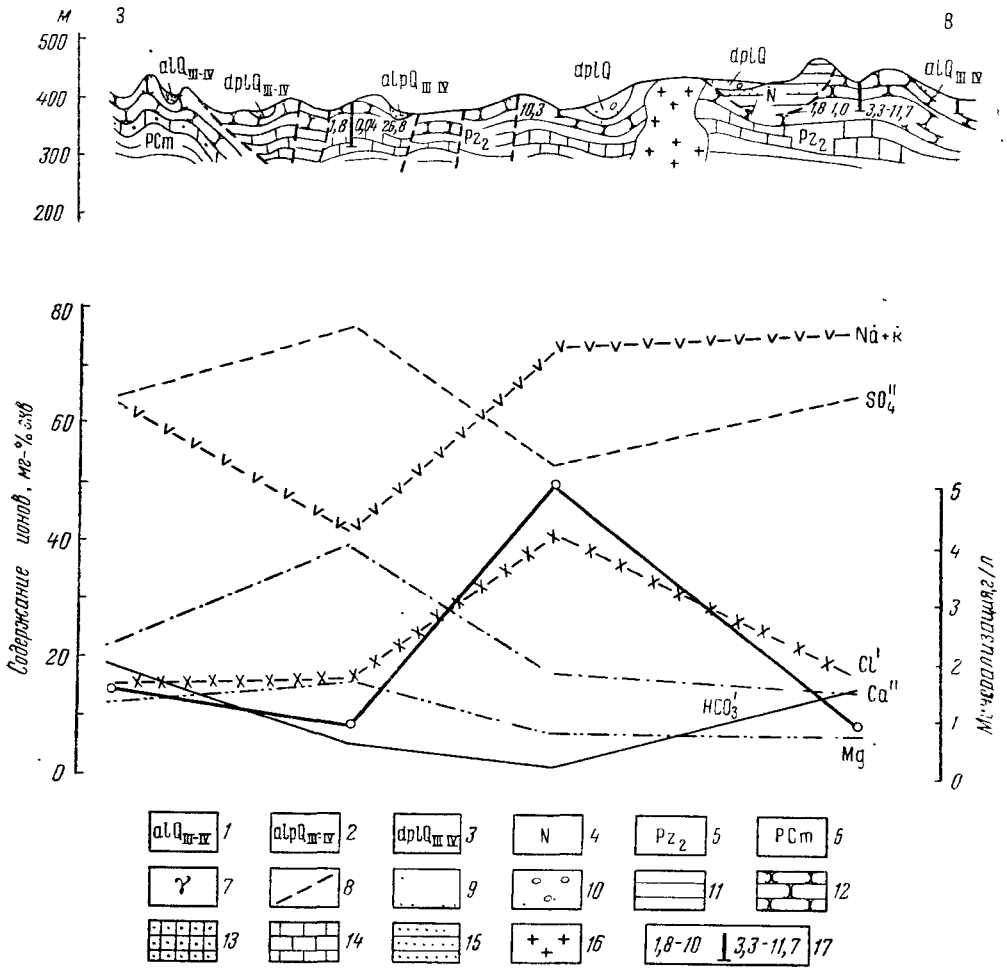



**Рис. 53. Схематический геолого-гидрогеологический разрез вкрест простирания долин временных водотоков (составила А. А. Толмачева)**

*1* — водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений; *2* — водоносный горизонт верхнечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений; *3* — водоносный горизонт четвертичных делювиально-пролювиальных отложений; *4* — подземные воды спорадического распространения неогеновых отложений; *5* — подземные воды зоны открытой трещиноватости среднепалеозойских пород; *6* — подземные воды зоны открытой трещиноватости докембрийских пород; *7* — подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных пород; *8* — зоны тектонических нарушений; *9* — пески разнозернистые; *10* — пески с гравием; *11* — глины; *12* — песчаники; *13* — кварциты; *14* — известняки; *15* — аргиллиты и алевролиты; *16* — граниты; *17* — скважина: цифры слева — минерализация (в *г/л*) и температура (в °С), справа — дебит (в *л/сек*) и понижение (в *м*)

Различная проницаемость пород и значительные изменения глубины залегания подземных вод в делювиально-пролювиальных отложениях способствуют формированию грунтовых вод пестрой минерализации. Здесь встречаются как пресные, так и солоноватые и соленые воды с минерализацией до 5 *г/л* и более. Состав вод хлоридно-сульфатный натриевый, сульфатный натриевый.

Малые дебиты водопунктов и спорадический характер распространения грунтовых вод делювиально-пролювиальных отложений ограничивают возможности их использования. Однако в связи с большим дефицитом воды в районе пресные и слабо солоноватые воды этого комплекса могут использоваться для водоснабжения небольших хозяйств (полевые станы, животноводческие фермы и др.).

Водоносный горизонт четвертичных озерно-аллювиальных, а также четвертичных озерно-аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных—современных эоловых отложений (lalQ; lalQ+ +eolQ$_{III-IV}$) развит на юго-востоке района в пределах песчаных массивов Таукум, Каракум и Белсаксаул.

Отложения представлены песками различного гранулометрического состава, среди которых преобладают тонкозернистые пылеватые фракции, часто переслаивающиеся с супесями, суглинками и маломощными плотными мелкозернистыми песчаниками на известковисто-глинистом цементе. Водовмещающими породами являются в основном тонкозернистые пески. На участках, граничащих с конусами выноса, в составе водовмещающих пород появляются включения гравия и гальки. Сверху эти отложения перекрыты почти повсеместно эоловыми песками, состав которых мало чем отличается от собственно озерных отложений. Вскрытая мощность водоносного горизонта изменяется преимущественно от 5 до 17—90 *м*. Мощность эоловых песков достигает 10—25 *м* и более. В подошве водоносного горизонта залегают олигоцен-миоценовые пестроцветные глины.

Подземные воды эоловых песков и озерно-аллювиальных отложений имеют между собой тесную гидравлическую связь и образуют по существу единый водоносный горизонт. В зависимости от рельефа местности глубина их уровня изменяется от 1 до 32 *м*. В межгрядовых понижениях она колеблется в пределах от 1 до 10 *м*. Наименьшие глубины (0,5—2,0 *м*) отмечаются в прибрежной части оз. Балхаш.

Повышенная глинистость и уплотненность озерных осадков при ограниченном питании их предопределяют сравнительно невысокую водообильность этих отложений. Коэффициент фильтрации пород изменяется от 0,02 до 2,4 *м/сутки*. Удельные дебиты скважин устанавливаются откачками в пределах 0,04—0,08 *л/сек*, редко до 0,5 *л/сек*.

Минерализация подземных вод пестрая: 0,4—5 *г/л*. Преобладают воды различного состава. На участках с близким залеганием уровня воды к дневной поверхности встречаются соленые воды и рассолы с минерализацией до 85 *г/л*. Общая жесткость подземных вод изменяется от 3,8 до 439,8 *мг-экв*. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, иногда сульфатно-гидрокарбонатные магниево-натриевые и хлоридные магниево-натриевые:

$$M_{0,9}\,\frac{SO_4\,40\ HCO_3\,36\ Cl\,24}{(Na+K)\,77\ Mg\,14\ Ca\,9};\qquad M\,\frac{HCO_3\,38\ SO_4\,34\ Cl\,27}{(Na+K)\,57\ Mg\,35\ Ca\,8};$$

$$M_{7,9}\,\frac{Cl\,73\ SO_4\,16\ HCO_3\,10}{(Na+K)\,42\ Mg\,38\ Ca\,19}.$$

Подземные воды этого горизонта могут служить источником сельскохозяйственного водоснабжения.

Вблизи озера в разрезе начинают преобладать песчанистые разности пород с частым переслаиванием супесей, суглинков и глин. Такая смена фацнй определяет различную обводненность этих отложений и пеструю минерализацию подземных вод в них. Мощность водоносных пород в долине р. Аягуз составляет 13—36 *м*, в долинах других рек —

не более 5 *м*. В подошве их залегают скальные породы палеозоя и глины неогена.

Подземные воды, заключенные в этих отложениях, образуют сплошные потоки со свободной поверхностью, направленные в сторону оз. Балхаш. Уровень грунтовых вод в зависимости от рельефа местности колеблется от 0,1—0,5 до 3—8 *м*. Наименьшие глубины залегания подземных вод отмечаются в пониженных формах рельефа. В пределах развития второй надпойменной террасы р. Аягуз грунтовые воды вскрыты на глубине 16—18 *м*.

Коэффициент фильтрации изменяется в широких пределах в зависимости от гранулометрического состава водовмещающих отложений. В гравийно-галечниковых отложениях с песчаным заполнителем коэффициент фильтрации достигает 50—125 *м/сутки*, при появлении в заполнителе суглинистого материала он уменьшается до 0,7—16 *м/сутки*.

Дебиты отдельных водопунктов, по данным откачек, изменяются от 0,1 до 1,8 *л/сек*, в большинстве же случаев преобладают величины, равные тысячным и сотым, реже десятым долям литра в секунду.

Подземные воды пресные и слабо солоноватые, с минерализацией 1—3 *г/л*, в долинах мелких рек — солоноватые и соленые. По составу воды сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные натриевые. Наиболее характерные химические анализы вод:

$$M_{1,2}\frac{HCO_3\,42\ SO_4\,36\ Cl\,20}{(Na+K)\,81\ Mg\,10\ Ca\,9};\qquad M_{0,5}\frac{HCO_3\,72\ SO_4\,20\ Cl\,8}{(Na+K)\,75\ Ca\,16\ Mg\,9}.$$

В питании подземных вод описываемого горизонта основное значение имеет фильтрация паводковых вод реки и инфильтрация атмосферных осадков. Не исключена возможность, что по региональным зонам разломов может происходить некоторое пополнение запасов за счет трещинных вод пород палеозойского фундамента. Разгрузка вод происходит как непосредственно в русле рек, так и в оз. Балхаш, с образованием вдоль побережья солончаков и солонцов.

Вследствие низкого качества, а главное из-за слабой водообильности пород практическое значение грунтовых вод этого горизонта невелико. Использование их ограничивается водоснабжением отдельных небольших населенных пунктов.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости верхнепалеозойских пород ($Pz_3$) приурочены к перемежающимся толщам песчаников, известняков, мраморов, глинистых и углистых сланцев, порфиритов и их туфов. Вследствие относительной сглаженности рельефа мелкосопочника, сложенного этими породами, естественных выходов подземных вод на поверхность почти не наблюдается. Только на участках грядового мелкосопочника встречено несколько родников нисходящего типа, приуроченных к чашеобразным впадинам.

Водоносность пород данного комплекса связана с трещинами, порами и карстовыми пустотами. Наиболее водообильными являются *известняки и мраморы, залегающие в Саякской синклинали среди* кластических толщ. С поверхности они перекрыты слабопроницаемыми породами и нередко содержат напорные воды. Подземные воды в толще известняков и мраморов вдоль зон тектонических разломов вскрываются на глубинах 40—50 *м*. Мощность обводненной зоны в породах верхнего палеозоя достигает 50 *м*.

Дебиты скважин, вскрывших воды верхнепалеозойских пород, изменяются от 0,01 до 5 *л/сек*, иногда до 6,2 *л/сек* при понижениях на 3,5—36 *м*. Наибольшую производительность имеют водопункты, приуроченные к закарстованным известнякам, слагающим брахиантикли-

нальные складки, и к участкам развития крупных разломов. Дебиты скважин в таких местах составляли 1,5—5 *л/сек* при понижении уровня на 6—15 *м*. Расходы большинства родников, выходящих из песчаников, сланцев и порфиритов, не превышают 0,001—0,07 *л/сек*, а дебиты скважин изменяются от 0,01 до 0,5 *л/сек* при понижениях уровня на 30—35 *м*. Нередко скважины оказываются совершенно безводными.

Воды этого комплекса пресные и слабо солоноватые, с минерализацией от 0,5 до 2,5 *г/л*. Они относятся к сульфатным кальциево-натриевым и гидрокарбонатно-сульфатным. Наиболее характерные химические анализы этих вод

$$M_{0,5}\,\frac{SO_4\,57\ HCO_3\,33\ Cl\,10}{Ca\,44\,(Na+K)\,42\ Mg\,14};\quad M_{0,95}\,\frac{SO_4\,62\ HCO_3\,22\ Cl\,16}{Ca\,44\,(Na+K)\,42\ Mg\,14};$$

$$M_{1,4}\,\frac{SO_4\,70\ HCO_3\,22\ Cl\,8}{(Na+K)\,54\ Ca\,31\ Mg\,15}.$$

Повышенная минерализация вод наблюдается в водопунктах, приуроченных к разломам надвигового типа, выполненным глинами.

Питание подземных вод верхнепалеозойских пород происходит в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на площади их распространения, и за счет подтока трещинных вод из других комплексов пород.

Подземные воды, заключенные в толще известняков и мраморов, используются для водоснабжения рабочего поселка рудника Саяк, а также для животноводческих ферм и других небольших хозяйств подобного типа.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости среднепалеозойских пород ($Pz_2$). Породы среднего палеозоя имеют наибольшее распространение в описываемом районе. Они развиты на крыльях Кызыл-Итмурундинского антиклинория, в пределах Арганаты-Аркаралинского массива и Моинтинского синклинория. Водовмещающими породами являются сланцы, песчаники, порфириты и их туфы, туфопесчаники и реже алевролиты, известняки, слагающие возвышенные, хорошо обнаженные формы рельефа. Зона активной трещиноватости этих пород в среднем распространена до глубины 25—30 *м*. В северной части, преимущественно за пределами района, где рельеф более расчленен, трещиноватость пород более интенсивна и прослеживается до глубины 70 *м*.

Вблизи оз. Балхаш вследствие сильной пенепленизации рельефа и развития глинистых отложений на поверхности степень трещиноватости пород значительно уменьшается и нередко пройденные здесь скважины оказывались безводными. Наиболее обводненными являются трещины региональных разломов, прослеживаемые на значительном протяжении. Мелкие разломы второго и третьего порядков обычно залечены кварцем и другими вторичными образованиями и поэтому циркуляция вод в них часто затруднена. Трещиноватость пород по замерам трещин в естественных обнажениях колеблется от 1,0—1,5 до 4,5%.

Различная степень трещиноватости среднепалеозойских пород и слабая расчлененность рельефа обусловливают некоторые различия в гидрогеологической характеристике их. Так, дебиты скважин, вскрывших воды этого комплекса, на севере района в большинстве случаев составляют 0,6—0,8 *л/сек*, на юге и западе уменьшаются до 0,04 *л/сек* при понижениях уровня до 30 *м*. В районе Саякской мульды и у гор Чубартау, Тюлькули родники и скважины имели расходы от 0,3—0,6 *л/сек*. Встречаются родники с расходами 1—2 *л/сек*, в основном приуроченные к зонам тектонического дробления пород. Несколько по-

вышенную водообильность пород характеризуют также скважины, пройденные на Арганаты-Аркаралинском массиве. Дебиты их составляют 0,4—1,2 *л/сек* при понижениях 8—39 *м*, а расходы родников по тектоническим разломам иногда достигают 1,6—2,5 *л/сек*.

Глубина залегания подземных вод не превышает 5—10 *м*, в межсопочных понижениях они выходят на поверхность в виде малодебитных родников.

По химическому составу воды пестрые, от пресных до соленых, с минерализацией от 0,4 до 2,5 *г/л*, реже до 11 *г/л*. Увеличение минерализации до 7—11 *г/л* и более наблюдается по мере продвижения на юг к оз. Балхаш, являющемуся региональной областью разгрузки подземных вод этого района. Но несмотря на различие в минерализации, состав воды остается преимущественно сульфатным натриевым или кальциево-натриевым, реже сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым или хлоридно-гидрокарбонатным магниево-кальциево-натриевым. Такое явление, по-видимому, объясняется характерной для аридных областей загипсованностью рыхлых отложений, выполняющих трещины перекрывающих палеозойские породы. Химический состав подземных вод этого комплекса выражают формулы:

$$M_{2,5}\,\frac{SO_4\,67\ Cl\,30}{(Na+K)\,73\ Ca\,19}; \qquad M_{0,4}\,\frac{SO_4\,62\ Cl\,21\ HCO_3\,16}{(Na+K)\,77\ Ca\,16}.$$

Подземные воды среднепалеозойских отложений могут использоваться для водоснабжения в пределах Арганаты-Аркаралинского массива грядового мелкосопочника и в районе гор Кызылжал и Тюлькули, где они более опреснены. На остальной территории эти воды почти непригодны для эксплуатации из-за повышенной их минерализации и низких дебитов водопунктов.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости нижнепалеозойских пород ($Pz_1$) приурочены главным образом к отложениям ордовика и нижнего кембрия, слагающим северо-восточное крыло и сводовые части Итмурундинского антиклинория.

Ордовикские отложения представлены перемежающейся толщей кислых эффузивов, туфов, туфопесчаников и сланцев. Отложения нижнего кембрия (Чуль-Кызылская свита) представлены сильно раздробленными яшмоидами, кварц-хлоритовыми и тальк-серицитовыми сланцами, измененными порфиритами и их туфами. Породы этой свиты по контакту обрамлены крупными разрывными нарушениями Тулькулам-Саякской зоны смятия.

В связи с сильной метаморфизацией и вторичным уплотнением породы ордовика и нижнего кембрия слабо трещиноваты. Повышенная трещиноватость приурочена в основном к зонам тектонических нарушений. Коэффициент трещиноватости пород не превышает 0,5—0,8%, реже 3—4%. Глубина распространения зоны активной трещиноватости, по данным бурения скважин у горы Тесиктас, не превышает 10—12 *м*, а в зонах нарушения 60—100 *м*.

Подземные воды в породах данного комплекса залегают на глубине от 1,5 до 8,0 *м* и имеют свободную поверхность. В местах эрозионных врезов они выходят на поверхность в виде родников. Дебиты весьма немногочисленных родников и колодцев не превышают десятых и сотых долей литра в секунду. Даже в глубоких логах, секущих склоны возвышенностей, не обнаружено сколько-нибудь значительных выходов подземных вод. К концу лета родники почти полностью пересыхают, и лишь в зонах тектонических нарушений (по данным соседних районов) расходы их достигают до 0,5—0,6 *л/сек*.

Воды описываемого комплекса характеризуются пестрой минерализацией — от 0,5—0,7 до 3 *г/л* и выше. По составу они сульфатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые, что видно из следующих формул:

$$M_{2,2}\frac{SO_4\,60\ HCO_3\,24\ Cl\,16}{(Na+K)\,43\ Ca\,38\ Mg\,19};$$

$$M_{1,6}\frac{SO_4\,59\ HCO_3\,35}{(Na+K)\,63\ Ca\,26\ Mg\,11}.$$

Повышение минерализации на отдельных участках выравненного рельефа происходит в связи со слабой дренированностью водосодержащих пород и наличием в их кровле дресвяно-глинистого чехла, содержащего воднорастворимые соли.

Подземные воды нижнепалеозойских образований используются для хозяйственного и питьевого водоснабжения небольших населенных пунктов.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости докембрийских пород (PCm) развиты в западной половине района, в Тюбетайских, Сузыкарыкских и Ушозекских горах. Литологически они представлены метаморфизованными кристаллическими сланцами, песчаниками, кварцитами и другими метаморфическими породами, сильно дислоцированными и смятыми в сложные складки. Трещиноватость в них развита относительно слабо, в основном до глубины 15 *м* при слаборасчлененном рельефе и до 30—50 *м* — на возвышенных участках.

Подземные воды в породах докембрия приурочены главным образом к трещинам выветривания и тектоническим зонам дробления. В монолитном состоянии они безводны. В зависимости от рельефа местности подземные воды залегают на различных глубинах — от 0,2 до 30 *м*. У подножия сопок и в глубоких эрозионных врезах встречаются мочажины и нисходящие родники с незначительными расходами. В зонах тектонических разломов некоторые родники имеют расходы до 0,5 *л/сек*. Отдельные скважины, вскрывшие воды данного комплекса в аналогичных условиях, также имеют небольшие дебиты, порядка 0,1—0,8 *л/сек*, при понижении уровня воды на 1,3—1,8 *м*.

Подземные воды докембрийских пород характеризуются большими колебаниями минерализации — от 0,2—0,3 до 5,2 *г/л*. Формулы наиболее характерных химических анализов:

$$M_{5,2}\frac{SO_4\,66\ Cl\,20\ HCO_3\,14}{(Na+K)\,61\ Mg\,26\ Ca\,13};\quad M_{0,8}\frac{SO_4\,48\ HCO_3\,32\ Cl\,20}{(Na+K)\,47\ Ca\,38\ Mg\,15}.$$

Воды используются для хозяйственных и питьевых нужд небольших населенных пунктов и животноводческих ферм.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости интрузивных пород ($\gamma$). Интрузивные породы, представленные гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, гранит-порфирами, габбродиоритами и другими широко распространены в описываемом районе и встречаются в виде отдельных массивов.

Трещиноватость пород интрузивного комплекса достигает 15—20%, особенно она высока в крупнозернистых интрузивах поздневарисского возраста, слагающих возвышенные участки с сильнорасчлененным рельефом. Трещины выветривания с поверхности в большинстве случаев зияющие, а с глубины 5—7 *м* сечение их резко уменьшается и на глубине 40—50 *м* трещиноватость практически затухает. Наибольшая трещиноватость наблюдается на участках тектонических разрывов и в приконтактовых зонах пород разного состава. В понижениях рельефа

с поверхности гранитоиды нередко бывают покрыты гранитной дресвой, мелким щебнем, а иногда и суглинками. Многие трещины как с поверхности, так и на глубине выполнены продуктами выветривания пород и вторичными минеральными образованиями, что значительно снижает их фильтрационные свойства.

Подземные воды интрузивных пород часто выходят на поверхность в виде нисходящих родников. Скважинами и колодцами они вскрываются в пониженных участках рельефа на глубинах до 15 *м* и на возвышенностях до 30 *м*. Воды имеют свободную поверхность и лишь на участках глубокого залегания гранитоидов под толщей кайнозойских образований они приобретают напор. Отдельные скважины дают самоизлив, пьезометрический напор воды в них достигает 16 *м* выше поверхности земли. Дебиты скважин и расходы родников, питающихся водами интрузивных пород, находятся в пределах 0,003—5 *л/сек*. Наибольшие расходы наблюдаются в родниках, приуроченных к приконтактовым зонам интрузий и эффузивно-осадочных толщ. Расходы этих родников составляют 1,5—5 *л/сек*, реже более (Шапиро, 1961). Дебиты скважин на самоизливе достигают 4,2 *л/сек*, минерализация воды не превышает 3 *г/л*, редко встречаются родники и колодцы, минерализация воды в которых увеличивается до 5—7 *г/л*. По составу это смешанные воды с преобладанием сульфатных и гидрокарбонатно-сульфатных натриевых, что видно из приводимых формул:

$$M_{7,0}\frac{SO_4\,72\ Cl\,23\ HCO_3\,5}{(Na+K)\,74\ Ca\,14\ Mg\,12};\quad M_{1,0}\frac{SO_4\,44\ HCO_3\,42\ Cl\,14}{(Na+K)\,76\ Ca\,18\ Mg\,6}.$$

Ухудшение качества воды происходит, по-видимому, за счет выноса воднорастворимых солей из рыхлых отложений, залегающих в кровле гранитов.

Питание вод интрузивных пород осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков и снеготалых вод на площади развития интрузий. Разгрузка подземных вод происходит в виде родникового стока и перетекания их в рыхлые четвертичные отложения.

Трещинные воды интрузивных пород широко используются местным населением и могут быть рекомендованы как для водоснабжения отгонного животноводства, так и мелких населенных пунктов.

* *
*

Северо-Восточное Прибалхашье в гидродинамическом отношении характеризуется в основном как область разгрузки подземных вод с отдельными участками очагового питания (рис. 54). Разгрузка подземных вод происходит главным образом в оз. Балхаш по региональным зонам тектонических разломов и с частичным выклиниванием их в прибрежной зоне, изобилующей солончаками и сорами. Значительная же часть подземных вод вследствие неглубокого залегания идет на внутригрунтовое испарение и питание родников, выходящих в пониженных участках рельефа. Существование разгрузки подземных вод в оз. Балхаш подтверждается различной минерализацией озерных вод в заливах. Так, минерализация воды залива Майкамыс, наиболее далеко врезанного в сушу, составляет 3,5—3,7 *г/л*, в то время как залив Сарымсакты, близко расположенный от первого, но менее вдающийся в сушу, имеет минерализацию воды 5,2—5,5 *г/л*. Такое положение обусловлено поступлением в залив Майкамыс по зоне крупного тектонического разлома слабоминерализованных подземных вод, что не наблюдается в заливе Сарымсакты. Увеличение минерализации воды в этом заливе идет

за счет постоянной испарительной концентрации в условиях слабого подтока подземных вод.

Модуль подземного стока, определенный А. М. Тарасовым (1961) в целом для Прибалхашья по режиму водного баланса оз. Балхаш, составляет 0,2 *л/сек* с 1 *км*². В пределах бассейна р. Аягуз, характеризующегося несколько лучшими условиями питания, он увеличивается до 0,5 *л/сек* с 1 *км*².

Пополнение запасов подземных вод происходит главным образом в северной и северо-западной частях описываемой территории, в пределах наиболее возвышенных хорошо обнаженных участков рельефа. По-

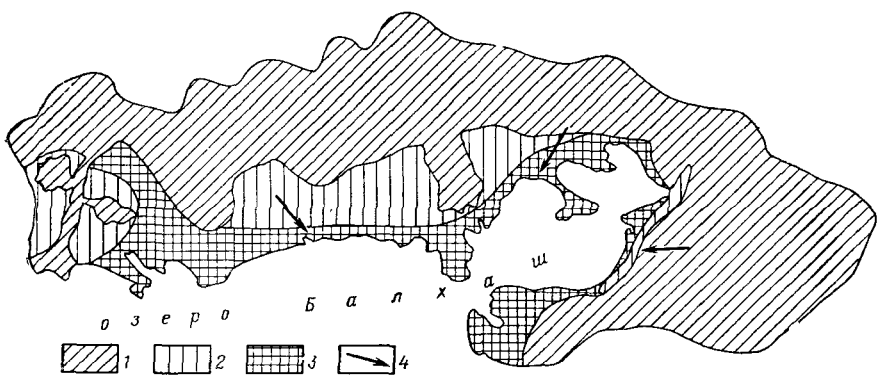



**Рис. 54. Схема формирования подземных вод в Северо-Балхашском бассейне трещинных вод (составили С. М. Шапиро и А. А. Толмачева)**

*1* — зона распространения пресных и слабосолоноватых вод (до 3 *г/л*) в области питания и очаговой разгрузки; *2* — зона солоноватых вод (3—5 *г/л*) в области разгрузки с очаговым питанием; *3* — зона соленых вод (15—10 *г/л* и более) в области разгрузки; *4* — основное направление движения подземных вод

вышенная трещиноватость пород на этих участках способствует более интенсивной фильтрации снеготалых и ливневых вод.

Основным источником питания грунтовых вод аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений являются паводковые воды р. Аягуз и других более мелких речек, фильтрующиеся через песчано-гравийные отложения русел и пойменных террас, а также через покрывающие их эоловые пески.

Незначительные уклоны поверхности и слабая расчлененность рельефа затрудняют сток подземных вод и способствуют увеличению их минерализации до 3—5 *г/л* и более. Только на участках питания подземных вод и в зонах тектонических разломов минерализация их понижается до 0,5—1 *г/л*. Общее увеличение минерализации подземных вод наблюдается в направлении к оз. Балхаш.

При этом довольно четко выделяются три гидрохимические зоны: северная — до широты пос. Саяк — пресные и слабо солоноватые воды с минерализацией от 0,5—0,7 до 2,5—3 *г/л*, средняя зона — солоноватые воды с минерализацией 3—5 *г/л* и южная — сильно солоноватые и соленые воды с минерализацией от 5—10 до 25—30 *г/л*.

По составу воды также претерпевают значительные изменения, переходя соответственно от гидрокарбонатно-сульфатных натриево-кальциевых к сульфатно-хлоридным натриевым. Преобладание сульфатных вод обусловлено эоловым привносом этих солей из озера, развеванием засоленных глинистых отложений, в которых встречаются скопления гипса, а также интенсивной испарительной концентрацией.

На общем фоне выявленных гидрохимических зон встречаются азональные воды, приуроченные к суглинистым отложениям замкнутых синклинальных структур, к зонам региональных тектонических разломов и крупным массивам интрузивных пород. С синклинальными структурами (Саякская мульда) обычно связаны воды повышенной минерализации (5—10 *г/л*) сульфатно-хлоридного состава, с региональными разломами в Итмурундинском антиклинории и гранитными интрузиями — пресные и слабо солоноватые воды с минерализацией до 1—3 *г/л* гидрокарбонатно-сульфатного состава.

Необходимо отметить весьма слабую обеспеченность Северо-Балхашского района подземными водами. Ограниченность запасов пресных вод, низкие дебиты водопунктов, вскрывающих воды отдельных водоносных горизонтов и комплексов, не позволяют ориентировать на них водоснабжение крупных объектов народного хозяйства.

Лишь участки интенсивного развития тектонической трещиноватости в зонах региональных разломов и в сводовых частях антиклинальных складок могут обеспечивать организацию водозаборов производительностью до 2,5—5 *л/сек*. Поэтому при возникновении проблем централизованного водоснабжения потребуется привлечение поверхностных вод р. Аягуз путем зарегулирования стока и других водоисточников смежных районов.

*Часть третья*

# РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

*Глава шестнадцатая*

# ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Главнейшие месторождения полезных ископаемых Южного Казахстана (рис. 55) приурочены в основном к массивам хребтов Каратау, Джунгарского Алатау и Кетмень. Характеристика гидрогеологических условий мелких месторождений (Аксуран, Сулейменсай и др.), а также не имеющих большого народнохозяйственного значения или отработанных к настоящему времени (Ачисай, Кельтемашат и др.), здесь не приводится.

Текелийское свинцово-цинковое месторождение находится в пределах западных склонов Джунгарского Алатау на территории Талды-Курганского района Ама-Атинской области, на абсолютных высотах 1150—1600 *м*. Оно приурочено к северному крылу антиклинальной складки, сложенной осадочными породами нижнего палеозоя — глинистыми, углисто-глинистыми, углисто-известковыми и кремнистыми сланцами, известняками и песчаниками. Складка в ядре прорвана интрузией габбро-диабазов, а в крыльях — серией даек кислого, среднего и основного состава. Основные рудные тела имеют крутое юго-западное падение и располагаются в висячем боку крупного регионального разлома, в так называемом «рудном горизонте», сложенном углистыми и известковистыми сланцами.

Гидрогеологические условия месторождения определяются сложностью тектоники и геологического строения района. В пределах месторождения развиты поровые, трещинные и трещинно-жильные воды. Поровые воды имеют ограниченное распространение в песчано-гравийно-галечниковых аллювиальных отложениях долины р. Текели. Они залегают на глубинах от 0,5—1 до 5 *м*. Мощность водоносного горизонта изменяется от 1—2 до 15 *м*. Водообильность аллювия значительная — дебиты скважин, расположенных в долине выше рудника, достигают 11,8 *л/сек* при понижении уровня воды на 6,75 *м*. Коэффициент фильтрации водоносных пород составляет 70 *м/сутки*, величина производительности потока — около 30 *л/сек*. Воды пресные, гидрокарбонатного кальциевого, реже натриевого состава с величиной общей минерализации до 0,4 *г/л*. Жесткость их варьирует в пределах 2—5 *мг-экв*, pH 6,8—7,0. В своем режиме они тесно связаны с режимом вод р. Текели и участвуют в питании трещинных и трещинно-жильных вод месторождения.

Наиболее распространены на месторождении трещинные воды, они проявляются в виде капежа, а также мелких потоков по трещинам. На участках интенсивного развития трещиноватости породы иногда представляют собой обводненные рыхлые массы, достигающие мощности 10 *м* и вызывающие большие осложнения при ведении горных работ. Такие обводненные зоны, вытянутые в широтном направлении, содержат значительные запасы вод. При подсечении этих зон наблюдается вначале сосредоточенный приток с расходом иногда до 8—10 *л/сек*, снижающийся затем до 1—2 *л/сек* и в дальнейшем претерпевающий коле-

бания расхода за счет сезонных изменений. Средние удельные дебиты в выработках в изверженных породах составляют 0,4—0,5 *л/сек*, в осадочных (сланцах) — 0,1—0,2 *л/сек*.

Трещинно-жильный тип подземных вод приурочен к открытым зияющим трещинам, тесно связанным с региональным разломом, пересекающим месторождение в широтном направлении. При подсечении таких трещин наблюдаются довольно значительные и постоянные водопритоки, величины расходов которых по отдельным тектоническим трещинам или зонам при наблюдениях не оценены; их влияние на обводненность месторождения учтено в приводимых ниже сведениях по общему водопритоку по всему руднику в целом.

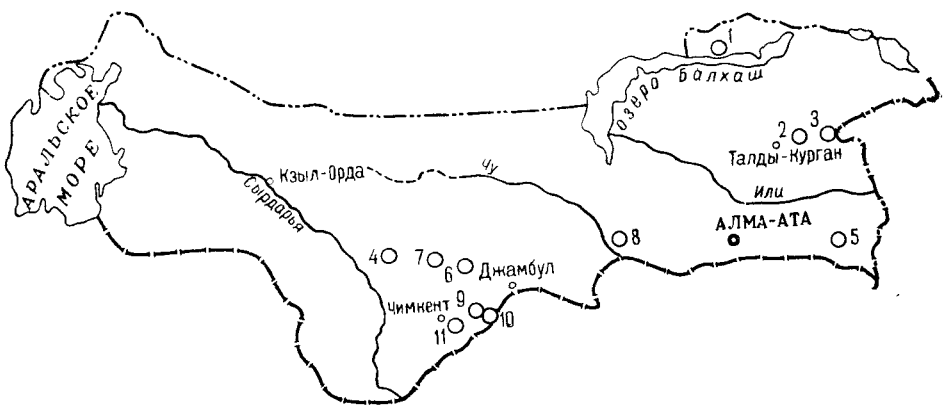



**Рис. 55. Схема расположения главнейших месторождений полезных ископаемых Южного Казахстана (составила П. И. Чурина)**

Месторождения и их порядковые номера: *1* — Саякское: *2* — Текелийское; *3* — Сууктюбинское, *4* — Миргалимсайское, *5* — Туюкское, *6* — Чулактауское, *7* — Джанатасское, *8* — Чатыркульское, *9* — Абаильское, *10* — Ирисуйское, *11* — Ленгерское

Подземные воды месторождения питаются за счет атмосферных осадков и тесно связаны между собой. Годовой ход режима их повторяет ход режима атмосферных осадков. Максимальные водопритоки наблюдаются весной (апрель—май), минимальные — зимой (декабрь—январь). Химический состав и минерализация вод изменяются с глубиной. До пятого рудного горизонта (до глубины 200 *м*) воды чаще всюду пресные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые с общей минерализацией до 0,6 *г/л*, а ниже минерализация увеличивается до 1,2 *г/л* и они становятся преимущественно сульфатными магниево-кальциевыми. Общая жесткость их колеблется от 7 до 14 *мг-экв*, pH в пределах 6,2—6,8. Содержание металлов в воде превышает фоновое для района в 5—10 раз, в среднем оно составляет (в *мг/л*): свинец 0,09; цинк 0,12; медь 0,08; серебро 0,006.

Горные работы значительно изменили естественный режим подземных вод. С углублением выработок верхние горизонты оказались полностью осушенными. Воронка депрессии вокруг рудника расширилась на многие десятки метров, частично захватив подрусловой поток р. Текели. Выработки, находящиеся в зоне подпитывающего влияния р. Текели, имеют постоянный водоприток в количестве 30—35 *л/сек*. При подсечении отдельных зон трещиноватости приток воды резко возрастает.

Таким образом, обводненность Текелийского месторождения в целом весьма неравномерная, зависящая от пространственного расположения выработок по отношению к зонам трещиноватости и поверхно-

стным водотокам. По данным наблюдений в горных выработках и разведочных скважинах распространение трещиноватых зон достигает глубин пятнадцатого горизонта (до 600—650 *м* ниже поверхности земли). В настоящее время отрабатываемые горизонты месторождения находятся значительно ниже местного базиса эрозии — долины р. Текели. Водопритоки в целом по руднику изменяются от 70—80 до 100—110 *л/сек* (до 360 $м^3/ч$). В настоящее время рудничные воды не вызывают особых трудностей при производстве горных работ. Гораздо более серьезные осложнения причиняют отмеченные выше водонасыщенные зоны дробления и смятия пород, так называемые «сыпучки», обладающие плывунными свойствами. Для успешной борьбы с этими явлениями, а также с рудничными водами необходимо осуществлять постоянный гидрогеологический контроль за ведением горных работ. Одновременно требуется постановка гидрогеологических исследований по изучению обводненности глубоких горизонтов месторождения.

Водоснабжение рудника и г. Текели осуществляется за счет поверхностных вод рек Текели и Чажа. Для промышленных нужд используются также откачиваемые рудничные воды шестого и седьмого горизонтов. Общая потребность в воде составляет 4500 $м^3/сутки$ при обеспеченности 3300 $м^3/сутки$. Перспективное водоснабжение может быть осуществлено за счет вод р. Коры.

Сууктюбинское свинцово-цинковое месторождение (Центральное) расположено в Гвардейском районе Алма-Атинской области в пределах западных склонов Джунгарского Алатау. Орографически район месторождения принадлежит водоразделу рек Коксу и Текели, где абсолютные отметки колеблются от 1500 до 3000 *м*. Южнее месторождения протекает р. Коксу, принимающая здесь несколько ручьев с расходами от 30 до 65 *л/сек* (в межень).

Месторождение приурочено к синклинальной структуре, ядро которой сложено породами текелийской, а крылья — сууктюбинской свит нижнего палеозоя. Рудовмещающие окварцованные известняки с севера и юга ограничены тектоническими нарушениями: с юга тектонический шов отделяет их от сланцев, с севера — от кварцитов. Рудная залежь представлена рядом линз неправильной формы; руды преимущественно свинцовые; зона окисления сульфидов практически отсутствует.

В районе месторождения в основном развиты подземные воды трещиноватых известняков. Широко распространены также и трещинно-жильные воды в региональных разломах и мелких тектонических нарушениях. Водообильность известняков значительная, расходы родников достигают 15—20 *л/сек*, отдельные фонтанирующие скважины изливают до 10—15 *л/сек*; средние удельные дебиты последних составляют 1,6 *л/сек*, у зон разломов они возрастают до 4 *л/сек*. Все подземные воды месторождения тесно связаны между собой и с поверхностными водами.

Обводненность месторождения в соответствии с характером распространения зон трещиноватости неравномерная. Величина водопритоков возрастает с увеличением глубины разработки рудных горизонтов. Так, в выработках верхних горизонтов, выше абсолютной отметки 1800 *м*, она составляет 2—15 *л/сек*, а ниже увеличивается до 150 *л/сек*. На разведанных глубинах до двенадцатого рудного горизонта скважинами встречены такие же обводненные зоны, в которых воды обладают напорами до 20—25 *ат*, а дебиты скважин достигают 10—15 *л/сек*.

Месторождение Сууктюбе (Центральное) до уровня шестого горизонта в настоящее время вскрыто штольнями и не требует специальных мероприятий по водоотливу. При отработке горизонтов с седьмого по

двенадцатый потребуется создание соответствующего водоотливного хозяйства.

Подземные воды месторождения являются гидрокарбонатными, в верхних частях разрезов они кальциевые, в нижних — натриево-кальциевые или магниево-кальциевые. Общая минерализация их возрастает с глубиной от 0,2 до 0,6 *г/л*. Воды содержат (в *мг/л*): свинца — до 0,015, меди — до 0,010, цинка 0,005 и серебра 0,001.

Водоснабжение рудника и поселка осуществляется за счет родниковых и поверхностных вод из водозабора, оборудованного выше месторождения. Потребности водоснабжения отбираемым количеством воды в настоящее время удовлетворяются полностью. Перспективное водоснабжение может быть организовано за счет трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений.

Миргалимсайское свинцово-цинковое месторождение находится в Чимкентской области на территории центральной части юго-западного склона хр. Каратау. В районе месторождения в горной части широко распространены известняки карбона и девона, мощность которых достигает 1,5—2,0 *км*. Известняки подстилаются водоупорными аргиллитами и песчано-сланцевыми отложениями низов девона и силура. В предгорной части известняки перекрываются песчано-глинистой толщей верхнего мела. Месторождение приурочено к так называемому «второму ленточному» горизонту известняков девона и располагается у подножия хребта, вблизи от контакта известняков с песчано-глинистой толщей мела.

В районе месторождения формируются трещинно-карстовые воды в известняках палеозоя за счет инфильтрации атмосферных осадков и временно действующего речного стока рек Хантаги, Биресек, Баялдыр и др.; южнее и юго-западнее, в Кызылкумской впадине, развиты напорные воды в рыхлых меловых и палеогеновых отложениях. Воды находятся в гидравлической взаимосвязи. Поток трещинно-карстовых вод направлен на юго-запад. Он движется главным образом над водоупорными аргиллитами к артезианскому бассейну через Атабайские и Миргалимсайские «ворота», открывающиеся на относительно пониженных частях склонов предгорий в междуречье Баялдыр—Хантаги и захватывающие своим дренирующим влиянием почти все рудное поле месторождения.

Вследствие сильной закарстованности известняков и наличия в них большого количества открытых трещин в пределах месторождения формируются значительные естественные запасы и ресурсы подземных вод, линейно вытянутые потоки которых приурочены к региональным разрывным нарушениям, сопровождающимся зонами дробления и развитием интенсивных форм карста. Наиболее обводненными здесь являются Главный и Южный надвиги, а также участки, непосредственно примыкающие к ним. С удалением от тектонических зон трещиноватость и водообильность известняков убывают, и проходка горных выработок в большинстве случаев ведется при относительно малых водопритоках. Подземные воды месторождения по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые, общая их минерализация не превышает обычно 0,6 *г/л* (чаще 0,2—0,3 *г/л*). В них отмечено наличие микрокомпонентов в количествах: цинка 0,01 *мг/л*, свинца — менее 0,1 *мг/л*, йода — следы.

Режим рудничных вод находится в прямой зависимости от количества атмосферных осадков, режима речного стока и шахтного водоотлива. В естественном ходе колебаний уровня максимум наступает в апреле—мае, т. е. в период интенсивного снеготаяния, выпадения дождей и прохождения паводковых вод речной сети. Спад уровней происходит постепенно, по мере расходования накопленных в период весен-

него максимума естественных ресурсов трещинно-карстовых вод. Под влиянием постоянно действующего рудничного водоотлива на площади рудного поля произошло резкое изменение естественного режима. Вокруг шахтного поля образовалась депрессионная воронка (рис. 56),

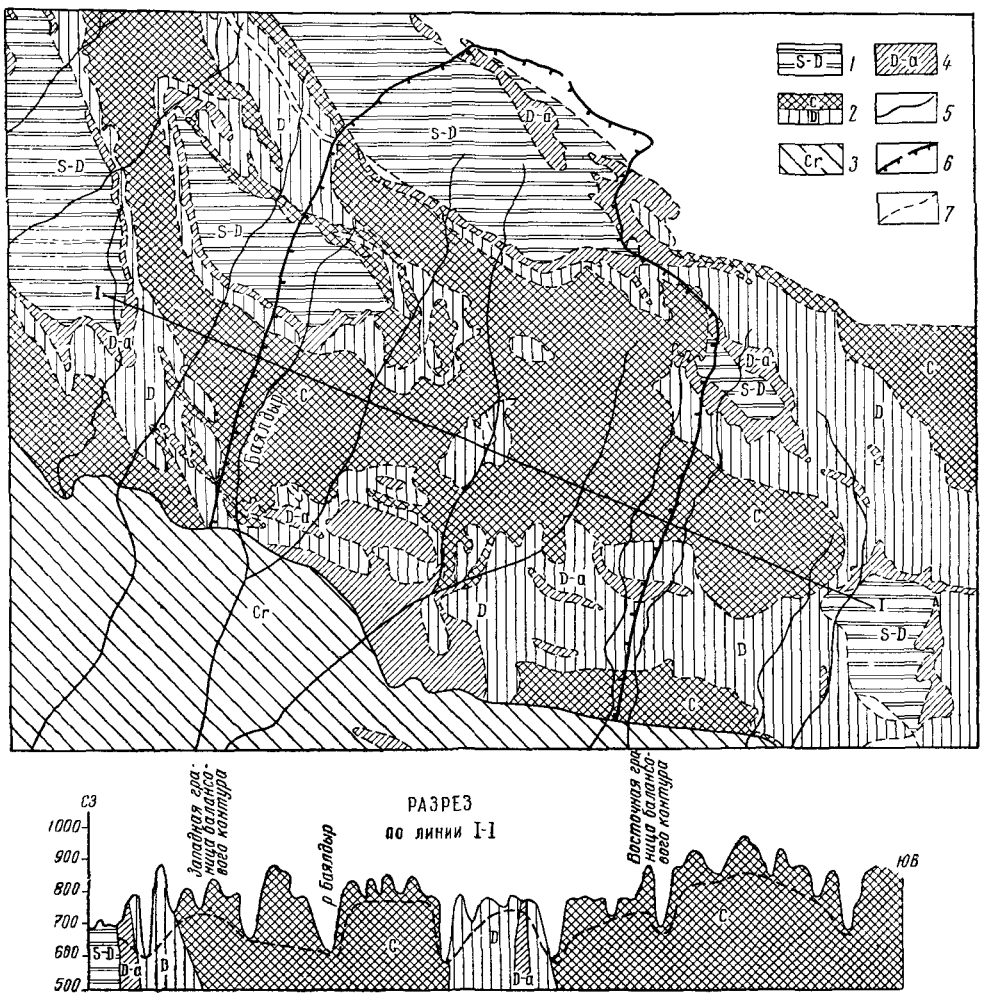



**Рис. 56. Схематическая гидрогеологическая карта района Миргалимсайского свинцово-цинкового месторождения (составил П. А. Серый)**

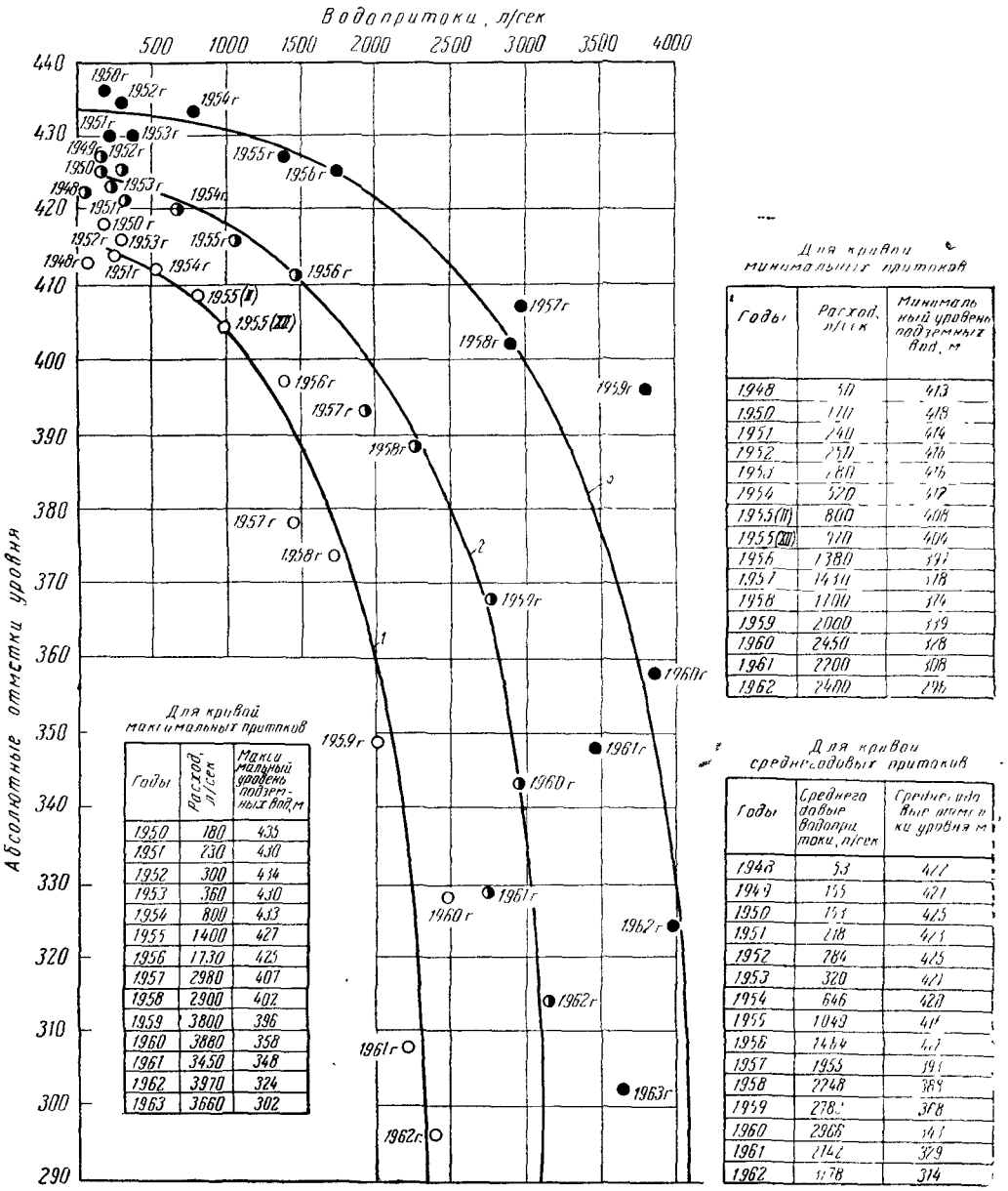
*1* — область распространения слабоводоносных песчано-сланцевых пород силура — девона с трещинными водами; *2* — область распространения трещиноватых известняков карбона и девона с трещинно-карстовыми водами; *3* — область распространения напорных вод в меловых песчано-глинистых отложениях; *4* — водонепроницаемые аргиллиты девона; *5* — граница между Каратауской системой бассейнов трещинных вод и Кызылкумским артезианским бассейном; *6* — границы области питания Миргалимсайского месторождения в условиях шахтного водоотлива; *7* — уровень грунтовых вод на разрезе

захватившая в сферу своего влияния область питания площадью 120 $км^2$.

За длительный период эксплуатации месторождения (1942—1967 гг.) в пределах шахтного поля произошло снижение уровня более чем на 190 *м*. Суммарные водопритоки в выработки рудника при отработке месторождения на глубине 350 *м* составили 4,5 $м^3/сек$.

Графическая экстраполяция (рис. 57) функциональной зависимости водопритоков от величины понижения $Q=f(S)$ показывает, что

притоки воды при дальнейшей отработке месторождения резко не возрастут — минимальные их значения составят 2,4 *м³/сек*, среднегодовые 3,1 *м³/сек* и максимальные (на конечную глубину отработки месторож-




Для кривой максимальных притоков

| Годы | Расход, л/сек | Максимальный уровень подземных вод, м |
|---|---|---|
| 1950 | 180 | 435 |
| 1951 | 230 | 430 |
| 1952 | 300 | 434 |
| 1953 | 360 | 430 |
| 1954 | 800 | 433 |
| 1955 | 1400 | 427 |
| 1956 | 1730 | 425 |
| 1957 | 2980 | 407 |
| 1958 | 2900 | 402 |
| 1959 | 3800 | 396 |
| 1960 | 3880 | 358 |
| 1961 | 3450 | 348 |
| 1962 | 3970 | 324 |
| 1963 | 3660 | 302 |

Для кривой минимальных притоков

| Годы | Расход, л/сек | Минимальный уровень подземных вод, м |
|---|---|---|
| 1948 | 30 | 413 |
| 1950 | 100 | 418 |
| 1951 | 240 | 414 |
| 1952 | 250 | 416 |
| 1953 | 280 | 415 |
| 1954 | 520 | 412 |
| 1955(I) | 800 | 408 |
| 1955(II) | 910 | 406 |
| 1956 | 1380 | 397 |
| 1957 | 1430 | 378 |
| 1958 | 1700 | 374 |
| 1959 | 2000 | 359 |
| 1960 | 2450 | 348 |
| 1961 | 2700 | 308 |
| 1962 | 2900 | 296 |

Для кривой среднегодовых притоков

| Годы | Среднегодовые водопритоки, л/сек | Среднегодовые отметки уровня м |
|---|---|---|
| 1948 | 53 | 417 |
| 1949 | 155 | 421 |
| 1950 | 151 | 425 |
| 1951 | 218 | 415 |
| 1952 | 284 | 425 |
| 1953 | 320 | 421 |
| 1954 | 646 | 420 |
| 1955 | 1049 | 41[illegible] |
| 1956 | 1484 | 4[illegible] |
| 1957 | 1955 | 39[illegible] |
| 1958 | 2248 | 389 |
| 1959 | 2782 | 378 |
| 1960 | 2966 | 363 |
| 1961 | 2142 | 379 |
| 1962 | 3178 | 314 |

**Рис. 57. График зависимости между шахтным водоотливом и понижением уровня подземных вод (составил П. А. Серый)**

*1* — кривая минимальных притоков; *2* — кривая среднегодовых притоков; *3* — кривая максимальных притоков

дения) — не более 5,0 *м³/сек*. Разумеется, такой режим будет выдержан в случае, если развивающаяся при непрерывном водоотливе депрессионная воронка не охватит за пределами месторождения другие более мощные обводненные тектонические зоны (водоносные разломы, поверхностные воды речек и др.).

Борьба с рудничными водами в настоящее время ведется путем шахтного водоотлива насосными агрегатами, установленными на девятом горизонте. Рудничные воды сбрасываются специальными канавами за пределы поля известняков в область развития глин мелового возраста.

Основным источником питьевого водоснабжения рудника и г. Кентау являются трещинно-карстовые воды, забираемые непосредственно из горных выработок рудника. В дальнейшем для водоснабжения проектируется использование зарегулированного водохранилищем стока р. Баялдыр и подземных вод Кызылкумского артезианского бассейна. Потребность в питьевой воде рудника и г. Кентау составляет около 800 *л/сек*, что полностью удовлетворяется в настоящее время упомянутыми выше источниками.

Туюкское свинцово-баритовое месторождение находится в Кегенском районе Алма-Атинской области в пределах Кетменского хребта на высотах 2200—2400 *м* над уровнем моря. Рельеф в районе месторождения высокогорный, сильно расчлененный. К северу от месторождения протекает один из правых притоков р. Чарын со среднегодовым расходом около 5 *м³/сек*. Район и рудное поле месторождения сложены эффузивно-осадочным комплексом пород палеозоя, перекрытым сверху рыхлыми кайнозойскими отложениями. Комплекс представлен известняками, местами доломитизированными и в различной степени окварцованными, алевролитами, туфами и туфопесчаниками. Он прорван небольшой интрузией и рядом мелких штокообразных тел и даек верхневарисского возраста. Месторождение находится в южном крыле антиклинальной структуры.

Месторождение представляет собой сложно построенную залежь, имеющую широтное простирание и почти вертикальное падение. На глубину оно прослежено скважинами до 450—500 *м*. Зона окисления на месторождении проявлена очень интенсивно и распространена на глубину 150—170 *м* от поверхности. Отработку месторождения до глубин 300—400 *м* намечается производить открытым способом и глубже — штольнями.

Основным типом подземных вод на площади месторождения являются трещинные. Поровые воды в маломощных аллювиальных отложениях распространены на очень ограниченных площадях в наиболее глубоких логах притоков руч. Туюксу. Уровень трещинных вод в пределах рудного поля залегает на глубинах от 60 до 110 *м* (на абсолютных отметках 2100—2150 *м*). Воды дренируются долиной Туюксу, а также ее притоками.

На месторождении у тектонических зон родники имеют расходы 3—7 *л/сек* и в редких случаях до 20 *л/сек*. Дебиты скважин изменяются от 0,3 до 1,4 *л/сек* при понижениях уровня воды на 2,4—12,0 *м*. Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород колеблются от 0,05—0,1 до 25—37 *м/сутки*. Приток вод в горные выработки на глубине 200 *м* от поверхности достигал 47 *м³/ч*, а после сработки статических запасов составил 24 *м³/ч*. Расчетная величина возможных водопритоков (оцененная по методу большого колодца) в карьере с сечением 1000× ×1400 *м* и глубиной 500 *м* составляет около 180—210 *м³/ч* при исходных данных: коэффициент фильтрации 0,14 *м/сутки*, мощность водоносного горизонта 120 *м*, радиус влияния 500 *м* и понижение уровня 120 *м*. Однако при вскрытии более крупных тектонических зон дробления в известняках возможны прорывы подземных вод с расходами до 50—60 *м³/ч*.

Трещинные воды месторождения всюду пресные, гидрокарбонатно-кальциевого состава с общей минерализацией до 0,7 *г/л*. Аналогичный состав имеют поверхностные воды руч. Туюксу.

Абаильское железорудное месторождение находится на территории Тюлькубасского района Чимкентской области. Оно расположено на правобережье Арыси, в предгорьях юго-восточного окончания Каратау, и приурочено к небольшому возвышению с отметкой 1248 *м*. Район месторождения сложен трещиноватыми известково-сланцевыми породами кембрийского и ордовикского возрастов, собранными в складки северо-западного простирания. Месторождение приурочено к зоне разлома. Изверженные породы на площади месторождения встречаются в виде небольших даек лампрофира и диабазового порфирита.

В пределах месторождения основное развитие получили трещинные воды оруденелых известняков, которые в виде родников выходят местами на поверхность. Родники чаще приурочены к контакту известняков с кремнистыми сланцами. Расходы их незначительные, в среднем 0,7 *л/сек*. По данным химических анализов воды обладают низкой минерализацией, не превышающей 0,4 *г/л*, температура их 14° С. Микрокомпонентный состав вод не изучен.

Месторождение обводнено на всех рудных участках в верхних частях разрезов, находящихся выше абсолютных отметок местного базиса эрозии (днища долин и логов правых притоков р. Арысь здесь имеют отметки около 1200 *м*). Уровни подземных вод непостоянные, средняя годовая амплитуда колебания их достигает 10—11 *м*. Подъем уровней происходит обычно с февраля до июня включительно, а в остальное время года наблюдается спад. Водообильность трещиноватых известняков в наиболее обводненной зоне характеризуется удельными дебитами скважин 0,5—0,7 *л/сек*. Средние возможные водопритоки оцениваются до 0,4 $м^3/ч$ на 1 *м* ствола проходимой шахты. На отметках ниже местного базиса трещиноватость пород затухает и все месторождение в целом обводнено весьма слабо. Горнотехнические условия месторождения допускают отработку верхних его горизонтов открытым способом.

Водоснабжение рудника может быть осуществлено за счет поверхностных вод местной речной сети и трещинных вод месторождения.

Ирисуйское железорудное месторождение находится в Сайрамском районе Чимкентской области на территории северо-западных отрогов хребта Таласский Алатау, имеющих сильно расчлененный высокогорный рельеф с относительными превышениями от 50—100 до 450 *м*. Орографически оно расположено на платообразной возвышенности между долинами рек Арысь и Аксу, где абсолютные отметки поверхности колеблются от 1600 до 1900 *м*, увеличиваясь в восточной части района до 4042 *м*. По территории месторождения протекает один из правых притоков р. Аксу, расходы которого в течение года колеблются в среднем от 60 до 650 *л/сек*. Расходы же р. Аксу изменяются от 3,5—4,0 $м^3/сек$ в меженный период до 40—50 $м^3/сек$ в паводок, достигая во влажные годы 115—120 $м^3/сек$.

В строении территории месторождения участвуют силуро-девонские и нижнекаменноугольные породы, прорванные интрузией щелочного состава. Сверху они покрыты неоген-четвертичными отложениями. Силуро-девонские отложения представлены песчаниками и сланцами с подчиненным количеством известняков; каменноугольные осадки состоят в основном из известняков и доломитов визейского яруса. Изверженные породы в значительной части состоят из пироксенитов, шонкинитов, монцонитов и сиенитов верхнепалеозойского интрузивного цикла. Перекрывающие неоген-четвертичные отложения представлены глинами,

конгломератами, валунно-галечными и галечно-гравелистыми образованиями Рудные тела месторождения приурочены к контактовым зонам интрузивов с палеозойскими осадочными породами, где известняки мраморизованы и скарнированы.

В структурном отношении месторождение находится на сочленении Мынчокурской антиклинали и Машатской синклинали, первая из которых занимает северную его часть, вторая — южную. Для обеих структур характерно асимметричное строение с крутыми падениями осевых плоскостей на юг (в антиклинали) и на север (в синклинали), а также интенсивное развитие в них дизъюнктивной тектоники. Сложная геологическая структура района месторождения, а также наличие многих разрывных нарушений и распространение трещиноватых и закарстованных карбонатных пород создают благоприятные условия для аккумуляции значительных естественных ресурсов подземных вод. Водосборная площадь их в районе составляет около 680 *км*$^2$, границы ее на поверхности проходят по водоразделам. Основная область питания подземных вод находится юго-восточнее месторождения в горах Таласского Алатау в зоне снежников и ледников. Источниками питания являются атмосферные осадки, частично поверхностные воды рек. Подземный сток осуществляется в основном по тектоническим разломам в северо-западном направлении. Ориентировочная величина его составляет 6,2 *м*$^3$/*сек*. Значительная часть стока (около 3,9 *м*$^3$/*сек*) дренируется на юге района долиной р. Аксу, другая часть (1,7 *м*$^3$/*сек*) уходит на северо-запад в долину р. Арысь. Через месторождение проходит поток с расходом около 0,6 *м*$^3$/*сек*, который распределяется на питание речек и на выклинивание в виде родников.

В пределах месторождения распространены поровые, трещинные и трещинно-карстовые воды. Все они имеют свободную поверхность. Поровые воды приурочены к четвертичным аллювиально-делювиальным галечникам с гравием и щебнем, а также к неоген-четвертичным конгломератам. По условиям обводнения наибольший интерес представляют конгломераты, мощность которых колеблется от 50 до 420 *м*. Уровень воды в них находится на разных глубинах — от 20—50 *м* и до 350 *м* Непосредственно на месторождении конгломераты обычно слабо водоносны — дебиты скважины не более 0,5—0,8 *л/сек* и только западнее от него водообильность их возрастает — дебиты скважин измеряются 15—20 *л/сек* при понижении уровня воды на 0,5—2,0 *м*. Аллювиально-делювиальные отложения распространены на небольших участках и водоносны они лишь в весеннее время. По степени минерализации воды в них всюду пресные, с сухим остатком до 0,6 *г/л* и общей жесткостью 3—5 *мг-экв*.

Трещинные воды распространены в песчаниках, сланцах и реже в известняках силуро-девона северо-восточной части месторождения, а также в интрузивных породах. Расходы многих родников, приуроченных к ним, колеблются от 0,5 до 20 *л/сек*. Наиболее обводненным интрузивом является Ирисуйский массив, где расходы родников составляют 0,2—3,0 *л/сек*. Трещинные воды пресные, с сухим остатком до 0,4 *г/л*, гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава.

Трещинно-карстовые воды связаны с известняками карбона. Во многих местах они выклиниваются на дневную поверхность в виде родников. За пределами месторождения, в ущелье Джебаглы, суммарный расход группы родников составляет 1225 *л/сек*. Непосредственно на участке месторождения родниковый сток превышает 300 *л/сек*. Удельные дебиты скважин достигают 2—4 *л/сек*. В зависимости от характера рельефа воды залегают на глубинах от 10 до 350 *м*. Уровни их непостоянные — годовая амплитуда изменяется от 3 до 12 *м*. Температура возрастает

от 4° зимой до 12° С летом. Качественно воды пресные, с плотным остатком около 0,2 *г/л* и общей жесткостью 2—3 *мг-экв* Состав их гидрокарбонатный кальциевый.

Вскрытие Ирисуйского месторождения предполагается осуществлять с помощью капитальной штольни; ожидаемый приток воды в которую составит около 5,9 $м^3/сек$. Для расчета водопритоков и ряда других вопросов обводненности месторождения на дальнейшей стадии разведки рекомендуется выяснить количественную взаимосвязь поверхностных и подземных вод и конкретные условия водопроводимости крупных разломов на основе проведения опытных работ и определения характера депрессионных кривых.

Саякское месторождение медных руд расположено в Северо-Восточном Прибалхашье. Рельеф района здесь представлен типичным мелкосопочником с абсолютными высотами 475—750 *м* Постоянно действующая гидрографическая сеть отсутствует. Вода оз. Балхаш в районе месторождения соленая.

В геологическом строении территории месторождения участвуют вулканогенно-осадочные, частично метаморфизованные и интрузивные комплексы пород нижнего и среднего палеозоя. Большим распространением среди них пользуются образования визейского яруса нижнего карбона и прорывающие их послесреднекарбоновые гранитоиды, выраженные в современном рельефе рядом разобщенных массивов. Интрузии сопровождаются обильной дайковой фацией; наибольшая густота даек приурочена к участкам рудных полей месторождения. Дайки преимущественно крутопадающие, с углами до 70—90°. Визейские толщи смяты в крупную сложно построенную Саякскую синклиналь, осложненную вторичной складчатостью. Разрывная тектоника в районе проявлена взбросо-надвиговыми нарушениями субширотного и северо-западного простирания, с широким развитием по ним зон дробления и смятия в виде шарнирных сбросов, образующих сложную веерообразную систему, развитую по всему району.

Саякское месторождение состоит из нескольких отдельных рудоносных участков, в пределах которых гидрогеологические условия определяются сложностью тектоники и весьма разнообразным литолого-петрографическим составом пород. Степень водообильности всех распространенных вулканогенно-осадочных и интрузивных пород в целом по району слабая и находится в зависимости от характера трещиноватости слагающих пород, что в свою очередь определяет условия накопления подземных вод, в той или иной мере обводняющих месторождения.

Подземные воды образуют здесь единый водоносный горизонт со свободной поверхностью, приуроченный к выветрелой и трещиноватой части толщи пород. Сравнительно более водообильной является верхняя трещиноватая зона, распространяющаяся на глубину около 30 *м*, реже до 40—50 *м*. Глубина залегания вод колеблется от 1 до 30 *м*. Максимальное положение уровней воды наблюдается в мае, минимальное — в апреле. Годовая амплитуда колебаний уровней колеблется от 0,2 до 16 *м*. Водообильность пород характеризуется удельными дебитами скважин, колеблющимися от 0,001 до 0,07 *л/сек*. Водообильность пород несколько повышена в региональных зонах разломов и на участках интенсивного смятия пород, где удельные дебиты скважин возрастают до 0,2—0,6 *л/сек*. По химическому составу подземные воды района относятся преимущественно к сульфатным натриево-магниевым, реже к сульфатно-хлоридным натриевым. Общая минерализация их колеблется в широких пределах — от 0,6 до 18,0 *г/л*, преобладает минерализация 1,5—2,5 *г/л*. Воды в пределах месторождения несколько обогащены микроэлементами, фоновые концентрации которых достигают

(в *мг/л*): меди 0,01; цинка 0,1; свинца 0,01; молибдена 0,01; сурьмы 0,001; фтора 3,5.

Месторождение предполагается разрабатывать открытым способом. По Ю. А. Соловьеву, на участке Саяк I максимально возможный водоприток в проектируемый карьер глубиной 285 *м* не превысит 105 *л/сек*.

Другие участки находятся в аналогичных гидрогеологических условиях, при которых ожидаемые водопритоки в горные выработки, вероятно, будут также незначительными.

Потребность рудника в воде на первых этапах его отработки составит 50—70 *л/сек*. Однако ресурсы подземных вод для эксплуатации в районе месторождения оцениваются не более 20 *л/сек*, в том числе для питьевого водоснабжения около 8 *л/сек*.

Потребность в воде будет полностью удовлетворяться за счет ресурсов водоносных аллювиальных отложений долины р. Токрау.

Чатыркульское медно-молибденовое месторождение расположено в западной оконечности Кендыктасских гор. Административно оно находится на территории Чуйского района Джамбулской области. В геологическом строении его территории участвуют докембрийские метаморфические породы и каледонские интрузивы, пересеченные жильными образованиями различного состава. Докембрийские породы наблюдаются лишь на небольших участках в северо-восточной и юго-западной частях месторождения. Представлены они исключительно амфиболитами. На всей остальной площади обнажаются массивы каледонских кварцевых сиенито-диоритов (в северной и западной частях) и биотитовых гранитов (в центральной, восточной и южных частях), осложненных в контактах с осадочными породами дайками пегматоидных и лейкократовых мелкозернистых гранитов и диоритовых порфиритов. В пределах рудного поля выделяется несколько крупных рудных тел и ряд мелких зон, несущих гидротермальную минерализацию. Глубина рудных зон достигает 400—500 *м* и более. Мощность их колеблется в пределах 1—10 *м*.

Гидрогеологические условия месторождения определяются его расположением на платообразном нагорье (с абсолютными отметками 810—970 *м*) между долинами небольших речек Теректы и Унгурлю, где рудное поле пересекается еще двумя временно действующими поверхностными водотоками — Каракудук и Чатыркуль с максимальными расходами до 290 *л/сек*. В пределах площади месторождения подземные воды движутся в единой гидравлически связанной системе трещин интрузивов и заключенных в них рудных зон. По степени обводненности здесь выделяются участки, где водоносность пород обусловлена развитием в той или иной степени трещин выветривания, и участки или зоны, где наряду с трещинами выветривания распространены и тектонические трещины. Трещины выветривания наблюдаются обычно в верхних частях разрезов и в большинстве случаев они заполнены глинистым материалом, а глубина распространения их только в редких случаях достигает 75 *м*. Водообильность пород на таких участках слабая, дебиты скважин менее 0,1 *л/сек*.

Основная роль в обводненин месторождения принадлежит подземным водам тектонических трещин, развитых в крупных разломах до глубины 500 *м* и более. В зонах разломов граниты, кварц-карбонатные и магнетитовые породы всюду интенсивно разбиты серией поперечных мелких трещин с амплитудами сбросов от 10 до 20 *м*. В раздробленных породах часто наблюдаются небольшие каверны и полые трещины размерами до 5—10 *см*. При их вскрытии стволами шахт и горизонтальными выработками водопритоки обычно резко возрастают. Коэффициенты фильтрации пород рудных зон по данным опробования скважин

в среднем составляют 0,1—0,3 *м/сутки*, а водообильность характеризуется дебитами от 0,6 до 2,24 *л/сек* при понижениях уровней на 15—30 *м*. Величина водопритоков в шахту 1, наблюдения в которой производились в течение ряда лет, составляла 12,5 *л/сек* при понижении уровня воды на 56 *м*.

Подземные воды месторождения преимущественно пресные сульфатного или гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого состава, но в пределах рудного поля они чаще слабо солоноватые или солоноватые. Состав последних почти всегда сульфатный натриевый или смешанный по катионам. Минерализация и характерный состав вод месторождения выражаются формулами

$$M_{0,5}\,\frac{SO_4\,60\ HCO_3\,31\ Cl\,9}{Ca\,44\ (Na+K)\,36\ Mg\,21};$$

$$M_{2-4}\,\frac{SO_4\,65—87\ Cl\,4—18\ HCO_3\,7—17}{(Na+K)\,37—88\ Ca\,7—39\ Mg\,5—28}.$$

По степени кислотности все они нейтральные или слабо кислые (pH варьирует от 6,5 до 7,5), агрессивная углекислота в них отсутствует.

Питание подземных вод в районе месторождения происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет вод временно действующих ручьев в весенний период. Разгрузка вод осуществляется в долины речек Теректы и Унгурлю. В пределах месторождения воды всюду имеют свободную поверхность, залегающую на глубинах от 1 до 30 *м*. Годовая амплитуда колебания их уровня около 3,85 *м* Максимальное положение уровней наблюдается весной — в марте и апреле, после чего происходит постепенный спад до летнего меженного состояния (середина сентября). В период осени отмечается повторный незначительный подъем уровней вод, а в декабре — феврале наступает зимний межень.

Ожидаемые водопритоки в процессе разработки месторождения до глубин 90—100 *м* по ориентировочным расчетам оцениваются в 110—130 *л/сек*. По мере сработки статических запасов они постепенно сократятся, и величина постоянных водопритоков, зависящая в условиях месторождения от питания атмосферными осадками, вероятно, составит не более 45 *л/сек*. В ближайшие годы на месторождении Чатыркуль намечается строительство горнорудного предприятия с потребностью в питьевой воде около 90 *л/сек*. Источниками водоснабжения предприятия могут служить подземные воды в долинах рек Теректы и Тарылган.

Ленгерское угольное месторождение находится в Георгиевском районе Чимкентской области. Геологический разрез его состоит из меловых и юрских отложений. Мел представлен алевролитами, песчаниками, конгломератами и глинами, имеющими общую мощность до 350 *м*. Сверху он прикрыт четвертичными песчано-глинистыми осадками и только местами выходит на поверхность. В дренированных верхних частях разрезов отложения мела безводны, а нижние их части слабо обводнены — удельные дебиты скважин не превышают 0,01—0,03 *л/сек*. Исключение составляет участок выхода родников на дне глубокого лога (группа родников Карабастау), где в местах слияния многих струй суммарный расход достигает 12 *л/сек*. Юрские отложения в пределах месторождения также повсеместно залегают под толщей четвертичных образований и представлены сложным комплексом переслаивающихся между собою слабо сцементированных песчаников и подчиненных им прослоев глин и алевролитов с пластами угля.

Подземные воды в их толще по условиям залегания являются межпластовыми. Они приурочены здесь к двум этажно-расположенным во-

доносным горизонтам — надугольному и подугольному, разделенным продуктивной свитой мощностью от 20 до 120 *м*, состоящей из глин, алевролитов и пластов угля. Надугольный горизонт, сложенный преимущественно песчаниками, опробован многочисленными скважинами, удельные дебиты которых колеблются от сотых долей литра в секунду до 0,2 *л/сек*. Величина коэффициента фильтрации водоносных песчаников изменяется от 0,01 до 0,36 *м/сутки*. Подземный поток движется на юго-запад, в направлении уклона рельефа местности. Местами эти воды являются напорными. Дебиты некоторых фонтанирующих скважин составляют 0,7—3,5 *л/сек*. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым и сульфатно-гидрокарбонатным кальциевым. Сухой остаток в них колеблется от 1,0 до 2,0 *г/л*. Подугольный водоносный горизонт представлен конгломератами и гравелитами непостоянной мощности, которые местами замещаются песчаниками. В верхней его части залегают алевролиты, составляющие почву угольных пластов. Мощность горизонта непостоянная и изменяется от нескольких метров до 70 *м*. Удельные дебиты скважин составляют сотые доли литра в секунду. Воды напорные, пьезометрические, уровни их устанавливаются выше водоупорной кровли на 70—450 *м*. Общая минерализация их не превышает 1 *г/л*, по составу они гидрокарбонатные натриевые.

Водопритоки в шахты незначительные. Результаты наблюдений за изменением их величины в процессе горных работ приведены в табл. 14. Начиная с 1963 г. на месторождении действует шахта Тогуз I, где средние притоки воды не превышали 30 *л/сек*.

Таблица 14

**Изменение водопритоков в шахты Ленгерского месторождения в зависимости от глубины**

| № шахты | Средняя глубина, *м* | Притоки, *л/сек* | | Период наблюдения, годы |
|---|---|---|---|---|
| | | минимум | максимум | |
| 4 | 80 | 3,4 | 18,25 | 1945—1953 |
| 2 | 90 | 11,6 | 50,0 | Тот же |
| 5 | 200 | 25,0 | 80,00 | 1945—1956 |

Как отмечалось выше, в кровле и почве угленосного комплекса залегают напорные водоносные горизонты, заключенные в надугольной и подугольной толщах юры. В их разрезах значительную часть составляют слабо сцементированные мелкозернистые песчаники, способные во влажном (водонасыщенном) состоянии и при высоких гидростатических напорах приобретать плывунные свойства. В процессе эксплуатации месторождения прорывы воды с разрушенными частицами песчаника наблюдались почти во всех шахтах; в более сложных инженерно-геологических условиях оказались шахта Тогуз 1 и другие разведанные шахтные поля Тогузской площади, где водоносные песчаники подугольной толщи имеют напоры до 450 *м*. Разработка месторождения в таких условиях требует строгого соблюдения правил технической эксплуатации.

Водоснабжение рудника производится за счет родников, расположенных на расстоянии 25 *км* от г. Ленгер и имеющих суммарный расход около 50—60 *л/сек*.

Чулактауское фосфоритовое месторождение расположено в Джамбулской области. Территория его (рис. 58) сложена нижнекембрийскими кремнистыми сланцами, кембро-ордовикскими известняками и доломитами и девоно-карбоновыми кварцевыми песчаниками. В толщах их распространены трещинные и трещинно-карстовые воды со свободной поверхностью. В зависимости от степени трещиноватости породы на месторождении обладают различной водообильностью. Менее трещиноватые кембрийские сланцы (глубина трещин не более 30—40 *м*) обладают самой низкой водообильностью — поступающие из них в горные выработки водопритоки не превышают 1,4—1,6 *л/сек* (5,0—5,8 *м*$^3$*/ч*) и лишь в некоторых тектонических зонах их значения

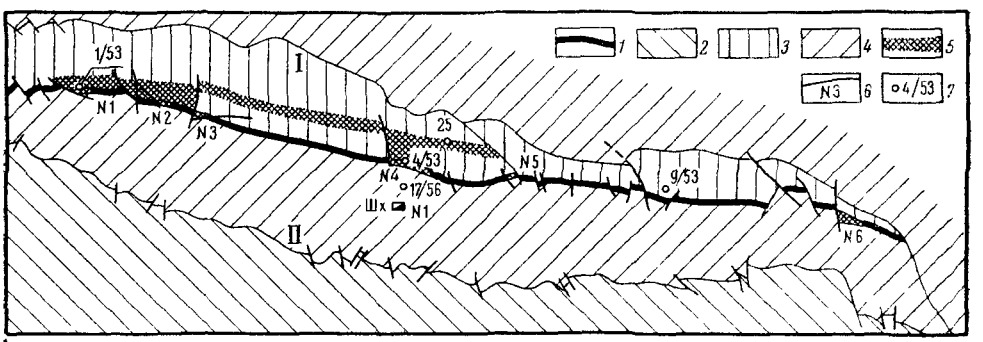



**Рис. 58. Схематическая карта месторождения Чулактау (составил М. Т. Джумагулов)**

*1* — продуктивная толща (фосфориты), водоносная; *2* — известняки шабактинской свиты хр. Малый Каратау, водоносные; *3* — доломиты шабактинской свиты хр. Чулактау, водоносные; *4* — отложения каройской серии и девоно-карбона (сериниты и кварцевые песчаники), слабоводопроницаемые; *5* — зоны дробления с трещинно-жильными водами; *6* — тектонические нарушения *I* — Актауский, взброс, *II* — Чулактауский взброс; *7* — гидрогеологические скважины и их номера

возрастают до 3,3 *л/сек* (10—12 *м*$^3$*/ч*). Слабо водообильны и девоно-карбоновые песчаники. Существенную роль в обводнении горных выработок месторождения играют подземные воды карбонатных пород кембро-ордовика. В массиве доломитов хр. Чулактау они образуют единый водоносный горизонт, находящийся в гидравлической связи с водами таких же трещиноватых пород других участков. В центральной, наиболее возвышенной части хребта подземные воды залегают на глубинах 35—40 *м*, а к флангам месторождения глубины их уменьшаются до 15—20 *м*. Мощность активной трещиноватой зоны доломитов достигает 100 *м*. В глубоких логах эти воды местами выходят в виде родников с расходами от десятых долей литра в секунду до 15—20 *л/сек*. Ниже зоны активной трещиноватости водообильность пород резко сокращается и дебиты опробованных скважин не превышают 0,03—0,05 *л/сек*. Наряду с этим вдоль тектонических разломов водоносные трещины проникают на глубину 200 *м* и породы становятся более водообильными (удельные дебиты скважин колеблются от 0,3 до 1,0 *л/сек*).

Естественный режим подземных вод месторождения тесно связан с климатическими факторами и прежде всего с атмосферными осадками. Весной наблюдаются наиболее высокие их уровни, зимой — минимальные. Эти воды преимущественно пресные и слабо солоноватые, с сухим остатком 0,7—1,4 *г/л* и общей жесткостью 8,5—16,4 *мг-экв*. Состав их сульфатный кальциевый. Временное водоснабжение месторождения г. Каратау в настоящее время осуществляется за счет пресных вод толщи доломитов и известняков кембро-силура.

Джанатасское фосфоритовое месторождение расположено также в пределах Джамбулской области. Оно является одним из крупных в фосфоритоносном бассейне Каратау. Месторождение находится в пределах хр. Большой Актау и протягивается от р. Беркуты к северо-западу на 22,5 *км*. В районе месторождения (рис. 59) широко развиты нижнекембрийские сланцы и кембро-силурийские доломиты и известняки. Сланцы прослеживаются в центральной части месторождения в виде полосы шириной 300 *м*. У его флангов они срезаны региональным тектоническим нарушением. Над ними лежат доломиты с крем-

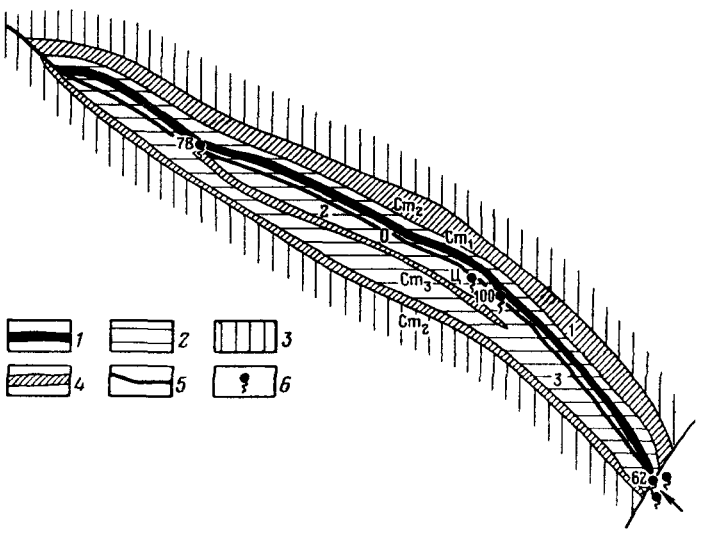



**Рис. 59. Схематическая гидрогеологическая карта фосфоритового месторождения Джанатас (составил М. Т. Джумагулов)**

*1* — продуктивная толща (фосфориты); *2* — подземные воды, обводняющие горные выработки; *3* — подземные воды, не принимающие участия в обводнении горных выработок; *4* — водоупорные породы (глинистые сланцы и аргиллиты); *5* — региональное тектоническое нарушение — Джанатасский взброс; *6* — родники (78 — Шошкабулак и Центральный, 100 — Тогузбай, 62 — родники в русле р. Беркуты) Стрелкой показан участок гидравлической связи подземных вод месторождения с водами сопредельных районов

нями и фосфоритами мощностью от 35 до 108 *м*, а выше — известняки с прослоями аргиллитов.

В пределах месторождения выделяются два основных типа разрывных нарушений: региональные и локальные. К числу региональных относится Джанатасский взброс (рис. 60)), протягивающийся почти параллельно простиранию хребта. Породы в зоне взброса слабо водообильны и не оказывают существенного влияния на величину водопритоков в горные выработки. По данным последних разведочных и геофизических работ наиболее обводненными являются локальные мелкие нарушения, наблюдающиеся большей частью на юго-восточном фланге месторождения. Большей водообильностью обладают зоны брекчированных пород, аккумулирующие значительное количество подземных вод. Такие наиболее обводненные зоны расположены на отдельных участках вдоль речек Беркуты и Тогузбай и в центральной части месторождения.

По характеру циркуляции в пределах месторождения выделяются трещинные и трещинно-жильные воды. Трещинные воды распространены по всей его площади. Глубина их залегания изменяется в зависимости

от рельефа местности в пределах от 5—45 *м*, местами они выклиниваются на дневную поверхность в виде родников. Мощность трещиноватой зоны различная, не превышает 100 *м*. Коэффициенты фильтрации пород водоносной толщи низкие, в среднем 0,02—0,03 *м/сутки*. Во всех опробованных скважинах дебиты не превышают 0,6—1,0 *л/сек* при значительных величинах понижений уровня. Трещинно-жильные воды приурочены к зонам тектонических нарушений. В зависимости от глубины подсечения водоносных трещин они иногда обладают небольшим напором, при этом дебиты скважин достигают 11—35 *л/сек*. Коэффициенты филь-

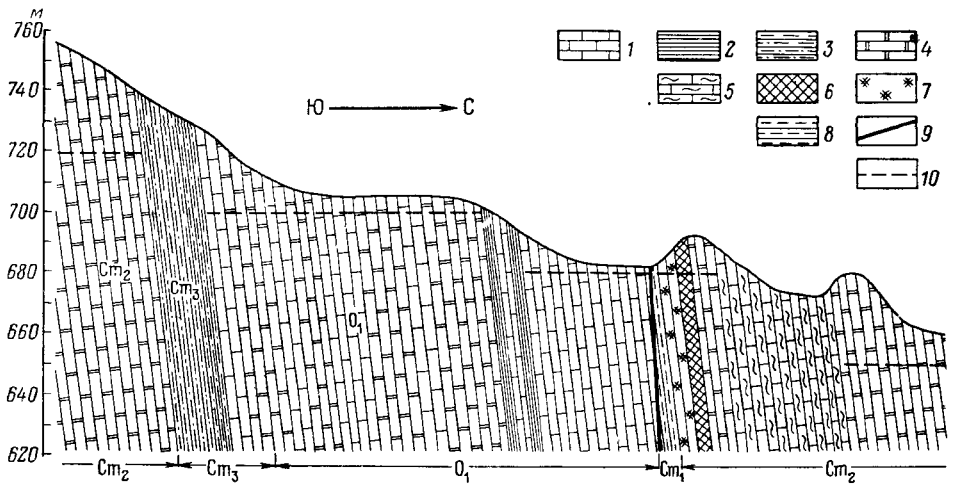



**Рис. 60. Гидрогеологический разрез месторождения Джаиатас вкрест простирания пород (составил М. Т. Джумагулов)**

*1* — известняки; *2* — глинистые сланцы; *3* — аргиллиты; *4* — доломиты; *5* — карбонатные глинистые породы; *6* — фосфориты; *7* — кремни; *8* — серициты; *9* — линии тектонических разломов — Джанатасский взброс; *10* — уровни подземных вод

трации пород колеблются в пределах 2,7—0,5 *м/сутки*. Родники, выходящие в основаниях склонов и на днищах логов, имеют суммарный расход около 90 *л/сек*.

В отличие от других фосфоритовых месторождений хр. Каратау подземные воды в различных частях Джанатасского месторождения имеют неодинаковые уклоны свободной поверхности. Обычно уровни вод здесь постепенно падают в направлении с юго-востока на северо-запад от отметок 700 до 660 *м*, но в районе родника Тогузбай наблюдается отчетливо выраженная депрессия, связанная, по-видимому, с дренированием водоносного горизонта этим родником. Годовая амплитуда колебания уровней в пределах площади месторождения изменяется от 4,5—5,0 до 12—15 *м*. Воды всюду пресные, состав их преимущественно гидрокарбонатный кальциевый.

Обводнение горных выработок месторождения в основном связано с подземными водами известняков и аргиллитов, залегающих над фосфоритами. Разработку намечается вести открытым способом. Ориентировочная величина возможных постоянных водопритоков в карьер площадью в 7 $км^2$ по предварительным расчетам составит около 192 *л/сек* (692 $м^3/ч$). Хозяйственно-питьевое водоснабжение рудника Джанатас предполагается осуществить за счет подземных вод, выходящих в долине р. Беркуты, и за счет поверхностных вод.

* *
*

Все вышеописанные месторождения полезных ископаемых расположены в структурах горноскладчатых областей Южного Казахстана, возникших на месте бывших геосинклиналей. Различия гидрогеологических условий, при которых на месторождениях формировались естественные ресурсы подземных вод, находятся в тесной связи с геоморфологическими, структурными и литолого-фациальными факторами, а вся их совокупность, включая гидрогеологические условия, определяет в свою очередь степень сложности промышленного освоения полезного ископаемого.

По геоморфологическим условиям описанные месторождения принадлежат к двум типам — высокогорным (Туюкское, Ирисуйское, Текелийское, Сууктюбинское, Абаильское) и низкогорным (Чулактауское, Джанатасское, Чатыркульское, Саякское, Миргалимсайское). В каждом

Таблица 15

**Геолого-промышленная группировка основных рудных месторождений Южного Казахстана по степени сложности гидрогеологических условий**

| Группы месторождений | Степень гидрогеологической сложности | Названия месторождений | Основные природные факторы, определяющие гидрогеологические условия месторождений (согласно классификационной схеме Н. И. Плотникова) |
|---|---|---|---|
| I | Простые гидрогеологические условия | Саякское, Чатыркульское | Расположены в пределах низкогорий со слабо расчлененным рельефом ниже местного базиса эрозии, в отдалении от поверхностных водотоков, в слабо обводненных трещиноватых породах с возможными притоками воды в горные выработки до 150 $м^3/ч$ |
| II | Сложные гидрогеологические условия | Текелийское, Сууктюбинское, Туюкское, Абаильское | Расположены в пределах средне- и высокогорного интенсивно расчлененного рельефа выше или ниже местного базиса эрозии, вблизи поверхностных водотоков, находящихся в гидравлической связи с трещинными водами палеозойских пород. Возможные водопритоки в горные выработки рудников составляют 270—540 $м^3/ч$ |
| III | Весьма сложные гидрогеологические условия | Ирисуйское, Миргалимсайское, Чулактауское, Джанатасское | Месторождение Ирисуйское находится в пределах высокогорья с относительно слабой расчлененностью рельефа. При этом рудные поля Ирисуйского и Миргалимсайского месторождений расположены ниже местного базиса эрозии, а Чулактауского и Джанатасского — выше. Все месторождения находятся вблизи поверхностных водотоков, в толщах закарстованных и трещиноватых известняков, доломитов и подчиненных им сланцев. Возможные водопритоки в горные выработки составят 700—2000 $м^3/ч$ |

из этих типов выделяются классы месторождений — в карбонатных толщах с трещинно-карстовыми водами и в породах других литологических разностей в основном с трещинными и трещинно-жильными водами. В зависимости от характера обводненности пород и степени сложности ведения работ при эксплуатации эти месторождения объединяются в три группы (табл. 15). Однако данные современного состояния гидрогеологической изученности месторождений пока позволяют считать такую группировку в некоторой степени условной. В частности при более детальных исследованиях Ирисуйское железорудное месторождение, находящееся в зоне непосредственного влияния поверхностных водотоков рек Аксу и Ирису и имеющее поэтому значительные водопритоки (около 6 $м^3/сек$), может быть отнесено к группе с особо сложными гидрогеологическими условиями.

*Глава семнадцатая*

# ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

Южные области Казахстана с их теплым, но сухим климатом и большими просторами земель служат основной базой поливного земледелия республики. Здесь в перспективе намечается значительное расширение ирригации (табл. 16).

