

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ

XXXIX

УЗБЕКСКАЯ ССР



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, 1974

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
УЗБЕКСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

■
ИИ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ (ГИДРОИНГЕО)
■

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XXXIX

УЗБЕКСКАЯ ССР

РЕДАКТОР
Г. А. МАВЛЯНОВ

ЗАМЕСТИТЕЛИ РЕДАКТОРА
В. А. ГЕЙНЦ, Х. Т. ТУЛЯГАНОВ, Н. Н. ХОДЖИБАЕВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА», МОСКВА, 1971

УДК 551.49(575.1)

Гидрогеология СССР Том XXXIX, Узбекская ССР М., «Недра» 1971 стр 472

В настоящей работе обобщен фактический материал по гидрогеологии и инженерной геологии Узбекистана по состоянию на 1 января 1968 г., а по некоторым разделам и за 1968 г.

Монография начинается описанием гидрогеологических и инженерно геологических исследований, проведенных на территории Узбекистана, начиная с дореволюционного периода и до наших дней

В первой части охарактеризованы основные естественноисторические факторы, определяющие гидрогеологические и инженерно геологические условия республики рельеф, климат, гидрография, почвы, растительность стратиграфия, тектоника история геологического развития и геоморфология

Во второй части дано описание подземных вод Узбекистана В основу гидрогеологического районирования положен геолого-структурный принцип на основании которого Узбекистан подразделяется на две гидрогеологические области Тянь-Шаньскую — горноскладчатую и Туранскую — платформенную В работе приводится гидрогеологическая характеристика районов, описание водоносных горизонтов и комплексов трещинных и жильных вод, условия формирования подземных вод всей территории в целом и дана типизация артезианских бассейнов

В третьей части показана роль подземных вод в народном хозяйстве Дано описание естественных и эксплуатационных ресурсов подземных вод и состояние и перспективы их использования Здесь рассматриваются также вопросы охраны подземных вод от истощения и загрязнения

Большая часть работы посвящена гидрогеолого-мелиоративным условиям орошаемых и подлежащих орошению земель характеристике ирригации и орошения по оазисам, описанию таксономических единиц гидрогеолого-мелиоративного районирования Узбекистана и характеристика многолетнего режима грунтовых вод

Заключительная часть монографии посвящена характеристике инженерно геологических условий территории по выделенным регионам

Таблиц 24, иллюстраций 91 в списке литературы 263 названия

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
КЕНЕСАРИН Н А
КУДЕЛИН Б И
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 XXXIX ТОМА

БОЙКО Р Я
ГЕЙНЦ В А
КУЛИКОВ Г В
ЛАНГЕ О К
МАВЛЯНОВ Г А

СТАРОСТИНА Г Г
ТЕУШ Р П
ТОЛОКОННИКОВ В В
ТУЛЯГАНОВ Х Т
ХОДЖИБАЕВ Н Н

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	9
Часть первая	
Глава первая. История гидрогеологических и инженерно-геологических исследований. В. А. Гейнц, Х. Т. Туляганов (ред. О. К. Ланге)	11
Глава вторая. Физико-географические условия	25
Рельеф. О. Е. Зубкова (ред. Г. Г. Старостина)	25
Климат. О. Е. Зубкова (ред. Р. П. Теуш)	31
Реки и озера. М. М. Крылов (ред. Г. А. Мавлянов)	36
Почвы и растительность. М. М. Крылов (ред. Г. А. Мавлянов)	39
Глава третья. Геологическое строение	43
Стратиграфия и литология протерозойских и палеозойских пород. К. К. Пятков, Ю. К. Быковский, И. П. Пяновский (ред. Р. Я. Бойко, Х. Т. Туляганов)	43
Стратиграфия и литология мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений. А. Г. Бабаев (ред. Р. П. Теуш, Г. Г. Старостина)	47
Стратиграфия и литология четвертичных отложений. Г. Ф. Тетюхин, А. И. Исламов (ред. Р. П. Теуш, Х. Т. Туляганов)	55
Тектоника. А. Г. Бабаев (ред. В. А. Гейнц, Г. Г. Старостина)	65
История геологического развития. А. Г. Бабаев (ред. В. А. Гейнц, Г. Г. Старостина)	69
Геоморфология с элементами истории развития рельефа. Г. Ф. Тетюхин (ред. Р. П. Теуш, Х. Т. Туляганов)	77
Часть вторая	
Глава четвертая. Гидрогеологическое районирование. Р. П. Теуш, Х. Т. Туляганов (ред. Н. Н. Ходжибаев)	86
Глава пятая. Описание гидрогеологических районов	89
А. Тянь-Шаньская горноскладчатая гидрогеологическая область	89
Чаткало-Кураминская группа бассейнов трещинных вод. В. А. Борисов, С. Ш. Мирзаев (ред. Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	89
Нурата-Туркестанская группа бассейнов трещинных вод. В. А. Борисов, С. Ш. Мирзаев (ред. Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	97
Гиссаро-Зарафшанская группа бассейнов трещинных вод. В. А. Борисов, С. Ш. Мирзаев (ред. Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	103
Центрально-Кызылкумская группа бассейнов трещинных и артезианских вод. М. Т. Бурак, В. М. Фомин (ред. Р. П. Теуш, Г. Г. Старостина)	107
Горный артезианский бассейн юго-западных отрогов Гиссара. В. П. Семенов, М. И. Павлов (ред. Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	122
Ферганский артезианский бассейн. В. А. Гейнц, А. Н. Султанходжаев (ред. Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	132
Приташкентский артезианский бассейн. К. П. Петушков, О. Е. Зубкова, Х. Т. Туляганов (ред. Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	154
Зарафшанский артезианский бассейн. К. П. Петушков, Г. Г. Старостина (ред. Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	174
Сурхандарьинский артезианский бассейн. М. М. Иваницын (ред. Г. Г. Старостина, Н. Н. Ходжибаев)	180

	Стр.
Б Тураинская платформенная гидрогеологическая область	192
Амударьинский артезианский бассейн. Р Я Бойко, Г. Г Старостина (ред Р П Теуш, Н. Н. Ходжибаев)	192
Сырдарьинский артезианский бассейн. Л А Островский, Р. П. Теуш, Н. Н. Ходжибаев (ред. В А Гейнц)	212
Устьюртская группа артезианских бассейнов I В Куликов (ред Н Н Ходжибаев)	224
Глава шестая Формирование подземных вод. В А Гейнц, М М. Крылов, Х Т Туляганов, Н. Н Ходжибаев (ред О К Ланге)	232
Часть третья	
Глава седьмая Естественные и эксплуатационные ресурсы подземных вод. Р В Бородин, С Ш. Мирзаев, Г М Мжелская, Т. И Рубанова, М. М Саакян, Л В. Сладкова (ред В А Гейнц, Х Т Туляганов)	255
Глава восьмая. Состояние и перспективы использования подземных вод для питьевого и хозяйственно-технического водоснабжения, обводнения пастбищ и орошения. С М. Мирзаев (ред. В А Гейнц, Х Т. Туляганов)	285
Использование подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения городов, поселков и промышленных предприятий	285
Использование подземных вод для водоснабжения сельского населения	288
Использование подземных вод для обводнения и оазисного орошения	289
Глава девятая Охрана подземных вод. Х Т. Туляганов (ред В. А. Гейнц)	293
Глава десятая Гидрогеолого-мелиоративные условия орошаемых и подлежащих орошению земель. Н Н. Ходжибаев (ред Н В Роговская)	299
Ирригация и орошение	299
Ферганский бассейн	313
Приташкентский бассейн	320
Голодностепский бассейн	322
Зарафшанский бассейн	326
Китабо-Шахриябзский бассейн	330
Шерабад Сурхандарьинский бассейн	331
Каршинский бассейн	337
Бухаро-Каракульский бассейн	340
Группа бассейнов низовьев Амударьи (Хорезм Сарыкамышский и Южно-Приаральский)	347
Устьюртский бассейн	352
Многочетный режим	353
Глава одиннадцатая Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа. В А Кудряков (ред Г В Куликов, Х Т Туляганов)	355
Глава двенадцатая Минеральные и термальные воды	372
Минеральные подземные воды Б А Бедер, Э Я. Салтейская, А С Хасанов (ред Г. В Куликов, Х Т Туляганов)	372
Термальные подземные воды Т. Б. Гребенщикова, А С Хасанов (ред Г В Куликов, Х Т Туляганов)	376
Глава тринадцатая Влияние Ташкентского землетрясения на режим подземных вод. В А Гейнц, Н И Пичугин, Г. В Куликов, А. Н Султатходжаев, Н. Н. Ходжибаев (ред Х. Т. Туляганов)	383
Часть четвертая	
Глава четырнадцатая Инженерно-геологические условия. Принципы составления обзорной инженерно-геологической карты. В В Толоконников (ред. Г. А. Мавлянов)	394
Инженерно геологическое описание регионов (ред Г. А. Мавлянов, В В Толоконников)	395
Регион I Чакало-Кураминская система структур А И Исламов	395
Регион II Нурата-Туркестанская система структур С М Қасымов	399
Регион III Гиссаро-Зарафшанская система структур П М Карпов	405
Регион IV Центрально-Қызылкумская глыба (поднятые) Р Ф Қирсанова	409
Регион V Группа структур юго западного погружения Гиссарской мегантиклинали	415

	Стр.
Регион VI Ферганская межгорная впадина <i>В В Толоконников</i>	419
Регион VII Приташкентская предгорная впадина <i>А И Исламов</i>	426
Регион VIII. Зарафшанская межгорная впадина <i>С Ш Касымов</i>	430
Регион IX. Сурхандарьинская межгорная впадина <i>Ф Ф Коррель</i>	433
Регион X Амударьинская синеклиза (северо-восточное крыло). <i>Г Л. Круковский, Р. Ф. Московец</i>	439
Регион XI Сырдарьинская (Северо-Кызылкумская) синеклиза <i>М. З. Назаров</i>	447
Регион XII. Устьюртская группа структур <i>В В Толоконников, В Ф Московец</i>	453
Заключение. <i>Г. В Куликов, Р. П. Теуш</i>	457
Список литературы	464

Приложения

1. Гидрогеологическая карта УзССР, м-ба 1:1 000 000
 - лист 1 — первые от поверхности водоносные горизонты, комплексы и зоны трещиноватости,
 - лист 2 — артезианские водоносные горизонты и комплексы дочетвертичных отложений.
2. Гидрогеологические профили
3. Карта естественных ресурсов подземных вод основных водоносных горизонтов и комплексов м-ба 1:1 000 000.
4. Карта эксплуатационных ресурсов подземных вод основных водоносных горизонтов и комплексов территории УзССР, м-ба 1:1 000 000
5. Карта гидрогеолого-мелиоративного районирования м-ба 1:2 500 000
6. Инженерно-геологическая карта м-ба 1:1 000 000

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР ТОМ XXXIX УЗБЕКСКАЯ ССР

Редактор издательства Л. Г. Китаенко.

Техн. редактор Л. Г. Лаврентьева

Корректоры В. П. Крымова, Г. А. Соколова

Сдано в набор 14/I 1971 г.	Подписано в печать 8/XII 1971 г.	Т-19376
Формат 70×108 ¹ / ₁₆ .	Печ. л. 30,0 с 1 вкл.+24 карты=54,0	Усл. печ. л. 75,6
Уч.-изд. т. 67,6 в т. ч. 27,6 цв. карты	Бумага № 1 и офс	Индекс 3—4—1.
Заказ № 10979—2	Тираж 2000 экз.	Цена 8 р. 81 к. с. картами

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

ВВЕДЕНИЕ

Узбекистан расположен в юго-восточной части Средней Азии. На севере, северо-востоке и северо-западе он граничит с Казахской ССР, на востоке — с Киргизской ССР, на юго-востоке — с Таджикской ССР, на юго-западе и западе — с Туркменской ССР, на юге — с Афганистаном.

Административно Узбекистан включает Андижанскую, Наманганскую, Ферганскую, Ташкентскую, Сырдарьинскую, Самаркандскую, Бухарскую, Кашкадарьинскую, Сурхандарьинскую, Хорезмскую области и Каракалпакскую АССР (рис. 1).

Площадь составляет 426 тыс. км².

В недавнем прошлом Узбекистан был аграрной страной. За последние 10—15 лет изменилась его экономика. На базе разведанных крупных месторождений полезных ископаемых (газ, нефть, золото, полиметаллы, соли, строительные материалы и др.) создана новая отрасль промышленности — горнодобывающая. Построены и действуют крупнейшие предприятия следующих видов промышленности: химической, станкостроительной, машиностроительной, металлообрабатывающей, цветной и черной металлургии, строительной, текстильной, пищевой и др.

За счет роста промышленности и городского населения значительно увеличилось водопотребление. Подземные воды имеют громадное значение как источник водоснабжения городов, поселков, пастбищ отгонного животноводства. Немаловажное значение подземные воды имеют и при проведении мелиоративных мероприятий.

В настоящей работе обобщен огромный фактический материал по состоянию на 1.1 1968 г. При составлении тома использованы материалы гидрогеологических съемок, геофизических и разведочных работ, бурения эксплуатационных на воду скважин, наблюдений за режимом подземных вод, испытания и опробования глубоких разведочных на нефть и газ скважин, а также изучения минеральных и термальных вод.

При составлении тома авторы руководствовались методическими указаниями, разработанными институтом ВСЕГИНГЕО.

В составлении монографии принимали участие геологи и гидрогеологи Министерства геологии УзССР и Узбекского гидрогеологического треста: М. Т. Бурак, Р. Я. Бойко, В. А. Гейнц, Т. Б. Гребенщикова, О. Е. Зубкова, Р. Ф. Кирсанова, Г. Л. Круковский, Г. М. Мжельская, Л. А. Островский, К. П. Петушков, М. И. Павлов, Т. И. Рубанова, В. Ф. Семенов, Г. Г. Старостина, Э. Я. Салтейская, М. М. Саакян, Л. В. Сладкова, Р. П. Теуш, В. В. Толоконников, Х. Т. Туляганов, Н. Н. Ходжибаев, А. С. Хасанов; геологи треста «Ташкентгеология»: Ю. К. Быковский, И. А. Пяновская, К. К. Пятков; института «Гидро-

Часть первая

Глава первая

ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В истории гидрогеологических и инженерно-геологических исследований выделяются три периода: дореволюционный, с 1917 по 1945 г. и послевоенный.

Дореволюционный период. Первой работой гидрогеологического характера для территории Узбекистана (и, пожалуй, одной из первых в мире) следует считать работу великого ученого XI века — Бируни «О природе фонтанирующих источников», где он описал источники Устюрта, Султансанджара, Сарыкамыша, Султануиздага и др. Возможно, что у корифеев средневековой науки были и другие работы подобного рода, но они впоследствии были утеряны. Косвенным свидетельством этому является распространение в народе искусства поисков подземных вод, опыт строительства колодцев, кяризов и пр.

Систематические гидрогеологические исследования были начаты незадолго до Октябрьской революции, когда из Главного управления земледелия и землеустройства России в Туркестан были направлены экспедиции Отдела земельных улучшений (ОЗУ) и Переселенческого управления. Исследования ОЗУ производились в Голодной степи в связи с первыми попытками ее освоения. Для всего этого района была составлена карта распределения грунтовых вод и их глубин (Н. А. Димо), а в северо-восточной его части организованы стационарные наблюдения за колебаниями уровня грунтовых вод для выявления зависимости их от орошения. Наблюдения проводились с 1912 по 1917 г., но обработаны лишь за 1912—1913 гг. и частично за 1913—1915 гг. (М. М. Бушуев, В. В. Капелькин).

Переселенческим управлением в 1913—1914 гг. производились рекогносцировочные исследования в Ферганской котловине и западнее ее — вдоль Туркестанского хребта. В 1915 г. в связи с войной исследования были прерваны. Из собранного фактического материала обработана и опубликована только небольшая часть (В. Н. Агеев, А. А. Аносов).

С 1911 по 1914 г. во многих городах и на ж.-д. станциях района частной конторой братьев Гринупп производилось бурение эксплуатационных скважин на воду; часть их была задокументирована геологами ОЗУ (Е. Г. Багратуни).

Инженерно-геологические исследования до революции не производились, было сделано лишь несколько рекогносцировок геологического характера с целью поисков в горных долинах мест, удобных для сооружения водохранилищ (В. Г. Мухин).

Период 1917—1945 гг. После Великой Октябрьской революции гидрогеологические исследования были продолжены по заданиям и на средства Туркводхоза и других организаций, занимавшихся проектированием, строительством и эксплуатацией оросительных систем. В самом Туркводхозе имелась Гидрогеологическая часть, с 1921 г. ежегодно выполнявшая небольшие объемы исследований в Зарафшанской долине, Ташкентском оазисе и в Голодной степи (П. М. Васильковский, А. М. Кульчицкий, А. С. Уклонский). В помощь ей был привлечен Российский Геологический комитет: с 1923 по 1928 г. ленинградскими геологами комитета были проведены обзорные гидрогеологические исследования (10-верстного масштаба) в приташкентском районе (Н. И. Толстихин, Е. В. Иванов), в бассейне р. Зарафшана (Н. И. Буттов, С. Ф. Машковцов, В. А. Николаев) и в бассейне р. Санзара (М. М. Толстихина). Ташкентский оазис одновременно изучался и ташкентскими гидрогеологами З. Ф. Гориздро-Кульчицкой и Н. Ф. Безобразовой. Материалы исследований публиковались в журнале «Вестник ирригации», частично в трудах Ср.-аз. гос. ун-та. В эти же годы в Ташкенте значительно расширилась и своя гидрогеологическая служба, ядром которой стала группа московских гидрогеологов, приглашенных в 1924 г. на работу в Гидрогеологическую часть Туркводхоза (О. К. Ланге, М. М. Решеткин, Г. И. Архангельский, Б. М. Георгиевский, Ф. Ф. Мужчинкин). Наряду с участием в гидрогеологических исследованиях прибывшие специалисты развили активную деятельность по подготовке местных гидрогеологических кадров и по созданию научных основ изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий Узбекистана. В 1924 г. проф. О. К. Ланге организовал в Ташкентском университете при кафедре динамической геологии гидрогеологическую ячейку, которая в конце 1926 г. оформилась в самостоятельную кафедру, давшую в 1929 г. первый выпуск гидрогеологов. Одновременно при кафедре был организован Кабинет гидрогеологии, который выполнял производственные заказы на гидрогеологические и инженерно-геологические исследования и занимался научной разработкой узловых проблем гидрогеологии Средней Азии.

Научно-педагогическая деятельность проф. О. К. Ланге, возглавлявшего кафедру и Кабинет гидрогеологии, привела к созданию в Ташкенте самостоятельной школы, ставшей наряду с Ленинградом и Москвой центром научной гидрогеологической мысли (Гордеев, 1954).

За время существования Кабинета гидрогеологии (с 1927 по 1930 г.) обзорной гидрогеологической съемкой (10 верст в дюйме) были покрыты Ферганская долина (О. К. Ланге, Ф. Ф. Мужчинкин, Н. В. Подоба, Н. Ф. Безобразова, Г. И. Архангельский, Е. Г. Запрометов, М. М. Крылов, С. Н. Колов), восточная часть бассейна Кашкадарьи (Б. М. Эдорик) и часть Каршинской степи (Л. В. Попов). На многих участках были выполнены инженерно-геологические исследования (М. М. Решеткин).

С 1927 г. с открытием в Ташкенте Средне-Азиатского филиала Геологического комитета и особенно с 1930 г., когда филиал был реорганизован в Средне-Азиатское районное геологическое управление, гидрогеологические исследования в Узбекистане стали развиваться по линии государственной геологической службы. В связи с этим с 1931 г. Кабинет гидрогеологии прекратил свою деятельность. Продолжение начатой им работы принял на себя организованный в 1931 г. при Гидрометслужбе Узбекистана научно-исследовательский институт по изучению подземных вод.

Институт подвел итоги гидрогеологической изученности республики: составил и издал аннотированный указатель опубликованных и ар-

хивных материалов по гидрогеологии Узбекистана на 1.I 1933 г. (с картой гидрогеологической изученности), опубликовал оставшиеся неизданными результаты региональных исследований Кабинета гидрогеологии, материалы по гидрогеологии вновь изучавшихся районов — Китабо-Шахрисябзкого (М. А. Шмидт), Хавастского и Уратюбинского (Г. И. Архангельский), Джизакского (Э. А. Фалькова), сводную работу по Голодной степи (М. М. Решеткин) и сводный гидрогеологический очерк Узбекистана (О. К. Ланге и М. А. Шмидт). Были также составлены и опубликованы первые сводные гидрогеологические карты.

Институт проделал большую работу по изучению режима грунтовых вод. В основных оазисах была создана государственная сеть наблюдательных пунктов, открыты действующие до сего времени гидрогеологические станции и сделаны первые обобщения материалов наблюдений, в предварительном виде установлены типы сезонных колебаний уровня грунтовых вод в оазисах (М. А. Шмидт). Кроме того, были составлены первые методические указания по организации режимной сети (О. К. Ланге). С наибольшей эффективностью изучение режима грунтовых вод было организовано в Бухарском оазисе (П. Н. Константинова, И. Г. Куликов).

Наряду с Узподземводом и Геологоразведочным управлением гидрогеологические и особенно инженерно-геологические исследования в эти же годы проводили проектно-изыскательские институты. Сазгипровод (преемник ликвидированной Гидрогеологической части Туркводхоза) охватил детальными гидрогеологическими исследованиями Южный Хорезм (Б. М. Георгиевский) и произвел почвенно-мелиоративные исследования с весьма детальной характеристикой грунтовых вод в Центральной Фергане (А. Н. Розанов, М. А. Панков). САОГИДЭП произвел предварительные инженерно-геологические исследования для гидроэнергетического строительства в долине р. Чирчик — от с. Газалкент до г. Ташкента (О. Н. Иванов, М. М. Иваницын). В последующие годы здесь же был выполнен большой комплекс детальных инженерно-геологических работ (Н. П. Васильковский, Н. Ф. Безобразова, Н. Е. Минакова и др.).

В 1935 г. институт Узподземвод был ликвидирован. Его кадры и тематика исследований распределились между Комитетом наук при СНК УзССР, где в том же году был организован сектор гидрогеологии и инженерной геологии, и Ташкентским филиалом Государственного гидрологического института, имевшего отдел подземных вод. Филиал ГГИ существовал недолго и притом вел работы большей частью в других республиках Средней Азии. Главным же продолжателем гидрогеологических и инженерно-геологических научно-исследовательских работ в Узбекистане стал Комитет наук, преобразованный позже (в 1943 г.) в Академию наук Узбекской ССР. С 1937 г. сектор гидрогеологии и инженерной геологии вошел в состав созданного при комитете института геологии и вскоре (с 1938 г.) стал отделом института.

Комитетом наук были изданы последние сборники работ Узподземвода и новые труды по гидрогеологии и инженерной геологии Узбекистана. Большое внимание в них уделялось разработке вопросов методики гидрогеологического районирования и изучения режима и баланса грунтовых вод орошаемых районов (М. А. Шмидт, М. М. Крылов, А. Ф. Сляднев, Н. А. Кенесарин). Для проектирования указанных работ были выполнены специальные гидрогеологические и инженерно-геологические исследования, охватившие ирригационные системы левобережья Ферганской котловины, Кировскую систему в Голодной степи, Шахрудскую — в Бухарском оазисе. В Фергане специалистами Сазгипровода (Г. И. Архангельский, Б. Г. Григоренко, В. Л. Дмитриев,

И. Г. Куликов, М. А. Шмидт и др. — под общим руководством проф. О. К. Ланге) с большой детальностью были закартированы грунтовые воды предгорных равнин и впадин, произведено гидрогеологическое районирование по условиям формирования грунтовых вод, выявлены и количественно охарактеризованы взаимоотношения поверхностного и подземного стока в различных гидрогеологических зонах, а также установлены типы сезонных колебаний уровня грунтовых вод. Кроме того, дана оценка инженерно-геологических условий для реконструкции ирригационных систем и строительства водных узлов. При исследованиях в Голодной степи (Упрагол, Институт геологии) и Бухарском оазисе (САНИИРИ) было положено начало изучению баланса грунтовых вод экспериментальными (лизиметрическими и другими) методами (М. М. Крылов, Н. А. Кенесарин, А. Ф. Сляднев)*.

Гидрогеологические исследования для целей водоснабжения в 30-х годах велись Территориальным геологическим управлением, а по более крупным объектам — Узводоканалпроектом. Последним, в частности, впервые найдены и изучались источники водоснабжения Ташкента (Н. И. Плотников, Д. Е. Гордов, Н. А. Кенесарин и др.), Ферганы и Андижана.

В конце 30-х — начале 40-х годов, в очень сжатые сроки, институтом Сазгипровод, институтом геологии Комитета наук при СНК УзССР и Узбекским геологическим управлением были проведены большие инженерно-геологические исследования для проектирования новых крупнейших оросительных каналов, строившихся скоростными методами народной стройки: Большого Ферганского, Южно-Ферганского, Северо-Ферганского и Северо-Ташкентского (В. И. Попов, В. В. Толоконников, В. М. Толстунгов и др.). Главным консультантом всех этих исследований был Г. И. Архангельский.

Гидрогеологические исследования в пустынных районах республики до 1940 г. носили маршрутный характер (С. А. Кушнар, Б. Б. Митгарц, М. М. Иваницын).

В 1940 г. были начаты работы по гидрогеологической съемке пустыни Кызылкум (М. Т. Бурак, Р. Я. Бойко, А. М. Бугрова), но в связи с Отечественной войной они не получили большого развития.

В период Великой Отечественной войны региональные гидрогеологические исследования были резко сокращены. В первую очередь решались неотложные задачи по инженерно-геологическому обоснованию размещения промышленных предприятий, перебазированных в связи с войной на территорию республики. Крупные инженерно-геологические исследования проводились также при проектировании и строительстве Бозсуйских ГЭС и Фархадской ГЭС.

В трестах «Средазцветметразведка» и «Средазуглеразведка» были созданы крупные специализированные экспедиции, решавшие вопросы водоснабжения и осушения на осваиваемых полиметаллических и угольных месторождениях (М. М. Сыроватко, Н. И. Плотников, Р. В. Бородин и др.)**.

Важную роль в гидрогеологическом изучении территории республики в период Отечественной войны сыграли гидрогеологические станции, переданные в 1940 г. из системы Гидрометслужбы в ведение органов геологии. Наряду с продолжением наблюдений за режимом под-

* Лизиметрические наблюдения за расходом грунтовых вод на испарение и транспирацию проводились в эти годы также и мелиораторами (например, Б. С. Коньковым на опытной станции Федченко).

** Полностью эти исследования были завершены в послевоенный период (К. П. Петушков, А. Ф. Кальницкий, Н. Н. Романов, О. Х. Шахбазиди и др.).

земных вод станциями была проделана большая работа по обработке и оформлению (в виде сборников) первичных материалов за все прошедшие годы, а также составлены первые сводные отчеты (Е. Н. Дойч, О. К. Инжеватова, М. М. Крылов, Г. А. Манжирова, П. А. Панкратов, В. В. Руленко).

В системе водного хозяйства в 1943—1944 гг. была организована специальная мелиоративная служба, имевшая в своем распоряжении несколько тысяч наблюдательных колодцев. Деятельное участие в организации этой сети принял М. А. Шмидт, проработки которого легли в основу размещения наблюдательной сети органов водного хозяйства. М. А. Шмидт первым начал рассматривать развивавшееся в республике мелиоративное направление гидрогеологии как ее новую ветвь — мелиоративную гидрогеологию.

Во время войны большим коллективом гидрогеологов под руководством Г. И. Архангельского и Б. А. Бедера была начата работа по составлению сводных гидрогеологических карт по методике И. К. Зайцева. Эта работа была закончена после войны.

Послевоенный период. После окончания Великой Отечественной войны разработка вопросов мелиоративной гидрогеологии еще более усилилась и вместе с тем в области гидрогеологических и инженерно-геологических исследований появились новые важные задачи, связанные с интенсивным развитием народного хозяйства республики. Решение этих задач оказалось возможным благодаря техническому перевооружению гидрогеологической службы.

В начале послевоенного периода (до 1950 г.) при гидрогеологических исследованиях изучались и картировались только верхние, неглубоко залегающие водоносные горизонты, вскрываемые колодцами и мелкими скважинами. Разведочные скважины на воду (не более 10 м в год) бурились ударно-механическим способом и имели глубину до 100, реже — до 150 м. Данные о более глубоких водоносных горизонтах имелись лишь для двух районов бурения на нефть (Фергана и Южный Узбекистан) и притом только по нефтеносным горизонтам. Эти данные не оставались вне поля зрения гидрогеологов. Собранные и проанализированные Б. А. Бедером они уже в 1948 г. позволили поставить вопрос о широких перспективах использования нефтяных вод Средней Азии в бальнеологии и в качестве сырья для добычи йода, брома и других ценных элементов. Однако для региональной гидрогеологической характеристики артезианских бассейнов их было недостаточно.

В 1950 г. все гидрогеологические партии и станции Узбекистана (входящие ранее в Узгеолуправление) объединились в Узбекскую круглогодичную гидрогеологическую экспедицию, входившую тогда в состав Всесоюзного гидрогеологического треста (1950—1956 гг.). В это время проводились гидрогеологические и инженерно-геологические исследования на пастбищных угодьях Центрального Кызылкума, в низовьях Амударьи и в Голодной степи. Здесь также осуществлялись работы по изучению режима и баланса подземных вод и была начата разведка с подсчетом запасов подземных вод в артезианских бассейнах.

Для поисковых и разведочных работ применялись станки вращательного бурения, в связи с чем глубина разведки возросла сначала до 400 м, а затем (на отдельных участках) до 1200 м. Количество разведочно-эксплуатационных скважин на воду увеличилось до 100 шт. в год. В составе съемочных работ стало применяться колонковое механическое бурение картировочных скважин глубиной 100—150 м, причем объем такого бурения составлял 40—80 тыс. пог. м в год. Широкое применение в практике гидрогеологических исследований получили гео-

физические методы разведки (электроразведка), весьма способствующие повышению геологической эффективности работ.

В 1957 г. Узбекским гидрогеологическим трестом проводились региональные инженерно-геологические исследования.

Описание истории гидрогеологических и инженерно-геологических исследований дается по следующим основным направлениям: 1) гидрогеологические и инженерно-геологические съемки; 2) оценка запасов подземных вод; 3) исследования, связанные с рудничной гидрогеологией; 4) работы по вертикальному дренажу; 5) изучение глубинной гидрогеологии, режима и баланса подземных вод; 6) инженерно-геологические исследования; 7) научно-исследовательские и тематические работы. Все эти направления в той или иной мере затрагивают вопросы мелиоративной гидрогеологии, поэтому изучение ее не выделено в отдельный раздел.

Гидрогеологические и инженерно-геологические съемки. Для решения вопросов, связанных с обводнением пастбищ отгонного животноводства, а также изыскания источников водоснабжения городов и населенных пунктов с 1950 г. начали проводиться плановые гидрогеологические съемки.

С 1950 по 1954 г. Узбекская гидрогеологическая экспедиция на площади более 130 тыс. км² в Центральном Кызылкуме произвела комплексную геолого-гидрогеологическую съемку, сопровождавшуюся колонковым бурением картировочных скважин глубиной до 300 м (Р. Я. Бойко, М. Т. Бурак, А. Б. Васютинская, А. П. Ветров, Н. Я. Ветрова, О. К. Инжеватова, Л. Ф. Кальницкая, И. Е. Каргин, Л. И. Кванина, К. Я. Опышко, М. И. Павлов, П. М. Свешников, В. И. Сигалов, В. М. Фомин и др.).

В последующие годы (1954—1966 гг.) эта работа была продолжена и мелкомасштабными съемками, были охвачены огромные пустынные пространства Кызылкумов от р. Сырдарьи до Аральского моря (С. Балмусова, Ю. Долженко, Б. И. Имамов, Л. А. Островский, Л. В. Сафронов, Р. П. Теуш и др.).

В результате съемок на огромных площадях Кызылкумов, ранее считавшихся безводными, выявлено шестнадцать артезианских бассейнов.

В 1960—1966 гг. гидрогеологической съемкой был покрыт и район плато Устюрт (А. С. Вишняков, Г. В. Куликов, Л. А. Островский, А. В. Пахомова, П. М. Свешников, В. Н. Соколов).

С 1961 по 1963 г. проводилась среднемасштабная съемка в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

С 1951 по 1954 г. Узбекской гидрогеологической экспедицией в связи с проектированием Главного Туркменского канала и проведением мелиоративных мероприятий в низовьях Амударьи на орошаемых площадях и перспективных для орошения участках была проведена комплексная крупномасштабная инженерно-геологическая и гидрогеологическая съемка (О. К. Акинфиева, В. В. Акулов, И. С. Балмусова, П. И. Бельчужевский, Р. Я. Бойко, П. А. Большакова, А. Б. Васютинская, Б. М. Георгиевский, Д. Е. Гордон, В. В. Дубянский, О. К. Инжеватова, В. П. Калужникова, И. Е. Каргин, Н. П. Кириченко, Л. И. Кванина, М. М. Крылов, С. Е. Козорез, Л. Ф. Кальницкая, М. А. Кенесарин, А. И. Кузьменко, Н. И. Кусалова, В. Г. Луценко, П. П. Лямцева, Г. А. Манжирова, Г. И. Насонкина, Н. В. Пятакова, М. А. Потапова, А. В. Пахомова, Р. П. Теуш, В. В. Толоконников, В. М. Фомин и др.).

В эти же годы съемочные работы производились на площади оросительных систем КК АССР в связи с намечавшимся переустройством и развитием орошения в зоне влияния Тахиа-Ташской плотины

(Н. А. Кенесарин, М. Е. Коротков, П. Н. Подкопаев, Н. М. Решеткина, Н. Н. Ходжибаев и др.).

Для обоснования проекта Большого Чардаринского водохранилища на Сырдарье была проведена комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка Арнасайского понижения и прилегающей к нему песчаной пустыни Кызылкум (А. А. Голосова, О. Е. Зубкова, И. Ф. Мереньянин, П. М. Свешников, В. В. Толоконников).

В связи с освоением целинных земель под орошаемое земледелие съемочные работы выполнялись в 1953—1954 гг. в южной части Шираб-Сурхандарьинской депрессии (А. А. Голосова, Н. И. Кузнецов, В. В. Толоконников), а также на всей площади Голодной степи (А. Б. Васютинская, А. А. Голосова, С. Е. Козорез, Н. И. Кусалова, Л. В. Лобаева, Э. В. Мавлянов, А. В. Пахомова, Б. А. Славин, Х. Т. Туляганов). В 1961—1963 гг. такие работы проводились на площади первой очереди орошения Каршинской степи (Б. Б. Бурханов, Т. А. Карабаев, Э. В. Мавлянов, С. Ш. Мирзаев, К. П. Пулатов, И. У. Усманов, М. Б. Утиев, Н. Н. Ходжибаев, Ф. Шаумарова и др.).

С 1955 г. для проектирования мелиоративных мероприятий на землях существующего орошения проводилась комплексная съемка в Бухарском оазисе (А. А. Худайбердыев), в северо-восточной части Голодной степи (К. Я. Опришко), в низовьях Ахангарана (Е. А. Белкин, П. Н. Подкопаев, А. П. Сеславин), а также в Центральной Фергане, между Большим Ферганским каналом и Сырдарьей — Карадарьей (В. А. Гейнц, О. К. Инжеватова, Н. И. Кузнецов, Н. Т. Менглибаев, Н. Т. Рахимов, М. С. Сидиков, В. М. Толстунов).

С 1965 г. Узбекским гидрогеологическим трестом была начата плановая комплексная (гидрогеологическая и инженерно-геологическая) среднемасштабная съемка Хорезмского оазиса.

С целью выяснения дополнительных источников орошения и источников водоснабжения сельских населенных пунктов в 1959—1960 гг. Узбекским гидрогеологическим трестом проводились гидрогеологические съемки в Северной Фергане (В. А. Вазерская, В. К. Глушенко, Э. Имамов, Д. К. Каюмов, Г. В. Куликов, М. Мирзамухамедов, А. Нурматов).

С 1961 г. осуществляется полистная среднемасштабная гидрогеологическая съемка с последующим изданием.

Оценка запасов подземных вод. С 1954 г. параллельно с региональными гидрогеологическими исследованиями в зоне пустынных пастбищ была начата разведка наиболее перспективных из выявленных артезианских бассейнов — Мынбулакского (М. Т. Бурак, Л. А. Островский, В. М. Фомин и др.) и Каракатинского (Кенимехского) — (Л. П. Подлявская).

В 1961—1963 гг. Приаральской гидрогеологической экспедицией Узбекского гидрогеологического треста с участием кафедры гидрогеологии МГУ в Южно-Приаральском артезианском бассейне проведены большие гидрогеологические работы по разведке подземных вод. В результате исследований уточнено геологическое строение бассейна, все стороны охарактеризованы перспективные для эксплуатации водоносные горизонты мелового возраста, подсчитаны прогнозные эксплуатационные ресурсы артезианских вод в целом по бассейну и для пяти участков дана оценка эксплуатационных запасов по промышленным категориям (Н. К. Караульных, Л. А. Островский, И. С. Пашковский).

Аналогичные исследования в 1964—1966 гг. были произведены в Нуратинской долине (Ю. Ф. Долженко, Е. Д. Караев и др.).

С середины 50-х годов значительно расширились гидрогеологические исследования для централизованного водоснабжения городов,

районных центров и промышленных районов. Основная часть их выполнялась также Узбекским гидрогеологическим трестом. Разведочные работы для водоснабжения рудников велись в долине р Ахангарана (Р В Бородин, В П Волков, М М Саакян и др), в долине р Зарафшана — для г Самарканда (Я Ибрагимов, Н Н Романов), в Ош-Араванской заадырной впадине — для г Андижана (К Разматов). Большой комплекс гидрогеологических работ был выполнен в долине р Чирчика для изыскания источников водоснабжения крупных городов и промышленных предприятий (Л Д Кандаурова, Ю С Ковалев, Д Т Куценко, М М Саакян, Л Сладкова, Р С Субботин, В С Фоменко). Впервые были найдены и разведаны источники водоснабжения Бухары, Кагана — Шахрудская приканальная пресная линза грунтовых вод (В П Волков, Л П Подлявская), подрусловый поток р Зарафшана (В Н Пономарев, Г Х Хашимов, В П Волков), Ферганы, Маргеланского промышленного района — подземные воды Ярмазарской и Чимион-Аувальской впадин в южноферганской адырной зоне (Л М Чмель и др).

На Ширабадском конусе выноса (Сурхандарьинская область) в 1961 г в четвертичных отложениях была обнаружена и оконтурена глубинная линза пресных подземных и напорных вод, имеющая большую площадь распространения. Позднее, в 1962—1963 гг, это месторождение было более детально разведано и принято в качестве источника водоснабжения многих совхозов (Р П Ким, Л П Подлявская и др).

Пригодные для водоснабжения грунтовые и напорные водоносные горизонты в 1959—1964 гг были установлены поисково-разведочным бурением также в средней части бассейна р Сурхандарьи и на отдельных участках в бассейне р Кашкадарьи (Р П Ким, Г Х Хашимов), для г Термеза (в 1962—1963 гг) — подземные воды в аллювии р Сурхандарьи (Б Ф Фарманов, М Б Абубакиров), для г Бухары — из аллювия р Зарафшана (в 1961—1962 гг) (Л. П Подлявская, В Н Пономарев, В П Волков, Г Х Хашимов и др); для г Намангана — подрусловый поток в аллювии р Нарына, для г Карши (с 1961—1967 гг) (Л Ф Шарабуров, У Ишбабаев, С Ш Мирзаев, М М Маликов, А А Пинхусович, Г Х Хашимов, Б Ф Фарманов, В П Семенов) и объектов Каршиспецстроя — подземные воды аллювиальных и пролювиальных отложений Китабо-Шахрисабзской котловины (Г Х Хашимов и др).

В низовьях Амударьи (Хорезм, КК АССР) с 1961 г. начали изучаться пресные линзы для водоснабжения населенных пунктов Каракалпакии и Хорезмской области (И А Сорокина, В И Чернуха, Л Андреева, У У Усманов, Б Г Куприенко, Ю Ф Долженко, М Я Вайсман, Н Т Гудкова, Л В Журавлева, Е Д Краев, В В Красников, Г П Куприенко, Н Р Рузимбетов, А В Пахомова).

В соответствии с территориальным размещением пресных линз проектными институтами была разработана генеральная схема централизованных водозаборов для питания районных водопроводов, а Узбекским гидрогеологическим трестом начаты разведочные работы на пресные линзы, намеченные к эксплуатации.

В результате поисково-разведочных работ, проведенных Узбекским гидрогеологическим трестом, в основных экономически развитых районах республики были выявлены перспективные для эксплуатации водоносные горизонты и прослежено их распространение, что дало возможность приступить к проектированию и бурению эксплуатационных скважин почти на всей площади Ферганской котловины, Приташкентского района и Зарафшанской котловины. Для большей части Голодной сте-

пи найдены и разведаны водоносные горизонты, позволяющие получить воду на месте. В центральной (пролювиальной) части Голодной степи водоносных горизонтов, пригодных для использования, не оказалось: для водоснабжения этого района разведаны эксплуатационные участки на смежной территории. В Бухарском оазисе, где известны только соленые грунтовые воды, с помощью электроразведочных работ (А. Д. Судоплатов) было выявлено и затем подтверждено разведочным бурением распространение пресных грунтовых вод, залегающих под небольшим слоем грунтовых вод континентального засоления. Ресурсы их оказались достаточными для обеспечения нужд сельского и городского водоснабжения (В. А. Гейнц, У. Джураев, О. К. Инжевато-ва, И. Е. Каргин, А. Кучкаров, В. В. Лозовой, А. Н. Мирзаянц, М. С. Салмин, Х. Т. Туляганов, Ш. Шарипходжаев и др.).

Исследования, связанные с рудничной гидрогеологией, производились по мере выявления промышленных перспектив месторождений полезных ископаемых. В частности, в послевоенные годы эти задачи решались для месторождений Чадак, Карнаб, Уч-Кулач, Кой-таш, Тасказган, Тюбегатан, Мурунтау (А. Г. Амелин, Р. Н. Бандура, А. Ф. Волкова, А. Ф. Кальницкий, Б. Г. Куприенко, В. В. Лозовой, Ф. Р. Маматказин, К. П. Петушков, В. Н. Пономарев, Н. Н. Романов, Т. И. Рубанова, Т. И. Учайкина, О. А. Федосеева, В. С. Фоменко, Л. Ф. Шарабауров).

Работы по вертикальному дренажу. С 50-х годов опытные работы по вертикальному дренажу проводились Узбекской гидрогеологической экспедицией на небольших опытных участках в северо-восточной части Голодной степи (Г. Д. Антонова, Е. А. Соколовская), а затем в присырдарьинской части, в Кировском районе Центральной Ферганы (Н. А. Краснянский) и в Бухарском оазисе (Б. Д. Картавин, Н. М. Плутницкий).

Опытно-производственные системы вертикального дренажа были построены и испытывались по проектам института «Узгипроводхоз».

Наблюдения за опытами и научная обработка материалов на двух участках в Голодной степи и на одном участке — в Бухарском оазисе проводились институтом САНИИРИ (В. А. Барон, З. П. Пушкарёва, Н. М. Решеткина, У. Умаров, Х. Якубов). Одновременно Узбекским гидрогеологическим трестом для обоснования общей схемы вертикального дренажа были проведены в северо-восточной части Голодной степи специальные исследования для выявления региональной гидродинамической схемы водоносного комплекса четвертичных отложений и для балансовой характеристики подземных вод (М. С. Алимов, С. А. Анарбаев, В. О. Вaleyшо, Ю. С. Ковалев, Н. Н. Ходжибаев).

На основании полученных данных и схематических воднобалансовых расчетов институт «Узгипроводхоз» составил «генеральную схему внедрения вертикального дренажа в староорошаемой зоне Голодной степи» (З. Н. Копп, Б. А. Михельсон).

В 1965—1966 гг. Узбекским гидрогеологическим трестом на Джизакском массиве (Т. Расулев, Х. Т. Туляганов и др.) были проведены исследования для решения вопросов вертикального дренажа, выполнены также детальные гидрогеологические исследования для проектирования вертикального дренажа на вновь осваиваемых землях.

Изучение глубинной гидрогеологии. В процессе геологоразведочных работ на нефть и газ, охвативших к шестидесятым годам всю предгорную и равнинную территорию республики, включая Устюрт, появилась возможность изучения подземных вод наиболее глубоких частей артезианских бассейнов, не достигаемых пока при гидрогеологических исследованиях. Изучение их производилось как самими

нефтеРАЗВЕДОЧНЫМИ организациями, так и специализированными отрядами ВСЕГЕИ, ВНИИГАЗа, Узбекского гидрогеологического треста и др.

Гидроминеральной партией Узбекского гидрогеологического треста глубокие водоносные горизонты изучались главным образом с целью выявления месторождений минеральных и промышленных вод (Б. А. Бедер). Было изучено множество объектов, представляющих практический интерес. Из них наиболее перспективными для первоочередного освоения оказались минеральные воды г. Ташкента (Ташмин-воды), Ванновской (Ферганская минеральная вода), Чимиона, Чартака, Палванташа и Джейранханы, показавшие высокие лечебные свойства. На базе указанных вод созданы бальнеологические учреждения и организован бутылочный розлив Ташкентской и Ферганской минеральных вод.

Условия формирования и распространения сероводородных нефтяных вод Южной Ферганы изучались Д. С. Ибрагимовым (ГИДРОИН-ГЕО, МГРИ). Большую работу по изучению минеральных вод провел Узбекский институт курортологии им. Семашко (Я. К. Муминов, Л. Г. Молдованова, В. М. Файбушевич). Из числа изученных объектов особый интерес вызвали минеральные воды Ташкентского артезианского бассейна, обладающие низкой минерализацией и высокой температурой. В г. Ташкенте и его окрестностях начиная с 1954 г. было пробурено 22 специальные эксплуатационные скважины на минеральную воду. Все они дали фонтанирующую горячую воду. В то же время некоторыми учеными было высказано мнение о «практически неограниченных» эксплуатационных запасах термоминеральных вод в Ташкентском бассейне и в связи с этим предложено использовать фонтанирующие скважины также для целей теплофикации и горячего водоснабжения (Б. А. Бедер, Ф. А. Макаренко и др.). Однако в 1965 г. проработка имеющихся материалов для составления генерального проекта разведки Ташкентского артезианского бассейна, выполненная в Узбекском гидрогеологическом тресте (К. П. Петушков), позволила сделать вывод о весьма ограниченных эксплуатационных запасах термоминеральных вод. В 1966 г. в Узбекском гидрогеологическом тресте (В. О. Волейшо, А. В. Гребенников) был завершен подсчет эксплуатационных запасов термоминеральных вод для района г. Ташкента по основному (сеноманскому) водоносному горизонту.

Для оценки общих перспектив использования глубинного тепла земли в последние годы Нефтеобъединением были пробурены специальные поисково-разведочные скважины на термальные воды (глубиной 3000 м) в Коканде и Намангане (Ферганский артезианский бассейн). С этой же целью Узбекским гидрогеологическим трестом проводились и продолжают выполняться ревизионные исследования существующего фонда нефтеРАЗВЕДОЧНЫХ и других скважин. По первым результатам исследований в 1964 г. составлена карта термальных вод республики (Т. Б. Гребенщикова, Б. Б. Тальвирский, Р. Н. Танеев, О. М. Чиркин).

Направленность исследовательских работ гидрохимических отрядов ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ВНИИГАЗа, ВНИГНИ, ИГИРНИГМа и др. определялась задачами поисков месторождений нефти и газа. А. А. Варов и И. Я. Ермилов (ВНИГРИ) дали по всем разведочным площадям этой зоны сводную гидрохимическую характеристику подземных вод, а Б. Б. Митгарц (ВСЕГЕИ) провела комплекс гидрогеохимических исследований в Южной Фергане. Во второй половине 50-х годов исследования данного направления развернулись в Амударьинском артезианском бассейне в связи с начавшимися здесь поисково-разведочными работами на нефть и газ. Исследования проводились Б. Б. Митгарц,

А. П. Поспеловым, Л. Е. Михайловым, С. П. Корсаковым, В. Н. Корценштейном, А. А. Карцевым, Е. А. Барс, В. Г. Глезером, П. П. Иванчуком, В. А. Кудряковым, И. В. Кушниковым, В. Н. Пашковским и др. Наряду с характеристикой состава вод и газов большое место в этих исследованиях получило изучение геотермических условий и особенно напоров водоносных пластов, что позволило дать общую гидродинамическую картину бассейна и выявить новые, гидродинамические показатели нефтегазоносности.

Данные о глубоких подземных водах Сурхандарьинской депрессии, полученные в результате нефтеразведочного бурения, наиболее полно обобщил и проанализировал Л. С. Балашов.

Изучение режима и баланса подземных вод проводилось гидрогеологическими станциями и режимными партиями Узбекского гидрогеологического треста, а на отдельных экспериментальных участках — опытными станциями СоюзНИХИ, Институтом геологии АН УЗССР (Н. Н. Ходжибаев, А. Ф. Сляднев), Голодностепской гидрогеологической научно-исследовательской станцией института геологии. Кроме того, функционировала наблюдательная сеть водохозяйственных организаций и колхозов, охватывающая неблагоприятные в мелиоративном отношении площади оросительных систем.

С 1950 по 1956 г. значительно расширилась наблюдательная сеть Ферганской, Сурхандарьинской и Хорезмской гидрогеологических станций. Кроме того, организованы новые режимные партии и станции — Тамдынская (1953 г.), Голодностепская (1956), Зарафшанская (1959) и Каракалпакская (1965).

Наряду с продолжением многолетних наблюдений за режимом грунтовых вод, гидрогеологические станции с 1952 г. стали проводить изучение важнейших элементов баланса грунтовых вод. Из экспериментальных балансовых работ наибольшее развитие получили наблюдения за балансом влаги в лизиметрах.

В последние годы Голодностепской гидрогеологической станцией (Х. А. Алимов и др.) были проведены контрольные наблюдения по лизиметрам с различной площадью испаряющей поверхности.

Баланс грунтовых вод и почвенной влаги в условиях орошения изучался станциями и на опытных участках (Н. Н. Ходжибаев, Д. М. Кац, Х. А. Алимов).

Региональные балансовые исследования для изучения естественных ресурсов подземных вод в целях водоснабжения и орошения в 50-х годах проводились в долине р. Ахангарана (Р. В. Бородин и др.) и на конусе выноса р. Соха (В. А. Гейнц, С. Б. Строкович и др.).

Начиная с 1960 г., всеми гидрогеологическими станциями проводится постоянная работа по контролю за охраной подземных вод от истощения и загрязнения: составлены и ежегодно дополняются каталоги, учитывающие весь фонд эксплуатационных скважин на воду, выполняются контрольные анализы для обнаружения загрязнений подземных вод, проверяется исполнение владельцами водозаборов предписаний о режиме эксплуатационных скважин, готовятся и выдаются (совместно с Управлением водных ресурсов) разрешения на строительство новых и расширение существующих водозаборов и систем вертикального дренажа.

С 1966 г. каждая станция публикует квартальные информации о режиме грунтовых вод. Результаты работ станции представляются в отчетах — Ежегодниках. Каждые 10 лет по станциям составляются сводные отчеты. Основными исполнителями работ на гидрогеологических станциях в рассматриваемый период продолжительное время были Х. А. Алимов, С. А. Анарбаев, К. Баймирзаев, А. Д. Буренков, Л. Д. Ве-

лично, В. А. Гейнц, К. С. Глуховская, А. А. Голосова, М. Д. Джаббаров, М. П. Епанчинцева, А. Е. Есенбеков, Л. И. Жоленц, М. М. Инагамов, Р. С. Қадыров, Р. Ш. Мансуров, М. Тоневитский, А. Н. Салахитдинов, В. Г. Самойленко, К. С. Скалова, Л. В. Сладкова, С. Б. Строкович, Н. Н. Ходжибаев, С. К. Шерниязов.

Геофизические работы. Первые годы геофизические исследования применялись большей частью на локальных участках, введенных в предварительную разведку для обоснования рациональной проектной схемы заложения скважин. Однако широкое развитие получили региональные электроразведочные работы, которые проводились в одних случаях в комплексе с разреженной сеткой картировочного бурения при государственных гидрогеологических съемках закрытых территорий (вся площадь Каракалпакского Устюрта, Северная Фергана и др.), а в других — самостоятельно для поисков месторождений пресных вод (Хорезм, КК АССР, Бухарский и Каракульский оазисы, часть пустыни Кызылкум) или предварительного изучения геолого-литологического и структурного строения артезианских бассейнов (Южно-Приаральский, Сурхандарьинский, Зарафшанский бассейны, Голодная степь, Нуралинская долина и др.).

В процессе исследований А. Д. Судоплатовым и Н. И. Пичугиным было внесено много нового в методику работ. Основными исполнителями работ являлись по каротажу Н. М. Абсатдаров, А. А. Арипджанов, Р. И. Вышворк, по электроразведке М. Г. Гафуров, Б. И. Грибанов, Л. А. Иванова, Р. С. Инкина, А. Н. Измайлов, Р. Н. Казиев, Т. М. Маннапбеков, Ю. С. Сучков, К. Р. Умурзаков, М. М. Шагаев, М. Э. Штамм.

Инженерно-геологические исследования в послевоенный период проводились в большом объеме. В 1958 г. была создана инженерно-геологическая партия с целью изучения геодинамических явлений в горных районах в связи с крупными оползнями, имевшими катастрофические последствия. Было произведено инженерно-геологическое обследование участков размещения всех населенных пунктов, расположенных в оползнеопасных районах (Чирчик-Ангренский в Ташкентской области и юго-западные отроги Гиссарского хребта — в Сурхандарьинской области). Установлены систематические, ежегодные (весной и осенью) наблюдения за состоянием горных склонов. В Чирчик-Ангренском районе вся площадь, на которой возможны оползневые явления, покрыта специальной (оползневой) инженерно-геологической съемкой. На отдельных участках ведутся стационарные наблюдения за оползневыми процессами и производятся разведочные работы с целью определения степени устойчивости склонов расчетным методом (по М. П. Кузьминову).

Со временем задачи партий постепенно расширялись.

С 1965 г. в бассейне Паркент-сая было начато инженерно-геологическое изучение селевых явлений совместно с Управлением гидрометслужбы УзССР по единой программе, рассчитанной на пять лет. Задачей инженерно-геологической части исследований является выяснение (на примере типового селевого бассейна) динамики образования и сноса продуктов выветривания, питающих селевые потоки.

С 1966 г. были начаты исследования по оценке устойчивости естественных плотин высокогорных озер в связи с катастрофическими прорывами их. В этом же году была произведена инженерно-геологическая съемка территории г. Ташкента, пострадавшего от землетрясения 26.IV 1966 г.

Основными исполнителями работ в разное время являлись: М. Г. Ахмедов, К. Бердалиев, А. В. Гребенников, Г. П. Епанчинцев, А. Исамухамедов, М. Исламов, Р. Ф. Кирсанова, Г. Л. Круковский,

Э. Мавлянов, В. И. Мартемьянов, М. Менглибаев, Р. Ниязов, М. С. Сидиков, В. В. Толоконников, М. Г. Ходжаев, О. М. Чиркин, В. Юнусов.

Большие объемы специализированных инженерно-геологических исследований производственного характера (под отдельные объекты строительства) были выполнены в рассматриваемый период отделами геологических изысканий ряда проектных институтов: Средазгидропроекта (Р. А. Кейзер, В. З. Чечёт и др.), Средазгипроводхлопка (Александровский, М. Е. Коротков, Б. Я. Нейман, В. М. Толстунов и др.), Узгипроводхоза (Д. З. Либенсон, Б. Л. Зегельман, К. Я. Опышко, А. А. Худайбердыев и др.), Узгоспроекта — УзГИИТИ (И. Н. Бурштейн, Р. Я. Дрейман и др.).

Научно-исследовательские и тематические работы. Главная роль в организации и выполнении научно-исследовательских работ в Узбекистане принадлежит ГИДРОИНГЕО.

Тематика работ института отражала два основных направления: гидрогеолого-мелиоративное и изучение лёссов (лёссоведение). В области мелиоративной гидрогеологии проделана следующая работа: 1) по совершенствованию методики гидрогеологических работ для нужд орошаемого земледелия (и, в частности, методики изучения режима и баланса грунтовых вод); 2) по научному обоснованию принципов гидрогеолого-мелиоративного районирования площадей существующего и перспективного орошения; 3) по гидрогеологическому обоснованию мероприятий; 4) по искусственному регулированию режима грунтовых вод в целях борьбы с засолением и заболачиванием почв; 5) по обоснованию использования подземных вод в качестве источника орошения. В разработке методики этих работ и осуществлении самих исследований в Узбекистане принимали участие М. А. Шмидт, О. К. Ланге, М. М. Крылов, Б. М. Георгиевский, Н. А. Кенесарин, А. Ф. Сляднев, А. И. Шевченко, Д. М. Кац, Н. М. Решеткина, В. А. Гейнц, Н. Н. Ходжибаев, С. Ш. Мирзаев, А. С. Хасанов, А. А. Худайбердыев, К. Г. Ганиев, Х. А. Алимов и др.

Проведенные работы помогли окончательно выделить мелиоративную гидрогеологию в самостоятельную ветвь гидрогеологии. Этому способствовало изложение ее научных основ в монографиях В. А. Гейнца, М. М. Крылова (1959), Н. А. Кенесариной (1959), Н. Н. Ходжибаева (1967), А. Г. Владимировой (1960), Н. В. Роговской (1959) и Д. М. Кац (1963).

Следует сказать, что развитие мелиоративной гидрогеологии в Узбекистане опиралось не только на работы гидрогеологов, но и на труды почвоведов и мелиораторов. Среди них заслуживает особого внимания работа В. А. Ковды (1946, 1947), а также работы Б. В. Федорова, А. Н. Розанова, В. М. Легостаева.

Развитию мелиоративной гидрогеологии в республике очень способствовало также обсуждение актуальных вопросов на научных конференциях. В частности, вопросы мелиоративной гидрогеологии были широко представлены на первом (1948 г.) и втором (1958 г.) узбекистанском гидрогеологическом совещании. В 1962 г. влиянию орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод был посвящен ташкентский Международный гидрогеологический симпозиум, организованный ГИДРОИНГЕО. В 1964 г. в г. Ташкенте были проведены Всесоюзная научно-техническая конференция по вопросам борьбы с засолением и улучшения мелиоративного состояния орошаемых земель Средней Азии, Южного Казахстана и Азербайджана, а также Всесоюзное научно-техническое совещание по использованию подземных вод и искусственному пополнению их запасов. Вопросы внедрения вертикального дренажа и использования подземных вод для оро-

шения неоднократно обсуждались на выездных сессиях Министерства геологии СССР.

Научные работы гидрогеолого-мелиоративного профиля, кроме ГИДРОИНГЕО, ведутся на кафедрах гидрогеологии ташкентского университета (М. М. Крылов, Р. В. Бородин), ташкентского политехнического института (В. Л. Дмитриев), ташкентского института ирригации и механизации сельского хозяйства (М. М. Иваницын), а также в Среднеазиатском научно-исследовательском институте ирригации (Н. М. Решеткина и др.).

Научные труды, включающие вопросы мелиоративной гидрогеологии, изданы также СОПСом АН УзССР (по Ферганской долине, Голодной степи и другим районам). В последние годы в тематике научных работ ГИДРОИНГЕО важное место занимает также изучение условий формирования подземных вод артезианских бассейнов аридной зоны (А. Н. Султанходжаев).

Научная разработка вопросов инженерной геологии в условиях Узбекистана в значительной мере связана с проблемой лёсса во всех ее аспектах. Большие заслуги в инженерно-геологическом изучении лёссов и лёссовидных пород республики принадлежат Г. И. Архангельскому, Ф. И. Воронову, В. Л. Дмитриеву, Г. А. Мавлянову, П. М. Карпову, В. Г. Гафурову, А. И. Исламову. Особое значение имеют многолетние работы по изучению лёссовых пород, проводившиеся Г. А. Мавляновым.

В последующие годы в ГИДРОИНГЕО под руководством Г. А. Мавлянова продолжались работы по изучению естественноисторических условий формирования пород лёссовой формации, изучению вещественного состава и просадочности лёссовых пород осваиваемых территорий Узбекистана. Кроме того, тематика этого направления расширилась: организованы специальные лаборатории для изучения стратиграфии четвертичных отложений (Г. Ф. Тетюхин) и для изучения устойчивости естественных и искусственных склонов (М. П. Кузьминов).

Региональные обобщения материалов по подземным водам и инженерно-геологическим условиям республики проводятся также и тематической партией Узбекского гидрогеологического треста, составившей большое количество обзорных гидрогеологических и инженерно-геологических карт с пояснительными записками (О. Е. Зубкова, Н. К. Фомин, С. Е. Козорез, Г. Г. Старостина, Т. А. Бородинна, М. Т. Бурак, Г. А. Манжирова и др.). Некоторые из них изданы ВСЕГИНГЕО (карта основных водоносных горизонтов, карта грунтовых вод) и институтом ВСЕГЕИ (гидрохимическая карта запада Средней Азии).

В 1965—1966 гг. тематическая партия совместно с ГИДРОИНГЕО выполнила большие работы по региональной прогнозной оценке естественных ресурсов и эксплуатационных запасов подземных вод, по гидрогеологическому обоснованию генеральной схемы водоснабжения населенных пунктов (С. Ш. Мирзаев, Р. В. Бородин, В. А. Борисов, Х. И. Валиев, Г. М. Мжельская, Т. И. Рубанова, Л. В. Сладкова, М. М. Саакян), а также по составлению обзорной инженерно-геологической карты Узбекистана (В. В. Толоконников, А. Н. Исламов, В. Ф. Московец, А. Н. Назарова, С. М. Касымов).

Следует особо отметить большую работу, проделанную по составлению карт гидрогеологического районирования орошаемых и перспективных к орошению земель Узбекской ССР для применения вертикального дренажа. Эта работа выполнена по программе, предложенной ВСЕГИНГЕО (Н. Н. Романов, Н. Н. Ходжибаев, В. П. Волков, Л. П. Подлявская, Т. И. Учайкина).

Тематической партией с привлечением специалистов других организаций составлен и данный том монографии «Гидрогеология СССР».

Глава вторая

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Среди сложного комплекса физико-географических факторов формирования подземных вод ведущими являются: 1) рельеф, определяющий условия образования и стока подземных вод; 2) климат — как фактор питания подземных вод атмосферными осадками и их расходования на испарение; 3) поверхностные воды, во многих районах представляющие собой главный источник питания подземных вод; 4) почвы и растительность, постоянно взаимодействующие с грунтовыми водами в районах их неглубокого залегания, особенно в пределах оазисов.

РЕЛЬЕФ

Территория Узбекистана по устройству поверхности подразделяется на две крупные области: равнинно-низменную и горную.

На юго-востоке — в горной области располагаются сильно расчлененные отроги высочайших горных хребтов Тянь-Шаня и Памиро-Алая с межгорными впадинами. На северо-западе веерообразно расходящиеся горные хребты постепенно затухают и сменяются низменными равнинами, на которых встречаются лишь останцовые возвышенности и неглубокие замкнутые котловины.

Горная область. Основными особенностями рельефа горной области являются: чередование горных хребтов и крупных межгорных впадин или открытых предгорных равнин с общей тенденцией снижения их абсолютных высот к западу, сочетание разнообразных форм микрорельефа различной абсолютной высоты, степени расчленения, крутизны и экспозиции склонов. В общем плане орографического строения рельефа горной области выделяются следующие основные элементы: 1) горные системы; 2) межгорные и предгорные впадины.

Горные системы. В горной области выделяются следующие горные системы, являющиеся отрогами Тянь-Шаня: Чаткало-Кураминская, Нурата-Туркестанская, Гиссаро-Зарафшанская и горные поднятия Центрального Кызылкума.

Чаткало-Кураминская система гор расположена на северо-востоке республики и представлена хребтами Угамским, Каржантауским, Пскемским, Чаткальским и Кураминским. Все эти хребты являются отрогами Таласского Алатау и вытянуты в юго-западном направлении, в общем параллельно друг другу. Наиболее высокий хребет Чаткальский, средняя абсолютная высота его 4000 м. Средние абсолютные отметки остальных хребтов колеблются от 3700 (Пскемский хребет) до 2500 м (Кураминский хребет).

Горные хребты имеют большей частью изрезанные гребни с глубоко расчлененным крутосклонным рельефом. Для Пскемского хребта характерны отвесные скалистые склоны ущелий, образующие непроходимые теснины; местами ущелья расширяются и в них прослеживаются террасы (долины Пскема, Чаткала). Юго-восточные склоны Чаткальского и Кураминского хребтов широкие — до 30—60 км, но также скалисты и глубоко расчленены долинами многочисленных рек. К западу от перевала Чапчама Чаткальский хребет образует Ангренское плато на высоте 2500—3400 м, расчлененное глубокими — до 1000 м — каньонами Ахангарана и Гавасая. Среди форм микрорельефа весьма часты конусы каменных осыпей, местами образующие сплошные шлейфы у подножия склонов, в высокогорной зоне — хаотическое нагромождение глыб, кары, троговые долины; встречаются карстовые формы в области развития карбонатных толщ Пскемского и Угамского хребтов.

Нурата-Туркестанская система гор располагается на юго-востоке Узбекистана и состоит из западного окончания Туркестанского хребта и его продолжения системы невысоких хребтов Нуратинских гор. Абсолютные отметки изменяются от 4000 м на западе (Мальгузарский хребет) до 2000 м на востоке (хр. Актау). Они характеризуются более сглаженными формами рельефа. Отдельные хребты расчленены небольшими внутригорными впадинами (Галляаральская, Койташская, Нуратинская), характеризующимися отсутствием речных долин и волнистым рельефом, типичным для предгорных равнин. Абсолютные отметки поверхности впадин изменяются от 800 м на востоке до 400 м на западе. На склонах и на террасах горных долин встречаются понижения, в которых образуются «сазы» или сазовые болота вследствие выклинивания подземных вод.

Гиссаро-Зарафшанская система располагается к югу от Нурата-Туркестанской системы гор. Эта группа хребтов отличается более глубоким расчленением, мощным проявлением эрозии, развитием антецедентных долин, но для нее также характерны резкая скалистость верхних частей гор и асимметричность склонов, прорезающихся многочисленными поперечными долинами с постоянными и временными водотоками. Наиболее высоким из этой системы гор является Гиссарский хребет, достигающий абсолютной высоты 4700 м. На западе он имеет выровненную поверхность, изрезанную глубокими (до 1000 м) ущельями истоков Кашкадарьи. Самыми крупными горными хребтами отрогов Гиссара, образующими мощную разветвленную к юго-западу горную систему, являются Байсунтау, Яккобаг, Гузар, Кугитангтау и Бабатаг. Для всех хребтов характерны очень глубокие (от 300 до 600—900 м), труднопроходимые ущелья, обрывистые с отвесными бортами. Особенностью хр. Кугитангтау являются карстовые формы на западном его склоне, где встречаются крупные пещеры (территория Туркменской ССР). Обособленно располагающийся на крайнем юго-востоке хребет Бабатаг, хотя и достигает высоты 2286 м, отличается более сглаженным рельефом и отсутствием постоянной гидрографической сети.

Горные поднятия — Центральный Кызылкум расположены в центральной части республики и характеризуются небольшими абсолютными и относительными высотами и сложным рельефом. Своеобразие рельефу придают скалистые возвышенности, вытянутые в северо-западном и западном направлениях в виде отдельных кражей, коротких хребтов и куполообразных поднятий. Это — Кульджуктау, Ауминзатау, Аристантау, Тамдытау, Джетымтау и Букантау, поднимающиеся до 511—888 м абсолютной высоты. Они резко выступают на фоне прилегающих равнин и имеют облик типичных гор, расчлененных сухими долинами.

Все возвышенности в Центральном Кызылкуме обрамлены предгорными шлейфами шириной от 1—2 до 30—45 км. Абсолютные отметки предгорных равнин изменяются от 400 до 350 м.

Пространства между горными возвышенностями представляют собой платообразные равнины, покрытые массивами грядовых песков. В пределах этих равнин располагается несколько замкнутых бессточных котловин с террасированными, обрывистыми или пологими бортами высотой до 100 м. Самые крупные котловины — Мынбулакская, Аякагитминская и Каракатинская — достигают 40—50 км в поперечнике. Днища котловин находятся на разных гипсометрических уровнях. Поверхность днищ неровная с чашеобразными понижениями, занятыми солончаками, такырами или песчаными скоплениями различной формы. Весной в котловинах скапливается значительное количество атмосферных осадков, питающих грунтовые воды. С другой стороны, наиболее заглубленные котловины играют роль местных базисов стока для подземных вод. Примером этому может служить Мынбулакская котловина, на дне которой происходит их выклинивание.

Следует сказать, что Центральный Кызылкум, сложенный в наиболее высоких частях кристаллическими породами, является областью стока атмосферных осадков и подземных вод. Однако он выполняет роль и аккумуляторов атмосферной влаги, чему способствует интенсивная трещиноватость горных пород, а сильная их расчлененность суходолами обуславливает выклинивание трещинных вод.