Таблица 16

**Площади поливных земель (в тыс. *га*)**

| Области | 1963 г. | 1970 г. | 1980 г |
|---|---|---|---|
| Чимкентская | 211,5 | 531,0 | 824,9 |
| Кзыл-Ординская | 109,2 | 400,5 | 449,2 |
| Алма-Атинская | 451,5 | 674,6 | 1230,0 |
| Джамбулская | 239,6 | 312,1 | 454,4 |
| Итого: | 1011,8 | 1918,2 | 2958,5 |

Осуществление этого плана превратит Казахстан в крупнейшую ирригационную область Советского Союза. Орошаемые и перспективные для орошения земли юга Казахстана согласно таксономической схеме гидрогеолого-мелиоративного районирования, предложенной М. М. Крыловым (1959), размещаются в двух провинциях — высотно-зональных грунтовых вод и рассеивания (испарения) грунтовых вод и их осолонения (рис. 61).

**Провинция высотно-зональных грунтовых вод.** Эта провинция включает оазисы, расположенные в Сырдарьинской, Чу-Сарысуйской, Илийской и Алакуль-Балхашской депрессиях, по долинам горных рек и на предгорьях. Главные водные магистрали — реки Чу, Сырдарья, Или и другие — проходят по наиболее низким участкам поверхности и являются базисом как поверхностного, так и подземного стока. Горные массивы, ограничивающие депрессии и предгорные наклонные равнины, служат не только областью образования поверхностного стока, но и местом зарождения мощных потоков подземных вод. Режим подземного стока определяется главным образом влиянием климата горной и предгорной зон. Сезонные и многолетние колебания элементов климата вызывают соответствующие изменения режима грунтовых вод с постепенно увеличивающимся запаздыванием их по мере удаления от области питания.

Характер гидрогеологических процессов в провинции высотно-зональных грунтовых вод определяется условиями инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод и направленностью подземного стока от горной и предгорной зон к центральным частям межгорных

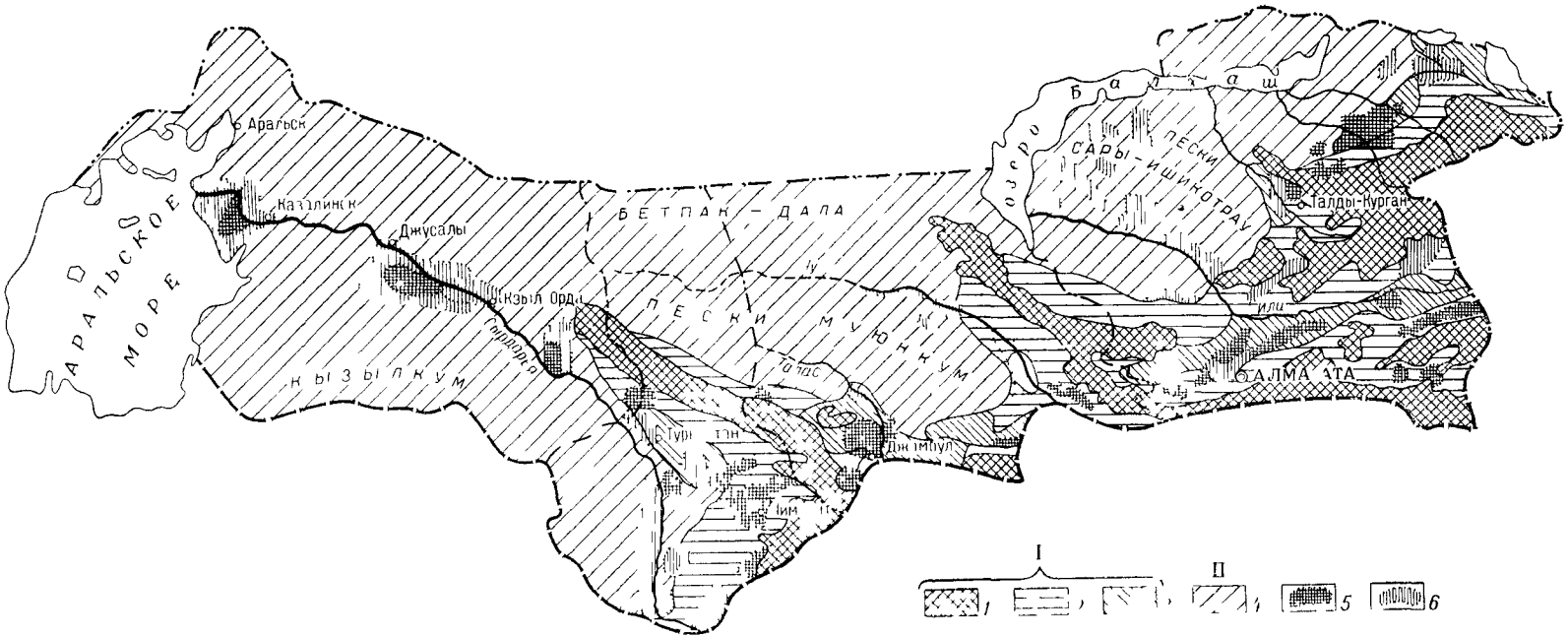



**Рис. 61 Схема гидрогеолого-мелиоративного районирования орошаемых земель Южного Казахстана (составили М. А Погребинский и В М. Боровский)**

Провинция высотно зональных грунтовых вод *1* — горные массивы, *2* — предгорные наклонные равнины (зона интенсивного общего подземного стока и выщелачивания солей), *3* — центральные части межгорных впадин и предгорные низменные равнины (зоны затрудненного и крайне затрудненного общего подземного стока и накопления солей в почвах и грунтовых водах

Провинция рассеивания (испарения) грунтовых вод *4* — пустыни и континентальные дельты рек

Площади орошения (крупные массивы) *5* — существующие, *6* — проектируемые

впадин. Это обусловливает четко выраженную зональность в формировании подземных вод и почвенного покрова и изменение водно-солевого баланса пород зоны аэрации. В горной и предгорной зоиах происходиг выщелачивание солей из горных пород и почв и вынос их подземными водами в главные речные магистрали. Часть этих солей по мере движения потока аккумулируется в почвах и грунтовых водах центральных частей межгорных впадин и на периферийных участках наклонных равнин. Ниже приводится краткая характеристика отдельных зон, выделенных в этой провинции, по М. М. Крылову.

Зона интенсивного общего подземного стока и выщелачивания солей включает горы и предгорные наклонные равнины. Основными составляющими баланса подземных вод в этой зоне являются: в приходной части — атмосферные осадки, фильтрация поверхностных и ирригационных вод и подземный сток со стороны горных массивов, в расходной — подземный сток в сторону центральных частей межгорных впадин и выклинивание по периферии конусов выноса. Испарение при значительной глубине залегания грунтовых вод (от 10—20 до 100—200 *м*) практически отсутствует. Подземные воды, формирующиеся в теле конуса выноса, характеризуются очень слабой минерализацией (0,2—0,7 *г/л*), гидрокарбонатным кальциевым составом и большой выдержанностью их по площади распространения. Режим вод инфильтрационно-стокового типа определяется в основном режимом поверхностного стока. Грунтовые воды здесь прямого участия в почвообразовательном процессе не принимают, так как капиллярная кайма их располагается глубоко, развитие же почв связано только с атмосферным увлажнением и орошением.

Состав почв сложный, но преобладают разнообразные сероземы и каштановые почвы. При орошении почвы в этой зоне не засоляются. Однако почвы и грунты, как правило, обладают повышенной фильтрационной способностью, что является причиной большой потери воды в каналах. Так, в Георгиевской оросительной системе Джамбулской области потери воды на фильтрацию от водозабора в систему достигают 72,7%. Хотя фильтрационные воды и не вызывают засоления земель на полях, обслуживаемых системой, однако, скатываясь вниз по уклону, они вызывают значительное ухудшение мелиоративного состояния ниже расположенных территорий. Ирригационно-хозяйственные мероприятия в этой зоне должны быть направлены прежде всего на борьбу с потерями воды из ирригационной сети.

Полив культур на полях должен рассчитываться по величине предельной полевой влагоемкости почвы и поливные нормы не должны превышать водоудерживающей способности расчетного слоя почвы. Вся поданная сверх этого количества вода будет бесполезно расходоваться на пополнение грунтовых вод, вымывать внесенные удобрения и естественные питательные вещества из почвы и ухудшать мелиоративное состояние нижерасположенных территорий, поэтому никаких запасов воды в почвах здесь создавать нельзя. Кроме того, большие уклоны и легкая размываемость грунтов способствуют развитию во многих районах этой зоны ирригационной эрозии, для предупреждения которой уклоны каналов, поливных борозд и полей должны вычисляться с таким расчетом, чтобы не допускались размывающие скорости движения воды при поливах.

За мелиоративным состоянием земель и оросительных систем проводит наблюдения служба эксплуатационной гидрометрии. Кроме того, осуществляются специальные противоэрозионные исследования. Для нижней части рассматриваемой зоны необходима редкая сеть наблюдательных скважин для контроля за режимом грунтовых вод и предупреж-

дения подъема их уровня в случае излишних потерь при избыточных поливах.

Зона затрудненного и крайне затрудненного общего подземного стока и накопления солей в почвах и грунтовых водах занимает предгорные низменные равнины и центральные части депрессий. Они сложены аллювиально-пролювиальными и аллювиальными отложениями, представленными чередующимися прослоями песков, супесей, суглинков и глин, редко галечников. Характерно наличие горизонтальной и вертикальной зональности в распределении обломочного материала осадков, крупность которого по мере удаления от гор постепенно уменьшается. Это вызывает значительное сокращение живого сечения подземного потока, вследствие чего происходит выклинивание грунтовых вод в виде родников и заболоченностей (сазов).

Ниже сазовой полосы в результате расчленения территории реками типа «карасу», дренирующими грунтовые воды, на водораздельных участках наблюдается некоторое увеличение глубины залегания грунтовых вод до 2—3, иногда до 4—6 *м*. Далее, ниже расчленения территории ручьями «карасу», часто располагается следующая полоса сазового заболачивания, и т. д. Иногда зоны выклинивания и сазового заболачивания смыкаются широкими языками с долиной базисной реки (долина р. Чилик). Питание грунтовых вод рассматриваемой зоны осуществляется за счет подземного притока из вышерасположенных участков, инфильтрации ирригационных вод и отчасти за счет поступления атмосферных осадков. Существенное значение имеют также напорные воды глубоких водоносных горизонтов, разгрузка которых частично осуществляется через их кровлю в верхние слои аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений. В расходной части баланса грунтовых вод при сравнительно малой глубине их залегания наряду с подземным стоком большое значение имеют транспирация и испарение.

Минерализация грунтовых вод здесь весьма пестрая. В верхней части сазовой полосы благодаря удовлетворительным условиям стока (главным образом родникового) и промывающему действию оросительных вод грунтовые воды, несмотря на интенсивное испарение их, не засоляются или засоляются очень слабо. Общая минерализация не превышает обычно 0,5—1 *г/л*. По пути движения грунтовых вод по уклону с ухудшением условий подземного стока и соответственно возрастанием роли испарительной концентрации происходит увеличение их минерализации. Так, в центральных частях депрессий (Илийской, Алакуль-Балхашской, Чу-Сарысуйской) и на низменных равнинах (Каратальский, Шаульдерский, Арыс-Туркестанский массивы) на участках с близким залеганием грунтовых вод и необеспеченных подземным стоком содержание солей в них достигает нередко 10—15 *г/л*, иногда 50—60 *г/л*.

В направлении засоления грунтовых вод можно проследить и закономерную смену типов минерализации: от пресных гидрокарбонатных кальциевых и кальциево-магниевых к слабо солоноватым сульфатно-гидрокарбонатным кальциевым или кальциево-магниевым до высокоминерализованных сульфатных натриевых и сульфатно-хлоридных натриевых. Режим грунтовых вод, формирующийся под влиянием указанных факторов, следует отнести к инфильтрационно-испарительному типу.

В верхней части сазовой полосы и области вторичного погружения подземного стока, где наряду с инфильтрацией и интенсивным испарением существенное значение в расходной части баланса имеет родниковый сток, режим грунтовых вод относится к переходному или смешанному типу. По характеру водо- и солеобмена эта зона является, по М. М. Крылову, зоной затрудненного общего подземного стока и частич-

ной аккумуляции солей в почвах. Почвы здесь лугово-сероземные, сазовые луговые, лугово-болотные и болотные, на пониженных участках — поверхностно-засоленные. На глубине 0,5—1,5 *м* (иногда глубже) встречается очень плотный омергелеванный горизонт, так называемый арзык, или шох, препятствующий фильтрации воды и проникновенню корней растений.

При орошении земель в пределах сазовой полосы потери воды на фильтрацию из каналов вследствие подпертой фильтрации сравнительно небольшие. Так как на большей части этой полосы подземные воды слабо минерализованы и залегают близко к поверхности, они могут использоваться для питания растений. Поэтому режим орошения, поливные и оросительные нормы должны быть определены с расчетом частичного использования растениями (наряду с поливной водой) также и подземных вод, что уменьшает затраты оросительной воды ниже предельной полевой влагоемкости расчетного слоя почвы.

На участках выклинивания грунтовых вод и распространения заболоченных почв в сазовой области следует проводить осушительный дренаж, обеспечивающий необходимые условия для обработки почвы, посева и ухода за растениями. В случае восходящего поступления воды из глубоких горизонтов особенно эффективен глубокий вертикальный дренаж. Дренажные воды могут быть вторично использованы для орошения нижерасположенных территорий. Нерешенную проблему представляет борьба с арзыком (шохом). Мелиоративное состояние земель здесь должно контролироваться с помощью густой сети неглубоких наблюдательных гидрогеологических скважин.

Засоленные участки сазов нуждаются в более глубоком дренаже и промывках небольшими нормами. После отвода солоноватых промывных и грунтовых вод (мелиоративный период работы системы) они могут использоваться аналогично водам верхней части (эксплуатационный период).

Нижние участки сазовой полосы, занимающие центральные части межгорных впадин и обширные пространства низменных равнин, где гидрогеологический процесс характеризуется преимущественным развитием вертикальных форм водообмена, относятся, по М. М. Крылову, к зоне крайне затрудненного общего подземного стока и интенсивного соленакопления в почвах и грунтовых водах.

Почвенный покров здесь представлен преимущественно засоленными разностями луговых сероземов, сазово-луговых, лугово-болотных и болотных почв; значительным распространением пользуются и солончаки. Орошение в этой зоне без применения сложных мелиоративных работ сопровождается, как правило, быстрым подъемом уровня грунтовых вод, развитием процессов вторичного засоления и заболачивания почв. Орошение без применения соответствующих мелиоративных мероприятий привело к интенсивному заболачиванию и засолению почв Каратальского массива. В исключительно плохом мелиоративном состоянии находится Шаульдер-Кокмарданский массив, где в бессточном районе при значительных запасах солей в почвах и грунтовых водах орошение было начато без искусственного регулирования водно-солевого режима (промывки, дренажа). Угрожающее положение сложилось на Арысь-Туркестанском массиве, где оросительную систему начали эксплуатировать в недостроенном виде. На участке магистрального Арысь-Туркестанского канала длиной от 50 до 110 *км* его русло врезано в галечниковые отложения, имеющие коэффициент фильтрации до 104 *м/сутки*. Предусмотренный проектом кольматаж русла не был осуществлен, вследствие чего большие инфильтрационные потери вызвали резкий подъем уровня грунтовых вод на нижерасположенных террито-

риях. Все это наряду с бесконтрольной водоподачей примитивными водозаборами, хаотическим освоением и отсутствием дренажно-коллекторной сети создало угрозу засоления почв на значительных площадях. В весьма неудовлетворительном мелиоративном состоянии находится также земельный фонд системы Джеимбет (центральная часть Таласской впадины) и многие другие массивы орошения.

Из приведенных примеров следует, что развитие орошения в пределах центральных частей межгорных впадин и низменных равнин в большинстве случаев должно базироваться на искусственном регулировании водно-солевого баланса с помощью промывок, коллекторно-сбросной сети и различных видов дренажа. Почти повсеместное влияние на режим грунтовых вод глубоких напорных водоносных горизонтов, характеризующихся хорошим качеством, позволяет применить вертикальные методы дренажа с последующим использованием этих вод для орошения и водоснабжения.

**Провинция рассеивания (испарения) грунтовых вод.** Основные фонды орошаемых и перспективных для развития орошения земель этой провинции размещаются в пределах древних и современных дельтовых равнин Сырдарьи, Или, Чу, занимающих обширные пространства Сырдарьинской, Алакуль-Балхашской, Чу-Сарысуйской депрессий.

В отличие от провинции высотно-зональных грунтовых вод водные магистрали здесь занимают более высокое положение по отношению к окружающей территории и играют роль источников питания грунтовых вод. В связи с этим сезонный и многолетний режим грунтовых вод здесь зависит от гидрологического режима рек. Исключительное значение в формировании режима грунтовых вод имеет орошение, его режим и характер, особенно в пределах рисовых полей, занимающих здесь ведущее место. Влияние климата сказывается лишь на неглубокозалегающие (3—5 *м*) — грунтовые воды и выражается в интенсивном испарении их через поры грунта.

Характер гидрогеологических процессов провинции рассеивания (испарения) грунтовых вод при отсутствии общего подземного стока вызывает прогрессирующее накопление солей в почвах и грунтовых водах. В геологическом отношении эти районы характеризуются широким распространением сложно переслаивающихся аллювиальных, озерных и эоловых отложений четвертичного возраста. Они весьма пестрые по литологическому составу и непостоянные по мощности. Коренным ложем этих отложений является комплекс слоистых неогеновых, палеогеновых и меловых пород. В дельтах крупных рек (Сырдарьи, Или, Чу и др.), несущих много взвешенного материала, дифференциация аллювия по фациям и формирование рельефа осуществляется как единый процесс литоморфогенеза, который управляется гидрологическим режимом территории (Боровский, Погребинский, 1964).

Как общая закономерность, в таких дельтах вдоль русла реки и русел веерообразно расходящихся от нее меандрирующих дельтовых притоков формируются прирусловые валы, занимающие наиболее возвышенное положение над окружающей территорией. Сложены они слоистым аллювием преимущественно песчаного состава. Между руслами откладывается более тонкий аллювий, аккумуляция здесь идет медленнее, и такие участки отстают в росте от прирусловых валов, образуя межрусловые понижения, сложенные, как правило, грунтами глинистого состава. В результате постоянного отмирания и возникновения новых протоков самых различных размеров между главными рукавами дельты, обрамленными наиболее мощными прирусловыми валами, образуются обширные пониженные пространства со сложным узором лентовидных водораздельных повышений вторых порядков на месте мелких отмерших

дельтовых и плоских впадин между ними. Водораздельные повышения второго порядка, как и прирусловые валы основных русел, сложены слоистым аллювием обычно песчаного состава, а впадины — аллювием глинистого состава (глинисто-суглинистым).

Грунтовые воды рассматриваемых дельт заключены в рыхлообломочных отложениях четвертичного и плиоценового возраста. Водоупором для них служат палеогеновые глины, поверхность кровли которых в результате размыва и геотектонических процессов приобрела котловинный рельеф и не имеет общего уклона к базисам поверхностного и подземного стока (к Аральскому морю и к оз. Балхаш).

Прослои глин, суглинков и песчаников, часто встречающиеся в песках водовмещающей толщи, создают впечатление разобщенности водоносных горизонтов, однако небольшая мощность и линзовидный характер этих прослоев обусловливают постоянную связь грунтовых вод всей толщи в целом и позволяют рассматривать весь разрез четвертичных отложений как один сложный водоносный комплекс.

Ничтожные уклоны поверхности дельтовых равнин, котловинный рельеф водоупорного ложа и сокращение мощности водоносного горизонта по направлению уклона зеркала грунтовых вод крайне затрудняют общий подземный сток. Поэтому водоносные горизонты дельтовых равнин представляют собой застойные грунтовые бассейны с местной циркуляцией грунтовых вод и расходованием их на транспирацию и испарение. Несмотря на исключительно малые действительные скорости движения грунтовых вод, измеряющиеся обычно десятками сантиметров или единицами метров в год, любые изменения уровня воды в поверхностных водотоках и водоемах, а также при орошении и затоплении участков очень быстро сказываются на уровне грунтовых вод.

Питание грунтовых вод осуществляется за счет фильтрации воды из речных магистралей и из дельтовых протоков, занимающих повсеместно наиболее возвышенное положение над окружающей территорией, и инфильтрации на участках, затопляемых паводковыми водами рек. На массивах орошения, кроме того, накладывается фильтрация оросительных вод непосредственно на участках орошения и из ирригационной сети.

Роль атмосферных осадков (100—150 *мм* в год) в питании грунтовых вод заметна лишь в пустынных районах дельты, которых не достигают паводковые разливы и где в настоящее время не развито орошение. В обводненных же районах их удельное значение не превышает 10% от всего поступления воды.

Соотношение приходных элементов баланса грунтовых вод значительно изменяется в зависимости от природной обстановки и хозяйственного использования территории. Так, при незарегулированном стоке Сырдарьи (до постройки Кзыл-Ординского гидроузла и Чардаринского водохранилища) и малом коэффициенте земельного использования главной приходной статьей баланса грунтовых вод древней дельты (Кзыл-Ординский массив) была фильтрация вод паводковых разливов — 44% от всего поступления воды, фильтрация оросительных вод составляла 39% (при водозаборе, в три раза превышавшем потребность на орошение), фильтрация из русла Сырдарьи 10% и атмосферных осадков 7% (Погребинский, 1956). После зарегулирования стока Сырдарьи паводковые разливы на Кзыл-Ординском массиве полностью ликвидированы, и фильтрация оросительных вод в настоящее время (площадная и линейная) приобрела главное значение в питании грунтовых вод.

Резко выраженная неравномерность в питании грунтовых вод различных участков дельтовых равнин определила широкий диапазон глу-

бин их залегания — от 0—3 *м* вблизи источников питания (поверхностных водотоков, водоемов, орошаемых участков) до 10—15 *м* и более в удалении от них.

Бессточность бассейнов грунтовых вод и расходование последних на транспирацию и испарение обусловили постоянное накопление солей, поступающих в пределы дельт с поверхностным стоком, а развитие местного подземного стока вблизи источников питания грунтовых вод обеспечило вынос солей с этих мест и накопление их на более отдаленных участках (волнистые водоразделы вторых порядков, окруженные затопленными впадинами, высохшие впадины межрусловых понижений). Все это способствовало формированию исключительно пестрых грунтовых вод как по минерализации, так и по составу. На участках, обеспеченных местным подземным стоком формируются пресные и солоноватые грунтовые воды с общей минерализацией от 0,3 до 1—3 *г/л*, по мере ухудшения стока количество солей в них увеличивается, а на участках с необеспеченным стоком они часто приобретают характер рассолов с минерализацией от 50—100 до 120—150 *г/л*. В соровых впадинах Южного Прибалхашья встречаются грунтовые воды с содержанием солей до 300—350 *г/л*.

Пресные грунтовые воды обычно имеют гидрокарбонатный кальциевый состав, по мере засоления они переходят в сульфатные магниево-натриевые, хлоридно-сульфатные магниево-натриевые, а рассолы характеризуются сульфатно-хлоридным натриевым и хлоридным натриевым составом.

Режим грунтовых вод дельтовых равнин относится к инфильтрационно-испарительному, реже стоковому, переходному или смешанному типам. Баланс грунтовых вод в общем близок к нулю, однако соотношение статей баланса в отдельные годы значительно изменяется, подчиняясь метеорологическим факторам Эти соотношения меняются на различных участках дельт и по сезонам года Изменения соотношения элементов баланса, вызванные местными различиями в ирригационно-хозяйственном освоении отдельных участков, морфологическом положении, литологическом составе водовмещающей толщи и пород зоны аэрации, гидрологическом режиме и растительности обусловили формирование ряда подтипов режима грунтовых вод (ирригационного, гидрологического, слабого векового подземного стока и др.) с многочисленными видами.

Почвы провинции рассеивания (испарения) грунтовых вод очень разнообразны. В местах, охватываемых разливами рек, развиты почвы аллювиально-луговые, лугово-болотные, болотные и солончаки, в пустынях — разнообразные такыровидные почвы и солончаки, чаще коллювиального засоления. Повсеместно развиты песчаные массивы с пустынными песчаными почвами.

В этой провинции находятся наибольшие площади неиспользованных земель, которые в перспективе предстоит освоить для орошения Однако почвы здесь почти повсеместно в той или иной степени засолены, незасоленные почвы встречаются довольно редко. Характер засоления почв в разных местах существенно различается. Так, в долине Сырдарьи по мере роста засоленности почв в их верхних горизонтах накапливаются преимущественно соли сульфат-натрия; в низовьях р. Чу по мере перехода от верхних разливов * к нижним засоление постепенно нарастает и переходит от хлоридно-сульфатного в сульфатно-хлоридное В верхней части древней дельты Или почвы относительно не засолены,

* В низовьях р Чу разливами называют четковидные расширения долины, соединенные ее руслом в непрерывную цепь

по мере приближения к оз. Балхаш и вдоль долины реки в ее современной дельте в них развивается содово-сульфатное засоление.

При орошении здесь повсеместно происходит резкий подъем уровня грунтовых вод и засоление земель начинает нарастать, так как расходные статьи водного баланса таких массивов регулируются преимущественно испарением и транспирацией. Орошение здесь обязательно должно базироваться на искусственном регулировании водно-солевого режима. При орошении небольших участков с низким коэффициентом земельного использования известную роль может иметь биологический дренаж, но при орошении крупных массивов здесь необходимо регулировать солевой режим почв с помощью инженерных мероприятий (промывки, солевой дренаж).

Освоение засоленных массивов в этой провинции требует предварительных промывок по нормам, размер которых определяется природными условиями каждого конкретного участка. Промывные и грунтовые воды при этом должны отводиться дренажем. Во многих районах литологический состав и значительная мощность аллювия допускают применение вертикального дренажа. В мелиоративный период помимо основных дрен рекомендуется применять дополнительно временный неглубокий дренаж для усиления оттока промывных вод. В эксплуатационный период оросительных систем в связи с высокой склонностью почв к засолению оросительные нормы здесь должны превышать на 10—30% величину предельной полевой влагоемкости расчетного слоя почвы с тем, чтобы обеспечить некоторый промывной эффект вегетационных поливов.

*Глава восемнадцатая*

# ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТЕПЛОФИКАЦИИ

## ГИДРОГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

По гидрогеотермическим условиям на территории Южного Казахстана выделяются три области (прилож. 2): I — область современных депрессий с широким развитием термальных подземных вод; II — область современных сводовых поднятий палеозойских структур с прогретыми участками пород вдоль крупных зон тектонических разломов; III — область палеозойских структур глубокого охлаждения.

Область современных депрессий с широким развитием термальных подземных вод. Депрессии выполнены мощной толщей мезо-кайнозойских отложений различного литологического состава и плотности, с резко отличными теплофизическими и коллекторскими свойствами. В одних породах теплопроводность больше, в других меньше, поэтому и плотность тепловых потоков резко различна. В силу этого в депрессиях созданы естественные условия накопления эндогенного тепла. Депрессии являются крупными артезианскими бассейнами с большими запасами подземных вод. Вода как наиболее теплоемкое вещество хорошо воспринимает эндогенное тепло и становится термальной. Таким образом, в описываемой области заключены большие запасы пластовых термальных вод с широким их развитием по площади.

В депрессиях средние геотермические градиенты изменяются от 2—2,5° С/100 *м* в их периферийных частях до 4—4,5° С/100 *м* в центральных. В соответствии со средними геотермическими градиентами на одиой и той же глубине в периферийных частях депрессий температура подземных вод меньше, а в центральных их частях — больше.

На карте термальных вод (см. прилож. 2) в описываемой области выделены две зоны. I. Зона периферийных частей депрессий, характеризующаяся небольшой мощностью мезо-кайнозойских отложений и близким расположением области питания подземных вод, вследствие чего более холодные метеорные воды охлаждают породы периферии депрессий, отбирая эндогенное тепло. В таких частях депрессий температура подземных вод менее +20° С: эта зона выделена как площадь распространения холодных подземных вод. 2. Зона центральных частей депрессий, где отмечаются наибольшие мощности мезо-кайнозойских пород и подземные воды при своем движении, постепенно отбирая тепло, поступают сюда достаточно прогретыми. Здесь температура подземных вод более +20° С; эта зона выделена как площадь широкого распространения термальных подземных вод.

Область современных сводовых поднятий палеозойских структур с прогретыми участками пород вдоль крупных зон тектонических разломов. Эта область характеризуется глубокой расчлененностью рельефа, сложной дислоцированностью пород, разбитых многочисленными региональными тектоническими разломами, про-

никающими на глубины от 10—15 до 40—50 *км* и больше. Они отличаются значительной сейсмичностью, достигающей 7—9 баллов, вследствие чего происходят новые подвижки в земной коре, сопровождаемые смещениями и разрывами слоев.

Поскольку высокогорные районы являются геосинклиналями, тепловой режим их недр должен быть повышенным по сравнению с платформами. Помимо радиоактивного тепла в недрах Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня образуются высокие температуры от тектонического трения и тектонических напряжений, а также вследствие геохимических и других процессов.

Общая большая обнаженность толщ горных пород способствует интенсивному излучению тепла недрами, однако из-за отсутствия теплонакопителей в верхней зоне горные районы характеризуются невысоким теплонапряжением. Этому способствует глубокое расчленение рельефа, где породы, слагающие положительные формы, подвержены сильному влиянию климата. Помимо этого глубокая трещиноватость пород способствует быстрому и глубокому проникновению ледниковых и снеговых вод, охлаждающих верхнюю часть горных пород. Пояс сезонных изменений температур в горных районах опускается местами на сотни метров, иногда на 1000 *м* от поверхности земли.

Наряду с общим региональным охлаждением верхней зоны земной коры в горных районах часто можно наблюдать родники с теплой и горячей водой, выходящей на поверхность в отрицательных формах рельефа, обычно у подножия горных хребтов. Они приурочены к тектоническим нарушениям, вдоль которых образуются сильно прогретые локальные участки с высокими геотермическими градиентами, достигающими 15—40° С/100 *м*. Таким образом, область современных сводовых поднятий характеризуется общим региональным охлаждением верхней зоны с наличием локальных прогретых участков вдоль тектонических зон дробления пород.

В пределах этой области известны выходы термальных вод на дневную поверхность — Хоргосские, Қапал-Арасанские, Алма-Арасанские, Талгарские, Тургенские и др. Температура терм Южного Қазахстана находится в пределах 20—37° С, расходы их не превышают 5—10 *л/сек* (редко встречаются бóльшие). Минерализация вод не более 1 *г/л*. Химический состав термальных вод довольно однообразен. Это преимущественно гидрокарбонатные натриевые, хлоридно-сульфатные натриевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды.

Естественные выходы термальных вод немногочисленны и редко встречаются в местах, удобных для поселений. Поэтому для хозяйственного использования тепла источников не находится потребителей, а в бальнеологических целях эти воды используются в некоторых природно богатых районах. Поиски и разведку термальных вод можно производить вдоль тектонических зон, сопровождающихся выходами термальных вод. При бурении скважин до 300 *м* здесь можно получить горячую воду.

Область палеозойских структур глубокого охлаждения горных пород. Сюда относятся Чу-Илийское низкогорье, западное и северное Прибалхашье с мелкосопочным рельефом, а также среднегорье хр. Қаратау. Эти районы характеризуются большой обнаженностью палеозойских структур, неглубоким расчленением рельефа, наличием региональных слабо водоносных разломов. В хр. Қаратау расчлененность рельефа выражается первыми сотнями метров, а тектонические нарушения отличаются хорошей водообильностью. Сейсмические колебания на большей части площади отсутствуют. Вследствие большой раскрытости структур и хорошей теплопроводности скальных пород в

Западном и Северном Прибалхашье, а также в Чу-Илийских горах и хр. Каратау условия для накопления тепла отсутствуют. Геотермические градиенты не превышают 1,2—1,9° С/100 *м*. Подземные воды приурочены обычно к тектоническим трещинам, а также к региональной трещиноватости пород в зоне выветривания. Водоносность по тектоническим трещинам проявляется до глубин 100—300 *м*, редко более. На этой территории не встречено ни одного источника с термальной водой, а в скважинах вскрываются воды с температурой менее 20° С.

Описываемая область в геотермическом отношении является областью глубокого охлаждения верхней зоны земной коры и бесперспективна для поисков термальных вод.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ДЕПРЕССИЙ

### Сырдарьинская депрессия

Структурные особенности толщи мезо-кайнозойских отложений Сырдарьинской депрессии предопределяют формирование в ней мощного артезианского бассейна. Водоносность Сырдарьинской системы артезианских бассейнов достаточно подробно описана в гл. пятой, поэтому здесь будут описаны только комплексы, содержащие термальную воду.

Среди толщи мезо-кайнозойских отложений Сырдарьинской системы артезианских бассейнов выделяются три термальных водоносных комплекса, приуроченных к отложениям палеоген-неогена, мела и юры.

Термальные воды палеоген-неогеновых отложений имеют широкое распространение. Однако площадь развития термальных вод значительно меньше площади развития палеоген-неогенового комплекса в целом, что находится в прямой зависимости от геотермических условий. Как отмечено выше, водовмещающими породами в них являются пески и слабо сцементированные песчаники, залегающие среди глинистых пород. Глубина залегания водоносного комплекса, содержащего термальную воду, изменяется от 200—250 *м* в предгорьях юго-западного склона хр. Каратау до 1000—1500 *м* в юго-восточной части депрессии. Подземные воды палеоген-неогеновых отложений с температурой от 20° С (глубина 190 *м*) до 38° С (глубина 822 *м*) были вскрыты скважинами в Приташкентском и Арысском артезианских бассейнах. Минерализация вод возрастает по мере удаления от области питания, а также с глубиной. Ближе к области питания воды пресные, с минерализацией 0,5—1,0 *г/л*, гидрокарбонатного кальциевого и натриевого состава. По мере приближения к центральной части этих бассейнов, а также на восточном побережье Аральского моря минерализация постепенно возрастает до 5—30 *г/л*, состав вод преимущественно хлоридный натриевый и кальциевый, реже магниевый.

В пределах области питания дебиты скважин достигают 10—20 *л/сек*. Наименьшей водообильностью характеризуется район Восточно-Приаральского артезианского бассейна, где дебиты отдельных скважин не превышают 0,5—5,0 *л/сек*. Термальные подземные воды комплекса повсеместно напорные. В большинстве случаев скважины самоизливаются.

Учитывая гидрогеологические условия в пределах Сырдарьинской системы артезианских бассейнов, можно предположить наличие в отложениях палеоген-неогена вод с температурой от 20 до 65° С. Распределение температур в палеоген-неогеновом комплексе показано на карте термальных вод (прилож. 2).

Термальные воды меловых отложений имеют повсеместное развитие. Глубина залегания их подошвы изменяется от 200—250 *м* в предгорьях Каратау до 2500—3000 *м* в наиболее погруженных частях Кызылкумской и Приташкентской впадин. Среди меловых отложений водоносными являются пески и песчаники сенона, турона, сеномана и нижнего мела, залегающие среди глин. Суммарная мощность водосодержащих пород увеличивается по мере удаления от горных сооружений к центральным частям артезианских бассейнов. В этом же направлении происходит увеличение минерализации воды и уменьшение водообильности пород.

В Восточно-Приаральском и Кызылкумском артезианских бассейнах водоносный горизонт сенонских отложений вскрыт многими скважинами

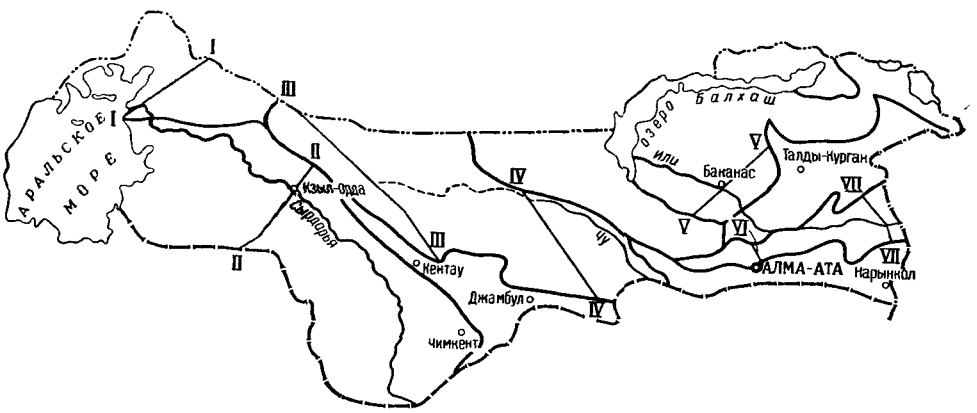



**Рис. 62. Схема расположения гидрогеотермических разрезов (составил М. С. Кан)**
Римскими цифрами обозначены линии гидрогеотермических разрезов

на глубинах от 180 до 340 *м* с температурой воды соответственно 15 и 25°С. Скважины фонтанируют с дебитом от 3 до 25 *л/сек*. Минерализация воды составляет 1—3 *г/л*. Воды в основном хлоридного натриевого и смешанного состава (рис. 62, 63, 64).

В Арысском артезианском бассейне сенонский водоносный горизонт вскрыт скв. 27 на глубине 900—960 *м*, при этом опробование его произведено совместно с нижележащим водоносным горизонтом верхнего турона. Последний залегает в интервале 986—1047 *м*. Получен фонтан воды с дебитом 36 *л/сек*, избыточным давлением на устье 11 *атм* и с температурой 55° С. Минерализация воды 1,4 *г/л*, состав сульфатно-карбонатный натриевый. В воде содержится фтора 2 *мг/л* и йода 0,2 *мг/л*. Водоносный горизонт туронских отложений вскрыт и опробован несколькими скважинами. Так, северо-западнее ст. Арысь вскрыты водоносные песчаники и мелкозернистые пески на глубине 500 *м*. Получена вода с температурой на самоизливе 43° С и дебитом 15,4 *л/сек*. Минерализация воды 0,8 *г/л*, состав смешанный. В районе ст. Туркестан из скважины с глубины 872—932 *м* получен фонтан воды с дебитом 21,0 *л/сек* и температурой 37° С. Вода пресная, с минерализацией 0,4 *г/л*, гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого состава.

Водоносный горизонт сеноманских отложений был вскрыт в двух скважинах и опробован совместно с горизонтом туронских отложений. В центральной части Арысского артезианского бассейна в одной скважине с глубины 1295—1330 *м* получен фонтан воды с температурой 71° С и дебитом 20 *л/сек*. Избыточное давление составило 10 *атм*. Вода сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава, с минерали-

**Рис. 63. Гидрогеотермический разрез через Аральскую впадину по линии I—I (составил Г. Р. Алещенко)**

Литологический состав: *1* — переслаивание глинистых и песчанистых отложений
Минерализация термальных вод (в *г/л*): *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 30
Химический состав вод: *4* — преобладание хлоридного иона. *5* — изолинии температуры воды
Границы: *6* — стратиграфических комплексов; *7* — разной минерализации; *8* — кровля палеозойского фундамента; *9* — скважины — цифры сверху — номер, справа в числителе — минерализация (в *г/л*); в знаменателе — преобладающий анион, за дробью — дебит (в *л/сек*), внизу — общая глубина (в *м*), стрелка соответствует напору воды

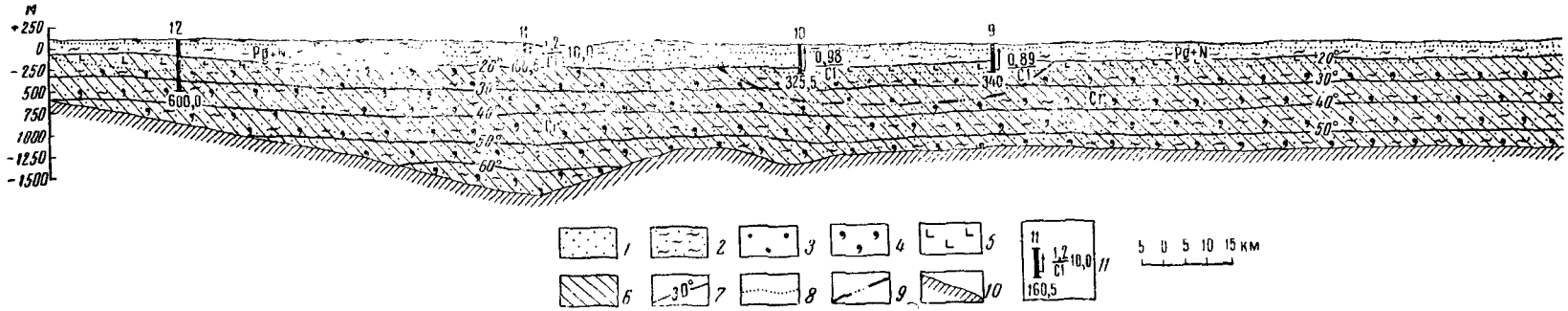



**Рис. 64. Гидрогеотермический разрез через Кызылкумскую впадину по линии II—II (составил Н. М. Бондаренко)**

Литологический состав: *1* — преимущественно песчаные отложения; *2* — переслаивание глинистых и песчанистых отложений
Минерализация термальных вод (в *г/л*): *3* — до 1; *4* — от 1 до 5; *5* — от 5 до 30
Химический состав воды; *6* — преобладание хлоридного иона. *7* — изолинии температуры воды
Границы: *8* — стратиграфических комплексов; *9* — разной минерализации; *10* — кровли палеозойского фундамента; *11* — скважины — цифры сверху — номер; справа в числителе — минерализация воды (в *г/л*), в знаменателе — преобладающий анион, за дробью — дебит (в *л/сек*); внизу — глубина скважины (в *м*); стрелка соответствует напору воды

зацией 1,4 *г/л*. В воде содержится: брома 0,4 *мг/л*, фтора 1 *мг/л*; в спонтанном газе на долю азота приходится 97,4%. Другая скважина, расположенная ближе к области питания, дала фонтан воды с дебитом 70 *л/сек* и температурой на устье 55° С. Вода хлоридного кальциевого состава, с минерализацией 0,9 *г/л*. Содержание в воде брома 0,04 *мг/л*.

Отдельно сеноманский водоносный горизонт был опробован в одной из скважин, расположенной также вблизи области питания. Вода получена с глубины 1589—1617 *м*. Дебит скважины на самоизливе 7,8 *л/сек*, температура воды 86° С, избыточное давление 5 *атм*, минерализация 1,7 *г/л*, состав сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. В воде содержится: йода 0,3 *мг/л*, брома 0,25 *мг/л* и фтора 10 *мг/л*. Газовый состав азотный.

Водоносный горизонт нижнемеловых отложений апт-альба вскрывается скважинами на глубинах 1396—1584 *м*. Дебит на самоизливе 0,23—0,55 *л/сек*. Температура воды у пласта 71° С. Вода сульфатно-хлоридного натриевого состава, с минерализацией 8,6—10,2 *г/л*; содержание фтора в ней 1,5 *мг/л*, брома 5 *мг/л*, сероводорода 4 *мг/л* и йода 0,8 *мг/л*.

В Приташкентском артезианском бассейне термальные воды вскрыты в верхне- и нижнемеловых отложениях. Водоносный горизонт верхнего мела (дарбазинская свита) вскрыт в ур. Ишан-Курган (глубина 426 *м*) и в г. Ташкенте (глубина 1785 *м*). Мощность водоносного слоя изменяется от 16 до 36 *м*. Дебиты скважин колеблются от 1,5 до 3,5 *л/сек*. Температура воды в зависимости от глубины вскрытия 28—70° С. Вода хлоридного натриевого состава, с минерализацией до 1,8 *г/л*. Содержание йода в ней 1 *мг/л*, брома 0,6 *мг/л*, свободной углекислоты 8,8 *мг/л*.

Водоносные горизонты нижнего мела (чанакская свита) вскрываются на глубинах от 654 *м* (Ишан-Курган) до 2025 *м* (г. Ташкент). Мощность водовмещающих пород изменяется от 50 до 81 *м*. В чанакской свите встречено два водоносных горизонта. Первый из них (верхний) вскрыт в районе Сары-Агач на глубине 1149—1225 *м*. Дебит скважины на самоизливе составил 60 *л/сек*, температура воды 47° С; вода смешанного состава, с минерализацией 0,5 *г/л*, содержащая йода 0,6 *мг/л* и брома 1,3 *мг/л*. Второй горизонт в Сарыагачской скважине вскрыт на глубине 1264—1382 *м*, дебит скважины на самоизливе 40 *л/сек*; температура воды 49° С, минерализация 0,5 *г/л*, состав хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный.

Термальные подземные воды меловых отложений развиты в Сырдарьинской депрессии повсеместно (в пределах площади распространения меловых отложений). Водообильность водоносного комплекса, содержащего термальную воду, по мере удаления от областей питания постепенно уменьшается, а минерализация увеличивается от 0,4—0,5 *г/л* до 10 *г/л* и более.

Температура воды изменяется в зависимости от глубины залегания водоносных горизонтов и увеличивается по мере удаленности от областей питания. Согласно структурно-геологическим и геотермическим условиям температура подземных вод меловых отложений в Сырдарьинской депрессии может изменяться в широких пределах, от 20 до 100° С. Наименьшие температуры воды меловых отложений следует ожидать в предгорных равнинах западных отрогов Тянь-Шаня, где они залегают на относительно небольших глубинах и температура в них не превышает 20° С (на глубинах 150—250 *м*). По мере удаления от периферии к центральным частям депрессии подошва меловых отложений погружается и температура воды увеличивается. В антиклинальных структурах, пред-

ставляющих собой подземные валы (поднятия), такие, как Кызылкумский, разделяющий Арысский и Кызылкумский артезианские бассейны, а также Тюратам-Букантауский, разделяющий Кызылкумский и Восточно-Приаральский бассейны, температура воды всегда повышена, так как в этих местах происходит поступление воды с больших глубин и переливание их из одного глубокого бассейна в другой. Кроме того, наличие тектонических разломов палеозойских пород в депрессии обусловливает повышение температуры воды, что подтверждается пробуренными скважинами. В этих местах, по-видимому, происходит разгрузка глубинных горячих вод, которые смешиваются с водами меловых отложений. В северо-западной части Кызылкумской депрессии, где подошва термального водоносного комплекса меловых отложений погружается на глубиину около 1600 *м*, максимальная температура воды может достигать 70—75°. В районе Кзыл-Орды максимальная температура воды не превышает 50—55° С (на глубине 1100—1200 *м*). В Приташкентском артезианском бассейне из глубин несколько более 2250 *м* возможно получение воды с температурой около 100°. В районах Чимкента и Туркестана из нижних водоносных горизонтов и меловых отложений с глубин 1600—2000 *м* возможно получение воды с температурой 65—95° С.

Термальные воды юрских отложений вскрыты скважинами в Восточно-Приаральском, Кызылкумском и Арысском артезианских бассейнах. Кровля юрских отложений в Восточно-Приаральском артезианском бассейне залегает на глубинах 1400—1600 *м*, а в Кызылкумском и Арысском бассейнах на глубинах соответственно 1250 и 3000 *м*. Водоносный комплекс юрских отложений, содержащих термальную воду, опробован всего лишь одной скважиной в Кызылкумском артезианском бассейне в интервале 1396—1411 *м*. Водовмещающими породами являются песчаники фиолетово-красного цвета. Скважина самоизливает с дебитом 0,55 *л/сек* и температурой воды на устье 28° С. Химический состав воды хлоридный кальциевый, минерализация 10,2 *г/л*. В воде содержится (в *мг/л*): йода 0,16; брома 9,0; фтора 3,8. Газовый состав азотный.

Учитывая гидрогеологические условия в юрских отложениях Сырдарьинской депрессии, можно предположить возможность получения воды с температурой 70—80° С в Восточно-Приаральском артезианском бассейне на глубинах 1400—1600 *м*, с температурой 65—70° С в Кызылкумском бассейне на глубинах 1250—1400 *м* и с температурой 100—110° С в Арысском бассейне на глубинах 2750—3000 *м*. Во всех бассейнах минерализация воды ожидается более 10 *г/л*, состав хлоридный натриевый и кальциевый. Ожидаемые дебиты скважин на самоизливе не будут превышать 0,6—3,0 *л/сек*.

Из описания термальных вод Сырдарьинской депрессии можно видеть, что наиболее перспективным водообильным комплексом с менее минерализованной и чаще пресной водой и высокой температурой является водоносный комплекс меловых отложений. Подземные воды этого комплекса могут быть широко использованы не только как источник хозяйственного и питьевого водоснабжения, но и как источник тепловой энергии, а также в бальнеологических целях. Термальные воды этого комплекса уже в настоящее время используются в совхозе «Капланбек», районном центре Сары-Агач для тепличных и парниковых хозяйств, обогрева жилых и производственных зданий в зимнее время, а также для хозяйственного теплоснабжения. Термальная вода из скважин используется также в Арысском и Туркестанском районах для обогрева теплично-парниковых хозяйств.

## Чу-Сарысуйская депрессия

Термальные воды в Чу-Сарысуйской депрессии вскрыты многими скважинами как в Западно-Чуйском, так и в Восточно-Чуйском артезианских бассейнах, в палеоген-неогеновых и меловых отложениях.

Термальные воды палеоген-неогеновых отложений. В Западно-Чуйском артезианском бассейне площадь их распространения занимает всю его центральную часть от с. Сузак до озер Тамгалы и Каракоин. Глубина залегания этих вод колеблется от 180 до 380 *м*. Отдельные водоносные горизонты, мощность которых достигает 15—25 *м* (рис. 65), характеризуются различиым гранулометрическим составом пород. На юге впадины в предгорной области преобладают крупнозернистые пески с включением гальки, а к северу и северо-западу постепенно увеличивается содержание мелкозернистых и глинистых фракций.

В зависимости от состава пород меняется и их водообильность. В предгорной области дебиты отдельных скважин достигают 115 *л/сек* при понижениях уровня воды до 23 *м*. Пьезометрические уровни устанавливаются на 10—18 *м* выше поверхности земли. С удалением от гор Каратау на север происходит резкое снижение водообильности пород и уже в районе озер Тамгалы и Каракоин дебиты скважин не превышают 3—5 *л/сек* при понижениях уровня до 15 *м*.

В южной части характеризуемого бассейна развиты пресные воды с минерализацией преимущественно до 1 *г/л* сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава. По направлению на север и северо-запад минерализация воды возрастает до 5 *г/л* и более. Замеренная температура воды в скважинах колеблется от 22° С на глубине 180 *м* и 28° С на глубине 356 *м*. В соответствии со средним геотермическим градиентом температура воды в основании комплекса на глубине 450 *м* ожидается около 32° С (рис. 66). Таким образом, в Западно-Чуйском артезианском бассейне воды палеоген-неогеновых отложений имеют низкую температуру, в связи с чем область их практического использования ограничена.

В Восточно-Чуйском артезианском бассейне термальные воды характеризуемых отложений распространены от ст. Луговой на юге до ур Саргоу на северо-востоке. Термальные воды вскрыты скважинами в районе г. Джамбула и ст. Луговой на глубинах от 280 до 630 *м*. Дебиты скважин достигают 10 *л/сек* при понижениях уровня воды до 5 *м*. Температура воды при откачках изменяется на устье скважин в зависимости от глубины залегания водоносного горизонта от 20° С (230—260 *м*) до 35° С (618—630 *м*). На большей части территории развиты пресные и слабо солоноватые воды с минерализацией до 2 *г/л*, сульфатно-гидрокарбонатного магниево-натриевого состава.

Учитывая общие геологоструктурные, гидрогеологические и геотермические условия, в юго-восточной части бассейна на глубине 900—1000 *м* можно получить воду с температурой 45—50° С, дебитом до 15—20 *л/сек*, минерализацией 5—10 *г/л*.

Термальные воды верхнемеловых отложений широко развиты только в Западно-Чуйском артезианском бассейне. Они приурочены к горизонтам сенонских и туронских отложений. Породы водоносных горизонтов, имеющие мощность от 5 до 45 *м*, погружаются под водоупорные глины палеогеновых отложеиий на глубину до 1200 *м*. В силу этого термальные воды имеют высокий пьезометрический напор

Максимальная водообильность пород наблюдается вдоль гор Каратау между пос. Сузак и оз. Ащиколь, где дебиты скважин достигают 30 *л/сек* и более. Здесь водоносные породы представлены крупнозернистыми кварцевыми песками с примесью гравия. На северо-восток от

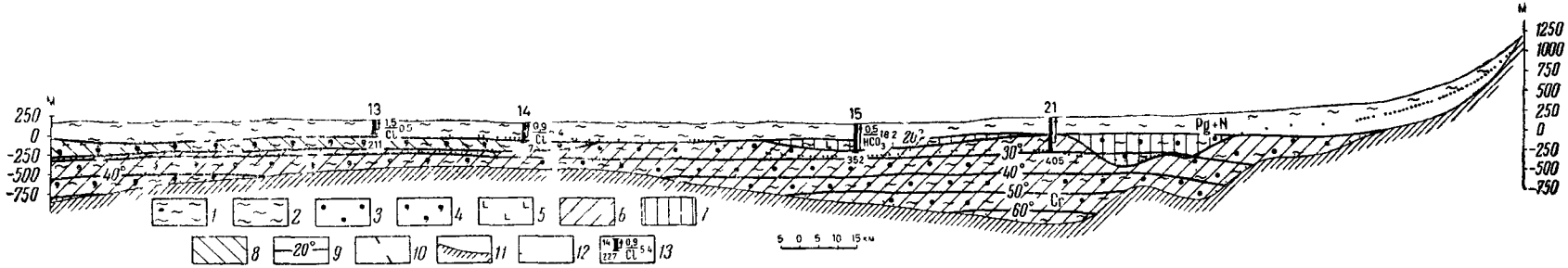



**Рис. 65. Гидрогеотермический разрез через Сарысуйскую и Западно-Чуйскую впадины по линии III—III (составил Г. Р. Алещенко)**

Литологический состав *1* — переслаивание глинистых и песчанистых отложений, *2* — преимущественно глинистые отложения
Минерализация термальных вод (в *г/л*) *3* — до 1, *4* — от 1 до 5, *5* — от 5 до 30
Химический состав воды *6* — преобладание гидрокарбонатного иона, *7* — преобладанием сульфатного иона, *8* — преобладание хлоридного иона *9* — изолинии температуры воды *10* — границы разной минерализации, *11* — кровля палеозойского фундамента, *12* — граница стратиграфических комплексов, *13* — скважины цифры сверху — номер справа в числителе — минерализация воды (в *г/л*), в знаменателе — преобладающий анион, за дробью—дебит (в *л/сек*), внизу — общая глубина (в *м*) стрелка соответствует напору воды

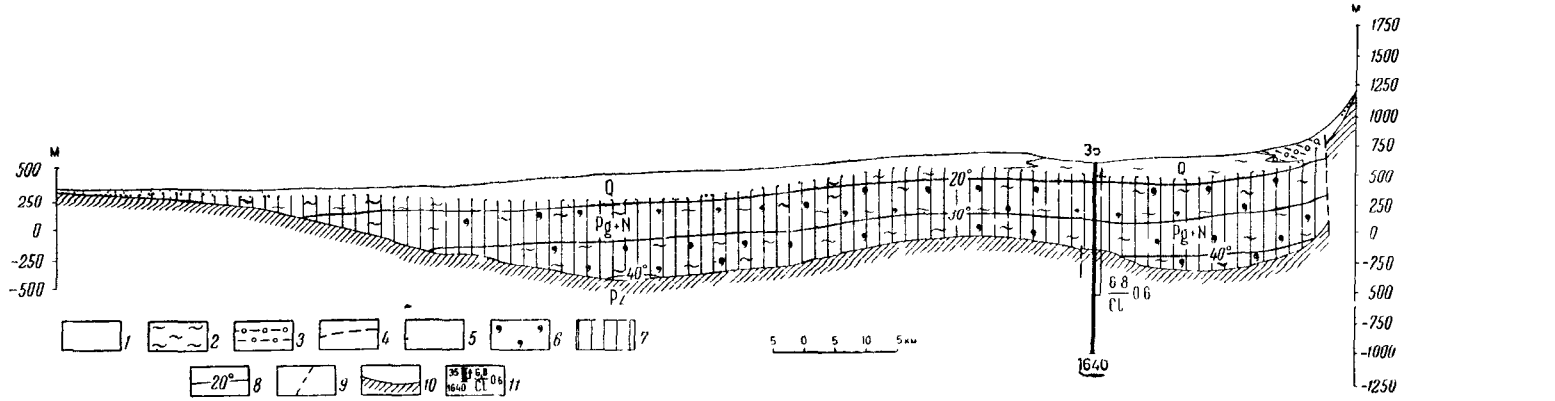



**Рис 66 Гидрогеотермический разрез через Восточно-Чуйскую и Западно-Чуйскую впадины по линии IV—IV (составили О. М. Дырдин и Г. Р. Алещенко)**

Литологический состав *1* — преимущественно песчаные отложения, *2* — переслаивание глинистых и песчанистых отложений, *3* — преимущественно галечниково конгломератовые отложения *4* — границы разного литологического состава, *5* — границы стратиграфических комплексов.
Минерализация термальных вод *6* — от 1 до 5 *г/л* Химический состав вод *7* — преобладание сульфатного иона, *8* — изолинии температуры воды, *9* — тектонические разломы, *10* — кровля палеозойского фундамента, *11* — скважины цифры сверху — номера справа в числителе — минерализация воды (в *г/л*) в знаменателе — преобладающий аннон, за дробью — дебит (в *л/сек*), внизу — общая глубина (в *м*), стрелка соответствует напору воды

этой территории водообильность пород резко снижается в связи с преобладанием в водоносных породах мелкозернистого песка (дебиты скважин 0,2—0,5 *л/сек*). В Чу-Сарысуйской депрессии по направлению движения подземных вод наблюдается общая закономерность увеличения минерализации от 0,2 до 3 *г/л*, изменение химического состава термальных вод от сульфатно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых до хлоридных натриевых. В том же направлении происходит погружение водоносных горизонтов и увеличение температуры воды. Исходя из среднегеотермического градиента, можно предполагать, что максимальная температура воды в основании мелового комплекса на глубине 1200 *м* составляет 55—60° С (см. рис. 66).

В связи со значительной температурой термальные воды меловых отложений в Западно-Чуйском артезианском бассейне являются перспективными для разведки и использования их в хозяйственно-бытовых целях.

### Илийская депрессия

В пределах Илийской системы артезианскнх бассейнов выделяются пять водоносных комплексов с термальной водой.

Термальные воды четвертичных отложений имеют повсеместное распространение. Водовмещающие породы представлены песками, гравийно- и валунно-галечниковыми образованиями с прослоями глин. Мощность их достигает 500 *м* в Джаркентской впадине и 930 *м* в Алматинской. Дебит скважин изменяется от десятых долей литра в секунду до 50 *л/сек* на самоизливе, что зависит в основном от литологических особенностей водовмещающих пород. Воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 *г/л*.

Подземные воды с температурой более 20° С залегают в погруженных частях впадины, где они в ряде мест вскрываются скважинами на различных глубинах. Так, на участке вблизи центральной усадьбы Илийского овцесовхоза на глубине 174 *м* вскрыты самоизливающиеся воды с температурой 21° С. Скважина, пройденная у северо-восточной окраины г. Алма-Аты в слабо сцементированных песчаниках, на глубине 600 *м* вскрыла воду с температурой 24° С. Дебиты указанных скважин достигают 7 *л/сек*, а минерализация вод 0,3 *г/л*. По составу они хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. Максимальная температура подземных вод четвертичных отложений, вскрытых во впадине, составляет 31° С. Интересно отметить, что в Алматинской впадине кровля термальных вод вдоль прибрежной зоны р. Или находится на глубинах 120—240 *м*, в то время как ближе к подножию Заилийского Алатау она находится на глубинах 550—650 *м*. Это указывает на то, что вдоль левобережья Или происходит разгрузка глубоких высокотемпературных вод и смешение их с водами верхних водоносных горизонтов; это подтверждается некоторым отличием состава подземных вод. Вдоль оси Алматинской впадины, видимо, проходит глубинный разлом, по которому поступают горячие воды вверх по разрезу мезо-кайнозойских пород.

Термальные воды палеоген-неогеновых отложений имеют широкое распространение. Глубина залегания подошвы палеоген-неогеновых отложений изменяется от бортов артезианских бассейнов к их центральной части в широких пределах — от десятков метров до 3500—4000 *м* и более (см. прилож. 2). В этом направлении закономерно изменяется и литолого-фациальный состав слагающих пород. В предгорье они представлены песчанистыми глинами с прослоями песчаников и конгломератов с гальками плохой окатанности, а в цен-

тральной части артезианского бассейна преобладают песчано-глинистые образования с отдельными маломощными прослоями светло-серых плотных известняков. Глины чередуются с пластами выдержанных по простиранию разнозернистых песков и песчаников мощностью

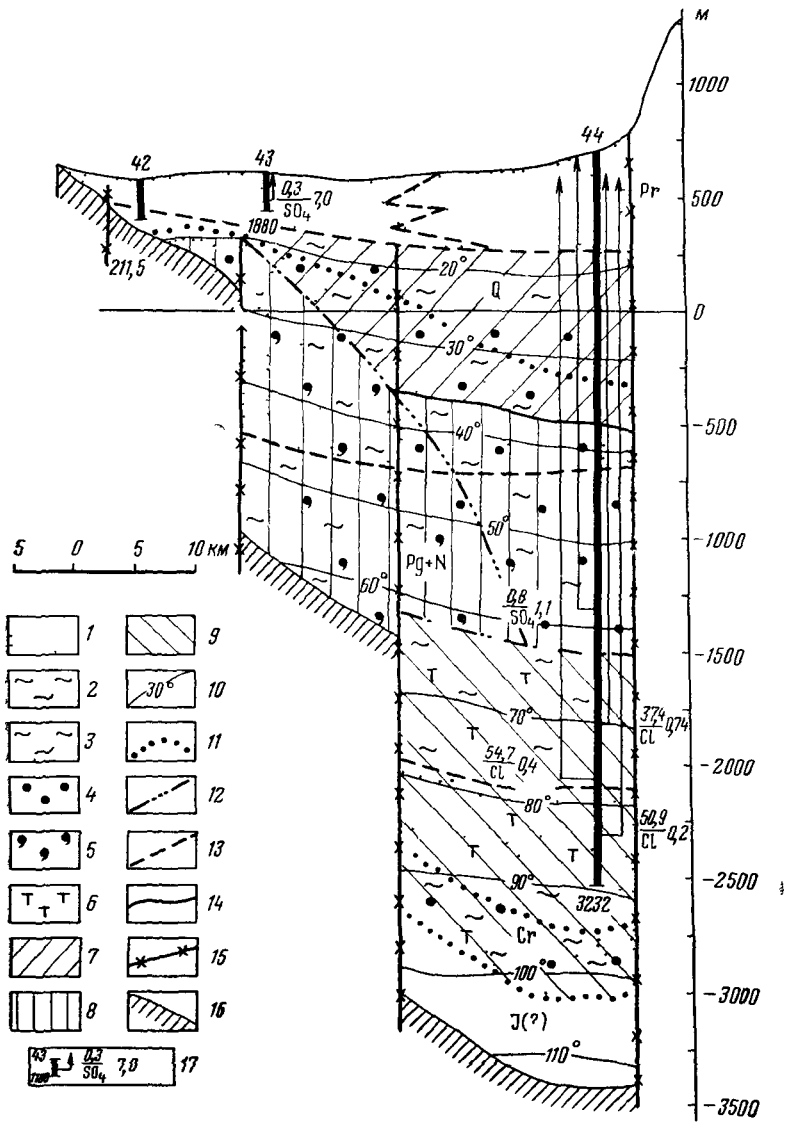



**Рис 67 Гидрогеотермический разрез через Алматинскую впадину по линии VI—VI (составил М С Кан)**

Литологический состав *1* — преимущественно песчаинстые отложения, *2* — преимущественно глинистые отложения, *3* — переслаивание глинистых и песчаннстых отложений

Минерализацня термальных вод (в *г/л*) *4* — до 1, *5* — от 1 до 5, *6* — более 30

Химический состав воды *7* — преобладание гидрокарбоиатного иона, *8* — преобладаиие сульфатного иона, *9* — преобладание хлоридиого иона *10* — изолиннии температуры воды

Границы *11* — стратиграфических комплексов, *12* — разной миинерализации, *13* — различного литологического состава, *14* — разиого химического состава *15* — тектоинческие разломы, *16* — кровля палеозойского фундамента, *17* — скважины цифры сверху — иомер справа в числителе — минерализация воды (в *г/л*), в знаменателе — преобладающий аниои, за дробью — дебит (в *л/сек*), внизу — общая глубииа (в *м*), стрелка соответствует напору воды

до 3—15 *м*. Подземные воды всюду напорные и нередко скважины изливают воду.

Водообильность пород в скважинах в зависимости от литологического состава характеризуется дебитами от 1—5 *л/сек* в центральных частях артезианского бассейна до 5—20 *л/сек* и более на периферии.

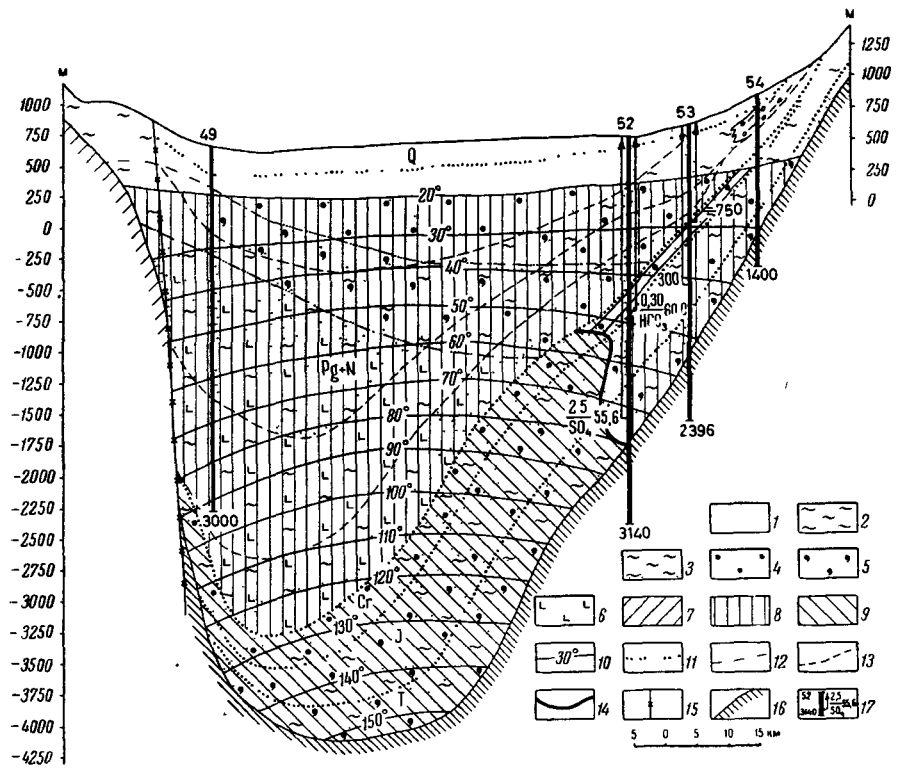



**Рис. 68. Гидрогеотермический разрез через Джаркентскую впадину по линии VII—VII (составил М. С. Кан)**

Литологический состав *1* — преимущественно песчанистые отложения; *2* — преимущественно глинистые отложения, *3* — переслаивание глинистых и песчанистых отложений Минерализация термальной воды (в *г/л*): *4* — до 1; *5* — от 1 до 5; *6* — от 5 до 30. Химический состав воды *7* — преобладание гидрокарбонатного иона; *8* — преобладание сульфатного иона, *9* — преобладание хлоридного иона. *10* — изолинии температуры воды Границы: *11* — стратиграфических комплексов; *12* — разной минерализации воды; *13* — различного литологического состава; *14* — разного химического состава. *15* — тектонические разломы, *16* — кровля палеозойского фундамента, *17* — скважины: цифры сверху — номер, справа в числителе — минерализация воды (в *г/л*), в знаменателе — преобладающий анион, за дробью — дебит (в *л/сек*); внизу — общая глубина (в *м*), стрелка соответствует напору воды

Качество воды неодинаково. На западе Алматинского и на юге Джаркентского артезианских бассейнов (гидрогеологических районов третьего порядка) описываемые водоносные горизонты в основном содержат гидрокарбонатно-сульфатную натриевую воду с общей минерализацией 0,5—2 *г/л*. Минерализация воды возрастает от 0,5—2,0 *г/л* в юго-западной и южной частях бассейнов до 5—30 *г/л* и более — в центральной и северной. При этом состав воды изменяется от сульфатно-гидрокарбонатного натриевого до хлоридно-сульфатного натриевого. Иногда встречаются также хлоридные натриевые воды. Кроме того, с увеличением глубины минерализация термальных вод возрастает от 0,8—0,9 до 18—54 *г/л* (рис. 67, 68).

Температура термальных вод палеоген-неогеновых отложений в зависимости от глубины залегания подошвы водоносного комплекса изменяется от 20—30° С в периферийных частях (глубина 500—1000 *м*) до 100—130° С (глубина 3500—4000 *м*) в центральных частях бассейнов. Температура подземных вод на одних и тех же глубинах в периферийной части бассейнов меньше, чем в их центральных частях. Так, в одной из скважин, расположенной на периферии артезианского бассейна, на глубине 2000 *м* температура воды 52° С, а в опорной скважине, находящейся у Борохудзирской нефтебазы, в центральной части бассейна на той же глубине температура воды около 80° С. Это объясняется влиянием гидродинамических условий.

Воды палеоген-неогеновых отложений имеют высокую температуру, но в связи со значительной минерализацией, большими глубинами залегания водоносных горизонтов и небольшой производительностью скважин, вскрывших эти воды, они большого хозяйственного значения иметь, очевидно, не могут.

Термальные воды меловых отложений широко развиты в Илийской депрессии. Они приурочены к светло-серым кварцево-слюдистым слабо сцементированным разнозернистым песчаникам и мелкозернистым пескам. Мощность отдельных водоносных горизонтов колеблется от 30 до 40 *м*.

Термальные воды верхнемеловых отложений вскрыты глубокими скважинами в Джаркентском артезианском бассейне. Скважиной, расположенной у Борохудзирской нефтебазы, с глубины 2715 *м* получен фонтан горячей воды с температурой 96° на устье. Дебит ее составил 4000 *м*³/*сутки* (46,2 *л/сек*), давление у поверхности земли 36 *атм*. Состав вод гидрокарбонатно-хлоридный натриевый.

В другой скважине, пробуренной на правом берегу р. Или, водоносный горизонт вскрыт на глубине 1400 *м*, при этом получен фонтан воды с температурой 47° С у устья и дебитом 60 *л/сек*. Состав вод сульфатный натриевый.

В скважине, пройденной ближе к южному борту бассейна, этот же водоносный горизонт вскрыт на глубине 715 *м*, при этом получен фонтан воды с дебитом 6500 *м*³/*сутки* (75 *л/сек*), температурой на устье скважины 31° С, гидрокарбонатно-сульфатного хлоридно-натриевого состава.

Таким образом, приведенные данные по скважинам дают основание полагать, что из одиночных скважин, вскрывающих меловые горизонты, можно получить термальную воду в количестве 50—100 *л/сек* и более. Температура воды зависит от глубины залегания водоносного горизонта и изменяется от 20—30° на глубинах 350—700 *м* и до 130—135° С на глубинах 3700—4300 *м* (см. рис. 68). Температура воды растет также и по мере удаления участка от области питания водоносного горизонта.

В Алматинском артезианском бассейне термальные воды меловых отложений не вскрыты. Однако учитывая, что отдельные части депрессий имеют общие черты геологического развития, а также на основе данных геофизических исследований можно предполагать, что меловые отложения здесь, также как и в Джаркентском артезианском бассейне, водоносны. Судя по глубине залегания палеогеновых отложений, можно предполагать, что меловые отложения здесь залегают на глубине 3400—3800 *м* в центральной части и на глубине 1200—2000 *м* в северо-восточной. Ожидаемые дебиты скважин могут быть в пределах 20—40 *л/сек*, а минерализация воды до 3 *г/л*. Геотермические измерения в глубокой Алма-Атинской скважине показывают, что темпера-

тура воды в центральной части этого бассейна более 100° С, а в северо-восточной до 45—55° С.

Термальные воды юрских отложений вскрыты скважинами только в Джаркентском артезианском бассейне. Они приурочены к разнозернистым песчаникам и конгломератам. Мощность отдельных водоносных горизонтов изменяется от 15 до 35 *м*. При опробовании водоносного горизонта в одной из скважин (интервал 1273—1330 *м*) был получен фонтан воды с температурой 43° С на устье. Дебит на самоизливе составил 30 *л/сек*, состав воды гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный магниево-кальциевый.

Юрские отложения в периферийной части бассейна залегают на глубинах 370—800 *м*, а в центральной части на глубине до 4000—4500 *м* (см. рис. 68). Исходя из геотермических условий бассейна и глубины залегания комплекса, можно предполагать, что температура воды изменяется соответственно от 20—30° до 130—145° С, возрастая по мере удаления от области питания водоносных горизонтов.

Термальные воды триасовых отложений. Триасовые отложения распространены только в Джаркентском артезианском бассейне, где они залегают на глубинах 250—700 *м* на юге, 1000—1500 *м* в северной и 4500 *м* в центральной частях бассейна. В отложениях триаса скважинами вскрыт ряд водоносных горизонтов в песчаниках и реже конгломератах, изолированных друг от друга водонепроницаемыми породами. При опробовании их в интервалах 2215—2230 *м* и 2254—2275 *м* дебит при самоизливе составил 55,6 *л/сек*. Температура воды на устье 60° С.

Минерализация термальных вод триасового комплекса изменяется от 0,7—1,0 *г/л* на юге до 2—5 *г/л* в центральной и северо-западной частях бассейна. Состав воды изменяется от хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого до сульфатно-хлоридного натриевого. В соответствии с геотермическими условиями Джаркентской впадины и глубиной залегания триасовых отложений температура воды изменяется от 20—30° С на юге до 50—70° С на севере и 140—170° С в центральной части бассейна.

Из приведенных данных видно, что глубина залегания термальных вод описанных водоносных комплексов увеличивается от периферии Джаркентской впадины к ее центру. В этом же направлении увеличиваются мощность отдельных водоносных горизонтов, температура воды, минерализация ее и гидродинамический напор и уменьшается дебит одиночных скважин.

* *
*

В пределах области современных сводовых поднятий палеозойских структур, кроме прогретых участков вдоль крупных зон тектонических разломов, имеются мелкие впадины (гидрогеологические районы второго порядка), содержащие термальные воды. В качестве примера приводится описание одной из них.

**Текесская и Кегенская впадины.** Текесская и Кегенская межгорные впадины образуют Кегено-Текесский артезианский бассейн, сложенный мощной толщей (до 2500 *м*) четвертичных и палеоген-неогеновых осадков.

О наличии термальных вод глубокой циркуляции свидетельствуют выходы термальных источников в центральной части гор Чульадыр, сложенных миоценовыми глауберито-доломито-галитовыми отложениями. Воды Чульадырских источников имеют очень высокую минерализацию (318 *г/л*), хлоридно-сульфатный натриевый и сульфатно-хлорид-

**Рис. 69 Гидрогеологический разрез через Балхашскую впадину по линии V—V (составил О М. Дырдин)**

Литологический состав *1* — преимущественно песчаные отложения *2* — переслаивание глинистых и песчанистых отложений Минерализация термальных вод (в *г/л*) *3* — до 1, *4* — от 1 до 5 Химический состав воды *5* — преобладание сульфатного иона, *6* — преобладание гидрокарбонатного иона *7* — изолинии температуры воды, *8* — границы стратиграфических комплексов, *9* — тектонические разломы, *10* — кровля палеозойского фундамента, *11* — скважины цифры сверху — номер справа в числителе — минерализация воды (в *г/л*) в знаменателе — преобладающий анион, за дробью — дебит (в *л/сек*), внизу — глубина скважины (в *м*) стрелка соответствует напору воды

ный натриевый состав, температуру 42° С. Расходы источников 0,2—0,5 *л/сек.*

Н. Г. Кассиным и Е. В. Посоховым описаны выходы термальных вод в долине р. Кегень, примерно в 40 *км* к северо-западу от вышеописанных. По химическому составу они аналогичны Чульадырским источникам, что дает основание предполагать региональный характер распространения пластовых термальных вод в пределах описываемых впадин. На глубинах 2000—2500 *м* температура воды может достигать 60—75° С. Вследствие весьма большой минерализации термальных вод и слабой водообильности пород воды не могут быть использованы для теплофикации.

## Алакуль-Балхашская депрессия

В Алакуль-Балхашской депрессии наиболее перспективными на термальные воды являются Балхашская и Алакульская впадины.

**Балхашская впадина.** Наибольшая мощность мезо-кайнозойских отложений, по данным геофизических исследований, отмечена в районе пос. Баканас и равна 1000—1200 *м* (рис. 69) Водоносные горизонты приурочены к четвертичным, неогеновым, палеогеновым и меловым песчано-глинистым отложениям.

Бурением мелких скважин (до 200 *м*) термальные воды не были вскрыты По данным В С. Жеваго (1965), геотермический градиент для центральной части впадины составляет около 3° С/100 *м* Учитывая геологоструктурные, а также геотермические условия впадины, можно ожидать термальные воды низких температур в палеоген-неогеновых и меловых отложениях на глубинах от 300 до 600 *м*. На этой глубине можно ожидать температуру вод 20—30° С. Водоносные породы представлены пылеватыми песками суммарной мощностью до 50 *м*. Дебиты скважин изменяются от 0,5 до 5 *л/сек.* Минерализация воды до 3 *г/л,* состав сульфатно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатный натриевый.

Термальные воды меловых отложений в Балхашском артезианском бассейне *изучены слабо Отложения мела* вскрыты скважинами в прибортовой части впадины и представлены среднезернистыми песками.

В скважине, расположенной в южной части впадины, на глубине 70 *м* вскрыта вода, уровень которой установился на глубине 66 *м*. Дебит при понижении на 4,5 *м* составил 0,5 *л/сек*, минерализация воды 1,4 *г/л*, состав сульфатный натриевый, температура около 15° С. Максимальная глубина залегания мела, по данным геофизических исследований, изменяется от 700 до 1200 *м*, температура воды не будет превышать 40° С.

**Алакульская впадина.** По данным геофизических исследований и неглубокого бурения (до 300 *м*) установлено, что впадина сложена четвертичными, неогеновыми и юрскими отложениями, содержащими подземные воды. Благоприятные геотермические и геоструктурные условия определяют здесь наличие термальных вод.

Термальные воды неогеновых отложений в пределах бассейна развиты широко. Водовмещающими породами этого комплекса являются песчано-глинистые и гравийно-галечные слои. Мощность отдельных слоев в периферийной части не превышает 5—6 *м*, а в центральной части достигает 70 *м*. Водоносные слои разобщены водоупорными глинами, поэтому отдельные горизонты высоконапорные и скважины фонтанируют. Дебиты скважин в южной части бассейна при самоизливе достигают 5 *л/сек*, а в северной части до 20 *л/сек*. Минерализация воды с глубиной возрастает от 0,2 до 3 *г/л*. По составу воды в основном гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные натриевые. Пройденная в пос. Учарал скважина на глубину 468 *м* вскрыла воду в гравийно-галечных отложениях. Дебит на самоизливе составил 2,5 *л/сек*. Вода гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией 0,3 *г/л*. Температура не измерялась. Исходя из геотермических условий, можно предполагать, что температура на этой глубине будет около 25° С, в основании комплекса на глубине 1000 *м* — около 40° С.

Термальные воды юрских отложений в Алакульском артезианском бассейне не изучены. Известно, что водоносность пород юрского комплекса приурочена к переслаивающимся песчаникам, алевролитам и конгломератам. В скважине на глубине 100 *м* вскрыта вода, уровень которой установился на глубине 19 *м*. Дебит скважины при понижении на 30 *м* составил 0,03 *л/сек*. Минерализация воды 0,3 *г/л*, состав сульфатно-гидрокарбонатный натриевый.

Максимальная глубина залегания подошвы юрских отложений установлена южнее оз. Алакуль и достигает 1400 *м*. Минерализация воды здесь возрастает, водообильность увеличивается за счет притока сильно минерализованной воды снизу по тектоническим разломам. Исходя из геотермических условий, можно предполагать, что на глубинах 1100—1400 *м* температура воды достигает 45—55° С.

Из приведенных сведений о термальных водах следует, что Алакульский артезианский бассейн при современной изученности едва ли может стать объектом для использования термальных вод в ближайшем будущем.

## ЕСТЕСТВЕННЫЕ ЗАПАСЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Депрессии Южного Казахстана являются основными структурами распространения пластовых высоконапорных, высокотемпературных пресных и слабо солоноватых подземных вод, использование которых найдет широкое применение в народном хозяйстве. Однако изученность термальных вод пока недостаточна для полной и всесторонней их характеристики, а тем более для определения запасов даже по низким категориям. На данной стадии изученности возможен только ориенти-

ровочный подсчет естественных запасов для определения масштабов и возможности их использования в народном хозяйстве.

Для определения естественных запасов термальных вод исходными данными явились следующие.

1. Площадь распространения водовмещающих комплексов по отдельным депрессиям и впадинам, определенная по карте.

2. Усредненная мощность водоносных пород, определенная по гидротермическим разрезам.

3. Удельная водоотдача водоносных пород, определенная методом аналогии. Следует отметить, что водоносные комплексы артезианских бассейнов благодаря большим гидростатическим напорам и высоким

Таблица 17

**Естественные запасы термальных вод наиболее перспективных водоносных комплексов артезианских бассейнов**

| Водоносный комплекс | Площадь распространения, $км^2$ | Средняя температура воды, °С | Средняя мощность водовмещающих пород, $м$ | Удельная водоотдача пород | Статические запасы термальных вод, млрд. $м^3$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Сырдарьинская система артезианских бассейнов | | | | | |
| Палеоген-неогеновый | 1 247,$10^8$ | 40 | 48 | 0,04 | 239 |
| Меловой | 2 115,$10^6$ | 60 | 34 | 0,15 | 870 |
| Юрский | 536,$10^8$ | 95 | 30 | 0,02 | 32 |
| Итого: | | | | | 1141 |
| Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов | | | | | |
| Палеоген-неогеновый | 31 500,$10^6$ | 28 | 37 | 0,04 | 45 |
| Меловой | 38 250,$10^6$ | 55 | 15 | 0,16 | 91 |
| Итого: | | | | | 136 |
| Илийская система артезианских бассейнов | | | | | |
| Джаркентский артезианский бассейн | | | | | |
| Палеоген-неогеновый | 865,$10^7$ | 50 | 380 | 0,05 | 63 |
| Меловой | 40 375,$10^5$ | 75 | 67 | 0,2 | 54 |
| Юрский | 4 275,$10^6$ | 95 | 63 | 0,14 | 38 |
| Триасовый | 35 275,$10^5$ | 105 | 85 | 0,14 | 41 |
| Итого: | | | | | 196 |
| Алматинский артезианский бассейн | | | | | |
| Палеоген-неогеновый | 615,$10^7$ | 45 | 280 | 0,05 | 86 |
| Меловой | 336,$10^7$ | 95 | 17 | 0,15 | 20 |
| Итого: | | | | | 106 |

Таблица 18

**Основные данные по водоносным горизонтам термальных вод артезианских бассейнов**

| Районы | Водоносный горизонт | Глубина залегания, *м* | Температура, °С | Дебит скважины, *л/сек* | Минерализация, *г/л* | Использование |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Сырдарьинская система артезианских бассейнов** | | | | | | |
| Р-и ст. Туркестан | Песчаные отложения мела | 600—1000 | 30—50 | 10—40 | до 1 | Тепличные и холодильные хозяйства, бальнеология |
| Р-н ст. Арысь | То же | 600—2200 | 35—100 | 10—50 | 1—7 | Теплофикация, тепличные и холодильные хозяйства |
| Р-н ст. Сары-Агача | „ „ | 500—2200 | 30—80 | до 60 | 0,5—10 | Тепличные и холодильные хозяйства, бальнеология и др. |
| **Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов** | | | | | | |
| Пос. Мерке | Пески палеоген-неогена | 550—750 | 30—35 | 20—40 | 0,1—0,5 | Тепличные и холодильные хозяйства, отопление кошар с дополнительным подогревом воды, питьевые нужды, орошение |
| С. Карасу | То же | 650—750 | 30—35 | 20—40 | 0,2—10 | То же |
| Ур. Кокча | Пески мела | 500—1400 | 30—68 | 80—100 | 0,2—0,8 | „ „ |
| **Илийская система артезианских бассейнов** | | | | | | |
| г. Панфилов и его окрестности | Песчаные отложения мела | 4000—4250 | 124—134 | 40—60 | До 1 | Энергетика, теплофикация, холодильные и тепличные хозяйства, бальнеология |
| То же | Песчаники, конгломераты юры | 4250—4400 | 134—140 | 20—30 | 1—5 | То же |
| „ „ | Песчаники и конгломераты триаса | 4600—4750 | 145—155 | 15—20 | 1—5 | „ „ |
| с. Дубун и его окрестности | Песчаники мела | 1200—1500 | 40—50 | 50—75 | До 1 | Тепличные и холодильные хозяйства, бальнеология |
| То же | Песчаники и конгломераты юры | 1500—1900 | 50—60 | 25—35 | 1—5 | То же |
| „ „ | Песчаники и конгломераты триаса | 1900—2500 | 60—75 | 40—50 | 1—5 | „ „ |

Продолжение табл. 18

| Районы | Водоносный горизонт | Глубина залегания, *м* | Температура, °С | Дебит скаажины, *л/сек* | Минерализация, *г/л* | Использовнаие |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Р-н Борохудзир | Песчаники мела | 2650—2800 | 95—100 | 40—50 | До 1 | Тепличные хозяйства, теплофикация, бальнеология |
| Р-н курорта Аяк-Калкан | Пески и песчаники палеогеиа | 750—1110 | 40—55 | 10—20 | 5—30 | Тепличные н холодильные хозяйства, бальнеология |
| Алма-Ата и ее окрестности | Песчаные отложения | 3400—3800 | 90—110 | 35—40 | 1—5 | Энергетика, теплофикация, тепличные и холодильные хозяйства, устройство купальных бассейнов и пр. |
| с. Дмитриевка и его окрестиости | Песчаиики и пески мела | 2250—2500 | 70—85 | 20—35 | 1—5 | Теплофикация, тепличные и холодильные хозяйства, бальнеология |

температурам обладают повышенной водоотдачей (дебиты скважин в большинстве случаев достигают 20—50 *л/сек* и более).

Распределение естественных запасов термальных вод по отдельным водоносным комплексам для наиболее перспективных артезианских бассейнов приведено в табл. 17.

Как видно из данных табл. 17, естественные запасы только по указанным бассейнам составляют 1579 млрд. $м^3$. При эксплуатации 0,5% естественных запасов термальных вод с температурой более 50° С они дадут тепловую энергию, эквивалентную более 150 млн. *т* условного топлива.

В зависимости от температуры с точки зрения пригодности термальных вод для теплоснабжения приняты следующие градации тепловых потенциалов: для сельскохозяйственного теплоснабжения до 50°; для городского теплоснабжения 50—75°; для городского теплоснабжения северных районов и теплоснабжения ряда технологических процессов 75—100° и для выработки электроэнергии — более 100° С. В соответствии с принятыми градациями термальные воды Южного Казахстана, имея температуру от 20 до 170° С, могут быть использованы как источник тепловой энергии во всех отраслях промышленности и сельского хозяйства и весьма широко в бальнеологии. Первоочередные объекты и районы, где могут быть использованы термальные воды в народном хозяйстве, приведены в табл. 18.

В текущем пятилетии в Южном Казахстане интенсивно развивается глубокое бурение на термальные воды. Для объектов сельского хозяйства, теплофикации городов и крупных населенных пунктов будет пробурено 150 скважин объемом 224 тыс. пог. *м*.

*Глава девятнадцатая*

# МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Закоиомериости распространения минеральных вод на территории Южиого Казахстана определяются геологоструктурными и общими гидрогеологическими условиями, а также климатическими особеииостями местности.

Для складчатых областей (участки сложеииые извержеииыми и метаморфическими породами) характерио развитие трещинных слабо мииерализованных вод. В их пределах первостепеиное зиачеиие для распространения подземиых вод имеют молодые тектонические разломы, которые создают необходимые условия для глубокой циркуляции вод и выхода их на диевиую поверхность. Здесь распространеиы слабо мииерализованные щелочиые, часто кремнистые термальные воды с характерным иоиным и газовым составом (азот с примесью редких газов). Отношение аргона к азоту близко к их отношению в воздухе. Температура вод колеблется в пределах 20—49° С, что может быть объяснено различной глубиной циркуляции.

Для азотных термальиых вод зон разломов характерно высокое содержание фтора (до 25 *мг/л*) за счет выщелачиваиия его из апатитовых слюд и других фторсодержащих минералов.

Распространение различиых типов минеральных вод в пределах артезианских бассейнов обычно подчинено общей гидрохимической зоиальности, которая проявляется в постепенной смене слабо минерализованных и сульфатных вод хлоридными водами высокой минерализации.

В формировании состава вод в пределах артезианских бассейнов на территории Южного Казахстаиа (Сырдарьинского, Чу-Сарысуйского, Алакуль-Балхашского, Илийского) определяющими факторами являются характер и состав водовмещающих толщ и иаличие в кровле и подошве водоиосных горизонтов и комплексов плохо промытых, местами загипсованных пород. Это обусловило широкое развитие на территории Южиого Казахстаиа сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных вод различного катионного состава с мииерализацией от 1,5—3,0 до 30—270 *г/л*.

Радоновые воды имеют узко локальное распространение. Приурочеиы они к интрузивным массивам кислого состава, являются радиогидрогеологическими аномалиями и характеризуются резкими изменениями в коицентрации радиоактивиых элементов иа небольшой площади. Повышенная концентрация радия в породах фиксируется лишь на участках, вторично обогащениых радием за счет адсорбции. Повышеиная эмаиирующая способиость чаще всего присуща породам тектонически раздробленных зон.

Таким образом, геологоструктурные и гидрогеологические условия территории обусловили развитие в ее пределах разнообразиых мине-

ральных вод. Согласно классификации, принятой в Центральном научно-исследовательском институте курортологии и физиотерапии (В. В. Иванов, Г. А. Невраев, 1964), лечебные минеральные воды можно разделить на следующие бальнеологические группы в зависимости от их состава, свойств и лечебного значения:

I (А). Без специфических компонентов и свойств;

II (Е). Радоновые;

III (Ж). Кремнистые термальные.

Указанные группы подразделяются по газовому составу на подгруппы, по анионному составу — на классы и по катионному составу — на подклассы.

По основному газовому составу воды первой группы относятся к азотным и метановым, воды второй и третьей группы — к азотным. Основные группы лечебных минеральных вод Южного Казахстана приведены в табл. 19 и на схематической карте минеральных вод (рис. 70).

## I (А). Воды без специфических компонентов и свойств

**Азотные воды.** Термальные воды различного ионного состава, с минерализацией до 2 *г/л* распространены в Сырдарьинской и в южной и западной частях Чу-Сарысуйской системах артезианских бассейнов.