Межгорные и предгорные впадины характеризуются сочетанием волнистых покатых предгорных равнин, образованных конусами выноса горных рек, и плоских, слабо наклонных равнин, представленных террасами главных речных артерий.

Ферганская впадина располагается между Кураминским хребтом на северо-востоке республики и Ферганским и Алайским хребтами за ее пределами. Она вытянута в западном направлении на 370 км и достигает в центральной части ширины 190 км.

Со всех сторон впадина ограничена горами высотой 3000—4000 м. Только узкий проход (Ленинабадский) разрывает на западе горные сооружения.

Поверхность впадины в основном равнинная, наклонена на запад и к р. Сырдарье, протекающей по центральной части. Абсолютные отметки ее изменяются от 900—1000 м на востоке до 340—400 м на западе. Для периферийной части впадины характерна зона адыров, располагающаяся кольцеобразно в поясе предгорных равнин. Адыры представляют собой увалистые гряды высотой до 300 м. На северо-западе и юго-востоке гряды отделены от низкогорий так называемыми заадырными впадинами, а на юге — разобщены межадырными впадинами. Поверхность этих впадин образована конусами выноса рек, стекающих с гор. Гряды адыров расчленены многочисленными долинами этих рек. Внутренняя часть впадины делится р. Сырдарьей на две асимметричные части: южную и северную. Для Южной Ферганы характерно развитие широких предгорных равнин и третьей террасы р. Сырдарьи. На севере предгорные равнины узкие, третья терраса отсутствует.

Предгорные равнины в приадырной полосе волнистые вследствие чередования конусов выноса и межконусных понижений.

В Южной Фергане предгорная равнина плавно сливается с третьей надпойменной террасой Сырдарьи. На плоской поверхности террасы встречаются болота, солончаки и массивы песков. Третья терраса 10-метровым уступом сочленяется с нижними террасами, непостоянными по ширине и не везде прослеживающимися. Для нижних террас ха-

рактельны многочисленны старыцы рек, озерки, полубессточныя и бессточныя заболоченныя понижения.

В северной части впадины более узкая полоса предгорной равнины подрезана современной долиной Сырдарьи и обрывается высоким (до 20 м) уступом ко второй ее террасе. В основании уступов террас и предгорной равнины в долинах Сырдарьи и Нарына происходит выклинивание грунтовых вод.

Приташкентская предгорная впадина расположена между отрогами Чаткальского и Кураминского хребтов на северо-востоке, Туркестанским и Нуратинским хребтами — на юге. Приташкентская впадина на северо-западе постепенно переходит в пустыню Кызылкум. Адыры на востоке и юге встречаются в виде одиночных гряд, а на севере, за пределами границы Узбекской ССР, вытянуты к ее центру (Чули).

В рельефе впадины четко выделяются волнистые равнины, примыкающие к горным поднятиям, а также плоские равнины террас Сырдарьи, Чирчика и Ахангарана. Долины Чирчика и Ахангарана имеют надпойменные террасы. Из них наибольшую площадь занимают первая и четвертая. Абсолютные отметки первой террасы изменяются от 512 м в районе пос. Кибрай до 170 м в устье Чирчика. Первая и вторая террасы возвышаются над поймой на 1—7 м, высота уступа самой древней — четвертой террасы достигает 20, местами 40 м (район Пскемского лёссового массива).

На левобережье р. Сырдарьи равнина, именуемая Голодной степью, представляет собой ее третью террасу. Она характеризуется почти идеально плоской поверхностью (абсолютные отметки 270—250 м), с очень слабым общим уклоном на северо-запад. В рельефе ее заметно выделяются лишь два понижения с очень пологими склонами: Шурузьякское и Сардобинское. В этих понижениях собираются дренажные воды. Третья терраса возвышается над поймой на 2—3, 8—10 м. На юге к Голодной степи примыкает волнистая равнина, образованная конусами выносов Санзара, Зааминсу, Хаваста и других, стекающих с Туркестанского хребта. В месте слияния волнистой равнины с поверхностью третьей террасы Сырдарьи широкой полосой протягивается сазово-солончаковая зона (Арнасай).

Нижние — первая и вторая террасы Сырдарьи протягиваются узкой полосой вдоль поймы. Эти террасы, как и в Ферганской впадине, изобилуют озерами и старицами.

Зарафшанская межгорная впадина расположена между Нуратинскими горами на северо-востоке и отрогами Зарафшанского хребта на юго-западе. Она значительно меньше Ферганской, но также замкнута с трех сторон. Длина ее достигает 180 км, ширина от 10 до 60 км. Днище ее покато на северо-запад, абсолютные отметки поверхности на юго-востоке достигают 720 м, на северо-западе снижаются до 280 м. В этой части впадина через Хазаринскую теснину соединяется с пустыней Кызылкум.

Долина р. Зарафшана, расположенная в центре впадины, имеет ширину от 10 до 30 км. Наибольшую площадь занимает вторая терраса, возвышающаяся над поймой на 7—10 м. Третья терраса плавно сливается с предгорной равниной и резким уступом высотой 10—18 м сочленяется со второй террасой. На востоке впадины р. Зарафшаном отложен конус выноса, ясно выраженный в рельефе. В месте перехода покатой поверхности в плоскую происходит выклинивание подземных вод.

Предгорные равнины, обрамляющие террасы Зарафшана, расчленены долинами рек.

Китабо-Шахриябзская котловина располагается между отрогами Зарафшанского и Гиссарского хребтов. Она резко расширяется к западу. Днище ее представляет собой предгорные волнистые равнины, покатые на запад и к ее центру. Волнистость обусловлена расчленением поверхности многочисленными речными долинами бассейна Кашкадарьи и сухими балками. На юго-востоке равнина незаметно переходит в низкогорья отрогов Гиссарского хребта.

Сурхандарьинская межгорная впадина, располагающаяся между хребтами Байсунтау и Бабатаг, имеет юго-западное простирание и открыта к долине Амударьи. Для впадины характерны широкие волнистые, местами ступенчатые равнины, покатые к центру и на юго-запад. В центральной части котловины узкой полосой, до 3—5 км, протягивается долина Сурхандарьи с хорошо выраженными первой и второй террасами. Третья и четвертая надпойменные террасы Сурхандарьи занимают небольшие площади и характеризуются относительными превышениями от 4 до 10 и от 10 до 20 м. В основании уступа террасы выклиниваются подземные воды. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 700 м в месте выхода долины из гор до 300 м вблизи долины Амударьи.

В западной части впадины притоками Сурхандарьи отложены мощные конусы выноса. Наиболее крупный конус Ширабаддарьи расчленен протоками реки на глубину до 20 м. В средней части конуса имеются заболоченные участки и солончаки. На юге он подрезан долиной Амударьи, высота уступа достигает 22 м. На севере котловины слившиеся конусы выноса рек Туполанга и Сангардака также подрезаны долиной Сурхандарьи. Здесь в результате выклинивания подземных вод образовалось Юрчинское болото.

В южной части впадины, на поверхности предгорных равнин встречаются увалистые поднятия Хаудаг, Учкызыл, Кокайты, Актау высотой до 100 м.

Малые внутригорные впадины — Галля-Аральская, Койташская, Нуратинская, Арасайская, расположенные между северными и южными Нуратинскими горами, отличаются от других впадин Узбекистана отсутствием речных долин. Лишь в пределах Галля-Аральской впадины развиты террасовые поверхности р. Санзара, остальные впадины характеризуются волнистым рельефом, типичным для предгорных равнин. Койташская впадина пересечена узкими поперечными долинами рек, стекающих с Северо-Нуратинского хребта. На северо-западе Нуратинской впадины встречаются массивы песков. Абсолютные отметки поверхности этой группы впадин изменяются от 800 м на востоке до 400 м на западе.

Равнинно-низменная область. В равнинно-низменной области, занимающей большую часть территории Узбекистана, выделяются: песчаная равнина Кызылкум, равнина Бухаро-Каршинской степи, аллювиально-дельтовые равнины Кашкадарьи, Зарафшана и Амударьи, плато Устюрт.

Равнина Бухаро-Каршинской степи располагается в крайней юго-восточной части равнинно-низменной области между долинами рек Зарафшана и Кашкадарьи. По устройству поверхности это платообразная равнина с абсолютными отметками от 360 м на северо-востоке до 175 м — на юго-западе. Для нее характерен в целом пологихолмистый рельеф. Здесь встречаются бессточные котловины, занятые такырами, солончаками, песками, а также возвышенности, сложенные коренными породами. К наиболее крупным бессточным котловинам относятся Шорсайская на северо-востоке и Денгизкульская — на западе.

Аккумулятивные аллювиально-дельтовые равнины подразделяются на приморскую дельту Амударьи, субэральные дельты Зарафшана и Кашкадарьи.

Аллювиально-дельтовая равнина Амударьи самая крупная в нашей стране. Общая площадь достигает 44 220 км², а площадь современной дельты равна 19 600 км². Равнина подразделяется на Сарыкамышскую, Акчадарьинскую и современную Приаральскую дельты.

Сарыкамышская дельта расположена на левом берегу Амударьи, в пределах Узбекской ССР. Она протягивается от теснины Туямуюн до сел. Мангит. В ее пределах расположен Хорезмский оазис. Поверхность ее представлена плоской равниной, имеющей слабый уклон по течению реки и на запад. В результате хозяйственной деятельности человека естественные отложения дельты оказались перекрыты культурно-ирригационными наносами. Для современного рельефа ее характерны искусственные валы — гряды, сопровождающие крупные ирригационные каналы, и междуречные понижения глубиной до 1,5 м. Обычно эти понижения заняты болотами, солончаками, озерами, образовавшимися в результате сброса поливных вод. Особенно много таких озер наблюдается на юго-западной окраине дельты. Естественный равнинный рельеф сохранился лишь на участках староречий Даудана и Дарьялыка, где встречаются небольшие массивы песков. На поверхности равнины встречаются также невысокие останцы тектонического происхождения, как например, Джумурутау и Кубатау.

Акчадарьинская дельта расположена северо-восточнее г. Нукуса, в пределах Туркменского оазиса. Поверхность ее плоская. Она соединяется с долиной реки узким коридором, по обе стороны от которого распространены пески Кызылкум. Поверхность дельты нарушена древней арычной сетью.

Современная дельта Амударьи примыкает к Аральскому морю и представляет собой слабо наклонную на север аккумулятивную равнину с очень незначительными колебаниями высот. В результате более обильного накопления осадков близ действующих русел при чрезвычайном непростоянстве путей и интенсивности стока на поверхности дельты сформировались мягко выраженные грядообразные повышения вдоль протоков и главного русла реки, что обусловило слабоволнистый характер поперечного профиля поверхности. Низменные участки между грядами образуют очень сложный лабиринт озер, мелких протоков и болот, поросших камышом. В северо-восточной части дельты встречаются высохшие русла, сопровождаемые грядовыми и бугристыми песками. Приморская часть дельты подтопляется Аральским морем.

Дельта Зарафшана представляет собой почти плоскую равнину, покрытую густой ирригационной и дренажной сетью. Она состоит из двух частей, носящих названия Бухарской и Каракульской дельт. Бухарская дельта образована Зарафшаном сразу по выходе из горной области. Длина Бухарской дельты от Хазаринской теснины до ст. Якка-тут — 80 км, ширина в средней части достигает 50 км. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 250 м на северо-востоке до 207 м — на юго-западе. Среди искусственных форм рельефа встречаются насыпные курганы различной формы и высоты. Для периферии дельты характерны небольшие понижения, служащие приемниками сбросных вод, а также одиночные барханы.

У пос. Свердловск Бухарская дельта сужается в коридор шириной до 6 км, прорезающий равнину на глубину 10—15 м. При выходе из этого коридора р. Зарафшан образует веерообразно расположенную Каракульскую дельту. Поверхность дельты ровная, имеет очень слабый уклон на юго-запад, абсолютные отметки ее изменяются незначитель-

но: от 200 до 187 м. На периферии дельты рельеф так же, как и в пределах Бухарской дельты, осложнен небольшими понижениями.

Дельта Кашкадарьи располагается в крайней юго-восточной части равнинной области. Это — аллювиальная равнина, значительная площадь которой орошается и представляет собой Каршинский оазис. Равнина имеет почти идеально плоскую поверхность с общим уклоном на северо-запад и в стороны основного русла реки. Для дельты характерно асимметричное строение, по правобережью ширина ее составляет 8—10 км, по левобережью она колеблется от 10 до 22 км. Плоский характер равнины нарушается отвалами ирригационных каналов, насыпными буграми и невысокими останцовыми возвышенностями (Кассантау, Майманактау). Общая протяженность дельты равна 80 км, абсолютные отметки изменяются от 360 м на юго-востоке до 240 м — на западе и северо-западе. Неосвоенные участки дельты заняты такырами, солончаками и песками; незаметно сливаются с платообразной равниной.

Плато Устюрт располагается между Каспийским и Аральским морями и занимает площадь, равную 160 тыс. км². В пределы Узбекистана входит его юго-восточная часть площадью примерно около 40 тыс. км². Плато представляет собой равнинную поверхность с абсолютными отметками от 100 до 200 м. Равнина нарушается невысокими (250—292 м) возвышенностями (Карабаур и др.) и солончаковыми впадинами с абсолютными отметками до 38 м (Барса-Кельмес, Ассаке-Аудан, Сарыкамыш).

Песчаная равнина Кызылкум расположена в центральной части Узбекистана, окружая горное поднятие — Центральный Кызылкум, с абсолютными отметками от 100 до 200 м. Представляет собой огромную песчаную пустынную равнину. Золотые пески, покрывающие повсеместно поверхность равнины, образуют различные формы — грядовые, бугристые, ячеистые, реже — барханные. На большей части территории пески закреплены. Однако встречаются довольно крупные массивы развееваемых барханных песков, местами совершенно непроходимых. Поверхность равнины нарушается отдельными останцовыми возвышенностями, впадинами и древними долинами рек. На юго-западе пустыни, на правом берегу Амударьи, располагаются невысокие горы Султануиздаг с максимальной абсолютной отметкой 473 м.

КЛИМАТ

Географическое положение Узбекистана в центре Евразийского материка, у северных границ субтропического пояса, обуславливает формирование здесь резко континентального аридного климата. Засушливость климата, особенно выраженная в низменно-равнинной области, высокие температуры воздуха и его низкая влажность, служат основной причиной большого испарения подземных вод и в связи с этим сильного их засоления. К наиболее важным климатическим факторам формирования подземных вод относятся осадки, а также температура и влажность воздуха. Если в качестве критерия аридности климата использовать отношение величины испаряемости к выпадающим атмосферным осадкам (назовем его коэффициентом засушливости), то для равнинно-низменной области он будет равен 15—20, для предгорных частей — 3—4 и для горных частей Узбекистана — 1,5.

Осадки — на территории республики, как это видно из рис. 2, распределены крайне неравномерно. Наименьшее их количество (менее 100 мм в год) выпадает в равнинно-низменной области, занимающей наиболее значительную часть территории. Здесь с мая по октябрь, бла-

годаря тому, что восходящие конвекционные токи не достигают уровней конденсации, атмосферные осадки почти не выпадают. В осенний период осадки, выпадая на осушенную за лето почву, почти полностью ею удерживаются. Зимой же осадки удерживаются на промерзшей почве и не проникают в грунт. Таким образом, атмосферные осадки в питании грунтовых вод на равнинах принимают самое незначительное участие.

В горной зоне Узбекистана распределение осадков по сезонам года аналогичное, но здесь количество их увеличивается с повышением аб-

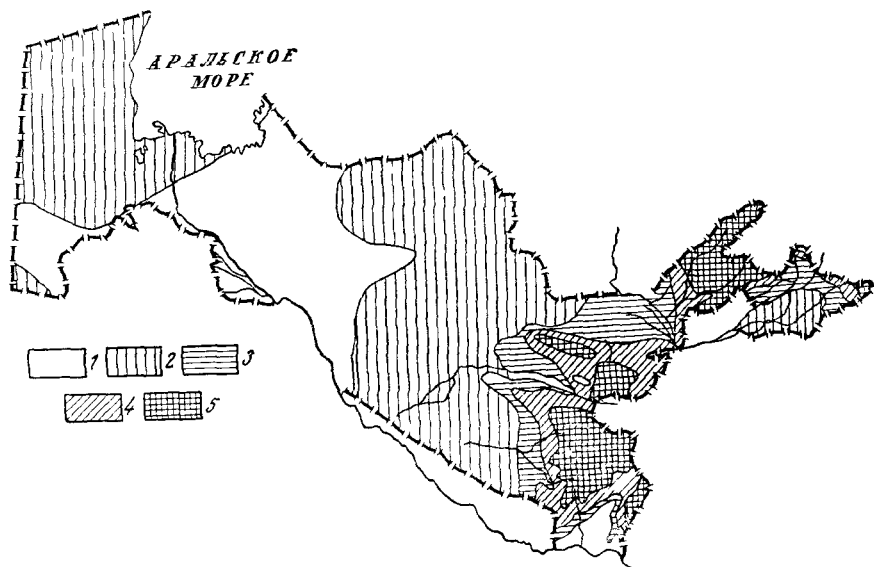


Рис. 2. Среднегодовое количество атмосферных осадков (в мм)
1 — менее 100, 2 — от 100 до 200, 3 — от 200 до 300, 4 — от 300 до 400, 5 — более 400

солютных отметок рельефа, подчиняясь закону вертикальной зональности климата. Наряду с этой общей закономерностью важным фактором в распределении атмосферных осадков является экспозиция склонов горных хребтов и их положение. Наибольшее количество осадков получают горные склоны, открытые для западных ветров, наименьшее — внутренние горные массивы, защищенные от западных и северных воздушных течений. Так, на склонах западных оконечностей Зарафшанского и Туркестанского хребтов (г. Китаб, г. Джизак) выпадает в среднем за год 420—450 мм осадков, в Ташкенте, расположенном у открытых к западу склонов Чаткальского хребта, — около 350 мм, а в Коканде, находящемся в закрытой со всех сторон Ферганской впадине, в среднем 100 мм.

Наибольшее количество осадков выпадает в высокогорной области, достигая 1000 мм в год и уменьшаясь по мере перехода к предгорьям и равнинным пространствам.

Температура воздуха на равнинных участках Узбекистана является одним из главных факторов, влияющих на испарение не только поверхностных, но и грунтовых вод. Интересно отметить, что в низовьях Амударьи в пределах только Приаральской дельты задерживается и в конечном итоге испаряется около 26% общего стока Амударьи. В равнинной зоне Узбекистана сезонное колебание температуры воздуха определяет интенсивность испарения грунтовых вод и темпы их засоления, в то время как в пределах горных поднятий температурный режим воздуха

выступает главным образом в роли регулятора интенсивности таяния снегов и ледников и в связи с этим принимает участие в образовании поверхностного и подземного стока.

На рис 3 показаны среднемесячные температуры воздуха на самый холодный (январь) и самый жаркий (июль) месяцы. Наиболее высокие температуры воздуха наблюдаются в юго-западном и западном Узбекистане, нередко поднимаясь летом до $44-45^{\circ}$. Максимальная температура в Термезе, по многолетним наблюдениям, достигает 47° , в Кызылкумах 44° и в Бухаре $43-45^{\circ}$. Однако высокая летняя темпе-



Рис 3 Среднемесячные температуры воздуха
1 — января 2 — июля

ратура отмечается и в равнинных частях межгорных и предгорных впадин: в Фергане до 40° , в Ташкенте $39-42^{\circ}$. Минимальная температура обычно не опускается ниже минус $20-25^{\circ}$, продолжительность периода с высокой температурой воздуха составляет $200-242$ дня.

Среднегодовая испаряемость в равнинных частях Узбекистана достигает 2000 мм в год (рис 4). При этом ее распределение по сезонам очень неравномерно, резкое возрастание наблюдается с конца апреля — начала мая.

В табл 1 приводятся данные по атмосферным осадкам, температуре воздуха и относительной влажности по месяцам.

В конце июня — в июле, наиболее жарком периоде, испаряемость достигает максимума.

Влажность воздуха, имеющая большое значение в процессе испарения, сильно колеблется. Наименьшее значение ее характерно для пустынно-равнинных участков. В летний период ее значения в юго-западной и западной пустынно-равнинных частях Узбекистана падают до 20% (Термез — 22% , Бухара — 20% , Турткуль — 24% , Нукус — 28%). Высокая относительная влажность воздуха, наблюдающаяся повсеместно в осенне-зимний и весенний периоды, максимального значения достигает вблизи водоемов. В летний же период она резко снижается, что способствует повышению испарения. Однако даже в пустынной низменно-равнинной зоне влажность в пределах оазисов оказывается значительно выше соседних пустынных пространств. Так, на орошаемых зем-

Таблица I

Метеорологические сведения

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Атмосферные осадки, мм												
Нукус	6	9	13	14	10	6	5	1	2	4	5	7
Температура воздуха, °C												
	-6,9	-4,0	4,1	13,1	20,5	25,0	27,1	24,7	18,3	10,4	2,1	-3,0
Относительная влажность, %												
	85,2	77,2	69,7	54,2	41,7	43,7	46,2	51,0	54,2	54,5	67,2	84,0
Атмосферные осадки, мм												
Тамды	15	14	19	23	10	3	0	0	0	3	8	13
Температура воздуха, °C												
	-4,1	0,2	6,6	14,4	22,1	27,2	30,0	27,6	21,0	12,5	4,7	-1,1
Относительная влажность, %												
	80,7	68,7	60,2	47,7	31,5	22,0	19,0	20,5	29,0	38,5	61,0	75,5
Атмосферные осадки, мм												
Бухара	20,0	18,0	25,0	20,0	9,0	2,0	0	0	0	3,0	10,0	18,0
Температура воздуха, °C												
	0,9	2,7	8,6	16,0	21,7	25,5	27,5	25,1	19,5	12,6	6,1	1,1
Относительная влажность, %												
	77,3	73,6	65,0	55,3	38,0	32,0	31,6	31,6	34,0	44,6	58,3	74,0
Атмосферные осадки, мм												
Термез	21,0	23,0	30,0	19,0	10,0	1,0	0	0	0	3,0	9,0	17,0
Температура воздуха, °C												
	2,8	5,7	11,5	18,5	24,5	29,3	31,4	29,6	23,3	16,9	10,1	4,8
Относительная влажность, %												
	79,3	73,6	66,0	60,0	47,0	40,3	34,0	33,3	38,6	50,6	62,3	75,0
Атмосферные осадки, мм												
Ташкент	46	39	62	54	32	13	4	1	4	26	40	46
Температура воздуха, °C												
	-1,1	1,5	7,8	14,7	20,2	25,3	27,4	25,5	19,7	12,7	6,7	1,8

Продолж. табл. I

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Относительная влажность воздуха, %												
	73,3	70,6	63,6	60,8	54,0	44,0	41,0	43,0	45,0	55,0	40,0	72,3
Атмосферные осадки, мм												
Фергана	21	15	27	19	21	11	5	2	3	12	18	20
Температура воздуха, °C												
	-7,4	-4,6	2,2	8,7	13,3	16,8	18,2	16,5	11,3	5,8	0,3	-3,9
Относительная влажность воздуха, %												
	65	68	54	45	38	33	34	32	35	41	56	69

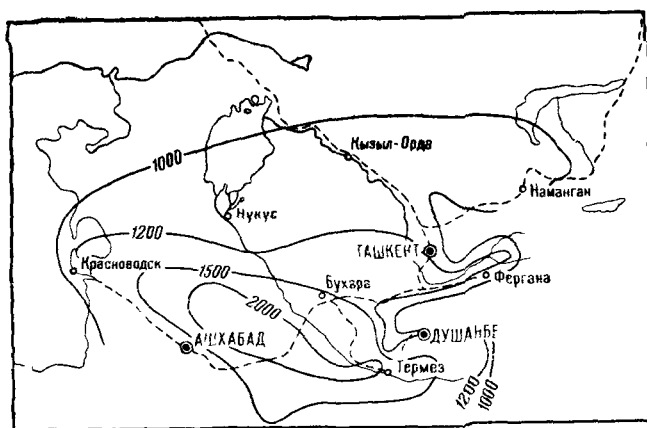


Рис. 4 Среднегодовая испаряемость в мм (по Л. М. Молчанову, 1955)

лях Бухарского оазиса средняя величина ее равна 29—31%, а на прилегающих к нему равнинах не превышает 15—21%.

Большой относительной влажностью воздуха в орошаемых районах низменной и горной области объясняется значительно меньшее испарение воды (в том числе грунтовой), несмотря на высокие летние температуры воздуха.

Ветры играют большую роль в формировании климата Узбекистана. Обычно холодному полугодию свойственно преобладание континентальных воздушных масс умеренного пояса и интенсивное развитие циклонической деятельности. Погода становится неустойчивой, с частыми зимними дождями. В летний период циклоническая деятельность ослабевает. В результате сильного нагревания в приповерхностных слоях атмосферы воздушные массы трансформируются и устанавливается сухая, безоблачная погода.

Основная масса осадков приносится северными, северо-восточными и отчасти западными ветрами. Юго-восточные и южные ветры благоприятствуют возрастанию испарения воды. Ту же иссушающую роль играют местные ветры горной области, в результате прогрессивного холодного воздуха, опускающегося с горных хребтов в долины.

РЕКИ И ОЗЕРА

Узбекистан занимает часть обширного замкнутого, бессточного бассейна Аральского моря с крайне неравномерным распределением водных объектов. Наиболее густая гидрографическая сеть свойственна горной области. Наоборот, равнинно-низменная область бедна реками. Здесь по существу завершают свой сток Амударья, Зарафшан и Кашкадарья, не принимая ни одного притока. Пустынные же пространства (Кызылкум, Устюрт) вообще лишены водотоков. Характерно, что, в то время как модуль поверхностного стока горной области выражается несколькими десятками литров с 1 км^2 , но не менее 1 л/км^2 , в равнинно-низменной области он уменьшается до сотых долей

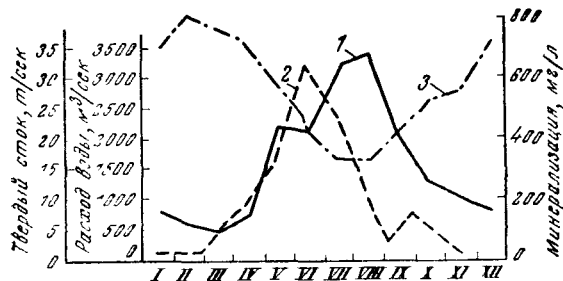


Рис. 5. Гидрограф р. Амударья с показанием твердого стока и минерализации воды

1 — расход воды, 2 — твердый сток, 3 — минерализация

л/км^2 . Низменная область богата озерами и заболоченностями, основное количество которых до 70—80% размещается в низовьях рек и по периферии оазисов.

Реки. Все реки Узбекистана принадлежат к бассейнам рек Амударьи и Сырдарьи.

Реки по условиям питания делятся на 4 типа: 1) ледниково-снегового питания с максимальным стоком в июле — августе; 2)

снегово-ледникового с максимальным стоком в мае — июне; 3) снегового питания с максимальным стоком в апреле — мае и 4) снегово-дождевого с максимумом стока в марте — мае.

Существенным источником питания многих рек, по мнению В. М. Шульц, являются также подземные воды, составляющие до 40—50% их общего стока. Так, например, р. Чирчик — один из наиболее крупных притоков Сырдарьи — получает за год около 42% подземных вод от его годового стока, р. Зарафшан — более 31%, Ахангаран — 28%, Ширабаддарья — около 52%, Сох — 34%, а Гузардарья — более 52%.

Гидрогеологическое значение гидрографической сети выражается в характере взаимосвязи поверхностного и подземного стока. В одних случаях водотоки дренируют грунтовые воды, в других — являются источниками их питания.

Река Амударья — самая крупная водная артерия в Средней Азии. Она относится к типу рек снегово-ледникового питания и имеет общую водосборную площадь $227\,000 \text{ км}^2$. Ее средний многолетний расход равен у г. Керки $2020 \text{ м}^3/\text{сек}$, а у Нукуса — $1520 \text{ м}^3/\text{сек}$. Как это видно из гидрографа р. Амударьи (рис. 5), расходы в реке начинают возрастать в конце марта — начале апреля с отклонениями, вызванными дождями на фоне снегового таяния. В июле — августе происходит главный паводок, вызванный таянием снегового покрова и ледников среднего и верхнего ярусов гор. Амплитуда колебания уровней воды в реке обычно не превышает 2—2,5 м, возрастая в низовьях до 3—3,5 м во время зимних зажоров.

На всем своем протяжении река совершает грандиозную геологическую работу. В низовье особенно важно отметить наряду с аккумулятивной деятельностью ее боковую эрозию, которая известна под мест-

ным названием «дейгиш». Разрушение берегов под влиянием боковой эрозии местами происходит с необычайной скоростью. Особенно интенсивная эрозия наблюдается в период прохождения паводков, когда скорости течения достигают 4 м/сек (при средней скорости около 1,5 м/сек), например, у г. Турткуля река, размывая правый берег, смещалась ежегодно на несколько сотен метров. Так, по материалам топографических съемок 1886 и 1946 гг. общее смещение русла составило 6 км, а в 12—16 км ниже Турткуля за 11 лет (с 1905 по 1915 г.) — от 4 до 6 км. В 1951 г. центр Турткульского района был перенесен в Новый Турткуль, на 12 км восточнее прежнего (рис. 6). Что касается ак-

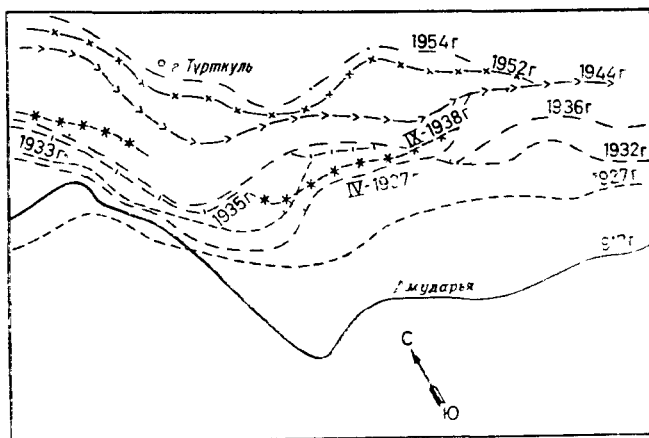


Рис. 6. Схема изменения положения линии берега р. Амударья с 1917 по 1954 г.

кумулятивной деятельности рек, то при годовом твердом стоке реки, равном 120 млн. т, она несет еще большое количество взвешенных частиц (твердый сток) и минеральных солей.

С мая по сентябрь минерализация воды колеблется от 0,34 до 1,5 г/л. По типу вода гидрокарбонатная кальциевая.

В период межени минерализация воды возрастает до 0,9—1,0 г/л, и тип воды становится сульфатно-гидрокарбонатный.

В пределах Узбекистана в бассейне Амударьи имеется четыре крупных речных системы: Зарафшан, Кашкадарья, Сурхандарья и Ширабаддарья. Река Зарафшан в настоящее время не доносит до нее своих вод, так как вся вода в пределах Бухарского и Каракульского оазисов разбирается на орошение. Средний многолетний расход реки по выходе с гор равен 165 м³/сек (В. Л. Шульц). Паводок проходит в июле (рис. 7). Значительная часть поверхностного стока реки в пределах Бухарского и Каракульского оазисов идет на питание грунтовых вод. Река Кашкадарья, несколько меньшая по своим размерам, так же как и р. Зарафшан, не доносит своих вод до Амударьи, в верховьях дренируя, а в низовье — питая грунтовые воды. В отличие от них р. Сурхандарья, имеющая средний расход около 72 м³/сек, на всем своем протяжении является естественной дренаж, так как расположена в межгорной депрессии. Особенности р. Ширабаддарьи заключается в высокой минерализации воды. Это обогащение солями связано не только с дренированием грунтовых вод вплоть до выхода реки с гор, но и с тем, что сама вода сильно обогащается солями, главным образом, гипсом и хлористым натрием, содержащимися в неогеновых породах Келиф-Ширабадской гряды, размываемой рекой.

Река Сырдарья — вторая по величине река Средней Азии — имеет водосборную площадь 150 000 км². В пределах Узбекистана она проходит только в межгорных впадинах горной области. Ее низовье и

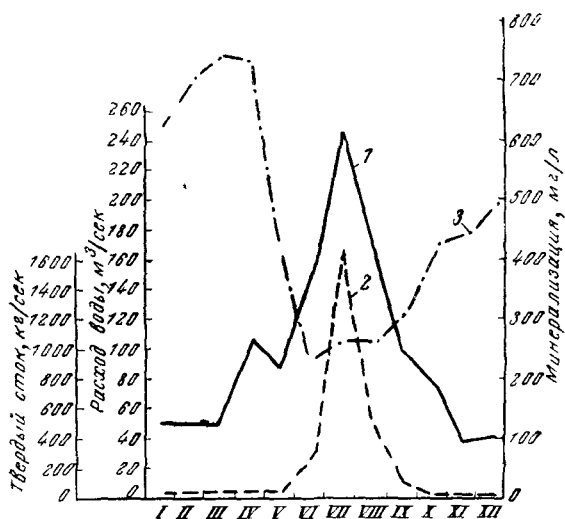


Рис. 7. Гидрограф р. Зарафшана с показанием твердого стока и минерализации воды (по К. С. Скаловой, В. Л. Шульцу и К. С. Степановой)

1 — расход воды, 2 — твердый сток, 3 — минерализация

средняя часть находятся на территории Казахстана. Сырдарья образуется слиянием рек Нарына и Карадарьи в восточной части Ферганской впадины. В питании реки преобладают осадки, выпадающие выше снеговой линии, и в меньшей мере ледники. Поэтому в режиме ее стока наибольшие расходы преобладают в июне (рис. 8). В пределах Приташкентской впадины р. Сырдарья принимает два крупных притока: Чирчик и Ахангаран, из которых первый относится к рекам снегово-ледникового питания, с максимальным паводком в мае — июне, а второй — снежно-дождевого питания с максимумом расхода в апреле.

Озера. Наиболее крупным озером является Аральское море, питающееся главным образом стоком рек Амударьи и Сырдарьи. Площадь Аральского моря равна 68 700 км². Северный берег значительно поднимается над его уровнем и сильно пересечен овражной сетью, по которой поступает в Аральское море некоторое (незначительное) количество поверхностного и подземного стока. Южный берег Аральского моря занимает дельта Амударьи, образующая почти плоскую поверхность, с мягко выраженными повышениями вдоль русла Амударьи и ее протоков, а также с междуречными понижениями, озерами, разливами и заболоченностями. В этой части Аральское море не только не дренирует грунтовые воды, но, наоборот, питает их. В годовом режиме уровня моря характерно его повышение в весенне-летний период под влиянием стока Амударьи и Сырдарьи. С августа по декабрь начинается спад. Годовая амплитуда колебания уровня равна 2,8 м. В водном балансе моря за последние 20 лет приход составляет в среднем 885 мм (из них 82 мм за

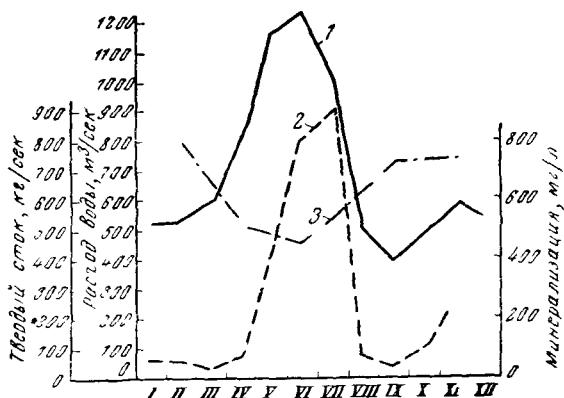


Рис. 8. Гидрограф р. Сырдарьи с показанием твердого стока и минерализации воды (по В. В. Руленко и В. Л. Шульцу)

1 — расход воды, 2 — твердый сток, 3 — минерализация

В годовом режиме уровня моря характерно его повышение в весенне-летний период под влиянием стока Амударьи и Сырдарьи. С августа по декабрь начинается спад. Годовая амплитуда колебания уровня равна 2,8 м. В водном балансе моря за последние 20 лет приход составляет в среднем 885 мм (из них 82 мм за

счет атмосферных осадков), а расход на испарение — 920 мм, в результате чего уровень моря за этот период снизился на 70 см.

Все более мелкие многочисленные озера, располагающиеся в равнинно-низменной области, преимущественно тяготеют к речным долинам. Их существование обязано старицам, разливам рек, сбросу ирригационных вод и выклиниванию грунтовых вод. Имеются также периодические (эфемерные) озера, возникающие в блюдцеобразных понижениях рельефа за счет стока в них весенних тающих снегов и ливневых дождей. Некоторые соленые озера Узбекистана известны своими целебными свойствами (Денгизкуль — в низовье Амударьи, Тузкане — в западной части Голодной степи и др.).

Все такие озера служат источником питания подземных вод, в то время как многие озера и заболоченности в равнинных частях, в том числе в межгорных впадинах, образуются за счет грунтовых вод. К таким болотам относятся, например, участки в зоне выклинивания грунтовых вод в средних частях конусов выноса, болота и озера, образующиеся в современных речных долинах вблизи уступа высоких речных террас.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Почвообразовательные процессы, как один из важных факторов формирования грунтовых вод, на территории Узбекистана характеризуются чрезвычайным разнообразием. Наибольшее значение в гидрогеологическом отношении приобретают гидроморфные почвенные образования: луговые, пустынно-луговые, болотно-луговые, болотные и солончаки. Именно в районах распространения этих почв взаимодействие почв и грунтовых вод проявляется наиболее отчетливо. Грунтовые воды на участках их неглубокого залегания (3—4 м) служат, в свою очередь, одним из основных факторов почвообразования. Наибольшее практическое значение приобретают культурные почвы оазисов, среди которых около 55% орошаемой площади, т. е. более двух миллионов гектаров, характеризуются неглубоким залеганием грунтовых вод и постоянным взаимодействием почв и грунтовых вод.

При всем разнообразии почв Узбекистана в их распределении наблюдается четко выраженная закономерность, заключающаяся прежде всего в их принадлежности к равнинно-низменной области, с одной стороны, и к горной области — с другой. Первая область представляет собой территорию развития широтно-зональных почв пустынного комплекса. Значительные площади здесь заняты луговыми, лугово-болотными, болотными почвами и солончаками в пределах современных речных долин Амударьи, Кашкадарьи и Зарафшана (такрыными почвами, такрырами и остаточными солончаками на древнеаллювиальных равнинах, подвергшихся обсыханию и опустыниванию с утративанием связи почвообразования с грунтовыми водами). Деятельность ветра в районах распространения древнеаллювиальных песчаных отложений в Кызылкуме приводит к развеванию и переотложению материала в виде разнообразных эоловых аккумуляций — барханов, бугристых и грядовых песков. Периодическое обновление поверхности под влиянием этих процессов объясняет широкое развитие непочвенных образований и молодых неоформившихся песчаных и супесчаных почв. И здесь локальное отакиривание поверхности служит характерным явлением почвообразования. На более древних поверхностях плато, как например на Устюрте, развиты серо-бурые пустынные почвы, не связанные в сво-

ем формировании с грунтовыми водами. Таким образом, к почвам пустынной широтной зоны в пределах низменных равнин Узбекистана относятся следующие почвы: 1) серо-бурые; 2) такырные почвы (такырные почвы, собственно такыры, лугово-такырные); 3) пустынные песчаные; 4) луговые и лугово-болотные и болотные; 5) солончаки.

Почвообразующие процессы горной области, включающей горные поднятия, межгорные впадины и открытые предгорные равнины, подчиняются закону высотной зональности физико-географических условий и прежде всего высотной зональности климата. Самая нижняя зона, охватывающая средние части межгорных впадин, предгорные равнины и предгорья, характеризующаяся аридным климатом, образует сероземы (светлые, типичные и темные сероземы) преимущественно на лёссах и лёссовидных породах. Иногда сероземы занимают поверхности невысоких хребтов, но обычно высота сероземной зоны не поднимается выше 1500—1800 м над уровнем моря, находясь в зависимости от экспозиции склонов и широты местности.

Выше зоны сероземных почв протягивается пояс коричневых почв (занимающий высокие предгорья, низкие и средневысотные горы в Северном Узбекистане — до 2000—2200 м, а в Южном — до 3000—3500 м), формирующийся вне связи с подземными водами. Здесь получили распространение разнообразные коричневые почвы по мощности, гумусности и выщелоченности.

Самую верхнюю зону, включающую высокогорья, занимают светло-бурые лугостепные почвы среди обнаженных скалистых склонов горных хребтов.

Особое место среди почвенных образований занимают почвы земледельческих районов. Роль грунтовых вод, как фактора почвообразования, приобретает наибольшее значение в районах поливного земледелия, так как используемые под богарное земледелие площади (около 890 тыс. га) характеризуются глубоким залеганием грунтовых вод, не выступающих в роли почвообразующего фактора. Из общей же площади орошаемых почв в 3675 тыс. га около 55%, т. е. 2040 тыс. га, находятся в условиях неглубокого залегания грунтовых вод, оказывающих решающее влияние на почвообразование, и, в конечном итоге, на мелиоративное состояние земель.

Распространение растительного покрова зависит от высоты над уровнем моря.

К. З. Закиров предложил универсальную схему вертикальной зональности, согласно которой выделяются четыре пояса, лежащие на различной высоте над уровнем моря: чуй (до 400—500 м), адыров (до 800—1000 м), тау (до 2500—2700 м), яйлау. Каждый из поясов делится на ступени или полосы (рис. 9).

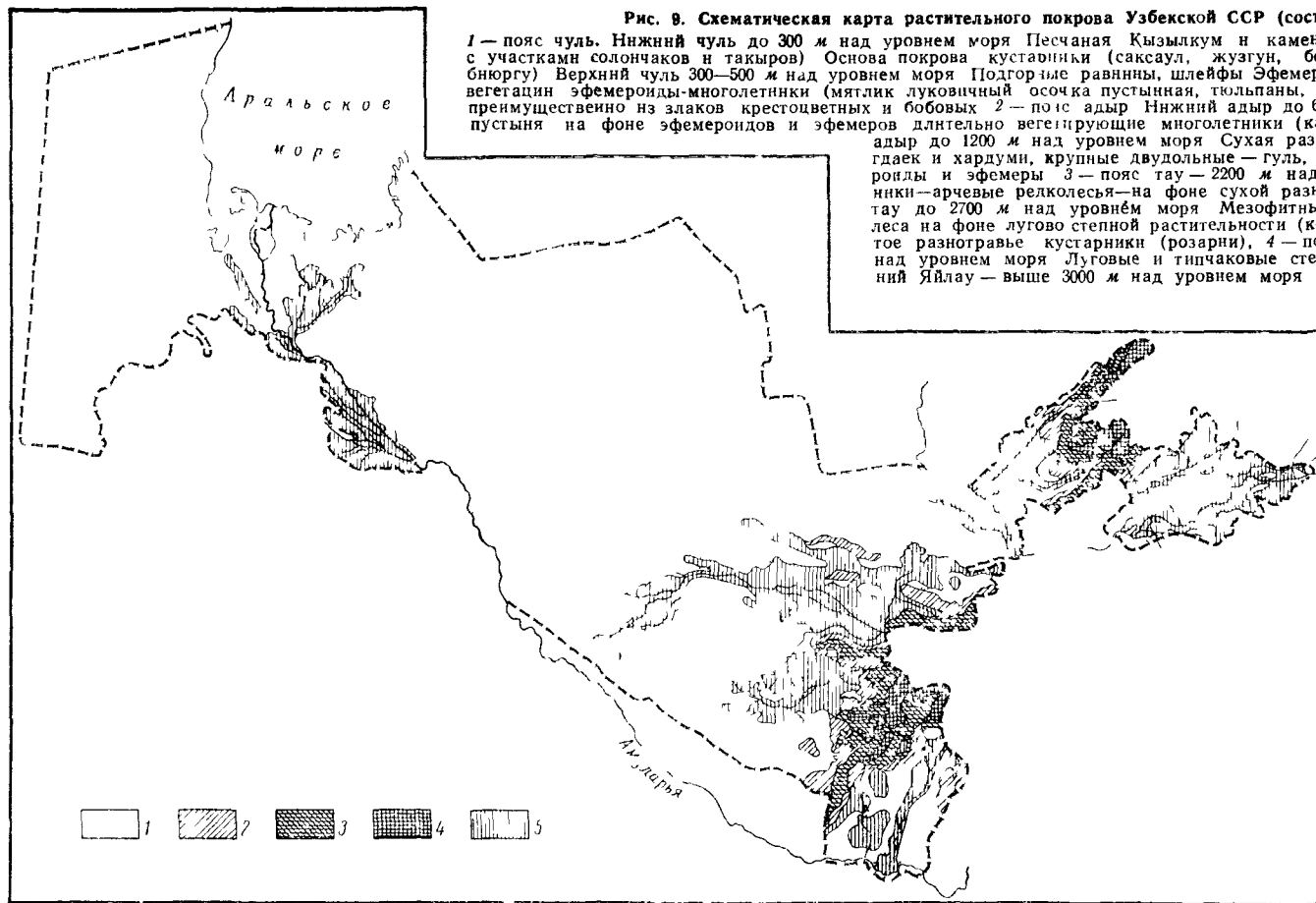
Нижний чуй — это собственно пустыня: песчаная и каменистая или гипсовая.

Песчаная пустыня благодаря своеобразному водному режиму песков характеризуется относительно богатой растительностью. Основу ее создают кустарники: джугуны, белый саксаул, песчаная акация, боялыш, многолетний злак майда селинг, эфемероид илак и ряд однолетних растений из крестоцветных, бобовых и солянок.

Более бедной растительностью представлена гипсовая или каменистая пустыня. Здесь благодаря малой мощности мелкоземистого слоя и обилию гипса могут жить немногие виды: биюргун, полынь, особый кустарниковый вид саксаула, боялыш, кейреук и лишь местами немногие виды эфемеров (т. е. однолетних растений осенне-зимне-весенней вегетации).

Рис. 9. Схематическая карта растительного покрова Узбекской ССР (составил М. М. Крылов)

1 — пояс чуль. Нижний чуль до 300 м над уровнем моря Песчаная Кызылкум и каменистая (Гипсовая Усыр — пустыня с участками солончаков и такыров) Основа покрова кустарники (саксаул, жузгун, боятыч) и полукустарники (полынь, биюргу) Верхний чуль 300—500 м над уровнем моря Подгорные равнины, шлейфы Эфемергум. Растения осенне зимне весенней вегетации эфемероиды-многолетники (мятлик луковичный осочка пустынная, тюльпаны, гусиный лук) и эфемеры однолетники преимущественно из злаков крестоцветных и бобовых 2 — пояс адыр Нижний адыр до 600 м над уровнем моря. Горная полупустыня на фоне эфемероидов и эфемеров длительно вегетирующие многолетники (каррак, козыкулак, аккурвай) Верхний адыр до 1200 м над уровнем моря Сухая разнотравная степь, крупные злаки — булдак и хардуми, крупные двудольные — гуль, хапир и сарыандыз, под ними эфемероиды и эфемеры 3 — пояс тау — 2200 м над уровнем моря Ксерофитные арчевники — арчевые редколесья — на фоне сухой разнотравной степи, кустарники Верхний тау до 2700 м над уровнем моря Мезофитные арчевники — арчевые редколесья и леса на фоне лугово степной растительности (костер безостный, ежа сборная и богатое разнотравье кустарники (розарни), 4 — пояс яйлау Нижний яйлау до 3000 м над уровнем моря Луговые и типчаковые степи, местами арчевый стланник Верхний Яйлау — выше 3000 м над уровнем моря Кобрезные пустыни альпийские разнотравные лужайки, 5 — районы земледелия, оазисы и богарные посевы



В песчаную и гипсовую пустыни вкраплены участки солончаков и такыров. Солончаки в зависимости от характера и степени засоления имеют более или менее скудный покров из солевыносливых растений. Такыры либо совсем лишены растительности, либо очень слабо ею покрыты.

Верхний чум — это ступень развития особого типа растительности эфемеретума: большого набора однолетних и немногих многолетних (эфемероиды) растений осенне-зимне-весенней вегетации.

Нижняя ступень адыра занята так называемой горной полупустыней: на фоне мелкорослых эфемероидов и эфемеров, засыхающих в поле с наступлением летней жары, растут крупные, длительно вегетирующие многолетники: ак-курай, каррак, татир.

Верхний адыр — это сухая разнотравная степь, основу которой составляют крупные многолетние злаки, пырей водоносный и ячмень луковичный. Здесь много и других крупных многолетников, в частности гульхайри и сары андыз.

Пояс тау выделяется по признаку древесной растительности. Здесь следует напомнить, что к настоящему времени от нее почти ничего не осталось. Однако можно уверенно говорить, что в относительно недалеком прошлом, порядка 500—700 лет, начиная с высот 900—1000 м начинались леса, преимущественно арчевые (можжевельниковые). Уничтожение этих лесов повлекло за собой, с одной стороны, увеличение сухости климата, с другой — бурную эрозию.

В нижнем тау распространены арчевые редколесья в комплексе и на фоне сухой разнотравной степи, а в верхнем тау — арчевые редколесья и реже леса в комплексе с луговыми степями.

Яйлау в горах Узбекистана занимает небольшие участки, особенно — верхняя его ступень, где развиты альпийские пустоши и реже альпийские луга.

В нижнем яйлау развиты высокогорные типчаковые степи и реже луговые степи и луга — тарановые и гераниевые. Местами здесь — арчевый стланник.

В гидрогеологическом отношении значение растительного покрова проявляется в том, что растения в процессе жизнедеятельности расходуют (транспирируют) огромное количество воды и в том числе значительное количество грунтовых вод, что составляет нередко до 80—90% всей расходной статьи их баланса.

Глава третья

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В геологическом строении Узбекистана принимает участие сложный комплекс пород осадочного, магматического и метаморфического генезиса от протерозоя до четвертичных. Породы протерозоя и палеозоя смяты в складки и разбиты многочисленными разломами.

В горных районах и останцах на равнине они выходят на поверхность, а на огромных равнинах Туранской плиты и в межгорных впадинах залегают на больших глубинах и перекрываются комплексом рыхлых пород мезозоя и кайнозоя.

Следует отметить, что палеозойские, пермские и пермотриасовые отложения Узбекистана изучены неравномерно. В горных сооружениях они исследованы более детально, чем на равнинах.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД

Породы протерозойской группы на территории Узбекистана выделяются условно. Они установлены в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и Центральных Кызылкумах (ауминзинская, тасказганская и бессапанская свиты). В Гиссарском хребте это мигматиты, очковые гнейсы, парагнейсы и кристаллические сланцы мощностью около 3000 м. В Центральных Кызылкумах они представлены сланцами, гнейсами, амфиболитами, кремнистыми породами и доломитами (свыше 3500 м).

Палеозойская группа. Кембрийская система. Кембрийские отложения установлены на западном окончании Туркестанского хребта, в бассейне р. Пскема и на других участках. Они представлены сильно метаморфизованными кремнистыми сланцами, кристаллическими известняками, аргиллитами, песчаниками, конгломератами и эффузивами мощностью до 4000 м.

В предгорьях Гиссарского хребта выделяется три отдела кембрийской системы.

К нижнему кембрию условно относится эффузивно-осадочная толща крепких песчаников, чередующихся с туфопесчаниками диабазового состава, диабазами, спилитами, кремнистыми яшмовидными породами, кристаллическими известняками, мощностью до 1000 м. Отложения среднего кембрия сложены кремнистыми сланцами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами, диабазами, туфами с линзами кремнистых пород и известняков мощностью от 300 до 3000 м. Верхнекембрийские отложения — это толща (до 500 м) переслаивающихся сланцев, алевролитов, песчаников, конгломератов и известняков.

Ордовикская система. Рассматриваемые отложения распространены в Туркестанском и Зарафшанском хребтах, в Нуратинских и Зирабулак-Зиаэтдинских горах, а также в северных отрогах Чаткало-Кураминского хребта. Представлены толщей переслаивающихся алевролитов, песчаников, аргиллитов, кварцитов, известняков с прослоями линзами конгломератов, туфов, кварцевых порфиров, туфопесчаников, сланцев. Общая мощность их от 400 до 700 м.

Силурийская система. Силурийские отложения занимают значительные участки среди палеозойских образований описываемого региона. Для них характерна пестрота литологического состава.

В Чаткало-Кураминском, Туркестанском и Гиссарском хребтах, а также в Нуратинских горах нижнесилурийские отложения сложены мощной толщей (до 3000 м) переслаивающихся алевролитов, песчаников, сланцев, известняков, конгломератов и гравелитов с прослоями эффузивов и туфов кислого состава. В Зирабулак-Зиаэтдинских горах это известняки и доломиты с прослоями гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 340 м.

В Центральном Кызылкуме фаунистически охарактеризованные нижнесилурийские отложения установлены в горах Кульджуктау, Тамдытау и Букантау. В Кульджуктау они представлены толщей (900 м) известняков с линзовидными прослоями гравелитов, аргиллитов, алевролитов и доломитов, а в Тамдытау — переслаивающимися туфогенными и терригенно-кремнистыми породами (до 400 м). В горах Букантау они состоят из переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью 800 м.

Верхнесилурийские образования в Туркестанском, Зарафшанском и Гиссарском хребтах представлены толщей (до 1000 м) переслаивающихся сланцев, алевролитов, песчаников и известняков, а в хр. Нуратау и Зирабулак-Зиаэтдинских — это толща (до 1700 м) известняков и доломитов с прослоями сланцев и алевролитов. Такая же картина наблюдается в пределах Зарафшанской впадины. В Центральном Кызылкуме разрез верхнего силура сложен внизу толщей известняков (до 900 м), доломитов и мраморов, а сверху — линзовидно переслаивающимися конгломератами, аргиллитами, известняками и кремнистыми породами мощностью до 1000 м.

Девонская система. Описываемые образования развиты весьма широко. В Чаткало-Кураминском горном массиве они имеют различный литологический состав. Это преимущественно доломиты, известняки и мергели с прослоями сланцев, реже — эффузивы и туфы среднего и кислого состава общей мощностью до 500 м.

В горах Моголтау девонские отложения представлены толщей песчаников и конгломератов мощностью до 1200 м.

В Зирабулак-Зиаэтдинских горах девонские отложения представлены довольно однородной толщей карбонатных пород: мраморов, известняков и доломитов массивных трещиноватых, общей мощностью около 2000 м. В бассейне р. Соха к девонским отложениям отнесены яшская и араванская свиты, сложенные диабазами, диабазовыми порфиритами, туфами с прослоями алевролитов, песчаников, известняков и кремнистых пород мощностью до 2000 м.

В Центральном Кызылкуме девонские образования распространены широко и сложены в основном известняками и доломитами с линзами и прослоями кремнистых пород, конгломератов, гравелитов, песчаников и сланцев общей мощностью от 200 до 2000 м. Девонские образования слагают также большую часть гор Султануиздаг. В восточной их части в разрезе участвуют переслаивающиеся мраморы, алевролиты, аргиллиты, кварциты, сланцы, андезитовые порфириты, диабазы.

туфы, туффиты, альбитофиры, гнейсы и кварцевые порфиры общей мощностью около 3000 м. В западной его части это порфириты, диабазы, кварцевые порфиры, альбитофиры и туфы с редкими линзами известняков, сланцев и песчаников общей мощностью 3500 м.

В восточном крыле Амударьинской впадины девонские отложения вскрыты скважинами южнее и западнее гор Кульджуктау и представлены известняками и доломитами.

Каменноугольная система. Каменноугольные отложения имеют пестрый литологический состав.

В Чаткальском, Кураминском, Туркестанском и Алайском хребтах раннекаменноугольный возраст имеет мощную толщу (до 4500 м) известняков, доломитов, мергелей и кремнистых сланцев, в северной части Гиссарского хребта — внизу переслаивающиеся песчаники, сланцы, известняки и кремнистые породы (до 1400 м), а сверху — кварцевые порфириты, песчаники, альбитофиры, алевролиты, диабазы, известняки, спилиты и туфы (мощностью от 200 до 600 м). В южных отрогах Гиссара эти отложения представлены мощной толщей (до 5500 м) переслаивающихся конгломератов, песчаников, алевролитов, углистых сланцев, кварцевых порфиров, туфов, альбитофилов, известняков, сланцев, гнейсов, амфиболитов и порфироидов.

В пределах Центрального Кызылкума нижнекаменноугольные отложения распространены довольно широко. В горах Кульджуктау они сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, сланцами с прослоями и линзами известняков и кремнистых пород. В горах Мурунтау, Тамдытау (север), Сангрунтау, Дарбаза развиты известняки (до 250 м). В южных частях гор Букантау и Джетымтау к этому возрасту условно отнесена толща (500 м) переслаивающихся доломитов, известняков, кремнистых пород, аргиллитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и сланцев, залегающих с разрывом на девонских образованиях. В северной части гор Букантау отложения существенно терригенные — внизу песчаники и сланцы (500 м), выше — диабазы и спилиты с линзами кремнистых пород, известняков, песчаников, алевролитов мощностью до 1000 м.

Среднекаменноугольные образования распространены также широко. В Чаткальском, Кураминском, Пскемском хребтах это известняки, сланцы, мергели, песчаники, конгломераты, порфириты, туфы, порфиры, фельзиты, альбитофиры и другие общей мощностью около 4000 м.

В высоких предгорьях Алайского и Туркестанского хребтов, в Южном Нуратау, в горах Мальгузар, в пределах Зарафшанского и на северном склоне Гиссарского хребта среднекаменноугольные отложения сложены мощной толщей (от 200 до 1000 м) известняков с прослоями и линзами бокситов.

В области низких предгорий Туркестанского хребта и Нуратинских гор прослеживается толща переслаивающихся конгломератов, песчаников, сланцев и известняков общей мощностью более 2000 м. В Северном Нуратау внизу залегают известняки, а сверху — аргиллиты и сланцы с линзами известняков, алевролитов, песчаников и гравелитов общей мощностью до 750 м.

В южных отрогах Гиссарского хребта — это мощная толща (5000 м) переслаивающихся алевролитов, песчаников, туфов, порфиритов, фельзитов, спилитов.

В Центральном Кызылкуме среднекаменноугольные образования в горах Мурунтау и Тамдытау (север) представлены толстослоистыми известняками (более 300 м) с бокситами в основании. В горах Букантау к ним отнесена мощная толща (около 5000 м) переслаивающихся

конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами известняков.

Верхнекаменноугольные отложения развиты только в Чаткало-Кураминской горной системе и Гиссарском хребте. В Чаткало-Кураминском горном массиве они выделены в оясайскую свиту, сложенную переслаивающимися лавами, туфолавами, лавобрекчиями, туфами и туфобрекчиями общей мощностью 500—2000 м.

В южных отрогах Гиссарского хребта верхнекаменноугольные отложения представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками и сланцами мощностью до 2100 м.

Пермская система. Отложения пермской системы известны в Чаткальском, Кураминском, Гиссарском и некоторых других хребтах, а также в пределах Сурхандарьинской и Амударьинской впадин. Среди пермских отложений выделены нижний и верхний отделы.

Нижнепермские образования на юго-восточном склоне Чаткальского хребта сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков общей мощностью до 1600 м.

В северной части Чаткальского хребта и в горах Каржантау к нижнепермским образованиям отнесены порфириты, порфиры, конгломераты, песчаники, туфоконгломераты, мергели, алевролиты, аргиллиты, туфы, лавы и агломераты общей мощностью до 2500 м.

В Туркестанском хребте нижнепермские отложения представлены толщей (1500 м) переслаивающихся мергелей, известняков, алевролитов, песчаников и глин.

Верхнепермские отложения в Чаткальском и Кураминском хребтах сложены порфиритами, порфирами, туфами, туфолавами, спилитами, кератофирами, конгломератами, песчаниками и сланцами мощностью от 330 до 1300 м.

В Туркестанском хребте это конгломераты, брекчии, песчаники, глины и мергели с прослоями эффузивов, известняков и углей общей мощностью более 1000 м.

Пермотриасовые образования нерасчлененные, в пределах Узбекистана имеют ограниченное распространение.

В Чаткальском и Кураминском хребтах они представлены порфиритами, туфолавами, порфирами, конгломератами, песчаниками, агломератами, алевролитами, липаритами. Общая мощность их колеблется от 300 до 2000 м. В юго-западной части Амударьинского прогиба они образуют мощную и относительно однообразную осадочную толщу красноцветных обломочных пород. В районе Фараба эта толща вскрыта скважинами, мощность ее составляет 300 м. Судя по геофизическим данным, основная площадь развития пермотриасовой молассовой формации ограничена узким «желобом», располагающимся сразу же к югу от Амударьинского разлома.

В Северо-Устюртской впадине пермотриасовые отложения установлены на Теренкудуке (до 260 м), в Южном Устюрте и отсюда узкой полосой, огибая с юга хр. Султануиздаг, они протягиваются в Заунгузскую впадину.

Интрузивные образования играют значительную роль в общем комплексе палеозойских пород Узбекистана.

В Чаткало-Кураминском горном массиве они представлены плагиогранитами, аляскитами, гранитами, адамелитами, кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, монзонит-порфирами, диоритами и спилитами. Среди интрузивных пород значительное место занимают дайки кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров, альбитофиров, фельзитов, кварцевых порфиров, лампрофиров, кварцевых сие-

нито-диоритовых порфиритов, габбро-сиенитовых порфиритов, кварцевых диабазов, габбро-диабазов, диабазов и др.

В Гиссарском и Зарафшанском хребтах интрузивными породами сложены значительные площади. В горах Каратюбе отмечены следующие разновидности пород: диабазы, габбро-диабазы и лабрадоровые порфириты (северная и северо-восточная части гор), диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамелиты, миенит-диориты, граниты, аляскиты, а также разнообразные дайки средних и кислых пород.

В Зирабулак-Зиаэтдинских горах развиты перидотиты, серпентиниты, дуниты, амфиболиты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, аляскиты и дайки различного состава. В южных отрогах Гиссарского хребта отмечены габбро-диориты, серпентиниты, кварцевые диориты, гранодиориты, сиениты и аляскиты, приуроченные к Гиссарскому батолиту и его сателлитам. Из жильных пород здесь известны диабазы, лампрофиры, ортофиры, кварцевые порфиры, фельзиты и др.

В Центральном Кызылкуме интрузивные массивы установлены почти во всех горных поднятиях. В горах Букантау, Алтынтау и Қокпатас — это кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и аляскиты. В горах Тамдытау отмечены дуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты, габбро-, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты. В горах Ауминзатау известны габбро, гранодиориты, кварцевые диориты, гранитпорфиры, аплиты. В горах Кульджуктау установлены габбро, габбро-нориты, диориты, перидотиты, пироксениты, гранодиориты и граниты.

В Султануздаге отмечены серпентиниты, амфиболиты, габбро, диориты, сиениты, граниты, гранодиориты.

Под мезозойским и кайнозойским осадочным чехлом в палеозойском фундаменте Центрального Кызылкума, по геофизическим данным и скважинами, устанавливается целый ряд интрузивов основного, ультраосновного (восточнее гор Тамдытау), среднего и кислого составов (в западной части района).

В Амударьинском прогибе интрузивными породами сложена большая часть фундамента. Это преимущественно граниты и гранодиориты. Интрузивные массивы габбро-перидотитов установлены восточнее Дарганаты и южнее Ургенча.

В Сырдарьинском прогибе интрузивными породами сложен Бельтауский интрузивный массив, в котором отмечены граниты и гранодиориты. Несколько западнее этого интрузива установлены габбро-перидотиты. Кроме того, отмечен ряд интрузивных штоков, сложенных гранитами и гранодиоритами.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ, ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мезозойская группа. Среди мезозойских толщ выделяются отложения всех систем: триасовой, юрской и меловой. Очень часто отмечается кора выветривания, развитая на поверхности палеозоя и условно отнесенная к мезозою.

Кора выветривания почти повсеместно вскрывается скважинами и развита на участках, где палеозойские породы выходят на дневную поверхность. В зависимости от петрографического состава выветривавшихся пород образуются и различные разновидности коры выветривания (Пяновская, 1965). В районах выветривания песчано-сланцевых образований палеозоя прослеживается кора, выраженная пестрыми, почти нацело каолинизированными породами, утратившими полностью

элементы первичной структуры и текстуры. На участках развития интрузивных пород палеозоя кора выветривания представлена рыхлой, жирной на ощупь породой, содержащей многочисленные зерна кварца и слюды. Третья разновидность приурочена к районам развития карбонатных пород палеозоя и выражена тонкой плотной коркой светло-коричневой окраски.

Мощность коры выветривания колеблется от 10—20 см (третья разновидность) до 100—120 м (первая разновидность). Местами она частично или полностью размыта.

Триасовая система представлена нижними и верхними отделами.

Нижние триасовые породы установлены в Южной Фергане, где они сложены континентальной толщей конгломератов, брекчий, глин, с галькой, алевролитов. Мощность толщи около 250—280 м.

Верхний триас в Южной Фергане представлен континентальными образованиями — конгломератами, песчаниками, глинами мощностью от 20 до 190 м.

В юго-западных отрогах Гиссара к верхнему триасу отнесена бокситоносная свита, сложенная гравелитами, брекчиевидными конгломератами, песчаниками, алевролитами, бокситоносными породами мощностью до 70 м. Совсем иной облик имеют триасовые отложения в северо-западных областях Узбекистана и в районах, тяготеющих к среднему течению р. Амударьи. Причем, если в бассейне Амударьи они почти целиком сложены мелкогалечниковыми конгломератами, то на Устюрте это — мелкообломочные-глинисто-песчаные породы континентального генезиса. Заметим, что в указанных районах триас практически неотделим от пермских слоев и здесь обычно выделяют единую пермо-триасовую толщу.

Юрская система. Юрские отложения развиты довольно широко. Они представлены тремя отделами, которым соответствуют следующие формации: 1) нижняя — угленосная, паралическая; 2) карбонатная и 3) верхняя соляно-ангидритовая. Угленосная формация объединяет нижне- и среднеюрские образования. Возраст карбонатной формации определяется как келловей-оксфордский, а соляно-ангидритовой — как кимеридж-титонский.

Нижняя — средняя юра (угленосная паралическая формация). На юго-западе Узбекистана эта формация характеризуется изменчивостью состава и разнится по полноте разреза. Так, в северной Бухарской зоне, в разрезе формации отсутствуют отложения нижнего отдела, а средний отдел (доггер) выражен мелкогалечными конгломератами внизу и песчаниками, алевролитами и глинами — вверху. Мощность формации здесь колеблется от нескольких десятков до 200—300 м. В южной, Чарджоуской зоне, напротив, разрез угленосной формации полный, роль грубообломочных пород в разрезе резко сокращается, получают развитие пласты морского генезиса, мощности постепенно, а местами очень резко возрастают (до 1000 м).

В юго-западных отрогах Гиссара и в Сурхандарьинской впадине угленосная паралическая формация охватывает верхнетриасовые, нижне- и среднеюрские отложения, причем господствующую роль и по мощности, и по площади развития занимают юрские образования. Представлены они здесь сероцветными и реже пестроцветными накоплениями преимущественно континентального генезиса. Мощность формации достигает 500—600 м.

В Южном Приаралье нижне-среднеюрские отложения развиты лишь на крайнем северо-западе. Это песчано-алевролитовые континен-

тальные образования мощностью от 100 до 300 м, с проявлениями угленосности лишь в рассеянной форме.

В долине р. Ахангарана с угленосной формацией (мощностью до 100 м) связаны мощные пласты бурого угля (Ангренское буроугольное месторождение).

В Центральном Кызылкуме и в Зарафшанской впадине ниже-среднеюрские отложения получили очень ограниченное развитие. В центральной части Кызылкума средне-верхнеюрские породы известны лишь в районе колодца Сарбатыр (горы Ауминзатау), где они залегают резко несогласно на поверхности палеозоя и сложены 75-метровой пачкой пестроцветных алевролитов, глин и песчаников. Возраст толщи определен по растительным остаткам.

В восточной части Зарафшанской впадины палеозой местами перекрыт сероцветными образованиями ниже-среднеюрского возраста малой мощности.

Верхняя юра. Представлена двумя формациями — карбонатной (келловей — оксфорд) и соляно-ангидритовой (кимериджитон).

Карбонатная формация имеет более ограниченное распространение, чем угленосная.

На Устюрте верхнеюрские слои представлены известняками, глинами и мергелями и по возрасту соответствуют всему мальму. Мощность их на Северном Устюрте колеблется от 50 до 250 м, а на Южном — от 200 до 600 м.

В Амударьинской впадине карбонатная формация (мощностью до 350 м) подразделяется на три части. Верхняя обычно выражена серыми и зеленовато-серыми известняками, в нефтепромысловой практике именуемыми XV горизонтом. Средняя сложена светло-серыми мелоподобными рыхлыми известняками (XV-а горизонт), а нижняя — темно-серыми плотными известняками (XVI горизонт). Эти горизонты часто содержат промышленные залежи нефти и газа. В северном направлении мощность формации сокращается, а затем происходит выклинивание ее нижних частей, а еще далее к северу (близ Кульджуктау) карбонатная формация полностью выпадает из разреза.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Сурхандарьинской впадине карбонатная формация представлена мощной (до 650 м) толщей известняков. По мере движения с юга на север мощность формации сокращается, выпадают ее нижние секции, появляются прослои песчаников, алевролитов, глин и гипсов.