Термальные пластовые слабо минерализованные гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией 0,6—1,3 *г/л* выведены рядом разведочных скважин в южной части Чимкентской области (см. рис. 70, водопункты 15, 17, 18, 19, 21) из песков и песчаников нижнего и верхнего мела и палеогена с глубин 800—1000 *м*. Воды напорные. Пьезометрические уровни устанавливаются на высоте 5—70 *м* выше поверхности земли. Дебиты скважин при самоизливе достигают 30 *л/сек* и более. Температура воды на изливе изменяется от 31 до 60° С и зависит от глубины вскрытия водоносного горизонта. Общее движение вод происходит в северо-западном направлении; в этом же направлении происходит и увеличение минерализации подземных вод от 0,6 до 1,3 *г/л*. В табл. 20 приведены характерные химические анализы этого типа вод.

В минеральных водах этой группы не обнаружено: $Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$, $Al^{2+}$, $Mn^{2+}$, $Cu^{2+}$, $J^-$, $H_2S^{2-}$, $HSO_4^-$, $HS^-$.

Термальные воды Чу-Сарысуйского артезианского бассейна вскрыты скважинами в Джамбулской области в отложениях мела (водопункт 13) и палеоген-неогена (водопункт 29) на глубинах 300—1000 *м*. В зависимости от глубины вскрытия температура их изменяется от 20 до 65° С. Водоносные горизонты меловых отложений характеризуются высокой водообильностью, которая уменьшается по мере движения от области питания к наиболее погруженной части депрессии от нескольких литров до десятков литров в секунду. В этом же направлении возрастает минерализация воды от десятых долей грамма на литр до 2 *г/л*.

В лечебных целях слабо минерализованные термальные воды осадочных отложений используются только в Чимкентской области на курорте Сары-Агач.

Сульфатные кальциево-натриево-магниевые воды с минерализацией 4,0 *г/л* вскрыты скважиной в 10 *км* от пос. Текес Алма-Атинской области (водопункт 58). Они приурочены к прослоям мелкозернистых песков в толще глин и суглинков неогенового возраста. Статический уровень установился на глубине 90 *м* от поверхности

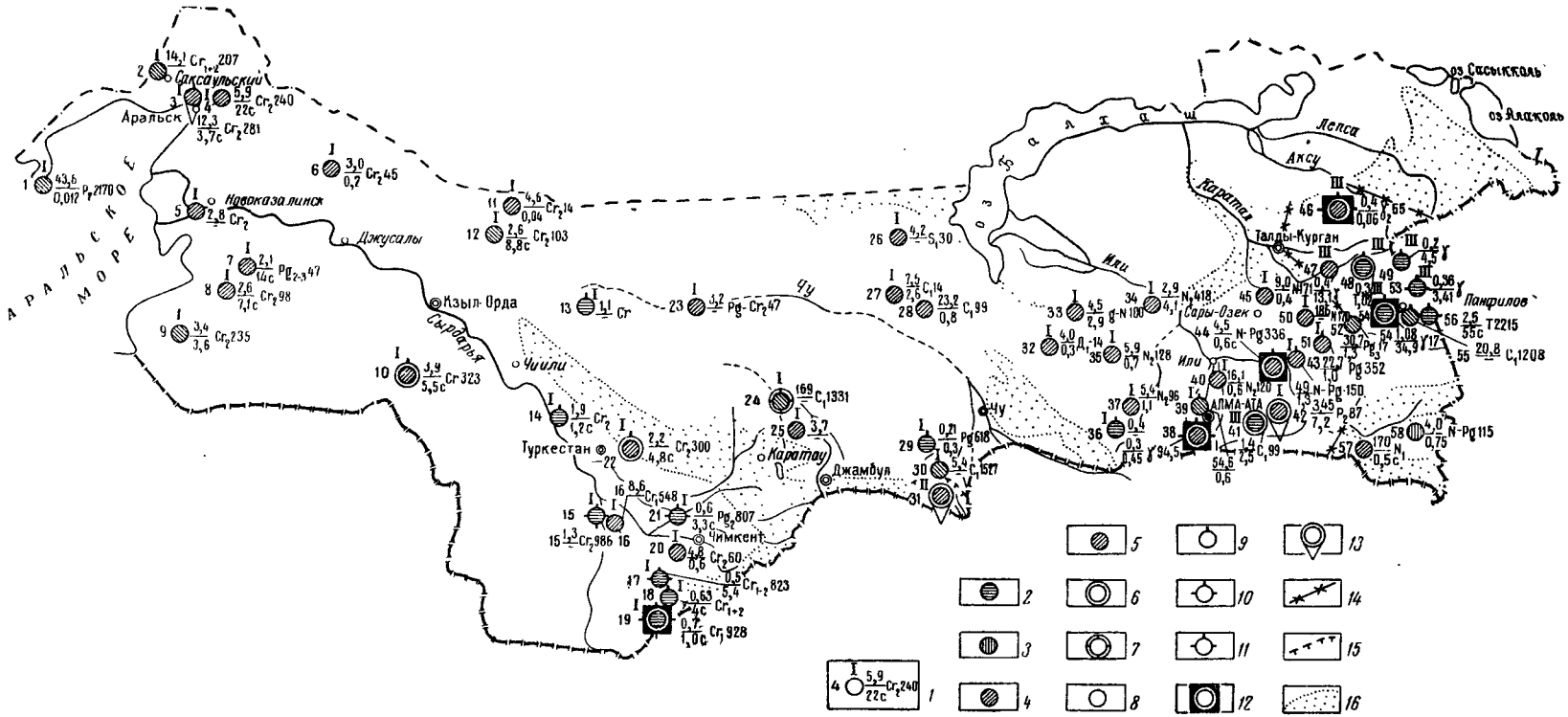



**Рис. 70. Схематическая карта распространения минеральных вод на территории Южного Казахстана (составила А. Б. Авдеева)**

Месторождения и выходы минеральных вод: цифры I слева — порядковый номер водопункта, справа в числителе — минерализация воды (в *г/л*), в знаменателе — дебит (в *л/сек*), «с» — самоизлив, после дроби — возраст водоносного горизонта и его глубина, *м*, сверху — номер бальнеологической группы.

Основной ионный состав вод: *2* — различного ионного состава; *3* — сульфатные кальцием-натриево-магниевые; *4* — хлоридно-сульфатные (сульфатио-хлоридные) различного катионного состава; *5* — хлоридные натриевые.

Основной газовый состав вод: *6* — азотные (азотно-углекислые); *7* — метановые (азотно-метановые и углекисло-азотно-метановые).

Температура вод (в °С): *8* — менее 20, *9* — от 20 до 35; *10* — от 35 до 50; *11* — более 50.

Использование минеральных вод: *12* — бальнеологический курорт или санаторий, *13* — месторождения, перспективные для будущего использования.

Границы районов с очаговым распространением минеральных вод: *14* — азотных терм; *15* — радоновых вод; *16* — области, в которых минеральные воды не известны

Таблица 19

**Основные группы лечебных минеральных вод**

| Основные бальнеологические группы вод | Основные подгруппы по газовому составу | Классы по анионному составу | Подклассы по катионному составу | Температура воды, °С | Содержание специфических компонентов, *мг/л* | Минерализация, *г/л* | pH | Районы распространения (геологическая структура, гидрогеологический район) | Возраст водовмещающих пород | Характерные представители: Наименование источника, скважины, месторождения | Формула ионного состава | Возраст водовмещающих пород | Литологический состав водовмещающих пород | Известные аналоги |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| I (А). Без специфических компонентов и свойств | Азотные | Различного ионного состава (термальные) | | 20—70 | $H_2SiO_3$, до 24 | До 2 | 7,8—8,4 | Южная часть Сырдарьинской, южная и западная часть Чу-Сарысуйской систем артезианских бассейнов | $Cr_1$, $Cr_2$, Pg | Чимкентская, курорт Сары-Агач, скв. 3 | $M_{0,71}\ \frac{(HCO_3+CO_3)\ 68\ Cl\ 17}{(Na+K)\ 98\ Ca\ 1}\ pH=8,35$ | $Cr_1$ | Мелкозернистые песчаники и пески | |
| | | $SO_4$ | Mg, Na, Ca | 14—17 | — | 4—5 | — | Кегено-Текесский артезианский бассейн | N | Алма-Атинская, обл., скважина в 10 км к СВ от пос. Текес | $M_{4,05}\ \frac{SO_4\ 82\ Cl\ 15}{Mg\ 33\ (Na+K)\ 31\ Ca\ 30}$ | N | Пески мелкозернистые в толще глин и суглинков | Баталинская минеральная вода (Ставропольский край) |
| | | $SO_4$— Cl Cl, $SO_4$ | Na | 22—32 | $H_2SiO_3$ до 23 | 4—6 | 7,2—7,3 | Илийская система артезианских бассейнов | $Pg_3$+ N | Алма-Атинская обл., курорт Аяк-Калкан, скв. 118 | $M_{4,5}\ \frac{Cl\ 54\ SO_4\ 43}{(Na+K)\ 86\ Ca\ 13}\ pH=7,3$ | $Pg_3$+ $N_1$ | Тонкозернистые пески | г. Феодосия, источник Паша-Тене |
| | | Cl, $SO_4$ | Na | | Br, 19 | 7—13 | 7,2—7,4 | Аральский артезианский бассейн | $Cr_2$ | Кзыл-Ординская обл., г. Аральск, скв. 1-г | $M_{12,3}\ \frac{Cl\ 78\ SO_4\ 20}{(Na+K)\ 94\ Ca\ 5}$ | $Cr_2$ | Пески серые, кварцевые | Ново-Ижевский источник (Удмуртская ССР) |
| | | Cl, $SO_4$ | Na, Ca, Ca, Na | 15—31 | — | 2,2—4,0 | 7,4—8,3 | Сырдарьинская система артезианских бассейнов. Кетмень-Заилийская система бассейнов трещинных вод, Илийская система артезианских бассейнов | $N_2$, $Cr_1$, $P_2$ | Алма-Атинская обл., пос. Курам, скв. 8 | $M_{3,4}\ \frac{Cl\ 71\ SO_4\ 28}{(Na+K)\ 67\ Ca\ 31}\ pH=8,25$ | $P_2$ | Кварцевые порфиры, туфы | Курорт Трускавец, источник 1 (УССР) |
| | | | | | | | | | | Чимкентская обл., район г. Кентау, им. Чапаева, скв. 400-в. клх. | $M_{2,2}\ \frac{SO_4\ 52\ Cl\ 37}{Ca\ 43\ (Na+K)\ 42}\ pH=7,4$ | $Cr_2$ | Известняки серые с прослоями песчаников | |
| | | Cl, $SO_4$ | Na | | Br, 28; $H_2S$ 8 | 40—261 | 7,8—8,0 | Кетмень-Заилийская система бассейнов трещинных вод | | Алма-Атинская обл., Чуль-Адырские источники | $M_{170}\ \frac{Cl\ 79\ SO_4\ 21}{(Na+K)\ 99}\ pH=8,0$ | $N_1$ | Чередование доломитов, аргиллитов, с пластами тенардита и каменной соли | |
| | | Cl | Na | 12—32 | | До 10 | 7,2—7,4 | Сырдарьинская и Чу-Сарысуйская системы артезианских бассейнов | $Cr_2$, $C_1$ | Кзыл-Ординская обл., скважина в песках Арыскум, на отгоне Терень-Узякского свх. | $M_{2,6}\ \frac{Cl\ 77\ HCO_3\ 15}{(Na+K)\ 96}\ pH=7,2$ | $Cr_3$ | Пески крупнозернистые | Курорт Миргород (УССР) |
| | | Cl | Na | | | 15—45 | | Аральский артезианский бассейн Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов | $P_2$, $Cr_2$ | Кзыл-Ординская обл., Кулуидинская опорная скважина 1 | $M_{43,6}\ \frac{Cl\ 93\ SO_4\ 5}{(Na+K)\ 94\ Ca\ 5}$ Br — 0,043, I — 0,011 | $P_2$ | Песчанники полимиктовые | Курорт Кашин (Калининская обл.), Старая Русса (Новгородская обл.) |
| | Метановые | Cl | Na | | | 140—190 | 7,2 | Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов (Уч-Аральская структура) | $C_1$ | Джамбулская обл., пос. Уч-Арал, скв. 23 | $M_{169}\ \frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 86\ Ca\ 9}$ | $C_1$ | Известняки темно-серые битуминозные | |
| II (Е). Радоновые | Азотные | Cl, $HCO_3$ | Na | 23 | Re, 384 ед. *Maxe* | 0,54 | 7,7 | Талас-Угамская система бассейнов трещинных вод | $\gamma$ | Джамбулская обл., Меркенское ущелье, скв. 4 | $M_{0,54}\ \frac{Cl\ 48\ HCO_3\ 24\ SO_4\ 19}{(Na+K)\ 80\ Ca\ 9}$ | $\gamma$ | Кварцевые серицитты | |
| III (Ж). Кремнистые термальные | Азотные | Различного ионного состава | | 20—49 | $H_2SiO_3$ 20—75; F 3—25 | 0,2—1,3 | 7,1—9,6 | Джунгарская и Кетмень-Заилийская системы бассейнов трещинных вод | $\gamma_2$—$\gamma_1$ | Алма-Атинская обл., курорт Капал-Арасан, скв. 5 | $M_{0,4}\ \frac{SO_4\ 41\ HCO_3\ 30\ Cl\ 29}{(Na+K)\ 65\ Ca\ 19}$ $H_2SiO_3$ — 0,056 | $\gamma_2$—$\gamma_1$ | Гранты роговообманковые | Курорт Ходжа-Обигарм (Таджикская ССР) |

Таблица 20

**Результаты химических анализов вод слабо минерализованных термальных**

| Основные компоненты | Чимкентская обл., курорт Сары-Агач водопункт 19 (скв. 3) (VII 1965 г.) | | | Чимкентская обл., с. Тамерлановка (скв. 21) (VI 1965 г.) | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Содержание в 1 л воды | | | | | |
| | мг | мг-экв | %экв | мг | мг-экв | %экв |
| **Катионы** | | | | | | |
| $NH_4$ | 0,2 | 0,01 | | 0,4 | 0,02 | |
| $K^+$ | Следы | | | 4,3 | 0,11 | 1 |
| $Na^+$ | 204,4 | 8,89 | 99 | 213,6 | 9,29 | 87 |
| $Mg^{2+}$ | 0,4 | 0,03 | | 7,5 | 0,62 | 6 |
| $Ca^{2+}$ | 2,2 | 0,11 | 1 | 13,2 | 0,66 | 6 |
| Сумма | 207,2 | 9,04 | 100 | 239,0 | 10,70 | 100 |
| **Анионы** | | | | | | |
| $F^-$ | 1,6 | 0,08 | 0,88 | 0,8 | 0,04 | |
| $Cl^-$ | 53,9 | 1,52 | 16,81 | 39,7 | 1,12 | 10 |
| $Br^-$ | Следы | — | — | 0,2 | — | — |
| $SO_4^{2-}$ | 60,0 | 1,24 | 13,72 | 131,6 | 2,74 | 26 |
| $CO_3^{2-}$ | 12,0 | 0,20 | 2,21 | — | — | — |
| $HCO_3^-$ | 366,0 | 6,00 | 66,38 | 414,8 | 6,80 | 64 |
| $HPO_4^{2-}$ | 0,14 | | | Не обнаружено | | |
| $NO_2^{2-}$ | 0,02 | | | „ „ | | |
| Сумма | 494,0 | 9,04 | 100,0 | 587,1 | 10,70 | 100 |
| **Недиссоциированные молекулы** | | | | | | |
| $H_2SiO_3$ | 11,3 | | | 11,3 | | |
| **Общая минерализация** | 712,5 | | | 837,4 | | |
| pH | 8,4 | | | 8,0 | | |
| Организация, выполнившая анализ | Контора „Геоминвод", Москва | | | Контора „Геоминвод", Москва | | |

земли. Удельный дебит 0,25 *л/сек*. Эта вода, содержащая большое количество сернокислых солей магния и натрия, приближается по своим бальнеологическим свойствам к Баталинской минеральной воде (Ставропольский край).

Хлоридно-сульфатные (сульфатно-хлоридные) воды различного катионного состава широко распространены в Южном Казахстане (см. рис. 70). По катионному составу среди них выделяются натриевые, кальциево-натриевые и сложного катионного состава.

Хлоридно-сульфатные (сульфатно-хлоридные) натриевые воды распространены во всех гидрогеологических районах. Минерализация их колеблется от 2 до 13 *г/л*. Приурочены они преимущественно к пескам и песчаникам мела, палеогена и неогена. Воды напорные, их уровни устанавливаются часто выше поверхности земли и скважины самоизливают.

В Кзыл-Ординской области в районе г. Аральска (водопункты 3, 4), в Алма-Атинской области (водопункт 44) из меловых отложений Сырдарьинской и неогеновых отложений Илийской систем артезианских бассейнов наряду с холодными сульфатно-хлоридными натриевыми водами выведены теплые, горячие и очень горячие воды. Скважины самоизливают с большими дебитами (табл. 21). На территории Южного Казахстана используются только Аяк-Калканские воды (водопункт 44). На их базе построен курорт, кроме того, они разливаются в бутылки (известны под названием «Алма-Атинская минеральная вода»). В г. Аральске горячие воды используются местным населением для лечебных целей (ванны, душ).

Хлоридно-сульфатные (сульфатно-хлоридные) кальциево-натриевые воды вскрыты скважинами в Чу-Илийской системе бассейнов трещинных вод в коре выветривания палеозойских пород и отложениях неогена (водопункты 26, 32), в отложения неогена в пределах Илийской системы артезианских бассейнов (водопункт 43). Они распространены там, где песчаные отложения обогащены включениями гипса. Минерализация воды колеблется в пределах 4—6 *г/л*. Воды напорные, пьезометрические уровни обычно устанавливаются ниже поверхности земли.

Удельные дебиты скважин не превышают 0,2 *л/сек* и лишь в Чимкентской области, в районе Туркестана, из верхнемеловых песчано-карбонатных отложений восточной окраины Кызылкумского артезианского бассейна выведены теплые хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 2,2 *г/л* и дебитом на самоизливе, достигающем 30 *л/сек* (водопункт 22). В Чимкентской и Алма-Атинской областях воды используются местным населением для лечения желудочно-кишечных заболеваний и различных экзем.

Хлоридные натриевые воды, с минерализацией до 15 *г/л* распространены главным образом в западной части описываемой территории в пределах Кзыл-Ординской, Чимкентской и Джамбулской областей. Минерализация их колеблется в пределах 2,0—15 *г/л*. Приурочены они к водоносным горизонтам мела и палеозоя и вскрываются на различных глубинах от 100 до 2500 *м* (водопункты 1, 9, 12, 30). Пьезометрические уровни устанавливаются часто выше поверхности земли и скважины самоизливают с дебитами 1,5—9 *л/сек* (водопункт 12). Воды холодные и теплые с температурой 10—32° С.

Хлоридные натриевые воды с минерализацией 2—3 *г/л* в степях Казахстана широко используются местным населением для хозяйственного и питьевого водоснабжения. Хлоридные натриевые и кальциево-натриевые воды с минерализацией 15—35 *г/л* широко развиты в нижнемеловых отложениях Чу-Сарысуйской системы артезианских бассейнов.

Таблица 21

**Результаты химических анализов сульфатно-хлоридных вод Алма-Атинской области**

| Основные компоненты | Курорт Аяк-Калкан, Аяк-Калканские источники, скв. 44 (VIII 1964 г.) t = 27,6° С | | | Курамское месторождение, Курамские источники, скв. 42 (IX 1964 г.) t = 16,3° С | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Содержание в 1 *л* воды | | | | | |
| | *мг* | *мг-экв* | *%экв* | *мг* | *мг-экв* | *%экв* |
| *Катионы* | | | | | | |
| $K^+$ | 8,9 | 0,23 | | 29,3 | 0,75 | 1 |
| $Na^+$ | 1385,5 | 60,24 | 86 | 845,7 | 36,77 | 67 |
| $Mg^{2+}$ | 12,7 | 1,05 | 1 | 2,6 | 0,21 | 1 |
| $Ca^{2+}$ | 176,7 | 8,82 | 13 | 340,9 | 17,01 | 31 |
| $Sr^{2+}$ | 0,8 | | | 3,7 | | |
| $Mn^{2+}$ | Следы | | | Следы | | |
| Сумма: | 1584,6 | 70,34 | 100 | 1222,2 | 54,74 | 100 |
| *Анионы* | | | | | | |
| $F^-$ | 3,5 | 0,18 | | 3,0 | 0,16 | |
| $Cl^-$ | 1356,6 | 38,26 | 55 | 1370,9 | 38,66 | 71 |
| $Br^-$ | 3,5 | 0,04 | | 3,7 | 0,05 | — |
| $SO_4^{2-}$ | 1453,4 | 30,26 | 43 | 733,3 | 15,27 | 28 |
| $CO_3^{2-}$ | | | | 12,0 | 0,40 | 1 |
| $HCO^{2-}$ | 97,6 | 1,60 | 2 | 12,2 | 0,20 | |
| $HPO_4^{2-}$ | Не обнаружено | | | Следы | | |
| Сумма: | 2914,6 | 70,34 | 100 | 2135,1 | 54,74 | 100 |
| *Недиссоциированные молекулы* | | | | | | |
| $H_2SiO_3$ | *22,4* | | | *12,1* | | |
| Общая минерализация | 4533 | | | 3398 | | |
| pH | 7,3 | | | 8,3 | | |
| Организация выполнившая анализ | Контора „Геоминвод", Москва | | | Контора „Геоминвод", Москва | | |

Воды напорные, но пьезометрические уровни обычно устанавливаются ниже поверхности земли. Близкие по составу воды применяются для бальнеологических целей на ряде курортов РСФСР (Старая Русса, Солигалич и др.).

**Метановые воды.** Рассолы хлоридные натриевые с минерализацией 35—270 *г/л* распространены в Кызылкумах и в отложениях нижнего карбона на Уч-Аральской структуре Сарысуйской впадины (водопункт № 24). Воды напорные, пьезометрические уровни устанавливаются вблизи поверхности земли, иногда выше. Дебиты скважин незначительны и не превышают 1 *л/сек* на самоизливе.

## II (Е). Радоновые воды

**Азотные воды.** Радоновые воды с содержанием радона 384 ед. Махе вскрыты в Джамбулской области на северном склоне Киргизского хребта в Меркенском ущелье скважиной на глубинах 83—310 *м* (скв. 31). По составу они сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные с минерализацией 0,22 *г/л* (табл. 22). Воды теплые, с температурой 23,4° С (IX 1965 г.).

Таблица 22

**Результаты химических анализов радоновых вод**

| Основные компоненты | Содержание в 1 *л* воды | | |
|---|---|---|---|
| | *мг* | *мг-экв* | *% экв* |
| Катионы | Следы | — | — |
| $K^+$ | 0,8 | 0,02 | — |
| $Na^+$ | 155,7 | 6,77 | 80,89 |
| $Mg^{2+}$ | 9,5 | 0,78 | 9,32 |
| $Ca^{2+}$ | 16,0 | 0,80 | 9,56 |
| Сумма | 182,0 | 8,37 | 100 |
| Анионы | | | |
| $F^-$ | 14,0 | 0,70 | 8,36 |
| $Cl^-$ | 142,8 | 4,03 | 48,16 |
| $SO_4^{2-}$ | 79,0 | 1,64 | 19,59 |
| $HCO_3^-$ | 122,0 | 2,00 | 23,89 |
| $NO_2^-$ | — | — | — |
| Сумма | 357,8 | 8,37 | 100,00 |
| Недиссоциированные молекулы | | | |
| $H_2SiO_3$ | | 3,4 | |
| Общая минерализация | | 539,8 | |
| pH | | 7,7 | |
| Rn (ед. *Маче*) | | 384 | |
| Организация, выполнившая анализ | | Контора „Геоминвод" Москва | |

В минеральной воде скважины не обнаружено: $Sr^{2+}$, $Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$, $Al^{3+}$, $Mn^{2+}$, $Cu^{2+}$, $Br^-$, $J^-$, $H_3AsO_3$, $CO_2$, $HAsO_4^{2-}$, $HPO_4^{2-}$.

Исключительно благоприятные природные и климатические условия, а также наличие вблизи источника дома отдыха «Мерке» определяют перспективу использования радоновых вод в Меркенском ущелье.

## III (Ж). Кремнистые термальные воды

**Азотные воды.** Кремнистые термальные воды с минерализацией до 2 *г/л* широко распространены на юго-восточной и восточной горных окраинах территории в пределах Кетмень-Заилийской (водопункты 38, 41) и Джунгарской (водопункты 46, 53) систем бассейнов трещинных вод. На юге Казахстана известно более 25 групп теплых, горячих и очень горячих источников. Они приурочены к зонам тектонических разломов в изверженных породах. Расходы источников и дебиты скважин при самоизливе составляют 1—5 *л/сек*. Воды различного ионного состава, с минерализацией 0,2—1,8 *г/л*, содержанием кремнекислоты 42—75 *мг/л* (табл. 23). Во всех источниках наблюдается повышенное содержание фтора (3—25 *мг/л*), а в отдельных из них отмечается наличие свободного сероводорода (водопункты 46, 48) и повышенное содержание радона (водопункты 53, 54). Воды слабо щелочные и щелочные (pH 8—9,6). Выходы термальных вод часто сопровождаются выделением спонтанного газа в виде пузырьков и струй. Состав газа азотный, с примесью редких газов.

Кремнистые термальные воды территории широко используются для бальнеологических целей. На их базе функционирует несколько курортов и санаториев (Алма-Арасан, Капал-Арасан и др.).

Таблица 23

**Результаты химических анализов кремнистых термальных вод (слабо минерализованных, щелочных) Алма-Атинской области**

| Основные компоненты | Курорт Алма-Арасан, водопункт 19 (скв. 4) скв. 19 (4) (IX 1964 г.) t = 34,0° С | | | Курорт Капал-Арасан, водопункт 46 (скв. 5) скв 46 (5) (VIII 1964 г.) t = 43,5° С | | | Источники Ку-Арасаиские, (скв. 16) (VIII 1964 г.) t = 37,2° С | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Содержание в 1 л воды | | | | | | | | |
| | мг | мг-экв | %экв | мг | мг-экв | %экв | мг | мг-экв | %экв |
| Катионы | | | | | | | | | |
| $K^+$ | 0,9 | 0,02 | 1 | 3,4 | 0,09 | 1 | 7,5 | 0,19 | 1 |
| $Na^+$ | 33,9 | 3,65 | 97 | 184,9 | 8,04 | 91 | 290,3 | 12,62 | 84 |
| $Mg^{2+}$ | 0,1 | 0,01 | | 1,8 | 0,15 | 2 | 4,1 | 0,34 | 2 |
| $Ca^{2+}$ | 1,9 | 0,09 | 2 | 11,8 | 0,59 | 6 | 49,0 | 2,00 | 13 |
| $Al^{3+}$ | 0,03 | — | — | Не обнаружено | | | 0,08 | — | — |
| $Cu^{2+}$ | 0,03 | — | — | То же | | | 0,002 | — | — |
| Сумма | 86,8 | 3,77 | 100 | 201,9 | 8,87 | 100 | 341,9 | 15,15 | 100 |
| Анионы | | | | | | | | | |
| $F^-$ | 7,4 | 0,39 | 10 | 14,0 | 0,74 | 8 | 15,0 | 0,80 | 5 |
| $Cl^-$ | 8,6 | 0,24 | 6 | 114,2 | 3,22 | 37 | 146,4 | 4,13 | 27 |
| $Br^-$ | Следы | — | — | Следы | — | — | 0,7 | 0,01 | — |
| $HS^-$ | 2,9 | 0,09 | 2 | | | | Не обнаружено | | |
| $SO_4^{2-}$ | 66,2 | 1,38 | 37 | 197,5 | 4,11 | 46 | 375,3 | 7,81 | 52 |
| $CO_2^{2-}$ | 42,0 | 1,40 | 37 | Не обнаружено | | — | — | — | — |
| $HCO_3^-$ | 6,1 | 0,10 | 3 | 48,8 | 0,80 | 9 | 146,4 | 2,40 | 16 |
| $HPO_4^{2-}$ | 0,2 | — | — | Не обнаружено | | — | 0,3 | — | — |
| Сумма | 146,4 | 3,77 | 100 | 374,5 | 8,87 | 100 | 684,1 | 15,15 | 100 |
| Недиссоциированные молекулы | | | | | | | | | |
| $CO_2$ | Не обнаружено | | | — | | | 17,6 | | |
| $H_2S_{общ}$ | 3,0 | | | Не обнаружено | | | Не обнаружено | | |
| В том числе: | | | | | | | | | |
| $H_2S_{св}$ | Следы | | | — | | | — | | |
| $H_2SiO_3$ | 46,0 | | | 55,7 | | | 48,2 | | |
| Общая минерализация | 279,2 | | | 637,5 | | | 1077,8 | | |
| pH | 9,5 | | | 8,0 | | | 8,0 | | |
| Организация, выполнившая анализ | Контора „Геоминвод", Москва | | | Контора „Геоминвод", Москва | | | Контора „Геоминвод", Москва | | |

В минеральных водах этого типа не обнаружено: $H^+$, $NH_4^+$, $Sr^{2+}$, $Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$, $Mn^{2+}$, $I^-$, $HSO_4^-$.

Таким образом, выявленные в Южном Казахстане различные типы минеральных вод в зависимости от их физико-химических свойств могут быть использованы для наружного и внутреннего применения при лечении больных с заболеваниями органов кровообращения, нервной системы, органов движения, пищеварения и др.

Основные данные о используемых минеральных водах Южного Казахстана приведены в табл. 24. Подсчет запасов минеральных вод и их утверждение в ГКЗ произведено только по курорту Алма-Арасан.

Кроме уқазанных в табл. 24 действующих курортов, в Южном Казахстане функционирует несколько бальнеологических лечебниц (Меркенская, Тургенская, Куарасанская и др.); десятки источников с минеральной водой используются местным населением «диким» способом. Это в основном слабо термальные пресные минеральные воды.

## ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

На обширной территории Южного Казахстана, расположенной в основном в пределах аридной зоны с засушливым климатом, распространены главным образом иловые сероводородные материковые грязи и как азональные — морские, приморские (лагунные), озерно-ключевые (по классификации В. В. Иванова, А. М. Малахова, 1963 г.).

В связи с большим разнообразием физико-химических свойств пелоидов среди них можно выделить следующие разновидности.

Слабо соленые грязи (1—35 *г/л*). Верхняя граница солености этих грязей соответствует минерализации воды мирового океана и является важным показателем для определения генезиса воды. В эту группу в основном входят грязи с соленостью до 8—13 *г/л*. Поэтому с бальнеологической точки зрения эти грязи (их растворы) имеют невысокое осмотическое давление, т. е. являются гипо- или изотоническими.

Соленые грязи (35—150 *г/л*). В пределах этой солености лечебные грязи не содержат в больших количествах кристаллов труднорастворимых солей, имеют тонкую основу и высокую пластичность. Осмотическое давление грязевых растворов этих пелоидов в 3—10 раз превышает давление в тканях. Такие грязи, так же как и рапа этих озер, вызывают химические раздражения кожи (образование значительного «солевого» плаща). Однако это раздражение не превышает нужных для получения лечебного эффекта пределов и поэтому их можно использовать для процедур в естественном виде.

Высоко соленые грязи (более 150 *г/л*). Выделение этой группы обусловлено появлением в твердой фазе кристаллов гипса, галита, мирабилита и др. В связи с очень высокой минерализацией и наличием кристаллов эти грязи нельзя рекомендовать для использования без предварительного разбавления их пресными или слабо минерализованными водами, так как химическое раздражение, вызываемое ими, может превысить необходимые для лечебных целей границы. Среди месторождений высоко соленых грязей выделяются рапные месторождения, на поверхности которых постоянно находятся рапа, и сухие, ежегодно полностью пересыхающие (по А. И. Дзенс-Литовскому).

Краткая физико-химическая характеристика выделенных на территории Южного Казахстана разновидностей пелоидов приведена в табл. 25, а их распространение дано на рис. 71.

Из перечисленных в табл. 25 данных видно, что на территории Южного Казахстана преобладают иловые сероводородные материковые высоко соленые грязи. Эти грязи формируются здесь в соленых озерах суффозионного, старичного, реже тектонического происхождения. Питание озер происходит за счет поверхностных вод склонового стока и подземных. Последние не имеют существенного значения в водном балансе озер. В связи с характером питания этих озер в весенне-зимний период они наполняются рапой, при этом общая минерализация ее резко снижается. В летне-осенний период благодаря интенсивному испарению с водной поверхности рапа насыщается солями, ее минерализация возрастет до 300—400 *г/л*, многие грязевые озера полностью пересыхают. Для высоко соленых грязевых месторождений диапазон изменения общей минерализации рапы по сезонам года достигает 200—250 *г/л*.

В ионном составе рапы этих месторождений преобладают из анионов хлориды и реже сульфаты, а из катионов натрий и магний.

В связи с высокой минерализацией рапы продуцирование органического вещества в соленых и высоко соленых грязевых месторожде-

Таблица 24

**Краткие сведения об основных курортах и их гидроминеральных ресурсах**

| Наименование курорта | Местонахождение курорта | Основной профиль | Емкость, $м^3/сутки$ | | Гидроминеральные ресурсы курортов | | | | | | | Использование |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | Химический состав воды | | | | | |
| | | | летом | зимой | Наименован. эксплуатац. скважины, источники | Литологический состав (возраст) водоносного горизонта | Формула ионного состава | Содержание специфических компонентов, $г/л$ | pH | T°C | Дебит, $л/сек$ | |
| Алма-Арасан | Алма-Атинская обл., 25 *км* к югу от г. Алма-Аты, ущелье р. Проходной | Бальнеологический и питьевой | 225—240 | 200 | Скв. (с 1937 г.) | Граниты, гранодиориты (Pz) | $M_{168}\frac{SO_4\,40\ CO_3\,30\ HCO_3\,22}{(Na+K)\,66\ Mg\,30}$ | $H_2SiO_3$—0,014 | 8,3 | 34,5 | 0,6 | Для ванн |
| | | | | | Скв. 1 (с 1953 г.) | То же | $M_{0,2}\frac{CO_3\,51\ SO_4\,35}{(Na+K)\,74\ Mg\,21}$ | $H_2SiO_3$—0,075 | 8,3 | 37,8 | 6,1 | |
| | | | | | Скв. 2 (с 1953 г.) | » » | $M_{0,2}\frac{CO_3\,47\ SO_4\,36\ HCO_3\,10}{(Na+K)\,67\ Mg\,28}$ | $H_2SiO_3$—0,040 | 8,5 | 35,5 | 0,4 | |
| | | | | | Скв. 3 (с 1962 г.) | » » | $M_{0,2}\frac{CO_3\,70\ SO_4\,18}{(Na+K)\,91\ Ca\,8}$ | $H_2SiO_3$—0,057<br>$H_2SiO_3$—0,102 | 9,6 | 31,6 | 0,8 | |
| | | | | | Скв. 4 (с 1962 г.) | » » | $M_{0,3}\frac{CO_3\,37\ SO_4\,37\ Cl\,10}{(Na+K)\,97\ Ca\,2}$ | $H_2SiO_3$—0,046<br>F—0,0074 | 9,5 | 34 | 1,0 | Для лечебного питья |
| Капал-Арасан | Алма-Атинская обл., Капальский район | То же | 300 | 120 | Ист. „Желудочный" | Граниты | $M_{0,6}\frac{SO_4\,45\ Cl\,37\ HCO_3\,9}{(Na+K)\,90\ Ca\,7}$ | $H_2SiO_3$—0,0536<br>F—0,014 | 8,3 | 21,8 | 0,2 | Для лечебного питья |
| | | | | | Скв. 5 | » | $M_{0,6}\frac{SO_4\,46\ Cl\,36\ HCO_3\,9}{(Na+K)\,91\ Ca\,7}$ | $H_2SiO_3$—0,0557<br>F—0,014 | 7,9 | 43,5 | 5,0 при самоизливе | Для ванн |
| Аяк-Калкан | Алма-Атинская обл., Панфиловский р-н | » » | 630 | — | Ист. 3 питьевой | Песчаники ($Cr_2$) | $M_{4,0}\frac{Cl\,62\ SO_4\,36}{(Na+K)\,85\ Ca\,13}$ | $H_2SiO_3$—0,034 | 8,2 | 24,2 | 0,3 | Для лечебного питья и розлива в бутылки |
| | | | | | Скв. 118 | Пески (Pg—N) | $M_{4,5}\frac{Cl\,54\ SO_4\,43}{(Na+K)\,86\ Ca\,13}$ | $H_2SiO_3$—0,0224 | 47,3 | 27,6 | 7,0 | Для ванн |
| Сары-Агач | Чимкентская обл., в 20 *км* на СЗ от г. Ташкента | » » | 500 | 350 | Скв. 3 | Песчанки, пески ($Cr_1$) | $M_{0,7}\frac{(HCO_3+CO_3)\,69\ Cl\,17}{(Na+K)\,98\ Ca\,1}$ | $H_2SiO_3$—0,024 | 8,35 | 50,0 | 3,2 | Для лечебного питья и ванн на новом курорте |
| | | | | | Скв. 7 | Песчанки, пески ($Cr_1$) | $M_{0,7}\frac{(HCO_3+CO_3)\,68\ Cl\,17}{(Na+K)\,98\ Ca\,1}$ | $H_2SiO_3$—0,0233 | 8,4 | 50 | 10,0 | Для ванн на старом курорте |
| | | | | | Скв. 1 | Песчанки ($Cr_1$) | $M_{0,7}\frac{(HCO_3+CO_3)\,67\ Cl\,17}{(Na+K)\,99\ Ca\,1}$ | $H_2SiO_3$—0,0160 | 8,3 | 50 | 2,9 | Разливается в бутылки на заводе розлива |

ниях ничтожно по сравнению с поступлением солей и обломочного материала минерального комплекса. Содержание органического вещества в соленых грязях обычно не превышает 5%, а в высоко соленых снижается до 1% на сухое вещество грязи. Для этого типа сероводородных грязей характерны широкие пределы колебания влажности (от 21% до 60%), высокое содержание сероводорода (более 0,1%). Снижение влагоудерживающей способности высоко соленых грязей обусловлено их грубым составом, содержанием в значительных количествах крупных песчаных фракций и кристаллов солей. С этим связана и их повышенная засоренность, достигающая 10—20% у грязей сухих месторождений. Основная часть засоренности приходится на кристаллы солей (галит, мирабилит), которые при подготовке этих грязей к процедурам — разбавлении маломинерализованными водами и нагревании — растворяются, при этом засоренность резко снижается и обычно не превышает норм, установленных для пелоидов. Грязевый раствор соленых и высоко соленых грязей по химическому составу аналогичен рапе, часто содержит повышенное количество микроэлементов (йод, бром). Твердая фаза соленых и высоко соленых грязей рапных место-

Таблица 25

**Краткая характеристика иловых сероводородных и лечебных грязей Южного Казахстана**

| Местоположение месторождения | Приуроченность месторождения (озеро, сор, старица, лагуна) | Тип, подтип, разновидность грязи | Площадь месторождений, тыс. $м^2$ | Средняя мощность грязевого пласта, $м$ | Запасы, тыс. $м^3$ | | Физико-химические показатели грязи | | | | | | | | | | | | Рапа | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | общие | эксплуатационные | влажность, % | уд. вес | сопротивление сдвигу, $дин/см^2$ | засоренность частицами (>0,25 мм), % | pH грязи | органические вещества (С × 17,2), % | $H_2S$ общ, % | Кристаллический скелет: гипс, % | Кристаллический скелет: карбонаты, % | Кристаллический скелет: глинистый остов, % | Грязевой раствор: ионный состав | Грязевой раствор: pH | ионный состав | pH |
| **Кзыл-Ординская область** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| В центре п-ова Куланды | Лагуна | Приморская высоко соленая | 200 | 0,3 | 30 | 20 | 38,19 | 1,67 | 2 800 | 3,7 | 1,2 | 0,37*/0,60 | 0,02 | 17,89 | 3,52 | 20,0 | $M_{341}\frac{Cl\ 76\ SO_4\ 24}{(Na+K)\ 70\ Mg\ 29}$ | 7,8 | Воды нет | |
| В 1 *км* к северу от п-ва Куланды | Лагуна залива Тущебас | Приморская соленая | 1500 | 0,7 | 45 | 40 | 64,35 | 1,34 | 2 800 | 2,1 | 7,7 | 1,34/3,8 | 0,05 | 0,77 | 12,31 | 16,0 | $M_{24}\frac{Cl\ 61\ SO_4\ 34}{(Na+K)\ 61\ Mg\ 31}$ | 8,2 | $M_{27}\frac{Cl\ 62\ SO_4\ 38}{(Na+K)\ 65\ Mg\ 26}$ | 8,2 |
| г. Аральск, вблизи аэропорта | Лагуна залива Сарычаганак | То же | 8 | 0,7 | 7.5 | 7 | 70,7 | 1,18 | 1 800 | 0,7 | 7,6 | 1,34/4,57 | 0,04 | 0,55 | 6,10 | 10,81 | $M_{37}\frac{Cl\ 66\ SO_4\ 31}{(Na+K)\ 66\ Mg\ 29}$ | 8,2 | $M_{96}\frac{Cl\ 69\ SO_4\ 31}{(Na+K)\ 67\ Mg\ 31}$ | 8,0 |
| г. Аральск, у ж.-д. станции | оз. Соленое (лагуна) | Приморская высоко соленая | 100 | 0,3 | 10 | отс. | 23,9 | 1,6 | 11 700 | 3,9 | 7,3 | 0,92/1,2 | 0,02 | 3,67 | 2,67 | 47,97 | $M_{320}\frac{Cl\ 80\ SO_4\ 19}{(Na+K)\ 75\ Mg\ 23}$ | 7,9 | $M_{301}\frac{Cl\ 70\ SO_4\ 30}{(Na+K)\ 69\ Mg\ 31}$ | 7,6 |
| г. Аральск | Залив Сарычаганак | Морская слабо соленая | Н. с. | 0,2 | Н. с. | Н. с. | 58,0 | 1,37 | 1 500 | 1,68 | 7,2 | 0,76/1,84 | 0,03 | 0,59 | 12,59 | 20,1 | $M_{12}\frac{Cl\ 59\ SO_4\ 35}{(Na+K)\ 54\ Mg\ 28}$ | 8,1 | $M_{10}\frac{Cl\ 65\ SO_4\ 34}{(Na+K)\ 59\ Mg\ 28}$ | 7,8 |
| пос. Арал-сульфат | оз. Жаксы-кылыш | Материковая высоко соленая | Н. с. | 0,15 | 1 | — | 47,42 | 1,50 | 5 800 | 1,54 | 7,2 | 1,05/1,94 | 0,09 | 0,95 | 8,46 | 28,65 | $M_{386}\frac{Cl\ 55\ SO_4\ 44}{(Na+K)\ 70\ Mg\ 30}$ | 7,4 | $M_{350}\frac{Cl\ 90\ SO_4\ 9}{(Na+K)\ 93\ Mg\ 7}$ | 7,3 |
| 13 район ж.-д. разъезда Камыслыбас | оз. Соленое | Материковая соленая | 25 | 0,4 | 6 | 5 | 43,62 | 1,61 | 5 900 | 0,9 | 7,7 | 0,29/0,59 | 0,03 | 0,61 | 6,36 | 40,48 | $M_{42}\frac{SO_4\ 56\ Cl\ 42}{(Na+K)\ 59\ Mg\ 39}$ | 8,0 | $M_{48}\frac{SO_4\ 61\ Cl\ 38}{(Na+K)\ 50\ Mg\ 45}$ | 8,6 |
| В 5—7 *км* к северу от г. Новоказалинска | оз. Соленое | То же | 150 | 0,3 | 20 | 15 | 50,8 | 1,47 | 5 900 | 1,12 | 7,2 | 1,29/2,65 | 0,05 | 1,33 | 11,91 | 25,35 | $M_{25}\frac{SO_4\ 61\ Cl\ 29}{(Na+K)\ 50\ Mg\ 41}$ | 7,8 | $M_{24}\frac{SO_4\ 63\ Cl\ 34}{(Na+K)\ 74\ Mg\ 21}$ | 8,3 |
| В Кармакчинский р-н, ур. Жапак | оз. Жапак | Материковая высоко соленая | 20 | 0,5 | 3 | 2 | 2,88 | 1,58 | Н. с. | 6,75 | 7,3 | 0,58/0,86 | 0,10 | Н. с. | Н. с. | Н. с. | Н. с. | Н. с. | $M_{384}\frac{Cl\ 70\ SO_4\ 28}{(Na+K)\ 86\ Mg\ 11}$ | 7,8 |
| В 20 *км* к западу от оз. Жапак | оз. Келембет | То же | 400 | 0,15 | 40 | 20 | 36,92 | 1,47 | „ „ | 2,52 | 7,1 | 1,61/2,55 | 0,05 | „ „ | „ „ | „ „ | „ „ | „ „ | $M_{369}\frac{Cl\ 78\ SO_4\ 21}{(Na+K)\ 91\ Mg\ 7}$ | 7,7 |
| В 15 *км* к югу от ст. Джусалы, урочище | оз. Старица | „ „ | 15 | 0,2 | 2 | — | 51,51 | 1,48 | Выше нормы | 1,9 | 7,3 | Н. с. | 0,329 | „ „ | „ „ | „ „ | $M_{136}\frac{Cl\ 51\ SO_4\ 46}{(Na+K)\ 79\ Mg\ 19}$ | 7,0 | $M_{378}\frac{Cl\ 68\ SO_4\ 30}{(Na+K)\ 73\ Mg\ 27}$ | Н. с. |
| В 120 *км* к северо-востоку от г. Кзыл-Орды | оз. Арыс | „ „ | Окна в солянном поле | 0,3 | 2,5 | — | 24,75 | 1,48 | 6 800 | 3,19 | 7,4 | 0,40/0,53 | 0,168 | „ „ | „ „ | „ „ | $M_{67}\frac{Cl\ 90\ SO_4\ 7}{(Na+K)\ 65\ Mg\ 32}$ | 7,8 | $M_{57}\frac{Cl\ 91\ SO_4\ 8}{(Na+K)\ 63\ Mg\ 33}$ | 8,2 |
| В 4 *км* к югу от г. Кзыл-Орды (песчаный карьер) | Сор | „ „ | 0,5 | 0,2 | 1,5 | — | 36.97 | 1,80 | Выше нормы | 1,80 | 7,4 | 0.40/0,63 | 0,04 | „ „ | „ „ | „ „ | $M_{327}\frac{Cl\ 55\ SO_4\ 43}{(Na+K)\ 57\ Mg\ 34}$ | 7,3 | $M_{398}\frac{Cl\ 66\ SO_4\ 32}{(Na+K)\ 76\ Mg\ 23}$ | 7,3 |
| Курорт Яны-Курган | оз. Тереск-кен | Материковая высоко соленая | 96 | 0,4 | 45 | 15 | 36,27 | 1,71 | 3 100 | 7,9 | 7,5 | 0,69/1,08 | 0,117 | 8,52 | 11,0 | 18,95 | $M_{321}\frac{Cl\ 54\ SO_4\ 46}{(Na+K)\ 76\ Mg\ 24}$ | 7,3 | $M_{298}\frac{Cl\ 57\ SO_4\ 42}{(Na+K)\ 78\ Mg\ 20}$ | 7,5 |
| **Чимкентская область** | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| В 1 *км* к востоку от пос. Чушкакуль (р-и Туркестана) | Сор 1 | Материковая высоко соленая | 50 | 0,2 | 6 | 3 | 28,08 | 1,82 | 1 464 | 8,6 | 7,1 | 0,50/0,69 | 0,06 | Н. с. | Н. с. | Н. с. | $M_{274}\frac{Cl\ 70\ SO_4\ 33}{(Na+K)\ 71\ Mg\ 28}$ | 7,7 | $M_{260}\frac{Cl\ 97\ SO_4\ 2}{(Na+K)\ 94\ Mg\ 5}$ | 7,6 |
| В 8 *км* к востоку от пос. Чушкакуль | Сор 2 | То же | 100 | 0,15 | 2 | — | 35,10 | 1,70 | 2 297 | 2,3 | 7,2 | 0,60/0,92 | 0,100 | „ „ | „ „ | „ „ | $M_{328}\frac{Cl\ 67\ SO_4\ 33}{(Na+K)\ 59\ Mg\ 41}$ | 7,8 | Воды нет | |

* В числителе — в естественной грязи, в знаменателе — в сухой.

Продолжение табл. 25

| Местоположение месторождения | Приуроченность месторождения (озеро, сор, старица, лагуна) | Тип, подтип, разновидность грязи | Площадь месторождения, тыс. $м^3$ | Средняя мощность грязевого пласта, $м$ | Запасы, тыс. $м^3$ | | Физико-химические показатели грязи | | | | | | | | | | | | Рапа | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | общие | эксплуатационные | влажность, % | уд. вес | сопротивление сдвигу, *дин/см²* | засоренность частицами (>0,25 *мм*), % | pH грязи | органические вещества (C×17,2), % | $H_2S_{общ}$, % | Кристаллический скелет: гипс, % | Кристаллический скелет: карбонаты, % | Кристаллический скелет: глинистый остов, % | Грязевой раствор: ионный состав | Грязевой раствор: pH | ионный состав | pH |
| В 0,3 *км* от ж.-д. ст. Тимур | Сор Тимур | Материковая высоко соленая | 25 | 0,15 | 0,6 | — | 26,5 | 1,89 | 12 300 | 5,4 | 7,0 | 0,46 / 0,63 | 0,06 | 35,03 | 4,50 | 16,51 | $M_{335}\frac{Cl\,82\ SO_4\,17}{(Na+K)\,64\ Mg\,36}$ | 7,0 | $M_{285}\frac{Cl\,97\ SO_4\,2}{(Na+K)\,94\ Mg\,6}$ | 7,9 |
| В 8 *км* от свх. Ходжи Тугай | Сор Каскан | То же | 150 | 0,2 | 1,5 | — | 21,85 | 1,77 | 13 000 | 11,5 | 7,3 | 0,44 / 0,56 | 0,04 | Н. с. | Н. с. | Н. с. | $M_{261}\frac{Cl\,95\ SO_4\,4}{(Na+K)\,85\ Mg\,15}$ | 7,8 | Воды нет | |
| Джамбулская область | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| В 25 *км* к ЮЗ от г. Джамбула | оз. Аккуль | Материковая соленая | 2500 | 0,2 | 65 | 15 | 35,27 | 2,57 | 1 700 | 1,0 | 7,8 | 0,33 / 0,51 | 0,06 | 8,07 | 12,0 | 40,0 | $M_{47}\frac{SO_4\,88\ Cl\,10}{Mg\,56\ Na\,41}$ | 8,3 | $M_{32}\frac{SO_4\,81\ Cl\,12}{(Na+K)\,40\ Mg\,40\ Ca\,12}$ | 7,5 |
| В 60 *км* к СЗ от пос. Аккуль | оз. Сорколь | Озерно-ключевая слабо солеиая | 0,5 | 0,5 | 0,2 | Отс. | 57,47 | 1,36 | 2 500 | 0,9 | 7,5 | 2,55 / 5,9 | 0,140 | 9,57 | 10,12 | 15,35 | $M_{10}\frac{SO_4\,47\ Cl\,29}{(Na+K)\,69\ Ca\,24}$ | 7,5 | $M_4\frac{SO_4\,58\ Cl\,34}{(Na+K)\,71\ Mg\,15\ Ca\,13}$ | 7,5 |
| В 55—60 *км* в СЗ от пос. Байкадам (Казоты) | оз. Айдыи | Материковая солеиая | 160 | 0,3 | 50 | 50 | 58,22 | 1,37 | 1 500 | 0,42 | 8,0 | 1,50 / 3,6 | 0,06 | 0,89 | 19,98 | 14,57 | $M_{26}\frac{SO_4\,43\ Cl\,42}{(Na+K)\,63\ Mg\,33}$ | 8,4 | $M_{64}\frac{SO_4\,54\ Cl\,38}{(Na+K)\,37\ Mg\,40}$ | 8,3 |
| Алма-Атинская область | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| В 120 *км* к СЗ от г. Алма-Аты, оз. Сарыбулак | оз. Сарыбулак | Озерно-ключевая слабо солеиая | 0,4 | 0,2 | 0,5 | 0,5 | 56,05 | 1,39 | 4 500 | 1,10 | 7,8 | 0,86 / 1,95 | 0,05 | Н. с. | Н. с. | Н. с. | $M_7\frac{SO_4\,38\ Cl\,32}{(Na+K)\,66\ Mg\,23}$ | 7,8 | $M\frac{SO_4\,62\ Cl\,35}{(Na+K)\,70\ Mg\,18}$ | 7,5 |
| Панфиловский р-н, 32 км от с. Ушалы | оз. Усекское | Материковая солеиая | 650 | 0,4 | 27 | 25 | 47,07 | 1,55 | 1 300 | 4,0 | 7,5 | 3,42 / 6,46 | 0,096 | 13,80 | 18,10 | 8,40 | $M_{71}\frac{SO_4\,82\ Cl\,13}{(Na+K)\,59\ Mg\,39}$ | 8,3 | $M_9\frac{SO_4\,76\ Cl\,18}{(Na+K)\,67\ Mg\,27}$ | 8,3 |
| Нарынкольский р-н, в 20 *км* к СЗ от пос. Текес, высота 1850 *м* | оз. Тузколь | Материковая высоко соленая („рапное") | 1250 | 0,7 | 585 | 585 | 56,18 | 1,38 | 7 400 | 1,2 | 7,2 | 1,53 / 3,49 | 0,100 | 0,55 | 16,32 | 12,15 | $M_{107}\frac{Cl\,78\ SO_4\,19}{(Na+K)\,81\ Mg\,19}$ | 7,6 | $M_{154-195}\frac{Cl\,76\ SO_4\,23}{(Na+K)\,78\ Mg\,21}$ | 7,8 |

рождений является карбонатно-силикатной и характеризуется тонким составом. Кристаллический скелет грязей сухих месторождений грубый, кроме карбонатов и силикатов всегда содержит в больших количествах гипс.

Материковые сероводородные соленые грязи залегают непосредственно под рапой на большей площади месторождения. Высоко соленые грязи рапных месторождений в засушливые годы покрываются сверху коркой соли мощностью 1—3 *м*, состоящей из новосадки и старосадки. Высоко соленые грязи сухих месторождений всегда сопровождаются соленым полем, занимающим центральную часть месторождений. Соленое поле здесь состоит из новосадки, старосадки и корневой соли минералов, разделенных маломощными прослойками (5—15 *см*) грязи. Грязь, залегающая между пластами соли, имеет часто очень высокую засоренность гипсом (до 20—30%) и поэтому для грязелечения не может быть использована. Эксплуатационные участки грязи в сухих месторождениях приурочены к периферийной зоне и находятся на границе соленого поля с соровой полосой. Ширина грязевого пласта, окаймляющего соленое поле по периферии, в различных участках колеблется от 5—10 до 100 *м* и более, а его мощность — от 0,1 до 0,5 *м*.

В пределах Южного Казахстана площади месторождений соленых и высоко соленых грязей в основном небольшие, поэтому эксплуатационные запасы их в отдельных месторождениях невелики — 0,5—50 тыс. $м^3$. Крупным месторождением материковых грязей здесь является только оз. Тузколь (Алма-Атинская область), эксплуатационные запасы которого равны 585 тыс. $м^3$.

Озерно-ключевые грязи формируются или в отдельных котловинах в районе источников и самоизливающихся скважин (у оз. Сорколь, Джамбулская область) или в русле стока этих вод (у источника Сарыбулак, Алма-Атинская область).

Озерно-ключевые грязи Сорколь и Сарыбулак тонкодисперсные, с высоким содержанием сероводорода (0,1—0,2%), в отличие от материковых грязей имеют более или менее постоянный состав и минерализацию грязевого раствора. Солевой состав их определяется составом подземных вод, приуроченных к пескам и песчаникам меловых отложений. По ионному составу грязи хлоридно-сульфатные магниево-натриевые с минерализацией 5—10 *г/л*.

Месторождения озерно-ключевых грязей Южного Казахстана, хотя и успешно эксплуатируются для грязелечения местным населением и в грязевых отделениях поликлиник г. Алма-Аты, однако из-за недостаточных запасов (0,2—0,5 тыс. $м^3$) не являются перспективными.

Морские грязи залегают в глубоководной впадине Аральского моря около западного берега на глубине 35—40 *м* и ниже, а также отдельными участками в мелководных частях залива Сарычаганак на глубине 2—10 *м*. Как и многие другие морские грязи Советского Союза, лечебные грязи Аральского моря изучены еще недостаточно.

Грязь из залива Сарычаганак слабо соленая, имеет влажность 60—70%, характеризуется постоянством минерализации грязевого раствора, тонкодисперсная, содержит небольшое количество сероводорода (0,02—0,05%) и органического вещества (1—2% на сухое вещество грязи).

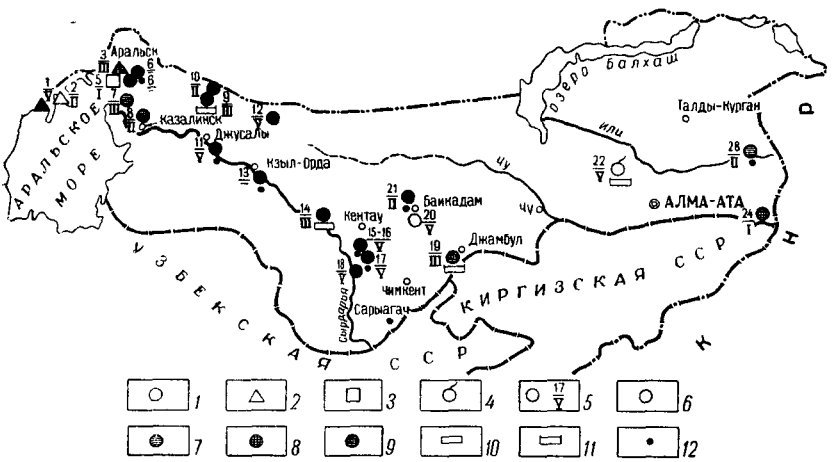



**Рис. 71. Схематическая карта распространения илоаых, сероводородных грязей иа территории Южного Казахстаиа (состааил М. Н. Гончарова)**

Месторождеиия илоаых сероводородиых грязей: *1* — материковые; *2* — приморские (лиманиые); *3* — морские; *4* — озерио-ключевые. *5* — цифры у знаков: в числителе — порядковый иомер (см. табл. 24), а знаменателе — запасы (в тыс. $м^3$): I — свыше 100; II — от 10 до 100; III — от 1 до 10, IV — от 0,5 до 1; V — 0,5.

Соленость грязи: *6* — слабосолеиые (1—35 *г/л*); *7* — соленые (35—150 *г/л*): *8* — высокосолеиые (150—250 *г/л*); *9* — засоленные (250—400 *г/л*).

Использоааиие грязевых месторождеиий: *10* — курортами и саиаториями; *11* — местиыми грязелечебницами; *12* — местным иаселеиием

По химическому составу вода Аральского моря и грязевые растворы донных отложений являются сульфатно-хлоридными магниево-натриевыми. Их общая минерализация равна 10—14 *г/л*.

По составу грязи Аральского моря близки к грязям заливов Балтийского моря (Эстонская ССР). Запасы морских грязей в Аральском море и его заливах не определялись. Исходя из того, что на картах донных отложений Аральского моря черные мягкие сероводородные илы занимают обширные площади и мощность их по дночерпальным пробам больше 20 *см*, общие запасы грязи в Аральском море можно считать практически неисчерпаемыми.

Приморские грязи весьма широко распространены в прибрежной части Аральского моря. Они залегают в лагунных озерах, образовавшихся в связи с отделением от моря мелководных участков заливов, бухт в результате снижения уровня воды в Аральском море. Среди лагунных озер встречаются как сравнительно глубокие (до 3 *м*) и большие по площади озера с устойчивым режимом и соленостью воды, равной морской (10—14 *г/л*), так и мелководные, полностью изолированные от моря, с высокой соленостью (до 350 *г/л* на п-ове Куланды).

В связи с широким диапазоном минерализации лагунные грязи, так же как и материковые, по составу весьма различны.

Лечебные грязи лиманных озер часто бывают засорены створками раковин моллюсков, поэтому перед использованием их необходимо удалять ракушку.

Запасы приморских грязей в отдельных лагунах на побережье заливов Тущебас и Сарычаганак составляют 5—20 тыс. $м^3$.

Из перечисленных разновидностей иловых сероводородных грязей в настоящее время на территории используются только материковые грязи. Эти грязи являются лечебной базой курортов Яны-Курган (оз. Терескен) и Джамбулской бальнеолечебницы (оз. Малый Ак-Куль). В летнее время, когда грязь в месторождении под действием солнечной радиации нагревается до 40—50°, она широко используется местным населением. Несмотря на популярность этих грязей среди населения и большое разнообразие их физико-химических свойств, они не могут быть основной базой для создания крупных грязевых курортов на территории Южного Казахстана, так как расположены главным образом вдали от населенных пунктов, благоустроенных подъездных дорог, среди пустынных голых равнин. Многие месторождения имеют небольшие запасы грязи, в летнее время полностью пересыхают, что не позволяет использовать в сочетании с грязевыми процедурами рапу этих месторождений.

Исключение составляют два месторождения материковых грязей — озера Тузколь и Усекское (Алма-Атинская область). Озеро Тузколь содержит большие запасы высококачественной лечебной грязи. Оно расположено в малонаселенном районе на высоте около 2000 *м* и недалеко от асфальтированной дороги Алма-Ата — Нарынкол. Оно может служить базой для местной грязелечебницы и организации централизованного снабжения высококачественной лечебной грязью медицинских учреждений Алма-Атинской области.

Месторождение оз. Усекского в связи с противоречивыми сведениями о нем (по данным С. И. Замятина, лечебной грязи в озере мало) должно быть детально разведано прежде, чем рекомендовано для организации грязевого курорта.

Особого внимания заслуживают в Южном Казахстане лечебные грязи Аральского моря и его лагун. Благоприятные климатические условия, наличие минеральных вод, хороших пляжей позволяют создать на побережье моря многопрофильный приморский талассо-терапевтический и бальнеогрязевый курорт.

*Глава двадцатая*

# ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОТ ЗАГРЯЗНЕНИЯ И ИСТОЩЕНИЯ

Интенсивный рост экономики сопровождается увеличением водопотребления во всех отраслях народного хозяйства. Однако доля использования подземных вод на территории Южного Казахстана в настоящее время не превышает в среднем 10% от общего количества водопотребления. В ближайшей перспективе она резко возрастет. В связи с этим возникла необходимость в организации учета и анализа возможностей сохранения вод удовлетворительного качества, пригодных для эксплуатации. При решении многих водохозяйственных задач все более актуальными выступают вопросы охраны вод от загрязнения и истощения. Несмотря на это, обобщение материала в данном направлении не производится, а по разрозненным сведениям нельзя сделать правильных выводов.

Подземные воды в естественных условиях и в результате деятельности человека в ряде случаев могут подвергаться бактериологическому и химическому загрязнению. В пределах Южного Казахстана возможны загрязнения обоих этих типов. Большую опасность представляет загрязнение вод в районах застройки населенных пунктов и городов, на территориях, прилегающих к поверхностным водотокам и водоемам, на участках действующих предприятий и у водозаборов подземных вод.

В большинстве населенных пунктов водоносные горизонты обычно эксплуатируются колодцами, одиночными и реже групповыми скважинами, расположенными непосредственно на территориях застройки или же на их окраинах. Значительная часть водозаборов оборудована для использования грунтовых вод, при неглубоком залегании которых и отсутствии над ними водоупорной кровли достаточной мощности обычно происходит загрязнение подземных вод. Несовершенство канализации жилых кварталов в поселках и городах часто затрудняет или исключает возможность отвода сточных вод с бытовыми отходами, что неизбежно может привести к частичному или полному загрязнению вод.

Наиболее опасные участки для загрязнения подземных вод находятся в густо населенных районах предгорных областей, где сосредоточены основные промышленные и сельскохозяйственные центры. Так, водоснабжение г. Алма-Аты производится за счет как поверхностных, так и подземных вод конусов выноса. Вся водоносная толща в пределах территории города в санитарном отношении и по глубине залегания водоносных горизонтов разделена на три группы.

1. Водоносные горизонты, надежные в санитарном отношении, залегающие глубже 100 *м*, воды которых могут быть использованы для питьевых целей без очистки и обеззараживания.

2. Водоносные горизонты, менее надежные в санитарном отношении, залегающие на глубине 50—100 *м*. Воды их могут быть использованы для питьевого водоснабжения после обеззараживания.

3. Водоносные горизонты, не надежные в санитарном отношении, залегающие на глубине до 50 *м*. Воды этих горизонтов могут быть

использованы для технического водоснабжения и для питьевых целей после соответствующей очистки и обеззараживания.

К третьей группе относится водоносная толща в пределах северной части г. Алма-Аты, расположенная в периферии конусов выноса, где первый водоносный горизонт близко подходит к дневной поверхности, а местами выклинивается в виде родников. Несовершенство канализации, наличие дворовых санузлов, выгребных ям, поглощающих колодцев создают условия для загрязнения вод. По данным бактериологических анализов коли-титр вод для этой части г. Алма-Аты колеблется в пределах 4—77 и только в единичных пробах величина его достигает 333. На явное загрязнение подземных вод указывает также повышенное содержание нитратов ($NO_3$) — от 35 до 150 *мг/л*, иногда и более, а также присутствие нитритов ($NO_2$) в количествах до 0,5 *мг/л*. Эксплуатируемые нижележащие водоносные горизонты имеют на отдельных участках связь с загрязненными грунтовыми водами. Это подтверждается содержанием в составе вод второго горизонта нитратов в количестве от 3—10 *мг/л* зимой до 100—120 *мг/л* весной и летом. Очаги с меньшим загрязнением нитратным ионом (до 30—50 *мг/л*) наблюдаются и на некоторых участках расположения одиночных скважин в пределах Илийской депрессии. Все эти факты свидетельствуют о необходимости усиления санитарного контроля за водозаборами и применения соответствующих мер по искусственному обеззараживанию используемых вод.

В аналогичных условиях бактериологического загрязнения находятся подземные воды городов Джамбула, Чимкента и др. Водоснабжение части г. Джамбула осуществляется за счет вод верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений рек Таласа и Ассы. Отдельные водозаборы здесь также оборудованы непосредственно на территории города, где водоупорные суглинки в кровле водоносных горизонтов имеют мощность всего лишь 3—4 *м*. Местами покров суглинков прерывается, образуя «окна» сравнительно свободной инфильтрации сточных вод. Согласно лабораторным данным в артезианских скважинах воды загрязнены органическими веществами. Бактериологические показатели воды резко колеблются, особенно в летнее время, когда коли-титр варьирует в пределах от 4 до 333. Наиболее загрязнены грунтовые воды, которые каптируются многочисленными колодцами. Большинство колодцев находится в антисанитарном состоянии. Вода в них не отвечает требованиям ГОСТ 2761—57 — «Вода питьевая» (коли-титр от 4 до 111, содержание органических веществ повышенное).

Водоснабжение г. Чимкента организовано за счет подземных вод. Водозаборы расположены в черте города и на юго-востоке от него. Ряд имеющихся и вновь строящихся промышленных предприятий размещается в районе водозабора (выше по потоку подземных вод). Неочищенные или частично очищенные производственные и бытовые стоки сбрасываются в реки и в почву, что загрязняет подземные воды. В связи с этим разведанные в 1959 г. питьевые воды Бадам-Сайрамского месторождения из-за загрязнения могут быть использованы только для технических целей.

Водоснабжение в колхозах, совхозах и на отгонных участках осуществляется за счет подземных вод, главным образом первых от поверхности водоносных горизонтов, вскрываемых колодцами и скважинами. Водозаборные сооружения в большинстве случаев находятся в антисанитарном состоянии, что приводит к бактериологическому загрязнению (коли-титр снижается до единицы и менее) и повышенному содержанию нитратов (40—100 *мг/л*).

Меньшую опасность бактериологического загрязнения вызывают групповые водозаборы подземных вод централизованного типа, расположенные, как правило, за пределами городов в верхних частях грунтового потока. Такие водозаборы, функционирующие (Джамбулский и др.) и вновь создаваемые в различных населенных пунктах (в Алма-Ате, Талды-Кургане, Чимкенте и др.), находятся в санитарном отношении в относительно благоприятных условиях. Однако и на этих участках при дальнейшем расширении пригородных площадей хозяйственного и инженерного освоения необходимо строгое соблюдение установленных правил охраны вод от загрязнения, особенно в местах, где отсутствуют перекрывающие водоупорные слои.

Поверхностные водостоки (речки, каналы, арычная сеть), естественные и искусственные водоемы, а также овраги и карьеры в густонаселенных и промышленных районах также обусловливают бактериологическое загрязнение подземных вод. Санитарная защита рек Бол. и Мал. Алматинок, протекающих по территории г. Алма-Аты, рек Бадама и Кочкараты в г. Чимкенте и р. Таласа в г. Джамбуле осуществляется в настоящее время слабо. Характер рельефа их долин способствует в периоды снеготаяния и обильного выпадения дождей накоплению и подтоку к ним значительного количества сточных вод. В летнее время колититр в этих водах снижается до 0,04—0,4. Застройки по берегам рек, хозяйственное освоение площадок на поймах и низких террасах, сброс производственных отходов и другие хозяйственные мероприятия увеличивают вероятность загрязнения вод продуктами разложения органических веществ. Большая часть открытых водотоков и водоемов питает водоносные горизонты. Поэтому в теплое время года в водах некоторых эксплуатационных скважин в городах Алма-Ата, Джамбул и в других населенных пунктах появляется небольшое количество нитритного иона — $NO_2$ (0,01—0,05 *мг/л*, иногда до 0,17 *мг/л*).

Фильтрация воды из сети арыков и каналов в неглубокие водоносные толщи с одновременным изменением качественного состава подземных вод изменяет и их динамику, что влияет в свою очередь на физическое состояние грунтов зоны аэрации. Такие изменения наблюдались на описываемой территории в районах строительства и ввода в эксплуатацию новых оросительных каналов. Так, в Арысь-Туркестанском канале, пересекающем предгорную равнину вдоль оснований юго-западного склона Каратау и имеющем протяжение 130 *км*, фильтрационные потери воды составляли в 1963 г. около 30—40% от общего расхода канала. В районе г. Туркестана, где распространены гравийно-галечниковые отложения р. Карачик, фильтрационные воды вызвали резкий подъем уровня грунтовых вод на расстоянии до 2,5—3 *км* от канала, что привело к преувлажнению покровных лёссовидных суглинков. В результате здесь получили широкое развитие просадочные явления в грунтах и как следствие разрушение части зданий в городе. Кроме того, из-за отсутствия в городе канализационной сети создалась угроза бактериологического загрязнения грунтовых и связанных с ними нижележащих напорных вод. Все это потребовало дополнительных расходов по предотвращению возникших явлений (временное прекращение оросительных работ, усиление противофильтрационной защиты канала, создание эффективной системы дренажа и т. д.).

Несовершенство отводной канализации промстоков спиртоводочного и кожевенного заводов, мясокомбинатов и других предприятий городов Джамбула, Талгара, Кзыл-Орды в настоящее время не исключает возможности инфильтрации загрязненных вод в поверхностные отложения и в горизонты грунтовых вод.

Поглощающие колодцы Алма-Атинского механического завода и ТЭЦ в северной части г. Алма-Аты расположены на участках, где существует гидравлическая связь между загрязненными верхними и эксплуатируемыми нижними водоносными горизонтами. В западной части города разрабатываемый гравийный карьер площадью около 0,5 *км*$^2$ достиг глубины 20—30 *м* и местами вскрыл грунтовый поток. Вопреки установленным санитарным правилам в карьер сбрасывают различные производственные отходы и строительный мусор. Скапливающие сточные, талые и дождевые воды свободно поглощаются грунтом и также засоряют подземные воды.

В связи с широким развитием поисково-разведочных работ на минеральное сырье в различных районах описываемой территории проходятся десятки тысяч скважин и разведочных выработок. Нередко на разных глубинах они вскрывают водоносные горизонты или оказываются «висячими», не достигающими уровня подземных вод. При соответствующих условиях значительная часть этих выработок играет роль поглощающих колодцев, особенно если они расположены в понижениях рельефа — западинах, блюдцах, долинах и других отрицательных формах, способствующих скоплению сточных вод. Загрязнения подземных вод в таких случаях более вероятны, если выработки оставлены без соблюдения технических условий ликвидационного тампонажа на территориях населенных пунктов, особенно в зонах санитарного режима существующих и проектируемых водозаборов подземных вод. Кроме того, выполнение требований по изоляции водоносных горизонтов при оборудовании глубоких поисковых и разведочных скважин нередко приводит к смешению подземных вод различного состава и иногда к ухудшению их качеств, что имело место при разведке и эксплуатации подземных вод в Голодной степи (южная часть Сырдарьинской системы артезианских бассейнов) и требовало переоборудования или перебуривания скважин с повторным цементажем. Все это вызывает необходимость систематического контроля за ведением горных и поисково-разведочных работ и разработкой месторождений минерального сырья.

Наряду с перечисленными выше наиболее характерными случаями загрязнения подземных вод в восточной части территории в грунтовых водах Илийской депрессии наблюдается естественная повышенная концентрация ионов фтора. Так, в водах четвертичных аллювиальных отложений песчаного массива Муюнкум в левобережье Каскелен среднее содержание фтора составляет 6—7 *мг/л*, достигая в отдельных случаях (у оз. Сорбулак) 10—11 *мг/л*. Восточнее и юго-восточнее озера — близ пос. Каскелен и далее в приречных участках Бол. и Мал. Алматинок — количество фтора постепенно сокращается, но все же остается несколько выше пределов допустимых норм для питья (около 2—3 *мг/л*). Использование подземных вод здесь связано с необходимостью обезвреживания ее путем удаления фтор-компонента. Конкретные условия формирования вод и обогащения их фтором пока достаточно не выяснены, хотя имеются все основания полагать, что образование его связано с выщелачиванием рассеянного флюорита из осадочных и изверженных пород этого района (плато Карой).

Эксплуатация подземных вод и специальные мероприятия по снижению уровня их (шахтные водоотливы и пр.) в отдельных районах Южного Казахстана могут привести к частичному или временному истощению естественных ресурсов, а отсутствие регулирующих устройств на фонтанирующих скважинах — к нерациональному расходованию подземных вод. Последнее нередко вызывает заболачивание земельных участков и развитие на них процессов континентального засоления. При существующих благоприятных условиях питания водо-

носных горизонтов на большей части горных и предгорных областей Южного Казахстана истощение ресурсов подземных вод в региональном масштабе, несмотря на кажущуюся реальность этого, мало вероятно как на современном, так и на ближайшем перспективном уровнях водопотребления. Наблюдавшиеся многочисленные факты сокращения расходов водозаборов в различных районах территории являются в основном следствием технического несовершенства конструкций скважин (кольматаж фильтров, слабая изоляция эксплуатируемых водоносных горизонтов, обвалы при пескование и пр.). При эксплуатации напорных вод уменьшение расходов происходит, кроме того, за счет некоторой сработки упругих запасов подземных вод.

Вопросы возможного истощения подземных вод в районах расположения крупных водозаборов (Алма-Ата, Джамбул, Чимкент и др.) достаточно не изучены. Случаи уменьшения дебитов скважин и других водопунктов вследствие сработки естественных ресурсов подземных вод на территории крайне редки. Из известных среди них более характерными являются уменьшение или резкое сокращение производительности водозаборов и прекращение ранее действовавших родников в районе рудника Миргалимсай (Каратау) и на отдельных участках восточной части Бетпак-Далы.

В Миргалимсае разработка руд велась с шахтным водоотливом из известняков девоно-карбона до 1953 г. при расходах не более 0,5 *м*$^3$/*сек*. Колебания расходов родников, дебитов скважин и уровней вод в этот период всецело отражали естественный режим подземных вод. Амплитуда колебания уровня воды за десятилетний период изменялась от 11 до 22 месяцев. С 1953 г. в связи с разработкой новых горизонтов рудного тела на режим подземных вод стало накладываться влияние нарастающего шахтного водоотлива, достигающего 4 *м*$^3$/*сек* и более, что в последующем привело к быстрому развитию депрессионной воронки и сработке естественных запасов подземных вод. Величина общего снижения уровня вод за 1953—1965 гг. составила 170—200 *м*. Многие родники и скважины при этом попали в зону влияния шахтного водоотлива и постепенно полностью иссякли. Граница области влияния шахтного водоотлива в южном направлении распространилась на расстояние 15—20 *км* от рудника.

В восточной части Бетпак-Далы в районах локального распространения трещинных и трещинно-жильных вод палеозойских пород водозаборы животноводческих баз и других населенных пунктов представлены в основном одиночными скважинами. Работа водозаборов в таких районах обычно рассчитана на временную сработку естественных запасов с последующим их восполнением. Поэтому любые нарушения режима эксплуатации в отношении продолжительности рекомендованных норм непрерывного отбора воды неоднократно приводили здесь к резкому сокращению фактической производительности водозаборов и ухудшению качества воды в результате подсоса более минерализованных глубоких и застойных вод.

За последнее десятилетие в результате усиления разведочно-эксплуатационного бурения на воду для промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения в пределах описываемой территории оборудовано и введено в эксплуатацию большое количество скважин. Значительная часть их находится на равнинных территориях предгорий и межгорных впадин и вскрывает напорные самоизливающиеся воды. Эксплуатация последних как экономически оправданный и более целесообразный по сравнению с грунтовыми водами способ удовлетворения растущих потребностей народного хозяйства в условиях ограниченных ресурсов поверхностных вод во всех этих районах широко развита, но

вместе с тем она осуществляется не всегда и не везде рационально. Воды фонтанирующих скважин часто бесконтрольно сбрасываются на поверхность и, расходуясь на инфильтрацию и испарение, бесполезно теряются. Такие случаи имеют место в малонаселенных и отдаленных пустынных и полупустынных территориях, где общее количество изливающейся из скважин воды во много раз превышает фактическую потребность. Только в одной Кзыл-Ординской области на пастбищах, скотопрогонах и на других полевых базах дебиты фонтанирующих скважин составляют около 20 тыс. *м*$^3$*/сутки,* а используется всего лишь 28%. Аналогичные случаи бесполезного расходования воды наблюдаются и в других областях юга Казахстана. Бесконтрольный излив воды продолжается и в последние годы. Вода затапливает окружающую территорию, заболачивая земли, в результате чего на широких площадях развиваются процессы засоления почв и повышения минерализованности грунтовых вод.

Необходимый учет и контроль за использованием минеральных и термальных вод, которые в Южном Казахстане широко распространены, также отсутствует. Так, в пределах Илийской, Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской систем артезианских бассейнов термальные воды вскрываются десятками скважин на глубинах до 2700 *м*. Температура их на устье в зависимости от глубины вскрытия колеблется в пределах от 20 до 96° С. Дебиты скважин, вскрывающих термальные воды, на самоизливе достигают 46,2 *л/сек*. Техническое состояние скважин с минеральной и термальной водой не везде удовлетворительное. Это приводит к падению температуры воды на устье скважин по сравнению с пластовой температурой на 2—24° С. Иногда в глубоких скважинах, вскрывающих минеральную и термальную воду, наблюдается резкое падение дебитов на самоизливе, что происходит из-за неудовлетворительного технического надзора. С момента сдачи скважин в эксплуатацию они по 5—10 лет не ремонтируются, не производится чистка стволов и отстойников и промывка фильтров, что выводит действующие скважины из строя. Из 55 скважин, вскрывших минеральные и термальные воды, используются в народном хозяйстве только 32. При этом в Алма-Атинской области, где были вскрыты высокотермальные воды, они не эксплуатируются. Часть самоизливающихся скважин в Чимкентской и Кзыл-Ординской областях, расположенных в безлюдных пустынных районах, также не используются и заболачивают местность.

Для улучшения санитарного состояния и охраны подземных вод от истощения и загрязнения необходимо проведение ряда важных мероприятий. Прежде всего на всей территории Южного Казахстана следует организовать службу по эксплуатации подземных вод, которая должна следить за техническим состоянием водозаборных сооружений, контролировать соблюдение правил эксплуатации подземных вод и санитарные нормы во избежание развития очагов загрязнения не только грунтовых, но и напорных вод неглубокого залегания. Города и населенные пункты необходимо перевести на централизованное водоснабжение, а там, где это сделать невозможно, следует создавать зоны санитарной охраны и систематически контролировать качество подземных вод. Это последнее особенно важно для участков орошаемых земель, где в почвы вносятся химические удобрения. Первоочередными и неотложными мероприятиями по санитарной охране водных ресурсов являются: прекращение сброса промышленных стоков без их очистки предприятиями, устройство дополнительных очистных хозяйственно-фекальных сооружений в городах.

*Часть четвертая*

# РЕСУРСЫ, РЕЖИМ И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

*Глава двадцать первая*

# ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Естественные ресурсы подземных вод * на территории Южного Казахстана распределены весьма неравномерно. Региональные закономерности их формирования и размещения предопределены большими различиями рельефа, климата, геологического строения этой территории, входящей в альпийский орогенный пояс Средней Азии. Рельеф, созданный мощными тектоническими движениями конца неогенового — начала четвертичного периодов и во многом определяющий условия формирования подземного стока, весьма разнообразен. Высокогорные цепи Тянь-Шаня, сложенные трещиноватыми палеозойскими породами и поднимающиеся на 4—5 тыс. *м* над уровнем моря, покрытые вечными ледниками и снежниками, чередуются с обширными равнинными пространствами межгорных впадин, выполненных рыхлыми молассовыми накоплениями альпийской орогенической эпохи и занятых с поверхности песчаными и песчано-глинистыми пустынями.

Горные хребты, получающие большое (до 1000 *мм* в год) количество осадков, являются основными областями формирования обильного поверхностного и подземного стока. Здесь сосредоточено более 50% всех естественных ресурсов Южного Казахстана. Наиболее интенсивный подземный сток происходит в верхней трещиноватой зоне палеозойских пород выше местных базисов эрозии и лишь незначительная его часть идет на глубокую фильтрацию. Однако на участках горных хребтов, сложенных закарстованными карбонатными породами, интенсивный подземный сток возможен и ниже местных базисов эрозии в зависимости от глубины проникновения древнего карста. Особое положение в распределении подземного стока занимают зоны дизъюнктивных дислокаций альпийского орогенеза, которые характеризуются аномальными величинами подземного стока.

Равнинные пространства относятся к бессточным бассейнам Аральского моря и Балхаша. Основная гидрологическая и гидрогеологическая роль их проявляется в транзите подземного и поверхностного стока от горных хребтов к конечным базисам разгрузки и в расходовании влаги (испарение в атмосферу). Формирование естественных ресурсов подземных вод на территории впадин происходит в основном за счет интенсивного поглощения поверхностного стока в полосе предгорных шлейфов Тянь-Шаня, по долинам крупных рек и путем транзитного притока подземных вод со стороны гор. Атмосферные осадки и конденсация в питании подземных вод имеют ограниченное значение.

Наиболее интенсивный подземный сток наблюдается в крупнообломочных аллювиально-пролювиальных неогеновых и четвертичных отложениях, а также в песчаных, хорошо промытых и регионально выдержанных горизонтах морских и континентальных верхнемеловых и палеоцен-эоценовых отложений. Весьма слабый подземный сток су-

* Оценка естественных ресурсов подземных вод дана только по тем водоносным горизонтам и комплексам, минерализация вод в которых не более 10 *г/л*.

ществует в отложениях, представленных озерными и лагунными, преимущественно глинистыми осадками палеогена и неогена.

Естественные ресурсы подземных вод Южного Казахстана показаны на трех картах, составленных в соответствии с методикой Б. И. Куделина (1960, 1962, 1963).

1. Карта среднемноголетних естественных ресурсов подземных вод (прилож. 3), в которой отражены: а) распространение водоносных горизонтов и комплексов, по которым происходит подземный сток. При этом первые от поверхности земли водоносные горизонты показаны независимо от величины подземного стока, а нижележащие водоносные горизонты и комплексы, содержащие напорные воды, показаны только с наиболее интенсивным водообменом, если изученность их позволяет произвести количественную оценку величины подземного стока; б) минерализация подземных вод как один из показателей интенсивности процессов водообмена; в) подземный сток, величина которого выражена в среднегодовых модулях (в *л/сек* с 1 $км^2$).

2. Карта подземного стока (прилож. 4) отражает общую (суммарную) среднемноголетнюю величину питания подземных вод по всем водоносным горизонтам и комплексам.

3. Карта коэффициентов подземного стока (прилож. 5) отражает отношение суммарного слоя подземного стока к слою атмосферных осадков (в %).

В этих картах учтены детальные работы и достижения последних лет, что позволило авторам уточнить естественные ресурсы и методику их оценки для отдельных районов Южного Казахстана.

В отличие от ранее изданных карт, составленных под методическим руководством У. М. Ахмедсафина и Б. И. Куделина, в них дополнительно отражены величины глубокой инфильтрации подземных вод в горноскладчатых областях и дано подразделение подземного стока на местный и транзитный в пределах артезианских бассейнов. Кроме этого, показаны источники питания подземных вод.

Сложность гидрогеологических условий, многообразие процессов формирования и размещения естественных ресурсов подземных вод Южного Казахстана, различная степень изученности отдельных районов и достоверности исходной информации обусловливают большое разнообразие методических приемов их количественной оценки.

По условиям формирования подземного стока в пределах Южного Казахстана выделяются две группы гидрогеологических районов (бассейны трещинных вод и артезианские бассейны), для оценки естественных ресурсов подземных вод которых применяется своеобразная методика.

В бассейнах трещинных вод (в горноскладчатых гидрогеологических областях) условия формирования и распределения подземных вод предопределяются следующими основными природными факторами. Горные хребты, обрамляющие с юга территорию Казахстана, характеризуются высоким гипсометрическим положением, крутыми склонами, глубокой и интенсивной расчлененностью рельефа. Слагающие их палеозойские и допалеозойские породы сильно дислоцированы и метаморфизованы, с поверхности разбиты густой сетью трещин выветривания. Широко развита сеть разрывных дислокаций с преобладанием широтного простирания. Значительное место среди них занимают региональные разломы, обрамляющие горные хребты на границе с впадинами. Высокогорные цепи, покрытые вечными ледниками и снежниками, являются огромными конденсаторами атмосферной влаги. Именно здесь происходит формирование обильного поверхностного и подземного стока.

Подземные воды, формирующиеся в трещиноватых палеозойских породах за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод ледников и конденсации атмосферной влаги, двигаясь вниз по уклону, частично выклиниваются в реки в горных долинах и ущельях, частично проникают на большие глубины и участвуют в питании подземных вод прилегающих артезианских бассейнов. Соотношения указанных элементов стока (поверхностного, подземного стока в реки и подземного стока глубокой инфильтрации) в различных горных массивах различны и зависят от глубины и интенсивности расчленения рельефа, крутизны склонов, поглощающей способности слагающих горы пород.

В горных хребтах типа Заилийского Алатау с крутыми склонами, глубокой — до 2000 *м* — расчлененностью рельефа, сложенных преимущественно гранитоидами и эффузивно-осадочными отложениями палеозоя, большая часть подземного стока выклинивается в ущельях и долинах рек, формируя их поверхностный сток, и лишь очень незначительная его часть уходит на глубину, а затем на питание подземных вод прилежащих артезианских бассейнов. Примерное соотношение элементов общего водного баланса северного склона Заилийского Алатау следующее: из общего количества влаги, поступающей на склон в виде атмосферных осадков, талых вод ледников и конденсационных вод, примерно 60% расходуется на поверхностный сток и подземный сток в реки, 35% — на испарение и транспирацию и только 5—10% — на глубокую инфильтрацию (Шлыгина, 1964).

На участках горных склонов, сложенных закарстованными породами, обладающими высокой поглощающей способностью, соотношение поверхностного, подземного стока в реки и подземного стока глубокой инфильтрации иное. Например, на юго-западном склоне Каратау подземный сток в реки и сток глубокой инфильтрации примерно равны между собой, а сумма их превышает поверхностный сток. Примерное соотношение элементов общего водного баланса юго-западного склона Каратау следующее: поверхностный и подземный стоки в реки составляют 35—40%, испарение и транспирация 32—45%, подземный сток, идущий на большие глубины, — около 20%.

Распределение естественных ресурсов в горных районах, кроме того, зависит от экспозиции склонов и их гипсометрического положения. Наиболее обильный подземный сток формируется на высокогорных (абс. отм. 1200—4000 *м*) склонах северной и северо-западной экспозиции, получающих большое количество атмосферных осадков, минимальный — на южных и юго-восточных склонах, закрытых с запада и севера от влажных северных ветров, а также на низкогорных мелкосопочных массивах типа Чу-Илийских гор и западных отрогов Джунгарского Алатау, расположенных в зоне пустынь и полупустынь.

Количественная оценка естественных ресурсов в горноскладчатых областях произведена в основном двумя методами: гидрометрическим и методом анализа общего водного баланса. Сведения, полученные о подземном стоке в реки гидрометрическим методом (методом расчленения гидрографа рек и по меженному их расходу), являются наиболее достоверными. Наличие большого количества гидрометрических постов на наиболее крупных реках, занимающих различное гипсометрическое положение, позволило в ряде случаев установить тесную зависимость распределения подземного стока в реки от высоты водосборных бассейнов. Эта закономерность наглядно проявляется в распределении модулей подземного стока на северном склоне Заилийского Алатау и в Джунгарском Алатау. Метод расчленения гидрографов рек был применен в горных хребтах: Заилийском, Джунгарском, Киргизском Алатау и Угамском.

На некоторых реках постоянная гидрометрическая сеть отсутствует, либо имеющиеся материалы не позволяют установить сезонные изменения величины подземного стока в реки. В этих случаях он определялся по меженному расходу рек с использованием материалов эксплуатационной гидрометрии (Каратау, Кендыктас, Кетмень, Терскей- и Кунгей-Алатау, западные отроги Джунгарского Алатау).

На отдельных низкогорных и мелкосопочных массивах поверхностный сток имеет эпизодический характер и количественно не учтен. В таких случаях подземный сток в зоне дренирования ориентировочно определялся либо по величине родникового стока, учтенного при гидрогеологических съемках (Чу-Илийские горы), либо по инфильтрации атмосферных осадков, либо в процентах от поверхностного стока, определенного расчетными методами, общепринятыми в гидрологии (Малай-Сары, Бала-Богуты, Ушколь и др.).

Известно, что гидрометрический метод дает возможность оценить только часть естественных ресурсов, дренируемых реками. Как уже было отмечено выше, в отдельных районах значительная часть подземного стока реками не дренируется, а уходит на глубину. Эта часть естественных ресурсов очень трудно поддается учету, так как в ее распределении большую роль играют зоны тектонических нарушений с неизвестной водосборной площадью. В настоящей работе сделана первая попытка количественной оценки подземного стока глубокой инфильтрации методом анализа общего водного баланса для некоторых горных массивов. Детальный анализ водного баланса с использованием данных экспериментальных исследований был произведен для северного склона Заилийского Алатау, юго-западного склона Каратау и северного склона Угамского хребта. Для остальных горных массивов (Киргизский хребет, Джунгарский Алатау, Терскей-Алатау) величина его принята по аналогии в процентах от объема атмосферных осадков.