В Южном Приаралье карбонатная формация замещается песчано-алевролитово-глинистой мощностью от 50 до 200 м.

Соляно-ангидритовая формация наиболее полно представлена в южной части Амударьинской впадины и в юго-западных отрогах Гиссара. Она расчленяется на нижнюю — ангидритовую и верхнюю — соленосную части. В зоне полных разрезов формация ее мощность колеблется от 400 до 900 м, но по мере смещения к северу и северо-западу мощности постепенно сокращаются, а затем вся она выклинивается. В юго-западных отрогах Гиссара описываемая формация наиболее полно развита на юге, где ее мощность достигает 900 м.

В Ферганской впадине разрез юры отличается от остальной части Узбекистана. Наиболее полные обнажения известны в предгорьях Северной и Южной Ферганы. Юрские отложения вскрыты также в ряде пунктов, в адырной зоне.

По особенностям литологического состава, структуры и текстуры, а также условий образования В. В. Станкевич в Ферганской впадине выделяет Южно-Ферганский, Северо-Ферганский и Восточно-Ферганский районы развития юрских отложений.

В Южной Фергане вся толща юрских отложений представлена континентальными осадками — аллювиальными, пролювиальными и болотными. В разрезе определенно выделяется лейас, менее определенно — боггер и условно — мальм. Нижняя юра угленосна, в средней юре развиты углистые сланцы, но в целом она, как и верхняя, безугольная. Весь разрез сложен песчаниками, конгломератами, глинами и глинистыми сланцами, углями, обладает хорошо выраженным циклическим строением. Мощность от 100 до 850 м.

В Юго-Восточной и Восточной Фергане мощность юрских отложений значительно больше (до 5 тыс. м). Представлены они континентальными образованиями: конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами, углями и различного рода брекчиями. В Восточной Фергане достаточно определенно выделяются верхнеюрские отложения. Кроме того, здесь присутствуют горизонты терригенных пород, содержащие многочисленные остатки солоноватоводных и пресноводных пелеципод. В Северной Фергане юрские отложения представлены существенно мелкозернистыми осадками. Грубообломочные накопления редки и образуют маломощные прослои, наряду с которыми встречаются также прослои глин, ракушечников, мергелей.

Меловая система. В пределах Узбекистана меловые породы распространены повсеместно и представлены двумя отделами.

Нижний мел. Нижнемеловые отложения фаунистически охарактеризованы слабо и граница между ярусами обычно проводится условно. Неоком обычно представлен красноцветными образованиями — конгломератами, песчаниками, аргиллитами и глинами и отдельными прослоями и пачками доломитов, гипсов, известняков и мергелей. Аптские и альбские слои выражены сероцветными морскими глинами, содержащими прослой и пачки песчаников, мергелей и известняков. В подошве обычно располагается небольшой по мощности пласт мелкогалечных конгломератов или грубозернистых песчаников. Граница между верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями палеонтологически в должной мере не обоснована.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Сурхандарьинской впадине разрез также представлен внизу красноцветной формацией неокома, а сверху песчано-глинистой толщей апта-альба. Общая его мощность достигает 1000 м.

В Амударьинской впадине нижний отдел представлен неокомом (валанжин и готерив), аптом и альбом. Это толща преимущественно красноцветных терригенных отложений, переслаивающихся с серыми и голубовато-серыми песчаниками и глинами.

В низовьях Амударьи среди нижнемеловых отложений выделяются неоком, апт, альб. Отложения неокома (44—114 м) — это песчаники и конгломераты с прослоями глин зеленовато-серых и буровато-коричневых; апта — серые песчаники с прослоями алевролитов, реже глин, известняков общей мощностью до 160 м. Альбские отложения сложены песчаниками с прослоями глин и алевролитов мощностью до 640 м (Чимбай).

В Центральном Кызылкуме разрез нижнего мела начинается с нижнеальбской толщи. В нижней части это зеленовато-серые алевролиты, глины и песчаники, в верхней — пестроокрашенные глины и алевролиты. Общая мощность альбских отложений здесь составляет 110 м.

Верхний мел. Отложения верхнего мела подразделяются на сенонанский и туронский ярусы и на сенонский надъярус.

Сенонанский ярус в юго-западных отрогах Гиссара и в Сурхандарьинской впадине сложен песчаниками, алевролитами, известняками-ракушечниками, глинами и мергелями. Общая мощность этих отложе-

ний достигает 300—320 м. В Сырдарьинской впадине они залегают на размытой поверхности альбских отложений и представлены переслаивающимися зеленовато-серыми песчаниками, глинами и алевролитами (до 135 м). В Центральном Кызылкуме сеноманские отложения трансгрессивно залегают на альбских или палеозойских образованиях. Они представлены гравелитами, песчаниками, алевролитами и глинами зеленовато- и желтовато-серой окраски. В основании толщи присутствуют пестроокрашенные конгломераты. На отдельных участках сеноманский ярус сложен глинами. Общая мощность отложений колеблется от 50 до 170 м. В Амударьинской впадине описываемый ярус сложен песчаниками, песками и глинами с растительными остатками и включениями пирита.

Туронский ярус. Туронские образования распространены повсеместно. В Сырдарьинской впадине это песчаники, алевролиты и глины с прослоями и линзами мелкогалечного конгломерата общей мощностью до 114 м (Ходжейли). В Кызылкуме туронские отложения (Каракатинская котловина) несогласно залегают на палеозойских, а в Мынбулаке — на сеноманских породах и представлены толщей переслаивающихся алевролитов и глин мощностью до 300 м. В Амударьинской и Зарафшанской впадинах туронский ярус разделяется на нижний и верхний подъярусы. Иногда граница туронской толщи с подстилающими породами постепенная. Нижний подъярус представлен зеленовато-серыми глинами с очень редкими прослоями песчаников и алевролитов. Верхний подъярус сложен толщей песчаников с подчиненными прослоями глин общей мощностью до 150 м. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и Сурхандарьинской впадине к туронскому ярусу отнесена 300—320-метровая толща переслаивающихся глин, мергелей, известняков, ракушников и песчаников.

Сенонский надъярус состоит из четырех ярусов: коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского, которые выделены неповсеместно.

Отложения коньякского яруса в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Зарафшанском хребте сложены в низах разреза глинами с прослоями известняков-ракушечников (50—100 м), а в верхней части — глинами и мергелями с прослоями известняков (100—140 м).

Сантонский ярус известен в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Это терригенные морские осадки: глины, песчаники, алевролиты мощностью 200—300 м. В Зарафшанском хребте сантонский ярус сложен континентальными глинами и гипсами мощностью 40—100 м.

В Амударьинской впадине, в Центральном Кызылкуме и в Сырдарьинской впадине отложения коньякского и сантонского ярусов не расчленены. Это — единая толща глин, песчаников, алевролитов общей мощностью от 20 до 120 м.

Кампанский ярус Отложения кампанского яруса почти повсеместно являются морскими. На левобережье Амударьи — это толща (120 м) мергелей и известняков, в юго-западных отрогах Гиссарского хребта — глин, алевролитов, ракушников общей мощностью от 80 до 140 м.

Маастрихтский ярус. Эти отложения распространены неповсеместно. В низовьях Амударьи они представлены песчаниками, песками, алевролитами, известняками мощностью до 23 м. В Кызылкуме известны только верхнемаастрихтские доломиты, песчаные известняки-ракушечники, песчаники общей мощностью до 30 м. В Амударьинской впадине отложения кампанского и маастрихтского ярусов не разделяются. Это мощная (до 275 м) толща песчаников, ракушников, песков и глин.

Разрез меловых отложений Устюрта, Ферганской и Приташкентской депрессий несколько отличается от остальной территории Узбекистана.

На Устюрте они представлены красноцветной (неоком) и терригенно-глауконитовой (апт-маастрихт) формациями. Неоком представляет собой полимиктовые песчаники и мелкогалечные конгломераты с прослоями глин мощностью 100—400 м. Терригенно-глауконитовая формация сложена в основании песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов (апт), выше — глинами (нижний альб) и песчаниками с прослоями глин, алевролитов, известняков-ракушняка (верхний альб). Затем присутствуют песчанистая толща сеноманского яруса, а также — глины и песчаники нижнего подъяруса турона. Венчается разрез плотными известняками и мергелями верхнего подъяруса турона — сенона. Общая мощность формации колеблется от 720 до 1500 м.

В Приташкентской впадине в составе красноцветной формации Г. А. Беленький и С. Х. Миркамалова (1965) выделяют несколько свит. Самая нижняя — азатбашская. Она сложена красноцветными, преимущественно грубообломочными породами с прослоями и линзами песчаников и алевролитов. Возраст этой свиты, по-видимому, можно считать как апт-нижнеальбский, мощность ее составляет 150 м. Затем следует чанакская свита, нижняя подсвита которой представлена глинами, мергелями, алевролитами, а верхняя — розовыми и красными полимиктовыми песками. Возраст этой свиты верхнеальбский, мощность варьирует от 120 до 390 м. Выше залегает песчано-конгломератовый горизонт сеноманского яруса мощностью до 150 м. Пестроцветная формация, по возрасту охватывающая турон и сенон, начинается горизонтом зеленовато-серых глин (20—80 м) с прослоями мелкогалечных конгломератов и песчаников. Выше следует существенно песчаная толща с прослоями глин, алевролитов, мелкогалечных конгломератов, мергелей и известняков. В верхах разреза присутствуют прослои гипса. Мощность пестроцветной формации 100—500 м.

Меловые отложения Ферганской депрессии характеризуются большим разнообразием. Здесь выделяются два типа разреза. Один характерен для Южной и Юго-Восточной Ферганы, второй — для Северной. В Северной Фергане меловой разрез сложен красноцветными и пестроцветными, преимущественно грубообломочными образованиями (молассы) мощностью 600—800 м. В остальных районах Ферганы разрез меловых отложений представлен тремя формациями: нижней — красноцветной, средней — карбонатно-терригенной и верхней — лагунной. Красноцветная формация Южной и Юго-Восточной Ферганы отличается от красноцветной формации Северной Ферганы большей насыщенностью разреза мелкообломочными породами. Мощность ее изменяется от 100—200 м в Западной Фергане до 1000 м — в Восточной. Карбонатно-терригенная формация сложена песчаными, глинистыми и карбонатными породами, среди которых не менее 50% имеют морской генезис. Мощность их колеблется от 400 до 600 м. Лагунная формация представляет собой накопления соленых лагун и выражена гипсами, ангидридами, гипсоносными песчаниками и глинистыми отложениями мощностью 40—60 м.

В западной части Зарафшанской впадины меловые породы залегают на палеозойских толщах и представлены маломощной (40—60 м) пачкой пестроцветных пород сеноманского надъяруса. В восточной части впадины разрез меловой системы начинается красноцветными конгломератами альб-сеноманского возраста, на которых лежат турон-сенонские морские осадки. Венчает разрез гипсоносно-карбонатная пачка датско-монтских слоев.

Палеогеновая система. Отложения палеогена развиты в пределах Узбекистана. Они представлены всеми тремя отделами: палеоценом, эоценом и олигоценом.

Палеоцен. Палеоценовые отложения известны на Устюрте, в Центральном Кызылкуме, на юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в Ферганской депрессии и в Приташкентском прогибе. На отдельных площадях Амударьинской впадины палеоцен сложен серыми песчаниками с прослоями глин, алевролитами и известняками, местами загипсованными мощностью до 50 м. На Устюрте это 50-метровая толща очень плотных известняков. В Центральном Кызылкуме палеоцен представлен верхним подотделом и сложен известняками, песчаниками, мергелями, ракушниками, редко — глинами общей мощностью от 8 до 25 м. Нижний палеоцен здесь выделен условно и представлен глинами, гипсами, песчаниками и песками. В Приаралье палеоцен в виде 10-метровой пачки глауконитовых песков и песчаников распространен вдоль восточного берега Аральского моря. В депрессиях скального ложа описываемые отложения представлены известняками и мергелями, а в Приташкентской впадине — известняками (2—12 м), с прослоями гипса. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта палеоцен имеет мощность до 160 м и выражен известняками и доломитами с гипсами в основании.

Эоцен. Эоценовые отложения в пределах Узбекистана имеют весьма значительное распространение, особенно в равнинной части. Среди них выделяются: нижний, средний и верхний подотделы.

Нижнеэоценовые отложения на Устюрте и в низовьях Амударьи сложены маломощной (1—12 м) пачкой светло-желтых и розовых известняков и мергелей. В Амударьинской впадине и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта они представлены зелеными глинами (30—40 м), а в Центральном Кызылкуме — зелеными алевролитовыми глинами и тонкозернистыми песчаниками мощностью 8—25 м.

Среднеэоценовые отложения в низовьях Амударьи и на Устюрте выражены пачкой (25—50 м) известняков. В Центральном Кызылкуме и Амударьинской впадине разрез двучленный: в нижней части светло-серые и зеленовато-серые мергели, а в верхней — зеленые карбонатные глины. В основании разреза иногда (Кызылкум) присутствуют фосфоритовые конгломераты. Мощность 50—100 м. В Ферганской и Приташкентской впадинах, а также в юго-западных отрогах Гиссарского хребта средний эоцен сложен известняками, устричниками, глинами и песчаниками.

Позднеэоценовые отложения на Устюрте и в низовьях Амударьи представлены известняками с фораминиферами, а в восточной части Южного Приаралья, в Кызылкуме (Амударьинской и Приташкентской впадинах), а также в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Ферганской впадине — некарбонатными глинами с радиоляриями. Мощность глин местами (Кызылкум) достигает 300—330 м.

Олигоцен. Олигоценовые отложения занимают значительно меньшие площади, чем эоценовые. На Устюрте и в Южном Приаралье — это 200-метровая толща зеленых глин, а в Амударьинской впадине и в Восточном Кызылкуме — красноцветные песчано-глинистые отложения, мощностью от 40 до 150 м. В Приташкентской впадине и Центральном Кызылкуме олигоценовые отложения почти повсеместно размыты и лишь на отдельных участках они представлены розовыми и серыми глинами, песчаниками и алевролитами мощностью до 20 м. В Ферганской впадине к олигоцену отнесены красные и малиновые глины и алевролиты сумсарских слоев.

Неогеновая система. Неогеновые отложения имеют широкое распространение и представлены миоценовыми и плиоценовыми отложениями. Мощность неогеновых толщ на равнинах бывает меньше (до 600 м), чем в горных районах (до 5000 тыс. м).

Миоцен. Миоценовые образования известны на Устюрте, где они обнажаются в чинках. Эти отложения залегают почти везде на палеогеновых породах, а в местах отсутствия его — на меловых. В составе миоценовых образований М. Н. Грамм выделяет желтовато-серые пески и зеленые глины с прослоем ракушечников (аральская свита) мощностью 80 м; серые и желтовато-серые пески и песчаники (кынтыкчинская свита) мощностью 14 м; пески, песчаники и глины (онкофоровые слои) мощностью до 22 м; красноцветные алевролиты и песчаники (тарханский горизонт) мощностью 17 м; известняки, мергели с прослоями гипсов и ракушечников (чокракский горизонт) мощностью 15 м; зеленые и серые глины, местами загипсованные, с прослоями гипса и ракушечников (караганский горизонт) мощностью до 50 м, глины, мергели, известняки и гипсы (конкский горизонт) мощностью до 40 м. Ввиду сложности расчленения тарханского и чокракского горизонтов А. Л. Яншин называет всю толщу отложений этих ярусов нижнетортонской, а залегающие выше их породы караганского и конкского горизонтов — верхнетортонскими. На отложениях тортоня залегают сарматские известняки и мергели общей мощностью до 75 м.

В Центральном Кызылкуме миоценовый возраст имеют породы агитминской свиты — красновато-бурые и кирпично-красные глины мощностью до 150 м. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта миоценовые отложения представлены молассовой толщей, характеризующейся чрезвычайно пестрым литологическим составом, и разделенной на несколько свит общей мощностью до 2000 м. Породы имеют окраску от светло-серой до кирпично-красной.

Разрез неогеновых отложений Ферганской депрессии отличается от остальной территории Узбекистана. Здесь малиновые глины сумсарских слоев повсеместно перекрываются кирпично-красными и темно-бурыми песчаниками с прослоями глин, алевролитов и конгломератов. Согласно схеме О. С. Вялова (1936, 1947) эта толща называется массагетской серией. В Северной Фергане она представлена мощной (до 2000 м) толщей песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов, переслаивающихся между собой. Общая мощность свиты в Южной Фергане составляет 200—300 м. Здесь в отличие от Северной Ферганы отсутствуют грубообломочные породы. В Восточной Фергане эта свита сложена розово-красными, буро-красными песчаниками с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов с подчиненными прослоями глин. Мощность ее составляет здесь 250—270 м.

Плиоцен. Плиоценовые отложения имеют наиболее широкое из всех кайнозойских толщ распространение и подразделяются на апшеронский и акчагыльский ярусы: Среди них присутствуют морские и континентальные образования. В низовьях Амударьи обнаружены морские толщи акчагыльского и апшеронского ярусов. Отложения акчагыльского яруса вскрыты в северной части современной дельты Амударьи, где они представлены глинами, алевролитами и известняками серых тонов мощностью до 20 м. Отложения апшеронского яруса известны в районе Сарыкамышской впадины и в низовьях Амударьи; они сложены песчано-глинистой толщей мощностью от 18 до 85 м. Граница апшеронских отложений с вышележащими четвертичными породами здесь нечеткая. На остальной части низовьев Амударьи распространены образования заунгузской свиты, по возрасту соответствующей нижнему — среднему плиоцену. Это бурые, красновато-бурые, мелкозернистые рыхлые пес-

чанники и слабо уплотненные пески, с редкими прослоями глин и алевролитов. Для заунгузской свиты характерно присутствие в верхней ее части известково-песчанистых стяжений (окатышей) размером до 8 см в диаметре. Мощность свиты не превышает 30 м.

В Кызылкуме плиоценовые породы представлены верхним отделом, отложения которого залегают с размывом и угловым несогласием на всех более древних толщах от миоценовых до палеозойских включительно. Это светло-бурые, бурые, желтые, желтовато- и зеленовато-серые глины, алевролиты, песчаники, конгломераты с линзами и прослоями гравия и гальки. Общая мощность от 70 м (Центральный Кызылкум) до 250—300 м (Восточный Кызылкум).

В Амударьинской впадине плиоценовые отложения залегают на размытой поверхности верхнемеловых и палеогеновых пород. Они представлены толщей переслаивающихся бурых глин и глинистых алевролитов, песчаников и конгломератов. Максимальная вскрытая мощность составляет 446 м (Кунгуртау). В районе Китабо-Шахрисябзской котловины мощность достигает 2000 м. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Сурхандарьинской впадине плиоценовые образования сложены алевролитами, конгломератами, песчаниками преимущественно темно-красного цвета.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта плиоценовые образования имеют незначительную мощность и ограниченное распространение — только в пределах внутригорных впадин. В Сурхандарьинской же депрессии плиоценовые толщи распространены повсеместно и мощность их достигает 2500 м.

В Ферганской депрессии разрез плиоценового отдела несколько отличается от остальной территории Узбекистана. Здесь на отложениях массагетской серии залегают согласно породы бактрийской свиты (1400 м) — серые конгломераты с прослоями светло-бурых алевролитов и глин или алевролиты и глины с прослоями конгломератов.

В центральной части впадины осадки свиты более глинистые. Отложения бактрийской свиты трансгрессивно залегают на различных горизонтах более древних толщ (до меловых включительно). На значительных площадях отложения свиты отсутствуют.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения представлены в основном континентальными образованиями аллювиального, аллювиально-пролювиального, пролювиального, делювиального генезисов и отличаются большой пестротой состава и невыдержанностью мощностей, что затрудняет их стратификацию (рис. 10). Аллювиальные отложения развиты в основном по долинам крупных равнинных рек. В горной части они развиты слабо и, как правило, ложатся на палеозойские породы, а в межгорной и равнинной частях — на палеоген-неогеновые отложения.

Аллювиальные отложения, в зависимости от возраста, представлены конгломератами, галечниками, песками и перекрывающими их лёссовидными породами. Аллювий крупных рек характеризуется лучшей окатанностью и отсортированностью материала. Вниз по течению и в сторону от русла наблюдается уменьшение крупности материала.

Аллювиально-пролювиальные отложения развиты широко в основном в горной части. Они слагают конусы выноса, которые в большинстве районов образуют предгорные шлейфы. Эти отложения представлены конгломератами, галечниками и лёссовыми породами.

Пролувиальные образования получили ограниченное распространение в предгорьях. Они представлены мелкообломочными, щебнисты-

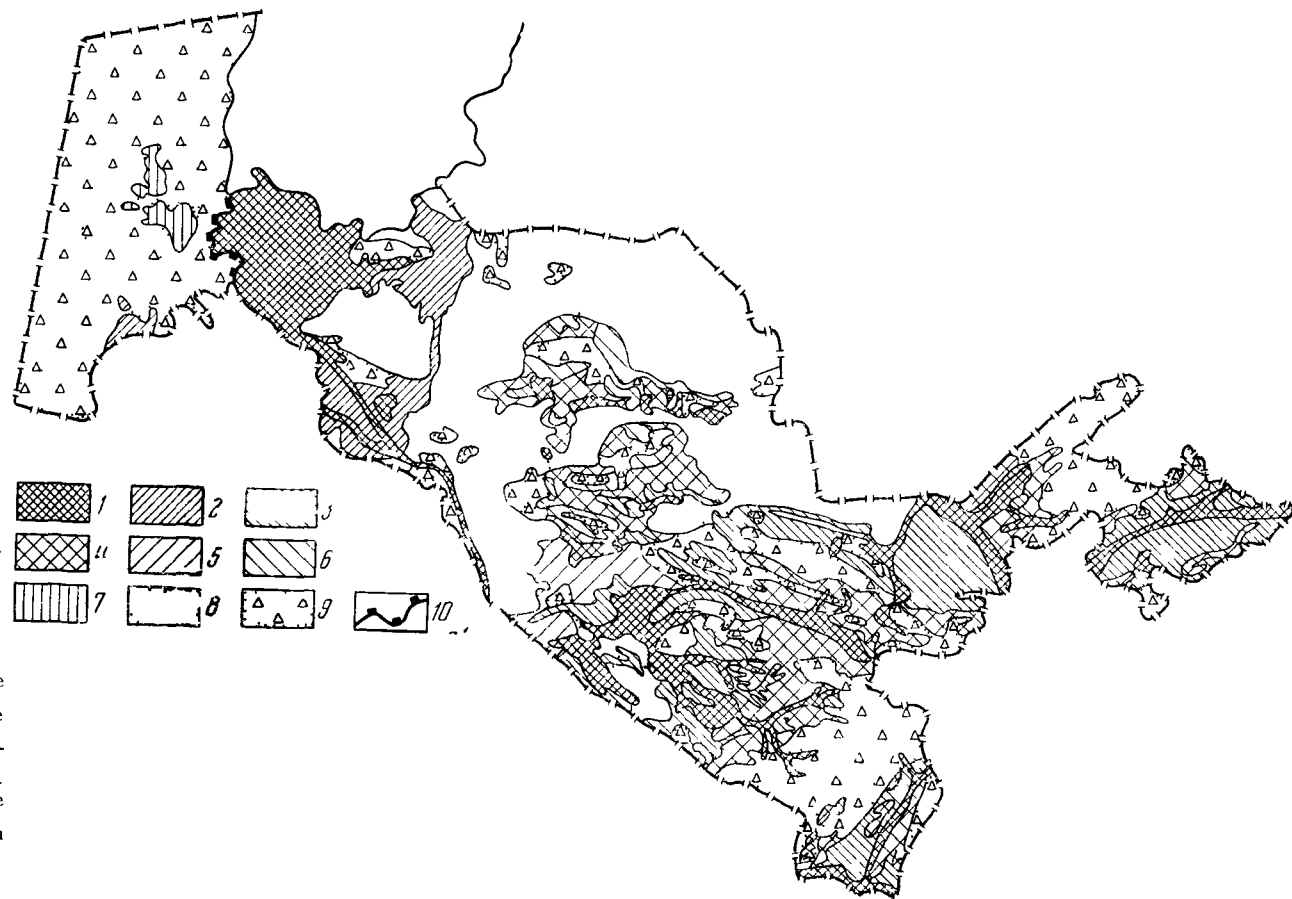


Рис 10 Схема распространения четвертичных отложений Узбекской ССР (составил Г. Ф. Тетюхин)

1 — современные отложения 2 — нерасчлененные верхнечетвертичные — современные отложения 3 — верхнечетвертичные отложения 4 — среднечетвертичные отложения 5 — нерасчлененные нижнечетвертичные — среднечетвертичные отложения 6 — нижнечетвертичные отложения 7 — четвертичные отложения нерасчлененные химические 8 — то же эоловые залегающие преимущественно на неогеновых породах 9 — то же преимущественно элювиальные и делювиальные залегающие фрагментарным маломощным покровом на различных дочетвертичных породах 10 — чинки плато Устюрт

ми и неотсортированными породами временных потоков и лёссовидными суглинками.

Делиuviальные отложения широко распространены по склонам гор и речных долин, а также по возвышенностям и бортам оврагов. В большинстве случаев они сложены лёссовыми породами. Элювиальные образования встречаются в горах и представлены мелкоземом с примесью щебня, дресвы и песка. Мощность их не превышает 1 м. Эоловые отложения широко развиты на равнинах. Это пески мелко- и тонкозернистые, местами закрепленные. Кроме того, на территории Узбекистана распространены озерные, морские, химические и другие отложения.

Схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Узбекистана составлена в соответствии со Среднеазиатской схемой (Н. П. Костенко, Г. Ф. Тетюхин, П. Ф. Федоров, 1962). Сопоставление современных отложений Узбекистана с голоценовыми осадками Европейской части СССР является обоснованным. Верхнечетвертичные осадки этих территорий также коррелируются между собой, но более древние образования сопоставляются в значительной мере условно.

В соответствии с решением МСК (Межведомственного стратиграфического комитета) за нижнюю границу четвертичных отложений нами принята подошва аналогов бакинского яруса — на западе и коррелятивных им осадков, слагающих нанайскую террасу, — на востоке.

Нижнечетвертичные отложения (Q₁) (нанайский комплекс) распространены довольно широко.

В Чаткало-Кураминском горном массиве к ним относятся отложения высокой террасы р. Пскема, сложенной в основном конгломератами, перекрывающимися лёссовыми породами общей мощностью до 300 м. Они несогласно и с разрывом залегают (почти горизонтально) на более древних породах. В межгорных впадинах местами наблюдается несогласие с подстилающими верхнеплиоценовыми отложениями.

В верховьях Чирчика, близ Азатбаша, по правобережью высокой террасы конгломераты мощностью около 150 м также отнесены к нижнечетвертичным. Подобный характер отложений нанайского комплекса наблюдается в Туркестанском и Зарафшанском хребтах, где они представлены валунно-гальчаными образованиями, чаще конгломератами из обломков местных пород, перекрытых лёссовыми породами. Конгломераты плотно сцементированы песчано-карбонатным цементом. Мощность их обычно не превышает 30 м.

В юго-западных отрогах Гиссара нижнечетвертичные образования залегают также несогласно и с разрывом, иногда они сами дислоцированы. Ими сложены здесь наиболее высокие террасы, которые лишь фрагментарно сохранились, главным образом, в осевых хребтах на бронированных поверхностях юрских известняков и палеозойских пород. Представлены они серыми конгломератами, местами с прослоями буроватых, красных мергелистых глин и алевролитов (Грачев, 1955). По склонам Шерабадарьи (Сурхандарьинская впадина) нижнечетвертичные отложения представлены конгломератами с прослоями песчаников и глин, выделяемыми под названием кулябского комплекса. Мощность превышает 60 м. В верховьях бассейна Кашкадарьи нижнечетвертичные конгломераты (5—7 м) и диагенезированные лёссы (шохи) достигают мощности 30—40 м и увеличиваются до 50 м вниз по течению.

В Нуратау Н. А. Лосев (1953—1955) под названием нанайского (сохского) комплекса выделил толщу конгломератов с различно окатанной галькой и редкими валунами, переслаивающимися с диагенезированными лёссами, мощностью до 100 м и более. Подобные отложения, мощностью 44 м, были вскрыты скважиной на восточной окраине Каракчатау и в Нуратинской внутригорной впадине. Ими сложена сто-

ловая возвышенность в районе пос. Дзуш. Максимальная мощность этих отложений достигает 600 м. В предгорных впадинах нижнечетвертичные отложения отличаются большой мощностью. Основная часть их погребена под более молодыми осадками, залегающая на размытой поверхности плиоценовых и более древних пород.

В Зарафшанской впадине грубообломочные отложения нанайского комплекса выходят на поверхность у подножий гор. В их составе преобладают конгломераты, которые содержат в большом количестве плохо окатанные гальки местных пород, перекрытые суглинками, иногда мергелистыми, с линзами и включением зерен гравия, а иногда диагенизированными лёссовыми породами, с линзами и прослоями песка.



Рис. 11. Нанайский комплекс. Плато Автобачи

Мощность их варьирует от 10—15 до 50—60 м. Возраст их определяется на основании несогласного залегания их с размытым на верхнеплиоценовых толщах. В центральной части впадины нанайские отложения представлены аллювиальными валунно-галечными образованиями с линзами песка и суглинка, переходящими в верхних горизонтах в гравийно-суглинистые отложения. Их максимальная мощность, по данным электрозондирования, колеблется от 200 до 800 м. На западе, в долине р. Зарафшан, развиты конгломераты и уплотненные галечники мощностью свыше 30 м. Они слагают плато Автобачи, датированное М. А. Шмидтом (1956) как нижнечетвертичное (рис. 11).

В Амударьинской впадине к отложениям нанайского комплекса отнесены пролювиальные конгломераты и песчаники, несогласно залегающие на неогене, в верхней части перекрытые сцементированным лёссом. Общая мощность их составляет 280 м.

В Сурхандарьинской впадине нижнечетвертичные отложения представлены дислоцированными конгломератами, несогласно залегающими на неогеновых породах. Фрагментарно эти отложения прослеживаются также в районе Термеза и Хаудага. Подобное залегание и дислоцированность прослеживаются на южном крыле Келиф-Шерабадской антиклинали. Их мощность варьирует от единиц до 60 м и более. На левобережье Сурхандарьи, в районе Джаркургана, отложения представлены светло-бурыми мергелистыми глинами и алевролитами с прослоями серых слабо сцементированных крупнозернистых песчаников с включением мелкой гальки. Нижнечетвертичные отложения вскрыты скважиной в долине Амударьи; с глубины 100 м и ниже они представ-

лены песчаниками, песками серыми и коричневато-серыми с включением галек, гравия, обломков глин и гипса общей мощностью 251 м. Непосредственно в самой долине Амударьи и в осевой части Сурхандарьинской впадины мощность этих отложений еще более увеличивается, а в их составе наблюдается преобладание песчаного материала и частая загипсованность. В Ферганской впадине, согласно решению Среднеазиатского и Южно-Казахстанского совещания по четвертичному периоду, к нижнечетвертичным отложениям в южной адырной зоне отнесены слабослоистые конгломераты с преимущественно окатанной галькой мощностью от 5—6 до 300—400 м и более.

В центральной части впадин на основании ритмостратиграфического анализа и изучения фаций условно к нанайскому комплексу отнесена толща песчано-глинистого и в меньшей степени галечного состава мощностью свыше 1500 м. В Голодной степи отложения этого комплекса заполняют древний рельеф и перекрываются более молодыми осадками. Среди этих отложений широко распространены каменные лёссы («шохи», рис. 12). Их подстилают конгломераты и галечники (русловые фации), реже песчаные образования.

Среднечетвертичные отложения (ташкентский комплекс). Осадки, относимые к среднечетвертичным, на территории Узбекистана имеют широкое распространение и залегают с разрывом на более древних породах. В Чаткало-Кураминском горном массиве на высоте 300 м и более они слагают террасы ташкентского цикла. В составе ташкентского комплекса преобладают лёссовые породы, которые обычно подстилают конгломераты и галечники. Лёссовые породы отличаются однородностью и редкостью включений галек, но по направлению к источникам сноса они становятся заметно грубее. Мощность конгломератов колеблется от 15—20 до 30—40 м, примерно в таких же пределах варьирует и мощность перекрывающих конгломераты лёссовых пород.

В Зарафшанском и Туркестанском хребтах осадками ташкентского комплекса сложены четвертая и пятая надпойменные террасы долин рек. В составе аллювиально-пролювиальных и пролювиальных образований у подножия склонов террас преобладает щебнистый материал, а местами, в виде линз и прослоек, разнотернистый песок. Максимальная мощность отложений ташкентского комплекса достигает 70—90 м, из них на долю лёссовых приходится от 40 до 60%.

В юго-западных отрогах Гиссара по долинам рек бассейна р. Сурхандарьи среднечетвертичные отложения, выделенные Н. П. Костенко, состоят из валунно-галечных осадков, перекрытых лёссовыми породами, мощностью от 10 до 100 м.

В верховьях Кашкадарьи среднечетвертичные отложения формируют две террасы. Наиболее древняя терраса сложена крупными глыбами галечника с редкими прослоями алевролита мощностью от 7 до 20 м. Их перекрывают лёссы, иногда сильно загипсованные, мощностью



Рис. 12. Обнажение каменного лёсса нанайского комплекса в Приташкентском районе

до 30 м. Более молодая терраса сложена валунно-галечным материалом и конгломератами мощностью до 30 м, перекрытыми лёссовыми породами до 8—10 м. Ближе к осевым хребтам мощность обломочного материала увеличивается, а в лёссовых породах появляются включения галек. Осадки ташкентского комплекса в Нуратинских горах обнаружены на северо-восточном склоне хр. Каракатау. Там скважинами вскрыты лёссовые породы («шохи») с редкими прослоями песчаника мощностью до 52 м. Лёссовые породы подстилаются конгломератами мощностью 7 м.

В Центральном Кызылкуме среднечетвертичные отложения состоят делювиально-пролювиальные шлейфы. Среднечетвертичный возраст этого комплекса принят условно. В составе отложений преобладают щебнистые осадки, сверху перекрытые супесью, общей мощностью не более 5—5,5 м. Коррелятные им делювиально-пролювиальные накопления у подножия гор достигают значительно большей мощности. Они представлены разнородным песком, кварцевым, полевошпатовым и глинистым, иногда с прослоями суглинков.

В Зарафшанской впадине среднечетвертичные осадки выражены лёссовыми породами и конгломератами. Максимальная мощность их достигает 250 м.