Специфическими условиями формирования естественных ресурсов подземных вод в Тяньшанской горноскладчатой гидрогеологической области характеризуются мелкие межгорные впадины. Созданные в период становления горных хребтов в конце неогенового — начале четвертичного времени, они выполнены рыхлыми грубообломочными молассовыми отложениями, хорошо водопроницаемыми и обладающими значительной емкостью (Текесская, Кегенская, Каркаринская, Басчий-Конуруленская, Коскудукская, Кугалинская, Сюгатинская, Джаланашская впадины, расположенные среди отрогов Заилийского, Кунгей- и Терскей-Алатау и Джунгарского Алатау, Терс-Ащибулакская, или Джувалинская, — в Каратау и др.). Формирование естественных ресурсов подземных вод в этих впадинах происходит в основном за счет поглощения вод поверхностных водотоков (временных и постоянных), стекающих во впадины с окружающих горных массивов, за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет подтока подземных вод со стороны горных массивов.

По условиям формирования подземных вод и особенностям применяемой для оценки их естественных ресурсов методики мелкие межгорные впадины юго-восточного Казахстана можно отнести к двум группам в зависимости от их структурного и гипсометрического положения. Часть впадин замкнута со всех сторон скальными палеозойскими породами, вследствие чего сток подземных вод за их пределы практически отсутствует и разгрузка их осуществляется на территории самих впадин, формируя поверхностный сток рек. Оценка естественных ресурсов в этих впадинах произведена по меженному расходу рек (Кегено-Текесская и Кугалинская впадины). Впадины, занимающие высокое гипсометрическое положение, открыты в сторону более круп-

ных структурных единиц, что обусловливает разгрузку подземных вод в виде скрытого подземного оттока в сторону более крупных артезианских бассейнов. Естественные ресурсы определены в этом случае методом расчета расхода естественного потока с использованием данных детальных разведочных работ.

Подземный сток в реки в горноскладчатых гидрогеологических областях Южного Казахстана определен в целом в 276 *м³/сек*. Большая часть его (примерно две трети) приходится на высокогорные хребты Джунгарской и Тяньшанской горноскладчатых областей (табл. 26). Так, примерно 100—116 *м³/сек* приходится на Заилийский и Джунгарский Алатау ($3659 \cdot 10^6$ *м³/год*), 21 *м³/сек* — на Талас-Угамский массив и Киргизский хребет ($663 \cdot 10^6$ *м³/год*). Всего на высокогорные хребты прнходится 174 *м³/сек* ($5486 \cdot 10^6$ *м³/год*), в том числе естественные ресурсы мелких артезианских бассейнов межгорных впадин составляют в Кегенском и Каркаринском 6 *м³/сек* (модуль 3,2 *л/сек* с 1 *км²*), в Текесском 2,9 *м³/сек* (модуль 2,5 *л/сек* с 1 *км²*).

В пределах высокогорных массивов в Джунгарской и Тяньшанской горноскладчатых областях, как уже отмечалось выше, проявляется довольно отчетливая закономерность в распределении подземного стока, связанная с общей высотной климатической зональностью. Значение модулей подземного стока в реки нарастает от подножий горных массивов к их водоразделам — от 3 до 10 *л/сек* с 1 *км²* на северном склоне Заилийского Алатау и от 1 до 5 *л/сек* с 1 *км²* в Джунгарском Алатау. Слой подземного стока колеблется от 63 *мм* в год (Киргизский хребет) до 173 *мм* в год (Заилийский Алатау). Значение коэффициентов подземного стока в реки колеблется в пределах от 13 до 40% по отношению к осадкам.

На среднегорных и низкогорных массивах — западных отрогах Джунгарского Алатау, Чу-Илийских горах, Кендыктаса, Каратау — подземный сток в реки оценен примерно в 102 *м³/сек*, при этом около 44 *м³/сек* приходится на западные отроги Джунгарского Алатау, в том числе на Каратальскую впадину 15,4 *м³/сек* ($2988 \cdot 10^6$ *м³/год*); 47 *м³/сек* — на Каратау, в том числе на Терс-Ащибулакскую впадину — 8,8 *м³/сек*; 6,6 *м³/сек* — на горный массив Кендыктас; около 2,4 *м³/сек* — на Чу-Илийские горы и 2,9 *м³/сек* — на Центрально-Казахстанскую складчатую область.

Модули подземного стока колеблются в очень широких пределах — от 0,1 до 3 *л/сек* с 1 *км²*, уменьшаясь на отдельных участках (Ушколь, Малайсары, плато Карой, северо-восточный склон Чу-Илийских гор, каменистая восточная часть Бетпакдалы) до сотых долей литра в секунду с 1 *км²*.

Слой подземного стока в реки достигает максимальных величин в Каратау (94 *мм*), Кендыктасе (31 *мм*), на среднегорных участках западных отрогов Джунгарского Алатау (31 *мм*), снижаясь до 3—4 *мм* в Чу-Илийских горах и низкогорных отрогах Джунгарского Алатау и до 1 *мм* и менее на плато Карой, в Малайсары, каменистой восточной части Бетпак-Далы.

Коэффициенты подземного стока в реки колеблются от 19—20% в Каратау и среднегорных западных отрогах Джунгарского Алатау до 2% в Чу-Илийских горах.

Особое место по формированию естественных ресурсов подземных вод занимают мелкие артезианские и субартезианские бассейны межгорных впадин, расположенных в пределах средне- и низкогорных массивов. Иногда в них формируются значительные ресурсы подземных вод за счет фильтрации воды из русел транзитных рек. Примером могут служить Каратальский и Терс-Ащибулакский артезианские бас-

Таблица 26

## Естественные ресурсы подземных вод горноскладчатых областей Южного Казахстана

| Гидрогеологические районы первого порядка и их номера по карте | Бассейны трещинных вод, малые артезианские бассейны и их характерные участки | Площадь, тыс. км² | Естественные ресурсы подземных вод | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Подземный сток в реки | | | | | Подземный сток глубокой инфильтрации | | | |
| | | | Модули подземного стока в л/сек с 1 км² | | Объем стока | | Слой стока, мм | Модуль стока, л/сек с 1 км² | Объем стока | | Слой стока, мм |
| | | | от – до | средневзвешенный | м³/сек | млн. м³/год | | | м³/сек | млн. м³/год | |
| IV. Каратауский | Большого Каратау, юго-западный склон | 8 800 | 0,9—21,3 | 3,1 | 26,5 | 835 | 98 | 2,9 | 26 | 819 | 91 |
| | То же, северо-западная оконечность | 5 000 | — | 0,2 | 6,0 | 189 | 6 | — | — | — | — |
| | Малого Каратау | 7 300 | 0,5—11,0 | 0,8 | 5,8 | 183 | 25 | 0,9 | 6,6 | 208 | 28 |
| | Терс-Ащибулакский | 1 250 | 0,3—11,0 | 7,0 | 8,7 | 274 | 220 | — | — | — | — |
| | Итого | 22 350 | | | 47,0 | 1481 | | | 32,6 | 1027 | |
| V. Талас-Угамский | Таласского Алатау и Угамского хребта | 2 750 | 0,3—118 | 5,4 | 14,8 | 466 | 170 | 7,8 | 21,4 | 674 | 246 |
| | Киргизского хребта | 3 100 | 0,15—7,7 | 2,0 | 6,2 | 195 | 63 | 3—37 | 11,3 | 355,9 | 91 |
| | Итого | 5 850 | | | 21,0 | 662 | | | 32,7 | 1030 | — |
| VI. Кетмень-Заилийский | Кендыктасских гор | 6 560 | 0,3—3,0 | 1 | 6,6 | 208 | 32 | 0,7 | 2,3 | 72 | 22 |
| | Заилийского Алатау | 8 715 | 1—10 | 5,5 | 47,9 | 1509 | 173 | 1,7 | 8,7* | 274 | 54 |
| | Кетменского хребта | 9 015 | 0,7—14,8 | 4,1 | 36,9 | 1162 | 129 | 0,8 | 3,1* | 97 | 25 |
| | Итого | 24 290 | | | 91,4 | 2879 | | | 14,1 | 444 | |

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| VII. Чу-Илийский | Чу-Илийских гор | 15 950 | 0,06—0,2 | 0,15 | 2,4 | 76 | 5 | — | — | — | — |
| IX. Джунгарский | Итого | 15 950 | | | 2,4 | 76 | — | — | — | — | — |
| | Высокогорные склоны | 13 500 | — | 5 | 67,5 | 2126 | 158 | 0,5 | 6,7 | 211 | 16 |
| | Среднегорные склоны | 7 745 | — | 3 | 23,0 | 725 | 95 | — | — | — | — |
| | Низкогорные склоны | 3 755 | — | 1 | 3,8 | 119 | 32 | - | | — | — |
| | Мелкие межгорные впадины | 13 840 | 0,03 - 1 | 0,1 | 1,4 | 44 | 3 | — | — | | — |
| | Каратальский артезианский бассейн | 1 100 | 7,4—16 | 14 | 15,4 | 485 | 441 | — | — | — | — |
| | Итого | 39 940 | | | 111,1 | 3499 | | | 6,7 | 211 | |
| XI. Северо-Балхашский | | 16 210 | 0,1—0,35 | 0,18 | 2,9 | 91 | 6 | — | — | — | — |
| | Итого | 16 210 | | | 2,9 | 91 | | | | | |
| | Итого | 124 590 | | | 275,8 | 8687 | — | — | 86,10 | 2712 | — |
| Районы, не входящие в пределы Южного Казахстана | | | | | | | | | 5,6 | 176 | |
| | Всего | | | | 275,8 | 8687 | — | — | 91,7 | 2888 | — |

* В расчет приняты площади: 5100 *км*² по северному склону Заилийского Алатау и 3875 *км*² по северному склону Кетменского хребта.

сейны подземных вод, естественные ресурсы которых оценены соответственно в 15,4 и 8,8 *м³/сек* (модули 14 и 7 *л/сек* с 1 *км²*). В других бассейнах естественные ресурсы подземных вод составляют следующие величины: 3 *м³/сек* — в Басчий-Конуруленском; 0,8 *м³/сек* — в Кугалинском и 0,16 *м³/сек* — в Коскудукском. Модули подземного стока колеблются от 0,1 до 2 *л/сек* с 1 *км²*. Слой подземного стока, в соответствии с приведенными выше цифрами, колеблется от 440 *мм* в Каратальском и 220 *мм* в Терс-Ащибулакском бассейнах до 3 *мм* — в Коскудукском. Коэффициент подземного стока во впадинах очень высок (50—80%), что обусловлено питанием подземных вод фильтрационными водами из русел рек и каналов.

Распределение подземного стока, поступающего с горных сооружений в прилегающие артезианские бассейны, следующее: в Сырдарьинскую систему артезианских бассейнов поступает воды около 47,4 *м³/сек* (со стороны хр. Каратау 26 *м³/сек* и со стороны Угамских гор 21,4 *м³/сек*); в Чу-Сарысуйскую систему артезианских бассейнов 24,8—25 *м³/сек* (с Киргизского хребта 11,3 *м³/сек*, с Малого Каратау 6,6 *м³/сек*, с Кендыктасских гор 1,3 *м³/сек*, с Центрально-Казахстанского мелкосопочника и Бетпак-Далы 5,6 *м³/сек*); в Илийскую систему артезианских бассейнов 14,9 *м³/сек* (с Заилийского Алатау 8,7 *м³/сек*, с Джунгарского Алатау 2,1 *м³/сек*, с Кетменского хребта 3,1 *м³/сек* и с Кендыктаса 1 *м³/сек*); в Алакуль-Балхашскую систему артезианских бассейнов 4,6 *м³/сек* (с Джунгарского Алатау).

Подземный сток глубокой инфильтрации, формируясь в горных массивах, подземными путями проникает в прилежащие межгорные впадины, пополняя естественные ресурсы подземных вод артезианских бассейнов. Поэтому, хотя на картах для горноскладчатых областей и приведена его количественная характеристика, объем стока учитывается только как естественные ресурсы подземных вод прилежащих артезианских бассейнов.

В целом подземный сток глубокой инфильтрации, подсчитанный для горных массивов, определен в 91,7 *м³/сек*, из них 74,3 *м³/сек* идет на питание напорных вод, выделенных на карте водоносных горизонтов и комплексов артезианских бассейнов, а 17,4 *м³/сек* уходит за пределы республики.

Распределение естественных ресурсов по отдельным горноскладчатым областям и внутри них по массивам отражено в табл. 26 и на картах (см. приложения).

В артезианских бассейнах, приуроченных к обширным депрессиям горноскладчатых и платформенных областей, формирование и распределение естественных ресурсов предопределяется следующими основными факторами.

Равнинные пространства межгорных и предгорных депрессий, относящихся к природной зоне пустынь умеренного пояса, характеризуются крайней засушливостью и континентальностью климата, исключительной бедностью поверхностными пресными водами, разреженным растительным покровом, засоленными почвами. При исключительной бедности атмосферных осадков (100—150 *мм* в год) испаряемость достигает 1400 *мм* в год. Местный поверхностный сток практически не формируется, за исключением эпизодических водотоков, возникающих во время снеготаяния и летних ливней.

Несмотря на такие, казалось бы, неблагоприятные условия, равнинные пространства межгорных депрессий Южного Казахстана обладают богатейшими ресурсами пресных подземных вод, формирование которых происходит под воздействием совокупности благоприятных природных факторов.

Депрессии окружены огромными массивами, с которых стекают многочисленные горные реки. Часть из них представляет собой большие водные артерии, транзитом пересекающие равнинные пространства Южного Казахстана — реки Сырдарья, Чу, Или, Талас. Принося воды с горных хребтов Средней Азии, богатых атмосферными осадками, в бессточные озера (Аральское море, Балхаш), они в пределах впадин значительную часть этих вод теряют на фильтрацию в рыхлые отложения аллювиальных долин и на испарение. Иногда они полностью теряют свой сток, не достигая указанных выше озер (реки Чу, Талас).

Многочисленные маловодные горные реки также выносят с гор большие объемы воды, но редко выходят за пределы предгорных шлейфов Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. В большинстве случаев они теряются в рыхлых галечниковых отложениях конусов выноса.

Палеозойские породы, выходящие на поверхность в горных районах, в пределах впадин погружены на значительные глубины под мощную толщу рыхлых водопроницаемых отложений мезозоя и кайнозоя. Региональные тектонические нарушения, хорошо фиксируемые в горных районах и нередко прослеживаемые геофизическими методами в пределах впадин, рассекают их на ряд блоков с различными амплитудами смещения. Борта впадин на границе с горными массивами часто сопровождаются разломами, вследствие чего рыхлые крупнообломочные отложения контактируют непосредственно с палеозойскими породами. Депрессии имеют, как правило, асимметричное строение со смещением зон максимальных прогибов и мощностей грубообломочных отложений к подножиям наиболее высоко поднятых горных массивов. Среди мезозойских и кайнозойских отложений, выполняющих депрессии, выделяются регионально выдержанные по мощности и простиранию слои песков и песчаников, по которым осуществляется в основном сток подземных вод. Такие слои, как уже указывалось выше, известны на территории Южного Казахстана в отложениях мела и палеоцен-эоцена (Сырдарьинская, Чу-Сарысуйская, Илийская системы артезианских бассейнов).

Особенно благоприятные условия формирования естественных ресурсов подземных вод существуют в аллювиально-пролювиальных и аллювиальных отложениях четвертичного, реже неогенового возраста. В них отчетливо выражена дифференциация обломочного материала, проявляющаяся в его укрупнении по мере приближения к горным массивам и вверх по разрезу. В предгорных прогибах, совпадающих по площади с предгорными шлейфами, преобладают валунно-галечниковые отложения, общая мощность которых достигает 400—800 *м* (Заилийский и Джунгарский Алатау, Киргизский хребет). Здесь происходит интенсивное поглощение поверхностных вод, стекающих с гор рек и временных потоков, инфильтрация атмосферных осадков и проникновение их на большие глубины. Большая водопропускная и поглощающая способность валунно-галечниковых отложений обусловливает формирование в пределах конусов выноса мощных потоков подземных вод, направленных в общем случае от гор к центральным частям впадин, но идущих частично и на питание более глубоких напорных водоносных горизонтов. Предгорные шлейфы можно рассматривать как области питания и формирования естественных ресурсов подземных вод артезианских бассейнов Южного Казахстана. По мере удаления от горных хребтов вследствие уменьшения мощностей грубообломочных отложений и замещения их мелкоземами сокращается живое сечение потока подземных вод, возникает подпор подземного потока и часть его выклинивается на поверхность, образуя хорошо известные в литературе зоны выклинивания подземных вод конусов выноса. Эти зоны

полосой в несколько километров тянутся на большие расстояния и характеризуются обилием речек типа «карасу», сазов, заболоченностей. Другая часть потока уходит на питание водоносных горизонтов, расположенных гипсометрически ниже на предгорных равнинах.

Значительные ресурсы подземных вод формируются также на площади распространения эоловых песков за счет свободного поглощения атмосферных осадков осенне-зимнего и весеннего периодов и в аллювиальных отложениях речных долин за счет поглощения вод поверхностных водотоков. На остальной территории межгорных впадин, сложенной с поверхности глинистыми и песчано-глинистыми осадками, питание подземных вод и формирование их естественных ресурсов за счет местных источников питания (атмосферных осадков, конденсационных и речных вод) практически отсутствует. Естественные ресурсы подземных вод здесь формируются за счет транзитного притока подземных вод со стороны областей питания (горных хребтов и предгорных шлейфов) в основном в песчаных, глубоко залегающих отложениях мела и эоцена. Подземный сток за пределы артезианских бассейнов практически отсутствует, так как все они приурочены к бессточным межгорным и предгорным впадинам. Основная разгрузка подземных вод осуществляется частично в озера, частично в горизонты грунтовых вод путем вертикальной восходящей фильтрации, особенно интенсивной по зонам тектонических нарушений, по песчаным окнам, испарением и транспирацией.

Естественные ресурсы подземных вод каждого водоносного комплекса или горизонта формируются за счет поступления воды из местных источников питания (инфильтрация атмосферных осадков и конденсационной влаги, фильтрация речных и ирригационных вод) и притока подземных вод со стороны — либо из области питания, либо из другого водоносного комплекса или горизонта. Соотношение объемов воды, поступающей из различных источников питания, самое различное. На одних участках (в речных долинах, на конусах выноса, в эоловых песчаных массивах) преобладают местные источники питания, на других (артезианские бассейны) — приток подземных вод со стороны (транзитный подземный сток). Чтобы избежать повторного учета одних и тех же вод, перетекающих из одного водоносного комплекса и горизонта в другой, авторы стремились дать раздельную характеристику естественных ресурсов подземных вод, формирующихся непосредственно на площади распространения того или иного водоносного комплекса или горизонта (местный подземный сток) и ресурсов, пополнение которых происходит за счет притока со стороны областей питания (транзитный подземный сток).

Местный подземный сток определялся по инфильтрации атмосферных осадков, по потерям воды из русел рек и ирригационных каналов на фильтрацию между двумя створами, по конденсации паров из воздуха. Для определения расчетных параметров использованы данные балансовых исследований и режимных наблюдений за колебаниями уровней грунтовых вод (Алматинская, Туркестанская, Муюнкумская гидрогеологические станции), гидрометрические данные Управления гидрометслужбы и Управления оросительных систем. Оценка естественных ресурсов, формирующихся в песчаных эоловых массивах, произведена по методике, предложенной У. М. Ахметсафиным (1964).

Транзитный подземный сток определен в основном двумя методами — по расходу естественного потока подземных вод по формуле Дарси за вычетом местного питания (местного подземного стока) или методом анализа общего баланса области питания водоносного комплекса по уравнению, предложенному Б. И. Куделиным (1960). По-

следний метод применен для оценки естественных ресурсов напорных подземных вод артезианских бассейнов.

Естественные ресурсы подземных вод (грунтовых и напорных) в артезианских бассейнах Южного Казахстана оценены в 380,7 *м³/сек*, из них 306,4 *м³/сек* формируется в пределах депрессий и 74,3 *м³/сек* приходит со стороны областей питания (табл. 27).

Распределение естественных ресурсов подземных вод по отдельным системам бассейнов следующее: 94,0 *м³/сек* формируется в Сырдарьинском; 3,4 *м³/сек* — в Тургайском; 77,3 *м³/сек* — в Чу-Сарысуйском; 98,1 *м³/сек* — в Алакуль-Балхашском; 107,9 *м³/сек* — в Илийском. Более 50% от общего объема естественных ресурсов подземных вод (179 *м³/сек*) сосредоточено в валунно-галечниковых отложениях предгорных шлейфов в пределах систем артезианских бассейнов: в Илийской — около 95 *м³/сек*; в Чу-Сарысуйской 32 *м³/сек*; в Алакуль-Балхашской 52 *м³/сек*.

Максимальные модули подземного стока характерны для валунно-галечниковых отложений предгорных шлейфов северных склонов Заилийского и Джунгарского Алатау и достигают 22—27 *л/сек* с 1 *км²*. Среднее значение их 2—7 *л/сек* с 1 *км²*. Слой стока в отложениях конусов выноса в предгорьях Заилийского Алатау достигает 380—850 *мм* в год, на остальных участках составляет 38—120 *мм* в год.

Значительные естественные ресурсы подземных вод формируются в аллювиально-пролювиальных четвертичных отложениях предгорных равнин, особенно на участках, занятых эоловыми песками. Так, на предгорной равнине Киргизского хребта, занятой песчаным массивом Муюнкум, формируется до 28 *м³/сек* ($887{,}6 \cdot 10^6$ *м³/год*), на левобережье Сырдарьи, в песках Кызылкум — около 13 *м³/сек* ($416 \cdot 10^6$ *м³/год*), в Прибалхашье, в песчаных массивах Таукум и Сары-Ишикотрау 26 *м³/сек* ($796 \cdot 10^6$ *м³/год*). Модули подземного стока в пределах песчаных пустынь Южного Казахстана колеблются от 0,2 до 1,5 *л/сек* с 1 *км²*. Слой стока варьирует от 10 до 47 *мм* в год, коэффициенты подземного стока — от 5 до 25% (Ахмедсафин, 1962, 1964).

Формирование естественных ресурсов подземных вод в пределах артезианских бассейнов происходит наиболее интенсивно на отдельных участках речных долин. Такие участки выделены (по гидрометрическим данным) по долине р. Или между постом Илийским и Уш-Джарма, где на фильтрацию в рыхлые аллювиальные отложения уходит до 7 *м³/сек* ($219 \cdot 10^6$ *м³/год*), в долине р. Каратала 4,2 *м³/сек* ($134 \cdot 10^6$ *м³/год*), в долине р. Сырдарьи между постами Уч-Арал и Казалинск 13 *м³/сек* ($410 \cdot 10^6$ *м³/год*), в долине р. Талас 6,9 *м³/сек* ($217{,}4 \cdot 10^6$ *м³/год*), в долине р. Чу 7,9 *м³/сек* ($249 \cdot 10^6$ *м³/год*), в долине р. Келес — 2 *м³/сек* ($63 \cdot 10^6$ *м³/год*). Модули подземного стока на таких участках усиленной фильтрации речных вод колеблются от 1 до 14 *л/сек* с 1 *км²*, слой стока — от 30 до 130 *мм* в *год*.

На территории Южного Казахстана выделяются обширные участки глинистых и песчано-глинистых равнин, где формирования естественных ресурсов практически не происходит и сток подземных вод осуществляется по напорным водоносным горизонтам, залегающим на больших глубинах (транзитный подземный сток). К таким участкам относятся глинистая равнина в нижнем течении р. Сырдарьи, западная (глинистая) часть плато Бетпак-Дала, глинистая равнина в низовьях р. Чу. Модуль общего подземного стока грунтовых и напорных (меловых, палеоцен-эоценовых) водоносных горизонтов составляет 0,1—0,3 *л/сек* с 1 *км²*, модуль местного — менее 0,1 *л/сек* с 1 *км²*.

Слой стока в пределах этих глинистых равнин колеблется от 5 *мм* в низовьях р. Сырдарьи и в западной части плато Бетпак-Далы до

Таблица 27

## Естественные ресурсы подземных вод артезианских бассейнов Южного Казахстана

| Гидрогеологические районы (осиовные водоносные горизонты и комплексы; характерные участки) | Расчетная площадь, тыс. км² | Ресурсы, формирующиеся на площади водоносного комплекса (местный сток) | | | | Ресурсы, пополнение которых происходит за счет притока подземных вод со стороны области питания (транзитный сток) | | | | Объем стока суммарный | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Модули подземного стока, л/сек с 1 км² | | Объем стока, м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год | Модули подземного стока, л/сек с 1 км² | | Объем стока, м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год | м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год |
| | | от — до | средневзвешенные | | от до | от до | средневзвешенные | | от до | | от — до |
| I. Тургайская система артезианскнх бассейнов | | | | | | | | | | | |
| Водоносный комплекс среднеэоценовых отложенний | 3,9 | 0,05—0,2 | 0,1 | 0,4 | 3 / 3—5 | — | — | — | — | 0,4 | 3 / 3—5 |
| Водоносный комплекс верхнемеловых отложений | 20,0 | 0,1—0,2 | 0,15 | 3,0 | 3 / 3—5 | — | — | — | — | 3,0 | 5 / 3—5 |
| Итого | 23,9 | | | 3,4 (107 млн. м³/год) | | | | | | 3,4 (107 млн. м³/год) | |
| II. Сырдарьинская система артезианских бассейнов | | | | | | | | | | | |
| Водоносиый горизонт современных аллювиальных отложений: | | | | | | | | | | | |
| долнна р. Сырдарьи | 13,0 | 0,8—1,2 | 1,0 | 13,0 | 32 / 20—40 | — | — | — | — | 13,0 | 32 / 20—40 |
| долина р. Келес | 1,0 | 0,19—7,2 | 2,0 | 2,0 | 63 / 40—80 | — | — | — | — | 16 | 126 / 40—80 |
| Водоносный горизонт среднечетвертичных и современных аллювиальных отложений: | | | | | | | | | | | |
| участок Арысь—Чимкент | 4,0 | 0,3—5 | 4 | 16,0 | 126 / 120—160 | — | — | — | — | 16 | 126 / 120—160 |

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| участок Арысь—Туркестан | 13,0 | 0,8—14 | 1,2 | 15,6 | 38 / 10—50 | — | — | — | — | 15,6 | 38 / 10—50 |
| юго-западная часть Приташкентских Чулей и низовья р. Келес | 5,0 | — | 0,1 | 0,5 | 3 / 3—5 | — | — | — | — | 0,5 | 3 / 3—5 |
| Водоносный комплекс плиоцен-нижнечетвертичных и перекрывающих их верхнечетвертичных и современных эоловых отложений | 44,0 | — | 0,3 | 13,2 | 9 / 10—20 | — | — | — | — | 13,2 | 9 / 10—20 |
| Водоносный комплекс верхнемеловых отложений: | | | | | | | | | | | |
| Приташкентские Чули | 3,7 | 0,7—1,0 | 1,0 | 3,7 | 32 / 20—40 | — | — | — | — | 3,7 | 32 / 20—40 |
| остальная часть территории бассейна | | | | | | 0,1—0,3 | 0,2 | 30,0* | 6 / 5—10 | 30 | 6 / 5—10 |
| Итого: | 83,7 | | | 64,0 (2073 млн. *м*³/*год*) | | | | 30,0 (945 млн. *м*³/*год*) | | 94,0 (3018 млн. *м*³/*год*) | |
| III. Чу-Сарысуйская система артезианских скважин | | | | | | | | | | | |
| Водоносный горизонт верхнечетвертичных и современных аллювиальных отложений: | | | | | | | | | | | |
| долина р. Талас, между постами Жаимбет до поста Уч-Арал | 6,3 | 0,6—4 | 1,1 | 6,8 | 35 / 10—50 | — | — | — | — | 6,8 | 35 / 10—50 |
| долина р. Чу, между постами Ташуткуль и Фурмановка | 3,3 | 1,7—5,0 | 2,4 | 7,9 | 76 / 50—100 | — | — | — | — | 7,9 | 76 / 50—100 |
| Талас-Ассииский конус выноса | 4,5 | 0,8—8,0 | 3 | 13,4 | 95 / 80—120 | — | — | — | — | 13,4 | 95 / 80—120 |
| остальная площадь | 8,8 | 0,1—0,3 | 0,2 | 1,8 | 6 / 5—10 | — | — | — | — | 1,8 | 6 / 5—10 |

Продолжение табл. 27

| Гидрогеологические районы (основные водоносные горизонты и комплексы, характерные участки) | Расчетная площадь, тыс. км² | Ресурсы, формирующиеся на площади водоносного комплекса (местный сток) | | | | Ресурсы, пополнение которых происходит за счет притока подземных вод со стороны области питания (транзитный сток) | | | | Объем стока суммарный | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Модули подземного стока, л/сек с 1 км² | | Объем стока, м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год | Модули подземного стока, л/сек с 1 км² | | Объем стока, м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год | м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год |
| | | от — до | средневзвешенные | | от — до | от — до | средневзвешенные | | от — до | | от — до |
| Водоносный горизонт среднечетвертичных и нижнечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их эоловых отложений: | | | | | | | | | | | |
| северо-западная часть песчаного массива Муюнкум | 10,0 | 0,1—0,3 | 0,3 | 3,0 | 10 / 5—10 | — | — | — | — | 3,0 | 10 / 5—10 |
| юго-восточная часть песчаного массива Муюнкум | 15,6 | 0,36—1,2 | 0,9 | 14,0 | 28 / 20—40 | 0,24—0,9 | 0,6 | 9,4** | 19 / 10—20 | 14,0 | 47 / 40—80 |
| Водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений: | | | | | | | | | | | |
| южный склон Кендыктас | 1,9 | — | 0,9 | 1,7 | 28 / 20—40 | — | 0,7 | 1,3 | 22 / 20—40 | 3,0 | 50 / 40—80 |
| юго-западный склон Чу-Илийских гор | 2,6 | — | 0,2 | 0,5 | 6 / 5—10 | — | — | — | — | 0,5 | 6 / 5—10 |
| северный склон Киргизского хребта | 2,1 | 0,12—4,3 | 0,7 | 3,1 | 22 / 20—40 | — | 2,5 | 11,3 | 80 / 50—100 | 14,4 | 102 / 80—120 |
| северо-восточный склон Каратау | 0,8 | — | 0,4 | 0,3 | 13 / 10—20 | — | — | — | — | 0,3 | 13 / 10—20 |

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Водоносный комплекс палеоцен-эоценовых отложений: | | | | | | | | | | | |
| предгорья северо-восточного склона Каратау | 33,0 | — | — | — | — | — | 0,2 | 6,6 | 6 / 5—10 | 6,6 | 6 / 5—10 |
| район Бетпак-Далы | 25,0 | — | — | — | — | — | 0,15 | 3,7 | 5 / 3—5 | 3,7 | 5 / 3—5 |
| Водоносиый комплекс верхнемеловых отложений | 12,7 | — | — | — | — | — | 0,15 | 1,9 | 5 / 3—5 | 1,9 | 5 / 3—5 |
| Итого | 126,6 | | | 52,5 (1654 млн. *м³/год*) | | | | 24,8 (781 млн. *м³/год*) | | 77,3 (2435 млн. *м³/год*) | |
| VIII. Илийская система артезианских бассейнов | | | | | | | | | | | |
| Водоносный комплекс средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений: | | | | | | | | | | | |
| у южного склона Джунгарского Алатау | 3,5 | 1,8—7,2 | 5,4 | 18,9 | 170 / 100—200 | 0,2—0,8 | 0,6 | 2,1 | 19 / 10—20 | 21,0 | 189 / 100—200 |
| северный склон Заилийского Алатау | 2,2 | 4,5—45 | 23,2 | 51,1 | 772 / 500—800 | 0,05—5,0 | 4,0 | 8,7 | 85 / 80—120 | 59,8 | 857 / 800—1000 |
| Басчийская впадина | 2,2 | — | 1,0 | 2,2 | 32 / 20—40 | — | — | — | — | 2,2 | 32 / 20—40 |
| Водоиосный комплекс среднечетвертичных н современных аллювиально-пролювиальных и аллювиальных отложений предгорной равнины, в том числе у северного склона Кендыктас | 14,3 | <0,1—0,8 | 0,5 | 7,2 | 16 / 10—20 | 0,15—2,9 | 1,7 | 24,3** | 54* / 40—80 | 7,2* | 70 / 50—100 |

Продолжение табл. 27

| Гидрогеологические районы (основные водоносные горизонты и комплексы; характерные участки) | Расчетная площадь, тыс. км² | Ресурсы, формирующиеся на площади водоносного комплекса (местный сток) | | | | Ресурсы, пополнение которых происходит за счет притока подземных вод со стороны области питания (транзитный сток) | | | | Объем стока суммарный | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Модули подземного стока, л/сек с 1 км² | | Объем стока, м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год | Модули подземного стока, л/сек с 1 км² | | Объем стока, м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год | м³/сек | Слой стока средневзвешенный, мм/год |
| | | от — до | средневзвешенные | | от — до | от — до | средневзвешенные | | от — до | | от — до |
| Водоносный комплекс неогеновых отложений: | | | | | | | | | | | |
| северный склон Кетменского хребта | 2,6 | 1,3—5,2 | 4,2 | 10,9 | 132 / 120—160 | 0,7—2,8 | 1,2 | 3,1 | 38 / 10—50 | 14,0 | 170 / 100—200 |
| междуречье Таргап—Каскелен | 4,6 | — | — | — | — | — | 0,8 | 3,7 | 25 / 10—50 | 3,7 | 25 / 10—50 |
| Итого | 29,4 | | | 90,3 (2844 млн. м³/год) | | | | 17,6 (554 млн. м³/год) | | 107,9 (3399 млн. м³/год) | |
| X. Алакуль-Балхашская система артезианских бассейнов | | | | | | | | | | | |
| Водоносный горизонт современных и верхнечетвертичных аллювиальных отложений | | | | | | | | | | | |
| долина р. Или | 1,7 | 2—10 | 4,1 | 7,0 | 129 / 120—160 | — | — | — | — | 7,0 | 129 / 120—160 |
| долина р. Каратал | 1,3 | 0,6—20 | 3,4 | 4,3 | 107 / 80—120 | — | — | — | — | 4,3 | 107 / 80—120 |
| Водоносный горизонт озерно-аллювиальных четвертичных отложений | 1,2 | 0,2 - 0,4 | 0,3 | 0,4 | 9 / 5—10 | — | — | — | — | 0,4 | 9 / 5—10 |

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Водоносный горизонт средневерхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений: | | | | | | | | | | | |
| северный склон Джунгарского Алатау | 2,2 | 5,3—6,0 | 10,5 | 23,0 | 331 / 150—500 | 0,9—1,0 | 2,1 | 4,6 | 66 / 50—100 | 27,6 | 397 / 150—500 |
| северо-восточный склон Джунгарского Алатау | 3,0 | 4,5—22,5 | 9,6 | 28,8 | 302 / 150—500 | — | — | — | — | 28,8 | 302 / 150—500 |
| предгорная равнина | 4,2 | 0,2—2,2 | 0,95 | 4,0 | 30 / 20—40 | 0,5—5,8 | 2,5 | 10,5** | 79 / 50—100 | 4,0 | 109 / 80 120 |
| Водоносный горизонт четвертичных озерно-аллювиальных и перекрывающих их современных и верхнечетвертичных эоловых отложений | 4,4 | — | 0,8 | 3,5 | 25 / 20—40 | — | — | — | — | 3,5 | 25 / 20—40 |
| | 5,0 | — | 1,0 | 4,8 | 32 / 20—40 | — | — | — | — | 4,8 | 32 / 20—40 |
| | 4,3 | — | 0,1 | 0,4 | 3 / 3—5 | — | — | — | — | 0,4 | 3 / 3—5 |
| | 50,7 | — | 0,33 | 16,6 | 10 / 10—20 | — | — | — | — | 16,6 | 10 / 10—20 |
| | 1,9 | — | 0,35 | 0,7 | 11 / 10—20 | — | — | — | — | 0,7 | 11 / 10—20 |
| Итого | 79,9 | | | 93,5 (2945 млн. *м³/год*) | | | | 4,6 (145 млн. *м³/год*) | | 98,1 (3090 млн. *м³/год*) | |
| Всего | 343,5 | | | 303,7 (9563 млн. *м³/год*) | | | | 77,0 (2340 млн. *м³/год*) | | 380,7 (11908 млн. *м³/год*) | |

* Из транзитного стока, поступающего в Сырдарьинскую систему артезианских бассейнов с областей питания (Угамского хребта и юго-западного склона Каратау) в количестве 47,4 *м³/сек*, не учтено 17,4 *м³/сек*, которые относятся к ресурсам бассейна, входящего в Узбекскую ССР.

** Транзитное питание как ранее учтенное в предгорной полосе конусов выноса во избежание повториого учета из естественных ресурсов систем артезианских бассейнов (Илийский 24,3 *м³/сек*, Алакуль-Балхашский 10,5 *м³/сек* и Чу-Сарысуйский 9,4 *м³/сек*) исключается.

19 *мм* в низовьях р. Чу. Коэффициенты подземного стока изменяются от 2 до 10%. На территории глинистых равнин преимущественным распространением пользуются соленые грунтовые воды с минерализацией, превышающей 10 *г/л* (до рассолов). Пресные воды приурочены к водоносным горизонтам мела и палеоцен-эоцена.

Наименее благоприятные гидрогеологические, геологические и климатические условия для формирования естественных ресурсов подземных вод существуют на территории западных низкогорных отрогов Джунгарского Алатау, на плато Карой, в восточной — каменистой части плато Бетпак-Дала, в Западном Прибалхашье, на глинистых равнинах у южного берега оз. Балхаш и в Северо-Восточном Приаралье. Хотя перечисленные участки имеют различное геологическое строение и расположены в различных природных условиях, для них характерно несколько основных факторов, обусловливающих ничтожный сток: отсутствие регионально выдержанных коллекторов подземных вод, по которым был бы возможен подземный сток от удаленных областей питания, затрудненная инфильтрация атмосферных осадков вследствие плохой водопроницаемости перекрывающих отложений, весьма засушливый климат и высокая испаряемость, приводящие к почти полному испарению атмосферных осадков. Здесь модули подземного стока всегда менее 0,1 *л/сек* с 1 *км*$^2$, слой стока — менее 1 *мм* в год, а коэффициент подземного стока не превышает 1%.

На территории Южного Казахстана широко развиты адырные структуры, расположенные у подножий горных массивов и сложенные обычно глинистыми отложениями палеогенового и неогенового возраста. Как правило, они расположены гипсометрически выше примыкающих к горным массивам впадин, глубоко дренированы чинками, логами, долинами рек. Формирование естественных ресурсов подземных вод на площади развития таких структур затруднено. Подземные воды имеют обычно спорадическое распространение. Возможно, на отдельных участках таких структур имеется глубокий транзитный подземный сток, не поддающийся учету. Практически адырные структуры, сложенные преимущественно глинистыми породами, можно считать безводными.

Общие естественные ресурсы подземных вод Южного Казахстана оценены примерно в 656,5 *м*$^3$*/сек* (20 633·10$^6$ *м*$^3$*/год*), из них: 275,8 *м*$^3$*/сек* формируется в горных районах и представляет собой подземный сток в реки; 306,4 *м*$^3$*/сек* формируется в пределах артезианских бассейнов и 74,3 *м*$^3$*/сек* представляет собой транзитный подземный сток со стороны горных массивов в артезианские бассейны (так называемый подземный сток глубокой инфильтрации). Последняя цифра, очевидно, занижена, так как подземный сток глубокой инфильтрации определялся только для части горных массивов, где можно было провести анализ общего водного баланса.

Распределение естественных ресурсов подземных вод по административным областям Южного Казахстана примерно следующее: на Алмаатинскую область приходится 405 *м*$^3$*/сек*, на Джамбулскую 87 *м*$^3$*/сек*, на Чимкентскую 91 *м*$^3$*/сек* и Кзыл-Ординскую 74 *м*$^3$*/сек*.

Сложность процессов формирования естественных ресурсов подземных вод, их подвижность, возможность перетекания воды из одного комплекса и водоносного горизонта в другой, взаимосвязь с поверхностными водотоками и водоемами, поступление подземных вод по зонам региональных тектонических нарушений с неизвестной площадью водосбора и многие другие недостаточно изученные явления обусловливают в ряде случаев весьма ориентировочный характер приводимых

цифр. Тем не менее региональная оценка величины питания подземных вод и распределение их по отдельным водоносным комплексам и горизонтам помогут правильному планированию использования и дальнейшего изучения подземных вод Южного Казахстана.

Величина естественных ресурсов подземных вод может меняться во времени в зависимости от цикличности климатических условий. Приведенные значения отражают среднемноголетнюю норму, которая по отдельным годам и периодам может меняться в значительных пределах.

*Глава двадцать вторая*

# ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Карта эксплуатационных ресурсов составлена по методике ВСЕГИНГЕО. Оценка прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод проводилась для основных водоносных горизонтов и комплексов.

На карте (прилож. 6) отражаются основные закономерности распространения, химизма и ресурсов подземных вод. Для артезианских бассейнов прогностически дается оценка естественных запасов (табл. 28) эксплуатационных ресурсов подземных вод и прогнозная производительность водозаборов. Причем на карте эксплуатационные ресурсы выражаются в виде модулей — *л/сек* с 1 *км*$^2$. Для горноскладчатых гидрогеологических областей дается суммарная величина эксплуатационных ресурсов (в *м*$^3$*/сек*) по отдельным системам бассейнов трещинных вод.

Под эксплуатационными ресурсами понимается то количество воды, которое может быть получено из водоносных пластов или комплексов в течение всего расчетного времени водопотребления с помощью рациональных в технико-экономическом отношении водозаборных сооружений при количестве воды, удовлетворяющем требованиям. Эксплуатационные ресурсы складываются из значительной части естественных ресурсов и того объема воды, которое можно отобрать из естественных запасов в течение определенного времени.

Оценка эксплуатационных ресурсов проводится для основных водоносных горизонтов и комплексов, содержащих грунтовые и напорные воды, пригодные по своим качествам и количеству для обеспечения водой промышленных и сельскохозяйственных объектов.

На карте прогнозных эксплуатационных ресурсов (прилож. 6) получили отражение не все водоносные горизонты, а только те, которые по ресурсам и качеству вод могут оказаться надежными источниками водоснабжения на той или иной территории. Так, верхнемеловой водоносный комплекс, получивший повсеместное распространение в пределах Сырдарьинской системы артезианских бассейнов, в районе Джусалинского поднятия имеет слабую водообильность, и поэтому здесь в качестве основного рекомендуется нижне-верхнемеловой водоносный комплекс. При наличии на том или ином участке двух перспективных водоносных горизонтов или комплексов эксплуатационные ресурсы подсчитаны для обоих. При этом вышележащий водоносный комплекс показан широкими полосами на фоне нижележащего. Так, на юго-западе Кызылкумского артезианского бассейна наряду с верхнемеловым перспективным показан и водоносный комплекс неогеновых и перекрывающих верхнечетвертичных и современных эоловых отложений.

Площади с распространением водоносных горизонтов и комплексов с ограниченным использованием подземных вод, к которым отнесены слабоводообильные горизонты или горизонты с пестрой минерализа-

Таблица 28

**Прогнозные естественные запасы подземных вод**

| Водоносные горизонты и комплексы | Естественные запасы, млн. м³ | | | | | | Всего |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Минерализация, г/л | | | | | | |
| | до 1 | 1—3 | до 3 | 3—5 | 5—10 | до 10 | |
| **I. Тургайская система артезианских бассейнов** | | | | | | | |
| Эоценовых отложений | 510 | 2 790 | — | 2 700 | — | — | 6 000 |
| Верхнемеловых отложений | 6 600 | 29 100 | — | 20 700 | — | 43 150 | 99 550 |
| Нижне- и верхнемеловых отложений | — | — | — | — | — | 2 475 | 2 475 |
| Всего по району | 7 110 | 31 890 | — | 23 400 | — | 45 625 | 108 025 |
| **II. Сырдарьинская система артезианских бассейнов** | | | | | | | |
| Среднечетвертичных — современных аллювиальных отложений | 58 275 | — | — | — | — | — | 58 275 |
| Плиоцен-нижнечетвертичных и перекрывающих их верхнечетвертичных и современных эоловых отложений | 3 000 | — | 5 340 | — | — | — | 8 340 |
| Верхнемеловых отложений | 45 300 | 33 480 | 512 622 | — | — | — | 591 402 |
| Нижие- и верхиемеловых отложений | — | — | — | — | — | 15 525 | 15 525 |
| Всего по району | 106 575 | 33 480 | 517 962 | — | — | 15 525 | 673 542 |
| **III. Чу-Сарысуйская система артезиаиских бассейнов** | | | | | | | |
| Верхнечетвертичных — современных аллювиальных отложений | 24 800 | 16 000 | — | 4 800 | — | — | 45 600 |
| Среднечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений | — | — | 10 350 | — | — | — | 10 350 |
| Средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений | 12 150 | 11 625 | — | — | — | — | 23 775 |
| Нижнечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных — современных эоловых отложений | 49 500 | — | — | — | — | — | 49 500 |
| Среднечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных — современных эоловых отложений | 13 230 | 43 110 | — | — | — | — | 56 340 |
| Средиечетвертичных делювиально-пролювиальных отложений | 15 000 | — | — | — | — | — | 15 000 |

Продолжение табл. 28

| Водоносные горизонты и комплексы | Естественные запасы, млн. $м^3$ | | | | | | Всего |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Минерализация, г/л | | | | | | |
| | до 1 | 1—3 | до 3 | 3—5 | 5—10 | до 10 | |
| Неогеновых отложений | — | 34 200 | — | — | — | — | 34 200 |
| Палеоцен-эоценовых отложений | 41 680 | 64 460 | — | — | — | — | 106 140 |
| Верхнемеловых отложений | — | 18 600 | — | — | — | — | 18 600 |
| Всего по району | 156 360 | 187 995 | 10 350 | 4 800 | — | — | 359 505 |
| IV. Каратауская система бассейнов трещинных вод | | | | | | | |
| Средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений | 13 750 | — | — | — | — | — | 13 750 |
| VI. Кетмень-Заилийская система бассейнов трещинных вод | | | | | | | |
| Среднечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений | 9 460 | — | — | — | — | — | 9 460 |
| VIII. Илийская система артезианских бассейнов | | | | | | | |
| Среднечетвертичных современных аллювиально-пролювиальных отложений | 132 535 | 23 629 | — | — | 3 772 | — | 159 936 |
| Неогеновых отложений | 2 430 | 19 980 | — | — | — | — | 22 410 |
| Всего по району | 134 965 | 43 609 | — | — | 3 772 | — | 182 346 |
| IX. Джунгарская система бассейнов трещинных вод | | | | | | | |
| Среднечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений | 8 800 | — | — | — | — | — | 8 800 |
| Четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений | 3 600 | — | — | — | — | — | 3 600 |
| Неогеновых отложений | — | 3 000 | — | — | — | — | 3 000 |
| Всего по району | 12 400 | 3 000 | — | — | — | — | 15 400 |
| X. Алакуль-Балхашская система артезианских бассейнов | | | | | | | |
| Верхнечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений | 11 570 | 6 000 | — | 3 300 | — | — | 20 870 |
| Верхнечетвертичных — современных аллювиально-озерных отложений | 3 685 | — | — | — | — | 29 625 | 33 310 |
| Среднечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений | 47 388 | — | — | — | — | — | 47 388 |

Продолжение табл. 28

| Водоносные горизонты и комплексы | Естественные запасы, млн. $м^3$ | | | | | | Всего |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Минерализация, $г/л$ | | | | | | |
| | до 1 | 1—2 | до 3 | 3—5 | 5—10 | до 10 | |
| Четвертичных озерно-аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных — современных отложений | 98 165 | 55 105 | — | 29 750 | 5 600 | 15 940 | 204 560 |
| Четвертичных делювиально-пролювиальных отложений | — | — | 3 600 | — | — | — | 3 600 |
| Всего по району | 160 808 | 61 105 | 3 600 | 33 050 | 5 600 | 45 565 | 309 728 |
| XI. Центрально-Казахстанская система бассейнов трещинных вод (Северо-Балхашский бассейн трещинных вод) | | | | | | | |
| Среднечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений | — | — | 3 726 | — | — | — | 3 726 |
| Четвертичных озерно-аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных — современных эоловых отложений | 1 000 | 430 | — | — | — | — | 1 430 |
| Всего по району | 1 000 | 430 | 3 726 | — | — | — | 5 156 |
| Всего по Южному Казахстану | 602 428 | 361 509 | 535 638 | 61 250 | 9 372 | 106 715 | 1 676 912 |

цией подземных вод, а также участки со спорадическим распространением вод, на карте показаиы соответствующими знаками. Эксплуатационные ресурсы для таких участков не подсчитывались. Кроме того, на карте выделены участки, где отсутствуют водоносные горизонты эксплуатационного значения, и площади с распространением линз пресных вод среди соленых.

Оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод производилась по водоносным горизонтам и комплексам в разрезе отдельных гидрогеологических районов. Ресурсы во всех случаях определялись для градаций минерализации (в $г/л$): до 1; 1—3; 3—5; 5—10; до 3; до 5 и до 10.

Эксплуатационные ресурсы для равнинных территорий и межгорных впадин выражаются в виде модуля эксплуатационных ресурсов (в $л/сек$ с 1 $км^2$) и показываются цветом в пределах расчетных гидрогеологических районов, которые выделяются по комплексу трех основных признаков:

а) характеристика типа водоносных горизонтов (грунтовый, напорный), определяющая величину коэффициентов пьезопроводности и уровнепроводности;

б) величина водопроводимости пластов ($km$);

в) значение максимального понижения ($S_{max}$).

При оценке эксплуатационных ресурсов величина снижения уровня подземных вод $S_{max}$ принимается до глубины 100 *м* от поверхности земли, что определяется современными техническими возможностями подъема воды, но не более половины мощности водоносного горизоита в случае безнапорных вод. Период расчета, исходя из амортизационного срока эксплуатации водозаборов, принят в 50 лет.

Расчеты эксплуатационных ресурсов произведены по методике Н. Н. Биндемана с использованием нижеприведенных формул.

Для напорных вод

$$M_э = \frac{0{,}64km \cdot S_{max}}{a} \text{ л/сек с 1 км}^2.$$

Для грунтовых вод (поровые)

$$M_э = \frac{0{,}64kH\left(1 - \frac{S_{max}}{2H}\right)S_{max}}{505 + \frac{kH\left(1 - \frac{S_{max}}{2H}\right)}{\mu}} \text{ л/сек с 1 км}^2.$$

Для условий конусов выиоса

$$M_э = 0{,}64 \cdot \mu \cdot H \text{ л/сек с 1 км}^2.$$

Для вод зоны открытой трещиноватости

$$M_э = 0{,}64 \cdot \mu \cdot S_{max} \text{ л/сек с 1 км}^2.$$

Для напорных вод приречной зоны

$$M_э = 0{,}00048 \cdot km \cdot S_{max} \text{ л/сек с 1 км}^2.$$

Здесь

$k$ — коэффициент фильтрации, *м/сутки*;

$m$, $H$ — мощность водоносного горизонта, *м*;

$\mu$ — коэффициент водоотдачи по литературным данным;

$\alpha$ — коэффициент пьезопроводности для артезианских бассейнов открытого типа, приият равным $5 \cdot 10^4$;

$S_{max}$ — величина максимального допустимого понижения уровня подземных вод, *м*.

Максимальное понижение в каждом конкретном случае определялось в зависимости от глубины залегания водоносного горизонта, его мощности и высоты напора.

В случае напорных вод, если глубина до воды менее 100 *м*, модуль эксплуатационных ресурсов ($M_э'$) определялся по формуле для напорных вод при $S_{max}$, равном величине напора. Для условий эксплуатации водозабора с безнапорным характером движения в пределах водоносного горизонта $M_э''$ определялся при $S_{max}$, равном половине мощности водоносного горизонта, но с расчетом положения уровня не ниже 100 *м* от поверхности земли. Затем сложением $M_э' + M_э''$ получали общий модуль, учитывающий возможную сработку упругих и естественных запасов подземных вод данного водоносного горизонта.

Известно, что при эксплуатации подземных вод значительно понизятся их уровни, иногда области дренирования могут стать областями питания. Все это благоприятно скажется на условиях восполнения ресурсов подземных вод. Методика оценки эксплуатационных ресурсов в различных гидрогеологических условиях рассмотрена Н. Н. Биндеманом и Ф. М. Бочевером (Бочевер, 1963; Биндеман и Бочевер, 1964). Руководствуясь основными рекомендациями указанных авторов и учитывая, что при расположении водозаборов в области питания подзем-

ных вод или вблизи от них последние будут обеспечены в первую очередь естественными ресурсами, общая величина модуля эксплуатационных ресурсов для условий грунтовых вод и напорных вод артезианских бассейнов открытого типа определена с учетом модуля по питанию. Учитывая общие гидрогеологические условия и условия формирования подземного стока каждого определенного участка, модуль эксплуатационных ресурсов по питанию принимается от 10 до 100% естественных ресурсов.

Наименьшая величина модуля по питанию (10—50%) принята для водоносных горизонтов неогеновых, неоген-четвертичных и делювиально-пролювиальных отложений, находящихся в неблагоприятных условиях питания (большая величина расходных статей баланса и малый приток с области питания). Это имеет место в пределах Чу-Илийских гор, междуречья Таргап — Дегерес и в низовьях долины р. Или.

Учитывается и то обстоятельство, что в процессе эксплуатации водозаборов, расположенных вблизи источников, дающих начало поверхностным водотокам, которые широко используются населением, дебит последних может иссякнуть. Это положение может иметь место в пределах развития водоносных горизонтов аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и неоген-четвертичных отложений в междуречье Бадам — Сайрам, в предгорьях южного, северного и северо-западного склонов Джунгарского Алатау, юго-западного склона хр. Кендыктаса и в предгорьях хр. Кетмень и Заилийского Алатау. На этих участках модуль по питанию принимается равным 30—60% от естественных ресурсов. В межгорных впадинах горноскладчатых областей модуль по питанию в зависимости от условий питания составляет от 40 до 100% естественных ресурсов.

Для большей площади распространения водоносного горизонта аллювиально-пролювиальных отложенний Илийской впадины, находящихся в условиях, обеспеченных питанием, модуль по питанию принимается равным 100% от естественных ресурсов. Для водоносного горизонта аллювиальных отложений, там, где связь с рекой устанавливается отчетливо (реки Или, Каратал, Келес), модуль по питанию равен модулю естественных ресурсов.

На песчаных массивах, расположенных в пределах Алакуль-Балхашской и Чу-Сарысуйской систем артезианских бассейнов, в процессе эксплуатации водозаборов уровень вод понизится, что вызовет уменьшение испарения и транспирации с поверхности грунтовых вод и увеличение питания за счет атмосферных осадков. Поэтому для большей площади этих бассейнов модуль по питанию принимается равным модулю естественных ресурсов.

Для водоносных горизонтов отложений верхнего мела и палеоцен-эоцена Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской систем артезианских бассейнов модуль по питанию принимается равным модулю естественных ресурсов, так как при снижении уровней подземных вод уменьшится перетекание в другие водоносные горизонты и увеличится инфильтрация атмосферных осадков в области питания.

Принятые ограничения отдельных составляющих модуля повышают надежность расчетов эксплуатационных ресурсов равнинных территорий.

В пределах горных сооружений для водоснабжения отгонного животноводства пользуются водой поверхностных водотоков и подземными водами путем каптажа родников. В зимний период поверхностные воды не используются, что является благоприятным условием для восполнения подземного стока. Для того чтобы не завысить величину эксплуатационных ресурсов горноскладчатых областей, она принимается равной 20% от естественных ресурсов. Предполагается, что при

заборе такого количества подземных вод в горной области на равнине баланс подземного стока с учетом ежегодного восполнения не будет нарушен.

Прогнозная производительность водозаборов определяется принятыми расчетными условиями, физическими свойствами пласта, а также ресурсами подземных вод, заключенными в бассейне стока. Дебиты водозаборов рассчитывались по формулам.

Без осушения горизонта

$$Q = \frac{0{,}032 \cdot kmS}{\lg \frac{r + 200\sqrt{a}}{2}}.$$

С осушением на половину мощности горизонта без учета восполнения ($S = 0{,}5\ m$)

$$Q = \frac{0{,}024kmS}{\lg \frac{r + 200\sqrt{a_y}}{2}}$$

Здесь

$Q$ — эксплуатационный расход водозабора, *л/сек*;

$km$ — водопроводимость, *м²/сутки*;

$S$ — принятая к концу расчетного периода величина понижения, *м*;

$a$, $a_y$ — коэффициенты пьезопроводности и уровнепроводности;

$r$ — приведенный радиус контура расположения скважин, *м*. Определялся в зависимости от $kmS$, коэффициентов $a$, $a_y$ и максимально возможной производительности водозаборов.

Исходные параметры для подсчета эксплуатационных ресурсов и результаты подсчета по гидрогеологическим районам приведены в табл. 29.

Артезианские бассейны, выполненные мощной толщей мезо-кайнозойских образований, являются вместилищами значительных запасов подземных вод, величина эксплуатационных ресурсов их составляет 611,9 *м³/сек*. В пределах Чу-Сарысуйской, Алакуль-Балхашской и Илийской систем артезианских бассейнов наиболее благоприятные условия для формирования естественных и эксплуатационных ресурсов имеют водоносные горизонты и комплексы аллювиально-пролювиальных отложений конусов выноса и предгорных равнин, аллювиальных отложений речных долин. Наиболее высокие модули эксплуатационных ресурсов получены для водоносного горизонта аллювиально-пролювиальных отложений предгорий Заилийского Алатау и Кетменского хребта (6,9—15,0 *л/сек* с 1 *км²*), Джунгарского Алатау (7,3—11,9 *л/сек* с 1 *км²*) и Киргизского хребта (5,8 *л/сек* с 1 *км²*). Менее обводнены аллювиально-пролювиальные отложения предгорных равнин Кендыктаса (1,8—4,0 *л/сек* с 1 *км²*) и его юго-западного склона (1,0—1,7 *л/сек* с 1 *км²*). Эксплуатационные ресурсы аллювиально-пролювиальных отложений перечисленных районов составляют 210,2 *м³/сек*.

Модули эксплуатационных ресурсов водоносного горизонта аллювиальных отложений находятся в пределах 0,5—4,4 *л/сек* с 1 *км²*. Наименьший модуль (0,5 *л/сек* с 1 *км²*) отмечается по долинам рек Аксу и Лепсы. В отложениях долин рек Каратала, Или, Таласа, Ассы, Бадама, Сайрама модули колеблются от 3,5 до 4,4 *л/сек* с 1 *км²* в предгорьях юго-западного склона хр. Каратау и в долине р. Келес от 1,9 до 2,0 *л/сек* с 1 *км²*. Эксплуатационные ресурсы, заключенные в аллювиальных отложениях, составляют 77,3 *м³/сек*.

Очень незначительное распространение и эксплуатационное значение имеют подземные воды делювиально-пролювиальные отложения

северного склона Чу-Илийских гор и северо-восточного склона хр. Каратау. Модули эксплуатационных ресурсов для этих районов соответственно составляют 0,5 и 0,95 *л/сек* с 1 *км*², а общие эксплуатационные ресурсы — 2,7 *м*³/*сек*.

Водоносный горизонт неогеновых и плиоцен-нижнечетвертичных отложений как основной выделяется в долине р. Чу, в предгорьях хр. Кетмень, на междуречье Таргап — Дегерес и на юге Сырдарьинской системы артезианских бассейнов. Наиболее обводнены эти отложения в предгорьях Кетменского хребта (2,7 *л/сек* с 1 *км*²) и в Сырдарьинском районе (0,9 *л/сек* с 1 *км*²). На других участках величина модуля не превышает 0,13—0,2 *л/сек* с 1 *км*². Общие эксплуатационные ресурсы составляют 21,5 *м*³/*сек*.

В Алакуль-Балхашской системе артезианских бассейнов основными водоносными горизонтами являются воды озерно-аллювиальных отложений. Модули эксплуатационных ресурсов их изменяются от 2,5 до 3,6 *л/сек* с 1 *км*², эксплуатационные ресурсы составляют 9,4 *м*³/*сек*. Большими эксплуатационными ресурсами обладают аллювиальные, озерно-аллювиальные и перекрывающие их эоловые отложения песчаных массивов Сары-Ишикотрау, Каракум, Таукум и др. Модули эксплуатационных ресурсов колеблются в пределах 1,0—1,8 *л/сек* с 1 *км*². Наибольшие значения модулей (1,5—1,8 *л/сек* с 1 *км*²) отмечаются вблизи области питания, т. е. у предгорий горноскладчатых областей и вдоль долин рек. Эксплуатационные ресурсы составляют 62,7 *м*³/*сек*.

В Чу-Сарысуйской системе артезианских бассейнов, в пределах песчаного массива Муюнкум (аллювиальные и эоловые отложения) модули эксплуатационных ресурсов колеблются от 0,75 до 4,7 *л/сек* с 1 *км*². Наибольший модуль отмечается в восточной части этого массива (4,7 *л/сек* с 1 *км*²). Эксплуатационные ресурсы составляют 83,9 *м*³/*сек*. Кроме указанных водоносных горизонтов перспективными являются водоносные горизонты олигоцена и палеоцен-эоцена. Эксплуатационные ресурсы их достигают 20,9 *м*³/*сек* при модулях от 0,2 до 0,9 *л/сек* с 1 *км*².

В Аральском артезианском бассейне Тургайской системы по эоценовому водоносному горизонту модули эксплуатационных ресурсов изменяются от 0,15 до 0,3 *л/сек* с 1 *км*², а ресурсы составляют 0,7 *м*³/*сек*.

В пределах Сырдарьинской, Тургайской и Чу-Сарысуйской систем артезианских бассейнов большое эксплуатационное значение имеют водоносные горизонты верхнемеловых отложений. Общие эксплуатационные ресурсы этих бассейнов составляют 122,3 *м*³/*сек*, из них 100,7 *м*³/*сек* приходится на верхнемеловой водоносный комплекс Сырдарьинской системы артезианских бассейнов. Модули эксплуатационных ресурсов в Сырдарьинской системе артезианских бассейнов 0,35—0,9 *л/сек* с 1 *км*², в Тургайской 0,15 *л/сек* с 1 *км*², в Чу-Сарысуйской 0,27 *л/сек* с 1 *км*². Наибольшие модули (0,8 и 0,9 *л/сек* с 1 *км*²) отмечаются в предгорьях юго-западного склона Каратау, вдоль долины р. Сырдарьи (южная часть Сырдарьинского бассейна) и у Аральского моря.

В межгорных артезианских бассейнах горноскладчатых гидрогеологических областей — Каратальской, Кугалинской, Кегено-Текесской, Терс-Ащибулакской и Коскудукской — основные эксплуатационные ресурсы приурочены к аллювиально-пролювиальным четвертичным и неогеновым отложениям. Наибольшие эксплуатационные ресурсы имеет Каратальский бассейн (24,4 *м*³/*сек* при модуле 22,2 *л/сек* с 1 *км*²), а наименьшие — водоносный горизонт неогеновых отложений Коскудукского бассейна (0,3 *м*³/*сек* при модуле 0,16 *л/сек* с 1 *км*²). Общие

Таблица 29

## Эксплуатационные прогнозные ресурсы подземных вод

| Водоносные горизонты или комплексы | Мощность водоносного горизонта, *м* | Коэффициент фильтрации, *м/сутки* | Водопроводимость, *м²/сутки* | В числителе — коэффициент водоотдачи, в знаменателе — коэффициент пьезопроводности | Модуль эксплуатационных ресурсов, *л/сек* с 1 *км²*: за счет сработки естественных или упругих запасов | за счет сработки естественных ресурсов: модуль подземного стока | за счет сработки естественных ресурсов: коэффициент к модулю подземного стока | общий | Площадь, тыс. *км²* | Прогнозные эксплуатационные ресурсы, *м³/сек*: Минерализация, *г/л*: до 1 | 1—3 | 3—5 | 5—10 | до 3 | до 5 | до 10 | Всего ресурсов, *м³/сек* | Прогнозная производительность сосредоточенных водозаборов, *л/сек* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **I. Тургайская система артезианских бассейнов** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Эоценовых отложений | 10 | 7 | 70 | 0,15 / $5\cdot10^4$ | 0,05—0,2 | 0,1 | 1 | 0,15—0,3 | 4 | 0,1 | 0,3 | 0,3 | — | — | — | — | 0,7 | до 10 |
| Верхнемеловых отложений | 10—20 | 7—12 | 120—240 | 0,15—0,18 / $5\cdot10^4$ | 0,1—0,6 | 0,15 | 1 | 0,15—0,75 | 37,4 | 1,6 | 6,2 | 1,4 | — | — | — | 5,4 | 14,6 | 7—100 |
| Нижне-верхнемеловых отложений | 15 | 12 | 180 | — / $5\cdot10^4$ | 0,2 | 0,15 | 1 | 0,35 | 1,1 | — | — | — | — | — | — | 0,4 | 0,4 | 120 |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 42,5 | 1,7 | 6,5 | 1,7 | — | — | — | 5,8 | 15,7 | |
| **II. Сырдарьинская система артезианских бассейнов** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Среднечетвертичных — современных аллювиальных отложений | 10—25 | 50—80 | 500—2000 | 0,2—0,25 / — | 0,7—1,9 | 1,2—4,0 | 0,6—1 | 1,9—4,3 | 15,1 | 42,5 | — | — | — | — | — | — | 42,5 | 200—600<br>1200 |
| Плиоцен-нижнечетвертичных, перекрывающих верхнечетвертичных и современных эоловых отложений | 40 | 5 | 200 | 0,15 / — | 0,6 | 0,3 | 1 | 0,9 | 13,9 | 4,5 | — | — | — | 8 | — | — | 12,5 | 20 |
| Верхнемеловых отложений | 10—40 | 8—12 | 120—480 | — / $5\cdot10^4$ | 0,1—0,7 | 0,2 | 1 | 0,3—0,9 | 154 | 7,7 | 4,7 | — | — | 88,3 | — | — | 100,7 | 30—400 |
| Нижне-верхнемеловых отложений | 15 | 12 | 18 | — / $5\cdot10^4$ | 0,2 | 0,15 | 1 | 0,35 | 6,9 | — | — | — | — | — | — | 2,4 | 2,4 | 110 |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 189,9 | 54,7 | 4,7 | | | 96,3 | | 2,4 | 158,1 | |
| **III. Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов** | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Верхнечетвертичных — современных, аллювиальных отложений | 40 | 30 | 1200 | 0,2 / — | 2,0 | 3 | 0,5 | 3,5 | 5,7 | 10,9 | 7,0 | 2,1 | — | — | — | — | 20 | до 1200 |
| Среднечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений | 15—30 | 15 | 220—450 | 0,15—0,2 / — | 0,7—1,4 | 0,9 | 0,3 | 1—1,7 | 2,1 | — | — | — | — | 3,1 | — | — | 3,1 | 10—30 |
| Водоносный горизонт средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений | 20—25 | 30—60 | 600—1500 | 0,18 / $5\cdot10^4$ | 0,4—2,9 | 2,5 | 1 | 0,9—5,8 | 6,7 | 15,6 | 18,8 | — | — | — | — | — | 34,4 | 50—300 |

Продолжение табл. 29

| Водоносные горизонты или комплексы | Мощность водоносного горизонта, *м* | Коэффициент фильтрации, *м/сутки* | Водопроводимость, *м²/сутки* | В числителе — коэффициент водоотдачи, в знаменателе — коэффициент пьезопроводности | Модуль эксплуатационных ресурсов, *л/сек* с 1 *км²* | | | | Площадь, тыс. *км²* | Прогнозные эксплуатационные ресурсы, *м³/сек* | | | | | | | Всего ресурсов, *м³/сек* | Прогнозная производительность сосредоточенных водозаборов, *л/сек* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | за счет сработки естественных или упругих запасов | за счет сработки естественных ресурсов | | общий | | Минерализация, *г/л* | | | | | | | | |
| | | | | | | модуль подземного стока | коэффициент к модулю подземного стока | | | до 1 | 1—3 | 3—5 | 5—10 | до 3 | до 5 | до 10 | | |
| Нижнечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных и современных эоловых отложений | 110 | 2 | 220 | 0,1 / — | 0,6—2,7 | 0,9 | 0,4 | 0,8—2,9 | 4,5 | 10,1 | — | — | — | — | — | — | 10,1 | 20—60 |
| Средиечетвертичных аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных и современных эоловых отложений | 15—90 | 8—10 | 120—900 | 0,15 / — | 0,4—3,8 | 0,2—1,1 | 0,35—1 | 0,75—4,7 | 24 | 46 | 27,8 | — | — | — | — | — | 73,8 | 20—200 |
| Четвертичных делювиально-пролювиальных отложений | 50 | 30 | 1500 | 0,2 / — | 0,75 | 0,4 | 0,5 | 0,95 | 1,9 | 1,8 | — | — | — | — | — | — | 1,8 | 190 |
| Неогеновых отложений | 30 | 5 | 150 | — / $5 \cdot 10^4$ | 0,13 | — | — | 0,13 | 7,6 | — | 1,0 | — | — | — | — | — | 1,0 | 78 |
| Палеоцен-эоценовых отложений | 10—28 | 6,8 | 60—160 | — / $5 \cdot 10^4$ | 0,05—0,3 | 0,15—0,2 | 1 | 0,2—0,5 | 50,4 | 7,7 | 12,4 | — | — | — | — | — | 20,1 | 29—500 |
| Верхнемеловых отложений | 12 | 8 | 96 | — / $5 \cdot 10^4$ | 0,12 | 0,15 | 1 | 0,27 | 15,5 | — | 4,2 | — | — | — | — | — | 4,2 | 70 |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 118,4 | 92,1 | 71,2 | 2,1 | — | 3,1 | — | — | 168,5 | |
| IV. Каратауская система бассейнов трещинных вод | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений | 55 | 25 | 1375 | — / $5 \cdot 10^4$ | 7 | 7 | 1 | 14 | 1,25 | 17,5 | — | — | — | — | — | — | 17,5 | 978 |
| Бассейны трещинных вод Большого Каратау | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| (юго-западный склон | | | | | | | | | 8,8 | | — | — | — | — | — | — | 5,3 | — |
| (северо-западная окоиечность) | | | | | | | | | 5,0 | | — | — | — | — | — | — | 1,2 | — |
| Бассейны трещинных вод Малого Каратау | | | | | | | | | 7,3 | | — | — | — | — | — | — | 1,2 | — |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 22,35 | | | | | | | | 25,2 | |

Продолжение табл. 29

| Водоносные горизонты или комплексы | Мощность водоносного горизонта, *м* | Коэффициент фильтрации, *м/сутки* | Водопроводимость, *м²/сутки* | В числителе — коэффициент водоотдачи, в знаменателе — коэффициент пьезопроводности | Модуль эксплуатационных ресурсов, *л/сек* с 1 *км²* | | | | Площадь, тыс. *км²* | Прогнозные эксплуатационные ресурсы, *м³/сек* | | | | | | | Всего ресурсов, *м³/сек* | Прогнозная производительность сосредоточенных водозаборов, *л/сек* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | за счет сработки естественных или упругих запасов | за счет сработки естественных ресурсов | | общий | | Минерализация, *г/л* | | | | | | | | |
| | | | | | | модуль подземного стока | коэффициент к модулю подземного стока | | | до 1 | 1—3 | 3—5 | 5—10 | до 3 | до 5 | до 10 | | |
| **V. Талас-Угамская система бассейнов трещиных вод** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Бассейны трещинных вод Таласского и Угамского хребтов | | | | | | | | | 2,75 | | | | | | | | 3,0 | |
| Бассейны трещиных вод Киргизского хребта | | | | | | | | | 3,1 | | | | | | | | 1,2 | |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 5,85 | | | | | | | | 4,2 | |
| **VI. Кетмень-Заилийская система бассейнов трещинных вод** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Средне-верхнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений | 21—39 | 10 | 210—390 | 0,1—0,15 / — | 0,93—4 | 4 | 0,5 | 6,0 | 2,7 | 11,0 | — | — | — | — | — | — | 11,0 | 12—40 |
| Бассейны трещинных вод Кендыктасских гор | | | | | | | | | 6,5 | | | | | | | | 1,3 | |
| Бассейны трещиных вод Заилийского Алатау | | | | | | | | | 8,7 | | | | | | | | 9,6 | |
| Бассейны трещиных вод Кетмеиского хребта | | | | | | | | | 6,0 | | | | | | | | 5,2 | |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 23,9 | | | | | | | | 27,1 | |
| **VII. Чу-Илийская система бассейнов трещиных вод** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Бассейны трещинных вод Чу-Илийских гор и Бетпак-Далы | | | | | | | | | 16 | | | | | | | | 0,5 | |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 16 | | | | | | | | 0,5 | |
| **VIII. Илийская система артезианских бассейнов** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Среднечетвертичных современных аллювиально-пролювиальных отложений | 8—50 | 3—76 | 20—1070 | 0,15—0,25 / $5 \cdot 10^4$ | 0,1—6,7 | 0,2—9,1 | 1 | 0,2—15 | 21,6 | 87,0 | 16,4 | — | 1,4 | — | — | — | 104,8 | 20—1000 |
| Четвертичных аллювиально-пролювиальных отложеиий | 10—50 | 5—13 | 30—600 | 0,1—0,17 / — | 0,9—2,4 | 1—2 | 0,5—1 | 1,8—4 | 5,6 | 14,5 | — | — | — | — | — | — | 14,5 | |

Продолжение табл. 29

| Водоносные горизонты или комплексы | Мощность водоносного горизонта, м | Коэффициент фильтрации, м/сутки | Водопроводимость, м²/сутки | В числителе — коэффициент водоотдачи, в знаменателе — коэффициент пьезопроводности | Модуль эксплуатационных ресурсов, л/сек с 1 км²: за счет сработки естественных или упругих запасов | за счет сработки естественных ресурсов: модуль подземного стока | коэффициент к модулю подземного стока | общий | Площадь, тыс. км² | Прогнозные эксплуатационные ресурсы, м³/сек: Минерализация, г/л: до 1 | 1—3 | 3—5 | 5—10 | до 3 | до 5 | до 10 | Всего ресурсов, м³/сек | Прогнозная производительность сосредоточенных водозаборов, л/сек |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Четвертичных делювиально-пролювиальных отложений | 18 | 5 | 90 | 0,15 / — | 0,4 | 0,2 | 1 | 0,6 | 1,0 | — | 0,6 | — | — | — | — | — | 0,6 | 4 |
| Неогеновых отложений | 6—27 | 10—15 | 50—150 | 0,1—0,2 / $5 \cdot 10^4$ | 0,1—0,67 | 0,5—4,2 | 0,1—1 | 0,2—2,7 | 7 | 7,6 | 0,7 | — | — | — | — | — | 8,3 | 40—100 |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | 28,6 | | 109,1 | 17,7 | | 14 | | | | 128,2 | |
| **IX. Джунгарская система бассейнов трещинных вод** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Среднечетвертичных—современных аллювиальных отложений | 32 | 250 | 8000 | — / 0,25 | 8,16 | 14 | 1 | 26,2 | 1,1 | 24,4 | — | — | — | — | — | — | 24,4 | 700 |
| Нижнечетвертичных аллювиально-пролювиальных отложений | 20 | 42 | 840 | 0,18 / — | 1,7 | 1,5 | 0,4 | 2,3 | 1,0 | 2,3 | — | — | — | — | — | — | 2,3 | 50 |
| Неогеновых отложений | 10 | 6 | 60 | — / $5 \cdot 10^4$ | 0,04 | 0,1 | 1 | 0,16 | 2,0 | — | 0,3 | — | — | — | — | | 0,3 | 10 |
| Высокогорье | | | | | | | | | 2,5 | 18,9 | | | | | | | 18,9 | |
| Среднегорье — низкогорье | | | | | | | | | 10,92 | 0,2 | | | | | | | 0,2 | |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 17,52 | 45,8 | 0,3 | | | | | | 46,1 | |
| **X. Алакуль-Балхашская система артезианских бассейнов** | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Верхнечетвертичных—современных аллювиальных отложений | 8—35 | 4—15 | 60—150 | 0,1—0,15 / — | 0,11—0,7 | 0,3—4,1 | 1 | 0,5—4,4 | 14,2 | 11,8 | 1,9 | 1,1 | — | — | — | — | 14,8 | 1—4 |
| Четвертичных озерно-аллювиальных отложений | 60—70 | 2,7—5 | 190—330 | 0,1—0,2 | 2,1—3,3 | 0,3—0,35 | 1 | 2,5—3,6 | 3,1 | 0,9 | — | — | — | — | — | 8,5 | 9,4 | 30—60 |
| Среднечетвертичных—современных аллювиально-пролювиальных отложений | 15—30 | 14—31 | 430—1700 | 0,1—0,17 / $5 \cdot 10^4$ | 0,9—7,1 | 1—10,5 | 0,2—1 | 2,3—11,9 | 7,65 | 53,6 | — | — | — | — | — | — | 53,6 | 20—250 |

Продолжение табл. 29

| Водоносные горизонты или комплексы | Мощность водоносного горизонта, *м* | Коэффициент фильтрации, *м/сутки* | Водопроводимость, *м²/сутки* | В числителе — коэффициент водоотдачи, в знаменателе — коэффициент пьезопроводности | Модуль эксплуатационных ресурсов, *л/сек* с 1 *км²* | | | | Площадь, тыс. *км²* | Прогнозные эксплуатационные ресурсы, *м³/сек* | | | | | | | Всего ресурсов, *м³/сек* | Прогнозная производительность сосредоточенных водозаборов, *л/сек* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | за счет сработки естественных или упругих запасов | за счет сработки естественных ресурсов | | общий | | Минерализация, *г/л* | | | | | | | | |
| | | | | | | модуль подземного стока | коэффициент к модулю подземного стока | | | до 1 | 1—3 | 3—5 | 5—10 | до 3 | до 5 | до 10 | | |
| Четвертичных озерно-аллювиальных и перекрывающих их верхнечетвертичных и современных эоловых отложений | 35—50 | 2,4—10 | 78—200 | 0,1 / — | 0,7—1,5 | 0,3—1,0 | 1 | 1—1,8 | 50,65 | 32,7 | 15,7 | 8,3 | 1,6 | — | — | 4,4 | 62,7 | 7—30 |
| Четвертичных делювиально-пролювиальных отложений | 10 | 10 | 100 | 0,2 / — | 0,27 | 0,3 | 0,7 | 0,5 | 1,8 | — | — | — | — | 0,9 | — | — | 0,9 | 3 |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 77,45 | 99 | 17,6 | 9,4 | 1,6 | 0,9 | — | 12,9 | 141,4 | |
| XI. Центрально-Казахстанская система бассейнов трещинных вод (Северо-Балхашский бассейн трещинных вод) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Верхнечетвертичных — современных аллювиально-пролювиальных отложений | 46 | 10 | 470 | 0,18 / — | 0,2 | 0,2 | 0,5 | 0,3 | 0,45 | — | — | — | — | 0,14 | — | — | 0,14 | 58 |
| Четвертичных озерно-аллювиальных и перекрывающих их современных и верхнечетвертичных отложений | 5 | 2,1 | 11 | 0,1 / — | 0,02 | 0,2 | 0,4 | 0,1 | 2,86 | 0,2 | 0,09 | — | — | — | — | — | 0,29 | 0,1 |
| Воды палеозойских и интрузивных пород | 40 | 0,9 | 36 | 0,02 / — | 0,03 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 13,83 | 0,6 | — | — | — | — | — | — | 0,6 | |
| Итого по системе бассейнов | | | | | | | | | 17,14 | 0,8 | 0,09 | — | — | 0,14 | — | — | 1,03 | |
| Итого по Южному Казахстану | | | | | | | | | 559,65 | 459,7 | 118,09 | 13,2 | 3,0 | 100,44 | — | 21,6 | 716,03 | |
| В том числе: | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| по бассейнам трещинных вод | | | | | | | | | 102,79 | 103,1 | 0,39 | — | — | 0,14 | — | 0,5 | 104,13 | |
| по артезианским бассейнам | | | | | | | | | 456,85 | 356,6 | 117,7 | 13,2 | 3,0 | 100,3 | — | 21,1 | 611,9 | |

Таблица 30

**Типы месторождений подземных вод (по Н. И. Плотникову)**

| Типы месторождений | Производительность водозаборов, *л/сек* | Практическое применение |
|---|---|---|
| *I. Месторождение грунтовых вод аллювиальных песчано-галечниковых и песчаных отложений* | | |
| Междуречье Бадама — Арыси, Талас — Асса и Каратальский артезианский бассейн | 100—1200 | Основной источник при крупном централизованном водоснабжении |
| Междуречье Чу — Талас (песчаный массив Муюнкум), долина р. Келес | 20—100 | Используется для обводнения пастбищ, возможно оазисное орошение, водоснабжение городов |
| Междуречье Или — Каратал, долины мелких рек юго-западного склона Большого Каратау | До 30 | Обводнение пастбищ, водоснабжение сельских населенных пунктов, мелких промышленных объектов |
| *II. Месторождения грунтовых и напорных вод аллювиально-пролювиальных отложений* | | |
| Предгорья северных склонов Киргизского хребта и Джунгарского Алатау | До 300 | Водоснабжение крупных городов, орошение |
| Предгорья южных склонов Кендыктасских гор, Кегено-Текесский артезианский бассейн | 10—30 | Водоснабжение небольших населенных пунктов |
| Терс-Ащибулакский артезианский бассейн, предгорья Заилийского Алатау и Кетменского хребта | 500—1000 | Централизованное водоснабжение крупных промышленных городов и центров, орошение |
| *III. Месторождения трещинно-карстовых вод карбонатных пород* | | |
| Водоносный комплекс верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений: | | |
| Большого Каратау | 50—300 | Используется для водосиабжения рудничных поселков и городов |
| Таласского и Угамского хребтов | 100—500 | |
| Водоносный комплекс кембро-ордовикских отложений Малого Каратау | 10—30, редко до 300 | |
| *IV. Месторождения, приуроченные к крупным артезианским бассейнам платформенного типа* | | |
| Тургайская система артезианских бассейнов (Аральский) | | |
| Водоносный комплекс эоценовых отложений | До 10 | Водосиабжение сельских населенных пунктов |
| Водоносный комплекс верхнемеловых отложений и водоносный комплекс нижне- и верхнемеловых отложений | 20—100 | Используется для обводнения пастбищ. При опреснении возможно водоснабжение небольших поселков |

Продолжение табл. 30

| Типы месторождений | Производительность водозаборов, *л/сек* | Практическое применение |
|---|---|---|
| Сырдарьинская система артезианских бассейнов | | |
| Водоносный комплекс верхнемеловых отложений | До 30, редко 100—300 | Используется для водоснабжения вновь организуемых совхозов, оазисного орошения, обводнения пастбищ. Возможно водоснабжение городов |
| Водоносный горизонт плиоцен-нижнечетвертичных и перекрывающих их верхнечетвертичных и современных эоловых отложений | До 20 | Используется для обводнения пастбищ. Возможно водоснабжение поселков |
| Чу-Сарысуйская система артезианских бассейнов | | |
| Водоносный комплекс палеоцен-эоценовых отложений | 30—80, редко 100—200 | Используется для базисного орошения, водоснабжения поселков, обводнения пастбищ. Возможно водоснабжение городов |
| Водоносный комплекс верхнемеловых отложений | До 70 | Используется для обводнения пастбищ, возможно водоснабжение населенных пунктов |
| Водоносный комплекс неогеновых отложений | До 200 | Используется для водоснабжения городов, промышленных объектов, орошения |

эксплуатационные ресурсы подземных вод межгорных впадин составляют 55,2 *м*$^3$/*сек*.

В пределах Каратауской, Талас-Угамской, Кетмень-Заилийской, Джунгарской и Северо-Балхашской систем бассейнов трещинных вод перспективными для эксплуатации являются трещинные и трещинно-карстовые воды карбонатной толщи девона-карбона, нижнего палеозоя и воды зон тектонических разломов. Чу-Илийская и Северо-Балхашская системы бассейнов трещинных вод бедны подземными водами и эксплуатационные ресурсы по этим районам составляют всего 1,5 *м*$^3$/*сек*. В сумме по всем системам бассейнов трещинных вод (с учетом артезианских бассейнов межгорных впадин) эксплуатационные ресурсы составляют 104,13 *м*$^3$/*сек*. Из них на бассейны трещинных вод приходится 48,93 *м*$^3$/*сек*.

Общая величина прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод Южного Казахстана составляет 716,0 *м*$^3$/*сек*.

Анализ общих гидрогеологических условий Южного Казахстана и подсчитанные значения эксплуатационных ресурсов подземных вод с учетом возможной производительности водозаборов позволяют водоносные горизонты и комплексы, рекомендуемые для эксплуатации применительно к классификации Н. И. Плотникова (1965), сгруппировать в следующие типы месторождений подземных вод (табл. 30).

Таким образом, среди выделенных типов месторождений подземных вод Южного Казахстана наибольшее значение для использования в народном хозяйстве имеют месторождения грунтовых вод аллювиальных песчано-галечниковых отложений междуречья Таласа —

Ассы, Бадама — Арыси и Каратальского артезианского бассейна, месторождения напорных и грунтовых вод аллювиально-пролювиальных отложений Терс-Ащибулакского артезианского бассейна, предгорий Заилийского Алатау и Кетменского хребта с расчетными мощностями водозаборов до 1000—1200 *л/сек* (более 50 тыс. *м³/сутки*). По классификации Н. И. Плотникова они относятся к I классу исключительно ценных крупных промышленных месторождений, позволяющих эффективно решать проблемы централизованного водоснабжения.

Ко *II* классу отнесены напорные воды верхнемелового водоносного комплекса Сырдарьинской и палеоцен-эоценового Чу-Сарысуйской систем артезианских бассейнов, грунтовые и напорные воды аллювиально-пролювиальных отложений предгорий Киргизского хребта и Джунгарского Алатау с расчетными мощностями водозаборов до 300 *л/сек* (более 20 тыс. *м³/сутки*), позволяющие решать проблемы централизованного водоснабжения крупных объектов.

Месторождения трещинно-карстовых вод карбонатной толщи девона — карбона в Каратау, Таласском и Угамском хребтах с расчетными мощностями водозаборов 50—500 *л/сек*, чаще менее 200 *л/сек* (менее 20 тыс *м³/сутки*), имеют небольшую промышленную ценность и эффективность при решении проблем централизованного водоснабжения крупных объектов и относятся к III классу месторождений подземных вод.

Остальные месторождения, не вошедшие в табл. 30, могут быть использованы для водоснабжения небольших населенных пунктов сельскохозяйственных объектов, а также для обводнения пастбищ

*Глава двадцать третья*

# СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Южный Казахстан, обладающий богатыми минеральносырьевыми ресурсами, обширными плодородными земельными и пастбищными массивами, беден поверхностными водами, а имеющиеся водотоки по территории распространены крайне неравномерно.

В этой связи для развивающегося народного хозяйства и особенно для сельскохозяйственного производства — поливного земледелия и животноводства — подземные воды будут иметь огромное значение, поскольку они иногда являются единственным возможным источником водоснабжения. В настоящее время подземные воды используются слабо, хотя эксплуатационные ресурсы их значительные и составляют более 700 $м^3/сек$.

В пределах основных промышленных участков (города Алма-Ата, Джамбул, Талды-Курган, Чимкент) эксплуатируется только часть разведанных запасов подземных вод, и значительное место в покрытии нужд населения в воде продолжают занимать поверхностные воды. Так, в районе г. Алма-Ата используется всего около 30% разведанных запасов подземных вод, что составляет немногим более 40% потребности города в питьевой и технической воде на 1970 г.

В настоящее время отдельными крупными городами и населенными пунктами Южного Казахстана (города Алма-Ата, Талды-Курган, Каскелен, Джамбул, Чимкент, Туркестан) используется всего от 1 до 20% прогнозных эксплуатационных и утвержденных ресурсов подземных вод. Потребность в питьевой и технической воде большинства крупных городов, по данным отдела перспективного проектирования Казахского филиала Гидропроекта им. Жук, не превышает 25% прогнозных эксплуатационных ресурсов. Это указывает на реальную возможность обеспечения перспективной потребности в воде наиболее крупных городов не только подсчитанными эксплуатационными ресурсами, но и разведанными и утвержденными в ГКЗ запасами подземных вод. Однако состояние водоснабжения многих крупных населенных пунктов остается крайне неудовлетворительным. Водоснабжение городов Кзыл-Орды, Казалинска, железнодорожных станций Арысь, Джусалы и других полностью базируется на поверхностных водах р. Сырдарья. Водоснабжение городов Панфилова, Уш-Тобе, рудничных поселков Коксуйский, Байджансай и других более мелких населенных пунктов базируется на поверхностном стоке мелких рек, оросительных каналов, естественных водоемов.

На общей площади Южного Казахстана в 59 млн. *га* значительная часть (45,5 млн. *га*) занята пастбищами. Летние пастбища приурочены преимущественно к системам бассейнов трещинных вод (Кетмень-Заилийской, Джунгарской, Каратауской, Талас-Угамской), где водоснабжение осуществляется за счет поверхностных вод горных рек и вод родников. Большинство родников не имеет каптажных сооружений, заросло камышом, осокой и заболочено.

Зимние пастбища расположены в пределах песчаных массивов Муюнкумов, Қызылкумов, Сары-Ишикотрау и Приаральских Қаракумов.

За 1959—1965 гг. на территории Южного Казахстана партиями и экспедициями Министерства геологии Казахской ССР пробурена и передана в эксплуатацию 871 скважина с суммарным расходом воды 5,86 *м*³/*сек*, распределение которых по областям приводится в табл. 31.

Таблица 31

**Количество пробуренных скважин на территории Южного Казахстана в период с 1959 по 1965 г.**

| Области | Количество скважин, сданных в эксплуатацию | | | | | | | | Суммарный расход скважин, *м*³/*сек* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1959 | 1960 | 1961 | 1962 | 1963 | 1964 | 1965 | Всего | |
| Кзыл-Ордиинская | 33 | 26 | 25 | 41 | 30 | 25 | 40 | 220 | 1,46 |
| Чимкентская . . . . | 47 | 57 | 53 | 37 | 33 | 39 | 27 | 293 | 3,10 |
| Джамбулская . . . . | 25 | 22 | 23 | 19 | 15 | 16 | 20 | 140 | 0,30 |
| Алмаатинская . . . . | 41 | 30 | 41 | 31 | 18 | 29 | 28 | 218 | 1,0 |
| Итого . . . | 146 | 135 | 142 | 128 | 96 | 109 | 115 | 871 | 5,86 |

С учетом скважин, пробуренных другими ведомствами и водохозяйственными организациями, на пастбищах Южного Казахстана имеется 1300 трубчатых колодцев (табл. 32).

Таблица 32

**Количество скважин на пастбищах Южного Казахстана**

| Области | Всего | Фонтанирующие | Оборудованные водоподъемниками |
|---|---|---|---|
| Алмаатинская . . . . . | 307 | 51 | 256 |
| Джамбулская . . . . . | 321 | 11 | 310 |
| Кзыл-Ордынская . . . . . | 918 | 444 | 474 |
| Чимкентская . . . . . | 219 | 68 | 151 |
| Итого . . . | 1765 | 574 | 1191 |

Значительная часть пастбищных угодий обводнена колодцами, которыми обычно каптируются грунтовые воды на участках с близким залеганием уровня. Колодцы часто не имеют водоподъемных насосных приспособлений и перекрытий, санитарное и техническое состояние их неудовлетворительное. Большинство колодцев вскрывают верхнюю часть водоносного горизонта на глубине 0,5—1,0 *м*, в связи с чем дебиты их небольшие.

По данным Министерства мелиорации и водного хозяйства Казахской ССР по состоянию на 1/I 1966 г., из всего наличного количества шахтных колодцев насосными установками оборудовано от 45 до 72%.

В настоящее время за счет подземных вод обводнено около 70% всех пастбищных угодий. Однако неравномерное распределение обводнительных сооружений, неудовлетворительное санитарное и техническое их состояние свидетельствуют о низком уровне водоснабжения населения и некоторых отраслей сельского хозяйства.

При наличии земель, пригодных для орошения, площадью около 10 млн. *га* орошаемое земледелие организовано только на площади немногим более 1 млн. *га*. Полив земель в основном осуществляется за счет ресурсов поверхностных вод и в ничтожной мере — за счет подземных вод.

По данным Министерства мелиорации и водного хозяйства Казахской ССР на 1/I 1966 г., орошаемая за счет подземных вод площадь составляет 437 *га* (табл. 33).

Таблица 33

**Площади, орошаемые за счет подземных вод**

| Области | Количество скважин | | Суммарный дебит, *л/сек* | | Площадь орошения, *га* | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1964 г. | 1966 г. | 1964 г. | 1966 г. | 1964 г. | 1966 г. |
| Кзыл-Ординская . . . . . | 21 | 24 | 119 | 229,7 | 58,8 | 130,3 |
| Чимкентская . . . . . | 8 | 18 | 105,2 | 433 | 45 | 168,5 |
| Алмаатинская . . . . . | 3 | 7 | 97,5 | 161 | 87 | 138,5 |
| Итого . . . | | | | | | 437,3 |

Данные табл. 33 показывают, что рост в использовании подземных вод на орошаемых площадях крайне незначительный.

Глубокими структурно-геологическими скважинами, пройденными на нефть и газ в различных районах Южного Казахстана, вскрыты высокотемпературные термальные и минеральные воды, которые могут получить широкое применение в народном хозяйстве.

В пределах Илийской системы артезианских бассейнов (Алма-Атинская область) наличие термальных вод установлено в меловых, юрских и триасовых отложениях. Дебиты скважин на самоизливе достигают 60—80 *л/сек*, а температура 30—96° С. Однако термальные воды этого района почти не используются.

На территории Сырдарьинской системы артезианских бассейнов (Чимкентская и Кзыл-Ординская области) термальные и минеральные воды вскрыты более чем 200 скважинами в четвертичных, палеогеновых, меловых и юрских отложениях. Скважины самоизливающиеся, с дебитами до 30 *л/сек* и температурой вод 22—74° С, что позволяет их использовать для теплофикации. Большинство пробуренных скважин расположено в пределах песчаного массива Кызылкум, в удалении от населенных пунктов. По этой причине большие ресурсы высокотемпературных вод не имеют широкого использования. Степень использования термальных вод Южного Казахстана характеризуется следующими данными. В с. Тамерлановка термальные воды используются для банно-прачечных нужд населения. Вода скважины используется для лечебных ванн, в винсовхозе «Капланбек» для парникового хозяйства. В пределах Чу-Сарысуйской системы артезианских бассейнов (Чимкентская область) термальные воды используются только в райцентре Джуван-Тюбе и пос. Тасты для раннего полива сельскохозяйственных культур. Лишь на курорте «Сары-Агач» воды используются как целебные минеральные и для обогрева зданий.

Как показывают приведенные данные, использование термальных вод для нужд народного хозяйства крайне ограниченно.

Несколько лучше используются минеральные целебно-питьевые воды. В Илийской системе артезианских бассейнов (Алма-Атинская об-

ласть) на базе «Аяк-Калканских» сульфидно-сульфатных натриевых минеральных источников построен курорт.

В пределах горноскладчатых областей известно более 25 групп горячих и теплых кремнистых источников, на базе которых функционируют курорты и санатории (Алма-Арасан, Капал-Арасан, Коктал-Арасан и др.). Однако и здесь ресурсы минеральных вод используются не полностью.

В районе г. Аральска имеются хлоридно-сульфатные натриевые минеральные воды в меловых отложениях, пригодные для использования в качестве лечебно-питьевых. В районе г. Туркестана скважинами вскрыты теплые хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые воды, используемые населением для лечения кишечно-желудочных и кожных заболеваний.

В Меркенском ущелье, на северном склоне Киргизского хребта, скважиной вскрыты сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриевые минеральные воды.

В пределах территории Заилийского Алатау минеральные воды Курамских и Чульадырских источников не используются.

Дальнейший рост промышленности и сельского хозяйства Южного Казахстана, предусмотренный генеральным планом развития народного хозяйства, потребует значительных дополнительных водных ресурсов. Общая перспективная потребность в воде народного хозяйства, по данным отдела перспективного проектирования Казахского филиала Гидропроекта им. Жук, по этапам развития составляет на 1970 г. 693,5 *м*$^3$/*сек*; на 1980 г. 952 *м*$^3$/*сек*. За счет подземных вод предусматривается обеспечить эту потребность в следующих размерах: на 1970 г. 34,3 *м*$^3$/*сек*; на 1980 г. 48,3 *м*$^3$/*сек* (табл. 34).

Как видно из данных табл. 34, обеспечение потребности народного хозяйства в основном предусматривается за счет поверхностных водных ресурсов; огромные эксплуатационные ресурсы подземных вод, составляющие более 700 *м*$^3$/*сек* (табл. 35), не учитываются. В генеральной схеме водообеспеченности доля покрытия потребности за счет подземных вод предусматривается порядка 5%.

На территории Южного Казахстана значительные эксплуатационные ресурсы имеют месторождения грунтовых и напорных вод песчано-галечных аллювиальных отложений долин рек Бадам, Талас, Асса и аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений предгорий Кетмень-Заилийского, Талас-Угамского, Джунгарского и Каратауского горноскладчатых структур, а также небольших межгорных артезианских бассейнов — Каратальского, Терс-Ащибулакского и др. (см. табл. 31). Общие эксплуатационные ресурсы подземных вод предгорных равнин юга Казахстана составляют около 308 *м*$^3$/*сек*. Обладая хорошим качеством и высокой производительностью, они при сравнительно небольших затратах с успехом могут использоваться для централизованного водоснабжения крупных городов, таких, как Алма-Ата, Джамбул, Чимкент, Кзыл-Орда, а также для водоснабжения сельских населенных пунктов, для орошения и животноводства. При этом дебиты отдельных скважин могут достигать 100 *л/сек*, а расходы крупных централизованных водозаборов — до 1000 *л/сек*.

Большими эксплуатационными (120,8 *м*$^3$/*сек*) ресурсами обладают напорные воды палеоцен-эоценового и верхнемелового водоносных комплексов месторождений, приуроченных к Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской системам. Распространенные в зоне пустынь в удалении от основных водных артерий подземные воды указанных бассейнов являются единственно возможными источниками водоснабжения всех отраслей народного хозяйства (питьевое водоснабжение, водопой скота,

Таблица 34

## Потребность в поверхностных и подземных водах (по данным Казахского филиала Гидропроекта им. Жук)

| Области | Этапы развития | Потребление воды, $м^3/сек$ | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Промышленность и городское население | | | Сельское хозяйство и сельское население | | Обводнение пастбищ | | Орошение | | | | Всего по областям | В том числе за счет подземных вод |
| | | питьевая вода | техническая вода | в том числе за счет подземных вод | всего | в том числе подземные воды | всего | в том числе подземные воды | регулярное | в том числе за счет подземных вод | лиманное | в том числе за счет подземных вод | | |
| Кзыл-Ординская | 1970 г. | 1,22 | 4,60 | 0,17 | 0,73 | 0,26 | 0,28 | 0,22 | 205,6 | 2,98 | 26,2 | — | 238,63 | 3,63 |
| | 1980 г. | 2,23 | 5,50 | 0,27 | 1,18 | 0,45 | 0,46 | 0,40 | 215,2 | 5,4 | 6,2 | — | 230,77 | 6,52 |
| Чимкентская | 1970 г. | 3,61 | 7,96 | 8,19 | 1,42 | 1,42 | 0,31 | 0,31 | 140,3 | 2,30 | 10,80 | — | 164,40 | 12,21 |
| | 1980 г. | 6,67 | 15,08 | 9,09 | 2,25 | 2,25 | 0,40 | 0,40 | 178,4 | 4,18 | 3,17 | — | 205,97 | 15,92 |
| Джамбулская | 1970 г. | 1,16 | 5,98 | 5,10 | 1,50 | 0,60 | 1,14 | 0,90 | 77,06 | — | 18,78 | — | 105,62 | 6,60 |
| | 1980 г. | 2,98 | 8,47 | 7,43 | 2,15 | 0,86 | 1,34 | 1,07 | 88,76 | 0,24 | 14,80 | — | 118,50 | 9,60 |
| Алма-Атинская | 1970 г. | 9,64 | 1,61 | 8,3 | 3,02 | 2,30 | 1,11 | 0,6 | 166,7 | 0,84 | 4,90 | — | 184,98 | 12,04 |
| | 1980 г. | 15,54 | 3,7 | 10,32 | 4,22 | 3,21 | 1,50 | 0,97 | 366,9 | 1,77 | 4,90 | — | 396,76 | 16,27 |

Таблица 35

**Прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод**

| Области | Эксплуатационные ресурсы, *м³/сек* | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Минерализация, *г/л* | | | | | | |
| | до 1 | 1—3 | 3—5 | 5—10 | до 3 | до 10 | Всего |
| Кзыл-Ординская . . . . . | 5,0 | 11,1 | 1,7 | — | 62,4 | 5,8 | 86,0 |
| Чимкентская . . . . . | 68,9 | 14,7 | — | — | 31,3 | — | 114,9 |
| Джамбулская . . . . . | 107,5 | 58,8 | 2,1 | — | 3,1 | — | 171,5 |
| Алма-Атинская . . . . . | 282,3 | 35,69 | 9,4 | 3,0 | 1,04 | 12,9 | 344,3 |
| Итого . . . | 463,7 | 120,29 | 13,2 | 3,0 | 97,84 | 18,7 | 716,73 |

орошение и др.). Наличие высоких напоров и возможность безнасосной эксплуатации скважин на самоизливе с дебитами до 25—30 *л/сек* позволит осваивать ресурсы подземных вод с наименьшими затратами.

Значительные перспективы удовлетворения нужд отгонного животноводства в воде имеются в использовании ресурсов грунтовых вод песчаных массивов Муюнкум, Сары-Ишикотрау, Таукум, а также плиоцен-нижнечетвертичных и перекрывающих их верхнечетвертичных — *современных эоловых отложений юго-запада Сырдарьинской системы* артезианских бассейнов. На указанных территориях близкое залегание уровня подземных вод позволяет эксплуатировать их скважинами глубиной 20—100 *м* и в пониженных участках рельефа шахтными колодцами глубиной до 10 *м*.

В Тяньшанской горноскладчатой области распределение эксплуатационных ресурсов подземных вод весьма неравномерное. Наиболее водообильными являются карбонатные породы девона — карбона и кембро-ордовика Каратауской и Талас-Угамской систем бассейнов трещинных вод.

Высокая водообильность пород отмечается и в зонах тектонических нарушений Заилийского и Джунгарского Алатау и Киргизского хребта. Расходы родников здесь достигают десятков и сотен литров в секунду.

Эксплуатацию подземных вод горноскладчатых районов рекомендуется проводить путем каптажа родников, проходки скважин и шахтных колодцев. Глубина водозаборных скважин с расчетом вскрытия всей мощности обводненной зоны должна быть не менее 70—100 *м*.

Наименее водообеспеченными являются районы Каройского плато, Бетпакдалинского складчатого массива и Чу-Илийских гор. В гидрогеологическом отношении указанные районы изучены слабо. Необеспеченность территории источниками водоснабжения требует быстрейшего изучения подземных вод района, что при наличии богатых кормовых ресурсов создаст условия для развития отгонного животноводства. Наиболее рациональным типом водозаборов являются скважины глубиной 50—70 *м*. Последние следует закладывать в возвышенных участках рельефа, где более активный водообмен и невысокая минерализация подземных вод. Дебиты водозаборных скважин на таких участках могут достигать 1—3 *л/сек*. Возможности для организации централизованного водоснабжения крайне ограничены за исключением участков крупных региональных тектонических разломов.

Развитие отгонного животноводства на базе расширения пастбищных территорий приведет к необходимости изыскания дополнительных

источников воды. При ограниченных ресурсах поверхностных вод, особенно в условиях пустынных территорий Южного Казахстана, появляется необходимость полного перехода на водообеспечение за счет подземных вод. Выполненные расчеты эксплуатационных ресурсов показывают, что намечаемый рост поголовья всех видов скота может полностью обеспечиваться за счет подземных вод. Кроме того, ресурсы подземных вод без ущерба для промышленного и городского водоснабжения в значительной части могут использоваться для орошения земель.

В целях правильного использования подземных вод и на этой базе ускорения развития народного хозяйства Южного Казахстана, особенно орошения и обводнения пастбищ, необходимо:

1. Резкое увеличение объемов комплексных геолого-гидрогеологических и гидрогеологических съемок среднего масштаба с тем, чтобы заснятость территории Южного Казахстана в этом масштабе довести до 70—80%.

2. Проведение целенаправленных поисковых и поисково-разведочных работ по оценке запасов подземных вод в наиболее перспективных участках, с последующей передачей их для использования в народном хозяйстве.

3. Проведение специальных, тематических и гидрогеологических режимных исследований по изучению условий формирования подземных вод и на этой основе переоценка естественных и эксплуатационных ресурсов.

Кроме того, заслуживают внимания:

а) разработка рациональных типов и конструкций водокаптажных сооружений;

б) разработка оптимальных режимов эксплуатации высоконапорных подземных вод на самоизливе (безнасосная эксплуатация);

в) изучение экономики использования подземных вод для нужд сельского хозяйства.

*Глава двадцать четвертая*

# ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЖИМЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Разнообразие природных условий территории Южного Казахстана, сочетающее увлажненные области высокогорий с засушливыми равнинами предгорий и межгорных впадин, определяет и различие условий формирования режима грунтовых и напорных вод. При этом климатические и орографические условия конкретных территорий, особенности геолого-геоморфологического строения их, условия питания (мощность и литологический состав зоны аэрации), циркуляции и разгрузки подземных вод, а также характер взаимосвязи последних с поверхностными водами рассматриваются как главные режимообразующие факторы. Наряду с ними все возрастающее значение приобретают искусственные факторы, такие, как водоотбор подземных вод для питьевого и промышленного водоснабжения, инфильтрация поверхностных (поливных) вод на орошаемых землях, рудничный водоотлив, работа дренажной сети в условиях городского строительства и т. п. Недооценка их роли в преобразовании естественного режима подземных вод в ряде случаев привела к нежелательным изменениям водного баланса. Так, вследствие образования глубокой и обширной воронки депрессии в районе рудника Миргалимсай (за счет многолетнего рудничного водоотлива) прекратили существование родники с расходами 100—600 *л/сек*, получавшие питание за счет водоносных комплексов палеозойских пород. Воды этих родников использовались ранее для орошения полей. На части земель крупных орошаемых массивов вследствие нарушения норм полива и несовершенной дренажной сети происходит интенсивное заболачивание и засоление плодородных почв (Каратальский, Шаульдерский и другие массивы).

Систематическое изучение режима подземных вод осуществляется в основном гидрогеологическими станциями Министерства геологии Казахской ССР. Эпизодически, в связи с обоснованием проектов орошения новых земель и с другими целями, оно проводится и другими ведомствами.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Хорошо выраженная зональность подземных вод на территории Южного Казахстана, отражающая вертикальную зональность природных его условий, позволяет рассматривать их режим, придерживаясь классификации А. А. Коноплянцева и В. С. Ковалевского, с детализацией от более крупных таксономических единиц (типы, подтипы, рис. 72) до более мелких (классы, подклассы и т. д.).

По характеру и продолжительности инфильтрационного питания грунтовых вод, определяемого климатическим фактором — многолетней температурой воздуха, выделяются два региона с различными типами режима: а) кратковременного питания, б) сезонного питания.

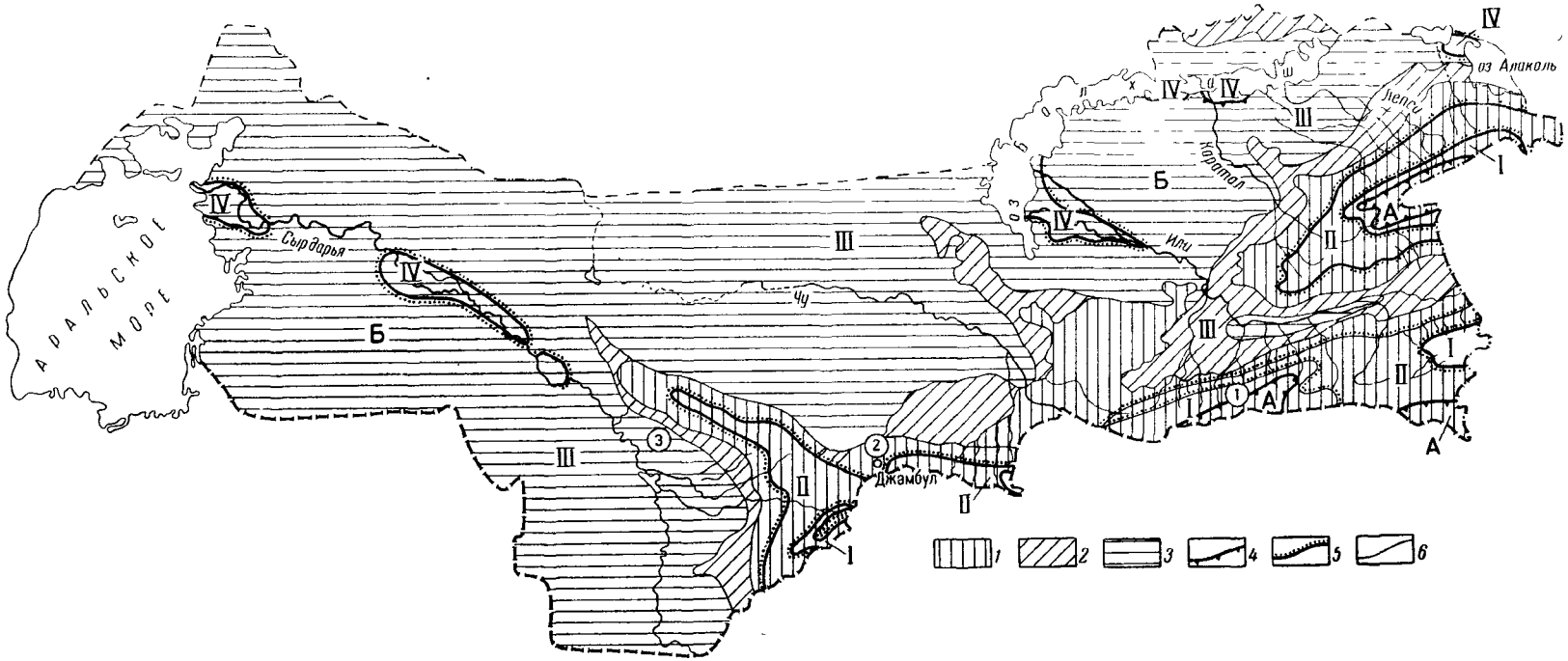



**Рис. 72. Карта районирования Южного Казахстана по условиям формирования режима грунтовых вод (составила С. С. Каратлеува)**

Типы режима грунтовых вод: *А* — кратковременного питания; *Б* — сезонного питания; I — обильного питания; II — умеренного питания; III — скудного питания; IV — гидрологический.

Классы режима грунтовых вод: *1* — сильно дренированных районов; *2* — дренированных районов; *3* — слабо дренированных районов.

Границы районов: *4* — с различными типами режима грунтовых вод; *5* — с различными подтипами режима грунтовых вод; *6* — с различными классами режима грунтовых вод.

Цифры в кружках — гидрогеологические станции: *1* — Алма-Атинская; *2* — Муюн-Кумская; *3* — Туркестанская

Первый тип режима характерен для высокогорий (3300—5000 *м*), где среднегодовая температура воздуха отрицательная. Здесь грунтовые и поверхностные воды находятся в жидком состоянии лишь в короткий летний период. Преимущественно инфильтрационное питание грунтовых вод определяет и сезонный режим их, с характерными резкими подъемами уровня (в июле, августе) и последующим резким спадом (октябрь). Тип сезонного питания грунтовых вод свойствен всей остальной территории Южного Казахстана (ниже отметок 3300 *м*), где продолжительность периода промерзания зоны аэрации составляет от 1,5—4,0 до 6—9 месяцев. Для этого типа режима характерны четко выраженные зимний минимум и весенний (март — май) максимум, последующий летний спад и второй менее выраженный осенний подъем (октябрь — ноябрь).

В районах существующего орошения земель (значительные площади в низовьях рек Сырдарьи, Чу, Каратала, Тентека и на предгорных равнинах) выделен тип искусственного питания грунтовых вод. Для данного типа характерен хорошо выраженный, часто резкий летний максимум, обусловленный инфильтрацией поливных вод.

По величине возможного питания грунтовых вод, определяемого из соотношения между выпадающими атмосферными осадками, испаряемостью и поверхностным стоком, представляется возможным выделить территории, характеризующиеся тремя подтипами режима грунтовых вод: 1) обильного питания — зона избыточного увлажнения, с годовой суммой осадков 600—800 *мм* и более, занимающая гляциальную область и зону лесов горных районов; 2) умеренного питания — зона умеренного увлажнения, с годовой суммой осадков 350—550 *мм*, занимающая районы среднегорий и частично предгорий; 3) скудного питания — зона сухих степей, полупустынь и пустынь, с годовой суммой осадков 90—300 *мм*.

Различие в сроках и масштабах питания грунтовых вод выделенных подтипов режима существенно отличает их по значению таких параметров режима, как величина годовой амплитуды уровня, продолжительность положения высоких и низких уровней, постоянство величины и состава минерализации и др.

В виде самостоятельного подтипа (азонального) выделен гидрогеологический подтип режима, свойственный обширным территориям в дельтах рек Сырдарьи, Или, Каратала и прибрежным участкам озер Сасыккуль, Уялы и Балхаша (южное побережье). Воздействия гидрологического фактора на режим грунтовых вод проявляется в виде летних подъемов уровня, обусловленных паводками рек, а также подпорами уровня грунтовых вод и последующими спадами его, которые вызываются сгонно-нагонными колебаниями уровня воды в озерах в периоды продолжительных ветров.

Важным критерием различия структурно-орографических условий рассматриваемой территории является степень расчлененности рельефа (т. е. частота и глубина эрозионных врезов), определяющая различные соотношения элементов баланса подземных вод (условия питания, оттока и разгрузки, солевой баланс и т. д.) и, следовательно, особенности режима. С учетом этого признака выделяются три класса режима грунтовых вод: слабо дренированных, дренированных и сильно дренированных районов.

Режим грунтовых вод I класса формируется в условиях слабо расчлененного рельефа равнин (5—10 *м*, реже 20—30 *м*), что в сочетании с климатическим фактором (капиллярное испарение грунтовых вод) определяет такие черты режима, как сезонные изменения величины

(а в ряде случаев и состава) минерализации, заметное или резкое снижение уровня в летние месяцы и др.

В пределах дренированных и сильно дренированных территорий (II и III класс см. рис. 72) с глубиной расчленения рельефа соответственно 100—150 и до 500 *м* и более густота эрозионной сети определяет короткие пути подземного стока, а также хороший и быстрый водообмен, что благоприятствует формированию преимущественно пресных и ультрапресных вод с постоянным гидрохимическим режимом. Исключение составляют низкогорные и мелкосопочные массивы засушливой зоны, где гидрохимический режим грунтовых вод заметно изменяется в сезонном и многолетнем разрезе.

Изменение общих закономерностей режима грунтовых вод в пределах территории Южного Казахстана показано на рис. 72. При более детальном изучении режима подземных вод выявились некоторые новые региональные черты его формирования, рассмотрение которых дается по отдельным гидрогеологическим районам.

## РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД КЕТМЕНЬ-ЗАИЛИЙСКОЙ СИСТЕМЫ БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Кетмень-Заилийская система бассейнов трещинных вод располагается в зоне избыточного увлажнения и характеризуется весьма благоприятными условиями формирования подземного и поверхностного стока. Являясь основной областью питания подземных вод соседнего Илийского района, этот район представляет большой интерес для изучения сезонных и многолетних закономерностей режима грунтовых и напорных вод.

Режим грунтовых вод формируется здесь под воздействием ряда режимообразующих факторов, отражает преобладающее влияние одного или двух из них (степень дренированности, трещиноватость пород, мощность и состав водовмещающих рыхлых отложений, экспозиция склона и т. д.) и характеризуется большим разнообразием.

Вся территория района интенсивно расчленена глубокими эрозионными врезами (свыше 500 *м*), что обусловливает хороший и быстрый водообмен. Единое зеркало грунтовых вод в палеозойских породах отсутствует; в рыхлых отложениях небольших межгорных котловин грунтовые воды образуют короткие локальные потоки. В режиме их наблюдаются резкие и частые колебания уровня со значительными годовыми амплитудами. В пределах нижних террас речных долин амплитуда колебания уровня не превышает 1,5 *м*.

Смена климатических, геолого-литологических и гипсометрических условий ярко отражается в изменении параметров режима. Так, фактор температурного режима воздуха обусловливает продолжительность промерзшего состояния грунтов зоны аэрации для различных гипсометрических высот от 2—4 до 8—10 месяцев. На глубину промерзания зоны аэрации и на инфильтрацию атмосферных осадков существенное влияние оказывают ландшафтные особенности: крутизна и экспозиция горных склонов, их облесенность, тип почв и литология пород зоны аэрации. Минимальная величина промерзания, равная 0,1—0,2 *м*, наблюдается на облесенных склонах северной экспозиции, где в течение всей зимы сохраняется мощный снеговой покров. На южных склонах, где снеговой покров за зиму сменяется несколько раз, глубина промерзания грунта возрастает до 0,2—0,4 *м*. Небольшая глубина промерзания в условиях хорошей зернистой структуры почв способствует интенсивной инфильтрации снеготалых и дождевых вод. На низкогорных участках это приводит к формированию весеннего максимума

(рис. 73), а на среднегорных — резко выраженного летнего максимума (см. рис 72, родники 23, 38).

При детализации режима грунтовых вод до подклассов и видов важное значение имеют геоморфологические условия. Так, для склонового вида режима характерен резко выраженный весенне-летний (апрель — май) максимум с величиной весеннего подъема уровня до 2—5 *м*. В уровенном режиме террас весенний или весенне-летний мак-

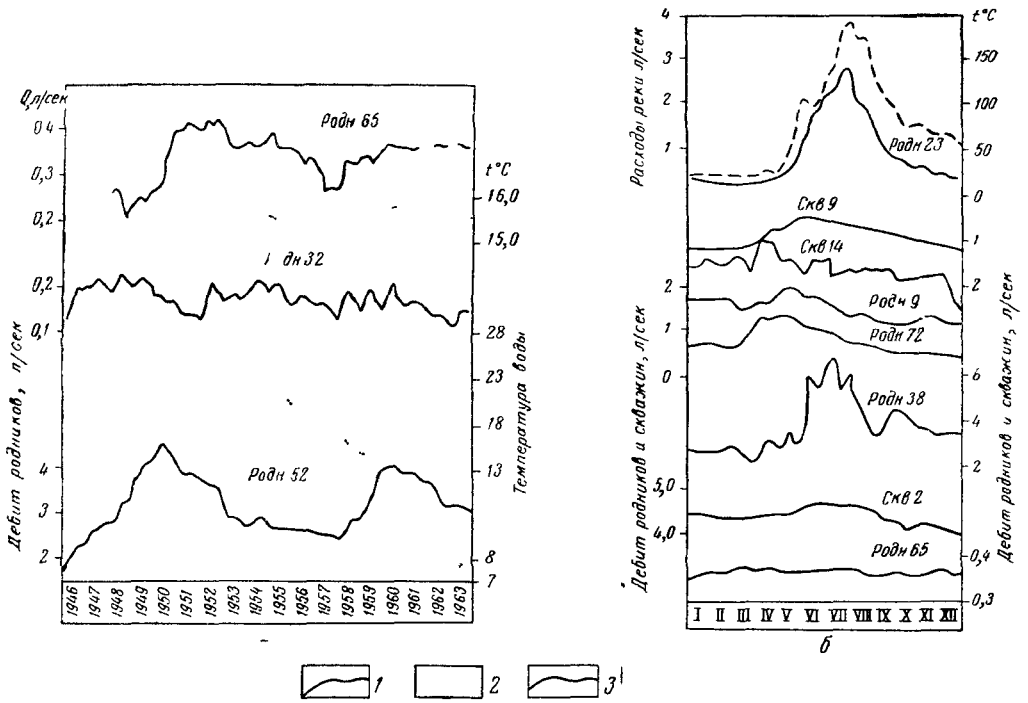



**Рис. 73 График изменения режима грунтовых и напорных вод (составил А. Г Голубь)**
*а* — многолетний характер режима трещинных грунтовых (родники 52) и напорных (термальных) вод (родники 32, 65), *б* — сезонный характер режима грунтовых (родники 9, 14, 23, 38, 72) и напорных (термальных) вод (родники 2 65) *1* — дебит, *2* — температура, *3* — расход реки

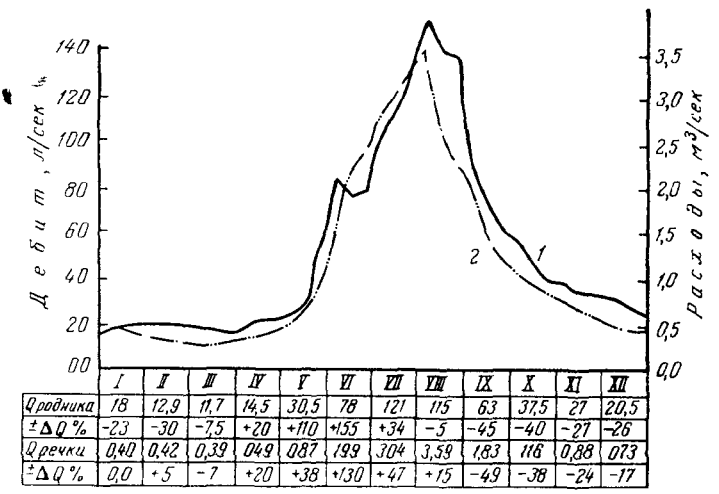
симум выражен слабо и годовая амплитуда составляет 0,5—1,0 *м*. Интересно отметить, что в сезонных колебаниях уровня грунтовых вод и расходов родников и горных речек наблюдается хорошо выраженная синхронность. На основе установленной синхронности в режиме грунтовых и поверхностных вод представилось возможным расчленить гидрограф поверхностного стока на составляющие поверхностного и грунтового питания. Характер месячных изменений расходов воды в речке и в роднике с независимым режимом показан на рис. 74. На основании предварительных расчетов можно полагать, что поверхностные воды в зимнее время формируются исключительно за счет грунтового питания, а в безморозный период участие грунтовых вод в формировании поверхностного стока составляет не менее 55—60%.

В температурном режиме грунтовых вод наблюдается определенная региональная закономерность, заключающаяся в постепенном увеличении сезонных и среднегодовых норм температуры воды от высокогорных частей хребтов к их низкогорьям. По температурному режиму грунтовые воды образуют две основные группы воды неглубокой циркуляции с температурой, близкой к среднегодовой температуре воз-

духа, отражающие сезонные изменения климата, и воды глубокой циркуляции с температурой несколько превышающей среднегодовую температуру воздуха (на 4—6° С), не отражающие сезонных колебаний климата. Высокие значения температурного коэффициента (0,8—0,9) характерны для родников, получающих питание за счет трещинных вод глубоких разломов.

По гидрохимическому режиму грунтовые воды в пределах Кетмень-Заилийской системы бассейнов трещинных вод отличаются большим постоянством во времени.

Основным итогом многолетнего изучения режима грунтовых вод в этом районе является установление ритмических колебаний их уровня




| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Q родника | 18 | 12,9 | 11,7 | 14,5 | 30,5 | 78 | 121 | 115 | 63 | 37,5 | 27 | 20,5 |
| ±ΔQ % | -23 | -30 | -7,5 | +20 | +110 | +155 | +34 | -5 | -45 | -40 | -27 | -26 |
| Q речки | 0,40 | 0,42 | 0,39 | 0,49 | 0,87 | 1,99 | 3,04 | 3,59 | 1,83 | 1,16 | 0,88 | 0,73 |
| ±ΔQ % | 0,0 | +5 | -7 | +20 | +38 | +130 | +47 | +15 | -49 | -38 | -24 | -17 |

**Рис. 74. Типовой характер гидрографа для высокогорной области Заилийского Алатау за 1961 г. (составил А. Г. Голубь)**

1 — р. Алматинка; 2 — родник Кок-Бастау

и дебита, связанных с закономерными изменениями метеорологических факторов в многолетнем разрезе, в свою очередь зависящих от периодичности солнечной активности. Анализ материалов наблюдений Алматинской гидрогеологической станции за 20-летний период дает основание сделать вывод о наличии в колебаниях уровня и дебита ритмичности в 5—6 и 11—12 лет.

Режим напорных вод. В пределах данной системы бассейнов трещинных вод выделяется один тип вод — напорно-проточный. По характеру циркуляции и литолого-петрографическому составу водовмещающих пород выделяются подтипы напорных вод — локальных потоков в породах палеозойского фундамента и небольших бассейнов в межгорных впадинах (Сюгатинский, Текесский и др.). В пределах подтипов выделяются классы вод: глубокой циркуляции и неглубокой циркуляции.

Для I класса режима циркуляции характерны плавные изменения величин дебита, отражающие в основном многолетние максимумы и минимумы (см. рис. 73, родник 65). Для режима напорных вод неглубокой циркуляции характерны сезонные колебания дебита в виде фаз подъема и спада (см. рис. 73, скв. 2, родник 32). При этом продолжительность подъема с максимумом в мае — июле составляет от 2,5 до 3,5 месяцев при продолжительности периода спада от 5,5 до 6,5 месяцев. Минимум в режиме приходится на январь — март.

Напорные воды характеризуются высокими коэффициентами постоянства дебита и температуры. Многолетнее изучение химического состава их также показывает относительно небольшие изменения во времени величины минерализации и жесткости.

Под влиянием многолетней эксплуатации в водах отдельных родников Алма-Арасан происходят существенные изменения в микрокомпонентном составе и типе минерализации. Так, по роднику 32 температура воды за десятилетний период снизилась от 27° С до 13,5° С, а первичный гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав перешел в сульфатно-гидрокарбонатный натриевый, с одновременным уменьшением кремнекислоты (от 40 до 25—20 *мг/л*) и фтора (от 8 до 2 *г/л*). Изменение температурного и химического режима родника 32 связано с процессами разбавления термальных вод холодными грунтовыми водами вследствие снижения пьезометрической поверхности теплых минеральных вод, происходящего в результате их эксплуатации.

По многолетним данным наблюдений в режиме напорных вод прослеживаются ритмические колебания продолжительностью 4—6 и 11—13 лет.

## РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ИЛИЙСКОЙ СИСТЕМЫ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

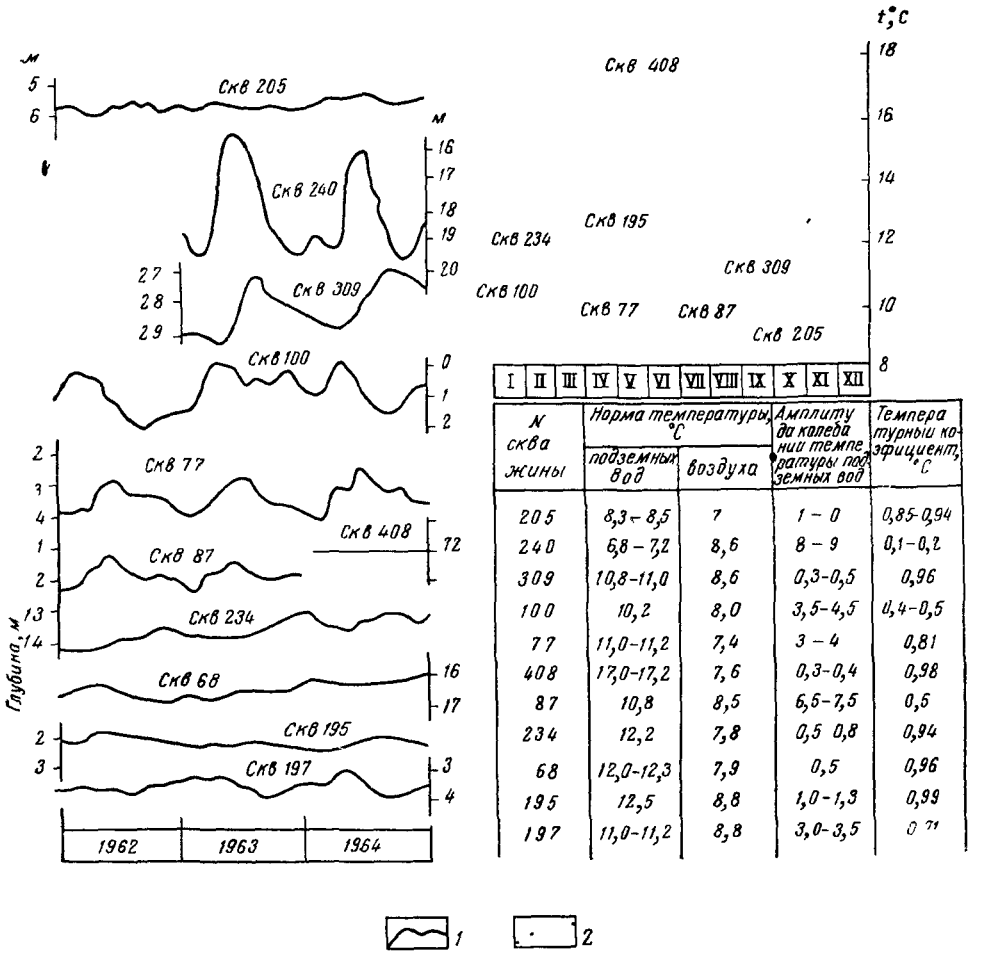
Территория Илийской системы артезианских бассейнов характеризуется большим разнообразием природных условий, обусловливающих сложность формирования режима подземных вод. Помимо основных естественных и искусственных режимообразующих факторов, рассмотренных выше, здесь особо следует подчеркнуть роль восходящей фильтрации напорных вод в формировании режима грунтовых вод.

Режим грунтовых вод. При переходе от бортовых участков Илийской депрессии, т. е. от предгорной ступени к предгорному шлейфу конусов выноса и далее в пределы наклонных равнин, наблюдается изменение режима грунтовых вод, обусловленное сменой геоморфологических и гидрогеологических условий. В пределах предгорной ступени грунтовые воды относятся к подтипу режима обильного питания. Основными режимообразующими факторами здесь являются подземное питание со стороны Кетмень-Заилийского гидрогеологического района и инфильтрация снеготалых и дождевых вод на участках с небольшой мощностью пород зоны аэрации. В расходной части баланса грунтовых вод существенная роль принадлежит дренированию и глубинному стоку в пределы конусов выноса.

Различие условий формирования грунтовых вод определяет и различную степень динамичности их сезонного режима. Так, родники, в местах выхода которых развита мощная зона аэрации, характеризуются высокими коэффициентами постоянства расходов (0,6—0,9) и температуры (0,85—0,98); режим этих родников выражается почти прямолинейными кривыми (рис. 75). Для большей группы родников, приуроченных к участкам с маломощной зоной аэрации, расходы отличаются большим непостоянством (коэффициент постоянства 0,2—0,6) при высоком постоянстве температуры (коэффициент постоянства 0,7—0,9). В режиме родников данной группы четко отражаются сезонные периоды максимума и минимума (рис. 76, родник 56). Минимальные значения расходов родников отмечены в 1945, 1946, 1950, 1951, 1957 гг., а максимальные — в 1948, 1955 и 1960 гг. Для гидрохимического режима грунтовых вод предгорной ступени характерно высокое постоянство в сезонном разрезе гидрокарбонатного кальциевого (магниевого)

состава, с колебанием по отдельным точкам величины минерализации в пределах 15—20% от многолетней нормы

В пределах конусов выноса в формировании элементов режима грунтовых вод существенную роль играет гидрогеологический фактор Так, согласно балансовым расчетам основное питание мощный грунто-




| № скважины | Норма температуры °С подземных вод | Норма температуры °С воздуха | Амплитуда колебаний температуры подземных вод | Температурный коэффициент, °С |
|---|---|---|---|---|
| 205 | 8,3–8,5 | 7 | 1 – 0 | 0,85-0,94 |
| 240 | 6,8 – 7,2 | 8,6 | 8 – 9 | 0,1–0,2 |
| 309 | 10,8–11,0 | 8,6 | 0,3–0,5 | 0,96 |
| 100 | 10,2 | 8,0 | 3,5–4,5 | 0,4–0,5 |
| 77 | 11,0–11,2 | 7,4 | 3 – 4 | 0,81 |
| 408 | 17,0–17,2 | 7,6 | 0,3–0,4 | 0,98 |
| 87 | 10,8 | 8,5 | 6,5–7,5 | 0,5 |
| 234 | 12,2 | 7,8 | 0,5 0,8 | 0,94 |
| 68 | 12,0–12,3 | 7,9 | 0,5 | 0,96 |
| 195 | 12,5 | 8,8 | 1,0–1,3 | 0,99 |
| 197 | 11,0–11,2 | 8,8 | 3,0–3,5 | 0,71 |

**Рис 75 Типовой график сезонных закономерностей режима грунтовых вод в пределах Илийской депрессии (составил А Г Голубь)**

*1* — уровень подземных вод *2* — температура

вый поток получает за счет фильтрации поверхностных вод из рек и каналов, значительно меньшую часть составляет подземный приток со стороны горного обрамления и инфильтрация атмосферных осадков Расходная часть баланса слагается из разгрузки грунтовых и напорных вод в периферической части конусов выноса, глубинного оттока за пределы района, транспирации и капиллярного испарения грунтовых вод на участках с неглубоким их залеганием (2—3 *м*) В средней части шлейфа главным фактором, определяющим режим грунтовых вод, является их отток И, наконец, в нижней зоне конусов выноса главными режимообразующими факторами являются разгрузка подземных вод и расходование их на транспирацию и капиллярное испа-

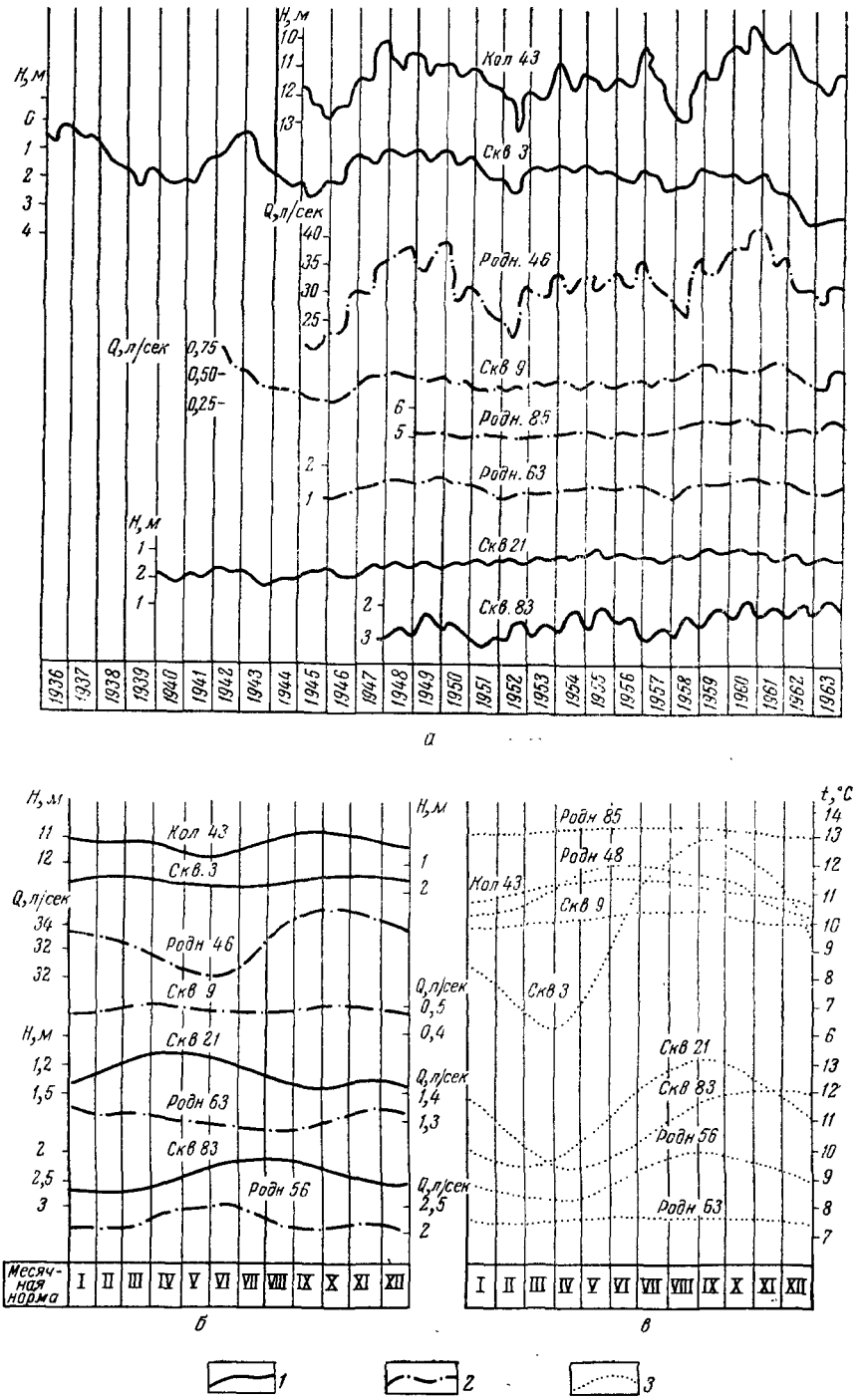



**Рис. 76. Типовой график многолетних закономерностей режима подземных вод в пределах Илийской депрессии (составил А. Г. Голубь)**

*а* — многолетние закономерности режима уровней подземных вод и дебита; *б* — сезонные закономерности режима уровней подземных вод и дебитов по месячным нормам; *в* — сезонные закономерности режима температур подземных вод по месячным нормам

рение. Последний фактор активно влияет и на формирование гидрохимического режима грунтовых вод.

По различию геоморфологических условий, а также в зависимости от условий питания и динамики потока грунтовых вод выделяется вид режима конусов выноса с тремя разновидностями режима: верхняя часть конуса — зона поглощения поверхностного стока, средняя — зона транзита и нижняя — зона разгрузки подземных вод. В пределах последней зоны почти полностью выклинившиеся грунтовые воды вновь получают питание, но уже снизу, за счет подтока напорных вод.

Сезонные фазы питания и истощения запасов подземных вод в режиме сказываются в виде резко выраженных летнего и летне-осеннего максимума и весеннего (апрель — май) минимума. В нижней или периферийной частях конусов выноса кроме летне-осеннего максимума иногда наблюдается и весенний максимум. Оба максимума вследствие нивелирующего влияния восходящей фильтрации напорных вод и различных искусственных факторов (орошение, дренаж) выражены слабо.

Наибольшие годовые амплитуды уровенных колебаний наблюдаются в средних частях конусов и составляют 3—5 *м* при крайних значениях 2,5—6,5 *м*, снижаясь до 1,8—2,5 *м* в верхних участках конусов и межконусовых пространств и до 0,5—1,5 *м* — в зоне разгрузки подземных вод (см. рис. 75, 76, водопункты 3, 43, 46, 240, 309). Максимум подъема уровня на нижних участках конусов наступает с опозданием относительно верхних участков от одного до двух месяцев. Продолжительность сезонных фаз подъема уровня для различных условий составляет от 2,5 до 4,5 месяцев и спада — от 3,5 до 6,0 месяцев. При этом подъем уровня в период формирования максимума, как правило, равен годовой амплитуде. Более быстрый по времени подъем уровня и более медленный спад его — характерное явление для рассматриваемого района. Объясняется это тем, что питание грунтовых вод происходит на более обширной площади, а сток осуществляется через сравнительно ограниченное сечение потока.

На формирование температурного режима подземных вод влияет мощность зоны аэрации, температура инфильтрующихся холодных талых и поверхностных вод, подток холодных грунтовых вод по зонам интенсивного стока. С увеличением мощности зоны аэрации возрастает коэффициент постоянства температуры, достигающий величины 0,90—0,95 при глубине уровня свыше 10—15 *м*; в зоне выклинивания подземных вод с небольшой мощностью зоны аэрации температурный коэффициент снижается до 0,4—0,5, а годовая амплитуда составляет 7—8° С.

Влияние инфильтрующихся холодных вод на температуру подземных вод на отдельных участках с гидрогеологическим подтипом режима сказывается очень резко и на значительную глубину, как, например, в нижней части конуса выноса р. Малой Алматинки (табл. 36).

Это аномальное явление связано с подтоком очень холодных грунтовых вод, видимо, из высокогорной зоны Заилийского Алатау (возможно, по зоне разлома, проходящей вблизи скважины).

В пределах Илийской системы артезианских бассейнов по условиям формирования режима грунтовых вод выделяются следующие типы районов: предгорная наклонная равнина западной части Илийской депрессии; Копинская холмисто-увалистая равнина; предгорная наклонная равнина восточной части Илийской депрессии; аллювиальная равнина р. Или.

Предгориая наклонная равнина западной части Илийской депрессии характеризуется слабой расчлененностью рельефа, повсеместным распространением неглубоко залегающих грунтовых и напорных вод,

Таблица 36

**Влияние инфильтрующихся поверхностных холодных вод на температуру подземных вод по скв. 220**

| Дата | Средняя отметка уровня воды в скважине, *м* | Температура подземных вод. В числителе — средняя температура в интервале, в знаменателе — минимальная температура, °С | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Интервалы глубин замера температур, *м* | | | | |
| | | 0—10 | 11—20 | 21—30 | 31—40 | 41—60 |
| X 1966 г. | 25,42 | 11,25 / 8,60 | 9,25 / 8,70 | 12,75 / 10,90 | 13,50 / 11,90 | 9,30 / 8,10 |
| XI 1966 г. | 25,21 | 10,35 / 9,40 | 9,70 / 9,15 | 12,10 / 10,15 | 12,60 / 11,95 | 9,15 / 8,85 |
| XII 1966 г. | 25,27 | 6,30 / 5,45 | 7,25 / 5,60 | 9,00 / 5,90 | 10,25 / 7,15 | 8,70 / 8,05 |
| I 1967 г. | 25,28 | 4,85 / 0,50 | 2,80 / 0,20 | 3,60 / 0,90 | 4,50 / 1,10 | 8,20 / 4,95 |
| II 1967 г. | 24,63 | 2,90 / 0,50 | 0,15 / 0,10 | 0,15 / 0,05 | 0,65 / 0,15 | 6,80 / 4,35 |
| III 1967 г. | 25,07 | 2,05 / 0,85 | 0,55 / 0,10 | 0,10 / 0,05 | 0,55 / 0,10 | 7,20 / 4,40 |
| IV 1967 г. | 26,40 | 2,15 / 1,00 | 0,65 / 0,15 | 0,20 / 0,10 | 0,65 / 0,15 | 7,40 / 4,35 |
| V 1967 г. | 27,16 | 3,50 / 1,70 | 0,70 / 0,25 | 0,40 / 0,15 | 0,60 / 0,55 | 7,50 / 5,15 |
| VI 1967 г. | 27,65 | 4,45 / 1,75 | 0,75 / 0,35 | 0,70 / 0,20 | 2,15 / 1,04 | 6,90 / 4,25 |
| VII 1967 г. | 27,24 | 7,85 / 2,05 | 1,10 / 0,55 | 2,40 / 0,45 | 4,20 / 2,40 | 7,45 / 4,15 |
| VIII 1967 г. | 27,24 | 7,75 / 3,05 | 1,95 / 1,25 | 7,60 / 2,60 | 9,50 / 8,35 | 8,05 / 6,70 |
| IX 1967 г. | 26,95 | 8,45 / 3,90 | 3,00 / 2,35 | 9,20 / 4,35 | 9,90 / 9,15 | 8,25 / 7,35 |
| Годовая амплитуда температур, °С | | 10,75 | 10,40 | 14,65 | 13,40 | 5,25 |

разгрузка которых происходит по долинам рек, логов и в зонах тектонических нарушений. Небольшая мощность зоны аэрации (в среднем 2—4 *м*) обеспечивает на большей части территории участие атмосферных осадков в питании грунтовых вод. На отдельных участках естественный режим грунтовых вод нарушается инфильтрацией вод из оросительных каналов. Приходная часть баланса грунтовых вод слагается из подземного подтока со склонов, долин и шлейфа конусов выноса, инфильтрации атмосферных осадков и питания из водоносных горизонтов напорных вод, оттоком их в пределы долины р. Или и капиллярным испарением на участках с неглубоким залеганием уровня.

В целом район, за исключением южной части, относится к зоне недостаточного увлажнения. Общей чертой сезонного режима грунтовых вод является хорошо выраженная связь уровня с сезонными условиями питания водоносного горизонта за счет инфильтрации осадков и поливных вод. Максимум в уровенном режиме прослеживается в ве-

сенний период, после чего происходит снижение уровня грунтовых вод вследствие капиллярного испарения. На отдельных участках формирование режима грунтовых вод происходит под воздействием восходящей фильтрации напорных вод неглубокой циркуляции.

По гидрохимическому режиму грунтовые воды характеризуются разнообразием типов от гидрокарбонатных кальциевых до хлоридно-сульфатных натриевых с большим диапазоном минерализации — от ультрапресных (0,1 *г/л*) до соленых (20—45 *г/л*).

Формирование высокоминерализованных вод на отдельных участках происходит в основном в условиях интенсивного испарения грунтовых вод, получающих питание за счет восходящей фильтрации напорных вод. В гидрохимическом режиме их наблюдаются значительные сезонные изменения величины минерализации (скв. 100). В районе предгорной наклонной равнины восточной части Илийской депрессии формирование сезонного режима грунтовых вод происходит под воздействием фильтрации напорных вод и испарения грунтовых вод на участках неглубокого залегания. Для сезонного режима грунтовых вод современных отложений характерны небольшие амплитуды колебаний уровня — от 0,5—1,5 *м*, при продолжительности периода подъема от 3 до 5 месяцев и спада — до 6—9 месяцев. Максимум в уровенном режиме прослеживается в весенне-летний и осенне-зимний периоды. Пресные грунтовые воды (0,2—0,8 *г/л*) сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого типа отличаются устойчивым гидрохимическим режимом.

В районе Копинской равнины большой практический интерес представляют локальные потоки грунтовых вод, приуроченные к долинам рек, разделенным морфологически хорошо выраженными в рельефе слабообводненными междуречными водоразделами. Большинство рек здесь имеет постоянный сток, формирующийся за счет дренирования грунтовых и напорных вод. Приходная часть баланса грунтовых вод этого района слагается из подтока грунтовых вод со склонов и верхних частей долин, инфильтрации атмосферных осадков и на отдельных участках из восходящей фильтрации напорных вод. Элементами расходной части баланса являются разгрузка подземных вод по эрозионным врезам долин и крупных логов, отток за пределы района и испарение на участках неглубокого залегания грунтовых вод. Сезонный режим грунтовых вод характеризуется наличием осенне-зимнего или зимне-весеннего максимума и летнего минимума (см. рис. 75, скв. 234). В гидрохимическом режиме грунтовых вод долин прослеживается увеличение минерализации грунтового потока от осевой его части к бортам долины.

В аллювиальной равнине долины р. Или сезонный режим грунтовых вод формируется под воздействием гидрологического фактора, разгрузки подземных вод, инфильтрации снеготалых вод и испарения грунтовых вод на участках неглубокого их залегания. Гидрологический подтип режима наблюдается на заливаемой паводковыми водами пойме. Характерным для него является синхронность во времени уровней грунтовых и поверхностных вод. Годовая амплитуда уровня грунтовых вод составляет 1—2 *м*. Эти воды часто отличаются высокой минерализацией с резкими изменениями ее величины в отдельные годы, что видно из следующей формулы:

$$M_{4,7-13,0}\,\frac{Cl\,57-60\;SO_4\,25-32\;HCO_3\,8-18}{(Na+K)\,94-98}.$$

В сезонном уровенном режиме первой надпойменной террасы прослеживается резко выраженный весенний максимум (март — май), обусловленный инфильтрацией снеготалых вод, и летне-осенний мини-

мум (август — октябрь), формирующийся в результате подземного оттока и испарения с уровня грунтовых вод. Годовая амплитуда уровня составляет 1,5—3,0 *м*. Минимум в температурном режиме приходится на весенний период (март — апрель), а максимум — на осенний (сентябрь — ноябрь).

Для участков террас, дренированных притоками р. Или, слабо выраженные максимум и минимум приходятся соответственно на весенний (март — май) и осенний (сентябрь — октябрь) периоды. Годовая амплитуда колебаний уровня здесь составляет всего лишь 0,2—0,6 *м* (см. рис. 76, скв. 21). В отличие от грунтовых вод поймы воды надпойменных террас пресные, с относительно устойчивым гидрохимическим режимом в годовом разрезе. Анализ многолетних данных за режимом уровня грунтовых вод позволил выделить циклы в колебаниях уровней продолжительностью в 5—6 и 11—12 лет.

Режим напорных вод. На территории Илийской системы артезианских бассейнов выделяется один тип вод — напорно-проточный, с двумя классами: холодных напорных вод и теплых (минеральных). К классу теплых вод отнесены воды с устойчивым температурным режимом, с нормой температуры на 5—6° С выше нормы температуры воздуха.

В режиме дебита скважин и родников, характеризующих напорные воды, прослеживаются две разновидности колебаний, отражающие, подобно грунтовым водам, сезонные изменения гидрометеорологических условий, что характерно для вод неглубокой циркуляции и колебания дебита, улавливаемые лишь в многолетнем разрезе (рис. 76, скв. 9, родник 85). Следует отметить, что в целом для напорных вод как холодных, так и теплых характерным является высокое постоянство дебита и температуры (0,80—0,99).

По гидрохимическому режиму напорные воды в пределах Илийской системы артезианских бассейнов отличаются высоким постоянством во времени. Сопоставление гидрохимического режима, в частности микрокомпонентного состава, теплых вод с уже изученными термоминеральными водами дает основание полагать, что они являются водами глубокой циркуляции, в какой-то мере разбавленными и охлажденными при восходящем движении в верхней части обводненной толщи.

Установленные закономерности сезонного и многолетнего режима подземных вод позволили:

а) выявить корреляционные зависимости между элементами режима и режимообразующими факторами, позволяющими давать прогноз с заблаговременностью до шести месяцев;

б) рассчитать балансовым методом величину питания подземных вод глубокой циркуляции для районов городов Алма-Аты и Талгара;

в) выявить закономерности формирования сезонных величин родникового стока в пределах характерных зон разгрузки подземных вод (предгорная ступень, периферия конусов выноса и др.).

## РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЫРДАРЬИНСКОЙ СИСТЕМЫ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

В пределах обширного Сырдарьинского гидрогеологического района режим подземных вод изучается на двух участках, отличающихся по климатическим, геоморфологическим и гидрогеологическим условиям.

1. Древняя дельта р. Сырдарьи в пределах Кзыл-Ординского орошаемого массива.

2. Предгорная наклонная равнина юго-западного склона Каратау и аллювиальная равнина долины р. Сырдарьи в зоне действия Туркестанской оросительной системы.

Аллювиальная равнина в природном отношении характеризуется типичными чертами пустынного климата, свойственными Туранской низменности. Река Сырдарья здесь утрачивает дренирующую роль и превращается в отличие от верхней части своего бассейна в мощную водную артерию, питающую грунтовые воды. Наличие гидравлической связи грунтовых и поверхностных вод, чрезвычайно слабая расчлененность рельефа при незначительных уклонах местности — все это определяет ведущую роль гидрологического фактора в формировании особенностей сезонного и многолетнего режима.

Слабый отток грунтовых вод в условиях песчано-глинистых водовмещающих пород и высокое положение уровня грунтовых вод в периоды летних половодий и зимних зажорных явлений обусловливают интенсивное развитие процесса континентального засоления почв, а на отдельных участках и грунтовых вод.

Таким образом, ведущими естественными режимообразующими факторами для нижней части долины р. Сырдарьи являются климат и гидрологический режим реки и ее притоков.

Мощным фактором, преобразующим естественный режим грунтовых вод в искусственный, в рассматриваемой части долины р. Сырдарьи является орошение, масштабы которого ежегодно возрастают. При этом на площадях постоянного орошения выявляется зависимость режима грунтовых вод от водности реки в данный год, что объясняется незарегулированным орошением и низким инженерно-техническим уровнем ирригационной сети.

Существенная роль в формировании характера сезонного режима грунтовых вод принадлежит формам микрорельефа (пойменная терраса, прирусловые валы, ячеистые межрусловые понижения и др.). С учетом различия форм рельефа в пределах древней дельты р. Сырдарьи и преобладающего воздействия того или иного режимообразующего фактора М. А. Погребинский выделяет следующие виды режима грунтовых вод: гидрологический, с разновидностями — режим в прибрежной зоне р. Сырдарьи и ее главных притоков, режим в прибрежных зонах озер межрусловых понижений; ирригационный, с разновидностями — режим в зоне влияния крупных магистральных и распределительных каналов, режим грунтовых вод плоских равнин (используемых под посевы риса), режим грунтовых вод плоских волнистых водоразделов; подземного стока и климатический.

Для гидрологического вида (подтип по А. А. Коноплянцеву и В. С. Ковалевскому) режима характерно сходство кривых в колебаниях уровня грунтовых вод и поверхностных вод р. Сырдарьи, отражающее основные подъемы и спады в режиме реки. Скорость подъема уровня грунтовых вод в периоды паводка на р. Сырдарье составляет от 1 *см/сутки* для ближайших к реке скважин до 0,5—0,25 *см/сутки* в дальних скважинах. Влияние р. Сырдарьи на формирование уровенного режима грунтовых вод распространяется вглубь берегов на 2—5 *км*. При этом с удалением от русла реки наблюдается запаздывание в наступлении максимума до 1,5 месяцев для дальних наблюдательных точек, с одновременным уменьшением годовой амплитуды колебания грунтовых вод (от 2,0—2,2 до 0,50—0,25 *м* у дальних скважин).

В уровенном режиме грунтовых вод в зависимости от удаленности наблюдательной точки от русла реки прослеживаются хорошо выраженный максимум в период от февраля — марта до апреля — мая и минимум в сентябре — октябре. Продолжительность периодов спадов

составляет около шести месяцев, с некоторыми отклонениями для отдельных лет.

Используя данные уровенного режима и средние значения коэффициента фильтрации, М. А. Погребинский дал расчет фильтрационных потерь из русла р. Сырдарьи на питание горизонта грунтовых вод. Расчет показал, что на отрезке реки в 280 пог. *км* (между гидростворами «Плотинстрой» и Кармакчи) потери в сторону правого и левого берегов составляют 0,38 *км*$^3$ в год.

Интересной разновидностью гидрологического вида (подтипа) режима является режим грунтовых вод, формирующийся в зоне влияния «полойных» озер межрусловых понижений, образующихся в результате затопления впадин межрусловых понижений паводковыми водами р. Сырдарьи, что для ряда озер происходит не каждый год.

В уровенном режиме грунтовых вод и озер имеется тесная связь, отражающая периоды формирования без максимума и минимума тем резче, чем ближе наблюдательная точка расположена к озеру. Соответственно и максимальная амплитуда уровня грунтовых вод (2—4 *м*) прослеживается вблизи «полойных» озер, снижаясь до 1,5—2,0 *м* с удалением от них. Ведущими факторами, формирующими уровенный режим в прибрежной зоне озер, являются заполнение озер паводковыми водами при прорыве прирусловых валов или по оросительным каналам и интенсивное испарение водного зеркала озер, обусловливающее снижение уровня грунтовых вод. Интенсивность снижения уровня грунтовых вод достигает 0,4—0,5 *см/сутки* при абсолютной величине снижения за сезон или более продолжительный период (до 1,5 лет) около 3,0—3,5 *м*.

Эпизодический характер заполнения «полойных» озер определяет и эпизодичность в формировании периодов максимума уровня грунтовых вод, не подчиняющихся сезонной закономерности, столь характерной для прибрежных условий р. Сырдарьи и зон влияния крупных оросительных каналов.

На участках долины р. Сырдарьи, сложенной мелкозернистыми песками ($a^1Q_{III}$), в удалении от русла на расстояние более 5 *км* все еще сказывается гидрологический фактор в режиме грунтовых вод. Это подтверждается наблюдениями Туркестанской гидрогеологической станции (рис. 77). Слабо выраженная связь уровня грунтовых вод с расходами р. Сырдарьи в 1962—1964 гг. объясняется тем, что данные расходов реки получены по ближайшему гидропосту, удаленному от скважины на 120 *км*.

Ирригационный режим грунтовых вод, прослеженный по участкам вдоль крупных каналов (с расходом 10—15 *м*$^3$*/сек*), в связи с отсутствием водорегулирующих сооружений и больших потерь воды на инфильтрацию, характеризуется неустойчивым режимом и в целом отражает гидрогеологический режим р. Сырдарьи данного года. О связи уровенного режима грунтовых вод с водами, поступающими на орошение, дает представление рис. 78. Подъем уровня грунтовых вод совпадает с началом работы каналов (март) и продолжается 2,5—3 месяца, после чего происходит длительный спад до марта следующего года. Годовая амплитуда колебания уровня вблизи крупных каналов достигает 1,8—2,2 *м* (у мелких каналов 1,0—1,3 *м*), а с удалением от них постепенно затухает и составляет 0,5—0,2 *м*.

На участках глинистых равнин древней дельты Сырдарьи в условиях весьма слабого подтока грунтовых вод со стороны орошаемых районов формируется гидрологический вид режима (при значительной мощности зоны аэрации — более 10—15 *м*) и климатический — на участках с неглубоким залеганием уровня.

В данное время с завершением строительства Чардарьинского и Кзыл-Ординского водохранилищ площади формирования режима грунтовых вод гидрологического вида резко сократятся за счет увеличения площадей с ирригационным видом режима. В связи с подачей из указанных водохранилищ воды по древним руслам дельты для орошения и обводнения пастбищ отгонного животноводства существенно изменятся условия формирования режима грунтовых вод на обширных, ныне пустынных территориях Туранской низменности.

В пределах предгорной наклонной равнины юго-западного склона Каратау, отнесенной к слабо дренированным районам, изучается режим

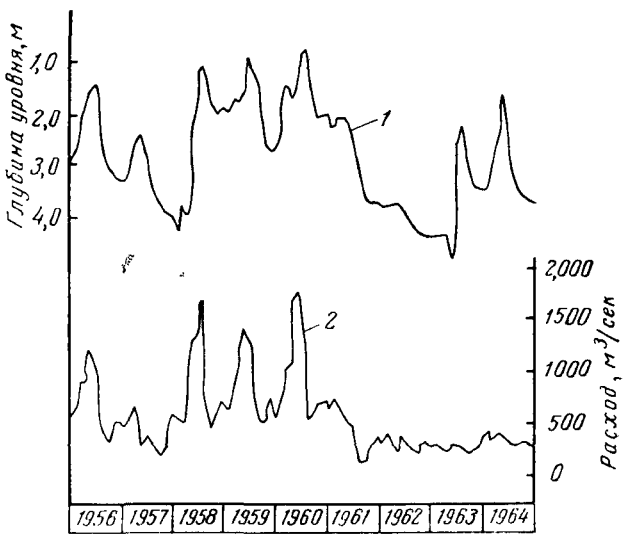



**Рис. 77. Типовой график колебаний уровня грунтовых вод долины р. Сырдарьи (составила С. С. Каратлеува)**

*1* скв. 109; *2* — р Сырдарья

напорных, трещинно-карстовых вод известняков нижнего карбона и грунтовых вод супесчано-песчано-галечниковых отложений среднечетвертичного возраста. Характерной чертой режима подземных вод района является зависимость колебания уровней от количества выпадающих осадков. В горной части района и на верхнем участке наклонной равнины резкий подъем уровня для трещинно-карстовых вод приурочен к последнему месяцу осени (ноябрь) и связан с выпадением осенне-зимних осадков. При осенних осадках ниже нормы подъем уровня наблюдается в декабре или даже в январе и продолжается всю зиму. Зимний подъем уровня характерен для районов круглогодичного питания, что имеет место и в рассматриваемом районе, но на сравнительно ограниченных площадях.

В пределах средней и нижней частей наклонной равнины подъем уровня наблюдается с начала октября, что связано с выпадением осенних осадков и одновременным снижением среднесуточных температур воздуха и дефицита влажности.

Более интенсивный подъем уровня, связанный с таянием снега в горах, продолжается и в весенний период. Годовой максимум в уровенном режиме подземных вод для верхней части наклонной равнины и горного склона наблюдается в апреле, а для остальной части равнины на месяц позже, т. е. в мае. С учетом основного подъема уровня в весенний период можно считать, что район в целом характеризуется

типом режима сезонного питания. Осенне-зимние осадки в условиях засушливого весенне-летнего периода являются основным фактором формирования весеннего максимума. Для горизонта трещинно-карстовых вод подъем уровня идет довольно интенсивно и длится около 5 месяцев, на предгорной равнине он плавный и продолжается до 7—7,5 месяцев. Минимальное положение уровня устанавливается в летний период (август — сентябрь).

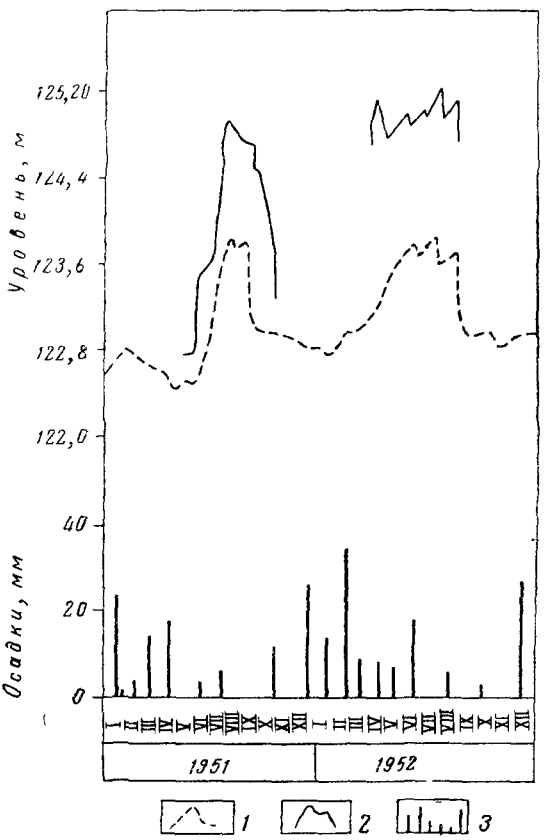



**Рис. 78 Типовой график режима грунтовых вод орошаемых земель дельты р. Сырдарьи в сопоставлении с водоподачей и осадками (составила С. С. Каратлеува)**
*1* — уровень грунтовых вод; *2* — уровень поверхностных вод, *3* — осадки

В многолетнем уровенном режиме напорных вод известняков прослеживаются довольно сложные ритмические колебания, отражающие наложение на естественный процесс режима искусственных факторов (шахтный водоотлив). Примером является график по шахте Хантаги (рис. 79), отражающий постепенное снижение максимальных и минимальных значений уровня. В отдельные годы при благоприятных условиях питания (1949, 1950 гг.) сработанная величина уровня вновь восстанавливается и далее вновь идет снижение уровня. Максимум уровня этих лет отразился и в многолетнем расходе родника 3 (в данное время он находится в зоне развития воронки депрессии и почти полностью иссяк).

По водопунктам 18 и 73 (рис. 80), характеризующим грунтовые воды, в многолетнем режиме слабо выражены четырехлетние ритмы режима (1949—1952, 1954—1957 гг. — скв. 18; 1954—1957, 1959—1961 гг. — скв. 73). В отличие от режима напорных вод в режиме грунтовых вод прослеживается восходящий вид кривой относительно среднегодовых значений уровня В данном случае, видимо, имеет место величина искусственного фактора — увеличение объема поступающих оросительных вод к участкам расположения наблюдательных скважин.

## РЕЖИМ ГРУНТОВЫХ ВОД ЧУ-САРЫСУЙСКОЙ СИСТЕМЫ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Режим грунтовых вод Чу-Сарысуйского гидрогеологического района формируется под воздействием ряда природных и искусственных факторов, основными из которых являются инфильтрация атмосферных осадков (климатический фактор), фильтрация речных вод (гидро-

логический фактор), инфильтрация поливных вод (искусственный фактор) и подземный подток со стороны обрамлений Чу-Сарысуйской депрессии (гидрогеологический фактор).

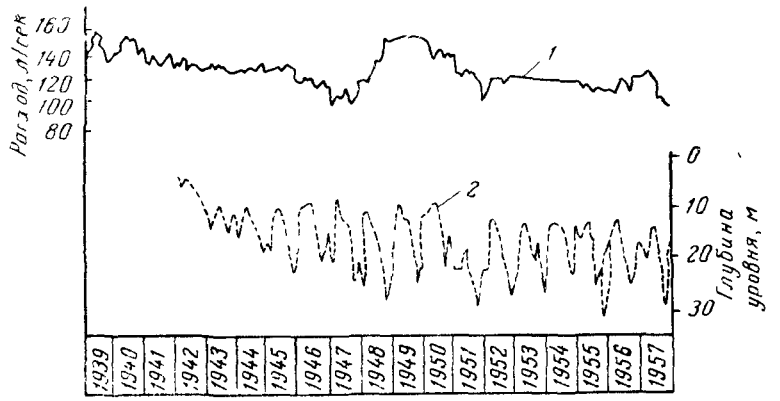



**Рис 79. Типовой график режима трещинно-карстовых вод известняков (составила С. С. Каратлеуова)**
*1* — родник 3, *2* — шахта 1

В соответствии с характером воздействия перечисленных факторов в пределах описываемой территории выделяются три подрайона: с климатическими факторами режима, с гидрологическими факторами режима, с искусственными факторами режима.

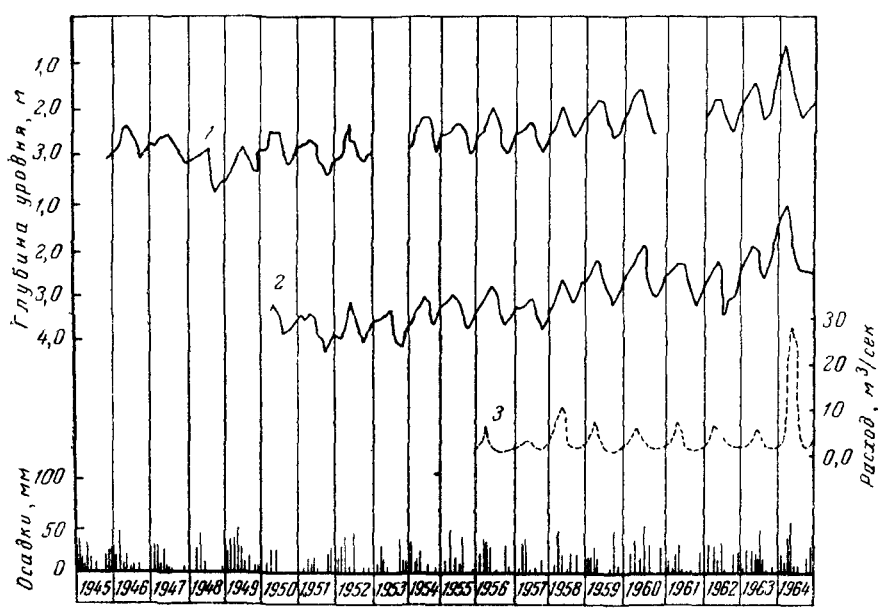



**Рис 80. Типовые графики колебаний грунтовых вод в пределах предгорной равнины Каратау (составила С. С Каратлеуова)**
*1* — скв. 48, *2* — скв. 7; *3* — р. Карачик

Подрайон с климатическими факторами режима занимает обширные междуречья, включая предгорные наклонные равнины Киргизского хребта, Каратау, Кендыктаса и Бетпак-Далы. Ведущим фактором, определяющим особенности режима грунтовых вод

подрайона, являются атмосферные осадки и температура воздуха. Для большей части территории подрайона характерно неблагоприятное соотношение осадков и испарения, что сказывается на величине пополнения подземных вод за счет инфильтрации.

В зависимости от величины выпадающих атмосферных осадков и характера их инфильтрации в пределах подрайона выделяются участки с умеренным и скудным питанием грунтовых вод. К участкам умеренного типа питания подземных вод в основном относятся предгорные наклонные равнины Киргизского хребта и Каратау, где благодаря относительно большому количеству атмосферных осадков (400 *мм* и более) и рыхло-обломочному характеру пород зоны аэрации (при небольшой ее мощности) происходит существенное пополнение грунтовых вод за счет инфильтрации снеготалых и поверхностных вод временных потоков. На участках с большой мощностью зоны аэрации (до 50—80 *м*) величина инфильтрации до уровня грунтовых вод практически отсутствует.

В некотором удалении от основных областей питания формирование режима безнапорных вод происходит под воздействием гидрогеологического и климатического режимообразующих факторов. Гидрогеологический фактор обусловлен подземным стоком со стороны горного обрамления, в режиме проявляется небольшими плавными колебаниями. Климатический фактор (инфильтрация атмосферных осадков), накладываясь на гидрогеологический фактор, обусловливает четко выраженные сезонные колебания уровня грунтовых вод. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод в разрезе года достигает 4—7 *м*. В кривой изменения уровня отмечается весенний отчетливо выраженный максимум и более плавный зимний минимум.

В температурном режиме грунтовых вод по сезонам года резких изменений не наблюдается; обычно годовая амплитуда ее составляет 1,5—3,0° С. Химический режим вод также постоянен. По степени минерализации и составу грунтовые воды идентичны с подземными водами Талас-Угамского и Каратауского гидрогеологических районов. Содержание солей в воде не превышает 0,5 *г/л*. По составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые.

Области со скудным питанием в основном занимают песчаный массив Муюнкум, низовья рек Чу и Сарысу. Количество атмосферных осадков на указанной территории значительно меньше (200—250 *мм*), а среднегодовая температура воздуха на 1—2° С выше, чем в области умеренного питания. Гипсометрически области со скудным питанием располагаются ниже предгорных равнин на 100 *м* и более, дренированность подземных вод в их пределах слабая. Глубина залегания уровня подземных вод на большей части территории не превышает 10—15 *м*.

Для песчаного массива Муюнкум основным источником питания подземных вод являются подземный приток, инфильтрация атмосферных осадков и, вероятно, конденсация водяных паров как из атмосферного, так и внутрипочвенного воздуха. Расходными составляющими баланса грунтовых вод являются транспирация и подземный отток и в меньшей степени испарение, что подтверждается балансовыми расчетами. В целом режим грунтовых вод песчаного массива Муюнкум типичен для слабо дренированных районов с характерными плавными подъемами и спадами уровня, без каких-либо заметных скачков и пиков (рис. 81). В многолетнем колебании уровня грунтовых вод отмечается плавный, с незначительными сезонными изменениями подъем, составивший в 1953—1964 гг. 1,2—1,5 *м*. Годы со значительным количеством атмосферных осадков характеризуются превышением инфиль-

трации над испарением (1958, 1963 гг.) и, наоборот, в маловодные годы наблюдается превышение испарения над инфильтрацией.

Температурный режим подземных вод находится в тесной зависимости от температуры воздуха. Как правило, максимумы и минимумы температуры грунтовых вод на 2—3 месяца запаздывают от температурных фаз атмосферного воздуха, что связывается главным образом с регулирующим влиянием пород зоны аэрации. По температуре подземные воды песчанного массива отличаются высокими коэффициентами постоянства (0,97—0,98). Режим химического состава вод также отли-

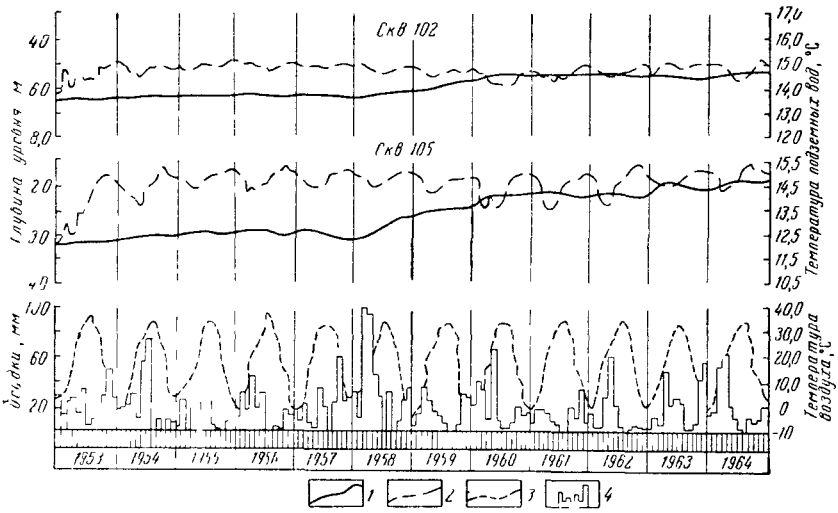



**Рис. 81. График колебаний уровня и температуры грунтовых вод песчаного массива Муюнкум (составили Е. Н. Алексин и А. К. Джакелов)**

*1* — уровень подземных вод, *2* — температура подземных вод, *3* — температура воздуха, *4* — месячные суммы атмосферных осадков

чается значительным постоянством. Как в годовом, так, вероятно, и в многолетнем разрезе изменение общей величины минерализации происходит в незначительных пределах.

Правобережье р. Чу представляет собой вторую и третью надпойменные террасы, примыкающие к кристаллическому борту долины — Кендыктасским и Чу-Илийским горам. Водовмещающими породами являются аллювиальные гравийно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем верхне- и среднечетвертичного возраста. Зона аэрации представлена песчаными и суглинисто-песчаными отложениями.

На описываемой территории по мере движения от верховьев к низовьям р. Чу количество атмосферных осадков уменьшается, увеличивается дефицит влажности и повышается температура воздуха. Указанные особенности климата отчетливо сказываются на режиме и балансе грунтовых вод.

Характерной чертой в режиме грунтовых вод правобережья долины р. Чу является четко выраженная сезонность в колебаниях уровня (рис. 82). Интенсивный весенний подъем, приходящийся на апрель, продолжается до июня, после чего происходит плавное его снижение до марта следующего года. Амплитуда колебания уровня составляет 1,5—2,0 *м*. Указанный годовой ход колебаний уровня подземных вод объясняется интенсивной инфильтрацией снеготалых вод и атмосферных осадков. Резкое повышение температуры воздуха летом

и большой дефицит влажности, незначительное количество выпадающих атмосферных осадков во второй половине года создают исключительно неблагоприятные условия для пополнения подземных вод. Годы с количеством атмосферных осадков выше среднемноголетних норм характеризуются положительным значением баланса (1958—1963 гг.), а годы с количеством осадков менее среднемноголетней нормы — отрицательным его значением (1956, 1957 гг.).

Температурный режим подземных вод строго подчиняется температурному режиму воздуха как в годовом, так и многолетнем разрезе.

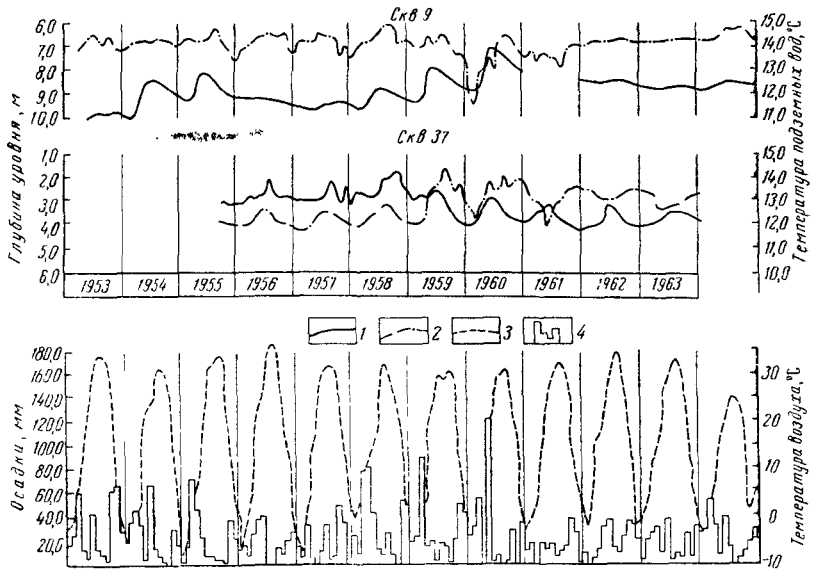



**Рис. 82. График колебаний уровня и температуры гунтовых вод правобережья долины р. Чу в ее средней части (составили Е. Н. Алексни и А. К. Джакелов)**

*1* — температура подземных вод; *2* — температура воздуха; *3* — уровень грунтовых вод; *4* — месячная сумма атмосферных осадков

В зимний период температура грунтовых вод на 1—1,5° С ниже летних значений и составляет 12,0—16,8° С. Отчетливое влияние температуры атмосферного воздуха на температуру грунтовых вод наблюдается при глубине залегания уровня до 10 *м*, ниже это влияние становится трудно уловимым.

Приходными статьями баланса грунтовых вод являются подземный приток со склонов Чу-Илийских гор, инфильтрация атмосферных осадков и снеготалых вод, а на отдельных участках — восходящая фильтрация напорных вод. Элементами расходной части баланса являются подземный сток, испарение и транспирация. По мере удаления от Чу-Илийских гор глубина залегания уровня подземных вод возрастает, что влечет за собой уменьшение расходной части баланса подземных вод за счет уменьшения испарений и транспирации. По химизму подземные воды правобережья р. Чу изменяются от гидрокарбонатных кальциевых в приречных участках до сульфатных натриевых в предгорье Чу-Илийских гор.

Подрайон с гидрологическими факторами режима охватывает пойму, первую надпойменную террасу рек Чу, Сарысу, Талас, Асса и др. Водовмещающими породами на этих участках, как правило, служит рыхло-обломочный аллювий с хорошими фильтрационными свойствами. Отличительной чертой режима грунто-

вых вод пойм является синхронность изменений уровня с уровнем воды в реке, выражающаяся в совпадении во времени их максимумов и минимумов. Годовая амплитуда колебания уровня в зависимости от расходного режима рек изменяется в широких пределах. В долине р. Чу максимальная величина амплитуды колебания составляет до 1,5 *м*, в долине р. Талас 0,5—1,3 *м*, в долине р. Асса 4—7 *м*.

На площади первой надпойменной террасы основные фазы режима грунтовых вод также увязываются с расходным режимом рек, однако синхронной зависимости максимумов и минимумов уровня во времени не наблюдается. В зависимости от характера водовмещающих пород и расположения участков максимумы в уровенном режиме грунтовых вод с некоторым запозданием следуют за максимумами в расходном режиме рек, но с меньшей амплитудой колебания уровня.

Несколько отличны условия формирования грунтовых вод в низовьях рек Чу, Талас, Асса, где поверхностный сток рек распределяется на обширной площади распространения современных аллювиальных и эоловых отложений. Песчаный состав пород зоны аэрации благоприятствует интенсивному пополнению грунтовых вод. Благодаря этому уровень вод повышается выше критической глубины и в зоне капиллярной каймы подвергается интенсивному испарению, а это в свою очередь ведет к повышению концентрации солей в грунтовых водах. Таким образом, для низовьев рек Чу, Талас, Асса, Сарысу приходные статьи баланса состоят из фильтрационных вод рек и частично инфильтрационных вод атмосферных осадков, расходная часть баланса — из испарения, транспирации и частично слабого подземного оттока. По-видимому, расходные статьи баланса этого района настолько велики (за исключением подземного оттока), что привели к формированию высокоминерализованных вод с сухим остатком 15—70 *г/л*.

В режиме грунтовых вод низовья рек отмечается один отчетливый максимум, приходящийся на апрель — июнь и более сглаженный минимум, наступающий в сентябре — октябре.

Подрайон с искусственными факторами режима располагается в междуречьях Чу-Курагаты, среднего течения Талас — Ассы и на некоторых участках низовья р. Чу и правобережной ее террасы.

Основным фактором, определяющим фазы режима грунтовых вод, является инфильтрация поливных вод и атмосферных осадков. Приходные статьи баланса подземных вод состоят из инфильтрации поливных, снеготалых вод, атмосферных осадков и подземного притока, расходные статьи — из испарения, траспирации, подземного оттока и эксплуатации подземных вод. Различная степень проявления каждой из составляющих баланса определяет характер режима подземных вод и, что самое главное, благоприятное или отрицательное влияние этих факторов на общие гидрогеологические и почвенные условия района.

Уровенный режим грунтовых вод междуречья Чу-Курагаты характеризуется годовым максимумом, приходящимся на май — июнь и минимумом в феврале — марте. Подобный ход колебаний уровня в основном определяется инфильтрацией поливных и атмосферных вод в летний период и неблагоприятными климатическими условиями зимой для пополнения подземных вод. В центральной части междуречья уровень грунтовых вод в течение всего периода наблюдений в 1955 по 1964 гг. испытывал подъем, т. е. в соотношении приходных и расходных статей наблюдался положительный баланс. По мере приближения к основным дренам района — к рекам Чу и Курагаты — соотношение приходных и расходных статей имеет нулевой, а в отдельные годы и

отрицательный баланс (рис. 83). Годовая амплитуда колебаний уровня в центральной части до 1,5 *м*, в приближении к дренам 0,5—0,8 *м*. Режим подземных вод междуречья Чу — Курагаты можно отнести к ирригационно-климатическому типу (по А. Г. Владимирову).