В долине Кашкадарьи среднечетвертичные отложения представлены лёссовыми породами с галечниками в основании, слагающими четвертую и пятую надпойменные террасы. На правобережье мощность их достигает 150 м. Вдоль разлома, ограничивающего Зирабулакские горы с юга, мощность аллювиально-пролювиальных отложений увеличивается до 250 м. В их составе преобладают суглинистые породы, а в пределах Улусского водораздела мощность снижается до 12 м.

Преимущественно галечниками (из палеогеновых известняков) с небольшим песчаным (иногда загипсованным) покровом представлены аллювиальные среднечетвертичные отложения Палеогузардарьи, на юге Узбекистана. Там же вдоль подножия гор аллювиально-пролювиальный шлейф сложен суглинками лёссового облика и мергелями. Мощность осадков на левобережье варьирует от десятка метров до 100—120 м.

В Сурхандарьинской впадине среднечетвертичными осадками сложены четвертые террасы Сурхандарьи и Амударьи, коррелятные террасы Шерабаддарьи и мелких рек и пролювиальные шлейфы мощностью до 247 м. Они также прослеживаются по склонам хр. Бабатага, Туюнбау, Актау, гряды Шерабад-Сарыкамышской и у их подножий. В осевой части впадины и в долине Амударьи аллювиальные среднечетвертичные отложения погребены под более молодыми образованиями. В горном обрамлении впадины первая и вторая террасы (по Н. П. Костенко) сложены преимущественно лёссовыми породами с галечниками в основании.

В Ферганской котловине среднечетвертичные отложения залегают с разрывом и несогласно на подстилающих породах, в ряде мест они дислоцированы в пологие складки. В их составе отчетливо выражено преобладание лёссовых пород над подстилающими их конгломератами и галечниками. В депрессиях последние замещаются песчано-галечниковыми образованиями. Мощность их варьирует в широких пределах — от десятков до 200 м и более в предгорьях и увеличивается в 2—3 раза в центре.

В Голодной степи отложения ташкентского комплекса слагают высокую аллювиально-пролювиальную ступень на юге, называемую Ломакинским плато. Основную часть разреза составляют лёссовые по-

роды, а в основании их залегают аллювиально-пролювиальные галечники рек северных склонов Мальгузара.

В Приташкентской впадине (долина Чирчика) породы ташкентского комплекса слагают четвертую и пятую надпойменные террасы, а также сопрягающуюся с ними предгорную равнину и серию локальных террас в горах. Здесь и непосредственно в пределах Ташкента выделяются две толщи осадков ташкентского комплекса, разделенных между собой разрывом и с разрывом же залегающих на более древних породах.

Общая мощность ташкентского комплекса здесь варьирует от единиц метров (на участках размытых антиклинальных структур) до



Рис. 13. Обнажения аллювиально-пролювиальных лёссовых пород голодностепского комплекса в Приташкентском районе (в левой части снимка указано место лавинной отщепки)

120 м и более на равнине, (из них 85—100 м лёссовых пород), увеличиваясь в прогибах.

Верхнечетвертичные отложения (голодностепский комплекс) распространены в Чаткало-Кураминском горном массиве, в долине р. Чирчика. Они характеризуются грубым составом с преобладанием галечников с гнездами и линзами песка, местами переходящими в конгломераты, сверху их венчают лёссовые породы (рис. 13). Суммарная мощность отложений (по долине Пскема) превышает 100 м, но значительно снижается в верховьях рек. Возраст этих отложений обосновывается археологическими данными. В Аурахматской пещере в отложениях голодностепского комплекса содержатся предметы и орудия позднемустьерской культуры. В лёссах этого же комплекса в современных предгорьях (близ г. Ташкента, по долине лога Бозсу) найдены орудия верхнего палеолита и трубчатые кости, абсолютный возраст которых определен 38 тыс. лет, что датирует, таким образом, верхнюю часть этих отложений.

В Туркестанском и Зарафшанском хребтах верхнечетвертичные комплексы формируют одноименную террасу и коррелятные ей локальные террасы. Особенностью этих осадков является грубый состав и плохая сортировка. Они имеют ограниченное распространение в основном в виде крупнейших долин (Зарафшан, Санзар). Мощность аллювия обычно не превышает 12—15 м.

Таким же грубым составом характеризуются верхнечетвертичные отложения в юго-западных отрогах Гиссара. Мощность их обычно не-

большая (редко превышает 10—15 м). В их составе преобладает валуно-галечниковый материал, часто плохо окатанный, с линзами и наполнителем мелкозема и маломощным покровом лёссовых пород тоже грубого состава. В долинах Аксу, Карасу и Кызылдарьи эти отложения состоят из переслаивающихся песков, галечников и глин мощностью до 9—10 м, иногда перекрытых лёссовыми породами грубого состава до 1,5—2,0 м.

В южной части юго-западных отрогов Гиссара верхнечетвертичные отложения занимают большие площади, отличаясь относительно небольшой мощностью и грубым составом. Представлены они конгломератами, мелкогалечными с хорошо окатанной галькой, с линзами алевролита общей мощностью 8—13 м. На них залегают конгломераты с галькой средней величины из обломков меловых пород и валунов юрских пород мощностью 5—17 м. Их перекрывают мелкогалечные конгломераты, песчаники и лёссовые породы с линзами глин общей мощностью от 1 до 5 м.

В Центральном Кызылкуме верхнечетвертичными отложениями являются пролювиальные образования мощностью от 1,5 м в горах до 48 м на равнинах. Они представлены конгломератами. С удалением от гор к равнине галечники сменяются песками с прослоями гравия, глины и суглинка.

В Нуратинских горах пролювий представлен плохо отсортированными галечниками, перекрытыми лёссовыми породами грубого состава.

В Зарафшанской впадине это аллювиально-пролювиальные отложения третьей надпойменной террасы р. Зарафшана. Максимальная мощность достигает 60 м.

Аналогичными отложениями сложены также низовья р. Зарафшана (Бухарский и Каракульский оазисы).

По староречьям Зарафшана мощность этих отложений не превышает 6—11 м, в пределах Каракульского оазиса достигает 15—18 м.

Верхнечетвертичными отложениями сложена также третья надпойменная терраса р. Кашкадарьи. Здесь мощность толщи даже в депрессиях не превышает 35—37 м и сокращается в предгорной части до 28, а местами до 12—13 м.

Верхнечетвертичные отложения, выделяемые в бассейне р. Сурхандарьи, характеризуются значительным площадным развитием, относительно небольшой мощностью и плохой сортировкой. Даже верхняя — супесчано-суглинистая толща изобилует включениями и линзами грубообломочного материала.

В Сурхандарьинской впадине верхнечетвертичные отложения представлены в долине р. Сурхандарьи сверху вниз: песком глинистым мощностью 65,0 м; суглинком мощностью 30 м и песком загипсованным мощностью 85 м; в долине р. Амударьи — суглинками и песками, подстилаемыми галечниками, общей мощностью 100 м.

В Голодной степи верхнечетвертичные отложения сложены лёссовидными породами, подстилаемыми галечниками. Лёссовые породы засолены. Слабо засоленные лёссовые породы распространены также в северо-западной и западной частях равнины, слагая верхние горизонты толщи. Сильно засоленные разности встречаются в южной полосе плоской равнины, слагая в основном нижние горизонты толщи, что обусловлено, вероятно, неглубоким залеганием грунтовых вод и наличием гипсовых горизонтов. Засоление преимущественно сульфатное. Мощность лёссовидных пород варьирует от единиц метров до 30—60 м. Мощность подстилающих галечников и песков колеблется от 20 до 50 м.

Наибольшей суммарной мощностью (до 138 м) отличаются аллювиально-пролювиальные отложения конуса выноса р. Санзара. Представлены они галечниками, песками и суглинками. Отложения этого же комплекса формируют III надпойменную террасу р. Сырдарьи и ее притоков: Келеса, Чирчика и Ангрена. Аллювий этих рек также валунно-галечный с гравийно-песчаным заполнителем, перекрыт лёссовыми породами с линзами песка и гравия. Общая мощность этих отложений достигает 60 м.

В Ферганской впадине верхнечетвертичные отложения составляют третью надпойменную террасу р. Сырдарьи. Они представлены галечниками и перекрывающими их лёссовыми породами, отличаюсь грубым составом и плохой сортировкой. Толща лёссовых пород изобилует включением галек, линз и зерен песка и щебня.

Возраст этих отложений определяется находками орудий позднемустьерской культуры и остатков костей млекопитающих (в Восточной Фергане), характерных для мамонтового фаунистического комплекса Казахстана. Мощность их в адырной зоне и в горах достигает 50—76 м, в Центральной Фергане превышает 100 м.

В равнинной области верхнечетвертичные отложения имеют широкое распространение. Они представлены аллювиальными песчаными осадками, местами сохранившимися по долине р. Сырдарьи и ее староречья Джанадарьи. Мощность отложений обычно не превышает 20 м.

В низовьях р. Амударьи, в районе хр. Султануиздаг, к ним относятся песчано-щебнистые осадки, формирующие делювиально-пролювиальные шлейфы, мощностью не больше первого десятка метров (Когай, 1960). Отложения Акчадарьинской дельты, представленные серыми песками, перекрытыми супесями, общей мощностью до 20 м и более, на основании данных абсолютной геохронологии и остатков фауны датируются как нерасчлененные верхнечетвертичные — современные. Аллювиальные отложения, развитые по левобережью р. Амударьи, датируются как нерасчлененные верхнечетвертичные — современные. Они сложены разнозернистыми песками, коричневато-серыми глинами, плотными карбонатными суглинками, желтовато-серыми песками и алевролитами с включением мелкого гравия. Общая мощность колеблется от 20 до 40 м.

В целом верхнечетвертичные отложения Узбекистана, характеризуясь двучленным строением, отличаются грубостью состава, плохой сортировкой и относительно малыми мощностями. При этом в горах они обладают ограниченным распространением, хотя с ними связаны обширные поверхности денудации и глубокие врезы. В предгорьях и передовых хребтах эти отложения часто расчленяются на два и даже на три уровня. Максимальной мощности они достигают в депрессиях.

Возраст верхнечетвертичных отложений определяется по данным археологии — от позднего мустье (врез и накопление галечников) до верхнего палеолита включительно. Содержащиеся в них остатки костей млекопитающих относятся к мамонтовому фаунистическому комплексу Казахстана. По абсолютной геохронологии начало формирования лишь верхней мелкоземной части датируется 38—30 тыс. лет.

Современные отложения (сырдарьинский комплекс). На территории Узбекистана современные отложения распространены широко как в горных районах, так и на равнинах. В Чаткало-Кураминском горном массиве и в юго-западных отрогах Гиссара этими отложениями, кроме поймы, сложены еще молодые надпойменные террасы рек.

В составе этих отложений преобладает валунно-галечный материал с небольшим супесчано-суглинистым покрытием мощностью 8—10 м, достигая 20—30 м.

В горах Центрального Кызылкума современные образования слагают низкие делювиально-пролювиальные шлейфы, сложенные щебнисто-песчаными породами, а также современные русла саев, такры и днища котловин. Мощность современных отложений составляет от 0,5 до 7 м.

В Сырдарьинской впадине современными отложениями сложены пойма и современная Приаральская дельта. Здесь они представлены однородным песчано-суглинистым материалом мощностью до 20 м. Современными отложениями перекрыты более древние образования дельты Амударьи. Сюда относятся морские осадки по побережью Аральского моря, озерно-болотные отложения, такры и химические осадки и культурные наносы. Мощность их незначительна и в среднем не превышает 10 м.

В бассейне Сурхандарьи современными отложениями сложены низкие террасы, представленные толщей галечников с прослоями песка, перекрытых суглинками, мощностью не более 3 м. В верхнем течении Сурхандарьи современными отложениями сложены галечниково-щебнистые конусы выноса. В Ферганской впадине современные образования слагают пойму, первую и вторую террасы долины Сырдарьи и ее притоков. Представлены они галечниками, песками, супесями и суглинками. Кроме того, современные отложения слагают верхние части конусов выноса. Мощность их 10—20 м.

Стратиграфия современных отложений Узбекистана наиболее достоверна. Они содержат многочисленные костные и растительные остатки обитающих и в настоящее время форм. В этих отложениях обнаружены предметы хозяйственной деятельности человека от мезолита до настоящего времени. Возраст мезолитических находок на соседних с республикой территориях определялся методом абсолютной геохронологии. Как показали результаты этих определений, продолжительность накопления этих осадков укладывается в 10—12 тыс. лет, что уже сопоставимо с голоценом Европейской части Союза.

Нерасчлененные четвертичные отложения. Среди нерасчлененных четвертичных отложений Узбекистана широким распространением пользуются осадки эолового генезиса, представленные песчаными породами. Наибольшими площадями развития эолового покрова характеризуется равнинная территория Кызылкума. Возраст эоловых песков определяется возрастом подстилающих пород. В пределах Кызылкума из подстилающих пород наиболее широким развитием пользуются верхнеплиоценовые. Таким образом, в целом эоловый покров характеризуется широким возрастным диапазоном. Мощность эоловых отложений обычно колеблется от 5—7 до 12—20 м. По отдельным скважинам удается проследить эоловую обработку аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений на несколько большей глубины, но не свыше 40 м. Цвет эолового песка обычно желтовато-серый. Состав несколько варьирует, в зависимости от подстилающих пород. Эоловый песчаный покров развит также в Амударьинской и Сырдарьинской впадинах, в центральной части Ферганской котловины, в низовье бассейна р. Сурхандарьи и в западной части Приташкентских чучей.

Кроме эолового песчаного покрова к нерасчлененным четвертичным отложениям относятся в ряде бессточных котловин озерно-химические образования. В котловине Барсакельмес мощность их достигает 24,5 (Рубанов, 1960). Возраст их, судя по врезу в верхнеплиоценовые отложения, может быть древнечетвертичным, возможно, даже верхнеплиоценовым. Верхние горизонты формируются и в настоящее время. Расчленить эти отложения пока что не представляется возможным.

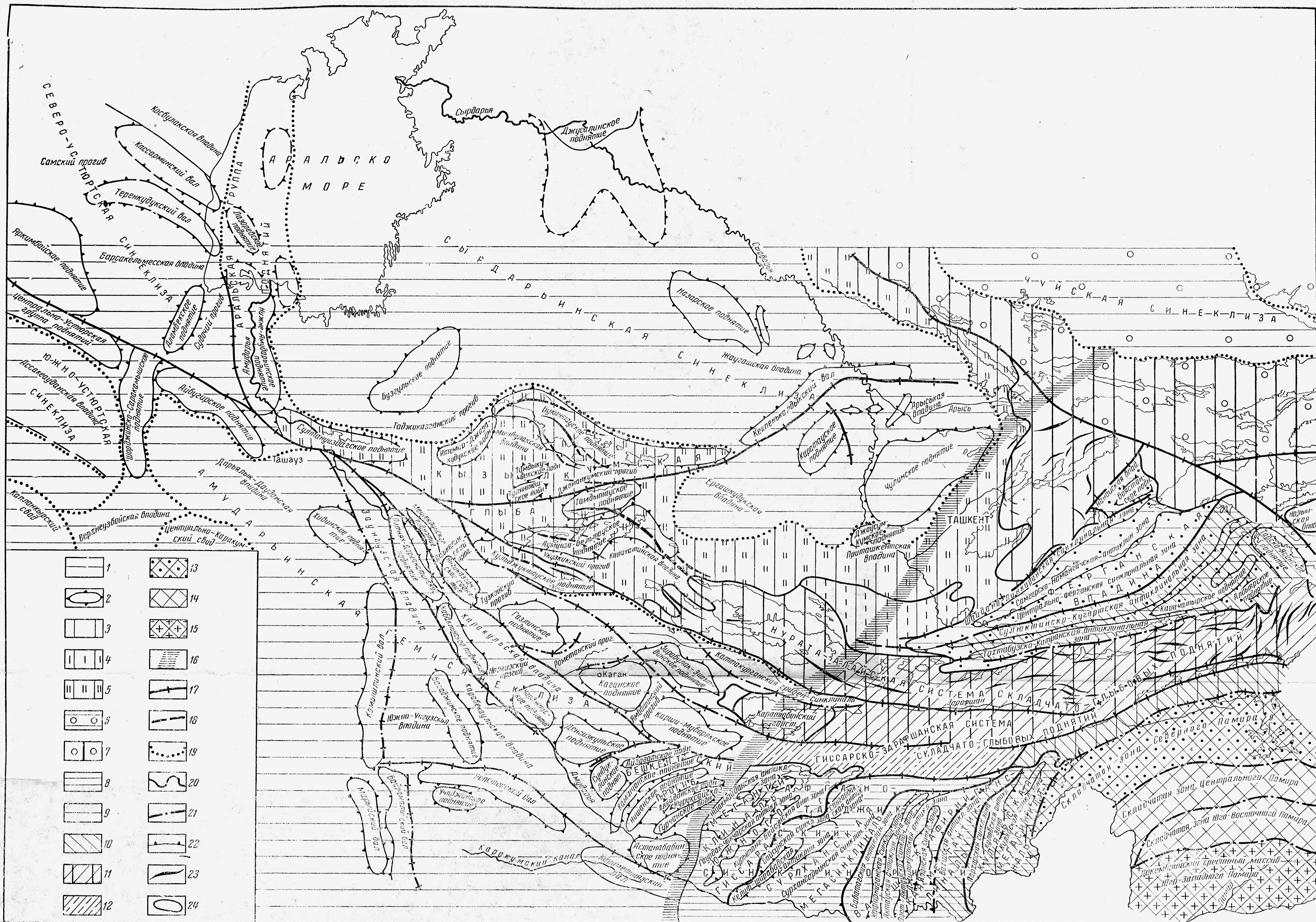


Рис. 14. Схема тектонического районирования мезозойских и кайнозойских отложений Узбекской ССР и прилегающих районов.

Платформа на герцинском основании. Районы длительного опускания (плита):
 1 — впадины и прогибы; 2 — группы поднятий, поднятия и валы.
 Районы устойчивого поднятия (щиты): 3 — не испытывавшие опусканий в течение мезозоя и кайнозоя; 4 — вовлеченные в прогибание в неогене; 5 — испытывавшие кратковременные опускания в мезозое и кайнозое.
 На каледонском основании: 6 — районы длительного опускания; 7 — районы устойчивого поднятия.
 Платформенная орогенная область.
 Районы длительного и спокойного опускания в мезозое и палеогене и проявления резких дифференцированных движений в неогене; 8 — развивавшиеся в зоне мезозойско-палеогенового перикратона; 9 — участки повышенной тектонической активности в мезозое и палеогене (магматизм, угловые несогласия и т. д.).
 Районы устойчивых поднятий, преобразованные в неогене в складчато-глыбовые сооружения: 11 — развивавшиеся на мезозойско-палеогеновом щите; 12 — испытывавшие периодическое опускание в мезозое и палеогене и преобразованные в складчато-глыбовые структуры в неогене.
 Складчатая область на месте альпийской геосинклинали: 13 — герцинское котлообразное сооружение, вовлеченное в складчатый режим развития в альпийском цикле; 14 — область альпийской складчатости и магматизма; 15 — область срединного массива юго-западного Памира.
 Прочие знаки: 16 — граница между областями с различной мощностью земной коры (по геофизическим данным) и одновременно западная граница территории, пережившей послепалеогеновую активизацию; 17 — главнейшие глубинные разломы, возникшие в альпийском этапе, разграничивающие крупные тектонические зоны; 18 — основные альпийские и герцинские возрожденные разломы; 19 — границы синеклиз (геомиснеклиз) и сводов; 20 — границы областей внутри щита и плиты; 21 — границы складчатых зон внутри геосинклинальной области; 22 — границы поднятий, валов и антиклинальных зон; 23 — оси некоторых герцинских структур; 24 — выходы палеозоя на поверхность.

ТЕКТОНИКА

По особенностям тектонического строения (рис. 14), мощностям земной коры и характеру рельефа, в значительной степени отражающего структуру, вся территория Узбекистана делится на две области, резко различные по характеру проявления тектонических процессов:

I — горноскладчатую (постплатформенную орогеническую область);

II — равнинно-платформенную (область эпигерцинской платформы).

Следует, однако, иметь в виду, что упомянутые области приобрели свои современные черты лишь в результате предверхнеплиоценовой фазы тектогенеза.

В течение мелового и палеогенового периодов значительная часть Западного Узбекистана (Центральный Кызылкум, хребет Нуратау), входящая сейчас в пределы равнинно-платформенной области, почти не отличалась от восточных районов горного Тянь-Шаня и характеризовалась единой историей геологического развития (Пяновская, 1966).

Для этих районов в мезозое и кайнозое типична контрастность движений, выразившаяся в прогибании (до 1500 м) одних участков и воздымании других, где осадки не отлагались до конца палеогена.

Водные бассейны в меловой и палеогеновый период были едиными.

В связи с этим преобразование восточной области в горноскладчатую следует рассматривать как итог мощных и дифференцированных неоген-антропогеновых движений.

I. Горноскладчатая область (постплатформенная орогеническая область Тянь-Шаня). Вся восточная, южная и центральная части Узбекистана принадлежат к постплатформенной орогенической области, поскольку в неоген — четвертичное время она пережила сильнейшую активизацию тектонических движений.

В описываемую часть этой обширной территории входят самые западные окончания хребтов Тянь-Шаня. В эту область входят Чаткало-Кураминский мегантиклинорий, Нурата-Алайская и Гиссаро-Зарафшанская система складчато-глыбовых поднятий, Афгано-Таджикский синклинорий (мегантиклиналь Южного Гиссара, Сурханская мегасинклиналь) и Кызылкумская глыба (Центральный Кызылкум).

Чаткало-Кураминский мегантиклинорий. Под этим названием понимается область поднятий и прогибов, отвечающая Чаткало-Кураминской горной системе.

Новейшие структурные формы этой области отличаются своей особенностью, северо-восточным простиранием и очень сильной раздробленностью палеозойского фундамента. Здесь могут быть выделены два относительно крупных положительных структурных элемента — Чаткальская и Кураминская мегантиклинали, разделенные Ангрениским прогибом широтного простираения, и относительно небольшое поднятие Моголтау. Палеозойское основание на востоке мегантиклинория поднято до отметок 2000—2500 м и более. В разделяющих поднятие прогибах фундамент не опускается ниже отметки 500 м.

Нурата-Алайская система складчатых глыбовых поднятий вытянута в широтном направлении на расстояние свыше 500 км. Она включает в себя Нуратинские горы и Туркестанский хребет, которые являются западным продолжением Алайского хребта. Нуратинские горы представлены двумя поднятиями — Северо-Нуратинским и Южно-Нуратинским, разделенными неглубокими впадинами (Галля-Аральская, Кошрабадская, Нуратинская, Арасайская).

Большая роль в строении мегантиклинали принадлежит важнейшим глубинным швам региона: восточная часть Южно-Ферганского

глубинного разлома ограничивает мегантиклиналь с севера, Зарафшанский — ограничивает ее с юга и сопровождается узким Зарафшанским прогибом. Другой разлом, расположенный вдоль южного склона Туркестанского хребта, обусловил развитие Санзарского и Шахристанского прогибов, усложняющих строение мегантиклинали.

Гиссаро-Зарафшанская система складчато-глыбовых поднятий (крупнейшая группа структурных форм региона) вытянута в субширотном направлении. В нее входит несколько поднятий (западные оконечности Гиссарского и Зарафшанского хребтов, Кара-Тюбинский горст, Зирабулак-Зиаэтинский выступ, сочленяющийся с Каратюбинским горстом посредством Улусского водораздела).

Афгано-Таджикский синклинирий. В пределы Узбекистана входит только его северо-западная часть: западные отроги Гиссара (мегантиклиналь Южного Гиссара) и Сурханская мегантиклиналь (Сурхандарьинская впадина).

В отличие от всех остальных ранее рассмотренных структур и составляющих их элементов здесь исключительно отчетливо проявляется резкое несовпадение структур по фундаменту и осадочному покрову.

Афгано-Таджикский синклинирий представляет собой крупную и сложно построенную тектоническую впадину, состоящую из мегасинклиналей и мегантиклиналей северо-восточного и меридионального простирания. Ее промежуточное положение между платформенной и геосинклинальной областями как раз и обусловило важнейшие специфические особенности геологического строения (максимальное разнообразие формаций, большие их мощности, линейность в расположении структурных зон, контрастность в строении структур, разрывы вдоль продольных осей структур и надвигание восточных крыльев на западные и пр.). Палеозойский фундамент здесь повсеместно опущен на большую глубину, на дневную же поверхность в поднятых участках выходят мезозойские породы, а в опущенных — неогеновые и четвертичные.

Мегантиклиналь Южного Гиссара представляет собой сложную систему поднятий, образующую самую западную часть Гиссарского хребта и пучок его юго-западных отрогов. Структуры направлены с северо-востока на юго-запад. Всю мегантиклиналь можно характеризовать как крупное поднятие палеозойского фундамента, ступенчато погружающегося к юго-западу.

В мегантиклинали юго-западных отрогов Гиссара выделяются антиклинальные зоны Ишан-Майданская, Гаурдак-Чакгарская (центральная и северо-восточная части), Кугитанг-Байсунская и разделяющие их прогибы.

Сурханская сложная мегасинклиналь представляет собой крупный прогиб, в котором палеозойский фундамент опущен до глубины 10 000 м. В пределах Сурханской мегасинклинали в ее северо-западной части Байсунская синклиналь отделяется невысоким Келиф-Ширабадским поднятием. Палеозойский фундамент здесь залегает на глубине 6000 м.

Кызылкумская глыба является западным продолжением Тянь-Шаньской горноскладчатой системы. Она представлена группой невысоких поднятий с абсолютными отметками до 700 м. Эти поднятия разделены впадинами, в пределах которых палеозойские отложения погружены на глубину до 1000 м. Общая мощность осадочного чехла не превышает 1200 м. В пределах Кызылкумской глыбы выделяются Итемир-Джаракудукское, Букантауское, Тамдытауское, Ауминзабельтауское и Кульджуктауское поднятия, разделенные Джаманкумским (Беш-

булакским), Угузкакским прогибами и Мынбулакской и Карагатинской впадинами.

Общим для Кызылкумской группы поднятий и прогибов является сложное, мозаичное их строение с простиранием осей наиболее крупных поднятий в субширотном направлении.

Вся Кызылкумская группа поднятий и прогибов ограничена крупными глубинными разломами, проходящими вдоль их северной и южной границ.

Приташкентская предгорная впадина располагается в зоне сочленения равнинно-платформенной и горноскладчатой областей. Ее молодой возраст хорошо подчеркивается большой мощностью неоген-четвертичных отложений (до 1800 м). Весь разрез юрских, меловых и палеогеновых отложений сокращен по сравнению с другими межгорными впадинами, представлен преимущественно красноцветными терригенными отложениями, а мощность морского палеогена не превышает 100—150 м.

Каттакурганская грабен-синклиналь (Зарафшанская впадина) вытянута в северо-западном направлении параллельно Нуратинскому поднятию, отдельные же ее ответвления направлены на северо-восток и юго-запад и вдаются в прилежащие поднятия в виде глубоких заливов. Наиболее опущенная часть прогиба тяготеет к его северной части и лежит непосредственно в долине р. Зарафшана, где палеозойский фундамент опущен до отметок более 2000 м.

Ферганская впадина (мегасинклинорий). Крупнейшим новейшим структурным элементом является Ферганская межгорная впадина. Новейший этап развития впадины начался с интенсивного прогибания, которое шло одновременно со столь же интенсивным ростом окружающих мегантиклинориев. Размыв последних дал громадные массы обломочного материала, образующие своеобразный «орогенный» или молассовый комплекс отложений, а напряженный режим тектонических движений обусловил сильную структурную расчлененность впадины.

В общей сложности в пределах Ферганской впадины выявлено около 300 брахиантиклинальных складок, сложенных мезозойскими, палеогеновыми и неогеновыми образованиями. Подавляющее большинство из них располагается вдоль бортов впадины, образуя как бы вал, протягивающийся параллельно горному обрамлению впадины.

II. Равнинно-платформенная область располагается на западе Узбекистана и включает Амударьинскую гемисинеклизу, Сырдарьинскую синеклизу и группу Устюртских синеклиз.

Сырдарьинская синеклиза в пределы Узбекистана входит своей южной частью. На западе и юго-западе — Амударьинским тектоническим валом (Аральская группа поднятий) отделяется от Устюртской группы синеклиз и Амударьинской гемисинеклизы. На юге Сырдарьинская синеклиза ограничена Кызылкумской глыбой, на востоке — горами Каратау (в пределах Казахстана) и Приташкентским прогибом.

Мощность неоген-четвертичных отложений невелика и изменяется от 10—20 м на западе до 100 м — на востоке. В самой восточной части синеклизы выделяется Арысская впадина, расположенная в основном за пределами Узбекистана. Юго-восточная часть синеклизы сложена поднятием Приташкентских чулей, заходящих в Узбекистан юго-западным окончанием, сложенным на поверхности верхнемеловыми отложениями, среди которых местами выходят пятна палеозоя.

На юго-востоке синеклизы выделяется Ергашкудукская впадина (Восточно-Кызылкумская). Западнее Ергашкудукской впадины выделяется Северо-Восточный кызылкумский прогиб, ограниченный с северо-востока Джусалинским и Назарским поднятиями. На западе Бузгульским поднятием отделяется Приаральский (Тахтакупырский) прогиб.

Амударьинская гемисинеклиза (впадина) на территории Узбекистана представлена лишь северо-восточным крылом. В ее пределах фундамент несколькими глубинными разломами расчленен на профильные блоки, пережившие в разное время неодинаковые по масштабу опускания и вследствие этого обусловившие ступенчатый характер строения. По отложениям осадочного чехла ступени не прослеживаются, но образующие их разломы контролируют внешние границы распространения ниже-среднеюрских, верхнеюрских и нижнемеловых отложений. Выделяется три ступени — Бухарская, Амударьинская и Чарджууская, ограниченные глубинными парогерцовыми разломами.

На юго-востоке впадины располагается Бешкентский прогиб, обособляющийся от Амударьинской ступени молодым поперечным разломом. Фундамент в пределах прогиба погружен на глубину до 7 км.

Система Устюртских впадин. Огромная территория между Аральским и Каспийским морями в пределах описываемой части разделяется Центрально-Устюртским поднятием на две синеклизы: Северо-Устюртскую и Южно-Устюртскую.

Северо-Устюртская располагается в северо-западной части Узбекистана. Она ограничена с юга глубинным разломом, через который сочленена с поднятием Центрально-Устюртской системы дислокаций (Карабаурский вал) и Айбугирским поднятием, а на востоке оконтуривается группой поднятий меридионального простирания (Амударьинский тектонический вал, Лазаревское поднятие и др.), разобщающими Северо-Устюртскую синеклизу от Сырдарьинской. В общем — это крупная платформенная структура протяженностью 450—500 км. В ее пределах развит полный разрез палеогеновых и неогеновых отложений морского генезиса и мозаичное распространение пермо-триасовых отложений. Внутри Северо-Устюртской впадины обособляются Кассарминский и Теренкудукский валы, Аламбекское и Яркимбайское поднятия, Судочий, Самский, Барсакельмесский прогибы и Косбулакская впадина.

Разница в глубинах залегания поверхности фундамента поднятий и прогибов в пределах Северо-Устюртской синеклизы достигает до 1000 м, а максимальная глубина залегания его выявлена в Косбулакском прогибе (5000 м).

Центрально-Устюртская группа поднятий представляет собой вытянутую в запад-северо-западном направлении несколько приподнятую полосу широтных поднятий фундамента. Здесь выделяют Карабаурский вал (длина 150—170 км, ширина 25—30 км), в пределах которого фундамент максимально приближен к поверхности (около 1000 м). Продолжением Центрально-Устюртского поднятия является Айбугирское поднятие с глубиной залегания фундамента 400 м.

На севере указанные поднятия ограничены разломом, на юге — постепенно переходят в северное крыло Южно-Устюртской синеклизы.

Южно-Устюртская синеклиза на западе сливается с Южно-Мангышлакским прогибом. В восточной ее части располагается Ассакеауданская впадина, ограниченная на востоке Шорятинско-Сарыкамышским поднятием.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития Средней Азии, в том числе и Узбекистана, отличается многоплановостью. Основными этапами, резко отличными по своему тектоническому режиму, были: геосинклинальный, платформенный и постплатформенный.

Геосинклинальный этап. В этот период вся территория Узбекистана составляла часть подвижного пояса. Простираение структур в Тянь-Шаньской геосинклинальной области было субширотное, а в районе Аральского моря — субмеридиональное, уральское. В допалеозойское время рассматриваемый регион представлял собой часть обширного геосинклинального морского бассейна.

Основные структурные элементы Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы отличаются четкой линейностью и общей субширотной вытянутостью. Это объясняется существованием системы параллельных глубинных разломов, разделяющих Южный Тянь-Шань на ряд блоков (шириной от 20 до 80 км), которые представляют собой отдельные структурно-формационные зоны. Имеется предположение, что эти глубинные разломы существовали уже в кембрии. В Южном Тянь-Шане движения вдоль глубинных разломов, разделяющих зоны, происходили на протяжении всей доступной изучению истории района и оставили свои следы в виде многочисленных разрывных нарушений, складок и «чешуйчатых» моноклиналей.

В кембрии Тянь-Шань испытывал депрессионный режим с проявлением каледонских складчатых движений, выраженных в поднятиях отдельных участков.

В ордовике морской бассейн Среднего Тянь-Шаня распространился до Алайского хребта. Средний и поздний ордовик Южного Тянь-Шаня отличается развитием терригенных карбонатных отложений. В ранний силур продолжалось интенсивное погружение Южного Тянь-Шаня. Море захватило Гиссарский хребет. Разнообразный литологический состав пород свидетельствует о прибрежно-континентальных условиях накопления. В Северном Нуратау и в Туркестанско-Алайской горной системе существовали нормальные морские условия. В районе современных Зирабулак-Зиаэтинских гор и Зарафшанского хребта в это время шло накопление тонкозернистых, преимущественно карбонатных осадков. В лудловский век на всей территории Тянь-Шаня устанавливается нормальный морской режим, характеризующийся преимущественно карбонатными породами. В конце позднесилурийской — начале раннедевонской эпохи проявилась фаза складчатости.