Температурный режим грунтовых вод находится в тесной зависимости от температурного режима воздуха. Годовая амплитуда колебаний температур составляет до 1,5—2° С. Минерализация подземных вод очень пестрая и изменяется от 0,5 до 12 *г/л*. Химический режим подземных вод как в разрезе года, так и за многолетие претерпевает

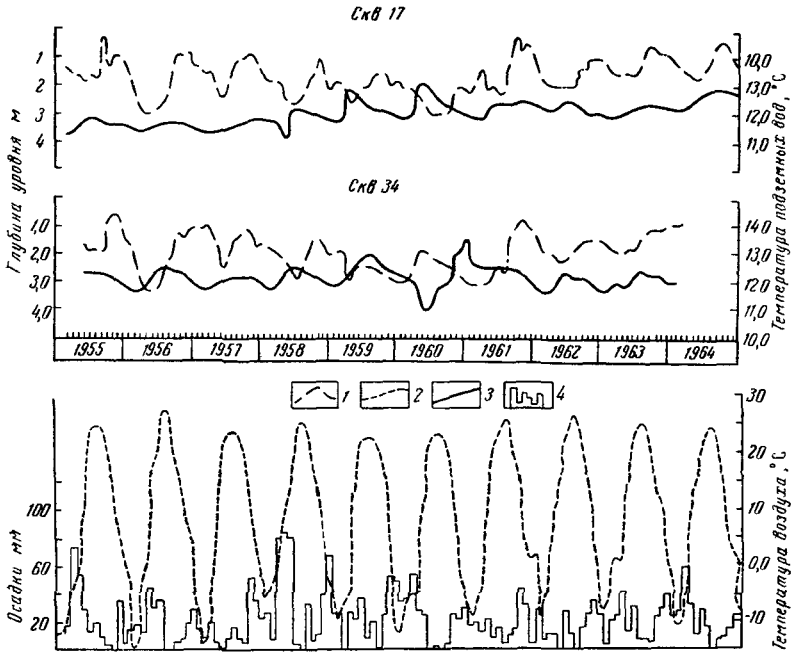



**Рис. 83 График изменения уровня и температуры подземных вод междуречья Чу-Курагаты (составили Е. Н. Алексин и А. К. Джакелов)**

*1* — температура подземных вод, *2* — температура воздуха, *3* — уровень подземных вод, *4* — месячная сумма атмосферных осадков

значительные изменения. В центральной части междуречья за наблюдаемые 10 лет отмечалось беспрерывное повышение минерализации, амплитуда которого составила 0,5—5,3 *г/л*. В прибрежной полосе р. Чу минерализация грунтовых вод возросла незначительно (до 0,2 *г/л*).

Приведенные данные свидетельствуют о наличии интенсивного вторичного засоления почв в центральной части междуречья, связанного с непрерывным подъемом уровня за счет поливов выше критической глубины засоляемости почв. Дальнейшее использование земель под орошаемые культуры требует применения специальных мелиоративных мер.

Междуречье Талас — Ассы представляет собой поверхность второй надпойменной террасы с благоприятными почвенными условиями для возделывания сельскохозяйственных культур. Водовмещающие породы на описываемой площади представлены рыхлообломочными породами (галечники с гравийным и песчаным заполнителями), со значениями коэффициентов фильтрации — *60—80 м/сутки*. Породы зоны аэрации мощностью 0,5—1,5 *м* представлены сверху супесями и суглинками, сменяющимися внизу галечниковыми отложениями.

Приходные статьи баланса грунтовых вод состоят из подземного притока со стороны горных сооружений, инфильтрации атмосферных осадков и фильтрации речных и поливных вод. Характерны в колебании уровня вод междуречья Талас — Асса быстрые подъемы уровня как весной во время таяния снега, так и в периоды поливов. Частые поливы (до 4—7 раз за вегетационный период) предопределяют неглубокое залегание уровня вод. Однако интенсивное расходование подземных вод на испарение, транспирацию и на подземный отток при больших уклонах потока и хороших фильтрационных свойств водовмещающих пород обусловливает нулевой, а на отдельных участках даже отрицательный баланс. Несмотря на продолжительные поливы и отсутствие специальных дренажных сооружений, почвы и грунтовые воды сохраняют малую минерализацию.

Температурный режим грунтовых вод идентичен режиму температуры атмосферного воздуха. Неглубокое залегание уровня и резко континентальный климат района вызывают значительные колебания температуры вод, достигающие на отдельных участках 11° С. Химический состав вод во времени стабилен. Изменение величины общей минерализации по сезонам года не превышает 0,1—0,2 *г/л*.

## РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АЛАКУЛЬ-БАЛХАШСКОЙ СИСТЕМЫ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

В пределах данного района сезонный режим подземных вод изучен только в Балхашском артезианском бассейне на двух участках: на аллювиальной равнине средней части бассейна р. Каратала и на аллювиальной равнине современной и древней дельты р. Или. Хозяйственное значение указанных участков определяется наличием крупных массивов орошения, площадь которых с завершением строительства Копчагайского водохранилища возрастет до 400 тыс. *га*.

Участок аллювиальной равнины средней части бассейна р. Каратала относится к слабо дренированным территориям, со скудным питанием грунтовых вод. Благоприятные почвенно-климатические условия участка определили его экономическое значение как основного рисосеющего района Алма-Атинской области, располагающего ирригационно подготовленными водообеспеченными землями в 42 тыс. *га*.

Основными факторами, определяющими ирригационный тип режима грунтовых вод, являются полив земель, подземный приток из пределов Каратальской впадины и отток их за пределы участка. На данном участке изучается режим грунтовых вод, приуроченных к песчано-гравийным и песчано-супесчаным отложениям первой и второй надпойменных террас и напорных, залегающих в прослоях песков, конгломератов и песчаников среди мощной толщи неогеновых глин. В сезонном режиме грунтовых вод на орошаемых массивах прослеживается резко выраженный летний максимум в июне — сентябре и продолжительный устойчивый минимум наблюдаемый с декабря по апрель (рис. 84, скв. 378). Величина летнего подъема уровня на орошаемых площадях в отдельные годы различна, что определяется водоносностью рек Коксу и Каратала, а следовательно, и различной нормой полива. В среднем величина летнего подъема уровня составляет 1,8—2,2 *м*, резко возрастая (4,0—5,0 *м*) на участках, где прежняя сельскохозяйственная культура заменяется другой влаголюбивой культурой, требующей более высоких норм полива.

На отдельных участках формируется естественный режим грунтовых вод, для которого характерны плавные мелкоамплитудные колебания в годовом разрезе (0,5—1,0 *м*), со слабо выраженными летним

максимумом или летним минимумом (рис. 85, скв. 373) и основным максимумом в осенне-зимние месяцы. Летний максимум обусловлен капиллярным испарением грунтовых вод, а формирование осенне-зимнего максимума, обычно слабо выраженного, связано с подтоком проинфильтровавшихся сбросных вод с орошаемых массивов. Для орошаемого режима напорных вод миоценового водоносного горизонта характерны плавные, но четко выраженные сезонные колебания уровня

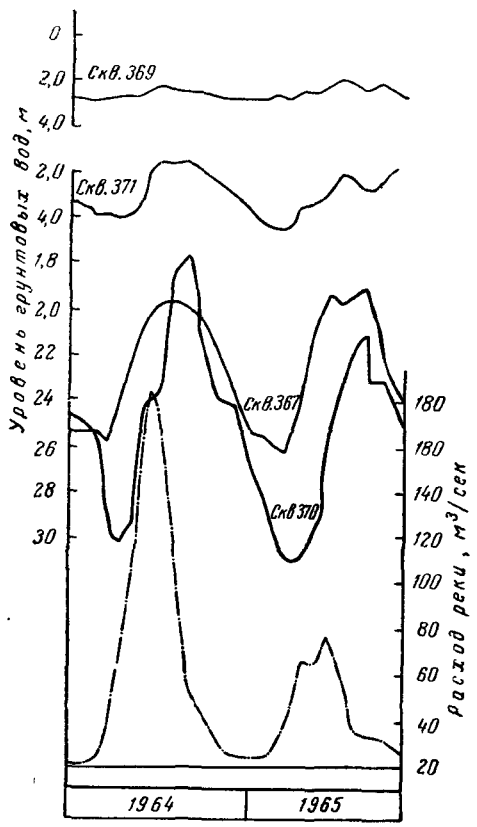



Рис. 84. Типовой график склонового (скв. 367), междуречного (скв. 370) и террасового (скв. 369, 371) видов режима грунтовых вод и реки Коксу для Каратальской впадины (составил А. Г. Голубь)

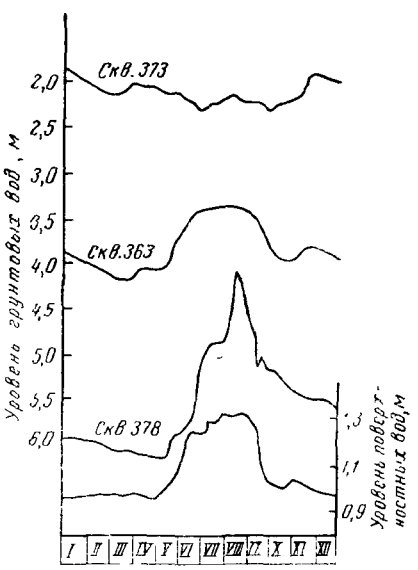



Рис. 85. Типовой график сезонного режима для естественных (скв. 363, 373) и нарушенных условий (скв. 378), Каратальский орошаемый район (составила С. С. Каратлеува)

с летним максимумом, отвечающим весенне-летнему периоду пополнения запасов подземных вод в области питания (рис. 85, скв. 363).

Для большей части орошаемой территории положительные величины баланса грунтовых вод (инфильтрация оросительных вод, подземный приток из Каратальской впадины) в основном уравновешиваются потерей воды на испарение, транспирацию и подземный сток за пределы участка. Показателем интенсивного оттока подземных вод является величина падения уровня грунтовых вод, составляющая от момента прекращения полива (сентябрь) до конца года от 1,5 до 4,0 *м*.

Благоприятное соотношение элементов водного баланса предопределило на значительной площади орошаемых массивов формирование пресных (0,3—0,8 *г/л*) сульфатно-гидрокарбонатных магниево (кальциево)-натриевых вод, для гидрохимического режима которых харак-

терно относительное постоянство по времени типа и величины минерализации. В ряде случаев внесение в почву удобрений ведет к резкому увеличению нитратов — до 40—60 *мг/л* и более. На участках, не обеспеченных коллекторно-сбросной сетью, формируются грунтовые воды с повышенной минерализацией (от 1—2 до 4—5 *г/л*), в гидрохимическом режиме которых отражаются сезонные изменения величины минерализации. Температурный режим подземных вод в целом характеризуется высоким постоянством в годовом разрезе (0,8—0,9).

Аллювиальная равнина современной и древней дельты р. Или относится к слабо дренированным территориям с весьма скудным питанием грунтовых вод. Источниками питания подземных вод данного участка являются подземный приток со стороны западных отрогов Джунгарского Алатау, фильтрационное питание из русел р. Или и ее многочисленных протоков и озер и инфильтрация атмосферных осадков (зимних). Расходными составляющими баланса грунтовых вод являются транспирация, подземный отток со стороны оз. Балхаш и капиллярное испарение на участках неглубокого залегания грунтовых вод.

Непродолжительный период изучения режима грунтовых вод (1957—1959 гг.) позволил установить лишь наиболее общие черты сезонного режима, отражающие воздействие двух основных факторов: гидрологического — вблизи русел рек и озер и климатического — на участках, удаленных от поверхностных водотоков и водоемов. Наблюдения за режимом грунтовых вод проводились на двух створах — у пос. Баканас и в районе древних русел (Нарын — Баканас и Шетбаканас). На участках пересечения створами отложений современной дельты р. Или изучался режим грунтовых вод аллювиальных супесчано-песчаных отложений и на остальной части — эолово-аллювиальных отложений, представленных тонко- и мелкозернистыми, реже разнозернистыми песками.

На территориях влияния гидрологического фактора в сезонных колебаниях уровня грунтовых и поверхностных вод наблюдается синхронность сезонных фаз максимума (июнь — август) и минимума (сентябрь — декабрь) при относительно большой величине годовой амплитуды уровня — грунтовых вод до 1,5—1,8 *м*, поверхностных — до 1,8—2,1 *м*. При воздействии климатического фактора сезонный режим грунтовых вод характеризуется большим постоянством (годовая амплитуда уровня составляет 0,1—0,3 до 0,8—1,1 *м*). При этом слабо выраженный максимум приходится на весну (март — апрель), т. е. на период инфильтрации снеготалых вод. При неглубоком залегании уровня (2—3 *м*) минимум приходится на период расходования грунтовых вод на капиллярное испарение (июль — сентябрь). На участках с глубиной зеркала 7—12 *м* периоды максимума и минимума обычно выражены весьма слабо и обусловлены годовыми значениями подземного стока (приток, отток).

Влияние гидрологического и климатического факторов на формирование химического режима грунтовых вод проявляется по-разному. В зоне фильтрационного питания грунтовых вод поверхностными водами отмечаются небольшие колебания величины общей минерализации с уменьшением ее в многоводные годы. Инфильтрационное питание водоносного горизонта за счет снеготалых и дождевых вод заметно сказывается на опреснении грунтовых вод с неглубоким залеганием уровня в те годы, когда сумма осадков значительно превышает их норму (август — октябрь 1958 г.).

В периоды редких паводков на сухих руслах происходит опреснение грунтовых вод, распространяющееся на десятки и сотни метров от

этих русел. Так, по скважине, расположенной в 40 *м* от сухого русла, величина минерализации после паводка 1958 г. снизилась от 3,6 до 1,0 *г/л*.

Предварительный анализ данных режимных наблюдений на территории древней дельты р. Или дает основание говорить о весьма слабом оттоке грунтовых вод в сторону оз. Балхаш и на отдельных участках о застойном режиме, где сезонные колебания уровня связаны исключительно с процессами капиллярного испарения. В этих условиях при осуществлении орошения на больших площадях следует ожидать резкого подъема уровня грунтовых вод. Для предупреждения последствий возможного вторичного засоления земель потребуется создание современного типа коллекторно-дренажной сети.

## РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЖУНГАРСКОЙ СИСТЕМЫ БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

В Джунгарской системе бассейнов трещинных вод наблюдения за их режимом проводятся только в пределах Каратальской впадины (гидрогеологический район третьего порядка).

Грунтовые воды этой впадины в целом характеризуются умеренным питанием. Режим их в основном определяется инфильтрацией речных и оросительных вод и в меньшей мере за счет подземного стока со стороны горного обрамления. Расходные статьи баланса грунтовых вод слагаются из транспирации и оттока. Благодаря уравновешенному балансу грунтовых вод засоления земель в данном районе не происходит.

В сезонном уровенном режиме грунтовых вод наблюдается один хорошо выраженный летний максимум, следующий с некоторым смещением за летним максимумом расхода рек Коксу и Каратал. Межень приходится на весенние месяцы — на март — апрель для пониженных участков террас и на апрель — май для междуречных участков и склонов впадин.

Более детальный анализ режима грунтовых вод (табл. 37, рис. 84), рассматриваемый в сопоставлении с элементами геоморфологии, показывает существенное изменение значений параметров режима при переходе от склонов впадины (скв. 367) к междуречным участкам (скв. 370) и далее к террасам (скв. 371) и низким террасам в зоне разгрузки грунтовых вод (скв. 369).

Таблица 37

**Изменение параметров режима в зависимости от геоморфологических элементов**

| № скважины | Фаза подъема | | | Фаза спада | | | Годовая амплитуда уровня, *м* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Продолжительность, сутки | $+\Delta H$, *см/сутки* | Дата наступления максимума | Продолжительность, сутки | $+\Delta H$, *см/сутки* | Дата наступления максимума | |
| 367 | 110—120 | 5—6 | VI—VII | 200—220 | 2—3,5 | IV—V | 6—7 |
| 370 | 120—130 | 9—12 | VIII—IX | 160—190 | 6—9 | IV—V | 10—14 |
| 371 | 100—115 | 2—3 | VII—VIII | 190—210 | 1—2,5 | IV—V | 2,5—3 |
| 369 | 90—110 | 0,5—1 | VII—VIII | 200 | 0,3—0,6 | III, IV, X | 0,5—1,2 |

Значительная величина годовой амплитуды колебания уровня для режима грунтовых вод междуречья объясняется тем, что в период паводка на реках Коксу и Каратал питание грунтовых вод за счет поглощения поверхностного стока и инфильтрации воды из каналов превышает возможности оттока грунтовых вод в гипсометрически пониженные участки впадины.

Температурный режим грунтовых вод характеризуется большим постоянством во времени, обычно температурный коэффициент для участков с глубиной залегания уровня до 4—5 *м* составляет 0,80—0,85 и для большей глубины (10—20 *м*) 0,90—0,95. Столь высокое постоянство температурного режима свойственно районам с хорошими водопроводящими свойствами водовмещающих пород и обеспеченным питанием водоносного горизонта.

* *
*

На основании многолетних наблюдений за уровнем, дебитом, температурой и другими элементами режима подземных вод на обширной территории Южного Казахстана выявлены региональные закономерности формирования режима грунтовых и напорных вод.

В режиме грунтовых вод региональные закономерности проявляются в резком изменении сравниваемых параметров уровня (величина годовой амплитуды уровня, продолжительность сезонных фаз — подъема и спада и т. д.) при переходе из одной ландшафтно-географической зоны к другой, например, из среднегорной области к низким предгорьям, шлейфу конусов выноса и т. д. Многолетней общей закономерностью уровенного режима является ритмичность в чередовании фаз максимумов и минимумов, следующих с периодичностью в 5,5—6 и 11—13 лет.

Знание закономерностей режима грунтовых вод конкретных гидрогеологических районов позволило выявить участки с аномальным режимом, резко отличающимся от фонового режима значениями параметров температуры и химического состава воды. Основным фактором, формирующим аномальный режим грунтовых вод, является участие напорных вод в питании горизонта грунтовых вод.

Научная интерпретация многолетнего материала по режиму подземных вод позволила подойти с принципиально новых позиций к проблеме формирования и стока подземных вод в депрессиях. В частности, для Илийской депрессии было установлено, что в пределах региональной зоны выклинивания (периферии шлейфа конусов выноса) разгружается лишь часть подземных вод, формирующихся на конусах, а остальная часть (не менее 50%) разгружается по долинам рек, логов и в зонах тектонических нарушений, практически на всей территории депрессии. Для многих участков Илийской депрессии А. Г. Голубь и С. С. Каратлеувой была установлена так называемая «обращенная вертикальная гидрохимическая зональность грунтовых вод», заключающаяся в резком опреснении их с глубиной, в последовательной смене высокоминерализованных хлоридно-сульфатных натриевых вод сульфатными натриевыми и, наконец, внизу — гидрокарбонатными натриево-кальциевыми пресными водами.

Данные режимных наблюдений гидрогеологических станций представляют большой интерес для производственных и научных организаций при обосновании проектов водоснабжения, дренажа грунтовых вод, городского и промышленного строительства, при разработке мероприятий по охране подземных вод, при подсчетах запасов подземных вод, разработке методики прогноза элементов режима и т. п.

Основными задачами режимной гидрогеологической службы в Южном Казахстане на ближайшее десятилетие являются следующие:

1. Дальнейшее развитие региональной опорной сети наблюдательных точек для изучения режима грунтовых вод в целях оценки условий их формирования и решения вопроса прогноза естественного режима.

2. Изучение режима межпластовых вод для выявления региональных закономерностей формирования их и обоснования мероприятий по эксплуатации этих вод (водоснабжение, орошение).

3. Создание специальной наблюдательной сети скважин в крупнейших районах существующего и перспективного орошения (низовья рек Сырдарьи, Или, левобережье р. Тентек и др.) в целях прогноза изменений уровенного режима под влиянием орошения, прогноза химического состава грунтовых вод и солевого баланса орошаемых территорий для обоснования мероприятий по предупреждению заболачивания и засоления орошаемых земель, обоснования дренажа соленых вод, изучения роли минеральных удобрений и ядохимикатов в загрязнении грунтовых вод орошаемых территорий, используемых для питьевого водоснабжения и водопоя скота.

4. Изучение режима подземных вод в связи с их эксплуатацией (водоснабжение, орошение) для обоснования и прогноза инженерно-геологических явлений (крупное городское и промышленное строительство) и в целях осуществления мероприятий по охране подземных вод от истощения и загрязнения.

5. Изучение режима подземных вод в зонах влияния крупных водохранилищ и крупных магистральных каналов в целях предупреждения нежелательных инженерно-геологических явлений (подпор, заболачивание, просадки).

6. Изучение режима подземных вод и его взаимосвязи с поверхностными водами для определения водного баланса отдельных территорий.

*Глава двадцать пятая*

# ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Формирование подземных вод Южного Казахстана происходит в сложных условиях. Различные его части значительно отличаются по геолого-структурным, литолого-петрографическим и современным физико-географическим условиям. Здесь широко распространены горноскладчатые сооружения с бассейнами трещинных вод и депрессии с артезианскими бассейнами.

## ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Питание подземных вод в горноскладчатых гидрогеологических областях происходит в основном за счет атмосферных осадков и частично за счет конденсации водяных паров. Просачиваясь в горные породы по трещинам выветривания и зонам тектонических нарушений, атмосферные осадки образуют подземные воды грунтового и напорного типов. Количество выпадающих атмосферных осадков в различных частях горных сооружений весьма неравномерное и находится в прямой зависимости от высотного положения местности. Однако такая закономерность наблюдается до абсолютных высот 2000—2500 *м*, выше количество осадков не увеличивается, а наоборот, наблюдается постепенное уменьшение их. Так, в районе Большого Алматинского озера, расположенного на высоте 2511 *м* над уровнем моря, средняя годовая сумма осадков составляет 755 *мм*, на станции Мынджилки (3036 *м*) она значительно меньше. Максимальное количество атмосферных осадков в отдельные годы достигает 1000 *мм* и наблюдается в высокогорных районах (Заилийский Алатау), минимальное же количество их составляет 200—350 *мм* (Чу-Илийские горы) и является характерным для низкогорного рельефа. Инфильтрация выпадающих осадков в водоносные горизонты на различных участках происходит неравномерно и зависит от ряда факторов, основными из которых являются промерзание почвы, крутизна и экспозиция горных склонов, тип почв и литология пород зоны аэрации, облесенность и др.

На высотах, превышающих 3200 *м*, существует многолетняя мерзлота. Породы зоны аэрации оттаивают только на локальных участках, поэтому питание подземных вод атмосферными осадками здесь почти не происходит. Несколько ниже (в пределах высокогорья) почвы находятся в мерзлом состоянии в течение 8—10 месяцев. Атмосферные осадки инфильтруются на этих участках в основном за летний период, когда температура воздуха превышает 10° С, но их сумма за это время составляет всего лишь 170—230 *мм*. Осадки же остального продолжительного времени в условиях большой расчлененности рельефа образуют главным образом поверхностный сток («Почвенные исследования Казахстана», 1964).

В среднегорье, в лугово-лесной природной зоне, условия питания подземных вод благоприятные. Инфильтрация атмосферных осадков здесь затруднена лишь в зимнее время. На участках лесных массивов наличие хвои и опавших листьев, а также торфяно-дернового покрова уменьшает поверхностный сток за счет рассосредоточения и увеличивает коэффициент фильтрации.

Формирование подземных вод в низкогорье происходит в условиях степных и пустынно-степных природных зон при умеренном и резко-континентальном климате, а на отдельных участках — в условиях недостаточного увлажнения (Чу-Илийские горы), количество атмосферных осадков здесь колеблется в широких пределах — от 200 до 650 *мм*. Если для первых двух зон характерна высокая влажность воздуха, а следовательно, сравнительно небольшая величина испарения, то в низкогорье, особенно на участках недостаточного увлажнения, испаряемость значительно превышает величину выпадающих атмосферных осадков.

Распределение естественных ресурсов подземных вод между гидрогеологическими районами в пределах горных сооружений Южного Казахстана показано в табл. 38.

Из данных табл. 38 видно, что в горноскладчатых гидрогеологических областях описываемой территории формируется значительное ко-

Таблица 38

**Распределение естественных ресурсов подземиых вод по гидрогеологическим районам**

| Гидрогеологические районы первого порядка | Гидрогеологические районы второго порядка | Подземный сток в реки, *м³/сек* | Подземный сток глубокой инфильтрации, *м³/сек* |
|---|---|---|---|
| Талас-Угамский | Таласский и Угамский | 14,8 | 21,4 |
| | Киргизский | 6,2 | 11,3 |
| | Итого | 21,0 | 32,7 |
| Кетмень-Заилийский | Кетменский | 36,9 | 3,1 |
| | Заилийский | 47,9 | 8,7 |
| | Кендыктасский | 6,6 | 2,3 |
| | Итого | 91,4 | 14,1 |
| Джунгарский | Джунгарский высокогорье | 67,5 | 6,7 |
| | среднегорье и низкогорье | 28,2 | Не опр. |
| | Каратальский артезианский бассейн | 15,4 | — |
| | Итого | 111,1 | 6,7 |
| Каратауский | Большекаратауский | 32,5 | 26,0 |
| | Малокаратауский | 5,8 | 6,6 |
| | Терс-Ащибулакский артезианский бассейн | 8,7 | — |
| | Итого | 47,0 | 32,6 |
| Чу-Илийский | | 2,4 | Не опр. |
| Северо-Балхашский | | 2,9 | То же |
| | Итого | 5,3 | 86,1 |
| | Всего | 275,8 | |

личество подземных вод, при этом большая часть их выклинивается в реки, образуя поверхностный сток, который при выходе с гор идет на пополнение подземных вод рыхлых отложений предгорного шлейфа. Более 30% подземного стока погружается на сравнительно большую глубину и в горной части не выклинивается, а подземными путями попадает в межгорные впадины. Благоприятные условия питания в трещиноватых и закарстованных породах способствуют образованию в горноскладчатых гидрогеологических областях родников с большими расходами. Особенно это относится к участкам развития карстующихся известняков, где расходы родников достигают 3 *м*³/*сек* (родник Кельтемашат). Однако в целом для горноскладчатых областей более характерны родники с расходами до 5—10 *л*/*сек* и для отдельных участков низкогорья и среднегорья несколько меньше (Чу-Илийские горы и Кентыктас).

Химический состав подземных вод в горноскладчатых гидрогеологических областях формируется в основном в условиях активного водообмена. Небольшие пути фильтрации и сравнительно большие скорости движения подземных вод при условии сильного расчленения рельефа обусловливают хорошую промытость водовмещающих пород, что способствует образованию преимущественно пресных подземных вод. Солоноватые и реже соленые воды встречаются в низкогорье, где водоносные трещиноватые породы перекрыты плащом рыхлых, слабо водопроницаемых, часто засоленных отложений.

Внутри горноскладчатых областей имеются впадины, выполненные рыхлыми кайнозойскими и мезозойскими отложениями. В гидрогеологическом отношении это мелкие артезианские бассейны, которые относятся к гидрогеологическим районам третьего порядка. Формирование подземных вод в таких артезианских бассейнах происходит другим путем. Если в собственно горноскладчатой гидрогеологической области питание подземных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков, а движение их приурочено к трещинам и карстовым пустотам, то в мелких артезианских бассейнах в питании водоносных горизонтов, кроме атмосферных осадков, существенную роль играют поверхностные воды, при этом движение подземных вод происходит в рыхлых песчано-галечных отложениях. В этих мелких бассейнах получили распространение как грунтовые, так и напорные воды. Грунтовые воды в основном приурочены к водоносным горизонтам четвертичных отложений. Большая расчлененность дневной поверхности создает благоприятные условия для разгрузки вод верхних горизонтов. Напорные воды большей частью заключены в неогеновые, палеогеновые и в отдельных впадинах в меловые и юрские отложения. Питание их из-за наличия в кровлях водоносных горизонтов мощных глинистых толщ возможно только через трещиноватые породы в местах соприкосновения их с рыхлыми водонепроницаемыми отложениями, содержащими напорные воды. Верхние водоносные горизонты грунтового типа, имеющие благоприятные условия питания, движения и разгрузки, содержат пресные воды (минерализация до 1 *г*/*л*), в основном гидрокарбонатного состава, а нижерасположенные водоносные горизонты с напорной водой из-за недостаточного питания, замедленного движения, плохих условий для разгрузки, а также засоленности пород на отдельных участках имеют воду сравнительно повышенной минерализации (до 3 *г*/*л* и реже более), более сложного химического состава, главным образом хлоридно-сульфатного натриевого или по катионам смешанного. Изменение минерализации с глубиной видно из данных табл. 39.

Таблица 39

**Изменение минерализации подземных вод в артезианских бассейнах в зависимости от глубины**

| Артезианский бассейн | Геологический индекс водоносного горизонта | Общая минерализация воды, *г/л* | Характерный химический состав воды |
|---|---|---|---|
| Каркарииский | $alpQ_{II-IV}$ | 0,2—0,6 | Гидрокарбоиатный кальциевый, гидрокарбоиатиый кальциево-иатриевый |
| | N | 1,7 | Гидрокарбонатиый кальциевый и сульфатный иатриевый |
| | $Pg_3$ | 2,2—8,3 | Хлоридно-сульфатиый натриевый и сульфатно-хлоридиый иатриевый |
| Текесский | $alpQ_{II-IV}$ | 0,4 | Гидрокарбонатиый кальциевый |
| | N | 3,0—5,0, в верхних частях горизонта до 1 | Сульфатио-гидрокарбонатиый кальциево-натриевый и сульфатиый магниево-кальциево-натриевый, гидрокарбонатный кальциевый |

В горизонтальном направлении минерализация воды всех водоносных горизонтов малых артезианских бассейнов увеличивается от горного обрамления впадин к их центру, т. е. в направлении движения подземных вод. Изменение минерализации и химического состава подземных вод различных горных сооружений Южного Казахстана в зависимости от ландшафтно-климатических поясов приведено в табл. 40.

Как видно из данных табл. 40, в горноскладчатых гидрогеологических областях Южного Казахстана прослеживается высотная зональность минерализации и химического состава подземных вод. В высокогорной части, для высот свыше 2000 *м*, где распространены луговой и лугово-степной ландшафтно-климатический пояса, развиты ультрапресные воды карбонатного кальциевого, иногда магниевого состава. Атмосферные осадки, выпадающие в высокогорье, имеют минерализацию от 9 до 33 *мг/л* (Мынджилки) и сульфатный кальциевый состав. Попадая в горные породы, холодные воды, имеющие температуру от 1—2 до 3—5° С, при коротких путях фильтрации не могут значительно обогатиться солями за счет выщелачивания из горных пород. В водный раствор поступают в основном соли из сильно разрушенных выветриванием карбонатных пород.

В среднегорье (высота от 1000 до 2000 *м*), в лугово-лесном и лесостепном ландшафтно-климатических поясах минерализация воды увеличивается до 0,5 *г/л*. Химический состав воды становится более сложным. Температура подземных вод увеличивается до 10° С, что способствует более активному воздействию ее на горные породы. Кроме того, состав атмосферных осадков здесь также более сложный по сравнению с химическим составом осадков, выпадающих в высокогорье.

В низкогорье (высоты $<1000$ *м*) необходимо различать участки, примыкающие к среднегорью, которое в свою очередь переходит в высокогорье, и отдельные обособленные горные сооружения (Чу-Илийские горы и др.). В первом случае происходит подток воды по трещинам или карстовым пустотам со стороны более высоко расположенных участков, характеризующихся повышенным количеством выпадающих атмосферных осадков. Низкогорье менее расчленено, чем среднегорье. На большей части оно покрыто рыхлыми существенно глинистыми породами четвертичного возраста — супесчаными или суглинистыми

Таблица 40

**Изменение минерализации и химического состава подземных вод в зависимости от ландшафтно-климатических поясов**

| Горное сооружение | Характер рельефа и абсолютная высота, *м* | Ландшафтно-климатический пояс | Примерное количество выпадающих атмосферных осадков, *мм* | Тип воды и общая минерализация, *г/л* | Преобладающий химический состав подземных вод |
|---|---|---|---|---|---|
| Киргизский хребет, Заилийский Алатау, Кетмень, Джунгарский Алатау, Каратау | Высокогорье, >2000 | Луговой и лугово-степной | 730—750 | Ультрапресные, 0,05—0,2 | Гидрокарбонатный кальциевый, реже хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый |
| | Среднегорье, 1000—2000 | Лугово-лесной и лесостепной | 750—900 | Пресные, 0,2—0,5 | Сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый или гидрокарбонатно-сульфатный натриево-кальциевый, гидрокарбонатный кальциевый |
| | Низкогорье, <1000 | Степной и пустынно-степной | 100—650 | Пресные, 0,2—1,0 | Гидрокарбонатный, кальциево-магниевый или сульфатно-хлоридный натриевый |
| Межгорные впадины (Каркаринская, Текесская, Жаланашская и др.) | Высокогорье и среднегорье, 1000 | Луговой, лугово-степной и лугово-лесной | 730—900 | Пресные, 0,2—0,6 | Гидрокарбонатный кальциево-натриевый или сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатный кальциевый |
| Горы Кендыктас | Среднегорье и низкогорье, 2000 и менее | Лугово-лесной, лесостепной, степной | 200—750 | Пресные, 0,2—1,0 | Гидрокарбонатный кальциево-магниевый или смешанный |
| Чу-Илийские горы, Северное Прибалхашье | Низкогорье, <1000 | Степной и пустынно-степной | 150—350 | От пресных до соленых, 1,0—10,0 | Сульфатный натриевый или смешанный |
| Межгорные впадины (Коскудукская и др.) | <1000 | То же | 250—400 | Слабо солоноватые, 1,0—3,0 | Сульфатный и хлоридно-сульфатный натриевый |

разностями, что в значительной мере затрудняет проникновение атмосферных осадков и пополнение подземных вод. Химический состав атмосферных осадков еще более сложный и имеет сравнительно высокую минерализацию (до 0,2 *г/л*). Кроме того, низкогорье покрыто тонким слоем пыли, в большей своей части состоящей из легкорастворимых солей, принесенных сюда ветром с равнинных пространств.

Таким образом, атмосферные осадки, выпадающие здесь, обогащаются солями непосредственно на поверхности гор и в почву вода поступает уже значительно минерализованной (до 0,4—0,5 *г/л*). Это подтверждается анализами вод родников, расположенных вблизи водоразделов — на участках с короткими путями фильтрации. Менее минерализованные воды (0,2—0,3 *г/л*) встречаются на участках с наиболее благоприятными условиями питания. Более минерализованные воды (до 10 *г/л*) формируются в зонах затрудненного водообмена, где уве-

личивание минерализации происходит в результате выщелачивания солей из горных пород, а на участках с близким залеганием уровня — в результате испарительной концентрации. В низкогорьях Заилийского и Джунгарского Алатау и в других горных сооружениях формируются воды гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава в результате влияния вод, притекающих с территорий, которые занимают наиболее высокие отметки, а на обособленных низкогорьях (Чу-Илийские горы, Северное Прибалхашье), где подток вод с высоких гор отсутствует и питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, — сульфатно-хлоридного натриевого или смешанного состава.

В горноскладчатых гидрогеологических областях кроме грунтовых вод в зонах тектонических разломов формируются воды напорного типа. Атмосферные осадки, попадая в тектонические трещины, движутся по ним в направлении от высоких отметок к более низким, при этом погружение вод происходит на глубины, превышающие 100 *м*. Региональные тектонические зоны, ориентированные вдоль основных структур, являются главными дренами и по ним перемещается большое количество воды в соседние, гипсометрически ниже расположенные гидрогеологические районы. Тектонические зоны, имеющие сравнительно незначительную протяженность и ориентированные под углом к региональным тектоническим зонам, менее водообильны. Воды неглубокой циркуляции обычно пресные, гидрокарбонатного кальциевого состава, а те, которые уходят на большие глубины, обогащаются солями, становятся более минерализованными (до 3 *г/л* — Курамские источники) и приобретают повышенную температуру (до 30° С — Капаларасанские минеральные воды). Такие воды относятся к минеральным и широко используются в бальнеологических целях. По химическому составу они разделяются на четыре группы (В. И. Дмитровский, 1962): Алмаарасанскую — сульфатно-гидрокарбонатную натриевую (минерализация до 0,2 *г/л*), Тургенскую — сульфатную кальциево-натриевую (минерализация от 1,0 до 1,4 *г/л*), Аяккалканскую — хлоридно-сульфатную натриевую и Большеусекскую — хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатную кальциево-натриевую. Так, Алмаарасанские и Тургенские источники относятся к одной высотной зоне, а общая минерализация в них резко различна, т. е. воды первых — ультрапресные (0,2 *г/л*), а вторых — слабосолоноватые (1,4 *г/л*). Тектоническая трещина, из которой выходят Алмаарасанские источники, проходит по интрузивным породам гранитного ряда, а Тургенские источники приурочены к эффузивным (порфириты), при этом граниты сохранили свою монолитность, а порфириты сильно раздроблены и значительно выветрелы, а местами превращены в глиноподобную породу. Все это не могло не сказаться на составе вод и их минерализации.

Все минеральные источники горных сооружений Южного Казахстана сопровождаются выделением газов, обычно близких к составу воздуха, кроме того, в водах спектральными анализами обнаружены микрокомпоненты: стронций, вольфрам, молибден и др. Радиоактивность источников низкая, но в отдельных случаях содержание радона достигает 200 *эман* и более. Повышенное содержание радона свойственно минеральным водам, имеющим низкую температуру.

Тяньшанская горноскладчатая область располагает сравнительно значительными ресурсами минеральных вод. По данным прошлых лет они определялись в 27 *л/сек* (Посохов, 1947), а в настоящее время эта величина превышает 100 *л/сек* (Дмитровский, 1962). Есть все основания полагать, что при более детальном изучении минеральные ресурсы будут во много раз превосходить приведенные цифры.

Несколько иные условия формирования подземных вод в Бетпак-Дале, в ее каменистой части. Это громадная территория, примыкающая с запада к оз. Балхаш, представляет собой равнину, осложненную отдельными сопками. Распространены здесь палеозойские и допалеозойские породы, на большей части перекрытые плащом рыхлых четвертичных отложений небольшой мощности. Подземные воды формируются на обособленных участках, тяготеющих к зонам тектонических разломов, которые являются благоприятными коллекторами вод и своеобразными дренами. В удалении от тектонических зон подземные воды отсутствуют или их настолько мало, что они не имеют практического значения. Наиболее водообильны региональные тектонические зоны, по которым движутся сравнительно большой производительности водные потоки. В целом в пределах каменистой части Бетпак-Далы водные ресурсы оцениваются в 200 *л/сек.* В наиболее благоприятных гидрогеологических условиях из одиночных выработок можно получать до 5 *л/сек.*

Формирование подземных вод Бетпак-Далы происходит в условиях пустынного климата и недостаточного увлажнения. Эти условия отразились на минерализации и химическом составе подземных вод. Для большей части территории общая минерализация воды находится в пределах от 10 до 25 *г/л*, хотя на отдельных участках имеются отклонения как в ту, так и в другую сторону. Характерной чертой каменистой части Бетпак-Далы является отсутствие поверхностного стока. Возникающие поверхностные потоки имеют местный характер, зарождаясь и исчезая в пределах отдельных сравнительно мелких ложбин стока, в структурном отношении приуроченных к мульдам. По периферии этих мульд обнажаются древние породы, являющиеся областями накопления подземных вод. Далее воды движутся к центру мульд, где и разгружаются, образуя большие площади пухляков и солончаков. Минерализация воды увеличивается от периферии мульд к их центрам. Таким образом, слабо минерализованные воды в каменистой Бетпак-Дале можно встретить только по окраинам мульд. Эти участки обычно возвышаются в рельефе, часто сопровождаются тектоническими зонами разломов и являются перспективными для получения пресных вод. Пониженные же участки рельефа содержат соленые воды и не имеют практического значения (рис. 86). Химический состав их в основном хлоридно-сульфатный натриевый, часто они становятся магниево-натриевыми или кальциево-натриевыми. Пресные воды (до 1 *г/л* в окраинах мульд) имеют обычно сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав.

## ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Крупные артезианские бассейны Южного Казахстана относятся к платформенной гидрогеологической области (Тургайская, Сырдарьинская и Чу-Сарысуйская системы бассейнов) и к горноскладчатой гидрогеологической области (Илийская и Алакуль-Балхашская системы артезианских бассейнов). Геоморфологически это аккумулятивные равнины, а в структурном отношении — депрессии, выполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Палеозойские породы опущены на значительную глубину, часто более 4 тыс. *м*, и образуют фундамент депрессий. В мощной толще рыхлых отложений распространены преимущественно поровые грунтовые и напорные воды, имеющие различные условия формирования.

**Формирование грунтовых вод.** Грунтовые воды распространены как в четвертичных, так и в более древних породах. Они иногда гид-

равлически связаны с напорными водами, но обычно эти два типа вод разделены слоем сравнительно большой мощности водоупорных пород. Грунтовые воды получают питание за счет инфильтрации атмосферных осадков, вод рек, озер и полей орошения, а также за счет подтока подземных вод из горного обрамления депрессий. Эти источники питания на различных участках распространения водоносных горизонтов влияют на пополнение подземных вод неодинаково и часто действие их оказывается взаимосвязанным. Так, эоловые песчаные массивы полу-

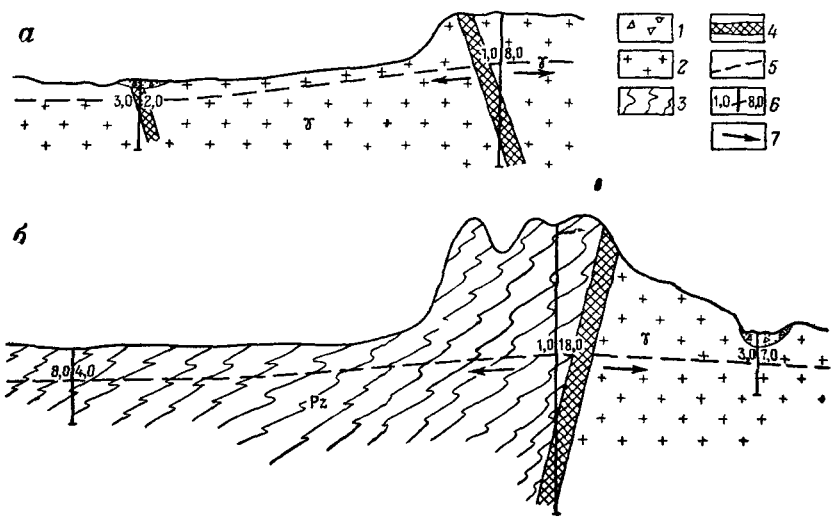



**Рис. 86. Схема формирования пресных вод в Бетпак-Дале (составил В. И. Дмитровский)**

*а* — Каибский гранитный массив; *б* — Горы Ергенекты
*1* — дресва гранитов; *2* — граниты; *3* — осадочные и метаморфические породы палеозоя; *4* — зоны разломов; *5* — уровень подземных вод; *6* — скважины цифры слева — минерализация (в *г/л*), справа — глубина до воды (в *м*), *7* — направление движения подземных вод

чают питание главным образом за счет атмосферных осадков, а аллювиально-пролювиальные толщи предгорных шлейфов — от атмосферных осадков и поверхностных вод. От источника питания и его водообильности во многом зависит как количество, так и качество подземных вод. Как показали расчеты (см. гл. двадцать первую), в пределах артезианских бассейнов формируются большие запасы подземных вод. Значительная часть их концентрируется в предгорных частях, в мощных толщах аллювиально-пролювиальных отложений, в несколько меньших количествах формируются эти запасы в аллювиальных и эоловых отложениях и еще в меньших — в остальных возрастных и генетических подразделениях рыхлых осадков.

Равнинные территории Южного Казахстана согласно схеме природных зон Казахской ССР («Почвенные исследования в Казахстане», 1964) относятся к предгорной пустынно-степной и пустынной зонам, гидрохимическая обстановка в которых различная. Для предгорной пустынно-степной зоны характерно преимущественное распространение пресных гидрокарбонатных кальциевых вод, а для пустынной — пестрых по минерализации и смешанных по составу. В пределах последней зоны пресные воды в большей части гидрокарбонатные кальциевые, солоноватые — сульфатные или хлоридные натриевые и соленые — хлоридные натриевые; во всех случаях широким распространением здесь

пользуются воды сложного состава — трех- и двухкомпонентные по анионам и катионам.

Формирование грунтовых вод аллювиально-пролювиальных отложений. Предгорья с конусами выноса горных рек образованы мощной толщей аллювиально-пролювиальных отложений, представленных в верхних частях разрезов (в пределах «прилавков») лёссовидными суглинками мощностью до десятков метров, а в нижних частях различными обломочными породами, в составе которых суглинки хотя и широко развиты, но они маломощные. Залегающие сверху лёссовидные суглинки препятствуют атмосферному питанию подземных вод. Пополнение их происходит исключительно за счет подтока трещинных вод со стороны гор и фильтрации речных вод на участках, где донная эрозия достигла подстилающей валунно-галечной толщи, лежащей на гипсоносных породах неогена и палеогена. Благодаря интенсивному водообмену водоносная валунно-галечная толща и гипсоносные породы ее подошвы достаточно промыты, поэтому воды здесь сравнительно мало минерализованные (от 0,5 до 1,0 *г/л*, реже более). Таким образом, отмеченная ранее для горноскладчатых гидрологических областей гидрохимическая зональность, зависящая от высотного положения местности, распространяется и на предгорные участки. Это указывает на основное питание поровых грунтовых вод этой зоны трещинными водами, поступающими со стороны гор. На более низких отметках, где располагаются конуса выноса горных рек, можно было бы ожидать, придерживаясь высотной гидрохимической зональности, еще большую минерализацию вод, но фактически они еще менее минерализованы (0,2—0,3 *г/л*). Происходит это потому, что в конусах выноса дополнительно появляется мощный источник питания грунтовых вод — поверхностные воды низкой минерализации. Трещинные воды, поступающие с горного обрамления, имеют подчиненное значение.

Подземный сток в пределах прилавков, как указывает Г. М. Леонов (1957) для Заилийского Алатау, расчленяется на ряд горизонтов, из которых воды верхнего горизонта целиком поступают в тело конусов выноса, расположенных ниже по потоку. Такое питание вод конусов выноса является не основным, оно составляет лишь незначительную часть по сравнению с другими источниками питания.

Соотношение величин питания от различных источников для конусов выноса района Заилийского Алатау, по В. Ф. Шлыгиной (1964), составляет (в %): атмосферные осадки 9; подземный сток со стороны гор 8—14; поливные воды с орошаемых полей 9; из ирригационной сети 10—16; из русел рек 50—60. Указанное соотношение с некоторым приближением может быть принято при рассмотрении питания подземных вод конусов выноса и для многих других районов. Однако следует иметь в виду, что это соотношение в той или иной мере будет иным для участков с резко отличными гидрогеологическими условиями. Так, на участках, где в горном обрамлении распространены сильно обводненные известняки (хребты Каратау, Таласский Алатау), питание рыхлых толщ конусов выноса от подземной составляющей в процентном отношении резко возрастает за счет уменьшения какой-либо другой составляющей. Например, инфильтрация поверхностных вод, и, наоборот, подземный сток, поступающий в конусы выноса из гранитных массивов Киргизского хребта, составляет незначительную величину, но в этом случае фильтрация поверхностных вод в рыхлую толщу достигает максимальной величины.

Для всех конусов выноса характерно большое поступление в них поверхностных вод, достигающее 50—80% речного стока. Связано это

с тем, что отложения конусов выноса обладают большими фильтрационными свойствами, особенно в центральных их частях, к которым приурочены русла рек. В горизонтальном направлении в толщах предгорных шлейфов следует различать собственно конуса выноса и межконусовые пространства. Межконусовые пространства значительно менее обводнены ввиду значительной глинистости пород и худших условий питания. Изменяются фильтрационные свойства и с глубиной. Как указывает В. Ф. Шлыгина (1965), для Алматинских конусов выноса коэффициент фильтрации ниже глубин 150 *м* резко уменьшается вследствие большой уплотненности пород и отчасти из-за их повышенной глинистости.

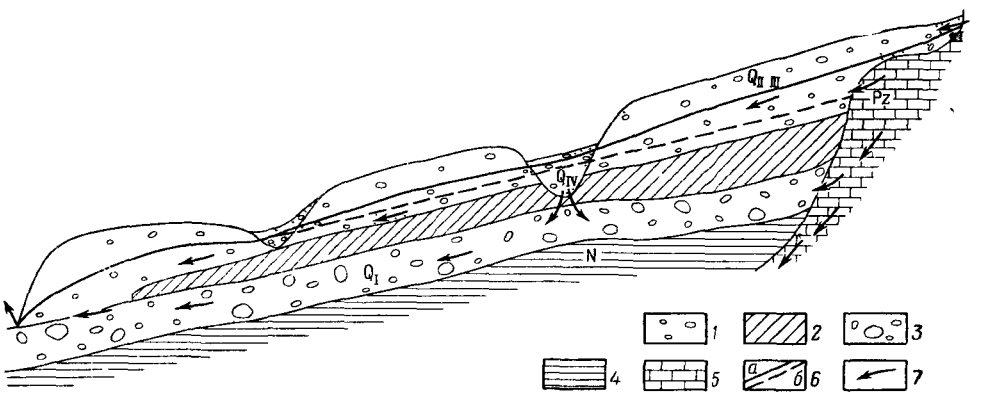



**Рис 87. Схема взаимосвязи уровней подземных вод первого и второго водоносных горизонтов в Бадам-Арысском междуречье (составил В И Дмитровский)**

*1* — водоносный горизонт среднечетвертичных — современных валунно галечниковых отложений *2* — водоупорные суглинки разделяющие водоносные горизонты *3* — водоносный горизонт в нижнечетвертичных конгломератах *4* — водоупорные глины неогена, *5* — подземные воды палеозойских пород, *6* — уровень воды *а* — первого водоносного горизонта, *б* — второго водоносного горизонта *7* — направление движения подземных вод

Воды конусов выноса движутся в направлении естественного уклона поверхности от гор к аллювиальным равнинам, образуя мощный грунтовый поток. В периферии конусов выноса происходит интенсивное их выклинивание вследствие резкого сокращения живого сечения потока Кроме того, конусы выноса вблизи гор сложены в основном хорошо водопроницаемыми породами, а ниже по потоку они представлены переслаивающимися водопроницаемыми и водоупорными их разностями, разделяющими поток на водоносные горизонты, из которых верхний содержит воды грунтового типа, а нижерасположенные — напорные. Таким образом, грунтовый поток, движущийся в конусах выноса горных рек, частично выклинивается и частично идет на питание этажно-расположенных водоносных горизонтов.

В предгорьях некоторых хребтов (Каратау, Таласский Алатау, Чу-Илийские горы и др ) конусы выноса выражены менее рельефно и гидрогеологические условия здесь несколько иные. В Арысь-Бадамском междуречье толща предгорного шлейфа содержит два водоносных горизонта, при этом уровень воды нижнего из них находится на более низких отметках, чем верхнего. Воды из вышерасположенного горизонта на отдельных участках через гидрогеологические «окна» (участки, где в подошве верхнего водоносного горизонта отсутствуют водоупорные породы) просачиваются в нижележащие водоносные слои. В условиях ограниченного питания подземных вод сверху и сравнительно больших скоростях их движения горизонты не имеют должного напора и тесной гидравлической связи между собой (рис. 87). На некоторых участках

отсутствует также связь между поверхностными водами рек, протекающих по конусам выноса, и приуроченными к ним грунтовыми потоками (реки Каргалинка, Малая Алматинка и др.), где чрезмерно большая мощность водопроницаемых пород с высокими фильтрационными свойствами при больших уклонах зеркала грунтовых вод приводит к тому, что существующие источники питания не в состоянии полностью насытить водопроницаемый пласт и река в данном случае является «висячей». Из ее дна происходит инфильтрация вод поверхностного потока в узкую полосу прилегающих к водотоку пород. Пробуренные в таких случаях скважины рядом с урезом воды в реке вскрывают воды на глубине 80 *м* и более и ниже уровня воды в реке. Характерно, что во многих случаях у периферии конусов выноса отсутствует или слабо выражена зона выклинивания подземных вод (Каратау, местами у предгорий Киргизского хребта); движущийся грунтовый поток с предгорий Киргизского хребта разгружается в пониженных участках песчаных массивов (Муюнкумы), что подтверждается значительной водообильностью осадков на этих участках, большой амплитудой колебания уровня и низкой минерализацией подземных вод.

В конусах выноса обеспечивается повсеместный сток грунтовых вод, что приводит к растворению и выносу солей, но не к накоплению их. В этих условиях формируются в основном пресные воды выщелачивания. Слабосолоноватые воды (до 3 *г/л*) формируются только на участках соприкосновения грунтового потока с засоленными породами неогена или палеогена. Пресные воды имеют гидрокарбонатный кальциевый состав, солоноватые — хлоридно-сульфатный натриевый. Пресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 0,3 *г/л* формируются в конусах выноса, примыкающих к высокогорным областям (Заилийского и Джунгарского Алатау, хр. Кетмень и др.). В конусах выноса в предгорьях низких гор (Чу-Илийские горы и др.), где постоянно действующие водные потоки (основной источник питания) отсутствуют, воды имеют повышенную минерализацию и хлоридно-сульфатный натриевый состав.

Атмосферные осадки в предгорьях хотя имеют сравнительно высокую минерализацию (до 68 *мл/л*), на формирование вод конусов выноса не оказывают существенного влияния, поскольку они составляют не более 10% от общей величины питания (от всех других источников, питающих подземные воды конусов). Установлено, что минерализация и состав грунтовых вод от вершины конусов выноса (область питания) до периферии (зона выклинивания) изменяется незначительно. Лишь в зонах выклинивания, где уровень воды приближается к дневной поверхности, происходит внутригрунтовое испарение и минерализация воды повышается до 0,5 *г/л* и местами более 1 *г/л*. В вертикальном разрезе аллювиально-пролювиальных отложений резких изменений химического состава и минерализации вод не наблюдается. Однако отмечено, что в группе конусов выноса Заилийского Алатау относительно менее минерализованные воды приурочены к средним их частям. Выше по разрезу и особенно вблизи контактов с породами неогенового возраста несколько повышается их минерализация. Это связано с тем, что средняя часть конусов выноса наиболее промыта, обладает большими коэффициентами фильтрации, а к подошве водоносного горизонта и в его верхней части движение вод замедляется.

Формирование грунтовых вод аллювиальных и перекрывающих их эоловых отложений. На равнинной поверхности впадин исключительно широко распространены пески эолового происхождения, почти всюду налегающие на четвертичные аллювиальные отложения. В нижних частях разрезов эоловые пески

содержат воду, а так как в большей части своего распространения они не имеют выдержанного водоупора, то с нижележащими обводненными осадками образуют единый гидравлически связанный водоносный горизонт грунтовых вод. Территории песчаных массивов принадлежат к пустынной зоне, где господствует резко континентальный климат с недостаточным увлажнением. Годовая сумма осадков здесь 100—200 *мм*, местами менее. Глубины залегания грунтовых вод в зависимости от рельефа местности и величины питания их различны и изменяются от 1 до 100 *м*. Наименьшие глубины встречаются на пойменных участках, а наибольшие приурочены к высоким террасам и отдельным возвышенностям рельефа. Воды эти неоднородны как по составу, так и по минерализации, что обусловлено различными условиями их питания.

В Кызылкумах грунтовые воды питаются исключительно за счет атмосферных осадков и расходуются в основном на испарение и транспирацию. В условиях медленного движения вследствие малых уклонов уровня они постепенно обогащаются легкорастворимыми солями. Все это приводит к формированию сильно минерализованных вод в основном сульфатно-хлоридного натриевого состава:

$$M_{1,4}\,\frac{Cl\,64\ SO_4\,34}{(Na+K)\,74\ Mg\,10\ Ca\,10}.$$

Пресные воды встречаются здесь только в виде линз, плавающих на соленых или солоноватых водах. Они обычно приурочены к участкам с относительно благоприятными условиями питания, к которым относятся незакрепленные песчаные массивы со сравнительно глубоким залеганием уровня вод. Запасы их в таких линзах незначительные.

В пределах Муюнкумов грунтовые воды питаются также атмосферными осадками, но в южной части они получают пополнение за счет мощного подземного подтока пресных вод со стороны горных массивов. Благоприятные условия разгрузки вод этого подтока внутри песчаного массива (рис. 88) способствуют формированию в южной части Муюнкумов пресных (до 0,5 *г/л*) сульфатно-гидрокарбонатных магниево-натриево-кальциевых вод. В направлении движения вод — на северо-запад, в сторону низовий р. Чу — происходит общее повышение минерализации грунтовых вод. Но на участках с глубоким залеганием уровней (более 20 *м*) минерализация их не превышает 1 *г/л*, только по составу они становятся более сложными:

$$M_{0,7}\,\frac{SO_4\,47\ Cl\,27\ HCO_3\,26}{(Na+K)\,46\ Ca\,44\ Mg\,10}.$$

На таких участках с глубиной минерализация их увеличивается особенно резко, когда в подошве грунтового потока залегают засоленные породы неогена или палеогена.

В Южном Прибалхашье грунтовые воды питаются атмосферными осадками, подземными водами, поступающими со стороны горных массивов, и за счет фильтрации поверхностных вод из рек Или, Каратала и др. В связи с этим минерализация их увеличивается в двух направлениях: от гор к оз. Балхаш и от рек к центру песчаных массивов. Пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые или натриевые воды сменяются солоноватыми сульфатными натриевыми и сульфатно-хлоридными натриевыми:

$$M_{0,3}\,\frac{HCO_3\,84\ Cl\,14}{Mg\,48\ Ca\,36\ (Na+K)\,16};\qquad M_{5,2}\,\frac{Cl\,50\ SO_4\,45}{(Na+K)\,71\ Mg\,21}.$$

Формирование грунтовых вод аллювиальных отложений. В пределах аллювиальных равнин, где песчаные эоловые

осадки отсутствуют, грунтовые воды гидравлически тесно связаны с водами рек, а также оросительных каналов. Поймы и русла многих крупных рек юга Казахстана (Сырдарья, Или и др.) в нижнем их течении занимают несколько повышенное положение по сравнению с поверхностью прилегающих равнин, в результате чего создается уклон зеркала грунтовых вод от рек в сторону равнин. Это благоприятствует фильтрации поверхностных вод в аллювиальные отложения и способствует значительному увеличению производительности грунтового потока. Удельная величина питания водоносной толщи аллювиальных

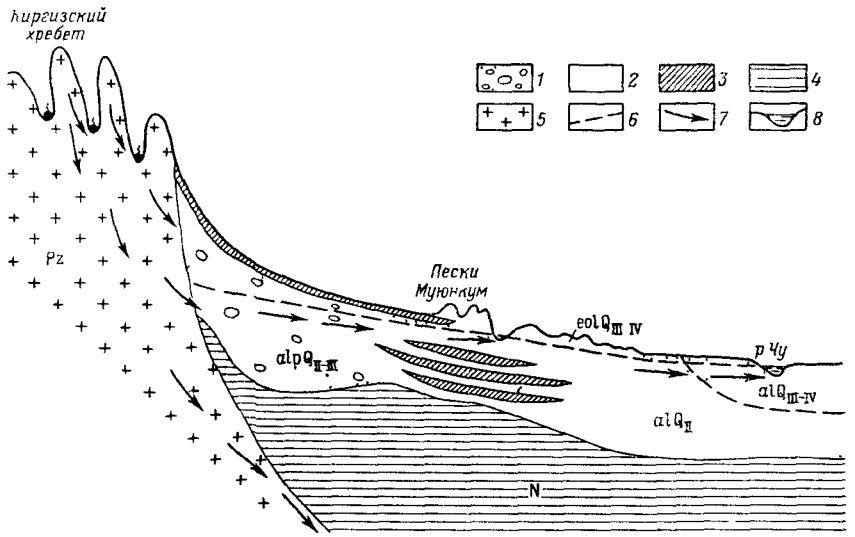



**Рис 88 Схема движения и разгрузки подземных вод в предгорьях Киргизского хребта (составил В. И Дмитровский)**

*1* — водоносный горизонт средне верхнечетвертичных аллювиально пролювиальных валунно галечниковых отложений, *2* — водоносный горизонт в верхнечетвертичных — современных и среднечетвертичных аллювиальных песках, *3* — суглинки, *4* — водоупорные глины, *5* — подземные воды палеозойскнх пород, *6* — уровень подземных вод, *7* — направленне движения подземных вод, *8* —участки разгрузкн подземных вод

отложений, подсчитанная для участка р. Сырдарьи (г. Кзыл-Орда, ст. Джусалы), определена в 67 *л/сек* на 1 *км* длины долины. По данным У. М. Ахмедсафина, в Южном Прибалхашье расход фильтрационных вод из рек, идущих на питание грунтовых вод, превышает 50 *м*$^3$*/сек*. Значительные запасы подземных вод формируются и на других участках развития аллювиальных отложений.

Минерализация вод постепенно увеличивается по мере удаления от русла рек. А. Г. Голубь установлена в Илийской впадине в вертикальном разрезе водоносного аллювия обращенная гидрохимическая зональность грунтовых вод. Здесь в верхней части водоносного горизонта распространены солоноватые воды сульфатного натриевого состава, а в нижней — пресные гидрокарбонатные кальциевые. В горизонтальном направлении на расстоянии 3 *км* от русла р. Или минерализация воды изменяется от 0,5 до 1,9 *г/л* и соответственно химический состав переходит от сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-магниево-натриевого в сульфатный магниево-натриевый. Характерно при этом резкое возрастание сульфата от 28 до 75 *мг-экв*% и натрия от 42 до 69 *мг-экв*%, а содержание гидрокарбонатов и кальция в воде уменьшается Происходит это вследствие выщелачивания солей из почвы и в результате катионного обмена.

В пределах низкой поймы долины р. Сырдарьи преимущественно развиты пресные воды. В толщах высокой поймы, которая в весенние периоды не заливается водой, грунтовые воды обычно сильно солоноватые и соленые (район г. Кзыл-Орда). Инфильтрация поверхностных вод в аллювиальные отложения приводит к опреснению грунтовых вод. При этом опреснение происходит на сравнительно небольшую глубину (1—5 *м*), ниже которой пресные воды постепенно сменяются солоноватыми и к подошве слоя — солеными.

Для состава грунтовых вод аллювиальных отложений в Илийской системе артезианских бассейнов характерно повышенное содержание фтора, местами достигающее 6 *мг/л*. Обогащение их фтором связано с выщелачиванием его из прожилок флюорита, широко распространенных в породах эффузивной толщи и поступлением из поверхностных вод р. Каскелен, являющихся источником питания грунтовых вод. На отдельных участках такое повышенное содержание фтора связано, видимо, с зонами тектонических нарушений, по которым происходит разгрузка подземных вод глубокой циркуляции. Природа заражения грунтовых вод фтором окончательно не выяснена. Учитывая его отрицательное действие на организм человека (в количествах, превышающих нормы ГОСТ), следует вопросами формирования вод с повышенным содержанием фтора заниматься безотлагательно.

В артезианских бассейнах воды грунтового типа формируются и в других водоносных горизонтах, обычно незначительных по площади распространения и поэтому с народнохозяйственной точки зрения не представляющих большого интереса. Формирование их здесь нами отдельно не рассматривается. Горизонты грунтовых вод, которые имеют тесную связь с напорными водами, охарактеризованы ниже.

**Формирование напорных вод.** Напорные воды распространены во всех артезианских бассейнах. На основе данных пробуренных скважин установлено наличие их в породах палеозоя, юры, мела, палеогена и четвертичной системы. Территории бассейнов характеризуются однородностью геологического строения, но различием в условиях питания водоносных горизонтов. Поэтому в формировании вод бассейнов отмечается некоторое своеобразие, но и много общих черт. Это позволяет рассматривать условия формирования артезианских вод в целом для Южного Казахстана.

Движение напорных вод в артезианских бассейнах происходит от областей питания (от предгорий) к областям разгрузки. Для Тургайской и Сырдарьинской систем бассейнов основной областью разгрузки является Аральское море, для Чу-Сарысуйской — группа Телекульских и Ащикульских озер, для Илийской — р. Или и для Алакуль-Балхашской — озера Балхаш, Алакуль и Сасыккуль. В направлении указанных очагов разгрузки вод происходит общее постепенное снижение их напоров; для отдельных водоносных горизонтов и комплексов имеются местные участки разгрузки, в направлении которых также наблюдается снижение пьезометрических уровней. На площади артезианских бассейнов такие местные участки разгрузки подземных вод встречаются повсеместно, например, в Сырдарьинской системе артезианских бассейнов ур. Сарыбулак, в Чу-Сарысуйской — ур. Арыскуль и др.

Уклон потока подземных вод в артезианских бассейнах незначительный (0,0001), хотя вблизи областей питания он достигает величины 0,001 (Кызылкумский артезианский бассейн) и 0,003 (Западно-Чуйский артезианский бассейн). При таких малых уклонах пьезометрической поверхности напорных вод и незначительных величинах коэффициентов фильтрации водоносных пород действительная скорость движения не превысит 1 *см/сутки*. Приведенная величина характеризует

средние условия, тогда как в каждом артезианском бассейне и для каждого водоносного горизонта или комплекса существуют участки со сравнительно высокими и низкими скоростями подземных вод. В этажно-расположенных водоносных горизонтах и комплексах наблюдается возрастание напоров с глубиной. Связано это с тем, что более высокие области питания соответствуют более глубоким водоносным горизонтам.

В артезианских бассейнах Арало-Каспийской платформенной области (кроме Чу-Сарысуйской и Сырдарьинской систем артезианских бассейнов) четко выражена прямая гидрохимическая зональность, а гидрохимические зоны в вертикальном разрезе располагаются одна над другой, т. е. зона свободного водообмена сменяется зоной затрудненного и весьма затрудненного водообмена (табл. 41), а по площади они сменяют друг друга по мере удаления от области питания.

Таблица 41

**Гидрохимическая зональность в зависимости от гидродинамических зон в артезианских бассейнах платформенных областей**

| Гидродинамические зоны | Гидрогеологические районы первого порядка | Геологический индекс водоносного комплекса | Литологический состав водовмещающих пород | Общая минерализация подземных вод, *г/л* | Преобладающий химический состав подземных вод | Глубина залегания водоносного комплекса, *м* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Затрудненного водообмена | Тургайский | Pg | Пески, песчаники | 2—5 | Смешанный | 25—250 |
| Весьма затрудненного водообмена | То же | $Cr_2$ | Пески | До 13 | Сульфатно-хлоридные натриевые | 250—1000 |
| | | Pz | Эффузивно-осадочная толща | До 15 | То же | До 1000 |
| Свободного водообмена | Чу-Сарысуйский | Q | Галечники, пески | До 1 | Гидрокарбонатные кальциевые | 10—150 |
| Свободного и затрудненного водообмена | То же | Pg | Пески, реже песчаники | До 1 и 1—3 | Хлоридно-сульфатные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые | 10—600 |
| Затрудненного водообмена | „ „ | $Cr_2$ | Пески с гравием и галькой | 2—4 | Сульфатно-хлоридные | 50—1000 |
| Весьма затрудненного водообмена | „ „ | Pz | Алевролиты, песчаники | До 10 | Сульфатные натриевые | >1000 |

В Сырдарьинской системе артезианских бассейнов существует обращенная гидрохимическая зональность. Здесь высокоминерализованные воды палеогена, относящиеся к зоне затрудненного или даже весьма затрудненного водообмена, сменяются пресными или слабо солоноватыми водами верхнемеловых отложений зоны свободного водообмена. Провести точно границу между отдельными гидродинамическими зонами часто бывает невозможно. В одном и том же водоносном горизонте и комплексе, но в различных частях артезианских бассейнов,

может быть не одна, а несколько, гидродинамических зон. Отмечено, что зона свободного водообмена охватывает хорошо сдренированные участки с выходами на поверхность водопроницаемых пород в областях питания и разгрузки.

Несколько иные гидрогеологические условия наблюдаются в зоне затрудненного водообмена. Здесь водовмещающие породы широко развиты в области питания, а в области разгрузки они на большей части перекрыты слабоводопроницаемыми или водоупорными породами, что значительно затрудняет разгрузку вод горизонта и движение их в пласте, хотя питание водоносного горизонта или комплекса значительное. В зоне весьма затрудненного водообмена ограничены области питания водоносных горизонтов и комплексов, а разгрузка вод всюду затруднена и происходит лишь на локальных участках, в основном в зонах тектонических нарушений.

Артезианским бассейнам Тяньшанской горноскладчатой гидрогеологической области свойственны как прямой, так и обращенный типы гидрохимической зональности. В Илийской системе артезианских бассейнов до глубины примерно 1000 *м* наблюдается прямая гидрохимическая зональность, а глубже — зональность обращенная. В Алакуль-Балхашской системе артезианских бассейнов на участке, примыкающем к горам, существует прямая гидрохимическая зональность, а в центральной части — обращенная (табл. 42).

В артезианских бассейнах платформенных и горноскладчатых областей в зоне свободного водообмена распространены воды обычно гидрокарбонатного кальциевого состава, в зоне затрудненного водообмена — хлоридно-сульфатного натриевого и в зоне весьма затрудненного водообмена — хлоридно-натриевого. Общая минерализация воды в первой зоне не превышает 1 *г/л*, во второй 5 *г/л* и в третьей 50 *г/л*.

Артезианские воды четвертичных отложений формируются в зоне свободного водообмена. В отдельных артезианских бассейнах эта зона распространена в неогеновых (Алакуль-Балхашская система артезианских бассейнов) и даже в меловых осадках, залегающих на глубинах до 2500 *м* (Илийская система артезианских бассейнов). Это указывает на то, что не всегда границы зон свободного и затрудненного водообмена проходят по контакту четвертичных и нижележащих неогеновых или более древних пород. Даже внутри напорных вод четвертичных отложений, на участках, удаленных от областей питания (вторичное погружение подземных вод), зона свободного водообмена сменяется зоной затрудненного водообмена. Еще более сложные условия распределения гидродинамических зон наблюдаются в более глубоких водоносных горизонтах и комплексах, где в зависимости от структурных особенностей пласта, литологии водовмещающих пород и интенсивности источников питания, движение артезианских вод по пласту происходит неравномерно и изменяется не только по направлению потока, но и вдоль области питания.

В артезианских бассейнах формируются значительные естественные ресурсы подземных вод, основная часть которых приурочивается к полосе предгорий. Источниками питания артезианских вод являются атмосферные осадки, выпадающие на площади выходов на поверхность водовмещающих пород, поверхностные воды рек, стекающие с горного обрамления, и глубинный сток, поступающий с бассейнов трещинных вод. Основная же роль среди них принадлежит поверхностным водам, величина питания от которых находится в прямой зависимости от высотного положения местности. Наибольшая фильтрация поверхностных вод происходит на участках примыкания артезианских бассейнов к высокогорным хребтам (Заилийский Алатау и др.), меньшая она

Таблица 42

**Гидрохимическая зональность в зависимости от гидродинамических зон в артезианских бассейнах горноскладчатых областей**

| Гидродинамические зоны | Гидрогеологические районы первого порядка | Геологический индекс водоносного комплекса | Литологический состав водовмещающих пород | Общая минерализация подземных вод, *г/л* | Преобладающий химический состав подземных вод | Глубина залегания водоносного комплекса, *м* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Свободного водообмена | Илийский | Q | Галечники, пески, реже валунно-галечники | 0,5 | Гидрокарбонатные кальциевые | 10—200 |
| Свободного и весьма затрудненного водообмена | То же | N | Пески и галечники | До 1, иногда до 35 | Гидрокарбонатные кальциевые и натриевые | До 2600 |
| Весьма затрудненного водообмена | „ „ | Pg | Песчаники, гравийно-галечники | До 50 | Хлоридные натриевые | До 3200 |
| Свободного и затрудненного водообмена | „ „ | $Cr_2$ | Пески, песчаники | До 1 | Сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые | До 3500 |
| Затрудненного и весьма затрудненного водообмена | „ „ | Pz | Эффузивно-осадочная толща | До 6, иногда до 50 | Сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые | До 4000 |
| Свободного водообмена | Алакуль-Балхашский | Q | Пески, гравийно-галечники | До 1 | Гидрокарбонатные натриево-кальциевые | 25—150 |
| Свободного и затрудненного водообмена | То же | N | Супесь с большим количеством щебня, дресвы и гальки | До 1, иногда 1—3 | Хлоридно-сульфатные натриевые, гидрокарбонатные натриевые | 25—600 |
| Затрудненного водообмена | „ „ | Pz | Эффузивно-осадочная толща | До 5 | Сульфатные натриевые | 25—1000 |

в средних (хр. Каратау) и ничтожная — в низких горах (Чу-Илийские). Для примера можно указать, что сток одной наиболее многоводной реки хр. Каратау значительно больше стока всех рек, стекающих с Чу-Илийских гор, и соответственно величина питания водоносных горизонтов в полосе предгорий Чу-Илийских гор во много раз меньше, чем в предгорьях Каратау, и еще меньше, чем в предгорьях Заилийского Алатау.

Питание напорных вод атмосферными осадками и поверхностными водами происходит только в местах выхода водовмещающих пород на поверхность, а глубинный сток поступает в водоносный пласт на участках примыкания водовмещающих толщ к трещиноватым породам горного обрамления, а также по глубинным тектоническим зонам.

В гидрохимическом отношении в артезианских бассейнах можно выделить, основываясь на величине минерализации подземных вод различных водоносных горизонтов и изменении их химического состава, гидрохимические зоны. Выделенные зоны хотя и сохраняют общие

закономерности, свойственные артезианским бассейнам Южного Казахстана, но при детальном рассмотрении в них обнаруживаются и различия. Для Восточно-Приаральского и Кызылкумского артезианских бассейнов (см. рис. 23) выделяются следующие зоны. На равнинной территории в пределах развития четвертичных отложений получила распространение зона различной минерализации и состава подземных вод (зона Д). Здесь наряду с водами повышенной минерализации встречаются пресные воды (вблизи поверхностных водотоков, в предгорной полосе и т. п.). Для большей части территории солевой состав грунтовых вод формируется в условиях преобладания процессов континентального засоления над выщелачиванием. К неогеновым и палеогеновым отложениям приурочены в основном соленые воды (зона В), ниже которых вскрываются слабо солоноватые воды верхнемеловых отложений (зона Б, подзона $Б_3$), еще ниже по разрезу они сменяются солеными водами нижнемеловых, юрских и палеозойских пород (зона В). На отдельных участках воды нижнемеловых, юрских и палеозойских отложений занимают промежуточное положение между слабо солоноватыми и солеными водами.

В других артезианских бассейнах, как, например, в Илийском, зона Д сменяется зоной А (напорные воды четвертичных и частично неогеновых отложений), которая в свою очередь сменяется зоной В. Ниже по разрезу опять появляются зоны Б, В и даже А (напорные воды меловых отложений). Интересные данные в этом отношении получены скважиной, пройденной в Восточно-Илийском артезианском бассейне (табл. 43).

Таблица 43

**Вертикальная гидрохимическая зональность в Восточно-Илийском артезианском бассейне**

| Гидрогеологический индекс | Водовмещающие породы | Глубина залегания водоносного горизонта, *м* | В числителе — дебит, *л/сек*, в знаменателе — температура ° С | Формула Курлова |
|---|---|---|---|---|
| $N_2^3$ | Песчаники | 968 и 1054 | $\frac{1,2}{25}$ | $M_{1,0}\ \frac{SO_4\ 41\ HCO_3\ 35\ Cl\ 24}{(Na+K)\ 67\ Ca\ 32}$ |
| $N_2^3$ | » | 1264 | $\frac{2,2}{—}$ | $M_{1,6}\ \frac{SO_4\ 65\ Cl\ 26\ HCO_3\ 9}{(Na+K)\ 86\ Ca\ 7\ Mg\ 7}$ |
| $N_2^3$ | » | 1714 | $\frac{1,2}{68}$ | $M_{6,7}\ \frac{Cl\ 77\ SO_4\ 22}{(Na+K)\ 84\ Ca\ 15}$ |
| $N_2^3$ | » | 1808 | $\frac{0,3}{73}$ | $M_{10,2}\ \frac{Cl\ 68\ SO_4\ 31}{(Na+K)\ 83\ Ca\ 17}$ |
| $N_2^1$ | » | 2013 | $\frac{2,4}{79}$ | $M_{17,9}\ \frac{SO_4\ 58\ Cl\ 40}{(Na+K)\ 91\ Ca\ 8}$ |
| $Pg_3 — N_1$ | » | 2509 | $\frac{—}{96}$ | $M_{3,3}\ \frac{SO_4\ 51\ Cl\ 45}{(Na+K)\ 97}$ |
| $Cr_2$ | » | 2715 | $\frac{46,2}{96}$ | $M_{0,8}\ \frac{Cl\ 48\ HCO_3\ 34\ SO_4\ 18}{(Na+K)\ 94\ Ca\ 6}$ |

Своеобразная вертикальная гидрохимическая зональность в этом бассейне связана со сложными гидрогеологическими условиями, в которых находятся водоносные горизонты и комплексы. Пресные воды четвертичных и верхней части неогеновых отложений формируются здесь

в условиях благоприятного питания и разгрузки, благодаря наличию в районе целого ряда глубоких логов, являющихся естественными дренами. На больших глубинах воды неогена, а также палеогена находятся в худших условиях питания и разгрузки. Кроме того, водовмещающие породы здесь представлены преимущественно глинистыми, местами загипсованными, песками. В этих условиях движение вод в пластах затруднено, а засоленность пород водоносных горизонтов и ограничивающих их водоупорных глин способствует формированию соленых вод.

Ниже по разрезу соленые воды сменяются пресными водами верхнего мела, в котором водовмещающими породами являются песчаники и хорошо промытые пески, не выходящие на дневную поверхность, но имеющие тесную гидравлическую связь с пресными водами четвертичных и неогеновых отложений предгорной полосы Кетменского хребта. С противоположной стороны, в предгорьях Джунгарского Алатау, водоносные отложения верхнего мела связаны с глубинной, по-видимому, сильно обводненной зоной (см. рис. 68).

Таким образом, водоносный комплекс верхнемеловых отложений находится в относительно лучших условиях питания и движения (а следовательно, и водообмена) по сравнению с другими водоносными горизонтами и комплексами. В зоне свободного водообмена в нем формируются пресные воды гидрокарбонатного кальциевого состава, далее при движении к центру впадин — пресные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды. Поступление в горизонт соленых вод из вышерасположенных толщ исключается, ввиду того что он имеет значительно большие напоры. Книзу, в разрезах, минерализация вод юрских и триасовых отложений повышается вследствие худших условий питания и особенно разгрузки. Отложения юры и триаса занимают наиболее пониженные участки замкнутых впадин; разгрузка вод этих отложений возможна в вышележащие водоносные горизонты лишь по зонам тектонических нарушений. Учитывая, однако, что в вышележащем водоносном комплексе верхнемеловых отложений воды пресные, разгрузка не может быть значительной, так как минерализация вод верхнемеловых отложений на таких участках изменяется в небольших пределах.

Рассмотрение вопросов формирования артезианских вод для всего Южного Казахстана из-за недостаточной изученности подземных вод представляется затруднительным. Для понимания этих процессов целесообразно рассмотреть более подробно один какой-либо перспективный водоносный комплекс, наиболее хорошо изученный.

В некоторой степени более изученным в гидрогеологическом отношении является Кызылкумский артезианский бассейн, в котором достаточно известны условия формирования водоносного комплекса верхнемеловых отложений. Этот комплекс в числе других водоносных горизонтов и комплексов, развитых в артезианском бассейне, является частью единой водонапорной системы, в которой интенсивный отбор воды из одних горизонтов повлечет за собой изменение гидродинамических условий в других. Это изменение будет происходить до наступления равновесия в целом по всей системе.

Таким образом, рассмотрение одного какого-либо водоносного горизонта или комплекса невозможно в отрыве от окружающей его гидрогеологической обстановки. На формирование подземных вод водоносного комплекса верхнемеловых отложений, кроме минералогического состава водовмещающих пород и палеогидрогеологических условий, будут оказывать влияние засоленность толщ, залегающих в кровле и подошве водоносного комплекса, а также наличие поровых ра-

створов в них и подпитывание из выше- и нижележащих водоносных горизонтов в зависимости от структурных особенностей, в которых находится водоносный пласт.

Палеогидрогеологические условия водоносного комплекса верхнемеловых отложений можно кратко представить следующим образом. Осадконакопление в верхнем мелу происходило в неглубоком морском теплом бассейне. В отложениях встречено большое количество микрофауны, указывающей на существование пресноводного бассейна в верхнем мелу (маастрихт), но присутствие морских видов (наряду с пресноводными) может свидетельствовать о том, что этот бассейн не был изолированным и временами имел связь с открытым морем, соленость которого не превышала 25—32‰. В палеогене (нижний эоцен) осадконакопление происходило уже в условиях, приближенных к океанской солености (32—39‰), море было по-прежнему мелкое, а вода в нем холодная, хотя в среднем и верхнем эоцене температурный режим изменяется, возникает обширный тепловодный морской бассейн с соленостью 32‰. Климат этого периода характеризуется повышенной температурой и большой влажностью.

Таким образом, следует полагать, что в верхнемеловых отложениях вначале накапливались пресные или слабо солоноватые воды. В последующем при проникновении в Сырдарьинскую и Чу-Сарысуйскую депрессии палеогенового моря происходило вытеснение подземных вод бассейна солеными морскими водами. В олигоцене в связи с новыми поднятиями устанавливается континентальный режим, и с этого момента начинается поступление в водоносный комплекс инфильтрационных вод, вытесняющих соленые.

Работами Б. И. Куделина (1960) установлено, что для полного замещения седиментационных вод необходимо, чтобы круговорот воды в пласте совершался десятки или даже сотни раз. Пользуясь его методикой и принимая за скорость водообмена отношение геологических запасов подземных вод бассейна к годовому их расходу, нами ориентировочно подсчитано, что водообмен в верхнемеловых отложениях бассейна мог происходить более 200 раз. Основываясь на этом, можно предполагать, что седиментационные воды здесь полностью замещены. Так как источником образования вод водоносного комплекса являются инфильтрационные воды атмосферного происхождения, химический состав подземных вод зависит от химического состава атмосферных осадков, изменяющегося в процессе движения вод по различным породам. Установлено, что основная область питания напорных вод Кызылкумского бассейна находится в предгорьях Каратау, где происходит инфильтрация атмосферных осадков, фильтрация поверхностных вод, стекающих с гор, и глубокая инфильтрация через толщу в основном известковых сильно обводненных пород. Химическая характеристика указанных трех основных источников питания напорных вод приведена в табл. 44.

По классификации О. А. Алекина, воды р. Биресек и атмосферных осадков относятся ко II типу кальциевой группы гидрокарбонатного класса, воды палеозойских пород — к I типу той же группы и того же класса. При инфильтрации через светлые сероземы в полосе предгорий бурые и серо-бурые почвы с солонцами, солончаками и такырами равнинных пространств атмосферные осадки интенсивно обогащаются хлоридами и сульфатами натрия. Как указывал М. Е. Альтовский (1958), независимо от типа почвы проинфильтровавшиеся атмосферные осадки продолжают насыщаться в ней разнообразными химическими соединениями. В аридных условиях почвенный покров (буро-

Таблица 44

**Химический состав и минерализация основных источников питания подземных вод артезианских бассейнов**

| Место отбора проб воды | Содержание основных компонентов, *мг/л* | | | | | | Общая минерализация, *мг/л* | Химический состав воды |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Cl | $SO_4''$ | $HCO_3'$ | $Ca^{··}$ | $Mg^{··}$ | $Na^{·}+K^{·}$ | | |
| Атмосферные осадки | | | | | | | | |
| Г. Кентау | 7,1 | 33,6 | 66,1 | 23,6 | 0,7 | 17,5 | 153 | Сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый |
| Поверхностные воды | | | | | | | | |
| Р. Биресек | 5,3 | 23,5 | 183,0 | 44,5 | 13,2 | 9,4 | 217 | Сульфатно-гидрокарбоиатный натриево-магниево-кальциевый |
| Грунтовые воды палеозойских пород | | | | | | | | |
| Родник в предгорье хр. Каратау | 3,0 | 24,0 | 232 | 66,0 | 5,0 | 17,5 | 350 | Гидрокарбонатный кальциевый |

земы, сероземы) способствует накоплению в подземных водах щелочных металлов, в основном натрия, кальций же поглощается грунтом.

Таким образом, атмосферные осадки и поверхностные воды при достижении водоносного комплекса уже приобретают определенную минерализацию (0,4—0,5 *г/л*) и сложный состав (хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциево-натриевый). Дальнейшее преобразование состава воды и повышение ее общей минерализации происходит при движении по водоносному пласту, в котором наряду с другими факторами, наиболее важное значение в формировании химизма вод имеет характер и состав водовмещающей толщи. Последняя в Кызылкумском бассейне обычно представлена разнозернистыми песками и реже песчаниками и известняками. Пески состоят в основном из зерен полевого шпата, кварца и других трудно определимых выветрелых минералов. Полевые шпаты встречаются как выветрелые, так и не затронутые выветриванием. Наличие такого разнообразия зерен полевых шпатов указывает на то, что процессы их разложения не закончились и продолжаются в настоящее время по схеме:

$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + 2CO_2 + 3H_2O = 2Na + 2HCO_3 + H_4Al_2Si_2O_9 + 4SiO_2 \text{ или}$$

$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + 5H_2O = 2NaHSiO_3 + 2H_2SiO_3 + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O.$$

В результате окисления пирита получается сульфат железа и серная кислота:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4.$$

Кислота в дальнейшем вступает во взаимодействие с породой и растворяет ее, выделяя углекислый газ и переводя натрий в раствор, при этом образуется натриевая группа вод. М. М. Тихомирова и Н. В. Тагеева (1958) путем экспериментального геохимического изучения формирования типов подземных вод установили, что при взаимодействии пресных или слабо солоноватых вод с породами происходит адсорбирование ионов магния и кальция, а натрий выделяется в раствор. Это характерно для всех артезианских бассейнов Южного Казахстана.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений залегает среди глин — сверху палеогеновых, а снизу нижнемеловых. Воды соприкасаются с глинами, выщелачивают из их состава натриевые соли хлора и сульфатов. По данным водных вытяжек, содержание хлора достигает 62 *мг-экв*%, а натрия — до 86 *мг-экв*%. Состав водных вытяжек сульфатно-хлоридный натриевый. По классификации О. А. Алекина, водная вытяжка относится ко II типу натриевой группы хлоридного класса.

Кроме выщелачивания легкорастворимых солей, из глин в водоносный горизонт поступает вода (поровый раствор) в результате уплотнения глин и отжимания. В. Д. Ломтадзе (1954) отмечает, что при уплотнении глин в процессе их диагенеза они могут выделять огромное количество воды и «... что процесс выжимания воды из глин непрерывен во времени и может протекать почти до полного ее отделения». На большую роль поровых растворов в формировании подземных вод указывают также А. Е. Бабинец (1960) и П. А. Крюков (1960). Состав этих вод, по-видимому, не будет отличаться от сульфатно-хлоридного натриевого состава, характерного для водных вытяжек.

На химический состав подземных вод водоносного комплекса верхнемеловых отложений оказывают влияние воды других водоносных горизонтов и комплексов. Сверху на водоносный комплекс налегает в основном глинистая толща палеогена, содержащая в различных линзах и прослоях воды спорадического распространения. Однако поступление этих вод в водоносный комплекс маловероятно, поскольку напор их значительно меньше. Под водоносным комплексом верхнемеловых отложений залегают обводненные нижнемеловые или палеозойские отложения. На отдельных участках они разделены друг от друга маломощными прослоями глин, что не исключает возможность взаимосвязи. Кроме того, поступление вод снизу возможно по зонам тектонических нарушений, тем более, что напор нижерасположенных водоносных комплексов несколько выше. Места, где происходит смешение вод, легко могут быть установлены по резкому изменению химического состава и температуры, если это связано с глубинными зонами разломов.

В целом для Кызылкумского и для остальных артезианских бассейнов Южного Казахстана характерно постепенное нарастание минерализации воды от области питания к области разгрузки. Если в предгорьях Каратау минерализация вод меньше 1 *г/л*, то по мере продвижения на северо-запад она увеличивается до 1,5—2,0 *г/л*, а в районе Джусалинского поднятия ее значение достигает 4 *г/л*. Абсолютные значения основных компонентов также увеличиваются, но это увеличение происходит неравномерно. Так, содержание хлора увеличивается более чем в 6 раз (с 200 до 1350 *мг/л*), гидрокарбонатов только в 2 раза. Такое положение приводит к тому, что воды из гидрокарбонатных кальциевых переходят в хлоридно-сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридные, по катионам они всюду натриевые. По классификации О. А. Алекина, воды Кызылкумского артезианского бассейна большей частью относятся к I типу натриевой группы хлоридного класса (в области питания они принадлежат к кальциевой группе гидрокарбонатного класса). Среди них внутри бассейна на отдельных участках встречаются воды II типа, формирование которых связано со смешением вод более глубоких водоносных горизонтов, поступающих по тектоническим зонам разломов с водой данного комплекса. Расчеты по смешению вод показывают, что в результате получается соленая, сильно солоноватая или слабо солоноватая вода, в зависимости от соотношения смешиваемых вод, но они большей частью относятся также ко II типу, а это указывает на смешение вод разных составов и типов.

Таким же путем формируются минеральные воды с минерализацией до 4 *г/л* гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава. Температура их обычно выше фоновой на 10—15° С, что связано с влиянием термальных вод глубоких горизонтов, поступающих в водоносный комплекс верхнемеловых отложений.

Аналогичным образом формируются Аяккалканские минеральные воды (см. рис. 24). Здесь, как и в Кызылкумах, воды являются минеральными только вблизи тектонических зон, а в незначительном отдалении в ту или иную сторону от них состав вод и минерализация сравнительно быстро меняются вследствие большого разбавления водами комплекса. Водоносные пласты (или их серия) имеют общее падение от гор к центру впадины, при этом они обычно собраны в мелкие складки «гофрировки», особенно на участках, где развиты локальные структуры валов, поднятий и опусканий (см. рис. 22). В таких структурах отмечается закономерное увеличение минерализации вод в опущенных частях складок и уменьшение — в повышенных частях. В местах поднятий, где водоносный комплекс приближается к дневной поверхности, происходит частичная разгрузка подземных вод. Здесь очень часто распространены солончаки, либо сухие озера (Тогузкудук) или же на поверхность выходят родники (Сарыбулак). Такие участки являются поисковыми признаками на неглубоко залегающие напорные воды.

В связи со сложными структурными особенностями артезианских бассейнов, а также изменчивостью гранулометрического состава водовмещающих пород по площади движение подземных вод в них происходит с неодинаковой скоростью. Это приводит к тому, что в артезианских бассейнах имеются участки со сравнительно большими скоростями движения подземных вод и, следовательно, с менее минерализованными водами. Основной поток идет по наиболее пониженным участкам бассейна, как бы «воротам», оттесняя потоки, поступающие с местных областей питания. Этот поток можно сравнить с фарватером реки.

Температурный режим напорных вод артезианских бассейнов находится в прямой зависимости от глубины залегания водоносного горизонта или комплекса, а также от удаленности от областей питания. Напорные воды у областей питания, вскрытые скважинами на глубинах около 1000 *м*, имеют температуру 30° С, на этих же глубинах в центральных частях бассейнов температура их около 50° С. Геотермический градиент в областях питания составляет 2,0—2,5° С, а в отдалении от них он возрастает до 4,0—4,5° С и более.

Скважинами, пройденными до глубины 3000 *м*, вскрываются воды с температурой до 96° С. На больших глубинах и в удаленных частях от областей питания они могут достигать величин, значительно превышающих 100° С.

*Часть пятая*

# ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

*Глава двадцать шестая*

# ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНОВ

Инженерно-геологическая характеристика территории Южного Казахстана приводится с учетом ее районирования, при котором выделяются регионы по структурно-тектоническим признакам, области — по геоморфологическим условиям и районы — по преобладающему развитию геолого-генетических комплексов пород.