В девонский период в районе Алайского, Туркестанского хребтов, Нуратинских гор, Центрального Кызылкума и Султануиздага располагался морской бассейн, сообщавшийся с Уральским морским бассейном. Чаткало-Кураминская горная система в начале девона была поднята и представляла собой область сноса. На границе эйфельского и живетского веков она начинает прогибаться, образуя предгорный прогиб, где происходит накопление мощных моласс. В верхнем девоне эта территория заливается морем. Территория, расположенная юго-западнее Чаткало-Кураминских гор, представляла собой в девоне поднятие и область сноса вплоть до поздневизейского века, когда вновь наступила морская трансгрессия, захватывающая территорию юго-западных отрогов Гиссара. В результате предверхневизейских складчатых движений отмечается перерыв в осадконакоплении и трансгрессивное залегание верхневизейских отложений на эрозионных поверхностях более древних отложений, вплоть до силура. Восходящие движения охватили район современных горных сооружений Алайского, Туркестанско-

го и Гиссарского хребтов. Напротив, для Чаткало-Кураминских гор был характерен морской бассейн с накоплением мощных карбонатных осадков.

Среднекаменноугольная эпоха характеризуется повышением интенсивности тектонических движений, которые к концу палеозоя завершили стадию геосинклинального развития и формирование складчатой системы Тянь-Шаня. В это время во многих местах проявилась вулканическая деятельность. В юго-западных отрогах Гиссара, Кызылкуме и Южной Фергане вулканическая деятельность носит характер подводных извержений. На территории Чаткало-Кураминского горного массива в конце и в начале намюра восходящие движения привели к образованию крупного поднятия, где в течение позднего палеозоя развивалась наземная вулканическая деятельность.

Верхнекаменноугольное время характеризуется дальнейшим сокращением границ морского бассейна. В Западном Узбекистане верхнекаменноугольные отложения отсутствуют. В Чаткало-Кураминской горной системе верхнекаменноугольные осадки представлены осадочно-вулканогенной толщей.

В пределах Среднего Тянь-Шаня получили развитие грабенсинклинали, синклинальные прогибы, мульды проседания, горсты и горст-антиклинали. Большую роль в формировании тектонических структур играют разрывные нарушения, среди которых главное значение имеют разломы широтного, запад-северо-западного, северо-восточного и северо-западного направлений. Заложение их произошло в верхнем карбоне.

Платформенный этап. В перми почти весь Южный Тянь-Шань и в значительной мере Средний утрачивают свою высокую тектоническую активность и переходят в платформенную стадию развития. В это время появляются прогибы, обусловленные разломами. Подобные прогибы (Амударьинский) по истории своего развития образуют как бы промежуточное звено между предыдущим геосинклинальным и последующим платформенным этапом развития края.

В пределах Восточного Узбекистана верхнепермские и нижнетриасовые отложения развиты лишь в Южной Фергане. Площадь их распространения и мощности небольшие. В пределах равнинного Узбекистана пермотриасовые отложения широко развиты на Устюрте, а также в полосе между Амударьинским и Репетекским разломами (Амударьинская впадина). Пермские и триасовые породы выражены пестроцветными континентальными образованиями мощностью до 2000 м.

В Чаткало-Кураминском горном массиве в это время формировались осадочно-вулканогенные толщи. Остальная территория Узбекистана представляла собой обширную зону образования кор выветривания.

Для юрского периода характерен преимущественно платформенный режим развития. Происходит значительное расширение седиментационных бассейнов. Вначале повсюду формируются однотипные сероцветные терригенные образования, содержащие прослои каменного угля и углистых глин (нижняя и средняя юра), а затем идет накопление карбонатных и соляно-ангидритовых толщ (верхняя юра).

Вся территория Средней Азии, по мнению Ю. В. Станкевича (1963), в юрский период разделялась на две части юго-восточную, характеризующуюся относительно интенсивной подвижностью, и северо-западную, отличающуюся проявлением малоамплитудных движений.

На рис 15 показаны типы седиментационных бассейнов в ранней и средней юре.

Нижне-среднеюрские образования сложены в основном отложениями пресноводных или опресненных бассейнов, но на западе республики

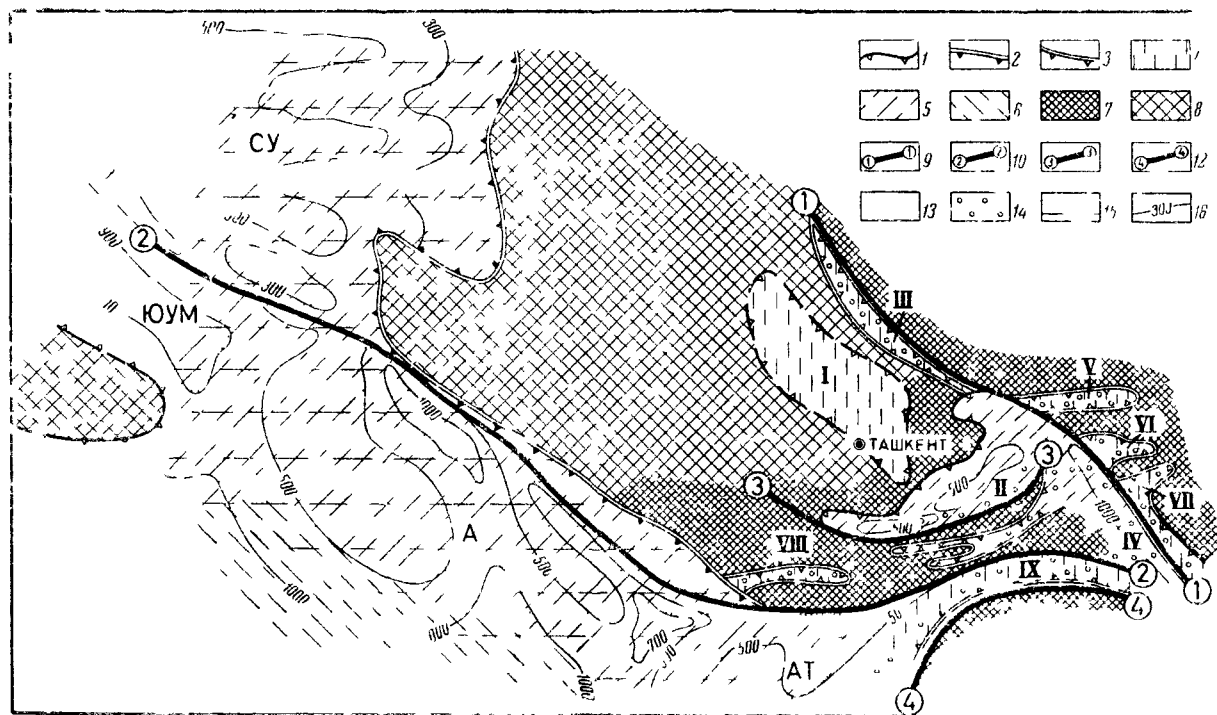


Рис 15 Типы седиментационных бассейнов Узбекистана и смежных территорий в ранней и средней юре

Типы бассейнов 1 — лимнические, 2 — паралические (возникают за счет проседания земной коры) 3 — области континентального осадконакопления возникшие за счет разломов (одно горонные и двусторонние грабен синклинали) 4 — пресноводные 5 — опресненные и слабозасоленные 6 — морские

Рельеф суши 7 — высокогорный расчлененный 8 — равнинный или пологовсхолмленный

Разломы контролировавшие осадконакопление 9 — Каратау Ферганский 10 — Гиссарско Бухарский, 11 — Южно Ферганский, 12 — Северо Памирский
Типы осадков 13 — мелкообломочные и угленосные 14 — грубообломочные с проявлением угленосности 15 — песчано глинистые с проявлением угленосности содержащие разрозненные и сгруппированные прослои пород морского генезиса 16 — мощности отложений

Лимнические (римские цифры на карте) I — Сырдарьинский II — Ферганский III — Каратауский, IV — Ярхгудский, V — Каванский, VI — Нарынский, VII — Чатыркульский VIII — Зарафшанский, IX — Предпамирский

Паралические (буквы на карте) СУ — Северо Устьюртский ЮУМ — Южно Устьюртско Мангышлакский А — Амударьинский АТ — Афгано Таджикский

Рис 16 Типы седиментационных бассейнов Узбекистана и смежных территорий в поздней юре.

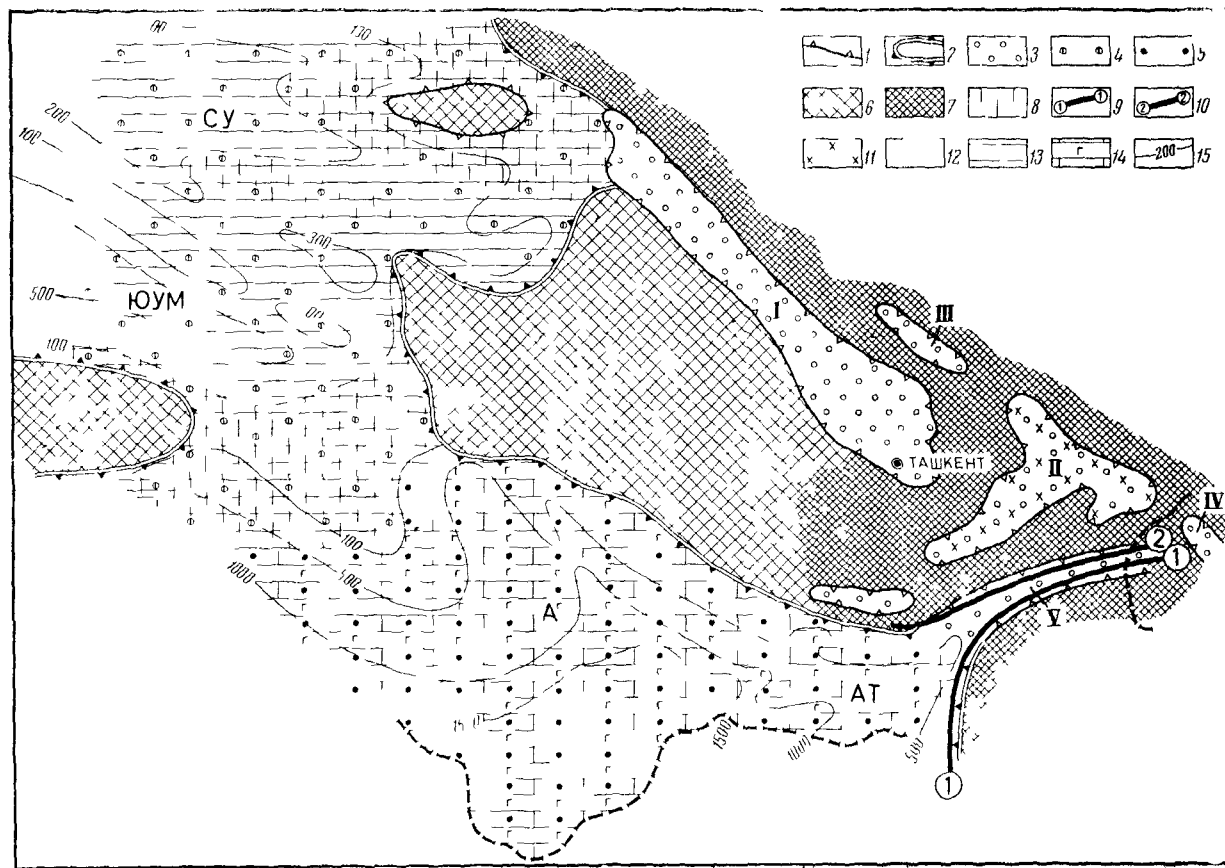
Типы бассейнов 1 — лимнические, 2 — морские (возникли за счет общего проседания земной коры), 3 — пресноводные слабоосолоненные водоемы, 4 — морские, 5 — в первой половине этапа — морские во второй — сильноосолоненные.

Рельеф суши 6 — равнинный, 7 — полого возвышенный, 8 — участки, преобразованные в сушу или поднятия в конце эпохи. Разломы контролирующие осадконакопление 9 — Северо-Памирский, 10 — Южно-Тиссарский.

Типы осадков 11 — красноцветные и пестроцветные терригенные в основном мелко обломочные континентальные, 12 — сероцветные и пестроцветные песчано-алевритовые континентальные, 13 — сероцветные песчано-глинистые морского генезиса, 14 — низ — карбонатные морские, верх — сульфатно-хлоридные лагунные, 15 — мощности отложений бассейнов.

Пресноводные (римские цифры на карте) I — Сырдарьинский, II — Ферганский, III — Карагауский, IV — Яркендский, V — Прет-памирский.

Морские нормальной и повышенной солености (буквы на карте) СУ — Северо-Устюртский, ЮУМ — Южно-Устюртско-Мангыштакский, А — Амударьинский, АТ — Афгано-Таджикский.



снизу вверх неуклонно возрастает роль морских образований, а гомогенные скопления угля, характеризующие нижний отдел системы, сменяются проявлением угленосности в форме прослоев углистых сланцев или беспорядочной обогащенности пород углефицированным растительным детритом. Среднеюрские отложения пользуются небольшим развитием в регионе. Они присутствуют во всех седиментационных бассейнах: на востоке территории выражены лимническими, а на западе — паралическими накоплениями.

Среди седиментационных бассейнов лимнического типа одни (Каратауский, Аркгудский, Каванский, Нарынский, Четыркульский, Зарафшанский и Предпамирский) в течение нижней и средней юры являлись местом накопления грубообломочных образований, тогда как в других (Сырдарьинский, Ферганский) накапливались мелкообломочные терригенные образования. Однако и в тех и в других имеет место проявление угленосности, вплоть до формирования промышленных пластов угля.

В бассейнах паралического типа накапливались преимущественно мелкообломочные — песчано-алевролитоглинистые образования, содержащие прослой пород морского генезиса. В отличие от бассейнов первого типа проявление угленосности здесь гораздо чаще выражено наличием прослоев, пластов углистых сланцев, а пласты угля развиты лишь в краевых частях бассейнов.

К началу верхнеюрской эпохи происходит сильная аридизация климата и одновременно затопление некоторых из ранее отмеченных седиментационных бассейнов морем. С этого момента преобладающее развитие приобретают субаквальные осадки. На схеме типов седиментационных бассейнов верхнеюрской эпохи (рис. 16) выделено четыре бассейна с водой нормальной или даже несколько повышенной солености (Северо-Устьюртский, Южно-Устьюртско-Мангышлакский, Амударьинский и Афгано-Таджикский) и пять пресноводных бассейнов (Сырдарьинский, Ферганский, Каратауский, Яркендский и Предпамирский). В первых четырех бассейнах накапливаются глинисто-мергельные или карбонатно-сульфатные толщи, в последнем — преимущественно песчаные породы, в том числе и пестроцветные.

В мелу происходит дальнейшее расширение седиментационных бассейнов. В это время тектонические движения в целом на всей территории проявлялись однотипно, хотя с некоторыми различиями в интенсивности.

Для нижнемеловой эпохи показательно повсеместное накопление терригенных образований. Во всех седиментационных бассейнах в основании мелового разреза располагается комплекс красноцветных терригенных образований, но возраст и объем комплекса неодинаков. Так, в Ферганском и Приташкентском бассейнах, а также в зоне Алайского и восточной части Заалайского хребтов он охватывает апт (?), альб и сеноман, а в восточной части Афгано-Таджикского бассейна — неокм, апт, альб и сеноман, а в Амударьинском и Устьюртских бассейнах только неокм.

К концу нижнемеловой эпохи существовало два типа седиментационных бассейнов (рис. 17). Один из них в течение всего раннего мела был пресноводным или опресненным (Ферганский, Сырдарьинский, Алайский, Вахско-Дарвазский), а другой — морским (Северо-Устьюртские, Южно-Устьюртско-Мангышлакский, Аральский, Амударьинский, Копетдагский, Афгано-Таджикский).

Между Сырдарьинским и Амударьинским бассейнами располагалась Кызылкумская зона поднятий, протягивающаяся далеко на восток в виде снивелированной системы горных хребтов.

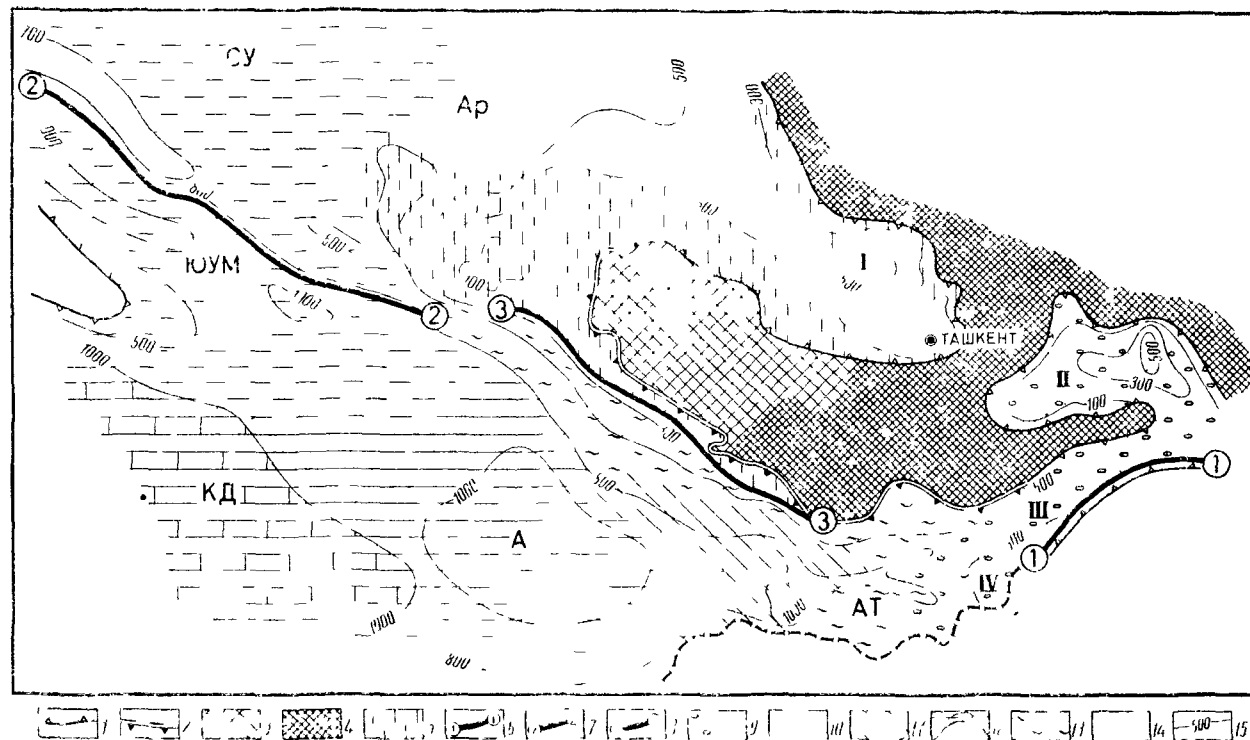


Рис. 17. Типы седиментационных бассейнов Узбекистана и смежных территорий в раннем мелу.

Типы бассейнов. 1 — пресноводные и опресненные; 2 — пресноводные и опресненные водоемы, преобразованные окончательно в морские, в аптском веке. Рельеф суши 3 — равнинный и пологовсхолмленный, 4 — всхолмленный и расчлененный гористый, 5 — районы, поглощенные областью осадконакопления в течение ранней юры (низы разреза отсутствуют).

Разломы, контролировавшие осадконакопления: 6 — Северо-Памирский; 7 — Южно-Мангышлакский; 8 — Предкызылкумский. Типы осадков. 9 — грубо- и мелкообломочный, красноцветный; 10 — преимущественно мелкообломочный, красноцветный; 11 — внизу красноцветный, мелкообломочный терригенный с подчиненным проявлением карбонатных и сульфатных пород, сверху — глинисто-песчаный; 12 — внизу — пестроцветный, мелкообломочный, сверху — глинисто-песчаный, морской; 13 — внизу — красноцветный, мелкообломочный, сверху — песчано-глинистый; 14 — внизу — пестроцветный, мелкообломочный, сверху — глинисто-мергельно песчаный; 15 — мощность отложений.

Бассейны. Пресноводные и опресненные (римские цифры на карте): I — Сырдарьинский; II — Ферганский; III — Алайский; IV — Вахско-Дарвазский. Пресноводные и опресненные, преобразовавшиеся в морские в аптском веке (буквы на карте): СУ — Северо-Устьуртский, AP — Аральский; ЮУМ — Южно-Устьуртско-Мангышлакский; А — Амударьинский; КД — Копетдагский; АТ — Афгано-Таджикский

В восточной части залегал один из крупных прогибов Тянь-Шаня — Ферганская межгорная впадина, которая уже к концу нижнемеловой эпохи имела размеры, близкие к современным. Максимальные мощности красноцветных образований здесь достигали 1500 м.

Крупнейшими зонами осадконакопления в раннемеловое время были северная часть Афгано-Таджикского бассейна, Каракумский, Северо- и Южно-Устюртско-Мангышлакский бассейны. Разрезы нижнего мела (неоком) здесь представлены красноцветными терригенными образованиями.

В верхнемеловое время продолжают опускания, и тенденция к расширению площадей седиментационных бассейнов получает более полное выражение.

В течение сеномана, турона и сенона неуклонно прогибается обширная территория Амударьинского бассейна, в центральной его части накапливается до 1500 м терригенных морских образований верхнего мела (рис. 18). Интенсивно накапливаются терригенные, пестроцветные отложения верхнего мела в Сырдарьинском бассейне. В центральной его части суммарная мощность верхнего мела достигает 800 м.

В течение верхнего мела также существовало два типа седиментационных бассейнов. В один из них объединены водоемы, бывшие в начале эпохи опресненными, но уже в туроне преобразованные в морские, ко второму — отнесены бассейны, являвшиеся зонами морского осадконакопления в течение всей эпохи. Необходимо отметить, что в размещении фациальных зон осадконакопления определенную роль играли разломы северо-западного («Тянь-Шаньского») направления; они полностью унаследованы от палеозойского геосинклинального этапа развития региона. К числу разломов подобного типа можно отнести разломы, протягивающиеся вдоль Южной Ферганы: Арало-Гиссарский, Амударьинский, Бухарский и Предкызылкумский.

В датско-мортское время на фоне общего подъема происходит ослабление контрастности тектонических движений, что находит свое отражение в резком расширении Нуратау-Кызылкумской суши и в очень незначительных мощностях накопившихся терригенных и сульфатных осадков (до 50 м).

С началом палеогена совпадает новый цикл нисходящих движений, продолжавшийся в течение всего палеогена. В Западном Узбекистане морская трансгрессия заливает обширную площадь, но мощность отложений палеогена здесь не превышает первых сотен метров. Происходит нивелирование палеоструктур и лишь общая вытянутость Нуратау-Кызылкумской суши остается прежней — северо-западной.

Продолжает непрерывно прогибаться и Ферганская впадина, в центральной части (район Андижана), суммарная мощность меловых и палеогеновых отложений превышает 2000 м.

Постплатформенный орогенный этап. В конце олигоцена — начале миоцена происходит коренная перестройка всего структурного плана Средней Азии и большей части всего Азиатского материка. В этот неотектонический (Обручев, 1948; Резвой, 1964) этап развития образуется пояс горных сооружений и межгорных впадин.

В Узбекистане эти движения проявились по-разному, в западной равнинной части слабо, в восточной — очень сильно. В связи с этим западная часть осталась равнинной, тогда как восточная была преобразована в горное сооружение.

Обособление этих двух громадных блоков произошло по глубинному разлому одновременно и независимо друг от друга, выделенному Д. П. Резвым (1962), О. М. Борисовым (1962) и Б. Б. Таль-Бирским (1962).

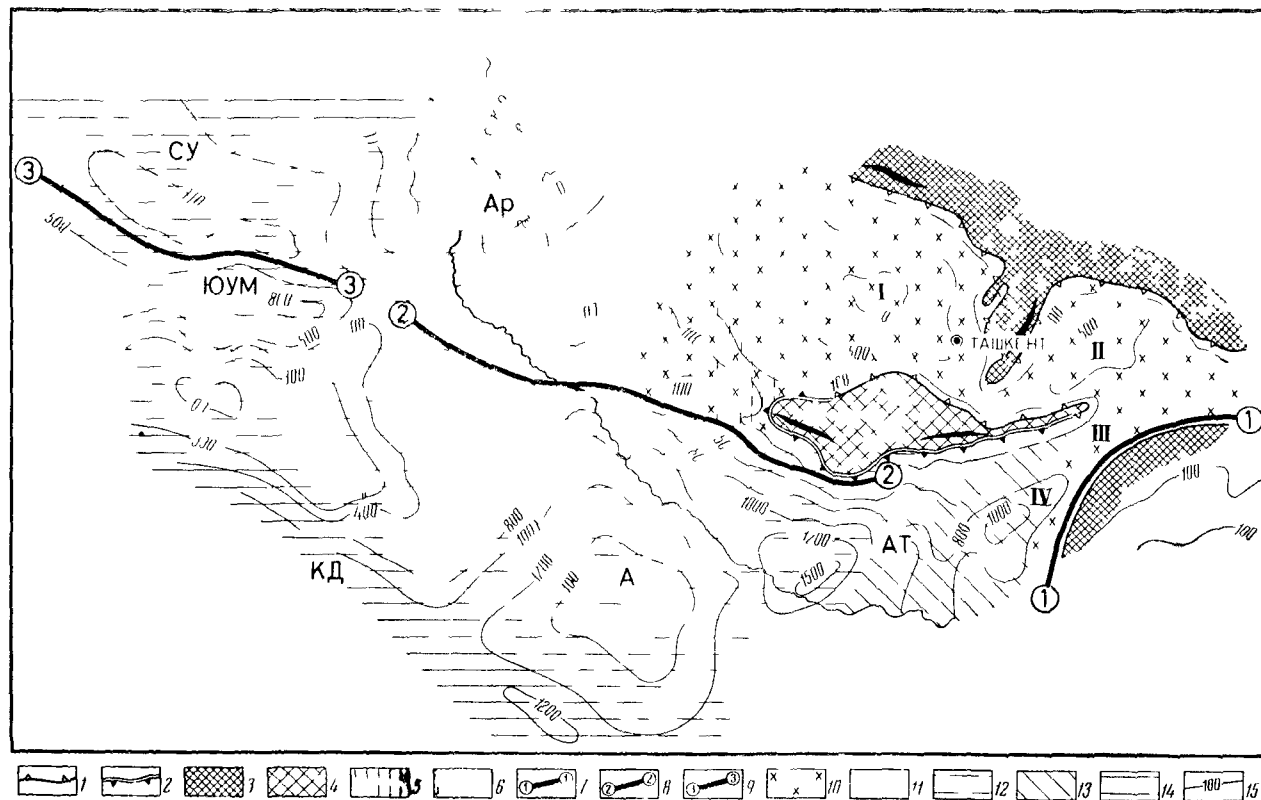


Рис 18 Типы седиментационных бассейнов Узбекистана и смежных территорий в позднем мелу

Рельеф суши 3 — полого расчлененный местами гористый 4 — равнинный 5 — участки и районы, поглощенные седиментационными бассейнами в течение позднего мела
 Типы бассейнов 1 — опресненные, преобразовавшиеся в морские 2 — морские 6 — участки и районы, преобразованные в поднятия в течение позднего мела
 Типы осадков 10 — пестроцветные мелкообломочные 11 — песчано-морской 12 — глинисто-песчаный морской 13 — глинисто-карбонатный с проявлением сульфатных пород 14 — глинисто-карбонатный 15 — мощности отложений Бассейны
 Опресненные водоемы, преобразовавшиеся в морские (римские цифры на карте) I — Сырдарьинский II — Ферганский III — Алайский IV — Вахско-Дарвакский
 Морские водоемы с нормальной и несколько повышенной соленостью (буквы на карте) СУ — Северо-Устьюртский Ар — Аратский ЮУМ — Южно-Устьюртско-Мангыш

Такое контрастное обособление в неогене двух блоков разграничивает описываемую территорию на две части: западную — эпигерцинскую платформу и восточную — эпиплатформенную орогеническую.

В восточном блоке обособилось четыре бассейна накопления синорогенных моласс: Ферганский, Южно-Таджикский, Приташкентский и Кашкадарьинский (рис. 19).

За исключением Северо-Ферганской зоны Ферганского бассейна, где и накапливается грубообломочный тип молассовых формаций, в Западно-Ферганском бассейне формируется **смешанный** — мелкообломоч-

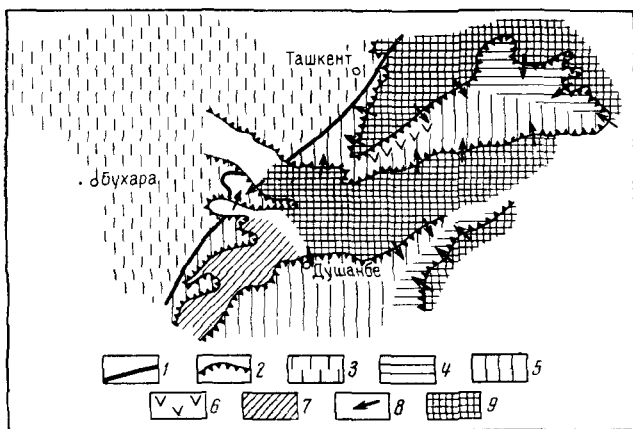


Рис. 19. Бассейны синорогенных верхнетретичных моласс и их соотношение с платформенной областью

1 — внешняя зона молассовых бассейнов; 2 — границы бассейнов синорогенных моласс; 3 — территория, не пережившая преобразования платформенного режима, развитого в орогене. Типы молассовых формаций 4 — грубообломочный. 5 — мелкообломочный; 6 — смешанный, мелкообломочно-гидрохимический, 7 — предполагаемая зона последующего размыва моласс, 8 — направление сноса обломочного материала; 9 — области разрушения

ный гидрохимический тип молассовых формаций, а на остальной территории накапливаются мелкообломочные молассовые формации. Мощность синорогенных моласс в этих бассейнах колеблется от 1500 до 8000 м.

Накопление моласс происходит на фоне чрезвычайно активных поднятий горных обрамлений бассейнов и опускания или же существенного отставания в поднятиях последних. Поэтому в пограничной полосе между воздымавшимися обрамлениями и располагающимися внутри них впадинами возникают разломы или же флексурно-разрывные зоны (Рыжков, 1960; Таль-Вирский, 1962 и др.).

Период образования синорогенных моласс оказался завершающим в формировании общего структурного плана бассейнов, структурных зон и даже единичных структур.

Столь же велико было значение этих движений и в западном блоке, хотя их амплитуда здесь оказалась несравненно меньшей.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ С ЭЛЕМЕНТАМИ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Современное состояние рельефа обязано преобразованиям, происходившим в новейший этап тектонического развития. Эти движения, отличаясь на юге и востоке наибольшей контрастностью, волнообразно и неравномерно во времени распространялись на север и северо-запад,

где, встречая сопротивление местного складчатого основания эпигерцинской платформы, постепенно затухали, проникая в глубь последней лишь по наиболее ослабленным участкам. Таким образом сформировались три геоморфологические области, отличающиеся рельефом и историей его формирования, а также структурными особенностями и мощностями четвертичного покрова (рис. 20, табл. 2).

На территории постплатформенного орогена выделяется область, характеризующаяся преобладанием денудационно (в широком понимании, тектонического рельефа). Здесь формируется и выносятся основная часть рыхлых отложений покрова, испытывающая в процессе перемещения и аккумуляции последующие преобразования и диагенез. Оседающие здесь отложения составляют относительно небольшую долю образующегося рыхлого материала и обычно локализируются в пределах внутригорных депрессий. Область в целом отличается большой мобильностью, о чем свидетельствуют сейсмичность, активизация эрозионной деятельности, расщепление террас и деформация их.

В пределах этой области выделено семь районов, объединенных в две группы: 1) с денудационно-тектоническим и 2) с тектонико-денудационным рельефом. В первой группе направляющими являются эндогенные процессы рельефообразования, оказывающие влияние прежде всего на интенсивность эрозионных процессов, а в высокогорье и среднегорье — развитие оледенения и формирование гляциального рельефа. Сюда относится наиболее приподнятая часть юго-западных отрогов Гиссарского хребта, характеризующаяся глыбово-складчатым строением гор, сформированных как горный массив в основном в четвертичное время. Ледниковый рельеф развит почти исключительно на палеозойских породах, отличаясь абсолютными высотами от 3500 до 4700 м, а за пределами республики — еще выше. Глубина расчленения достигает 1200—1500 м и более. Скалистые, относительно узкие гребни водоразделов с остроконечными пиками чередуются с карами. Широкое развитие имеют трог и другие ледниковые формы, с последующей эрозионной переработкой.

Рельефом без ледниковых форм характеризуются горы, сложенные палеозойскими и мезозойскими породами. Здесь преобладают эрозионные формы. Абсолютные высоты значительно ниже: поверхность водоразделов варьирует от 2500 до 3800 м. В горах на участках, сложенных палеозойскими породами, глубина расчленения достигает 800—1200 м, а мезозойскими — до 800—1000 м. Продольные профили обычно крутые. В целом рельеф характерен фрагментарным развитием террас, глубокими долинами, ущельями, скалистыми склонами, гребнями и осыпями.

Рельеф характеризуется структурными формами, образовавшимися в результате эрозии и денудации плотных, преимущественно юрских пород. Здесь широко развиты бронированные формы поверхности и куэсты. Гипсометрические отметки варьируют от 2500 до 3700 м, глубина расчленения достигает 500—1000 м.

Денудационно-тектоническим типом рельефа характеризуются также среднегорные участки Зарафшанского и Туркестанского хребтов. Здесь высота водораздела варьирует от 2300 до 3100 м, а глубина расчленения достигает 1200 м. Долины крутосклонные, нередко асимметричные. Широкое развитие имеют формы, предопределенные разрывными нарушениями. Наиболее высокоприподнятые участки Чаткало-Кураминского массива, сложенного преимущественно палеозойскими магматическими и метаморфическими породами, обладают абсолютными отметками гребня от 3800 до 4500 м. Этот участок гор отличается также сильным и глубоким расчленением, достигающим

Рис. 20. Схема геоморфологического районирования Узбекистана

Область горного рельефа постплатформенного орогенеза

1 — эрозионно-тектонический тип (цифры на карте): 1 — сильно и глубоко расчлененные высокогорья, 2 — то же среднегорья).

2 — рельеф древних поверхностей выравнивания (цифры на карте): 3 — древняя абразионная поверхность глыбово-складчатого высокогорья с глубоким расчленением).

3 — тектонико-денудационный тип рельефа (цифра на карте): 4 — рельеф дробнорасчлененный со структурными формами низкогорья)

Область рельефа краевой мобильной части молодой платформы.

Преимущественно выработанный рельеф горных районов.

4 — эрозионно-тектонический (цифры на карте): 5 — глыбово-складчатое среднегорье со скульптурными формами, сильно расчлененный, 6 — глыбово-складчатые низкогорья с глубиной расчленения до 300 м, 7 — то же, с глубиной расчленения до 500 м.

5 — тектонико-денудационный (цифры на карте): 8 — адырные предгорья с глубиной расчленения до 300 м.