Южный Казахстан расположен на стыке различных геолого-тектонических структур крупного регионального плана — платформенной и горноскладчатой областей. Северо-западную часть территории составляет Туранская плита — эпигерцинская платформа с дислоцированным фундаментом и относительно мощным мезо-кайнозойским чехлом, а южные, центральные и восточные части территории представлены горными сооружениями, в структурном отношении представляющими собой сложные горст-антиклинории.

С учетом геолого-тектонического строения территория Южного Казахстана может быть разделена на 11 регионов (прилож. 7): I — Тургайский прогиб, II — Северо-Кызылкумская синеклиза, III — Чуйская впадина, IV — Каратауский антиклинорий, V — Таласский и Угамский антиклинории, VI — Кетменский и Заилийский антиклинории, VII — Чу-Илийский антиклинорий, VIII — Илийская впадина, IX — Джунгарский антиклинорий, X — Алакуль-Балхашская впадина, XI — Северо-Балхашский синклинорий.

Перечисленные регионы являются наиболее крупными элементами районирования и служат естественноисторической основой инженерно-геологического анализа рассматриваемой территории. При описании указывается своеобразие как региональных, так и зональных ее особенностей. Они отражают типы формаций, принадлежность их к соответствующему структурному этажу, участие в том или ином тектоническом этапе складчатости, мощности отложений и главнейшие особенности гидрогеологических условий.

Следующей таксономической единицей являются области, выделяемые внутри регионов применительно к крупным геоморфологическим единицам. Инженерно-геологические области в той или иной мере детализируют характеристику инженерно-геологических условий, отражая основные особенности рельефа и его генезиса. В связи с этим на территории Южного Казахстана выделяются области: озерно-аллювиальных равнин, озерно-аллювиальных равнин с эоловой обработкой, аллювиальных террасированных равнин, аллювиально-пролювиальных предгорных наклонных равнин, аридно-денудационных пластовых равнин, аридно-денудационных равнин, мелкосопочника с аридно-денудационной обработкой, эрозионно-денудационного низкогорья, эрозионно-денудационного среднегорья, эрозионно-денудационного высокогорья с ледниковой и нивальной обработкой.

Районы, выделяемые внутри областей, показаны на карте (см. прилож. 7) и соответствуют площадям распространения геолого-гене-

тических комплексов горных пород. При характеристике районов учитывались литолого-петрографические особенности свойств пород, химический состав подземных вод, связь форм рельефа с геолого-генетическими комплексами, условия залегания и мощности отложений, современные физико-геологические процессы и явления, что в значительной мере предопределяет оценку строительно-экономической сложности при освоении тех или иных территорий.

## ТУРГАЙСКИЙ ПРОГИБ

В тектоническом отношении площадь описываемого региона приурочена к платформе, окончательно сформировавшейся в течение триаса. С севера регион открыт в сторону Западно-Сибирской низменности, с запада прикрывается Мугоджарскими горами, на востоке примыкает к Центрально-Казахстанскому мелкосопочнику и на юге ограничивается Аральским морем.

По структурным особенностям территория делится на две зоны: западная характеризуется чередованием антиклинальных и синклинальных структур, восточная отличается развитием пологих структур типа брахиантиклиналей и брахисинклиналей.

В геологическом строении региона принимают участие пустынная и внеледниковая формации поверхностных отложений четвертичного возраста, верхнетерригенная формация неогена, палеогена и верхнего мела. Четвертичные отложения, входящие в пустынную и внеледниковую формации, покрывают всю площадь региона. В большей своей части они представлены аллювиальными комплексами песков. Последние распространены в виде вытянутых полос и зонально приурочены к участкам распространения древних речных долин. В результате эоловой переработки здесь позднее возникли песчаные массивы современных Приаральских Каракумов. На остальной площади, вне контуров распространения эоловых и аллювиальных песков, развит маломощный (до 3 *м*) покровный комплекс элювиально-делювиальных суглинков. Вдоль побережья Аральского моря распространены морские четвертичные отложения. Под покровом четвертичных отложений на всей площади региона залегает комплекс зеленовато-серых тонкослоистых морских глин эоцен-олигоценового возраста верхнетерригенной формации, которые почти повсеместно подстилаются верхнемеловыми отложениями также верхнетерригенной формации.

В районе г. Аральска скважиной на глубине свыше 600 *м* были вскрыты отложения нижнего мела, юры и триаса, относящиеся по составу и генезису к нижней терригенной формации.

В геоморфологическом отношении территория региона представлена аридно-денудационной пластовой и аллювиальной равнинами с эоловой обработкой, что соответствует двум областям. Область аллювиальной равнины с эоловой обработкой расположена к северу и северо-востоку от Аральского моря и носит название Приаральских Каракумов. Пески образуют у побережья моря невысокие пологие холмы, сменяющиеся широкими (до 300—500 *м*) понижениями. Высота песчаных холмов не превышает 2—3 *м*. По мере удаления от моря глубина вертикального расчленения рельефа возрастает. Относительные превышения песчаных холмов достигают уже 10—15 *м*. Отдельные гряды вытянуты в направлении с севера на юг. Гряды сменяются межгрядовыми понижениями. Иногда поверхность песчаных гряд осложнена буграми и воронками выдувания. Вершины гряд подвержены процессам развевания.

Территория области изобилует множеством соровых и озерных впадин и участков, занятых солончаками и такырами. Наиболее крупными озерами являются Жаксыклыч, Домалакколь и др. Речная сеть на территории отсутствует.

Комплекс песчаных четвертичных пород аллювиального и эолового генезиса пустынной формации относится к инженерно-геологической группе рыхлых песчаных пород. Этот комплекс слагает бугристо-грядовые и барханные пески Приаральских Каракумов, а также участки, свободные от эоловых песков.

Грунтовые воды приурочены к аллювиальным отложениям, которые в свою очередь обводняют залегающие выше эоловые пески. Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 0,5 до 8 *м*. Минерализация их варьирует от 0,5 до 36 *г/л*, преобладает хлоридно-сульфатный натриевый состав. Содержание иона $SO_4''$ 0,6—7,1 *г/л*, что обусловливает сульфатную агрессивность грунтовых вод по отношению к бетону.

По данным инженерно-геологических исследований, проводившихся в районе г. Аральска, гранулометрический состав аллювиальных песков характеризуется следующим содержанием фракций: 0,25—0,05 *мм* — от 51,7 до 93,2%, 0,5—0,25 *мм* — от 0,33 до 43,6% (преобладает 4—15%). Удельный вес 2,6—2,7, объемный 1,7—1,73 *г/см*$^3$, пористость от 37 до 40%. Глубина сезонного промерзания пород песчаного комплекса изменяется от 175 *см* на юге территории до 225 *см* в ее северной части. Из современных физико-геологических явлений для территории распространения пород данного комплекса характерна эоловая переработка бугристо-грядовых и барханных песков.

При общей инженерно-геологической оценке рассматриваемой площади необходимо отметить такие отрицательные факторы, как близкое залегание грунтовых вод, нередко обладающих сульфатной агрессивностью по отношению к бетону, широкое распространение подвижных барханных песков и резко выраженную аридность климата. Следует также отметить, что инженерно-геологическая изученность пород данного комплекса крайне недостаточна, поэтому при проектировании ответственных объектов строительства здесь необходима в каждом отдельном случае постановка детальных инженерно-геологических исследований.

Область аридно-денудационной пластовой равнины занимает площадь, расположенную к северо-востоку от Аральского моря. Абсолютные отметки поверхности ее снижаются к побережью Аральского моря от 300 до 60—70 *м*. Равнина имеет слабоволнистую поверхность, осложненную солончаками, такырами, блюдцеобразными бессточными соровыми и озерными понижениями. Такие черты рельефа явились результатом интенсивной деятельности водных потоков в начале четвертичного времени на территории Тургайской впадины.

В геологическом строении области преобладающим развитием пользуется комплекс загипсованных глинистых пород олигоценового возраста верхнетерригенной формации, относящихся к инженерно-геологической группе пластичных пород.

Грунтовые воды, приуроченные к отложениям комплекса, заключены в прослоях и линзах тонко- и среднезернистых песков, залегающих среди глин на глубинах до 25 *м*. Дебиты скважин составляют 0,01—0,3 *л/сек*, общая минерализация воды колеблется от 0,5—3 до 20—60 *г/л*. Преобладают воды сульфатно-натриевого или хлоридно-сульфатного натриевого состава. Содержание иона $SO_4''$ в воде находится в пределах 15—17 *г/л*, что обусловливает наличие сульфатной агрессивности по отношению к бетону.

Выходы олигоценовых глин занимают значительную площадь, в пределах которой проявляются сорово-дефляционные процессы. Гранулометрический состав пород, по данным анализов, представлен пылеватыми частицами — 55—65%, песчаными — 13—20%, реже присутствуют гравелистые частицы — до 2%. Влажность на глубине в ряде случаев превосходит нижний предел пластичности, что отрицательно влияет на несущие свойства грунта. Средние показатели удельного веса глин составляют 2,70—2,75, а объемного веса скелета грунта 1,5—1,7 *г/см*$^3$. Сравнительно большой объемный вес свидетельствует о значительной плотности глин. Пористость колеблется от 30 до 40%. Число, или интервал, пластичности обычно близко к 18—20%.

Из современных физико-геологических процессов для данной территории характерны плоскостная денудация и некоторые частные формы проявления линейной эрозии.

В целом условия инженерно-строительного освоения в пределах площади аридно-денудационной пластовой равнины относительно благоприятны. При инженерно-геологических изысканиях под конкретные строительные объекты необходимо более детальное изучение перечисленных выше осложняющих факторов.

## СЕВЕРО-КЫЗЫЛКУМСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Выделяемый регион ограничен с севера Тургайским столово-останцовым плато, на северо-востоке — горами Каратау, на юго-востоке — Угамским хребтом и на юго-западе — Центрально-Кызылкумскими поднятиями. На западе его равнинная территория открыта в сторону Аральского моря.

В геологическом строении региона принимают участие верхнетерригенная и нижнетерригенная мезозойская формации (коренных пород), а также формации предгорных, межгорных впадин и пустынь (поверхностных отложений), представленные различными по генезису рыхлыми породами.

Четвертичные отложения в пределах описываемого региона распространены повсеместно. Это в основном аллювиальные отложения, перекрытые на большей части территории эоловыми накоплениями (формация пустынь). По окраинам Северо-Кызылкумской синеклизы развиты морские и аллювиально-пролювиальные отложения, входящие в формацию предгорных равнин и межгорных впадин.

Неогеновые и палеогеновые отложения, отнесенные к верхнетерригенной формации, распространены почти повсеместно, но выходы их на дневную поверхность наблюдаются только в пустыне Кызылкум в виде вытянутых полос, а также в северной и восточной частях региона. Неогеновые и палеогеновые глины залегают на разных глубинах под покровом четвертичных отложений. Мощность всей толщи составляет 50—200 *м*.

Из мезозойских образований на территории выделены только меловые. Распространены они на востоке — в предгорной части хр. Каратау и на юге. Относятся они к нижнетерригенной формации.

На территории Северо-Кызылкумского региона выделяются две геоморфологические области — аллювиальная равнина с эоловой обработкой и аллювиальная терразированная равнина. Первая занимает значительные площади в восточной части региона, где наблюдается непосредственное налегание перевеянных песков на аллювиальные отложения. Пески образуют у побережья моря невысокие пологие бугры, чередующиеся с широкими (до 300—500 *м*) понижениями. Высота бугров обычно не превышает 2 *м*. Склоны их пологи и покрыты

растительностью. По мере удаления от Аральского моря величина вертикального расчленения рельефа возрастает. Относительные превышения песчаных холмов достигают 10—15 *м*. Отдельные гряды вытянуты с севера на юг и сменяются межгрядовыми понижениями. Вершины гряд подвержены процессу развевания песка.

В пределах области выделяется один район, территориально охватывающий площадь распространения эоловых песков. Песчаный комплекс относится к пустынной формации, к инженерно-геологической группе рыхлых пород. Основные параметры состава и физико-технических свойств песков характеризуются следующими показателями. Гранулометрический состав (по осредненным данным): 0,5 *мм* 25%; 0,2—0,05 *мм* 74%; 0,05—0,01 *мм* 0,2%; 0,01—0,005 *мм* 0,8%. Коэффициент фильтрации изменяется от 0,3 до 4,6 *м/сутки*, угол естественного откоса не превышает 30—32°.

Грунтовые воды, по данным бурения, вскрываются на глубинах от 2 до 20 *м*. Пройденная мощность водоносных горизонтов составляет около 25 *м*.

Для песчаного комплекса данной области характерен бугристо-грядовый, а местами барханный рельеф. Наблюдается интенсивная дефляция песков, что представляет собой отрицательный фактор при инженерно-строительном освоении территории.

Аллювиальная террасированная равнина занимает широкие площади междуречий в бассейне р. Сырдарьи и ее притоков. Морфологически эта территория представляет собой пологую, наклонную равнину с общим ясно выраженным уклоном в сторону Аральского моря. Абсолютные отметки поверхности составляют 60—70 *м*, повышаясь в районе г. Кзыл-Орды до 130—132 *м* и более на юге региона. Общее однообразие рельефа изредка нарушается отдельными останцовыми возвышенностями. Равнина изрезана многочисленными сухими руслами временных водотоков. Наиболее четко выражены сухие русла Жанадарьи и Кувандарьи. Местами на равнине выделяются участки бугристо-грядовых песков, нередко занимающие значительные площади.

В пределах области выделяются районы, территориально отвечающие площадям распространения ряда геолого-генетических комплексов. Песчано-гравийно-галечниковый комплекс относится к формации предгорных равнин и межгорных впадин, к инженерно-геологической группе песчаных пород. Представлен он современными аллювиальными образованиями, слагающими поймы и первые надпойменные террасы реки Сырдарьи. Отложения аллювия состоят из песков, гравия, суглинков и галечника. Механический состав пород комплекса характеризуется следующими данными: 0,5—0,2 *мм* — до 3,6%; 0,0—0,05 *мм* — до 93,6%; 0,05—0,01 *мм* — до 0,6%; 0,01—0,005 *мм* — до 2,2%.

Коэффициент фильтрации для мелкозернистых песков определяется величинами порядка 5—6 *м/сутки*. Прочностные свойства мелкозернистых песков с прослоями супесей и суглинков характеризуются относительно слабой сопротивляемостью внешним нагрузкам.

Грунтовые воды на площади развития комплекса залегают на глубине от 0,5 до 5 *м*, реже более, а мощность водовмещающих пород составляет 3—10 *м*. Минерализация воды различная, сухой остаток 1—20 *г/л*. Состав воды гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

Инженерно-геологические условия площади распространения рассматриваемого комплекса неблагоприятные вследствие периодической затопляемости площади.

Супесчано-суглинисто-песчаный комплекс относится к формации предгорных равнин и межгорных впадин, к инженерно-геологической группе песчаных пород, перемежающихся с глинистыми. Комплекс представлен современными четвертичными морскими отложениями — супесями, суглинками, песками, распространенными по восточному побережью Аральского моря. Механический состав песков характеризуется тонко- и мелкозернистыми фракциями (83—89%), среднезернистыми (1—4%), пылеватыми (1—7%). Угол естественного откоса составляет 32—34°, под водой 26—29°. Коэффициент фильтрации с ненарушенной структурой 0,3—0,4 *м/сутки*.

Водоносными являются мелкозернистые пески, иногда супеси и суглинки. Глубина уровня грунтовых вод находится в пределах 1—12 *м*. Мощность водовмещающих пород составляет 0,5—10 *м*. Воды соленые и горько-соленые с минерализацией до 50 *г/л*, реже пресные (до 1 *г/л*) сульфатно-хлоридного натриевого состава.

Суглинисто-песчано-гравийно-глинистый комплекс, входящий в формацию предгорных равнин и межгорных впадин, относится к инженерно-геологической группе песчаных пород, перемежающихся с глинистыми, представлен средне- и верхнечетвертичными аллювиальными отложениями — суглинками, глинами, песками, реже гравием. Этими отложениями сложены вторая и третья террасы р. Сырдарьи, где глубина залегания грунтовых вод находится в пределах от 2 до 40—90 *м*. Грунтовые воды имеют минерализацию от 0,5—3 до 10—50 *г/л*. По химическому составу пресные подземные воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые, соленые — сульфатно-хлоридные натриевые.

Породы характеризуются слабой водоотдачей, что связано с наличием прослоев глин и суглинков. Суглинки обладают просадочными свойствами.

Из современных физико-геологических процессов необходимо отметить береговую абразию р. Сырдарьи, широкое развитие просадочных явлений и местами активно протекающее овражкообразование, что является осложняющими факторами инженерно-строительного освоения территории.

Гравийно-песчано-суглинистый комплекс входит в формацию предгорных равнин и межгорных впадин, в инженерно-геологическую группу рыхлых пород. Комплекс представлен средне-верхнечетвертичными аллювиально-пролювиальными отложениями — суглинками, преимущественно лёссовидными, песками, глинами, реже гравием. Ими сложены террасы р. Арысь и ряда других более мелких водотоков.

Основные параметры состава и физико-механических свойств суглинков характеризуются следующими показателями. Гранулометрический состав (по осредненным данным): 0,05—0,01 *мм* — 54%; 0,01—0,005 *мм* — 36,2%; 0,005 *мм* — 12,5%. Содержание песчаных фракций диаметром 0,25—0,5 *мм* измеряется долями процента. Объемный вес варьирует в пределах 1,4—1,71 *г/см*$^3$, удельный вес 2,67—2,72, пористость 38—48%. Водорастворимых солей по плотному остатку содержится от 0,1 до 1,9—3,5 *г* в 100 *г* грунта. Коэффициенты фильтрации колеблются в пределах 0,001—0,043 *м/сутки* для супесей и 1,9—2,9 *м/сутки* для разнозернистых глинистых песков.

Лёссовидные суглинки обладают значительной просадочностью; абсолютные значения наблюдаемых деформаций грунта от 126 до 200 *см* *. Породы комплекса характеризуются слабой водоотдачей из-

* Данные заимствованы из материалов исследований по трассе канала Арысь — Туркестан.

за наличия прослоев глин, суглинков и мелкозернистых пылеватых песков.

Грунтовые воды залегают на глубинах от 2—4 до 6 *м*. Минерализация воды составляет 1—5 *г/л*. Состав вод хлоридно-сульфатный натриевый.

Следует отметить, что на территории орошаемых земель интенсивно протекают процессы засоления почв.

Все перечисленные факторы в значительной мере являются осложняющими при инженерно-строительном освоении территории.

Песчано-гравийно-глинистый комплекс относится к верхней терригенной формации и входит в инженерно-геологическую группу песчаных и глинистых пород. Возраст пород датируется неогеном. Эти отложения отмечаются в Кызылкумах. Представлены они континентальными глинами, песками, гравием и галечником. Мощность толщи варьирует от 50 до 200 *м*. Детальные сведения о породах комплекса отсутствуют.

Глубина залегания подземных вод от 2,5 до 37 *м*. Воды пресные и слабо солоноватые (до 3 *г/л*), сульфатно-гидрокарбонатного натриевого состава. Горизонт слабо водообильный, удельные дебиты характеризуются величинами 0,1—0,2 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации пород не превышают 5—6 *м/сутки*.

Комплекс глинистых образований палеогенового возраста входит в состав верхней терригенной формации и относится к группе пластичных горных пород, представленных тонкослоистыми зеленовато-серыми глинами, среди которых встречаются пропластки и линзы песков и песчаников. Глины в разрезе слагают почти всю толщу общей мощностью до 100—150 *м*.

Гранулометрический состав пород характеризуется содержанием пылеватых фракций до 75—85%, песчаных — до 13—20%; иногда отмечаются гравелистые частицы — до 20%. Влажность глин составляет в среднем 13—15%. Медианные значения удельного веса равны 2,67—2,7 *г/см*$^3$, а объемного веса скелета грунта 1,5—1,7 *г/см*$^3$.

Водоносный горизонт приурочен к песчаным прослоям и линзам песков, залегающих среди глин. Глубина залегания уровня подземных вод колеблется в пределах от 4 до 40 *м*. Минерализация вод пестрая — встречаются как пресные, так и соленые. Воды характеризуются повышенным содержанием сульфатов (более 250 *мг/л*).

Прочностные свойства глин удовлетворяют требованиям массового строительства.

Песчано-глинистый комплекс относится к нижней терригенной формации мелового возраста, входит в инженерно-геологическую группу песчаных и глинистых пород. Комплекс представлен мелко- и среднезернистыми светло-серыми кварцевыми песками, переслаивающимися с глинами. Местами в разрезе встречаются мергели, песчаники и известняки. Мощность толщи колеблется от 80 до 200 *м*. Глины в разрезе преобладают.

Гранулометрический состав глин характеризуется следующими показателями по фракциям (в %): 1,0—0,5 *мм* — 0,7; 0,5—0,25 *мм* — 0,3; 0,25—0,05 *мм* — 5,0; 0,05—0,01 *мм* — 17,0; 0,01—0,005 *мм* — 19,0; 0,005—0,002 *мм* — 23; $<$0,002 *мм* — 35.

Состав песков по фракциям следующий (в %): 10 *мм* — 4,7; 10—7 *мм* — 2,8; 7—5 *мм* — 4,1; 5—2,5 *мм* — 8,7; 2,5—1,0 *мм* — 14, 1,0—0,5 *мм* — 28,5; 0,5—0,25 *мм* — 18,5; 0,25—0,05 *мм* — 15,8; 0,05—0,01 *мм* — 0,2; 0,01—0,05 *мм* — 1,5.

Прочностные свойства пород удовлетворительны. Грунтовые воды залегают на глубинах от 0 до 25 *м* в мелкозернистых и среднезернистых

песках. Мощность обводненной толщи достигает 1—50 *м*. Дебиты скважин и расходы родников колеблются от 0,2 до 10 *л/сек*, реже более. Минерализация воды определяется в 0,4—3,0 *г/л*. Повышенное содержание иона $SO_4''$ (до 600 *мг/л*) характеризует сульфатную агрессивность вод по отношению к цементам. Наиболее неблагоприятными физико-геологическими факторами инженерно-строительного освоения территории являются процессы континентального засоления.

## ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА

В пределах данного региона, отвечающего Чу-Сарысуйской системе артезианских бассейнов, выделяется ряд относительно приподнятых и опущенных каледонских блоков, ограниченных глубинными разломами, определяющими ее общий тектонический план.

Геологический разрез региона представлен четвертичными, неогеновыми, палеогеновыми и меловыми отложениями. Четвертичные отложения относятся к пустынной формации и формации предгорных равнин и межгорных впадин, неогеновые и палеогеновые — к терригенной формации и меловые отложения — к нижнетерригенной.

Регион объединяет четыре геоморфологические области: аридно-денудационную равнину, аллювиальную равнину с эоловой обработкой аллювиальную террасированную равнину и аллювиально-пролювиальную предгорную наклонную равнину.

Аридно-денудационная равнина значительно приподнята в рельефе и имеет характер слаборасчлененного плато, круто обрывающегося чинками. Поверхность плато местами эродирована. Сохранившиеся останцы характеризуются плоскими вершинами и крутыми склонами. Основная часть территории плато расположена к западу и востоку от низовий р. Сарысу.

Аллювиальная равнина с эоловой обработкой занимает площадь междуречья Чу и Талас. В ее строении участвуют вторая и третья надпойменные террасы, поверхность которых сложена эоловыми песками Муюнкум с бугристо-грядовым и ячеистым рельефом. Ближе к горам эоловые формы рельефа постепенно исчезают, сменяясь глинисто-лёссовой равниной, окаймляющей Киргизский хребет.

Аллювиальная террасированная равнина располагается вдоль рек Чу и Сарысу, в строении долин которых принимают участие пойма и первая надпойменная террасы. Первая надпойменная терраса имеет значительно большее площадное распространение по сравнению с поймой и сложена мелкозернистыми песками, супесями и суглинками. В низовьях аллювиальная террасированная равнина указанных рек представляет собой обширную внутриконтинентальную дельту.

Аллювиально-пролювиальная предгорная наклонная равнина занимает северо-восточные предгорья Каратау и западные склоны Киргизского хребта. Равнина сложена аллювиально-пролювиальными и гравийно-галечниковыми и суглинистыми отложениями. Ниже приводится краткая инженерно-геологическая характеристика территории применительно к выделенным областям.

Аридно-денудационная равнина расположена к востоку и западу от низовий р. Сарысу. Равнина приподнята и носит характер плато. Сложена она палеогеновыми осадками — внизу морскими, а в верхней части разреза континентальными. Разрез заканчивается песчано-галечниковой толщей неогена.

В пределах области выделяется два района, которые отвечают геолого-генетическим комплексам, относящимся к верхней терригенной формации: глинистому и песчано-галечниково-глинистому.

Песчано-галечниково-глинистый комплекс входит в состав инженерно-геологической группы песчано-галечниковых и глинистых пород. Породы комплекса выходят на дневную поверхность в виде небольших площадей, сложенных мелко- и среднезернистыми песками, галечниками с прослоями и линзами глин неогенового возраста. Мощность отложений невыдержанная и колеблется от 14—35 до 60 *м*.

Подземные воды приурочены к гравийно-галечниковым отложениям, разнозернистым пескам, реже песчаникам, залегающим среди глин. Дебиты водопунктов колеблются от сотых долей литра в секунду до 1 *л/сек*, многие из них в летнее время пересыхают. Минерализация подземных вод пестрая (от 1,2 до 19 *г/л*), обычно сульфатного натриево-кальциевого состава.

Данные о гранулометрическом составе песчано-галечниковых отложений отсутствуют, глины же характеризуются следующими показателями: влажность 4,9—14,5%, объемный вес во влажном состоянии 1,6—1,8 *г/см*$^3$, в сухом 1,53—1,64 *г/см*$^3$; удельный вес 2,6—2,7; пористость 39,5—42,5%. В целом инженерно-геологические условия на площади развития пород данного комплекса для целей строительства представляются удовлетворительными.

Глинистый геолого-генетический комплекс входит в состав инженерно-геологической группы пластичных пород. Он представлен морскими зеленовато-серыми и кирпично-красными континентальными глинами палеогена, залегающими под покровом песчано-гравийно-галечниковых накоплений неогена.

Подземные воды приурочены обычно к песчаным пропласткам и линзам в толще. Глубина залегания их варьирует в пределах от 1,0 до 40 *м*. Удельные дебиты скважин и колодцев не превышают 0,02—0,2 *л/сек*. Минерализация подземных вод пёстрая — чаще встречаются воды с сухим остатком до 3 *г/л* и более, хлоридно-сульфатного натриевого и сульфатно-хлоридного натриевого состава. Большое содержание сульфатов обусловливает агрессивные свойства воды по отношению к бетону.

По гранулометрическому составу глины представлены содержанием пылеватых частиц более 80%, песчаных — около 15%. Влажность глин варьирует от 4,9 до 14,5%. Объемный вес во влажном состоянии 1,6—1,8, в сухом 1,53—1,64 *г/см*$^3$. Удельный вес 2,6—2,7. Прочностные свойства пород характеризуют их как среднесжимаемые. На поверхности глинистый комплекс подвержен процессам выветривания, в результате чего происходит образование «пухляков». Такие участки труднопроходимы не только для транспорта, но и для пешеходов. Описываемый комплекс в инженерно-геологическом отношении на территории области изучен очень слабо, в связи с чем при проектировании любого строительства необходимы детальные инженерно-геологические исследования.

Аллювиальная равнина с эоловой обработкой расположена в междуречьи Чу и Таласа, частично охватывая песчаные массивы Арыскум и Каракоин. В пределах ее может быть выделен один геолого-генетический комплекс песчаных пород, входящий в состав пустынной формации и относящийся к инженерно-геологической группе несвязных пород. Комплекс распространен на обширной площади песчаных массивов Муюнкум, Арыскум, Каракоин. Пески в большинстве случаев малоподвижны.

Грунтовые воды, приуроченные к породам комплекса, залегают на глубине от 1—3 до 40 *м* и более. Обводнены, как правило, мелко- и среднезернистые пески аллювия, а также залегающие на них эоловые пески. Водоупором служат подстилающие глины неогена и палеогена.

Удельные дебиты скважин составляют 0,1—0,5 *л/сек.* Минерализация грунтовых вод 1—3 *г/л.* Преобладают воды сульфатного состава, обусловливающие сульфатную агрессивность к обычным цементам.

Гранулометрический состав эоловых песков представлен фракциями (в %): 1—0,5 *мм* — 1,9; 0,5—0,25 *мм* — 5,5; 0,25—0,05 *мм* — 5,5; 0,05—0,01 *мм* — 51,9; 0,01—0,002 *мм* — 26,2; 0,002 *мм*—9. Коэффициент фильтрации пылеватых песков составляет 1,6—3,2 *м/сутки.* Наиболее активно протекающим физико-геологическим процессом является дефляция песчаных массивов, что в значительной мере осложняет условия инженерно-строительного освоения территории.

Аллювиальная террасированная равнина занимает долины рек Чу, Сарысу и Таласа. Здесь выделяется один район, отвечающий площади распространения супесчано-суглинисто-песчаного аллювиального комплекса, формации предгорных равнин и межгорных впадин, входящего в инженерно-геологическую группу песчаных и глинистых. Комплекс представлен кварцевыми песками мелко- и среднезернистого состава, иногда с гравием, переслаивающимися с суглинками и супесями.

Подземные воды комплекса вскрываются на глубине от 1 до 10—20 *м.* Удельные дебиты скважин составляют 0,1—0,5 *л/сек.* Минерализация воды изменяется от 0,3 до 60 *г/л,* редко более, состав сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый (для пресных вод) и сульфатно-хлоридный натриевый (для соленых вод). Повышенное содержание иона $SO_4''$ (до 400—700 *мг/л*) обусловливает сульфатную агрессивность вод к цементам.

По данным гранулометрических анализов, содержание отдельных фракций следующее (в %): 0,5—0,05 *мм* 40—90; 0,05—0,1 *мм* — 6—30; 0,005—0,002 *мм* 18—20. Коэффициент фильтрации песков составляет 3,5 *м/сутки.* Для супесей и суглинков он уменьшается до 0,8—1,0 *м/сутки.*

При инженерно-геологической оценке территории необходимо учитывать близкое залегание уровня грунтовых вод и особенности состава пород комплекса, приобретающих при динамическом воздействии свойства плывунов.

Аллювиально-пролювиальная предгорная наклонная равнина расположена вдоль северо-восточных склонов гор Каратау и западных предгорий Киргизского хребта. Здесь выделяется один район, отвечающий площади распространения гравийно-галечно-суглинистого комплекса. Гравийно-галечно-суглинистый комплекс относится к формации предгорных равнин и межгорных впадин и входит в инженерно-геологическую группу связных пород с включением обломочных. Комплекс представлен переслаивающимися между собой суглинками, песками, гравием и галечником средне-верхнечетвертичного и современного возраста.

Суглинистые разности преобладают в верхней части разреза и нередко обнаруживают просадочные свойства. Гранулометрический состав их представлен следующими фракциями (%): 30—55 — глинистых частиц; 15—40 — пылеватых; 15—40 — песчаных. Физические параметры: средний удельный вес 2,7, объемный 1,6—1,75 *г/см*$^3$, пористость 45—47%. По просадочным свойствам породы относятся ко II и III категориям.

Подземные воды, приуроченные к отложениям комплекса, залегают на глубинах до 80—100 *м* и более в верхних частях предгорных шлейфов и конусов выноса и от 0 до 5 *м* по их периферии. В зоне, прилегающей к наклонной равнине, подземные воды обычно выклиниваются на поверхность в виде родников. Водообильность отложений сравнительно пестрая. Дебиты водопунктов изменяются от 0,1—1,0 до

30 *л/сек*. Минерализация вод составляет 0,2—3,0 *г/л*. Состав их колеблется от сульфатно-гидрокарбонатных кальциевых до гидрокарбонатно-сульфатных кальциево-натриевых.

Характерными физико-геологическими процессами являются эрозия водораздельных склонов и просадки в лёссовых породах. Последнее представляет собой наиболее неблагоприятный осложняющий фактор инженерно-строительного освоения территории.

## КАРАТАУСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

В пределы данного региона входит хр. Каратау, представляющий собой одну из крайних ветвей Северного Тянь-Шаня и вытянутый в северо-западном направлении. Горы Каратау понижаются с юга на северо-запад, постепенно переходя в мелкосопочник.

В геологическом строении региона участвуют кристаллические породы допалеозоя и палеозоя, а также рыхлообломочные породы мезокайнозоя. Кристаллические породы интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и почти всюду носят следы активного воздействия тектонических факторов. Рыхлые породы, состоящие преимущественно из супесчано-глинистых отложений, приурочены только к отдельным логам, саям и другим отрицательным формам рельефа.

Применительно к принятой схеме районирования на территории Каратауского региона выделяется одна инженерно-геологическая область эрозионно-денудационного низкогорья. Низкогорье представляет основной тип рельефа хр. Каратау. Выровненные поверхности водоразделов обычно изрезаны сетью небольших логов и поперечных долин. Сравнительно плавные очертания хребтов и весь низкогорный облик обусловлены малым участием в расчленении сбросов, обычно создающих резкие амплитуды высот. Относительные превышения в пределах хребта достигают 700—800 *м*.

Наиболее характерными для области физико-геологическими процессами являются проявления карста в виде воронок, пещер и карров. Регион относится к области повышенной сейсмичности (до 7 баллов).

Область включает ряд районов, соответствующих территориальному распространению геолого-генетических комплексов пород, описание которых приводится ниже.

Конгломерато-песчаниковый комплекс среднего палеозоя, охватывающего только отложения среднего и верхнего девона, относится к верхнетерригенной формации и входит в состав инженерно-геологической группы скальных пород. Комплекс представлен песчаниками, конгломератами с галькой и валунами древних пород на песчано-железистом цементе, аркозовыми песчаниками, маломощными прослоями алевролитов, аргиллитов и мергелей. Мощность отложений комплекса 500 *м* и более. Породы комплекса подвержены процессам выветривания, вследствие чего они трещиноваты. Глубина проникновения трещин достигает 100—150 *м*. Породы в монолитном состоянии обладают хорошими прочностными свойствами.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости циркулируют по трещинам на глубинах до 100 *м* и более. Расходы родников колеблются от десятых и сотых долей литра до нескольких литров в секунду. Вода пресная (0,7—1,0 *г/л*). Агрессивность подземных вод не изучена.

Конгломерато-углисто-сланцевый комплекс относится к нижнетерригенной формации, к группе полускальных горных пород. Комплекс представлен конгломератами, сланцами с прослоями углей небольшой мощности, аргиллитами и алевролитами юрского возраста. Для пород

характерны значительная выветрелость и трещиноватость, глубина распространения которой достигает 60 *м*.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости вскрываются в широком интервале глубин — от 10 до 80—100 *м*. Дебиты скважин составляют 0,1—2,0 *л/сек*. На поверхность подземные воды выклиниваются в виде родников с незначительными расходами — от тысячных долей литра в секунду до 0,1—0,5 *л/сек*, в зонах же разломов расход их достигает 4—10 *л/сек*. Минерализация воды относительно невысокая — от 0,2 до 1,0 *г/л*.

Гранито-диоритовый комплекс относится к интрузивной формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен гранитами, гранодиоритами, диоритами и другими породами, средне- и крупнокристаллической структуры, кварц-полевошпатового состава. С поверхности породы обычно выветрелы и трещиноваты. Наиболее интенсивная трещиноватость наблюдается в интервале от 0 до 30—50 *м* от поверхности, постепенно затухая с глубиной. Под воздействием агентов выветривания породы превращаются в мелкие обломки, образуя кору выветривания мощностью до 5 *м*. В монолитном состоянии породы комплекса практически водонепроницаемы и характеризуются высокими прочностными свойствами.

Глубина залегания подземных вод зоны открытой трещиноватости в породах интрузивного комплекса определяется в 20—50 *м*. Расходы родников колеблются от 0,01 до 1,0 *л/сек*. Минерализация воды не превышает 0,6 *г/л*.

Известняковый комплекс среднего палеозоя, охватывающий только отложения верхнего девона и нижнего карбона, относится к карбонатной формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен известняками с прослоями конгломератов, доломитов и мергелей. Общая мощность толщи колеблется от 500 до 1600 *м*. К карбонатной формации также отнесена тамдинская известняково-доломитовая серия кембро-ордовика. Породы комплекса характеризуются трещиноватостью и закарстованностью, что несколько снижает их прочностные показатели. Проявления карста фиксируется в виде карров, ниш, воронок и пещер, хорошо прослеживающихся с поверхности. Глубинный карст устанавливается данными горных и буровых выработок.

Трещинно-карстовые воды залегают на глубинах от 70 до 250 *м*. Дебиты скважин на самоизливе изменяются от 1,3 до 17 *л/сек*, а нефонтанирующих скважин колеблются от 0,1 до 88 *л/сек* при понижениях 1,35 и 3,55 *м*. В качественном отношении подземные воды удовлетворительные, с минерализацией 0,1—0,7 *г/л*.

Песчанико-сланцевый комплекс нижнего палеозоя и допалеозоя относится к метаморфической формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен разнообразными хлорит-серицитовыми сланцами, кремнистыми окварцованными песчаниками, кварцитами, кремнистыми известняками. Простирание пород северо-западное. Вся толща метаморфизована и дислоцирована в складки, разбита многочисленными нарушениями типа сбросов и взбросов регионального и местного характера. Породы характеризуются жесткими внутренними связями. Выветриванием затронута верхняя часть толщи на глубину 25—50 *м*. Тектонические трещины развиты на глубину 150 *м* и более. Трещины обычно мелкие и открыты только с поверхности; с глубиной они быстро сужаются и заполнены кварцем, кальцитом или глинистым материалом.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости залегают на глубине 5—50 *м*, на поверхность выходят в виде родников с незначительными расходами. Постоянно действующие родники приурочены к тек-

тоническим трещинам, расходы их достигают 2,6 *л/сек.* Вода гидрокарбонатного кальциевого и сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава с общей минерализацией до 1 *г/л.*

При инженерно-геологической оценке тех или иных территорий необходимо учитывать трещиноватость пород и глубину залегания трещинных вод.

Известняково-песчанико-алевролитовый комплекс средне-нижнекаменноугольного возраста относится к карбонатно-терригенной формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен алевролитами, песчаниками, известняками, аргиллитами, конгломератами. Мощность отложений 200—1100 *м.* Породы комплекса трещиноваты. Зона открытой трещиноватости распространяется на глубину 50—100 *м.* Трещины нередко выполнены песчано-глинистым материалом. Для известняков характерна закарстованность, внешне проявляющаяся в виде воронок и небольших пещер. Породы обладают достаточно высокими прочностными свойствами.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости залегают на глубине от 20 до 100 *м.* Вода пресная, с минерализацией 0,3—0,6 *г/л.*

Туфо-песчаниковый комплекс верхнего палеозоя (пермские отложения) и среднего палеозоя (нижнекаменноугольные отложения) относится к эффузивно-терригенной формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен песчаниками, конгломератами, туфами, различными эффузивами. Мощность отложений до 600 *м* и более.

Породы комплекса подвержены выветриванию. Трещины выветривания распространены на глубину до 40—60 *м.* Тектонические трещины проникают на глубину 100 *м* и более.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости залегают в пределах 40—100 *м.* Обводненность характеризуется дебитами от десятых долей литра в секунду до 10 *л/сек.* Вода пресная, с минерализацией 0,1—0,8 *г/л,* гидрокарбонатного кальциевого или гидрокарбонатного натриевого состава. При инженерно-геологической оценке данного комплекса пород необходимо учитывать степень их выветрелости и трещиноватости.

В целом инженерно-геологические условия описываемого региона позволяют осуществлять здесь различные виды строительства, с учетом некоторых осложняющих факторов. К числу последних в основном относятся повышенная сейсмичность территории (до 7 баллов), довольно широкое развитие карста и возможность по отдельным логам и горным долинам эпизодических кратковременных бурных паводков и селей, представляющих определенную угрозу некоторым народнохозяйственным объектам.

## ТАЛАССКИЙ И УГАМСКИЙ АНТИКЛИНОРИИ

В структурном отношении регион представляет собой систему антиклинальных поднятий одной из дуг Северного Тянь-Шаня, входящей в пределы региона отрогами хр. Угамского, Таласского Алатау и частично Киргизского хребта. Простирание Таласского Алатау и Киргизского хребта почти широтное, хр. Угамского — северо-восточное. Наиболее крупными структурными единицами в пределах региона являются Таласский и Угамский антиклинории.

В геологическом строении региона участвуют кристаллические породы допалеозоя и палеозоя, а также рыхлообломочные отложения мезо-кайнозойского возраста. Под воздействием тектонических факторов кристаллические породы дислоцированы и метаморфизованы.

Рыхлообломочные породы прикрывают склоны хребтов и выполняют обрамляющие их предгорные впадины.

В соответствии с принятой схемой районирования в пределах описываемого региона выделяются две области: эрозионно-денудационное среднегорье и эрозионно-денудационное низкогорье.

Среднегорный рельеф имеет широкое развитие в пределах Угамского, Таласского и Киргизского хребтов, причем средние абсолютные высоты достигают 1500—2500 *м*. Здесь выделяется тип сильно расчлененного рельефа. Сильно расчлененному рельефу присущи узкие и скалистые водораздельные гребни. Щебенистые осыпи опоясывают обрывистые склоны. Слабо расчлененному рельефу свойственны сглаженные формы в пределах междуречий со слабо всхолмленной поверхностью. Характерно широкое распространение обвальных и оползневых форм (гравитационные образования) для речных бассейнов (р. Пскем). Большим развитием пользуются различные формы проявления карста (карры, воронки, слепые долины).

Низкогорье представлено выровненными поверхностями водоразделов, расчлененными логами и долинами. Более плавные очертания рельефа низкогорного облика обусловлены эрозионной и денудационной деятельностью. Наиболее характерными для данных областей физико-геологическими процессами являются оползни, обвалы и проявления карста, повышенная сейсмичность (до 7—8 баллов), эпизодическое прохождение селей относительно небольшой мощности и частые, бурные паводки горных рек, протекающие с резко повышенными расходами.

Выделенные области включают ряд районов, соответствующих площадному распространению геолого-генетических комплексов пород, описание которых приводится ниже.

Туфо-песчаниковый комплекс среднего и верхнего палеозоя относится к эффузивно-терригенной формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен песчаниками, туфами и различными эффузивами, среди которых встречаются прослои конгломератов и известняков. Породы подвержены процессам выветривания, в результате чего наблюдается трещиноватость, развитая на глубину до 40—60 *м*. Тектонические трещины фиксируются до глубин 100 *м* и более. В связи с этим здесь развиты подземные воды зоны открытой трещиноватости. Обводненность пород характеризуется дебитами от десятых долей литра в секунду до 10 *л/сек*. Вода пресная, минерализация 0,1—0,4 *г/л*, состав гидрокарбонатный кальциевый или сульфатный, а по катионам — кальциево-натриевый или магниевый.

В монолитном состоянии породы практически водонепроницаемые и обладают хорошими прочностными свойствами. Однако при инженерно-геологической оценке их должны приниматься во внимание степень выветрелости и трещиноватости.

Известняковый комплекс верхнего девона и нижнего карбона, довольно распространенный на территории региона, относится к карбонатной формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен известняками, мергелями, доломитами, для него характерны сильная трещиноватость и закарстованность. Широко развиты карры, ниши, карстовые воронки и пещеры, иногда фиксируемые с поверхности. Карстовые пустоты на глубине часто вскрываются скважинами.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости и карстовых пустот залегают на глубинах от 70 до 150 *м*. Дебиты скважин на самоизливе колеблются от 1,3 до 15—17 *л/сек*, а нефонтанирующих скважин изменяются от 0,8 до 80 *л/сек* при понижениях соответственно 1,3—3,5 *м*. Вода ультрапресная и пресная, с минерализацией 0,1—

0,4 *г/л,* гидрокарбонатного кальциевого и натриево-кальциевого состава. Трещиноватость и закарстованность известняков снижают их прочностные свойства, что должно учитываться при строительстве инженерных сооружений.

Известняково-песчанико-алевролитовый комплекс среднего и верхнего палеозоя относится к карбонатно-терригенной формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен алевролитами, песчаниками, известняками, аргиллитами и конгломератами. Мощность отложений варьирует от 200 до 1100 *м*. Породы комплекса трещиноваты. Трещины распространены на глубину 50 *м* и часто выполнены песчано-глинистым материалом. Для известняков характерна закарстованность. Породы комплекса обладают достаточно высокой прочностью.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости, приуроченные к породам комплекса, залегают на глубине от 20 до 40 *м*. Вода пресная, с минерализацией 0,3—0,6 *г/л*. Агрессивность ее не изучена.

Конгломерато-песчаниковый комплекс среднего палеозоя, включающий только породы среднего и верхнего девона, входит в состав верхнетерригенной формации. Он относится к группе скальных пород, представленных песчаниками, конгломератами на песчано-железистом цементе, маломощными прослоями алевролитов, аргиллитов и мергелей. Породы подвержены процессам выветривания, в результате чего разбиты трещинами, проникающими на глубину 80—100 *м*.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости, приуроченные к породам комплекса, залегают на глубинах того же порядка. Расходы отдельных водопунктов колеблются от десятых и сотых долей литра до нескольких литров в секунду. Воды пресные (0,7—1,0 *г/л*).

В инженерно-геологическом отношении породы комплекса характеризуются высокими несущими свойствами, удовлетворяющими требованиям строительства сооружений.

Песчанико-сланцевый комплекс допалеозоя и палеозоя относится к метаморфической формации, к группе скальных пород. Комплекс представлен разнообразными песчаниками, хлорито-серицитовыми сланцами, кремнистыми сланцами, реже кремнистыми известняками. Породы метаморфизованы и дислоцированы, разбиты многочисленными тектоническими нарушениями типа сдвигов, сбросов, взбросов и характеризуются жесткими структурными связями между зернами. Процессами выветривания затронута верхняя часть толщи мощностью 3—5 *м*. Тектонические трещины достигают глубин 150—200 *м* и более. Трещины обычно выполнены кварцем, кальцитом или глинистым материалом.

Подземные воды открытой трещиноватости залегают на глубинах от 5 до 50 *м* и на поверхность выходят в виде родников с незначительными расходами. Постоянно действующие родники приурочены к тектоническим трещинам. Расходы их значительно больше и достигают 2—6 *л/сек*. Вода гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава, с плотным остатком до 1 *г/л*.

При инженерно-геологической оценке пород комплекса как основания сооружений необходимо учитывать их трещиноватость и расположение участков по отношению к зонам дробления.

Гранитно-диоритовый комплекс входит в состав интрузивной формации и относится к группе скальных пород. Породы его представлены гранитами, гранодиоритами, плагиогранитами, диоритами, средне- и крупнокристаллической структуры, имеют кварц-полевошпатовый состав с большей или меньшей примесью роговой обманки, как правило, с поверхности выветрелы и трещиноваты. Зона наиболее интенсивной трещиноватости распространяется до глубины 50 *м*. Далее трещины

затухают и обычно выполнены песчано-глинистым материалом. Под воздействием агентов выветривания на ряде участков образуется кора выветривания мощностью 3—5 *м*. В монолитном состоянии породы водонепроницаемы и характеризуются высокими несущими свойствами. Глубина залегания подземных вод зоны открытой трещиноватости определяется в 20—50 *м*. Расходы родников колеблются от 0,01 до 4,6 *л/сек*, минерализация воды не превышает 0,6 *г/л*.

В целом инженерно-геологические условия строительства в пределах рассматриваемого региона достаточно благоприятны. К осложняющим факторам относятся обвально-оползневые явления в пределах горной части, наличие карста в породах карбонатной формации, селевая деятельность, наблюдаемая по отдельным водотокам, и сравнительно высокая сейсмичность территории (7—8 баллов).

## КЕТМЕНСКИЙ И ЗАИЛИЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Рассматриваемый регион, отвечающий области развития каледонских структур крайних северных дуг Тянь-Шаня, объединяет антиклинории, разделенные межгорными впадинами. В пределы региона входят две крупные орографические единицы — хребет Заилийского Алатау и хр. Кетмень, морфологический облик которых в значительной мере определился процессами герцинского и более поздних этапов тектогенеза. Крупные сводовые поднятия, осложненные вертикальными блоковыми перемещениями, обусловили здесь формирование сложного многоступенчатого рельефа, преимущественно высокогорного и среднегорного облика.

Вдоль фронтальной части главных хребтов располагается узкая полоса террасированных предгорий с хорошо развитыми поверхностями выравнивания.

В строении региона принимают участие разновозрастные различные по составу и генезису породы. В пределах Заилийского антиклинория преобладают породы преимущественно интрузивной формации. Кетменский антиклинорий представлен в основном породами карбонатной и эффузивно-осадочной формации.

В соответствии с предложенной выше таксономической схемой по совокупности геоморфологических признаков рассматриваемый регион может быть подразделен на три области: эрозионно-денудационного высокогорья с ледниковой и нивальной обработкой, эрозионно-денудационного среднегорья и эрозионно-денудационного низкогорья.

Каждая из выделенных единиц отличается определенными особенностями геолого-тектонического строения, геоморфологическими и гидрогеологическими условиями и характером проявления современных физико-геологических процессов.

Область эрозионно-денудационного высокогорья с ледниковой и нивальной обработкой охватывает наиболее приподнятые районы Заилийского Алатау. Этот хребет, абсолютная высота которого в пределах Чилико-Кеминского горного узла превышает 5000 *м*, имеет близкое к широтному направление и простирание по фронту более чем на 300 *км*. Область характеризуется широким развитием высокогорного крутосклонного рельефа, с ярко выраженными следами ледниковой экзараций. В пределах ее располагаются главнейшие очаги современного оледенения с многочисленными карровыми, висячими, долинными ледниками и обширными фирновыми полями. В значительной мере развиты аккумулятивные формы рельефа, связанного с современными и более древними ледниковыми образованиями. Склоны хребта рассе-

чены серией поперечных долин, являющихся естественными каналами поверхностного стока действующей гидрографической сети.

Геологическое строение области характеризуется преобладающим развитием пород интрузивной формации (коренные породы субстрата) и формации горного оледенения (отложения рыхлого покрова). Породы первой формации горного оледенения (сложены в основном двумя разновозрастными гранитными интрузиями алмаатинской и тяньшанской серий. Как те, так и другие породы отличаются благоприятными показателями их физико-технических свойств. Вне зон активного выветривания и тектонического дробления характерные значения временного сопротивления на сжатие составляют 1600—1700 *кГ/см²* при экстремальных от 1100 до 2200 *кг/см²*. Удельный вес колеблется в пределах 2,65—2,68 *г/см³*; коэффициент водонасыщения 0,58—0,60; пористость в пределах 1,5—2,0%.

Резко выраженный субнивальный климат высокогорий и воздействие тектонических факторов обусловливают интенсивное выветривание пород, вследствие чего на склонах почти всюду фиксируются обвально-осыпные образования, нередко представляющие исходный субстрат при возникновении грязекаменных потоков, сейсмических оползней и снежных лавин. Отмеченная особенность является одним из важных факторов региональной инженерно-геологической оценки территории.

К формации горного оледенения принадлежат современные, а также более древние моренные и флювиогляциальные отложения и связанные с ними гравитационные образования, имеющие достаточно широкое распространение в пределах описываемой области и нижерасположенных ландшафтных зон. Все перечисленные типы отложений могут быть выделены в самостоятельные геолого-генетические или инженерно-геологические комплексы пород.

Комплекс моренных отложений характеризуется неоднородностью гранулометрического состава. Породы обычно представлены неотсортированными разнозернистыми гравелистыми песками, суглинками и глинами с включением грубообломочного материала (валунов и глыб различных размеров) до 50—65%. Объемный вес скелетной части рыхлообломочного заполнителя варьирует в пределах 1,5—1,7 *г/см³*; удельный вес 2,65—2,67; пористость 36—45%; углы естественного откоса: сухого грунта 40—45°, водонасыщенного 30—40°. Породы характеризуются слабой устойчивостью на склонах, особенно отложения морен голоценового возраста, и легко подвергаются обрушениям и сползаниям под влиянием факторов переувлажнения или сейсмического воздействия. Последнее должно учитываться при оценке селеопасности в отдельных районах и уточнении их сейсмической балльности.

Комплекс флювиогляциальных отложений по физико-механическим характеристикам слагающих его пород идентичен предыдущему, но отличается от него более однородным составом, лучшей сортировкой и окатанностью грубообломочного материала. Как правило, эти отложения встречаются в прибортовых частях долин, где иногда образуют террасы высотой до 30—50 *м*.

Комплекс гравитационных отложений представлен разнообразными по составу продуктами обвально-оползневых масс, от щебнисто-глыбового материала до супесей и суглинков включительно. Обычно формы гравитационных отложений являются индикаторами современных или более древних физико-геологических процессов, представляя собой, таким образом, один из важных элементов инженерно-геологической характеристики.

Структурно-тектонические особенности рассматриваемой территории определяются принадлежностью ее к области новейших поднятий с широким развитием сейсмогенных структур и четко выраженных в рельефе дизъюнктивных нарушений неогенового возраста и моложе. Последнее предопределяет высокую сейсмичность районов (до 9—10 баллов), приуроченность главнейших очагов селеобразования к тектонически мобильным зонам и, по существу, является одним из решающих критериев строительно-экономической сложности для того или иного объекта, сооружаемого в данных условиях.

В гидрогеологическом отношении область характеризуется преобладающим распространением двух типов вод: трещинных, из которых в инженерно-геологическом аспекте наибольшее значение имеют воды трещин отдельностей, и поровых, обычно связанных с ледниковыми или аллювиальными отложениями рыхлого покрова. Первые чаще имеют локальное распространение, дренируются глубокими эрозионными врезами и, выклиниваясь в прибортовых частях долин или на участках местного заполнения трещин, дают начало небольшим источникам с дебитом 0,1—0,5 *л/сек*. Воды морен и флювиогляциальных отложений часто выклиниваются в уступах конечных моренных валов (расходы до 5—8 *л/сек*), способствуя возникновению местных локальных оползней.

Воды как того, так и другого типа относятся к пресным и ультрапресным с величиной плотного остатка менее 0,5—1,0 *г/л*. Агрессивными свойствами по отношению к бетону воды не обладают. Гидрогеологические факторы в условиях высокогорья следует обязательно учитывать при строительстве на обводненных связных грунтах, изучении оползневой обстановки, решении вопросов водоснабжения в труднодоступных районах и прогнозировании локальных селей, образующихся за счет прорыва моренных озер.

К характерным природным физико-геологическим явлениям, свойственным данной области, относятся физическое выветривание, сейсмогенные деформации, эрозионно-селевые явления и лавинообразование весенне-зимнего периода. Все отмеченные факторы, большинство из которых проявляется в широком, региональном плане, в значительной мере определяют условия инженерно-строительного освоения рассматриваемой территории.

Область эрозионно-денудационного среднегорья расположена гипсометрически ниже высоты 2000 *м* и характеризуется тем же сложным многоярусным рельефом, но уже преимущественно среднегорного облика. Здесь в пределах ландшафтных поясов развиты скульптурные формы гляциального рельефа (древние цирки, карры), связанные с предшествовавшими этапами оледенения. Эти формы хорошо выражены в бассейнах рек Тербулак, Средний Талгар, Каскелен, Тургень (Заилийский Алатау) и на северном склоне хр. Каратау (южная ветвь Кетменского хребта, отделяемая от главного водораздела широким плато Уш-Хасан). В нижележащих зонах рельеф имеет более сглаженные очертания и частично отпрепарирован процессами эрозии и денудации.

В геологическом строении принимают участие ранее описанные породы интрузивной формации. На восточном фланге Заилийского Алатау и в пределах Кетменя распространен комплекс эффузивно-осадочных пород, относящийся к эффузивно-осадочной формации. Породы комплекса представлены кислыми и основными эффузивами — преимущественно кварцевыми порфирами, андезитовыми и плагиоклазовыми порфиритами. В восточных районах Заилийского Алатау и в пределах Кетменского хребта в разрезе эффузивно-осадочной толщи появляются

песчаники и алевролиты среднего и верхнего палеозоя. По сравнению с гранитоидами все указанные породы характеризуются значительно худшими прочностными свойствами. Они более интенсивно подвергаются воздействию агентов выветривания и обладают в 1,5—2 раза меньшими показателями временного сопротивления на сжатие. Аналогичными свойствами отличаются породы карбонатной формации (комплекс известняков визе-намюра), довольно широко распространены в Кетменском хребте. Необходимо отметить, что учет прочностных показателей важен главным образом для оценки сопротивляемости пород перечисленных комплексов сейсмическому воздействию и влиянию экзогенных факторов, поскольку несущие свойства их как оснований сооружений в массиве обычно удовлетворительны.

Комплексы моренных и флювиогляциальных отложений в пределах данной территории имеют меньшее площадное развитие и характеризуются породами повышенной плотности. Это в основном древние, хорошо задернованные ледниковые образования, слабо затронутые современными эрозионными процессами.

Гидрогеологические условия предопределяются наличием трещинных вод в различных по генезису и литолого-петрографическому составу породах. В пределах карбонатных толщ Кетменского хребта преобладающим распространением пользуются трещинно-карстовые воды, причем расходы отдельных водоисточников достигают 6—7 *л/сек* и более. Воды обладают хорошими питьевыми качествами и весьма низкой минерализацией. По отношению к бетону не агрессивны.

Наиболее характерными физико-геологическими процессами, которые следует обязательно учитывать при осуществлении каких-либо инженерных мероприятий на данной территории, являются сели (особенно в центральной части Заилийского Алатау), сейсмические обвалы и оползни, линейная эрозия горных склонов, процессы плоскостного смыва и обвально-оползневые явления под воздействием метеорологических факторов.

Область эрозионно-денудационного низкогорья, расположенная ниже высоты 1000 *м*, морфологически выражена неширокой полосой увалистых предгорий, окаймляющей горные сооружения Заилийского Алатау и Кетменского хребта. По материалам ряда исследователей (Костенко, 1963; Медоев, 1938 и др.), она представляет собой древнюю аккумулятивную равнину, созданную на протяжении нескольких этапов и поднятую затем молодыми тектоническими движениями на некоторую высоту.

Наиболее заслуживающим внимания с инженерно-геологической точки зрения здесь является комплекс лёссовых пород, имеющих мощность от 30 до 100 *м* и почти всюду слагающих верхнюю часть разреза в пределах активной зоны возможного влияния тех или иных инженерных сооружений. Подстилающими отложениями служат флювиогляциальные валунно-галечниковые накопления. Комплекс лёссовых пород представлен однородными, макропористыми пылеватыми супесями и суглинками, местами переходящими в типичные лёссы. Содержание пылеватых фракций в этих породах колеблется от 50 до 85%, что обусловливает исключительно слабую сопротивляемость их процессам эрозии. Породы обладают высокой пористостью (до 50—54%), малым объемным весом скелетной части (1,25—1,5 *г/см*$^3$) и большими значениями коэффициента просадочности (0,07—0,10 на водораздельных участках и 0,15—0,25 в присклоновых частях). Грунтовые воды залегают на глубинах более 50—100 *м* и в лёссовых толщах обычно имеют локальный характер распространения. По составу они относятся к гидрокарбонатным кальциевым и отличаются слабой общей минерализацией.

Агрессивными свойствами по отношению к бетону воды, как правило, не обладают.

При инженерно-строительном освоении территории следует учитывать высокую просадочность пород комплекса, особенно при проектировании гидротехнических сооружений, необходимость разработки специальных мероприятий по борьбе с овражной эрозией и особые требования при размещении объектов строительства в пределах речных долин. Последние нередко служат выводными каналами селевых потоков. Кроме того, при сейсмическом воздействии, интенсивность которого здесь может достигать 9—10 баллов, многие из этих долин и оврагов являются путями сейсмических оплывин, обладающих громадной разрушительной силой.

Как видно из вышеизложенного, в условиях описываемого региона инженерно-геологическая оценка территории в значительной мере предопределяется вертикальной ландшафтной зональностью местных природных факторов.

## ЧУ-ИЛИЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Регион занимает территорию водораздельного массива между Балхашской впадиной и долинами рек Чу и Копы. Он представляет собой ряд отдельных горных массивов с плоскими вершинами. Склоны гор сильно расчленены врезанными в них ущельями и каньонами. Местами плоские пространства сменяются остроконечными скалами или мелкосопочником. Высота Чу-Илийских гор обычно не превышает 1000 *м*.

Чу-Илийский антиклинорий состоит из трех крупных антиклинальных складок, вытянутых в северо-западном направлении и оборванных с юго-запада системой разломов той же ориентации; формирование их происходило в течение длительного периода.

В строении региона участвуют породы допалеозойского, палеозойского и мезо-кайнозойского возрастов, входящие в различные инженерно-геологические формации.

Чу-Илийский регион по геоморфологическим признакам представляет собой область мелкосопочника с аридно-денудационной обработкой. Поверхность ее характеризуется сравнительно слабым вертикальным расчленением. Образование мелкосопочника связано с эрозионно-денудационным расчленением пенеплена. Внешний облик поверхности мелкосопочника, обусловленный очертаниями сопок и их размерами, зависит от слагающих их пород субстрата. Наиболее четко денудация проявилась на площади развития пород нижнего карбона. Здесь выделяется островной, холмисто-увалистый и холмисто-грядовый мелкосопочник. Межсопочные понижения обычно выполнены щебнистыми продуктами делювиального сноса. Последний играет существенную роль в общем комплексе доминирующих физико-геологических процессов.

В пределах рассматриваемой области выделяется шесть районов, соответствующих такому же числу геолого-генетических комплексов горных пород, характеризуемых ниже.

Комплекс гранитоидов входит в состав инженерно-геологической группы скальных пород и относится к интрузивной формации. Он состоит из гранитов, диоритов, габбро-диоритов, аляскитов и гранодиоритов докембрийского, каледонского и герцинского возраста. В основном здесь преобладают граниты и гранодиориты. Обычно они обладают крупно- или среднекристаллической структурой и имеют кварц-полевошпатовый состав. В монолитном состоянии породы данного комплекса обладают высокими показателями на сжатие, жесткими внутренними связями, а следовательно, и хорошими прочностными свойствами.

Выветривание пород условно характеризуется зоной тонкого дробления, мелкообломочной и глыбовой структурами. К первым двум приурочивается наиболее интенсивная выветрелость и трещиноватость пород, распространяющихся на глубину 10—30 *м*. В третьей зоне глубина распространения трещин достигает 80—100 *м*. В верхней части трещины обычно открытые или выполнены мелкообломочным материалом. С глубиной наблюдается их заполнение глинистым материалом или они выполнены кальцитом. Наличие трещиноватой зоны обусловливает обводненность пород трещинными водами, которые вскрываются выработками и дренируются родниками. Глубина залегания вод колеблется в широких интервалах — от 0,0—3,0 до 30—40 *м*. Расходы родников и дебиты скважин составляют 0,05—1,0 *л/сек*. Минерализация вод не превышает 1,0 *г/л*, преобладают воды гидрокарбонатного кальциевого или натриевого состава.

Выходы пород описываемого комплекса приурочены к положительным формам рельефа, являющегося здесь одним из лимитирующих факторов строительства.

Кварцито-гнейсо-сланцевый комплекс, включающий породы нижнего палеозоя и допалеозоя, входит в состав метаморфической формации. Они относятся к группе скальных пород. Литологически комплекс представлен кристаллическими сланцами, кварцитами, песчаниками и гнейсами. Мощность отложений измеряется несколькими тысячами метров. Простирание пород чаще северо-западное, в отдельных случаях — широтное. Углы падения пород достигают 60—90°. Для пород указанного комплекса характерны сланцеватость, ороговикования, хлоритизация и окварцевание. Породы сильно дислоцированы и разбиты системой тектонических трещин. В верхней части толщи активно протекают процессы выветривания, разрушающие породы, вследствие чего резко ослабляются их прочностные свойства.

Породы практически водонепроницаемы. Движение подземных вод имеет место только в зоне открытой трещиноватости. Выходы их на дневную поверхность обычно приурочены к отрицательным формам рельефа, чаще всего к глубоким эрозионным врезам. Дебиты родников составляют десятые и сотые литра в секунду, редко достигая 2—3,5 *л/сек*. Расходы их в течение года непостоянны и достигают минимальных значений в осенний период. Минерализация вод незначительная. Сухой остаток не превышает 1—1,5 *г/л*. Состав вод обычно гидрокарбонатный кальциевый, реже сульфатный натриевый.

Инженерно-геологические условия строительства в пределах территории распространения пород данного комплекса определяются прочностными свойствами последних, зависящими в основном от степени их выветривания.

Порфирито-туфо-порфировый комплекс среднего палеозоя эффузивной формации относится к группе скальных пород. Этот комплекс представлен андезитовыми и диабазовыми порфиритами, диабазами, порфирами и их туфами. Излившиеся породы отличаются характерным для них залеганием в виде покровов или потоков и обладают довольно высокой прочностью. Временное сопротивление их на сжатие колеблется от 1000 до 2500 *кГ/см*$^2$, при средних значениях порядка 1500 *кГ/см*$^2$.

Породы комплекса трещиноваты и местами катаклазированы. Породы слабо обводнены и местами обладают слабой сульфатной агрессивностью. При строительстве в пределах распространения пород данного комплекса следует учитывать степень трещиноватости и возможную агрессивность подземных вод.

Конгломерато-песчанико-сланцевый комплекс нижнетерригенной формации относится к группе скальных пород. Отложения комплекса

представлены крупно- и среднегалечными конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками с редкими маломощными прослоями окремненных и песчаниковых известняков, алевролитов, местами туфопесчаников и туфов. Породы имеют в основном бурую и красноватую окраску.

Под воздействием агентов выветривания породы комплекса разрушаются, образуя плащ рыхлых накоплений. Глубина распространения трещиноватости 15—30 *м*. К этим глубинам приурочены подземные воды. Сведения о водоносности крайне скудны и приводятся по данным описаний небольшого количества родников и скважин. Минерализация воды колеблется от 1,0 до 1,8 *г/л*, химический состав сульфатный натриевый. По отношению к бетону воды слабо агрессивны. Расходы родников незначительны и колеблются в пределах десятых — сотых долей литра в секунду.

Песчано-глинистый комплекс терригенной формации представлен отложениями мела, палеогена и неогена и отнесен к группе песчаных и глинистых пород. В состав комплекса входят пески, глины (нередко загипсованные), песчаники и конгломераты с глинистым и известковистым цементом. Среди песков преобладают тонко- и мелкозернистые разности. Иногда содержится примесь гравия и гальки. Глины по составу и степени уплотнения неоднородны. Содержание тонкодисперсных фракций в них достигает 90%. В предгорьях они нередко опесчанены и содержат редкие включения неокатанного грубообломочного материала. В пределах равнинных участков на поверхности глин часто развиваются пухляки. Толща их практически безводна.

При инженерно-строительном освоении территории в пределах распространения пород описываемого комплекса следует учитывать неблагоприятные инженерно-геологические свойства глин (тенденция их к набуханию при избыточном увлажнении) и слабую водостойкость цемента песчаников и конгломератов.

## ИЛИЙСКАЯ ВПАДИНА

Илийский регион представляет собой крупную тектоническую депрессию субширотного простирания, располагающуюся между горными хребтами Северного Тянь-Шаня на юге и Джунгарского Алатау на севере. В структурно-тектоническом отношении она характеризуется наличием двух глубокопогруженных депрессий палеозойского цоколя: восточной — Джаркентской и западной — Илийской. Оси максимальных прогибов прижаты к наиболее мобильным и высокоподнятым горным сооружениям. Центральные зоны впадины выполнены глинисто-песчаными отложениями мезо-кайнозойского возраста, сменяющимися в предгорьях синхронными им образованиями типа моласс. Морфологически впадина представляет собой равнину с четко выраженными уклонами в сторону долины р. Или, занимающей центральную, наиболее пониженную часть района.

Характерной особенностью природных условий региона является то, что наиболее благоприятные для освоения в ландшафтно-климатическом отношении зоны (предгорья северных отрогов Тянь-Шаня) нередко совпадают с территориями, в которых интенсивно проявляются также грозные природно-геологические явления, такие, как землетрясения, катастрофические селевые паводки, оползневые и просадочные деформации земной поверхности. Сейсмическая активность Илийского региона оценивается в 8—9 баллов, причем наиболее сейсмоактивные зоны располагаются в его юго-восточной части. Именно здесь зафиксированы наиболее сильные землетрясения — катастрофическое Верненское в 1807 г., девятибалльные в г. Верном (Алма-Ата) в 1887 г. и с. Чилике

в 1889 г., десятибалльное Кеминское в 1911 г. и др. Значительная неоднородность геологического разреза, сложные гидрогеологические и инженерно-геологические условия района в пределах сейсмически активных площадей в большой мере влияют на величину сейсмического эффекта. Проведенное микросейсмическое и инженерно-геологическое районирование территории г. Алма-Аты (В. И. Дмитровский, Д. Н. Казанли, З. Т. Левиной, Э. М. Антоненко) показало, что изменение величины балльности в этих условиях варьирует до 1,5 баллов как в сторону увеличения, так и уменьшения. Микросейсмическое районирование с учетом конкретных геологических условий и факторов, влияющих на величину проявления сейсмического эффекта, является совершенно необходимым элементом инженерно-геологической оценки условий строительства в пределах всей территории Илийского региона.

При всем разнообразии природных условий Илийской межгорной депрессии представляется возможным выделить на ее территории три области: аллювиально-пролювиальную предгорную наклонную равнину, аллювиальную террасированную равнину и аллювиальную равнину с эоловой обработкой.

Выделенные области соответствуют площади распространения покровных отложений континентально-осадочных формаций мезо-кайнозоя. Коренные породы развиты в периферийных зонах, слагая горные массивы, обрамляющие впадину с севера и юга, и Капчагай-Каройское плато, переходящее к северо-западу в нагорья Чу-Илийской системы. Переходной областью от Северо-Тяньшанского складчатого региона к Илийской межгорной депрессии являются ступенчатые предгорья Заилийского Алатау. По морфологическому признаку эти территории должны быть отнесены к области низкогорий, а по характеру слагающих пород (лёссы и лёссовидные суглинки) они тяготеют к областям преимущественного развития покровных отложений.

Аллювиально-пролювиальная предгорная наклонная равнина по геоморфологическим условиям делится на предгорные шлейфы конусов выноса и аккумулятивные равнины. Предгорные шлейфы конусов выноса фиксируются широкой полосой (до 20 *км*) вдоль северных предгорий хребтов Кетмень, Заилийский Алатау и массива Кендыктас. В северной части региона предгорные шлейфы выделяются по периферии горных массивов Чулак, Большой и Малый Калканы, Катутау. Отдельные конусы выноса, особенно в устьях крупных рек, морфологически хорошо выражены. В удалении от горных устьев конусы выноса накладываются друг на друга, сливаясь в единый шлейф. Эта область представляет собой увалистую равнину с общим наклоном поверхности от 1 до 10—12° в сторону от горных сооружений. Глубина эрозионных врезов современной гидрографической сети составляет в верховьях и средней части крупных конусов выноса до 20—30 *м*. Шлейфы, обрамляющие южные предгорья отрогов Джунгарского Алатау, отличаются слабой расчлененностью.

Сложены конусы преимущественно конгломератами валунно-галечникового состава. Мощность делювиально-пролювиальных отложений шлейфов в южной части региона достигает сотен метров, в северной она ограничена десятками метров. Характерной особенностью разреза их является наличие в толще гравийно-галечниковых отложений карманов и линз разнозернистого песка и супеси. Окатанность и сортированность обломочного материала крайне неравномерна как внутри отдельных слоев, так и в целом по разрезу отложений. Гранулометрический состав грунтов предгорных шлейфов также весьма различен и характеризуется по многочисленным определениям следующими средними значениями: гравийно-дресвяная и более крупные фракции 75%, песок до

15—20%, песчано-пылеватые частицы менее 10%. В природном состоянии грунты имеют плотное сложение (коэффициент относительной плотности 0,6—0,8), при этом их объемный вес варьирует от 1,5 до 2,0 *кг/м*³. Углы естественного откоса отложений изменяются от 34 до 38° в сухом состоянии до 32—34° под водой. В условиях естественных откосов глинисто-солевая цементация обеспечивает длительное сохранение вертикальных откосов. Однако этот цемент практически очень быстро разрушается при водонасыщении отложений.

К числу факторов, осложняющих инженерно-геологические условия области шлейфов конусов выноса, относятся прежде всего селевые паводки, производящие значительные разрушения дорожно-транспортных коммуникаций, населенных пунктов и гидротехнических сооружений. Наибольшей активностью отличаются бассейны крупных горных рек северного склона хребта Заилийского Алатау. Только в бассейне р. Малой Алматинки, на конусе выноса которой расположен г. Алма-Ата, за последние сто лет зафиксировано более двадцати случаев прохождения мощных селей. В долине этой реки в 1887, 1921 и 1956 гг. имели место катастрофические селевые потоки, каждый из которых выносил в предгорья по несколько миллионов тонн грязекаменного материала. Катастрофические сели в недалеком прошлом прошли также по долинам рек Большой Алматинки в 1950 г. и Иссыка в 1963 г.

В настоящее время в горных долинах большинства рек ведется проектирование и строительство комплекса селезащитных сооружений, в том числе крупнейшей каменно-набросной плотины в ур. Медео, близ г. Алма-Аты, созданной методом направленных взрывов.

Конусы выноса предгорий Заилийского Алатау являются наиболее освоенной территорией Илийского региона. Вместе с тем эти территории отличаются высокой фоновой сейсмической балльностью (9—10). Все это в значительной мере удорожает строительство, усложняет инженерно-геологические условия и требует непременного осуществления микросейсмического районирования территорий, планируемых под застройку. Наличие на поверхности отложений конусов выноса покрова лёссовидных макропористых грунтов требует изучения их просадочных свойств и учета этого явления при оценке инженерно-геологических условий отдельных площадок.

Аккумулятивная наклонная равнина располагается гипсометрически ниже подошвы конусов выноса. Она занимает большую часть межгорной депрессии и представляет собой область аккумуляции мелкообломочного материала, сносимого с горных склонов. Резкая смена гидродинамических уклонов и изменения рельефа при переходе из области предгорных шлейфов к наклонной равнине вносит значительные изменения в рисунок гидрографической сети и направленность развития современных геологических процессов. Большие различия наблюдаются и в гидрогеологических условиях этих соседних областей, граница между которыми фиксируется по четко выраженной зоне выклинивания подземных вод. В пределах наклонной равнины происходит погружение подземных вод под покров слабоводопроводящих супесчано-суглинистых отложений в направлении к осевой части депрессии. Речные долины, пересекающие равнину согласно с направлением господствующего уклона, врезаны в ее поверхность на глубину до 8—10 *м*. При этом долины мелких рек являются, как правило, эрозионными со слабо выраженными и фрагментарно развитыми террасами. Крупные речные долины (Каскелен, Талгар, Чилик, Чарын и др.) обычно имеют до 4—6 аккумулятивных террас.

Верхняя часть разреза покровных отложений равнины представлена разнообразными комплексами пород, фациально изменяющимися в на-

правлении от горных районов к центру впадины. В этом направлении происходит фациальное замещение грубозернистых песков и супесей, переслаивающихся с гравийно-галечниками, на связные и иловатые грунты, составляющие основу разреза покровных отложений в центральной части региона. Поверхностные горизонты, как правило, имеют лёссообразный облик и подвержены процессам континентального засоления. Засоленность пород неравномерна и варьирует для различных их типов, в зависимости от морфологических и гидрогеологических условий от долей процента до 2% водорастворимых солей (к сухой навеске).

Наиболее характерными породами аллювиально-пролювиального комплекса четвертичных отложений области пологонаклонной равнины являются пылеватые суглинки и супеси с числом пластичности соответственно 5—10 и 3—6%. Содержание пылеватой фракции (0,05—0,005 *мм*) в этих грунтах в подавляющем большинстве случаев превышает 35%. Модуль неоднородности составляет в среднем 7 (характерные значения 5—18). При статистической обработке показателей свойств пород центральной части Илийского региона (Бочкарев, 1964) получены следующие осредненные данные: медианное значение объемного веса скелета связных пород 1,52 *г/см*$^3$ соответствует средней пористости 45%; объемный вес при естественной влажности для тех же пород варьирует от 1,58 до 2,04 *г/см*$^3$. По величине коэффициента сжимаемости пролювиальные отложения предгорных равнин относятся к категории средне- и сильносжимаемых. Наиболее высокие значения коэффициента сжимаемости (0,07 *см*$^2$/*кГ*) фиксируются в интервале нагрузок от 0 до 3,0 *кГ/см*$^2$.

Характерной особенностью этих отложений является их склонность к дополнительным осадкам (просадкам) в условиях избыточного увлажнения. Подавляющее большинство пород верхней 3—5-метровой части покровной толщи проявляет просадочные свойства. Установлено, что при естественной влажности менее 10% лёссовидные отложения, пористость которых превышает 37—40%, являются просадочными. Величина коэффициента относительной просадочности при нагрузке 3 *кГ/см*$^2$ изменяется от 0,01 до 0,2. Характеристики сопротивления сдвигающим усилиям для пород всех гранулометрических разностей отличаются повышенными значениями показателей ($\varphi$ до 38°, $C$ — до 0,85 *кГ/см*$^2$) по сравнению с аналогичными породами предгорных участков. Характерна тенденция к снижению показателей механической прочности при увеличении влажности. В состоянии предельного водонасыщения сцепление описываемых пород уменьшается более чем в 10 раз, угол трения — в два раза, а коэффициент сжимаемости увеличивается в 5—10 раз. К числу факторов, осложняющих условия строительного освоения территорий, учет которых необходим при проектировании, строительстве и эксплуатации инженерных сооружений, относятся боковая эрозия речных долин, оврагообразование, просадочные деформации, континентальное засоление верхних горизонтов профиля покровных отложений, сезонное промерзание и вспучивание пород. При этом континентальное засоление и сезонное промерзание, а также сейсмогенные явления следует отнести к постоянно действующим факторам регионального проявления. На всей территории рассматриваемой области эти явления служат своеобразным фоном, на котором локально проявляются прочие современные геологические процессы. Активно протекающая эрозия в речных долинах, пересекающих предгорную наклонную равнину, представляет собой довольно типичное для района явление, учет которого совершенно необходим при всех гидротехнических и мелиоративных работах. Для большинства рек характерна примерно равномерная эродированность обеих бортов речных долин. Континентальное засоление пород, проис-

ходящее под влиянием резко выраженной аридности климата и близости к дневной поверхности зеркала грунтовых вод, проявляется в форме образования пухлых солончаков и соров. Эти явления оказывают существенное влияние на условия сельскохозяйственного освоения земель, строительство и использование дорог, каналов и других инженерных сооружений.

Средняя глубина сезонного промерзания для района составляет 110 *см*, варьируя как в ту, так и другую сторону в зависимости от конкретных условий (экспозиция площади, сохранность снегового покрова, условия грунтового обводнения и т. д.). В зимне-весенний период в отдельных районах региона отмечается вспучивание дорожных покрытий, проявляющееся в большинстве случаев локально. Фоновая сейсмическая балльность в пределах области предгорной наклонной равнины изменяется от 9 до 7, зонально убывая с юго-востока (от. хребта Кетмень) на северо-запад (по направлению к плато Карой).

Аллювиальная террасированная равнина выделяется в центральной части Илийской впадины и включает современные долины р. Или и ее крупнейших левобережных притоков (с запада на восток — р. Копа, Каскелен, Большая и Малая Алматинки, Талгар, Иссык, Тургень, Чилик, Чарын). Река Или является дреной для всего поверхностного стока, формирующегося в пределах региона (среднегодовой расход реки около 500 $м^3/сек$). Долины боковых притоков вливаются в Илийскую долину; при этом террасы притоков и главной долины являются как вложенными, так и наложенными. По крупным долинам района устанавливается до пяти-шести террас (на отдельных участках по рекам Чилик и Чарын фиксируется до семи-восьми террас), однако достаточно выдержанными по всем долинам Илийского бассейна являются две пойменные и две надпойменные террасы, которые при более крупномасштабном районировании могут быть выделены в области второго порядка.

Аллювий речных террас представлен песчано-гравелистыми отложениями с пылевато-глинистым заполнителем, причем в верхней части разреза преобладают связные и слабосвязные породы. На глубинах более 2—3 *м* доминируют грубокластические отложения с четко выраженной косой слоистостью. Степень засоленности отложений изменяется от 0,1 до 1%, при этом содержание водорастворимых солей увеличивается вверх по разрезу. Разведанная мощность аллювия в пределах надпойменных террас достигает 50—60 *м*. Средняя глубина залегания уровня подземных вод составляет 5—6 *м*, изменяясь на 2—3 *м* в сторону увеличения или уменьшения. Аллювиальные отложения отличаются большой неоднородностью состава. При общем преобладании песчаных и мелкогравелистых отложений довольно широко распространены здесь пылеватые супеси и суглинки; чистые хорошо окатанные галечники отмечаются в форме линз и прослоев.

Свойства аллювиальных отложений надпойменных террас отличаются значительной изменчивостью, что определяется неоднородностью состава. Значения удельного веса варьируют для аллювиальных песков района от 2,6 до 2,8 (средневзвешенное 2,68), объемный вес в условиях естественного залегания изменяется в пределах 1,6—1,8 $г/см^3$. Пористость этих же отложений в предельно плотном и рыхлом сложении, полученном лабораторным путем, составляет соответственно 33 и 55%. Породы описываемого комплекса имеют высокие показатели водоотдачи, величина которой изменяется от 12 до 30%. По данным откачек и лабораторных исследований коэффициенты фильтрации мелкозернистых песков имеют величину 1—5 *м/сутки*, крупнозернистые 25—30 *м/сутки*.

Поверхности пойменных террас (высокой и низкой) в отличие от более высоких изобилуют многочисленными протоками, западинами,

к которым часто приурочены солончаки и мочажинные болота. Для этих террас характерны густые тугаевые и тростниковые заросли. Превышение пойменных террас над уровнем бытовых горизонтов составляет от 0,5 до 2—3 *м* и их поверхность периодически затопляется высокими паводками; низкие поймы подвержены ежегодным паводковым затоплениям.

Отложения пойменных террас отличаются от описанных выше более тяжелым гранулометрическим составом и повышенным содержанием воднорастворимых солей (до 2,5%). Высокая пылеватость пород (фракция пыли и тонкого песка составляет 60—70% к пробе) и преобладание слюдистых минералов в составе тонкообломочных фракций обусловливают низкие значения показателей пластичности. Показатели консистенции грунтов изменяются в пределах от 0,7 до 1,0, что указывает на их пластичное и текучее состояние в природных условиях. Коэффициенты фильтрации пойменного аллювия не превышают 1,0 *м/сутки*.

Аллювиальная равнина с эоловой обработкой занимает центральную часть Илийского региона и выделяется на карте отдельными контурами, объединяющими наиболее значительные песчаные массивы (Муюнкум, Улькункум, Жаналаккум, Каракум). Песчаные массивы приурочены чаще к аллювиальным террасам. При более крупномасштабном районировании могут быть выделены области второго порядка — мелкобугристых и барханно-грядовых песков. Для мелкобугристых песков характерны относительные превышения положительных форм не более 3 *м*, барханные пески имеют значительно большие превышения (20—30 *м*, реже 100 *м*) и отличаются наличием незакрепленных склонов. Здесь наблюдаются довольно интенсивные дефляция и переотложение песков.

Пески эолового комплекса отличаются большой однородностью (модуль неоднородности 2—3) и абсолютным преобладанием мелкопесчаного материала. Пески межгрядовых понижений подвержены грунтовому засолению с образованием пухлых мелкопесчаных солончаков, содержащих до 2% воднорастворимых солей. Подземные воды в межбугристых понижениях залегают на глубинах не более 2—5 *м*, образуя фреатический горизонт солоноватых вод (плотный остаток менее 5 *г/л*).

Показатели свойств пород песчаного эолового комплекса отличаются значительным постоянством. Средние значения удельного веса 2,68, объемный вес в условиях естественного залегания изменяется от 1,55 до 1,70 *г/см*$^3$. Пески закрепленных массивов имеют обычно пористость более 45%. Для перевеваемых песков характерна пористость меньше 45%. Значения коэффициентов фильтрации, полученные путем опытных наливов в шурфы, не выходят за пределы 0,5—6,0 *м/сутки*. К числу современных процессов, учет которых необходим при инженерно-геологической оценке рассматриваемой области, относятся континентальное засоление пород и перевевание песков. Процессы дефляции и эолового переотложения песчаного материала развиты в центральной части Илийского региона. Наиболее интенсивно эти процессы проявляются в пределах массивов Каскеленских Муюнкумов, Чилик-Чарынского междуречья, к северу от пос. Чарын, между горами Большой и Малый Калканы.

## ДЖУНГАРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Вдоль восточной границы Казахстана, между предгорными Илийской и Алакуль-Балхашской депрессиями, расположена цепь высоких гор Джунгарского Алатау, выделяемая как самостоятельный инженерно-геологический регион.

В структурно-тектоническом отношении регион принадлежит к восточной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной зоны и представляет собой сложное складчато-глыбовое сооружение, сформировавшееся в процессе длительной истории геологического развития. Тектонические движения имели здесь в основном пликативный характер, однако наряду с ними широко развиты и дизъюнктивные нарушения. Наиболее крупной структурной линией в пределах описываемой территории является региональный Джунгарский разлом. Новейшие движения в основном развивались по простиранию древних структур с образованием складок и брахискладок основания.

В геологическом строении региона участвуют разнообразные по составу, генезису и возрасту породы от четвертичных образований, относящихся к формации межгорных впадин до нижнепалеозойских, входящих в группу скальных пород метаморфической формации.

В пределах описываемого региона выделяются три инженерно-геологические области: эрозионно-денудационное высокогорье с ледниковой и нивальной обработкой, эрозионно-денудационное среднегорье и эрозионно-денудационное низкогорье.

Область эрозионно-денудационного высокогорья с ледниковой и нивальной обработкой характеризуется высокогорным крутосклонным рельефом с резко выраженными следами ледниковой деятельности и новейших поднятий. Абсолютные отметки колеблются от 2000 до 4400 *м*. Характерно глубокое расчленение рельефа. Вершины хребтов обычно увенчаны острыми скалистыми гребнями. Речные долины отличаются небольшой шириной, характерным V-образным профилем и очень крутыми склонами. Глубина эрозионных врезов нередко превышает 1000 *м*. Русловые части рек имеют большие продольные уклоны и часто порожисты. Снеговая линия проходит на высоте около 3800 *м*. В пределах области широко развито современное оледенение. Преобладающие типы ледников долинные, карровые и висячие. Ниже последовательно причленяются ярусы средне- и низкогорного рельефа, обычно разделяемые морфологически выраженными тектоническими уступами.

Область эрозионно-денудационного среднегорья отличается среднегорным крутосклонным рельефом с абсолютными отметками от 1000 до 2000 *м*. Склоны гор достаточно крутые и расчленены глубокими V-образными долинами. Глубина эрозионного вреза до 600 *м*. Тальвеги долин узкие и имеют значительные уклоны.

Область эрозионно-денудационного низкогорья характеризуется низкогорным рельефом с абсолютными отметками менее 1000 *м* и относительно мягкими, сглаженными очертаниями. Долины рек узкие, V-образные, на отдельных участках каньонообразные, глубина эрозионного расчленения долин до 200 *м*. В рыхлых толщах развиты лёссовидные породы, обладающие просадочными свойствами.

Для всех перечисленных областей характерны повышенная сейсмичность (до 7—8 баллов) и эпизодическое возникновение селей в горных долинах.

Указанные области включают ряд районов, соответствующих территориальному распространению определенных геолого-генетических комплексов пород: гранито-диоритового, известнякового, туфо-порфиритового, конгломерато-песчаникового, песчанико-известнякового, конгломерато-сланцево-песчаникового и сланцево-кварцито-песчаникового.

Гранитно-диоритовый комплекс интрузивной формации относится к группе скальных пород и представлен гранитами, габбро-диоритами, плагиогранитами, диоритами и аляскитами. Породы комплекса мелко-, средне- и крупнокристаллической структуры, кварц-полевошпатового состава. Они обладают жесткими внутренними связями, характеризу-

ются временным сопротивлением на сжатие до 1500—2000 *кГ/см*$^2$. С поверхности породы обычно выветрелые и трещиноватые. Наиболее интенсивная трещиноватость распространена на глубину до 50—80 *м*, далее она постепенно затухает. Глубина залегания подземных вод в интрузивных породах совпадает с вертикальной протяженностью зоны трещиноватости. Водообильность определяется расходами родников от 1 до 5 *л/сек*, причем качественно воды характеризуются гидрокарбонатным кальциевым составом и слабой минерализацией (0,1—0,7 *г/л*).

Известняковый комплекс относится к карбонатной формации, к группе скальных пород. Этот комплекс распространен в центральной части Джунгарского Алатау и представлен породами нижнего отдела каменноугольной системы — турне. Породы состоят из известняков, доломитов, переслаивающихся с известковистыми песчаниками и алевролитами. Для комплекса характерны трещинно-карстовые воды, залегающие на глубине 20—30 *м*, а в зонах тектонических нарушений до 100 *м*. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,2 до 1,0 *г/л*. Жесткость не превышает 5,4 *мг-экв*. Породы подвержены процессам выветривания и карстообразования.

Глубина распространения трещин и карстовых пустот достигает 100 *м* и более. Ширина трещин измеряется от 0,5 до 10 *см*. Трещины, как правило, зияющие, и только в отрицательных формах рельефа обычно выполнены рыхлым песчано-глинистым материалом. Коэффициент фильтрации трещиноватых и закарстованных известняков варьирует от 15—30 до 240 *м/сутки*.

При строительстве сооружений необходимо учитывать условия рельефа, наличие карстопроявлений и сейсмичность района.

Туфопорфиритовый комплекс эффузивной формации относится к группе скальных пород, представлен отложениями верхнего палеозоя — туфопесчаниками, порфиритами, туфопорфиритами, порфиритами, кератофирами, туфами и альбитофирами. Породы обычно имеют мелко- или среднекристаллическую порфировую структуру и разбиты системами трещин выветривания. Наиболее интенсивная трещиноватость наблюдается в зонах тектонических нарушений, на участках резко расчлененного рельефа и вблизи контакта с интрузивными породами. К ним обычно приурочены водопункты с повышенными расходами (до 5,0 *л/сек*).

Воды сульфатные и хлоридно-сульфатные натриевые с общей минерализацией 0,2—2,84 *г/л*. При строительстве необходимо учитывать глубину распространения зоны трещиноватости, глубину залегания подземных вод, рельеф и современные физико-геологические процессы.

Конгломерато-песчаниковый комплекс представлен отложениями среднего палеозоя, состоящими из конгломератов, песчаников, алевролитов, линз известняка, туфоконгломератов, туфопесчаников. Эти породы относятся к верхнетерригенной формации, к группе скальных горных пород.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости, приуроченные к отложениям комплекса, залегают на глубине от 20 до 50 *м* и более.

Воды гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, с сухим остатком до 1 *г/л*. В низкогорном поясе, а также в тех случаях, когда породы комплекса перекрываются гипсоносными отложениями, минерализация воды достигает 2—4 *г/л* и более. Воды агрессивными свойствами не обладают. Водообильность пород целиком и полностью зависит от трещиноватости. Трещиноватость на площади развития пород достигает глубины 40—60 *м*, а в зонах тектонических нарушений 100 *м* и более. Коэффициент фильтрации для пород комплекса составляет в среднем 0,008 *м/сутки*. Песчаникам этого комплекса свойственно тонкозернистое

или неравномернозернистое строение, кварц-полевошпатовый, полимиктовый, кварцевый состав и часто известковистый цемент. В целом комплекс пород подвержен активному выветриванию, что снижает их прочность.

Песчанико-известняковый комплекс относится к терригенно-карбонатной формации средне- и верхнепалеозойского возраста, к группе скальных пород. Комплекс представлен породами, состоящими из доломитизированных известняков с горизонтами глинисто-углистых, кремнистых, известковистых сланцев, песчаников, гравелитов, конгломератов и известняков.

Породы трещиноваты, ширина трещин измеряется преимущественно миллиметрами. Зона трещиноватости распространяется на глубину 30—50 *м* и только вблизи тектонических разломов достигает 100 *м* и более.

Наибольшая трещиноватость отмечена для серых мелкокристаллических известняков. Кроме того, в них широко развиты брекчированность вдоль линий тектонических нарушений и карстовые полости шириной 5—10 *см*. Трещины имеют ширину от нескольких миллиметров до 1—2 *см*.

Расходы родников, приуроченных к известнякам, достигают 2,5—12,5 *л/сек*. Расходы же родников, выходящих из других пород комплекса, колеблются в пределах от 0,05 до 1,5 *л/сек*. Воды гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые и кальциевые с сухим остатком до 0,5 *г/л*. Жесткость в среднем 2—4,05 *мг-экв*. Агрессивность подземных вод не изучена.

При инженерно-строительном освоении территории следует учитывать трещиноватость, а в известняках — закарстованность, рельеф местности и современные физико-геологические процессы (выветривание, эрозия и т. д.).

Конгломерато-сланцево-песчаниковый комплекс представлен отложениями среднего палеозоя, состоящего из окремненных песчаников, туфопесчаников, алевролитов, редких горизонтов кислых эффузивов, линз известняков, гравелитов, конгломератов, сланцев и аргиллитов. Мощность этих отложений 1000—1200 *м*. Эти породы относятся к нижнетерригенной формации, к группе скальных пород с полускальными. Породы комплекса подвержены процессам выветривания, трещиноватость развита слабо и проявляется в верхней (20—30 *м*) зоне наиболее интенсивного выветривания. Это обусловливает слабую водопроницаемость пород. Коэффициент фильтрации для них в среднем составляет 0,007—0,009 *м/сутки*.

Расходы родников изменяются в пределах 0,4—1,7 *л/сек*, но местами на участках, приуроченных к зонам разломов и к контакту с интрузиями, они значительно повышены и колеблются от 2,0—3,0 до 4,0—12,0 *л/сек*. Воды гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, общая минерализация не превышает 1 *г/л*. Агрессивность вод не изучалась.

При строительстве необходимо учитывать рельеф, селеопасность района и сейсмические факторы.

Сланцево-кварцито-песчаниковый комплекс представлен отложениями нижнего палеозоя, состоящими из песчаников, кварц-серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев, кварцитов, переслаивающихся с доломитами, мраморизованными известняками, конгломератами, реже порфиритами и туфами. Эти отложения относятся к метаморфической формации, к группе скальных пород. К породам комплекса приурочены подземные воды зоны открытой трещиноватости, залегающие на глубине до 50 *м*. Воды гидрокарбонатные кальциевые, с минерализацией

до 0,9 *г/л*. Агрессивность их не изучена. Прочностные свойства пород непостоянны и в значительной мере определяются их петрографическим составом и степенью выветривания.

Временное сопротивление сжатию у пород комплекса колеблется в широких пределах — от нескольких тысяч до нескольких килограммов на квадратный сантиметр. У сланцев временное сопротивление сжатию больше в направлении, перпендикулярном к сланцеватости, и меньше — параллельно ей. Прочность на сдвиг также значительно меньше по плоскости сланцеватости. Сланцеватость и раздробленность усиливают действие агентов выветривания, уменьшая устойчивость пород в этой зоне.

Сложные условия рельефа, наличие просадочных лёссовых пород на склонах и селевые явления являются отрицательными факторами в пределах рассматриваемого региона, требующими обязательного учета при строительстве.

## АЛАКУЛЬ-БАЛХАШСКАЯ ВПАДИНА

Описываемый регион в структурном отношении представляет собой обширную межгорную депрессию, заключенную между Казахской складчатой страной и хребтом Таргабатай на севере, Чу-Илийскими горами на западе и отрогами Джунгарского Алатау на юге и юго-востоке. Эта впадина выполнена мезо-кайнозойскими отложениями, залегающими на складчатом фундаменте палеозоя. По данным геофизических исследований, палеозойская платформа опущена на глубину до 3000 *м*. При этом поверхность погруженной части ее неровная, что обусловлено новейшими тектоническими движениями.

Регион с поверхности сложен преимущественно аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, озерно-аллювиальными, эоловыми рыхлообломочными накоплениями (от современных и до нижнечетвертичных), относимыми к формации предгорных равнин и межгорных впадин, мощность которых колеблется от нескольких до 200—300 *м*. Эти отложения, за исключением эоловых, перекрывающих аллювиальные и озерно-аллювиальные образования, подстилаются комплексами пород молассовой формации неогена, верхнетерригенной формации палеогена и нижнетерригенной формации мела, представленных пестроцветными глинами, мергелями, песками, реже песчаниками на известково-глинистом цементе, галечниками и конгломератами, достигающими мощности от нескольких десятков метров до 100—300 *м* и более.

По геоморфологическим признакам в пределах данного региона выделено четыре области: озерно-аллювиальных равнин; аллювиальных террасированных равнин; озерно-аллювиальных равнин с эоловой обработкой; аллювиально-пролювиальных предгорных наклонных равнин.

Область озерно-аллювиальных равнин располагается в северной и северо-восточной частях региона. Рельеф равнины всхолмленный, с относительными превышениями от 5—10 до 50 *м*. Наиболее крупными реками являются Тентек и Карагайлы. Многочисленные реки, формирующиеся на северном склоне Джунгарского хребта, после выхода из гор быстро теряются в результате просачивания в рыхлообломочные отложения предгорных шлейфов.

В пределах области развиты озерно-аллювиальные и аллювиальные нерасчлененные современные и верхнечетвертичные отложения, относимые к формации предгорных равнин и межгорных впадин. Они отвечают песчано-супесчано-суглинистому комплексу, относимому к группе связных пород, в границах распространения которого терри-

ториально выделяется самостоятельный инженерно-геологический район. Пески в составе данного комплекса преимущественно мелкозернистые, полимиктовые, с преобладающим размером фракций 0,05—0,10 *мм*. Реже встречаются супеси с прослоями иловатых, иногда песчанистых глин и чистых илов. В условиях близкого залегания грунтовых вод обычно имеет место засоление. Преобладающими компонентами солевого состава являются сульфаты, реже хлориды. Средняя мощность отложений 15—18 *м*, редко 20—25 *м*. Засоление пород отрицательно влияет на их прочностные свойства. Коэффициенты фильтрации песков 1,3 *м/сутки*, что значительно выше, чем у супесей и суглинков (0,06—0,8 *м/сутки*). Грунтовые воды залегают на глубине от 1,0 до 6,0 *м*. Расходы по отдельным водопунктам составляют 0,2—0,3 *л/сек*. Минерализация воды пестрая. Диапазон колебаний сухого остатка чрезвычайно широк — от 0,8—1 до 25—70 *г/л*. Последние часто предопределяют агрессивность грунтовых вод по отношению к сульфатно нестойким цементам. Глубина сезонного промерзания почвы варьирует от 1,25 до 1,75 *м*.

Наиболее характерными для данной территории физико-геологическими процессами являются засоление, а в прибрежной зоне — заболачивание. Указанные факторы необходимо рассматривать как осложняющие при общей региональной инженерно-геологической оценке территории.

Область аллювиальных террасированных равнин прослеживается непосредственно в приречной зоне Или, Каратала, Аксу, Лепсы и других крупных водотоков, включая пойму и надпойменные террасы. Пойма широкой полосой вытягивается вдоль русел. Надпойменные террасы (аккумулятивные и эрозионные) обычно фиксируются ясно выраженными уступами. От р. Или в устьевой части на расстояние до 125—130 *км* отходит сеть веерообразно расходящихся к западу и северо-западу дельтовых протоков, образующих сложно устроенную современную дельту. *Дельта р. Или имеет абсолютные отметки 370—378 м* и 342—344 *м*. Общий уклон поверхности, направленный в сторону оз. Балхаш, в среднем равен 0,00027. В пределах данной области распространены нерасчлененные современные и верхнечетвертичные аллювиальные отложения, относимые к формациям пустынной, предгорных равнин и межгорных впадин, и представленные песками, гравием, галькой, суглинками, супесями, изредка валунами.

Область аллювиальных террасированных равнин включает два района, соответствующих распространению двух геолого-генетических комплексов: гравийно-песчаного и песчано-суглинистого; гравийно-песчаный комплекс формации предгорных равнин и межгорных впадин входит в состав инженерно-геологической группы сыпучих пород. Представлен он разнозернистым песком в основном кварцевого и полевошпатового состава, галькой и гравием с редкими включениями валунов. В гранулометрическом составе песков преобладают фракции размером 2 *мм*, содержание их около 40%. Фракции от 0,5 до 0,25 *мм* составляют около 20%. Свыше 40% составляют разнозернистые пески и гравелистые разности. Коэффициент неоднородности песков достигает 14,6. Прочие механические показатели характеризуются следующими значениями: угол естественного откоса в сухом состоянии 35—37°, под водой 30—33°; коэффициент фильтрации: мелкозернистых песков 9,26 *м/сутки*, среднезернистых 12,5 *м/сутки*, гравелистых песков 35 *м/сутки*.

Грунтовые воды залегают на глубинах от 1 до 7 *м*. Вскрытая мощность водоносных песков от 8 до 15—20 *м*. Удельные дебиты скважин варьируют от 1,2 до 5,5 *л/сек*. Воды преимущественно пресные, с сухим остатком до 2 *г/л*. В отдельных случаях отмечается наличие слабой

сульфатной агрессивности по отношению к цементам. Глубина сезонного промерзания колеблется от 1,25 до 1,75 *м*.

При строительстве необходимо учитывать глубину залегания грунтовых вод, степень их агрессивности, а также неблагоприятные свойства мелкозернистых песков — склонность их к переходу в состояние плывунов при соответствующих гидрогеологических условиях.

Песчано-суглинистый комплекс, отнесенный к формациям пустынной и предгорных равнин, представлен аллювиальными супесями, песками, суглинками с включением гальки и гравия нерасчлененного современного и верхнечетвертичного возраста. Мощность всей этой толщи колеблется от 10 до 30 *м*. Комплекс входит в состав группы песчаных и глинистых пород. В гранулометрическом составе супесей преобладают пылеватые фракции, сумма которых составляет до 60%, глинистые частицы (меньше 0,002 *мм*) содержатся в количестве около 7,0%. Суглинки менее пылеваты, так как количество алевритовых частиц в них обычно редко выходит за пределы 40%. Суглинки обладают слабовыраженными просадочными свойствами (коэффициент относительной просадочности порядка 0,02). Прочие значения физических параметров колеблются в следующих пределах: удельный вес супесей 2,68—2,70, суглинков 2,70—2,72 *г/см*$^3$; коэффициент фильтрации супесей 0,1—0,75, суглинков 0,01—0,30 *м/сутки*. Нормативные давления на грунт применительно к сооружениям II класса составляют: для суглинков 1,0—1,5 *кг/см*$^2$, для песков — до 2,0 *кг/см*$^2$. Состав и свойства песков аналогичны породам описанного выше комплекса. Грунтовые воды залегают на глубине 1—5 *м* и приурочены к пескам. Воды, как правило, пресные и слабо солоноватые, с величиной сухого остатка 1—2 *г/л*. В отдельных случаях отмечается их незначительная сульфатная агрессивность. Из современных геологических явлений нужно отметить просадочные свойства суглинков и суффозионные явления в песках. Глубина сезонного промерзания колеблется от 1,00 до 1,75 *м*. Все отмеченные особенности требуют строгого учета при решении тех или иных вопросов инженерного проектирования.

Область озерно-аллювиальных равнин с эоловой обработкой занимает обширные пространства песчаных массивов Таукум, Курганкум, Сары-Ишикотрау, Люкум, Ташкаре и Аралкум. Поверхность этих равнин волнистая, с общим уклоном к северо-западу, по направлению к оз. Балхаш. Абсолютные отметки колеблются от 450—500 *м* на юге до 340—360 *м* на севере и северо-западе. Средний продольный уклон поверхности составляет 0,004—0,006. Характерной особенностью разреза является значительная мощность рыхлых отложений, верхние горизонты которых в той или иной мере подвергались процессам эоловой переработки. Последнее находит свое выражение в довольно широком распространении здесь эоловых форм рельефа. Бугристые, грядовые и барханные пески чередуются с межбугристыми и межгрядовыми понижениями и такырами. Относительные превышения бугров и барханов колеблются в пределах 5—15 *м*. Наряду с закрепленными в пределах описываемой территории широко распространены интенсивно перевеваемые подвижные пески. Эту обширную пустынную территорию пересекают реки: Или, Каратал, Лепсы, Аксу.

На всей территории области распространены эоловые пески, залегающие на озерно-аллювиальных отложениях. Они составляют песчаный геолого-генетический комплекс, входящий в группу сыпучих пород пустынной формации. Пески состоят преимущественно из тонкозернистых и пылеватых фракций (0,01—0,05 *мм*), общее содержание которых доходит до 80—90%. Среднее значение удельного веса 2,68. Объемный вес в условиях естественного залегания колеблется от 1,55 до 1,70 *г/см*$^3$.

Пористость чистых перевеваемых песков обычно не превышает 45%. Углы естественного откоса составляют в сухом состоянии 32—35°, под водой 30—33°. Коэффициент фильтрации варьирует в пределах 1,5—6,0 *м/сутки.* Мощность песчаных отложений непостоянна и в отдельных случаях достигает 100 *м* (песчаный массив Сары-Ишикотрау). Пески закрепленных массивов, особенно в межгрядовых и межбугристых понижениях, обладают повышенной засоленностью и содержат до 1,5—3% воднорастворимых солей. Преобладающий тип засоления —сульфатный, реже хлоридно-сульфатный.

Грунтовые воды в песчаных массивах Таукум и Сары-Ишикотрау залегают на глубине от 1 до 20 *м*. В других массивах она обычно не превышает 5 *м*. Дебиты водопунктов колеблются от сотых долей до 5—7 *л/сек* при соответствующих понижениях уровня от 1,5 до 18 *м*. Преобладают дебиты 0,1—0,3 *л/сек*. Воды по минерализации пестрые, с величиной сухого остатка от 0,7 до 2 *г/л,* иногда до 3—5 *г/л*. Агрессивность воды сульфатная, содержание иона $SO_4''$ превышает 250 *мг/л*. Глубина сезонного промерзания колеблется от 1,1 до 1,75 *м*.

Наиболее характерными для данной области физико-геологическими процессами являются ветровая эрозия и дефляция, что в сочетании с резко выраженным аридным климатом осложняет инженерно-строительные условия.

Область аллювиально-пролювиальных предгорных наклонных равнин расположена у подножья хр. Джунгарского Алатау. Равнины характеризуются хорошо выраженным уклоном от гор в сторону аллювиальных равнин. Абсолютные отметки этих равнин колеблются от 500 до 850 *м*. Характерной чертой их является изрезанность поверхности довольно густой овражно-балочной сетью с мелкими речными долинами. Глубина вреза долин в верховьях достигает 30—35 *м*, а в низовьях не превышает 10—15 *м*. Равнины сложены обломочным малоокатанным материалом. В предгорной части материал более крупный, но по мере удаления от подножий гор он становится мельче. Нередко с поверхности залегает маломощный покров лёсса, большей частью сильно щебенистый. Поверхностные воды, фильтруясь в рыхлые отложения наклонных равнин, выклиниваются у их окраин, образуя солончаки и сазы.

В пределах данной области развиты флювиогляциальные нижнечетвертичные и аллювиально-пролювиальные отложения, относимые к формации предгорных и межгорных равнин. Они отвечают конгломерато-валунно-галечниковому, песчано-гравийно-галечниковому и супесчано-суглинистому комплексам, в границах распространения которых территориально выделяются самостоятельные инженерно-геологические районы.

Конгломерато-валунно-галечниковый комплекс формации предгорных равнин и межгорных впадин представлен верхнегобийскими конгломератами с глинисто-карбонатным цементом, валунно-гравийно-галечниковыми отложениями с песчаным и супесчаным заполнителем с прослоями и линзами щебня, песка, супеси и суглинка. Размер щебенки и гальки от 1 до 10 *см*. Механический состав пород комплекса представлен валунами от 25 до 60%, галькой от 15 до 30%, гравием от 5 до 10%, суглинком от 5 до 10%, песком от 10 до 15%. Коэффициент фильтрации пород комплекса колеблется от 10 до 30 *м/сутки.*

Глубина залегания подземных вод колеблется в широких пределах — от 0 до нескольких десятков метров, мощность обводненной толщи — от 2 до 25—30 *м*, а на участках конусов выноса составляет 50—100 *м*. Воды пресные, сухой остаток изменяется от 0,2 до 0,6 *г/л*, общая

жесткость — от 1 до 6 *мг-экв*; по типу минерализации воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые или магниево-кальциево-натриевые. Агрессивность вод не изучена.

Песчано-гравийно-галечниковый комплекс, относимый к формациям предгорных равнин и межгорных впадин, входит в группу песчаных пород. Он состоит из гравийно-галечниковых отложений с песчаным, суглинистым и супесчаным заполнителем, с линзами разнозернистого песка и супеси. Наличие глинистого цемента обусловливает хорошую сохранность в сухом состоянии вертикальных откосов высотой 5—10 *м*. Отложения характеризуются неправильной слоистостью и весьма изменчивой мощностью. По мере удаления от гор степень окатанности и сортировки грубообломочного материала уменьшается. В зависимости от плотности пород и характера заполнителя коэффициент фильтрации меняется от 10 до 60—80 *м/сутки*.

Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 0,2 до 30 *м* и более. Удельные дебиты скважин составляют от десятых долей литра в секунду до 20 *л/сек*. Воды пресные, с сухим остатком до 1 *г/л*, по типу минерализации гидрокарбонатные кальциевые, но встречаются и с минерализацией до 5 *г/л* — гидрокарбонатно-сульфатные натриевые. Агрессивность вод не изучена.

Супесчано-суглинистый комплекс, относимый к формации предгорных равнин к группе связных пород, представлен супесями, суглинками, песками с включением гравия и гальки. По гранулометрическому составу суглинки и супеси часто являются пылеватыми с числом пластичности 5—10% и 3—6%. Содержание пылеватой фракции (0,05—0,005 *мм*) превышает 65%, глинистой фракции обычно меньше 20%, а количество песка изменяется в значительных пределах. Прочие физико-механические показатели характеризуются следующими значениями: объемный вес для супесей 2,72—2,74 *г/см*$^3$, для суглинков 2,74—2,76 *г/см*$^3$, пористость 40—45%, коэффициент пористости 0,6. По величине коэффициента сжимаемости породы они относятся к категории средне- и сильносжимаемых. Коэффициент фильтрации составляет: для суглинков — от 0,01 до 0,30 *м/сутки*, для супесей — от 0,01 до 0,004 *м/сутки*.

Породы характеризуются повышенной засоленностью. Средневзвешенное содержание легкорастворимых солей, по данным анализов водных вытяжек, близко к 0,5%. Засоленность и значительное количество легкорастворимых солей в породах комплекса следует учитывать как осложняющий фактор при строительстве.

## СЕВЕРО-БАЛХАШСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Регион охватывает территорию северо-восточной части Прибалхашья, горы Арганаты, Архарлы и впадины между ними.

В геологоструктурном отношении регион относится к восточной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной зоны развития герцинских структур, сложенных в основном породами среднего и верхнего палеозоя. В осевых частях наибольших погружений развит комплекс более молодых мезозойских и кайнозойских осадков.

Альпийские движения в пределах региона проявились еще в их ранние фазы, отличаясь большей интенсивностью на границе неогена и четвертичного времени. В этот период, наряду с пликативными дислокациями в виде складок основания имели место и значительные вертикальные подвижки по разломам.

В геологическом строении региона принимают участие породы от допалеозоя до современных образований.

По геоморфологическим признакам в пределах региона могут быть выделены две области: мелкосопочник с аридно-денудационной обработкой и эрозионно-денудационное низкогорье.

Область мелкосопочника с аридно-денудационной обработкой занимает северную часть региона и расположена в пределах абсолютных высот 420—600 *м*. Она характеризуется мягкими плавными очертаниями рельефа и сравнительно небольшими амплитудами относительных высот (от 60—100 до 20—50 *м*). В пределах мелкосопочника местами выделяются характерные вытянутые гряды, обычно разобщенные пологими понижениями — широкими плоскодонными долинами или замкнутыми впадинами. На участках выходов кристаллических пород допалеозоя и палеозоя на дневную поверхность интенсивно протекают процессы физического выветривания, способствующие образованию различного по составу элювия — суглинков, дресвы и щебня. В пределах данной области может быть выделено пять основных комплексов пород, отвечающих инженерно-геологическим районам.

Гранитно-диоритовый комплекс представлен гранитами, габбродиоритами, плагиогранитами и аляскитами различного возраста, относимыми к интрузивной формации, к инженерно-геологической группе скальных пород. Породы обладают прочной связью между зернами, несжимаемы и характеризуются величинами временного сопротивления на сжатие порядка 1200—2000 *кГ/см*$^2$. Трещины выветривания развиты на глубину 40—70 *м*. Породы слабо обводнены (расходы родников в пределах десятых и сотых долей литра в секунду) и только в зонах разломов водопритоки значительно возрастают (до 1—5 *л/сек*). Минерализация вод пестрая. К гранитным интрузиям обычно приурочены пресные воды с величиной сухого остатка около 1 *г/л*. На участках развития солончаков и в зонах затрудненного водообмена качество воды резко ухудшается. Здесь обычно преобладают сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды, проявляющие агрессивность к бетону.

Известняковый комплекс карбонатной формации входит в группу скальных пород, представлен известняками и доломитами. Известняки имеют кристаллическое строение, по простиранию нередко замещаются кремнистыми и глинистыми разностями, реже песчаниками. Карбонатные породы подвержены карстованию и разбиты трещинами выветривания. Наиболее значительное дробление наблюдается в зонах тектонических нарушений. Мощность зоны активной трещиноватости колеблется от 60 до 170 *м*, причем нередко карстовые полости наблюдаются и на глубинах порядка 200 *м*. Коэффициенты фильтрации слабо трещиноватых окремненных известняков варьируют от 0,1 до 2,5 *м/сутки*, а в зонах с развитием карста достигают 150—200 *м/сутки*. Подземные воды слабо солоноватые (общая минерализация до 2,5 *г/л* с несколько повышенной карбонатной жесткостью).

Основными факторами инженерно-геологической оценки территории являются: рельеф, характер и степень развития карстовых явлений, гидрогеологические условия.

Порфиро-песчаниковый комплекс относится к эффузивно-терригенной формации, к группе скальных пород и представлен различными по составу эффузивами, их туфами, конгломератами, песчаниками и алевролитами среднего и верхнего палеозоя. Породы обладают жесткими связями между зернами и высокими несущими свойствами. Трещиноватость развита слабо и проявляется в пределах верхней 40—60-метровой зоны наиболее интенсивного выветривания. Нередко трещины закольматированы, что резко снижает их фильтрационные свойства (коэффициент фильтрации до 0,01 *м/сутки*). Физико-механические свойства

эффузивов (порфиритов основного состава) характеризуются следующими данными: удельный вес 2,72—2,9 (в среднем 2,8 *г/см*$^3$), объемный вес 2,62—2,85 *г/см*$^3$ (в среднем 2,73 *г/см*$^3$), временное сопротивление сжатию до 1400 *кГ/см*$^2$ (в среднем 830 *кг/см*$^2$), водопоглощение 0,10—0,60%, водонасыщение 0,12—0,81% (по материалам работ ИГН им. К. И. Сатпаева на канале Иртыш—Караганда, 1965 г.). Показатели некоторых физических свойств пород осадочной толщи следующие: объемный вес песчаников 2,63 *г/см*$^3$, аргиллитов 2,54 *г/см*$^3$, водопоглощение соответственно 2,2% и 2,7%.

Подземные воды приурочены к трещинам выветривания и к зонам тектонических нарушений. Расходы источников колеблются от 0,1 до 6 *л/сек*. Воды преимущественно пресные и слабо солоноватые, с сухим остатком 0,2—3,0 *г/л*, реже более. Агрессивные свойства вод не изучались, однако имеются данные о наличии в эффузивах высокоагрессивных сульфатных вод.

При строительстве необходимо учитывать трещиноватость пород и гидрогеологические факторы.

Конгломерато-сланцево-песчаниковый комплекс входит в состав нижней терригенной формации и отвечает инженерно-геологической группе скальных пород. Представлен он полимиктовыми песчаниками с прослоями известняков, конгломератами, алевролитами и туфопесчаниками силура, залегающими с угловым несогласием на подстилающих их отложениях ордовика, кембрия, реже протерозоя. Породы трещиноваты и обводнены на глубину до 50 *м*. Расходы родников колеблются от 0,5 до 2 *л/сек*, увеличиваясь в зонах разломов до 5 *л/сек* и более. Воды пресные, реже слабо солоноватые, с величиной плотного остатка 0,5—3,0 *г/л*. В ненарушенном состоянии породы комплекса обладают высокими показателями сопротивления на сжатие. При инженерно-строительном освоении территории должны учитываться те же факторы, что и для предыдущего комплекса.

Сланцево-кварцито-песчаниковый комплекс представлен кварц-серицитовыми и серицит-хлоритовыми сланцами и кварцитами, переслаивающимися с доломитами, мраморизованными известняками, реже эффузивами нижнего палеозоя. Отложения относятся к метаморфической формации, к группе скальных пород. Для них характерна значительная трещиноватость. Глубина зоны выветривания составляет 30—50 *м*. Ширина трещин обычно измеряется величинами порядка нескольких миллиметров. Нередко трещины заполнены глинистым материалом. Сильно метаморфизованные породы (амфиболиты и гнейсы верхнего протерозоя), как правило, анизотропны по своим механическим свойствам, особенно в отношении параметров, характеризующих их временное сопротивление на сжатие. С породами данного комплекса связаны подземные воды зоны открытой трещиноватости, весьма пестрые по химическому составу. Агрессивность вод не изучена.

В целом условия инженерно-строительного освоения территории можно считать удовлетворительными.

Область эрозионно-денудационного низкогорья охватывает горы Архарлы и Арганаты. Рельеф территории выровненный, местами слабо волнистый, с абсолютными отметками порядка 600—800 *м*. В пределах области распространены породы верхнего девона и нижнего карбона, представленные кварцевыми порфирами, туфами, туфопесчаниками, аргиллитами, конгломератами, известняками, объединяемыми в один порфиро-песчаниковый комплекс эффузивно-терригенной формации. Инженерно-геологическая оценка последнего приведена выше.

Комплекс отложений рыхлого покрова представлен разнообразными по генезису суглинками, супесями и разнозернистыми песками. Основ-

ные параметры их физико-механических свойств не выходят за пределы типовых характеристик и при оценке с инженерно-строительной точки зрения требуют лишь дополнительного учета ряда факторов (гидрогеологических, геоморфологических, а в отдельных случаях и эндолитогенных, в частности проверки на просадочность).

Особое место среди отложений рыхлого покрова занимает комплекс элювиальных загипсованных глин — «гажа», часто развитых по эффузивам основного состава. Этот комплекс широко распространен в районе г. Балхаша и на сопредельных с ним территориях.

По гранулометрическому составу отложения данного комплекса представлены литологическими разностями широкого диапазона, начиная от супесей и суглинков до тяжелых глин включительно. Отличительными чертами их являются исключительно высокое содержание гипса (до 35% и более), часто встречающегося в виде отдельных друз, значительная пористость (до 48—50%) и способность наиболее обогащенных глинистыми фракциями пород к интенсивному набуханию. Окраска «гажи» характеризуется широкой гаммой оттенков — от пепельно-серого до кирпично-красного и оранжевого, в зависимости от цвета пород подстилающего комплекса. В условиях благоприятного гидрогеологического режима, т. е. при величине естественной влажности, меньшей максимальной молекулярной влагоемкости, грунты характеризуются весьма высокой сопротивляемостью внешним нагрузкам (до 3—4 $кГ/см^2$). Однако при переходе этой границы в направлении к верхнему пределу пластичности, т. е. при наличии каких-либо факторов избыточного увлажнения, прочностные свойства грунтов резко ухудшаются. Последнее, видимо, обусловлено резким ослаблением структурных связей солевого цемента за счет гидратации и расклинивающего действия водных пленок. Необходимо отметить, что возникающие при этом деформации оснований протекают исключительно быстро, отличаются крупными размерами как в площадном, так и в линейном выражении и потому нередко носят катастрофический характер. В связи с этим во всех случаях обнаружения на строительных площадках элювиальных загипсованных глин типа «гажи» последнее должно являться объектом особого внимания инженеров-геологов, а какие-либо инженерные рекомендации по ним следует назначать только после их глубокого и всестороннего изучения.

*Глава двадцать седьмая*

# ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Многообразие форм рельефа, геологических условий, климатические особенности и инженерно-хозяйственная деятельность способствует интенсивному проявлению ряда физико-геологических процессов. При этом одни из них проявляются катастрофически быстро (селевые потоки, оползни, обвалы, лавины и т. д.), другие же имеют малую скорость развития (различные типы выветривания, некоторые виды эрозии, засоление почво-грунтов и т. д.). Оценка влияния природных геологических процессов и прогноз физико-геологических явлений в сфере строительного освоения являются важным вопросом инженерно-геологического аспекта.

Ниже приводится краткая характеристика современных физико-геологических процессов и явлений, наиболее типичных для территории Южного Казахстана.

**Физическое выветривание.** Эта форма выветривания в совокупности с химической и биологической или органической формами, имеющими подчиненное значение, наиболее активно проявляется на территории высокогорных районов Южного Казахстана. Скальные породы в большинстве случаев обнажаются здесь непосредственно на дневную поверхность и приурочены к ландшафтным зонам, для которых характерны резкие изменения ряда климатических параметров. Так, абсолютные значения амплитуды годовых колебаний температуры составляют до 80°, при этом суточные амплитуды достигают 30—35°. Резкие температурные колебания, расклинивающие действие воды во всех ее фазовых состояниях, и биогенные процессы приводят к нарушению монолитности скальных пород, их растрескиванию и в конечном итоге к отчленению их от основного массива. На склонах образуется глыбовый, а затем щебнистый и мелкообломочный элювий, который в последующем под влиянием гравитационных сил смещается вниз по склону. Горные склоны, борта долин и водоразделы почти повсеместно усеяны каменными осыпями, местами перекрытыми маломощным почвенно-растительным чехлом. На достаточно крутых склонах осыпи сливаются в каменные «реки» и образуют огромные курумы, сползающие в тальвеги долин и поставляющие в русла огромные количества обломочного материала. Трудности хозяйственного освоения многих склонов (лесопосадки, выпасы, проложение дорог и др.) связаны с необходимостью укрепления этих курумов, поскольку большая часть их является движущейся.

При освоении склонов горных долин возникает необходимость учитывать возможность камнепадов, для чего в отдельных случаях приходится прибегать к строительству защитных стен и камнеуловителей, как это было сделано при защите здания 2-ой Озерной ГЭС на р. Большая Алматинка.

Наличие на склонах большого количества неустойчивых масс обломочного материала увеличивает опасность возникновения снежных и

способствует формированию снежно-каменных лавин, отличающихся огромной разрушительной энергией.

Выветривание скальных пород приводит и к значительным изменениям их физико-механических свойств, в частности к увеличению трещиноватости и снижению механической прочности. Так, невыветрелые среднекристаллические граниты бассейна р. Большой Алматинки имеют временное сопротивление сжатию 2100 *кГ/см*², тогда как внешне сохранные, но выветрелые их разности снижают прочность до 1250 *кГ/см*², т. е. почти в 2 раза.

**Засоление и заболачивание.** Рыхлообломочные и связные породы Южного Казахстана, представляющие собой продукты континентального осадконакопления, в меньшей степени подвержены выветриванию. Преобладающим процессом здесь является континентальное засоление отложений вблизи дневной поверхности. Аридность климата и часто неглубокое залегание уровня подземных вод способствуют интенсивному и широкому развитию этого процесса. В зависимости от сочетания природных факторов и хозяйственной деятельности, континентальное засоление проявляется либо на значительных площадях, либо носит узко локальный характер. В пределах предгорных наклонных равнин, на их поверхности, по долинам рек и в местных депрессиях рельефа континентальное засоление пород и подземных вод фреатических горизонтов довольно характерно. Содержание воднорастворимых солей в верхних горизонтах почв на таких участках достигает 20—25% к воздушно-сухой навеске. Преобладающий тип засоления — хлоридно-сульфатный натриевый (реже сульфатно-хлоридный). Содержание легкорастворимых солей в породах, подверженных вторичному засолению, варьирует от 2 до 5%, иногда доходя до 7—8%.

Заболачивание характерно для территорий, расположенных по периферии предгорных шлейфов. Болотно-сазовая зона вытягивается здесь узкой полосой (от сотен метров до 1,5—2,0 *км*) у основания конусов выноса, ландшафтно фиксируя участки выклинивания подземных вод. Большинство долин многочисленных речек типа «карасу», формирующихся за счет родникового стока зоны выклинивания, представляют собой заболоченные меандрирующие балки, соединяющие мелкие камышовые западины и густо заросшие тростником болота. Наиболее активно процессы заболачивания проявляются в периферийной области крупных конусов выноса, нередко создавая этим значительные затруднения при хозяйственном освоении земель. Значительная широтная протяженность «сазов» зоны выклинивания создает также трудности для дорожного строительства и ограничивает возможности расширения застройки существующих населенных пунктов. Болотно-сазовая зона по периферии предгорных шлейфов изобилует выходами многочисленных родников, что благоприятствует использованию их в целях орошения.

**Просадочные явления.** Лёссовые породы в Южном Казахстане распространены очень широко и в большинстве случаев характеризуются значительной просадочностью. По данным полевых и лабораторных исследований, наиболее просадочные разности распространены в пределах областей ступенчатых предгорий и предгорных равнин. Просадочные свойства лёсса и лёссовых пород предгорий обычно наиболее активно проявляются в пределах верхней 10-метровой толщи, тогда как на равнине просадочность отмечается в интервале 3—5 *м* от дневной поверхности.

Естественные просадочные явления в виде просадочных западин и степных блюдец встречаются на приводораздельных участках равнины при близком залегании грунтовых вод и на участках, благоприятных для накопления атмосферных осадков. В предгорной зоне просадочные

явления проявляются обычно в виде трещин, мелких оплывин и боковых отседаний, на участках, благоприятных для избыточного увлажнения. Подобные явления наблюдаются также вдоль деривационных каналов и оросительных водоводов.

Опыт эксплуатации оросительных систем и сооружений в Южном Казахстане свидетельствует о необходимости строгого учета просадочных явлений при проектировании и эксплуатации гидротехнических и ирригационных сооружений. Подавляющее большинство аварий оросительных систем связано с недостаточным учетом влияния просадочных пород.

**Эрозионные процессы.** Ветровая эрозия, или дефляция, довольно активно проявляется почти по всей территории Южного Казахстана. Сухость климата, интенсивность ветров, наличие мелкозернистого покрова отложений и слабое развитие растительности создают благоприятные условия для эрозии, развевания и эолового переотложения пылевато-песчаного материала. Области широкого развития этих процессов располагаются в пределах распространения песчаных массивов Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий и в Южном Прибалхашье. Здесь располагаются крупные массивы песков Кызылкумы, Муюнкумы, Сары-Ишикотрау и др., сложенные продуктами эоловой генерации четвертичного периода. В пределах указанных территорий отмечаются значительные по площади участки, где дефляция, эоловый перенос и переотложение песчаных отложений происходят весьма активно и в настоящее время.

Преобладающими формами накопления эолового материала являются барханно-грядовые пески (в центральных частях массивов) и мелкобугристые (по периферии). В центре песчаных массивов отмечаются участки перевеваемых песков. Котловины выдувания, ветровая рябь и песчаные гребешки на вершинах барханов являются распространенными и типичными формами микрорельефа участков перевеваемых песков. Углы склонов на незакрепленных барханах составляют 30—32°, что соответствует предельному значению откоса в состоянии слабого увлажнения. Пески эоловых массивов рассматриваемого района обычно хорошо отсортированы. Содержание фракции мелкого песка (0,05—0,5 *мм*) составляет 90—95%.

Характерной областью дефляции покровных отложений района является поверхность плато Карой (к северо-западу от расположенных на левобережье Каскелен песков Муюнкум), представляющего собой каменистую полупустыню. Господствующие здесь сильные ветры выдувают мелкозем из отложений покрова, что приводит к формированию чехла скелетных почв.

В области предгорий и на горных склонах дефляция почв представляет собой менее характерное явление, причем здесь этот процесс имеет геологические темпы развития и практически существенного влияния на инженерно-строительную деятельность не оказывает.

Эрозия склонов в предгорных зонах Южного Казахстана происходит довольно интенсивно и является одним из основных морфогенетических факторов формирования рельефа. Широкому развитию эрозионных процессов способствуют расчлененный рельеф, гумидный климат и наличие мощного покрова рыхлых образований на склонах горных сооружений. Интенсивные летние дожди приводят к активизации линейной эрозии. Внешними формами ее проявления обычно являются узкие щелевидные промоины или глубокие эрозионные врезы на склонах и более интенсивный рост оврагов, наблюдающийся в области предгорий, сложенных в основном лёссовыми породами, активно подвергающимися размыву. Овраги в лёссовых породах (в начальной стадии своего раз-

вития) имеют обрывистые склоны. В период прохождения ливневых и талых вод такие склоны легко обрушаются и происходит дальнейший рост оврага как в плане, так и в глубину. Линейные размеры оврагов достигают десятков, а иногда и нескольких сотен метров. Исследованиями различных видов деформаций склонов в пределах горной части района (Колотилин, 1961), обусловленных эрозионными процессами, установлено, что годовой площадный прирост оврагов в лёссовых породах здесь составляет 12—16%, линейный — 1,1—1,4 *м* (при крутизне склонов 25—40°), прирост в глубину 3—6 *м*. Развитию линейной эрозии на данной территории во многом способствует неправильная эксплуатация ирригационной сети. Часто можно встретить промоины, образованные в результате утечки воды из каналов, неупорядоченного сброса поливных вод и т. д.

Особенности климатических условий (интенсивный ливневый сток) на территории среднегорных и высокогорных областей Южного Казахстана способствуют также широкому развитию явлений плоскостного смыва на склонах. Почвенный покров на склонах, подверженный процессам физического выветривания, в период прохождения ливневых дождей интенсивно смывается, что приводит к образованию неглубоких борозд и, кроме этого, способствует активизации селеобразующих очагов, что в геодинамическом отношении, безусловно, является отрицательным фактором. Особенно ярко явления плоскостного смыва выражены на участках, лишенных растительного покрова. Размеры плоскостного смыва в основном определяются такими факторами, как крутизна склонов, интенсивность ливня и физико-механические свойства пород, количественно выражаясь в 500—800 $м^3/га$ в течение одного летнего сезона (Колотилин, 1961).

Все описанные выше формы склоновой эрозии нередко создают угрозу тем или иным инженерным объектам (каналы, искусственные сооружения и т. д.) и способствуют активизации некоторых геодинамических явлений, в частности селевых потоков. Поэтому при проектировании и строительстве инженерных сооружений на данной территории все отмеченные факторы подлежат строгому учету. В равнинных областях эрозионные процессы чаще проявляются в форме бокового размыва речных долин. Русла рек сильно меандрируют по расширенным днищам долин, местами подмывая террасы и коренные склоны. Наиболее значительные подмывы и обвалы берегов наблюдаются в периоды паводков. Явления боковой эрозии часто осложняют эксплуатацию транспортных сооружений (мостов, переправ и т. д.).

Следует также отметить эрозионную деятельность мелких водотоков, с которыми обычно связаны незначительные деформации береговых склонов. Как правило, серьезной опасности для инженерных сооружений такие деформации не представляют и легко могут быть приостановлены с помощью несложных технических средств. Однако при инженерно-строительном освоении тех или иных участков наличие их также должно быть принято во внимание.

Эрозионно-селевые явления относятся к категории опасных, а порой и катастрофических форм проявления современных природных физико-геологических процессов. Основными областями зарождения и формирования селевых потоков является горная зона Южного Казахстана.

Многочисленные горные реки, воды которых широко используются для орошения полей и садов, а также для промышленного и хозяйственного водоснабжения, являются иногда направляющими каналами селевых потоков колоссальной разрушительной силы. Так, только в бассейне р. Малой Алматинки, на конусе выноса которой расположена столица

Казахстана, за последнее столетие отмечено более двадцати случаев прохождения значительных по мощности селей. Наиболее крупным из них можно считать селевой поток в 1921 г., вызвавший Верненскую катастрофу, когда на территорию города была выброшена масса каменного материала общим объемом до 3,5 млн. $м^3$. Многие дома при этом были полностью разрушены или унесены потоком.

Особо следует отметить селевой поток в 1963 г. в бассейне р. Иссык. Живописное горное озеро, располагавшееся в долине р. Иссык, до последнего времени являлось природным гасителем селевых паводков. Так, по данным КазУГМС (Литовченко, 1964), селевой паводок в 1958 г., сформировавшийся в Жарсае (левый приток р. Иссык), был полностью погашен и аккумулирован озером. Однако в 1963 г. в верховьях Жарсая при сочетании комплекса факторов и в первую очередь в результате бортовых оползней, вызванных кратковременным, но интенсивным ливнем очагового характера, сформировался мощный селевой поток. Селевые валы громадной разрушительной силы, сокрушая все на своем пути, прошли по долине реки и были выброшены в котловину озера. Поступление чрезвычайно большого количества селевых масс обусловило резкий подъем уровня воды в озере и образование огромных волн, которые подобно гигантскому тарану с силой ударялись о его плотину. Динамическим воздействием волн, а главное переливом больших масс воды через гребень естественной плотины последняя была размыта (пропилена) в месте ее примыкания к левому склону на водосбросе, где ранее осуществлялся поверхностный сток воды из озера. Эрозионный врез, разработанный вследствие размыва, достиг глубины 80—100 *м*, при ширине по верху 60—80 *м*. Значительные массы воды, переливаясь через образовавшийся прорыв, образовали новый селевой паводок, причинивший разрушения в долине р. Иссык и на ее конусе выноса ниже (севернее) естественной плотины. После прошедшего в 1963 г. катастрофического селя и спуска самого озера потенциальная селеопасность бассейна р. Иссык значительно увеличилась.

В настоящее время проблемой изучения селей в той или иной степени занимаются как научные учреждения, так и производственные организации союзного и республиканского подчинения.

На основе экспедиционных исследований, а также анализа материалов изучения геолого-тектонических особенностей и рельефа горных областей с учетом сейсмичности, состояния почвенного и растительного покрова, метеорологических характеристик и других факторов. Н. Ф. Колотилиным и А. С. Бочкаревым (1963) составлена карта региональной типизации селевых бассейнов Юго-Восточного Казахстана с подразделением их по степени селеопасности на пять категорий.

К первой категории отнесены бассейны с активной селевой деятельностью, образующие сели катастрофического характера. Вторая — характеризует бассейны с затухающей селевой деятельностью. Третья — объединяет бассейны, почти полностью прекратившие селевую деятельность. Четвертая — включает бассейны, образующие выносы овражного типа. Пятая категория, выделенная особо, объединяет бассейны, образующие сейсмические оплывины иногда громадной разрушительной силы.

Проведенная типизация горных селевых бассейнов указывает на ясно выраженную зависимость селепроявлений от ряда региональных факторов и в частности устанавливает связь их с сейсмогенными структурами. Одновременно она позволяет производить выделение для целей проектирования наиболее характерных параметров, присущих той или иной категории, которые в дальнейшем могут уточняться по мере накопления фактического материала (Колотилин и др., 1967). Горные бассей-

ны высоких категорий селеопасности обычно совпадают с районами лавинной деятельности, наиболее активизирующейся в конце зимы и начале весеннего времени.

**Сейсмогенные деформации.** Сейсмические явления при достаточной их интенсивности сопровождаются различными нарушениями нормальных условий залегания и изменениями физических свойств массивов горных пород. Эти нарушения в горных районах проявляются в виде оползней, обвалов и размывов сплошности покровных отложений на поверхности. Характер и размеры нарушений определяются положением эпицентральной области по отношению к тому или другому рассматриваемому участку, рельефом местности, литологическим составом, физико-механическими свойствами и естественным состоянием пород.

Деформации, обусловленные сейсмическими явлениями в пределах горных и береговых склонов рассматриваемого района, детально охарактеризованы в работе Н. Ф. Колотилина (1961). Автором установлено, что деформации, обусловленные сейсмическими явлениями, несколько отличаются по форме от таковых же, вызываемых иными причинами. По морфологическим признакам в бассейнах рек Большой и Малой Алматинки Н. Ф. Колотилин (1961) выделяет следующие типы сейсмических оползней:

а) циркообразные оползни, образование и форма которых зависит от рельефа (крутизна склонов больше 25%), консистенции пород и от характера проявления сейсмических сил;

б) оползни глетчерного типа, выраженные в рельефе в виде узколокальных, вытянутых впадин на склонах, образованных излиянием грязевых масс во время землетрясения;

в) оползни прямолинейных очертаний в плане, встречающиеся на участках с близким залеганием коренных пород при небольшой мощности рыхлых образований, в основном лёссовых пород; прямолинейность очертаний этих оползней обусловлена свойством лёссовых пород давать вертикальные расколы по прямому направлению;

г) оползни неправильных форм, возникающие при сочетании нескольких типов природных деформаций (оползни, обвалы, сдвиги). Такие оползни образуются также на склонах, деформации которых проявились или были подготовлены предшествующими процессами; при этом возникают вторичные оползни, имеющие неправильные формы.

В условиях районов высокой сейсмической балльности изучение природных деформаций, обусловленных сейсмогенными факторами, должно являться неотъемлемой частью инженерно-геологических исследований для любых объектов строительства.

**Карст.** В местах распространения карбонатных пород исключительно важное значение имеют процессы карстообразования, особенно интенсивно выраженные в условиях хорошей обнаженности карбонатных пород. Наиболее характерными областями карстопроявлений в пределах Южного Казахстана являются районы хр. Каратау и в меньшей степени Кетменского хребта и других горных сооружений. Вследствие интенсивной трещиноватости карбонатная толща почти всюду водоносна. Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков. Поверхностные воды по тектоническим трещинам проникают вглубь массива и на глубине разрабатывают подземные полости. Подземные воды, обогащенные сульфатами, в зоне окисления рудных полей приобретают агрессивные свойства, что способствует усилению карстообразования.

Карстовые проявления приурочены чаще всего к областям развития дизъюнктивных нарушений. Крупные тектонические разломы, а также сильно трещиноватые зоны пород могут рассматриваться как основные

очаги карстообразования, от которых карст распространяется в стороны, постепенно охватывая все новые и новые участки.

Карстовые пещеры, образующиеся по крупным трещинам, имеют обычно удлиненную форму. Объемы отдельных карстовых пустот достигают нескольких десятков тысяч кубометров. Наряду с крупными карстовыми полостями отмечаются и более мелкие карстопроявления. Их образование иногда связано с частичным выносом рудных компонентов, сопровождающимся последующими деформациями и обрушениями в толще пород. Эти полости представляют собой небольшие пещеры различных размеров. Границы полостей обычно округлые, стенки неровные, изъеденные и покрытые охристыми красными глинами и окислами железа, с тонкими налетами церуссита и галенита. Помимо отмеченных карстовых пород глубинного, скрытого проявления, большое распространение имеет поверхностный карст.

Учет основных закономерностей формирования и проявления карста совершенно необходим при инженерно-геологических изысканиях и строительном проектировании в районах распространения пород карбонатной формации.

* *
*

Приведенная типизация инжнерно-геологических условий Южного Казахстана, опирающаяся на данные формационного и литолого-генетического анализа, позволяет сделать вывод о сложности сочетаний и многообразии факторов, определяющих особенности инженерно-строительного освоения описанных выше регионов. При этом важная роль принадлежит структурно-тектоническим факторам, ландшафтной зональности природных условий и характеру проявления современных физико-геологических процессов. Так, для зон, приуроченных к новейшим орогенным структурам Северного Тянь-Шаня, при оценке инженерно-геологической обстановки исключительно важное значение имеет учет таких факторов, как степень сейсмической, селевой или лавинной опасности отдельных районов. Для предгорных равнин и межгорных впадин вопросы инженерно-строительного освоения нередко осложняются наличием просадочных лёссовых пород, явлениями вторичного засоления или заболачивания территорий, обусловленных неблагоприятными гидрогеологическими условиями.

Поэтому одними из ближайших задач инженерно-геологического изучения территории Южного Казахстана должны явиться региональное, в первую очередь — среднемасштабное, картирование и разработка надежных методов прогноза неблагоприятных физико-геологических или инженерно-геологических процессов и явлений, оцениваемых как лимитирующие факторы строительства.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем томе впервые приведено монографическое описание гидрогеологических и инженерно-геологических условий огромной и весьма сложной в геологическом отношении территории Южного Казахстана, охватывающей Алма-Атинскую, Джамбулскую, Чимкентскую и Кзыл-Ординскую административные области, общей площадью 755 тыс. $км^2$.

Обобщение и анализ обширного фактического материала позволили по-новому и с большой полнотой описать основные закономерности распространения и формирования подземных вод, оценить общие их ресурсы, определить возможности использования подземных вод для различных нужд народного хозяйства и наметить основные направления дальнейших гидрогеологических и инженерно-геологических работ.

Установлено, что Южный Казахстан располагает большими водными ресурсами, которые распространены на его территории крайне неравномерно. Наиболее благоприятными в этом отношении являются горноскладчатые сооружения (за исключением мелкогорья), их предгорья и значительная часть равнин с широко развитыми артезианскими бассейнами. Слабой водообильностью отличается плато Карой, являющееся практически безводным, и каменистая часть Бетпак-Далы, где лишь последними работами установлена некоторая закономерность площадного распространения пресных вод в отдельных приподнятых участках, позволяющая положительно решать вопросы водоснабжения мелких водопотребителей.

В горноскладчатых областях основное распространение получили трещинные и трещинно-карстовые воды палеозойских и допалеозойских образований. Особенно водообильными здесь являются известняки, содержащие трещинно-карстовые воды. Другие породы наиболее перспективны только на участках развития тектонических трещин и в приконтактовых частях изверженных пород с осадочными. Воды в основном пресные и могут быть рекомендованы для использования в различных целях. Исключение составляют подземные воды палеозойских и допалеозойских пород низкогорья, сформировавшиеся в условиях пустынного климата с недостаточным увлажнением. Водообильность пород здесь слабая, а по минерализации воды солоноватые и нередко соленые.

В артезианских бассейнах широко распространены как грунтовые, так и напорные воды. Из грунтовых вод заслуживают внимания четвертичные водоносные горизонты с пресной водой, распространенные в предгорных шлейфах и располагающие большими эксплуатационными запасами. Кроме того, среди обширных равнинных пространств имеют большое практическое значение водоносные горизонты в аллювиальных отложениях речных долин, в аллювиальных и озерно-аллювиальных и перекрывающих их эоловых отложениях, занимающих большие площади песчаных массивов, и др.

Исключительно важное значение в артезианских бассейнах имеют напорные воды этажно-расположенных водоносных горизонтов и ком-

плексов. Они вскрываются многочисленными скважинами на различных глубинах от 10 до 1000 *м* и более. Отмечено, что по мере продвижения с востока на запад происходит постепенное уменьшение количества напорных водоносных горизонтов и комплексов с пресной водой за счет выклинивания их в верхних частях гидрогеологического разреза.

При подсчете естественных ресурсов подземных вод в бассейнах трещинных вод нами учитывались две составляющие подземного стока — подземный сток, выклинивающийся в реки, и идущий на глубокую инфильтрацию. Первый образует многочисленные поверхностные потоки, которые в свою очередь являются основным источником питания для водоносных горизонтов предгорно-наклонной равнины, а второй, двигаясь подземным путем в сторону артезианских бассейнов, питает глубоко залегающие водоносные толщи депрессий. Расчетами доказано, что величина подземного стока в реки значительно превышает величину подземного стока глубокой инфильтрации, при этом соотношение их для той или иной горноскладчатой области неодинаковое и в основном зависит от наличия или отсутствия зон глубокой трещиноватости и проявления глубокого карста. Так, в Большом Каратау, где широко распространены карстовые явления, подземный сток в реки и сток глубокой инфильтрации по величине близки между собой, а в высокогорной части Джунгарского Алатау при преимущественном распространении трещин выветривания до глубин 100 *м*, т. е. менее глубин эрозионных врезов, подземный сток, выклинивающийся в реки, превышает в 10 раз величину стока, идущего на большие глубины по тектоническим трещинам.

Выявленные на территории Южного Казахстана ресурсы подземных вод должны найти самое широкое применение в народном хозяйстве как источник водоснабжения, орошения, а также в бальнеологических и теплофикационных целях. В сочетании с поверхностными водами потребности народного хозяйства Южного Казахстана в воде могут быть удовлетворены полностью без дополнительного привлечения водных ресурсов извне. В настоящее время подземные воды используются недостаточно, хотя отдельные территории испытывают острую потребность в источниках водоснабжения или орошения. Гидрогеологическими работами, проведенными в основном организациями Министерства геологии Казахской ССР, выявлены большие ресурсы пресных и слабо солоноватых вод в песчаных пустынях Кызылкумов, Каракумов, Муюнкумов и Южного Прибалхашья, ранее не осваиваемых сельским хозяйством из-за отсутствия данных о запасах и качестве воды. В настоящее время разведочными и съемочными работами установлены большие перспективы для использования подземных вод не только в пределах песчаных массивов, но и на других участках. Роль подземных вод в развитии народного хозяйства Южного Казахстана приобретает первостепенное значение, и поэтому с каждым годом объем водопотребления резко возрастает и в недалеком будущем большинство населенных пунктов будет перебазировано на централизованное водоснабжение за счет подземных вод.

В пределах предгорного шлейфа рекомендуется организовать сосредоточенные водозаборы с производительностью отдельных водозаборов до 1—2 $м^3/сек$ и более, на остальной территории с малой производительностью водоносных горизонтов лучше строить рассредоточенные водозаборы с отбором воды из каждой скважины 10—15 *л/сек*, реже более. В горах же, где большая часть подземных вод выклинивается в реки, использование их должно идти по пути каптирования родников. Бурение скважин здесь мало эффективно и не везде возможно.

Все описанные месторождения полезных ископаемых находятся в горноскладчатых областях, где широко распространены трещинные и трещинно-карстовые воды. Среди них более обводненные месторождения расположены в среднегорных районах развития карста (Миргалимсай) и менее обводненные — на участках низкогорья и мелкосопочника (Чатыркуль, Саяк и др.). Шахтные воды в большинстве своем пресные и с успехом могут использоваться для технических целей и орошения; для питья они не рекомендуются из-за вредных примесей. Наиболее сложные гидрогеологические условия на Миргалимсайском месторождении полиметаллов. Здесь в карстовых пустотах концентрируются большие статические запасы воды, кроме того, по ним и по тектоническим зонам разломов проходят потоки большой производительности, представляющие большую опасность из-за прорыва воды в разрабатываемые горные выработки. Для месторождения характерно, что на отдельных его участках прорыв воды наступает не сразу после вскрытия тектонической зоны, а спустя некоторое время, в процессе выдавливания глинистой «пробки», препятствующей проникновению воды в горную выработку. Таким образом, здесь при проходке горных выработок опасность представляют не только обводненные зоны, но и сухие, в которых при изменении гидростатического давления могут возникать водные потоки из соседних обводненных зон разломов, так как вся система трещин и карстовых пустот в горных породах взаимосвязана.

При выполнении инженерных работ, связанных с гражданским или промышленным строительством, возведением ирригационных каналов или других видов сооружений, необходимо учитывать широко развитые в Южном Казахстане современные физико-геологические явления. Особенно опасны в этом отношении селевые потоки, проходящие по долинам рек в предгорьях и горах и захватывающие конусы выноса, сейсмические явления (интенсивностью до 9—10 баллов) и связанные с ними обвалы, оползни и другие нарушения пород в горных районах. Осложняющими факторами инженерно-строительного освоения территорий также являются просадочные деформации в лёссовых грунтах и процессы вторичного засоления почв на поливных землях.

В монографии приведены новые данные о естественных и эксплуатационных ресурсах подземных вод; составлены региональные геотермические карты, на основании которых можно проектировать разведочные и эксплуатационные скважины на термальные воды; приведены сведения: о горячих водах низкой минерализации (до 1,5 *г/л*), рекомендуемых для использования в энергетических целях; о площадях, где можно получать минеральные воды и грязи, обладающие лечебными свойствами; о гидрогеологическом и инженерно-геологическом районировании, основанном на структурном принципе выделения гидрогеологических районов первого и второго порядка и инженерно-геологических регионов; о формировании подземных вод бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов, о выявленной при этом гидрохимической зональности, связанной с ландшафтно-климатическими поясами в горах и с изменением качества вод по мере удаления от гор; о влиянии континентального засоления на качество подземных вод. В отдельных артезианских бассейнах в вертикальном разрезе выявлена обращенная гидрохимическая зональность.

Широкое использование подземных вод в различных направлениях потребует более детального их изучения и в первую очередь на наиболее перспективных участках. В настоящее время темпы гидрогеологических исследований значительно отстают от запросов народного хозяйства, в связи с чем необходимо форсировать производство гидрогео-

логической съемки масштаба 1 : 200 000 с использованием геофизических методов. На выявленных перспективных площадях следует организовать разведку подземных вод с подсчетом запасов и с последующей передачей месторождений подземных вод народному хозяйству для использования. Особенно большие комплексные гидрогеологические работы необходимо проводить на орошаемых участках в связи с грандиозными задачами по расширению орошаемого земледелия, применяя в сложных гидрогеологических условиях методы математической статистики, моделирования и др. Изучение глубокозалегающих термальных и минеральных вод с подсчетом их запасов должно проводиться в первую очередь на месторождениях, перспективных для расширения сети бальнеологических учреждений, а также организации теплофикации за счет термальных вод наиболее крупных городов. В районах, бедных подземными водами, потребуется решать вопросы рационального использования линз пресных вод, искусственного увеличения их запасов и рекомендации по строительству специальных водозаборных котлованов для магазинирования пресных вод.

В связи с дальнейшим развитием промышленности в Южном Казахстане, особенно тех ее отраслей, где концентрируются большие количества производственных отходов с вредными примесями, возникнет проблема выявления определенных структур, пригодных для сброса и захоронения сточных вод. Это в свою очередь потребует расширения сети наблюдений за режимом подземных вод и усиления работ, связанных с их охраной от загрязнения и истощения.

## ЛИТЕРАТУРА


Абрамович Д. Речной сток Казахстана. Изд-во АН Каз.ССР, вып. II. Алма-Ата, 1950.

Абрамов С. К., Семенов М. П., Чалищев А. М. Водозаборы подземных вод. Госстройиздат, 1956.

Александров В. А. Пелоиды СССР. Медиздат, 1940.

Александров В. А. Медицинская классификация лечебных натуральных вод. В кн. «Основы курортологии». Медгиз, 1956.

Алекин О. А. К вопросу о химической классификации природных вод. Труды научно-исследовательских учреждений. Главное управление гидрометслужбы, М., 1946 г.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеоиздат, Л., 1953.

Алексин А. А. К вопросу о происхождении пресных грунтовых вод в условиях аридного климата. БМОИП, отд. геол., т. 32, № 6, 1957.

Аленицын В. Д. Об источнике пресной воды на берегах Аральского моря. Труды Аралокаспийской экспедиции, СПб, вып. V, 1877.

Альтовский М. Е. Значение природных условий, физико-химических и биохимических процессов в формировании подземных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16, изд. АН СССР, 1958.

Антоненко Э. М. Микросейсморайонирование и землетрясения 1887 и 1910 гг. в г. Верном. Вестн. АН Каз.ССР, № 9 (198), 1961.

Аскаров Х. А. О глубине залегания просадочных лёссовидных грунтов и методах оценки их просадочности. Тр. АН Узб. ССР, № 8, 1955.

Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и пограничной Джунгарии. В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Изд-во АН Каз. ССР, 1960.

Ахмедсафин У. М. Зональность грунтовых вод предгорных равнин Киргизского Алатау. Вестн. АН Каз. ССР № 1—2, 1947.

Ахмедсафин У. М. О накоплении минеральных солей в грунтовых водах песчаных пустынь. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 70, вып. 11, 1949.

Ахмедсафин У. М. Напорные воды Чу-Таласской депрессии и перспективы их хозяйственного использования. Вестн. АН Каз. ССР, № 2, Алма-Ата, 1950.

Ахмедсафин У. М. О режиме грунтовых вод песчаных пустынь. Вестн. АН Каз. ССР, № 3, Алма-Ата, 1950.

Ахмедсафин У. М. Подземные воды песчаных массивов южной части Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1951.

Ахмедсафин У. М. Перспективы использования подземиых вод Казахстана в сельском хозяйстве. Вестн. АН Каз. ССР, № 2, 1954.

Ахмедсафин У. М., Сыдыков Ж., Дмитровский В. И., Шлыгина В. Ф. и др. Сток подземных вод Казахстаиа. Изд-во АН Каз. ССР, 1964.

Бабинец А. Е. О роли поровых растворов в формировании подземиых вод. В кн. «Проблемы гидрогеологии», Госгеолтехиздат, 1960.

Бедер Б. А. Артезианские бассейны Средней Азии. В сб.: «Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса». Гидрогеология аридных зон. М,. изд-во «Недра», 1964.

Беклемишев Н. Д. Перспективы развития курортов в Казахстане. Вестн. АН Каз. ССР, вып. 8, 1954.

Бектуров А. Б. Некоторые вопросы распределения фтора в природных водах Казахстана. Вестн. АН Каз. ССР, № 10, Алма-Ата, 1962.

Беркалиев З. Т. Краткая характеристика бассейиа р. Или. В сб.: «Проблема водохозяйственного использования р. Или». Изд-во АН Каз. ССР.

Беспалов В. Ф. Альпийская тектоника Южного Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 1, 1965.

Биндемаи Н. Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. Госгеолтехиздат, 1963.

Биндеман Н. Н., Бочевер Ф. М. Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод. «Советская геология», 1964, № 1.

Бондарчук В. П. Основы геоморфологии. Учпедгиз, 1949.

Борисов В. А. Оценка запасов подземных вод Кураминского хребта. Докл. АН Узб. ССР, № 2, 1964.

Боровский В. М., Погребинский М. А. и др. Древняя дельта Сыр-Дарьи и Северные Кызылкумы. Изд-во АН Каз. ССР, т. 1, 1958, т. II, 1959.

Боровский В. М., Погребинский М. А. и др. Долиина р. Или, ее природа, ресурсы. Изд-во АН Каз. ССР, 1963.

Боровский В. М., Погребинский М. А. Формирование почв континентальных дельт и их мелиорация. Докл. на VIII Международном коигрессе почвоведов. М., изд-во «Наука», 1964.

Боровский В. М., Успанов У. У., Жувалов С. А. Почвеиные исследования в Казахстане. Докл. на VIII Международном конгрессе почвоведов, 1964.

Бочевер Ф. М. и Веригин Н. Н. Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для водоснабжения. Госстройиздат, 1961.

Бочевер Ф. М. Гидрогеологические расчеты крупных водозаборов подземных вод и водопонизительных установок. Госстройиздат, 1963.

Бочкарев В. П. Иижеиерно-геологические условия зоны Капчагайского водохранилища на р. Или и вопросы их прогнозирования. Тр. Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, т. 9, Алма-Ата, 1964.

Бочкарев В. П. Вопросы прогноза переработки берегов водохранилища Капчагайской ГЭС на р. Или. В кн. «Исследования берегов водохраиилищ и озера Байкал». М., изд-во «Наука», 1964.

Бунеев А. Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. Медгиз, 1956.

Валяшко М. Г. Соляные озера Джамбулской области. Тр. ВНИИГ, вып. XXIV, 1952.

Валяшко М. Г. Основные химические типы вод и их формироваиие. Докл. АН СССР, (102) № 2, 1955.

Василевский П. М. Гидрогеологические исследования системы р. Терс Аулие-Атинского уезда Сыр-Дарьинской области в 1922 г., «Вестник ирригации», 1925, № 9.

Величкин Н. И. Минеральные источники Аяк-Калкан. Казгосиздат, Алма-Ата, 1961.

Вербицкий А. Ф. О причинах Верненской катастрофы 8 июля 1921 г. «Ирригация, сельское хозяйство и животноводство», 1921, № 2 и 3.

Вернадский В. И. О классификации и химическом составе природных вод. «Природа», 1929, № 9.

Галицкий В. В. Палеогидрография и неотектоника Восточного Прибалхашья. Изд-во АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3, 1957.

Галицкий В. В. Проблема водообеспечения Чимкентского промышлениого района и разработка месторождения Ирису. Вести. АН Каз. ССР, № 4 (252), апрель, Алма-Ата, 1966.

Гармонов И. В. Зональность грунтовых вод Европейской части СССР. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. III. Изд. АН СССР, 1948.

Гармонов И. В., Иванов А. В., Нефедов Е. И. и др. Подземные воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования. Изд-во АН СССР, 1961.

Геологическое строение СССР. Под ред. Марковского А. И. Госгеолтехиздат, 1958.

Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Под ред. Д. В. Наливкина, ОНТИ, Л., 1961.

Гидрогеология аридных зон. Докл. советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. М., изд-во «Недра», 1964.

Бассейны рек Средней Азии. Гидрологический ежегодник, т. 5, 1960. вып. 5—8. Гидрометеоиздат, 1963.

Глазовская М. А., Рубцов Н. И. Почвы Казахстана. В сб.: «Очерки по физической географии Казахстана». Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1950.

Голубь А. Г. Гидрогеология Казахстана за 25 лет Советской власти. Изв. Каз. АН СССР, серия геол., № 6—7 (20), 1945.

Голубь А. Г. Результаты разведки и изучения подземных вод Илийской впадины. В кн. «Водные ресурсы Казахстана». Изд-во АН Каз. ССР, 1957.

Городецкий В. Д. Причины Алма-Атинской катастрофы 8—9 июля 1921 года, Алма-Ата, изд. о-ва изучения Казахстана, 1936.

Григоренко П. Г. Обзор материалов по режиму подземных вод Средней Азии и Южного Казахстана. Среднеазиат. ГЕНЕИН, 1934.

Григорьев А. А. Казахстан. Общая физико-географическая характеристика. Изд-во АН СССР, 1950.

Гуревич М. С., Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Региональные гидрохимические закономерности артезианских бассейнов СССР. Тр. лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. XI, Изд. АН СССР, 1958.

Дзенс-Литовский А. И. Зона минеральных озер СССР. Изв. Всесоюзн. географ. общ-ва т. XXVI, вып. 4, 1944.

Дзенс-Литовский А. И. Новая монография о соляных озерах Казахстана. Вести. АН Каз. ССР, № 9 (138), Алма-Ата, 1956.

Дитмар В. И., Ли А. В., Филипьев Г. П. О газоносности средне-верхнепалеозойских отложений Южного Казахстана. «Нефтегазовая геология и геофизика» 1964, № 12.

Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарыссуйской и смежных депрессий Казахстана. М., изд-во «Наука», 1966.

Дмитровский В. И. Поиски и разведка подземных вод на пастбищных территориях Южного Казахстана. В кн. «Водные ресурсы Казахстана». Изд-во АН Каз. ССР, 1957.

Дмитровский В. И. Возможные источники водоснабжения в пустыне Бетпак-Дала. «Разведка и охрана недр», 1961, № 5.

Дмитровский В. И. Гидроминеральные ресурсы Алма-Атинской области. Сборник работ по курортам Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1962.

Домрачев П. Ф. Озеро Балхаш. «Вестник знаний», 1940, № 9.

Духанина В. И. Закономерности распространения и формирования грунтовых вод Русской равнины. В кн. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины. Тр. ИГН, АН СССР, Изд. АН СССР, 1961.

Елисеев В. И. Пролювий предгорий аридной зоны. В сб. «Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений». Изд-во АН СССР, 1965.

Ефремочкин Н. В. Гидрогеологические особенности хребта Каратау. Тр. МГРИ, 1959.

Жеваго В. С. Гидрогеологические исследования в Центральном Каратау и перспективы использования подземных вод. В кн. «Водные ресурсы Казахстана». Изд-во АН Каз. ССР, 1957.

Жеваго В. С. Геотермические измерения в Казахстане и их характеристика. Тр. Каз. ИМС, № 7, Алма-Ата, 1962.

Жеваго В. С., Кан М. С., Пыхтеев А. Ф., Кочеткова А. Т. и др. Прогнозная карта термальных и минеральных вод юга Казахстана, КазИМС, Алма-Ата, 1963.

Жеваго В. С. Термальные воды Казахстана. В кн. «Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. Изд-во АН СССР, 1963.

Зайцев И. К. Основы гидрогеологического районирования Казахстана. «Советская геология», 1948, № 2—3.

Зайцев И. К. Основные типы гидрогеологических структур на территории СССР. «Советская геология», 1959, № 11.

Зайцев И. К. Региональные закономерности гидрохимии подземных вод СССР. В кн. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основные черты гидрогеологии СССР. В кн. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. Мат-лы по региональной и поисковой гидрогеологии. ВСЕГЕИ. М., изд-во «Недра», 1963.

Зайцев Н. С., Петрушевский Б. А. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины. Тр. ИГН АН СССР, вып. 104. Изд. АН СССР, 1950.

Зайков Н. Д. Виды колебаний уровня Арала. Тр. Гос. гидролог. ин-та. Гидрометеоиздат, 1952.

Замятин С. И. Курорты Казахстана. Алма-Ата, 1962.

Затенацкая Н. П. Поровые воды глинистых пород. Изд-во АН СССР, 1963.

Зеленин И. В. Методика оценки ресурсов подземных вод горных районов. М., изд-во «Наука», 1965.

Иванов В. В. Гидрогеология главнейших типов минеральных вод. В кн. «Основы курортологии». Медгиз, 1956.

Иванов В. В. Вопросы формирования и распространения минеральных вод в СССР. Медгиз, 1960.

Иванов В. В. Основные генетические типы минеральных вод и их распространение в СССР. В кн. «Проблемы геотермии», т. II. Изд-во АН СССР, 1961.

Иванов В. В. и Невраев Г. А. Рекомендации о порядке наименования (обозначения) лечебных минеральных вод. Медгиз, 1962.

Иванов В. В., Малахов А. М. Генетическая классификация лечебных грязей (пелоидов) СССР, Мат-лы по изучению лечебных грязей, грязевых озер и месторождений. Медгиз, 1963.

Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., изд-во «Недра», 1964.

О термальных сероводородных источниках в горах Чуль-Адыр. Тр. КазИМС, вып. 6, Алма-Ата, 1961.

Илийская долина, ее природа и ресурсы. Под общ. ред. М. И. Ломоновича и В. М. Боровского. Изд-во АН Каз. ССР, 1963.

Кавецкий С. П. О профилактических мероприятиях по борьбе с селями. Вестн. АН Каз. ССР, № 5 (122), 1955.

Казанли Д. Н. Геология Северного Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 3, 1957.

Казанли Д. Н., Антоненко Э. М. Инструментальное микросейсморайонирование по высокочастотным микросейсмам. Изв. АН Каз. ССР. серия геол. № 1 (39), 1960.

Калецкая М. С., Авсюк Г. А., Матвеев С. Н. Горы Юго-Восточного Казахстана. Изд-во Каз. ФАН, 1945.

Калмыков А. Ф. Подземные воды Казахстана и итоги их изучения. В кн. «Геология, методика и техника разведки, лабораторные работы». Алма-Ата, 1959.

Калмыкина Е. М., Горбунов А. П. Причины возникновения и рельефообразующая роль Иссыкского селя. Изв. АН СССР, серия геогр., № 4, 1967.

Калугин С. К., Островский В. Н. К методике использования метеорологических данных при оценке прогнозных запасов подземных вод в Центральном Казахстане. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 1, 1964.

Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. Тр. Лаборатор. гидрогеол. проблем. им. Ф. П. Саваренского. т. VI. Изд. АН СССР, 1949.

Каменский Г. Н. Гидрохимическая зональность и распределение подземных вод. Тр. МГРИ, т. XXVI. Госгеолтехиздат, 1954.

Каменскнй Г. Н. Принципы гидрогеологического районирования СССР. Вопр. изуч. подземных вод и инженерно-геологических процессов. Изд-во АН СССР, 1955.

Каменский Г. Н. Вопросы формирования подземных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. XVI, Изд-во АН СССР, 1958.

Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.

Кассин Н. Г. Гидрогеологический очерк Илийского бассейна. Тр. Главного геологоразведочного Управления ВСНХ СССР, вып. 3. Геолиздат, 1930.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1949.

Каплинский М. И. Некоторые выводы из анализа водного баланса Чуйской впадины. Изв. АН Киргиз. ССР, сб. 2, вып. 4, 1961.

Кац Д. М. Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование. Сельхозгиз, 1963.

Каюпов А. К., Шлыгин А. Е., Стеценко В. П. Металлогения Южного Казахстана. Производительные силы Южного Казахстана. Тр. Чимкентской выездной сессии, т. I. Изд-во «Наука», Каз. ССР, 1966.

Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., изд-во «Наука», 1964.

Климатический справочник. Вып. 18. Казахская ССР, под ред. З. Д. Клыковой. Гидрометеоиздат, 1957.

Климат Казахстана. Под ред. А. С. Утешева. Гидрометеоиздат, 1959.

Ключникова Е. А. Лечение больных с поражениями нервной системы на минеральных источниках Сары-Агач. Тр. ин-та краевой патологии АН Каз. ССР, т. IV, Алма-Ата, 1956.

Ковалевский В. С. Классификационная схема естественного режима грунтовых вод. «Разведка и охрана недр», 1959, № 9.

Козырев А. А. Краткий гидрогеологический очерк Казахстана. Мат-лы ОКИСАР, вып. 4, Изд-во АН СССР, 1927.

Козлова Н. Д. Геохимня н формированне подземных вод. М., изд-во «Наука», 1965.

Колодяжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. Изд-во АН СССР, 1963.

Колотилин Н. Ф. Селевые потоки некоторых районов Юго-Восточного Казахстана и геологические особенности их образования. Тр. II Узбекистанского гидрогеол. совещ. Изд-во АН Узб. ССР, 1959.

Колотилин Н. Ф. Деформация горных и береговых склонов в условиях сейсмическнх и селевых районов Юго-Восточного Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1961.

Колотилин Н. Ф., Бочкарев А. С. Опыт региональной типизации селевых бассейнов Юго-Восточного Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 1 (52), 1963.

Колотилин Н. Ф., Бочкарев В. П., Антоненко Э. М., Новицкий С. А. Инженерно-геологические условия предгорной зоны Заилийского Алатау (Тянь-Шань). Изд-во «Наука», Каз. ССР, 1967.

Конопляицев А. А., Кнауф В. Н. О иекоторых закономерностях в химизме подземных вод хребта Каратау. Докл. АН СССР, т. III, № 1. Изд-во АН СССР, 1946.

Коиоплянцев А. А. О модуле подземного стока хребта Малый Каратау. «Разведка недр», 1947, № 6.

Конопляицев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности. Госгеолтехнздат, 1963.

Конопляицев А. А., Ковалевский В. С. Принципы размещения наблюдательной сети для изучения естественного режима подземных вод (Методическое указанне). Госгеолтехиздат, 1963.

Конопляицев А. А. Некоторые вопросы изучения режима подземных вод на территории СССР. В кн. «Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод». М., изд-во «Недра», 1964.

Конопляицев А. А., Семенов С. М., Голубь А. Г., Каратлеува С. С. Районирование северного склона Заилийского Алатау и прилегающей к нему аллювиальной Илийской равнины по особенностям режима грунтовых вод. В кн. «Вопросы изучення и прогноза режима подземных вод». М., изд-во «Недра», 1964.

Коробейников В. А. Ритмичность в многолетних колебаниях уровня грунтовых вод. В кн. «Вопросы изучеиия н прогноза режима подземных вод». М., нзд-во «Недра», 1964.

Коншин В. Д. Метаморфизацня оз. Балхаш. Докл. АН СССР, т. 48, № 5, 1945.

Костенко Н. Н. К истории Балхаша. Изв. Каз. ФАН СССР, серия геол., № 8 (26), 1946.

Костенко Н. Н. Краткая характеристика четвертичных отложений Восточного Казахстана. «Советская геология», 1956, № 52.

Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Изд. МГОН Каз. ССР, Алма-Ата, 1963.

Крестников В. Н. О связи геологических н сейсмических явлений Тянь-Шаня. Бюлл. Совета по сейсмологни АН СССР, № 3, 1957.

Крылов М. М Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. Изд-во АН Узб. ССР, 1959.

Крюков П. А. Об нсследованиях растворов, пропитывающих сточные горные породы. В кн. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Куделин Б. И. Принцнпы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд-во МГУ, 1960.

Кунин В. Н. Местные воды пустыни и вопросы их использования. Изд-во АН СССР, 1959.

Кунин Н. Я. Тектоническое строение и перспективы иефтегазоносности юго-западной части Чу-Сары-Суйской депрессии. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 2, 1961

Лавров А. П. Структура грунтового стока в условнях зоны избыточного увлажнения (Полесье). Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 3, 1961.

Лавров А. П., Корнненко И. М. Особенности активного водообмена в условиях полесской низменности. Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 3, 1961.

Ланге О. К. Краткий гидрогеологический обзор Средней Азии. Мат-лы по гидрогеол. Узбекнстана, вып. 10, Ташкент, 1933.

Ланге О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. Мат-лы к познаиью геологического строения СССР. Изд. МОИП, 1947.

Ланге О. К. О распределении подземных вод в земной коре. В кн. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Лебедев В. И. Гидрометеорологический очерк Казахстана. Изд. АН СССР, 1928.

Лебедев А. А. О методах решения основных задач при наблюдениях за режимом подземных вод. В кн. «Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод». М., изд-во «Недра», 1964.

Левин С. В. О физическом состоянии лёссовидных грунтов и выборе допустимых давлений. Вестн. АН Каз. ССР, № 4, (37), 1948.

Левина З. Т. К вопросу об агрегатности лёссовидных грунтов. Вести. АН Каз. ССР, № 10, 1950.

Левина З. Т. Инженерно-геологическая характеристика лёссовых пород территории г. Чимкента. Тр. Гос. ин-та строит. матер., сб. 5 (7), Алма-Ата, 1963.

Левченко С. Н. Лечебное свойство Аяк-Калканских термальных источников. Изд-во АН Каз. ССР, серия хирургическая, 1950.

Леонов Г. М. Формирование подземных вод на предгорной равнине Заилийского Алатау. Сб. науч. тр. Каз. горно-металлург. ин-та № 16, Алма-Ата, 1957.

Леонов Г. М. Перспективы использования подземных вод для водоснабжения города Алма-Аты. Вестн. АН Каз. ССР; № 2 (143), 1957.

Лёссовые породы СССР. Под ред. И. В. Попова и В. С. Быковой. М., изд-во «Наука», 1957.

Литвинова Н. Н. Курорты и лечебные местности Казахстана. Алма-Ата, 1938.

Литовченко А. Ф. Катастрофический селевой паводок на р. Иссык. «Метеорология и гидрология», 1964, № 4.

Ломонович М. И. К методике картирования лёссовых отложений. Докл. АН СССР, т. 74, № 5, 1950.

Ломтадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. Докл. АН СССР, № 3, 1954.

Мавлянов Г. А., Мирзаев С. Ш., Исламов А. И. Подземные воды и свойства горных пород Приташкентского района. Изд-во АН Узб. ССР, 1963.

Макаренко Ф. А. Термы Казахстана. В кн. «Термы и газы Тянь-Шаня». Изд-во АН СССР, 1938.

Макаренко Ф. А., Иванов В. В. Основные закономерности распределения и формирования термальных вод на территории СССР. Докл. на первом Всесоюз. совещ. по геотермическим исследованиям в СССР, Изд-во АН СССР, 1959.

Материалы Первого Республиканского совещания по инженерно-геологическим изысканиям и исследованиям в Казахстане, Алма-Ата, Изд-во «Госстрой» Каз. ССР, 1966.

Медоев Г. Ц. Геологические условия образования грязекаменных потоков в бассейне р. М. Алматинки. Тр. Каз. горно-металлург. ин-та, вып. 1. Алма-Ата, 1938.

Мун А. И., Бектуров А. В. Химический состав солей и гидрохимический режим солевых источников месторождения Чуль-Адыр. Тр. Ин-та хим. наук, т. 1. Изд-во АН Каз. ССР, 1957.

Мухамеджаков С. М., Муртазин Ж. В. К вопросу о влиянии транспирации на режим подземных вод. Вестн. АН Каз. ССР, № 8, 1962.

Мухамеджанов С. М., Исабаев Т. Т., Кабиев Ф., Муртазин Ж. В. Подземные воды хребта Тарбагатай и его обрамления. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 4, 1963.

Мушкетов И. В. Туркестан, геологическое и орографическое описание. Т. 1, в 2-х частях, СПб, 1886.

Николаев В. А. Новейшая тектоника СССР. Тр. Комитета по изучению четвертичного периода, т. VIII. Изд-во АН СССР, 1949.

Николаев Н. И. Механизм формирования складок и разрывов, развивающихся в новейшее время, на примере Каратау (Южный Казахстан). Госгеолтехиздат, 1960.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.

Новиков А. Г., Синицын Ф. Е., Филипьев Г. П. Тектоника впадины Южного Казахстана в связи с проблемой нефтегазоносности. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 4 (55). Изд-во АН Каз. ССР, 1963.

Оборин А. А. О гидрохимии грунтовых вод Южного Прибалхашья. «Советская геология», 1959, № 7.

Овчинников А. М. О новой классификации источников. Бюлл. МОИП, т. XXV (6), 1950.

Овчинников А. М. Гидрохимическая система природных вод. Медгиз, 1955.

Овчинников А. М. Основы гидрогеологии минеральных вод. В кн. «Основы курортологии». Медгиз, 1956.

Овчинников А. М. Основные принципы гидрогеологического районирования. В кн. «Проблемы гидрогеологии». 1960.

Овчинников А. М. Минеральные воды, Госгеолтехиздат, 1963.

Орлова М. А., Осина А. Н. Почвы и грунтовые воды низовьев р. Чу. Вопр. мелиорации и географии почв Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1963.

Очерки по физической географии Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1952.

Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Изд-во АН Каз. ССР, 1958.

Пальгов Н. Н. Реки Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1959.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное распространение глубинных разломов. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 3, 1956.

Плотников Н. А. Оценка запасов подземных вод. Госгеолтехиздат, 1959.

Плотников Н. И. К вопросу о формировании подземных вод полупустынных зон Средней Азии. «Советская геология», 1955, № 44.

Плотников Н. И., Сыроватко М. В., Щеголев Д. И. Подземные воды рудных месторождений. Металлургиздат, 1957.

Плотников Н. И. Водоснабжение горнорудных предприятий. Гостехиздат, 1959.

Плотников Н. И. Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. Изд-во МГУ, 1965.

Погребинский М. А. Подземные воды древней дельты р. Сыр-Дарьи. Тр. научной конференции по итогам почвенно-мелиоративных исследований АН Каз. ССР в низовьях р. Сыр-Дарьи. Кзыл-Орда, 1956.

Погребинский М. А. Проблемы мелиоративной гидрогеологии в Казахстане. Развитие почвоведения в Казахстане. Тр. III конференции почвоведов Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1963.

Погребинский М. А. Грунтовые воды. В кн.: «Илийская долина, ее природа и ресурсы». Изд-во АН Каз. ССР, 1963.

Попов И. В. Инженерная геология СССР. Изд-во МГУ, ч. I, 1961, ч. II, 1965.

Посохов Е. В. Термальные источники Восточного Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1947.

Посохов Е. В. Лечебные грязи Казахстана. Изд-во АН Каз. ССР, 1948.

Посохов Е. В. Соляные озера Казахстана. Изд-во АН СССР, 1955.

Посохов Е. В. Гидрохимия. Изд-во Ростовского уи-та, 1965.

Почвенные исследования в Казахстане. Сб. Докл. на VIII Международном конгрессе почвоведов. Изд. АН Каз. ССР, 1964.

Роговская Н. В. Методика гидрогеологического районирования для обоснования мелиорации. Госгеолтехиздат, 1959.

Роговская Н. В. Принципы гидрогеолого-мелиоративной оценки массивов орошения (на примере дельты р. Мургаб). Тр. ВСЕГИНГЕО. Вопр. гидрогеол. и инж. геол. Сб. 16, Госгеолтехиздат, 1959.

Рыбкин Н. Г. Сухие русла древней реки Или-Баканас. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 19. 1955.

Самохвалов А. М. Устройство водоснабжения на отгонно-пастбищных территориях пустынь Казахстана. Казгосиздат, 1949.

Сапожников Д. П. Осадконакопление в озерах засушливой зоны СССР. Озеро Балхаш. В сб. «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, 1954.

Саргаскаев Т. Б. Геофизические исследования в Чу-Сарысуйской депрессии и их основные результаты. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 4 (55), 1963.

Сборник гляциологических исследований в период М. Г. Г. Заилийский и Джунгарский Алатау. Изд-во Каз. ССР, вып. 1, 1961, вып. 2, 1962.

Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана. Изд-во ЛГУ, 1961.

Семенов С. М. О зональности режима грунтовых вод Европейской территории СССР. В кн. «Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод». М., изд-во «Недра», 1964.

Сергеев В. А. Грунтовые воды Прикаспийских и Приаральских полупустынь. Изд-во ЛГУ, 1937.

Серый П. А. Методы прогнозирования притоков воды в горные выработки и меры борьбы с шахтными водами Миргалимсайского рудника. Тр. Всесоюзн. совещ. по освоению месторождений в сложных условиях. М., изд-во «Недра», 1964.

Скабаланович И. А. Методика опытных откачек. Госгеолтехиздат, 1960.

Соколов С. И., Ассинг И. А. и др. Почвы Алма-Атинской области, Изд-во АН Каз. ССР, 1962.

Справочник гидрогеолога. Под ред. М. Е. Альтовского. Госгеолтехиздат, 1962.

Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. Изд-во АН СССР, 1948.

Тарасов М. Н. Гидрохимия озера Балхаш. Изд-во АН СССР, 1961.

Терлецкий Б. К. Подземные воды Казах. ССР. «Советская геология», 1931, № 7, 8.

Терлецкий Б. К. Балхаш-Алакульская впадина. Геолиздат, 1931.

Терлецкий Б. К. Основные черты гидрогеологии Казахстана. Геолиздат, 1932.

Терлецкий Б. К. Подземные воды в районе Прибалхашстроя. Геолиздат, 1936.

Тихомирова М. М. и Тагеева Н. В. Эксперимеитальное геохимическое изучение формировааиия типов подземных вод. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, том XVI. Изд-во АН СССР, 1958.

Токарев Н. С. Успехи гидрогеологического изучения Казахстана за 20 лет. Изд. Каз. ФАН СССР, 1941.

Труды института водного хозяйства. Т. II, под ред. З. Т. Беркалиева Казгосиздат, 1960.

Тум П. П. Аральское море. Навигационно-географический и гидрометеорологический очерк. Изд-во «Морской транспорт», 1960.

Фаизов К. М., Курмангалиев А. Б. Почвенный покров подгорной равнины Кетмеия и прилегающего левобережья р. Или. Тр. Ин-та почвоведення АН Каз. ССР, т. 15. Изд. АН Каз. ССР, 1963.

Федин Н. Ф. Кзыл-Ординский массив орошения левобережья иизовий р. Сыр-Дарьи. Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1952.

Формирование подземных вод Казахстана. Под ред. У. М. Ахмедсафина. М., изд-во «Наука» АН Каз. ССР, 1965.

Фролов Н. М., Аверьев В. В., Духин И. Е,. Любимов Е. А. Методические указания по изучению термальных вод в скважинах. Изд-во «Недра», 1964.

Чакабаев С. Е. Термальные воды Илийской впадины и возможности использования их в народном хозяйстве. Вестн. АН Каз. ССР, № 9, 1959.

Чупахин В. М. *Физическая география* Тянь-Шаня. Изд-во АН Каз. ССР, 1964.

Чуринов М. В., Цыпина И. М. и др. Инженерно-геологическая карта Казахстана масштаба 1 : 1 500 000, Л., 1966.

Шагаянц С. А. Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа. Госгеолтехиздат, 1959.

Шапиро С. М. Грунтовые воды долин малых рек восточной части Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 25, 1956.

Шапиро С. М. Подземные воды Северо-Западного Прибалхашья и возможности их использования для водоснабжения. Производительные силы Центрального Казахстана, т. V. Изд. АН Каз. ССР, 1959.

Шапиро С. М. Трещинные воды гранитоидов Северо-Западного Прибалхашья. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 2, 1961.

*Шнитников* А. В. *Элементы солевого* и водного баланса оз. Балхаш. Тр. Соляной лабор., вып. XI. Изд. АН СССР, 1936.

Шнитников А. В. Климат северо-восточного Приаралья. Тр. Соляной лабор., вып. XII. Изд. АН СССР, 1937.

Шлыгин Е. Д. Краткий курс геологии СССР. Госгеолтехиздат, 1959.

Шлыгина В. Ф., Морозова А. М. Упругий режим иапорных подземных вод предгорий равнины Заилийского Алатау. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 5 (56), 1963.

Шлыгина В. Ф. Особенности гидрогеологических условий конусов выноса в предгорном шлейфе Заилийского Алатау. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 3, 1963.

Шлыгина В. Ф. Подземный сток с северных склонов Заилийского Алатау и его роль в питании подземных вод конусов выноса. Изв. АН Каз. ССР, № 4, серия геол., 1964.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всесоюз. геогр. о-ва, нов. серия, т. 3, 1948.

Юнусов Г. Р. Водный баланс оз. Балхаш. В кн. «Проблема водохозяйственного использования р. Или». Изд-во АН Каз.ССР, 1950.

Юнусов Г. Р. Гидрологический режим оз. Балхаш. Тр. III Всесоюз. гидрологического съезда, т. IV. Гидрометеоиздат, 1959.

Яковлев Д. И. Чу-Илийские горы (Восточная часть). Изв. Геолкома, т. 17, № 2, 1929.

Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. Изд. АН СССР, 1941.

Яковлева Н. А. Лечение больных с заболеваниями суставов на минеральных источниках Аяк-Калкан. «Сборник работ по курортам Казахстана», вып. 3, Алма-Ата, 1962.

Яншии А. Л. Тектоника и использование артезианских вод в пустынной зоне Южного Казахстана. Вестн. АН СССР, № 4, 1952.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Мат-лы к познанию геол. строения СССР. Бюлл. МОИП, нов. серия, вып. 15 (19), 1953.