6 — структурно-денудационный (цифры на карте): 9 — низкие локальные антиклинальные возвышенности, с глубиной расчленения до 200 м)

Рельеф равнин и депрессий, преимущественно аккумулятивный

7 — аллювиальные равнины (цифры на карте): 10 — аллювиально дельтовые и аллювиально-озерные равнины со слабо расчлененной поверхностью и золовой переработкой;

11 — аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины в пределах пойм и низких террас.

8 — возвышенные равнины и плато (цифры на карте): 12 — возвышенные равнины и плато, часто преобразованные золовыми процессами.

9 — предгорные пролювиальные равнины (цифры на карте): 13 — предгорные пролювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины, преимущественно слабо расчлененные;

14 — то же, с элементами золовой переработки.

10 — озерно-солончаковые равнины (цифры на карте): 15 — озерно-солончаковые равнины в понижениях древних долины и в зонах выклинивания подземных вод на периферии пролювиального шлейфа).

11 — эрозионно-дефляционный (цифры на карте): 16 — бессточные котловины.

Область рельефа преимущественного развития пластовых равнин на молодой платформе

12 — структурно-денудационный (цифры на карте): 17 — низкие платообразные плоские останцовые возвышенности, расчлененные сухими временными потоками;

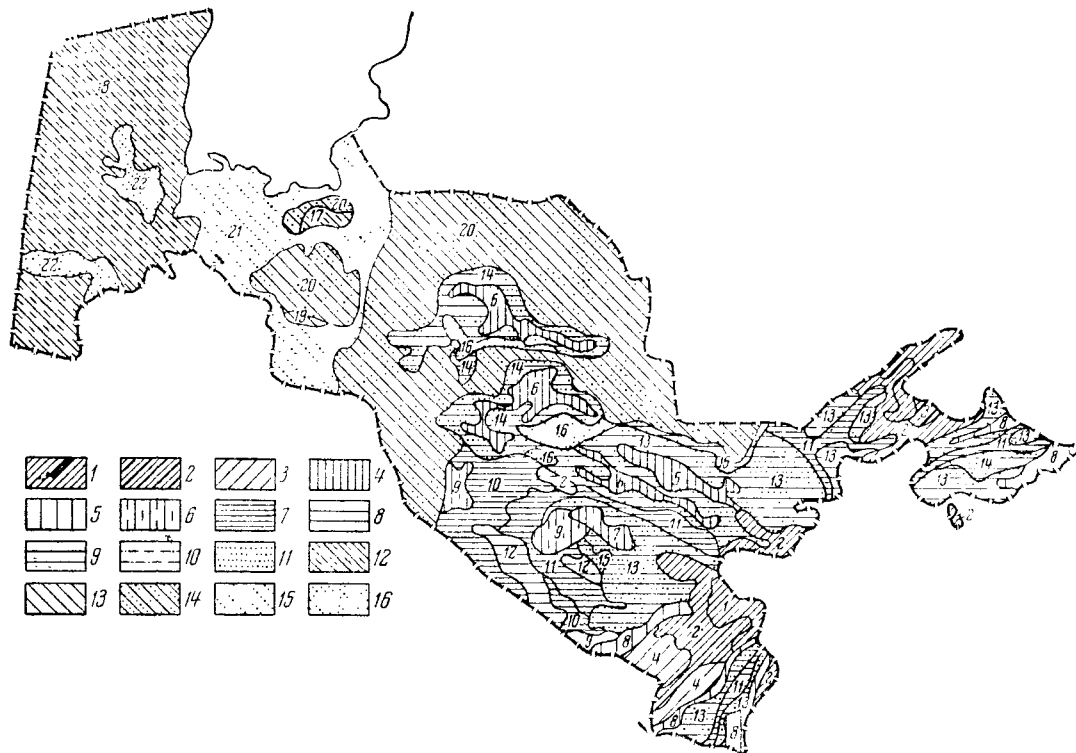
18 — горизонтальные, моноклинные и слабонаклонные пластовые равнины).

13 — тектонико-денудационный (цифры на карте): 19 — резкорасчлененные (глубиной до 200 м) низкогорные возвышенности с уплощенными вершинами).

14 — золовые равнины (цифры на карте): 20 — горизонтальные и слабонаклонные платообразные пластовые равнины со значительной золовой переработкой.

15 — дельтовые равнины (цифры на карте): 21 — аллювиально-дельтовые и дельтовые равнины с элементами золовой переработки и местами со следами ингрессии моря.

16 — бессточные котловины (цифры на карте): 22 — замкнутые котловины с широко развитым покровом солончаков, спорадическими соляными озерами и скоплением соли



Характеристика геоморфологических областей территории Узбекистана

Основные признаки	Преимущественное развитие пластовых равнин молодон платформ	Преобладание аккумулятивного рельефа краевой, мобильной части молодон платформ	Преобладание денудационно-тектонического рельефа непосредственно постплатформенного орогена
Тектоническая мобильность	Слабоподвижная	Большая контрастность движения с положительным и отрицательным знаками	Преимущественные поднятия
Амплитуда тектонических движений за неоген-четвертичное время	В пределах десятков и первых сотен метров	От сотен метров на границе с платформой до 9000 м в межгорных депрессиях	До 12—16 км
Геоструктурная характеристика	Спокойное, почти горизонтальное залегание мезо-кайнозой на жестком складчатом основании палеозойских пород	Складчатое и складчато-глыбовое строение. На границах депрессии частое развитие брахискладчатых структур и образование локальных складок	Складчатое и складчато-глыбовое строение с широким развитием полей интрузивных пород
Гипсометрия и относительные превышения	Абсолютные отметки большей части территории от 100 до 300 м над уровнем моря. Относительные превышения обычно измеряются десятками метров, в единичных случаях — до 100—200 м	Абсолютные высоты варьируют в широких пределах — от 200 до 2000 м над уровнем моря, а отдельные вершины свыше 2000 м, тоже в широких пределах варьируют относительно превышения от 10—20 до 600 м и более	Абсолютные отметки водораздельных гребней достигают 3500—4000 м над уровнем моря. Отдельные вершины возвышаются на 4300 м и более. Относительное превышение варьирует от 1000 до 2000 м
Степень расчлененности	Обычно слабо	Варирует в широких пределах	Преимущественно сильно расчленены
Глубина	Преимущественно первые десятки метров	На равнинах единицы и десятки метров, в горах от 200 до 600 м	От 800 до 1500 м и более
Дробность (густота)	Обычно редкое расчленение	Определяется составом пород и характером складчатости	Значительно более 1 км на 1 км ²
Форма	Пойменные долины оврагов и долины с развернутыми склонами временных потоков	В горах U- и Y-образные долины, а на равнине с развернутыми склонами	Широкое распространение ушей и долин с крутыми склонами

Тип	Обычно дендритовидное ветвление долин	Значительное разнообразие форм ветвления долин в зависимости от состава пород и тектонического строения	Широкое распространение долин, предопределенных разрывной тектоникой и направленной трещиноватостью пород
Специфика рельефа	Широкое развитие пластовых равнин, часто с наложенной эоловой переработкой	В горах преобладает эрозионно-скульптурный и структурный рельеф. На равнинах широко развиты конусы выноса сухих дельт, террас и адыров — в предгорьях	В наиболее высоких горах развитие ледникового рельефа, а на остальной площади преобладают эрозионные рельефы. В горах, сложенных мезозойскими породами, формируются крупные формы бронированного рельефа
Особенности процесса осадконакопления четвертичных отложений	Основной источник осадконакопления — местный снос. Крупные реки, мигрируя на широких площадях, формируют маломощный покров осадков. По древним долинам и в дельтах преобладают песчаные осадки	Аккумуляция мощных толщ аллювия транзитных рек и аллювиально-пролювиальных осадков, выносимых из горной области, широкое развитие лессовых пород	Аккумуляция осадков только местного сноса. Преобладают грубообломочные осадки. Основная область образования и выноса рыхлого материала. Широкое развитие гравитационных образований
Мощность четвертичных отложений	Максимальная мощность в дельтах крупных рек достигает 80—90 м, а на равнинах не превышает первые десятки метров	До 100—150 м в приграничии с равнинной областью, до 1500 м и более в предгорных и межгорных депрессиях	Десятки метров на террасированных склонах и первые сотни метров — во внутригорных депрессиях
Преобладание генетических типов четвертичных отложений	Аллювиально-дельтовые и пролювиальные, в результате последующей ветровой переработки — эоловые	Аллювиально-пролювиальные образования	Коллювиально-делювиальные и аллювиальные образования. Широкое распространение (но малая мощность) элювия
Основные направления процесса диагенеза	Эоловые переветывания, образования солончаков, накопление солей, гипсовая цементация пролювиальных отложений	Образование диагенезированного лесса („шох“ — каменный лесс), ближе к равнине — формирование пустынной карбонатной коры	Цементация рыхлых отложений глинисто-карбонатным цементом

1500 м и более. Характерной особенностью рельефа является широкое развитие ледниковых форм современного и древнего оледенения с эрозионной переработкой. Юго-западнее и западнее района с гляциальными формами рельефа располагается также высокогорье, отличающееся меньшими гипсометрическими отметками, эрозионным рельефом и на отдельных участках широким развитием структурных форм. Здесь глубина расчленения достигает 1200 м, редко больше, а саи отличаются невыработанными продольными профилями и порожистыми тальвегами.

С высокогорьем граничит район среднегорья с меньшей глубиной вреза (до 800—1000 м), с широким развитием структурных форм и более выровненными водораздельными поверхностями. Наибольшей выровненностью выделяется участок Ахангаранского плато с его приподнятой абразионной древней поверхностью выравнивания. Однако и здесь имеются эрозионные врезы с отвесными и крутыми склонами, достигающие 800 м.

Тектонико-денудационным типом рельефа характеризуются низкие горы. Здесь процессы денудации определяют формирование рельефа, хотя за четвертичный период нашла отражение значительная активизация тектонических движений и особенно дизъюнктивных. Передовые хребты юго-западных отрогов Гиссарского хребта отличаются широким развитием структурных форм, куэст и бронированных поверхностей и асимметричных долин, сформированных в слоистых породах мезо-кайнозоя. На участках обнажения твердых (особенно юрских) известняков отпрепарированы обширные бронированные поверхности, а там, где они размыты и эродируются, наблюдается дробное расчленение довольно густой сетью саев. Глубина врезов достигает 300 м и более; при абсолютных высотах водоразделов, варьирующих от 1500 до 2000 м, отдельные гребни поднимаются и до 2500 м. В юрских известняках характерны эрозионные уступы, протягивающиеся на десятки километров, преимущественно с северо-востока на юго-запад, высотой до 100—200 м. Куэстовые асимметричные гряды образуют палеогеновые известняки. На юго-западе региона широкое развитие получил рельеф, предопределенный соляной тектоникой. В ядрах антиклинальных структур вскрыты (преимущественно в верхнечетвертичную эпоху) соляные толщи. В результате выщелачивания их произошли обвалы и сползания больших отдельностей.

Склоны долин у выхода рек на равнину становятся все более террасированными. Наиболее широкими эрозионными поверхностями на бронированных склонах отличаются террасы ташкентского цикла (карнабская). Они же продолжают на выровненных боковых водоразделах, где сложены лёссами того же цикла. Среди аккумулятивных террас широким развитием отличаются голоднотепские.

Промежуточное положение между орогеном и туранской плитой, относимой к молодой эпигерцинской платформе, в рельефе занимает обширная территория, характеризующаяся большим разнообразием форм. Граница ее с орогеном большей частью достаточно отчетливая — по подножию горных массивов, ограничивающих предгорные и межгорные депрессии. К равнинам же непосредственно туранской плиты переход постепенный.

В зависимости от орографических особенностей область делится на две подобласти: горную и равнинную.

Первая из них характеризуется тектонико-денудационным рельефом. Сюда относятся среднегорье Нуратау с глубиной расчленения, достигающей 600 м; горы Центральных Кызылкумов, характеризующиеся часто выровненными водоразделами и наличием покрова рыхлых отло-

жений на водоразделах и склонах. Их относительное превышение обычно не превышает 400—500.

Основные черты рельефа обусловлены, главным образом, тектоникой и в незначительной степени разрывным нарушением. Моделировка рельефа обусловлена выветриванием и эрозией временных потоков.

У подножия развиты плоские делювиально-пролювиальные шлейфы, пологонаклонные в сторону равнины, образованные осадками, обычно небольшой мощности. Местами они прорезаны крутосклонными руслами временных потоков, выполаживающимися вдали от гор. Глубина их вреза достигает 3,0—8,0 м.

Южный Нуратау характеризуется скульптурными формами и меньшей глубиной расчленения (до 300 м), а низкорельефный рельеф Зиаэтин-Зирабулакских гор является глубоко расчлененным (до 500 м).

По периферии юго-западных отрогов Гиссарского хребта вдоль подножий горного обрамления Ферганской впадины, близ Зиаэтинских гор и на западе области выделяются адыры и участки с невысокими возвышенностями, отличающимися небольшими превышениями (до 150—300 м). Эти районы холмогорья различаются между собой глубиной, формой и типом расчленения, в конечном счете, отражающими тектонические особенности этих участков земной коры.

В равнинной подобласти различается серия равнин, группирующаяся по генезису в аллювиально-дельтовые и аллювиально-озерные, предгорные пролювиальные и аллювиально-пролювиальные. Особо выделяются бессточные котловины эрозионно-дефляционного генезиса.

Среди приподнятых равнин и плато, характеризующихся аккумулятивным рельефом, выделяются районы по основному рельефообразующему агенту в группу аллювиально-озерных, аллювиально-пролювиальных и пролювиальных равнин. Тектонические движения здесь были значительно слабее, чем в соседних горах. Группа районов низменных равнин представлена обширным их генетическим разнообразием. Сюда входят аллювиально-пролювиальные плоские равнины с эоловой переработкой, пролювиальные, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, озерно-дельтовые, аллювиально-дельтовые, озерно-аккумулятивные солончаковые и, наконец, эрозионно-дефляционные котловины. Эти районы характеризуются гипсометрически низкими уровнями. Местами они отделены от горных участков разрывными тектоническими нарушениями, например, вдоль южных склонов Зиаэтин-Зирабулакских и Каратепинских гор, вдоль горного обрамления Ферганской депрессии и в ряде других пунктов.

Среди равнин различаются участки высокоприподнятые, расчлененные сквозными долинами и плоские — с редкими логами. Ближе к горам рельеф равнин более всхолмленный, образованный конусами выноса.

Равнины Приташкентского района и Голодной степи характеризуются ограниченными амплитудами превышений. Их абсолютные высоты на большей части едва достигают 300 м над уровнем моря и лишь у подножия гор увеличиваются до 600—750 м. Осадконакопление и рельефообразование этих равнин находятся в тесной зависимости от примыкающих гор.

В пределах аллювиально-пролювиальной высокоприподнятой всхолмленной равнины расчлененность как по долине Сырдарьи, так и в Голодной степи объясняется современной деятельностью рек. Амплитуда относительного превышения редко достигает 4—5 м.

Слабой расчлененностью характеризуется предгорная пролювиальная пологонаклонная равнина на юге Голодной степи. Периферическая

часть пролювиальной равнины отличается развитием отдельных озер и озерно-солончаковых впадин.

Большая часть территории Ферганской впадины занята конусами выноса рек, берущими начало в окаймляющих впадину горах. Расчлененность поверхности равнины в периферической части густая, но неглубокая. Почти все реки врезаны в свои конуса выноса, образуя сквозные узкие долины с рядом невысоких террас и выступающих в сторону депрессии все более молодых конусов выноса, что свидетельствует о продолжающихся поднятиях гор. В центре Ферганской впадины развита аллювиально-пролювиальная равнина с элементами золотой переработки и солончаками. Она образована сопряжением III надпойменной террасы р. Сырдарьи с конусами выноса боковых притоков. Терраса возвышается на 10—15 м. На ее поверхности много старичных озер, солончаков и фрагментов золотых песчаных образований, обязанных развеванию речных отложений.

Поверхности поймы и низких террас р. Сырдарьи плоские. Руслу на всем протяжении образуют многочисленные изгибы.

I терраса возвышается над урезом на 1,5—2 м, иногда до 4 м; II терраса изрезана оврагами. Среди равнин краевой части платформы широко развит рельеф с золотой переработкой.

Равнинный рельеф как по морфогенезу, так и по морфографическим данным отличается от рельефа непосредственно самой туранской плиты, выделяемой в третью геоморфологическую область — преимущественно развития пластовых равнин молодой платформы. Этот участок земной коры отличается относительно малой подвижностью и спокойным залеганием мезо-кайнозойского покрова.

Особое положение занимает в равнинной области тектонико-денудационный рельеф Султануиздага. Этот участок платформы по своей тектонической мобильности и характеру рельефа имеет сходство с горной частью Кызылкумов, хотя значительно удален от последней. Горы ограничены абсолютной отметкой 485 м. Поверхность водораздела хребта денудирована и отличается мягкостью форм и выровненностью. Глубина расчленения достигает 200 м. У подножия хребта широко развита предгорная пролювиальная равнина с абсолютными отметками минус 200—300 м.

Значительную часть равнинной области занимает плато Устюрт, характеризующееся развитием рельефа пластовых и слабо наклонных моноклинальных структурно-денудационных нерасчлененных равнин. Главным образом, в южной и восточной частях плато имеются бессточные впадины и озерные понижения с солончаками или скоплением мощных соляных толщ на дне. Там же на относительно небольших участках наблюдаются пологие бронированные увалы, лишь слегка осложняющие очень плоскую поверхность плато. К дельте Амударьи и к поверхности моря плато обрывается отвесным уступом (чинком) высотой до 150—200 м. Вдоль берега моря чинк местами осложнен мелкими оползнями. В Южном Приаралье развит рельеф аллювиально-дельтовой, плоской слабо расчлененной равнины, образованной в результате блуждания р. Амударьи, а на востоке — Сырдарьи. На ее поверхности выделяются многочисленные сухие русла (Акчадарьи, Жакадарьи и др.) с прирусловыми валами, местами выполненные незакрепленными и полудзакрепленными песками.

Большая часть дельты Амударьи слабо наклонена с юга на север. Ее уклон составляет около 0,2 м на 1 км (Самойлов, 1952). Река образует здесь широкие русла, пойму, надпойменную террасу, отделенную невысоким уступом. Здесь также местами возвышаются плосковершинные останцы (Кызылджар, Бурылтау, Кушканатау и др.) и участки

перевеваемых барханных, иногда бугристых песков. В рельефе выделяется плоская возвышенность с элементами структурного рельефа Бельтау. Ее относительное превышение достигает 120 м. Она сложена почти горизонтально залегающими палеогеновыми и неогеновыми глинами, песчаниками и конгломератами. Склоны возвышенности, обращенные на юг, крутые, изрезанные мелкими водотоками.

В формировании рельефа Бельтау последнюю роль играли разрывные нарушения. К югу от дельты Султануиздага до Каракульского оазиса вдоль современной долины Амударьи простирается пластовая равнина, отличающаяся относительно спокойным залеганием мезо-кайнозойских отложений на дислоцированном основании. Слабые тектонические движения не способствовали образованию значительных превышений рельефа и накоплению больших мощностей четвертичного покрова. Открытые пространства являлись благоприятными условиями рельефообразующей деятельности ветра. На значительной площади были выдуты и переотложены в виде песчаных форм озерно-дельтовые отложения Палеозарафшана. Особенно широко проявила себя дефляция в восточной части. Здесь также местами возвышаются над равниной небольшие (до 100—200 м) одиночные останцы.

К востоку от дельты Амударьи вдоль Аральского моря простираются плоские слабо наклонные приморские низменности. Высота грядовых песков колеблется от 5 до 30 м. Понижения между ними плоские, местами с солончаками.

В северной части Кызылкумов простирается обширная поверхность на аллювиально-дельтовых и аллювиально-пролювиальных образованиях, перекрывающих мезо-кайнозойские, слабо деформированные породы. Это пластовая равнина Кызылкумского плато, переработанная эоловыми процессами.

Часть вторая

Глава четвертая

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Гидрогеологические условия Узбекистана определяются физико-географическими и геолого-структурными особенностями, по которым выделяются две резко различные гидрогеологические области — восточная горноскладчатая и западная платформенная.

Горноскладчатая область состоит из горных сооружений (Чаткало-Кураминский горный массив, Туркестанский, Зарафшанский, Гиссарский хребты, Нуратинские горы, возвышенности Центрального Кызылкума) и межгорных и предгорных впадин (Приташкентская, Ферганская, Зарафшанская, Сурхандарьинская).

Горные сооружения имеют резко очерченные формы рельефа со скалистыми склонами и глубокими врезами речных долин. Климатические условия подчинены вертикальной зональности. В геологическом строении гор принимают участие в основном сильно дислоцированные и метаморфизованные осадочные породы палеозоя, прорванные интрузиями.

Рельеф поверхности межгорных и предгорных впадин — полого-волнистый, осложнен неглубокими врезами речных долин. Климат характеризуется большим дефицитом влажности. В этих впадинах наблюдается глубокое (до 10 000 м) погружение пород палеозоя, перекрытых мощным чехлом рыхлых слоистых пород мезо-кайнозоя.

Физико-географические и геолого-структурные условия равнинной области отличаются от горной. Равнинный рельеф лишь местами нарушается останцовыми возвышенностями и бессточными котловинами. Климат засушливый, резко континентальный.

Геологическое строение характеризуется погружением на глубину (до 4—5 тыс. м) сильно дислоцированных скальных пород палеозоя. Такое различие природных условий горной и платформенной областей обусловило различие и их гидрогеологических особенностей. Горные сооружения являются областями формирования, а равнинные — областями аккумуляции и рассеивания поверхностного и подземного стока. В горах, сложенных палеозойскими и протерозойскими породами, развиты трещинные, трещинно-карстовые, пластово-трещинные, трещинно-жильные воды, преимущественно неглубокой циркуляции. Во впадинах залегают водоносные горизонты с высоконапорными водами, образующими артезианские бассейны.

Характерным для описанных впадин являются большие запасы подземных вод. Наличие воднорастворимых солей в разрезе обуславливает формирование подземных вод повышенной минерализации в нижней части разреза. Пресные воды формируются обычно в верхней части разреза.

Равнинно-платформенная область характеризуется развитием крупных артезианских бассейнов, разделенных структурными поднятиями палеозойского фундамента и аккумулирующих сток с горных областей. В отличие от артезианских бассейнов в горноскладчатой области грунтовые воды развиты весьма ограниченно. Здесь преобладают напорные водоносные горизонты, приуроченные к отложениям мелового и юрского возраста.

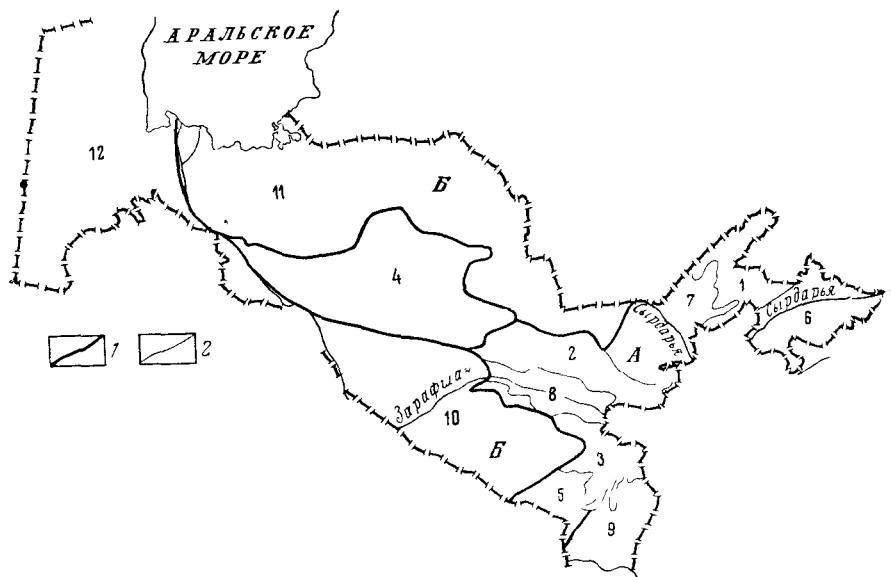


Рис 21. Схема гидрогеологического районирования Узбекской ССР

1 — граница между гидрогеологическими областями, 2 — граница между гидрогеологическими районами первого порядка

Буквы и цифры на карте А — Тянь-Шанская горноскладчатая гидрогеологическая область (1—9) 1 — Чаткало-Кураминская группа бассейнов трещинных вод, 2 — Нуrata Туркестанская группа бассейнов трещинных вод, 3 — Гиссаро-Зарафшанская группа бассейнов трещинных вод, 4 — Центрально-Кызылкумская группа бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов, 5 — Горноскладчатый артезианский бассейн юго-западных отрогов Гиссара, 6 — Ферганский артезианский бассейн, 7 — Приташкентский артезианский бассейн, 8 — Зарафшанский артезианский бассейн, 9 — Сурхандарьинский артезианский бассейн

Б — Туранская платформенная гидрогеологическая область (10—12) 10 — Амударьинский артезианский бассейн, 11 — Сырдарьинский артезианский бассейн, 12 — группа Устьюртских артезианских бассейнов

В артезианских бассейнах такие свойства, как водообильность, качество, количество, характер и глубина циркуляции подземных вод, обусловлены коллекторскими свойствами водосодержащих пород, гипсометрическим положением областей питания и разгрузки, а также глубиной погружения водоносных комплексов.

Как видно из вышеизложенного, основные гидрогеологические особенности территории республики определяются ее геолого-структурным положением. Это позволяет нам в основу гидрогеологического районирования положить геолого-структурный принцип и выделить следующие гидрогеологические области и районы (рис. 21).

А. Горноскладчатая область соответствует постплатформенной орогенической области. В ее пределах выделяются два типа структур: горные сооружения, к которым приурочены бассейны трещинных вод, предгорные и межгорные впадины, представляющие собой артезианские бассейны. Особо выделяется район юго-западного погружения Гиссарской мегантиклинали, представляющий собой сочетание взаимо-

связанных мелких артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод — горный артезианский бассейн.

В горноскладчатой области выделяются следующие гидрогеологические районы: 1) Чаткало-Кураминская группа бассейнов трещинных вод; 2) Нурата-Туркестанская группа бассейнов трещинных вод; 3) Гиссаро-Зарафшанская группа бассейнов трещинных вод; 4) Центральнo-Кызылкумская группа бассейнов трещинных вод и артезианских бассейнов; 5) горный артезианский бассейн юго-западных отрогов Гиссара; 6) Ферганский артезианский бассейн; 7) Приташкентский артезианский бассейн; 8) Зарафшанский артезианский бассейн; 9) Сурхандарьинский артезианский бассейн.

Б. Туранская платформенная артезианская область состоит из крупных синеклиз, к которым приурочены следующие гидрогеологические районы: 10) Амударьинский артезианский бассейн; 11) Сырдарьинский артезианский бассейн; 12) группа Устюртских артезианских бассейнов.

По выделенным районам ниже дается описание гидрогеологических условий.

В описании для определения типов вод по степени минерализации приняты следующие градации: пресные воды — до 1 г/л; солоноватые — 1—3 г/л; слабо соленые — 3—10 г/л; соленые — 10—35 г/л, сильно соленые — 35—75 г/л, рассолы — более 75 г/л. Кроме того, на участках с пестрой минерализацией выделяются подземные воды с плотным остатком до 5 г/л, до 10 г/л, до 35 г/л.

Классификация подземных вод по химическому составу в тектонической дана по С. А. Шукареву — от иона с большим содержанием к иону с меньшим содержанием. При этом учитывались ионы, содержание которых превышает 25 мг-экв%.

Глава пятая

ОПИСАНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

А. ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ ГОРНОСКЛАДЧАТАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКАЯ ГРУППА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Чаткало-Кураминская группа бассейнов трещинных вод расположена в северо-восточной части Узбекистана. На западе эта территория граничит с Приташкентским, а на юго-востоке — с Ферганским артезианскими бассейнами. Большая часть района расположена в Ташкентской области и только юго-восточная его часть входит в Ферганскую область.

Район охватывает юго-западные окончания хребтов, Каржантауского, Пскемского, Чаткальского, Кураминского и Моголтау (рис. 22). Все они имеют западное простирание с убыванием высот от 3800—4500 до 600—500 м в этом же направлении.

Рельеф приводораздельных частей хребтов высокогорный, с гляциальными эрозионными и структурными формами. Абсолютные отметки 2000 м. Глубина эрозионного вреза достигает 1500—1200 м. В направлении погружения горных сооружений и к долинам рек рельеф переходит в среднегорный (глубина вреза 800—1000 м), абсолютные отметки 1000—2000 м, с широким развитием структурных форм и более выровненными водораздельными поверхностями. Наибольшей выровненностью характеризуется Ангренское плато. Однако и здесь имеются эрозионные врезы, достигающие 1000 м. Среднегорный рельеф сменяется низкогорьем с глубиной эрозионного вреза до 200 м и абсолютными отметками 1000 м.

Гидрографическая сеть района представлена реками Пскем, Ушам, Коксу, Чирчик, Ахангаран, Чадак, Гава и многочисленными их притоками. Среднегодовой расход р. Чирчика у места выхода ее из гор (пос. Ходжикент) равен $224 \text{ м}^3/\text{сек}$, а расход двух ее составляющих рек Пскем и Коксу перед слиянием их с основной водной артерией соответственно составляет $82,6$ и $21,4 \text{ м}^3/\text{сек}$. Среднегодовой расход р. Ахангарана в пос. Турк равен $21,9 \text{ м}^3/\text{сек}$. Составляющие реки Чирчик и Ахангаран имеют расходы от 0,2 до $6,8 \text{ м}^3/\text{сек}$. Среднегодовые расходы рек южного склона Кураминского хребта соответственно равны $2,96$ и $5,1 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Климат района типично горный. Среднегодовое количество атмосферных осадков колеблется от 250—300 мм в год. Среднегодовая температура воздуха не превышает 10°C . Большая часть атмосферных осадков выпадает в зимне-весеннее время, на низких абсо-

лютных отметках в виде дождя и снега, а на высоких (2000 м и более) в основном в твердом виде. Распределение климатических факторов по высоте подчиняется законам вертикальной зональности. Обилие атмосферных осадков высокогорий обеспечивает хорошие условия водообмена.

В геологическом отношении район сложен в основном осадочными изверженными палеозойскими породами. Самыми древними являются кембрийские, представленные слюдястыми сланцами, гнейсами и гранитами мощностью более 1000 м. Отложения кембрия распространены незначительно. Они известны только в Чаткальском и Пскемском хребтах и представлены толщей (до 1000 м) кремния, сланцев, песчаников, известняков и доломитов с прослоями эффузивов. Отложения ордовика известны в пределах Пскемского хребта и в юго-западной части района. Они представлены мощной толщей переслаивающихся аргиллитов, кремнистых сланцев, доломитов и известняков общей мощностью свыше 2000 м. Отдельные выходы ордовика известны в северных предгорьях Чаткальского хребта. Отложения силура (нижний силур) распространены ограниченно и представлены переслаивающимися алевролитами, песчаниками, сланцами, известняками, конгломератами и гравелитами с прослоями эффузивов и туфов среднего и кислого состава. Общая мощность отложений достигает 2300 м.

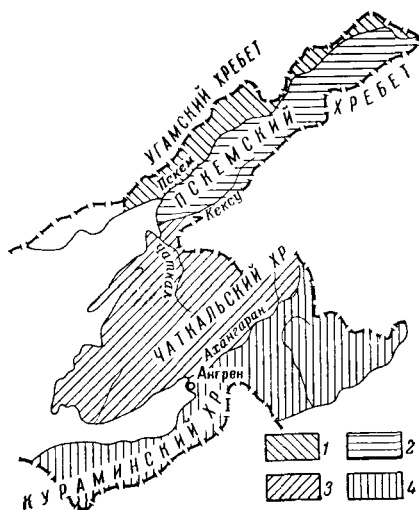


Рис. 22. Схематическая карта гидрогеологического районирования Чаткало-Кураминской группы бассейнов трещинных вод

Бассейны трещинных вод: 1 — Угамский, 2 — Пскемский, 3 — Чаткальский; 4 — Кураминский

Отложения среднего палеозоя несогласно перекрывают ордовик-силурийские породы. В нижней части разреза на северном склоне Кураминского хребта и на водоразделе Чирчика и Ахангарана они сложены нижнедевонскими эффузивами с прослоями туфов, туфолав, песчаников и конгломератов мощностью от 1900 до 2100 м.

Выше, на небольших площадях в бассейне р. Чирчика, с угловым несогласием залегают породы среднего и верхнего девона — песчаники и конгломераты, а также алевролиты и мергели с отдельными прослоями известняков. Мощность колеблется от 890 до 1320 м. Остальная часть разреза осадочной толщи среднего палеозоя представлена известняками девона и нижнекаменноугольной системы (мощностью 4000—5000 м), которые широко развиты в бассейне р. Чирчика и в виде отдельных тектонических блоков на юго-западе района.

Верхняя часть нижнего карбона, пермь и триас представлены эффузивами, состоящими из андезитовых, дацитовых и кварцевых порфиров, а также липаритовых порфиров, их туфов и туфолавов с прослоями песчаников, конгломератов и редко известняков. Наблюдается значительное увеличение мощности осадочных пород в верхней части палеозоя. Выходы их закартированы в западной и юго-западной частях района.

Породы осадочного комплекса палеозоя и эффузивы прорваны многочисленными интрузиями, которые имеют наибольшее площадное развитие в Чаткальском и Кураминском хребтах, а также в верховьях

р. Пскема. Они представлены плагиогранитами, аляскитами, гранитами, адамелитами, кварцами и др.

На Ангренском плато, южном склоне Кураминского хребта и в долине Пскема на небольших участках развиты песчаники и конгломераты мелового, палеогенового и неогенового возраста, а также песчано-галечниковые отложения четвертичного возраста.

В тектоническом отношении район охватывает западную часть Чаткало-Кураминского мегантиклинория, характеризующегося складчато-глыбовой структурой с наличием большого количества разломов и зон дробления, которые обусловили интенсивную трещиноватость пород. Здесь выделяются Чаткальский и Кураминский мегантиклинории, разделенные Ангренским прогибом, и горы Моголтау.

Гидрогеология района изучена неравномерно. Наиболее детально изучены территории, прилегающие к рудникам.

Гидрогеологические условия этой группы бассейнов весьма сложны и в пределах района неодинаковы, что и определяет выделение гидрогеологических районов третьего порядка. Северная часть района (Чаткальский хребет) сложена преимущественно карбонатными породами морского генезиса. Здесь развиты трещинные и трещинно-карстовые воды глубокой циркуляции, определяющие значительные запасы подземных вод и довольно устойчивый их режим. В южной части района (Кураминский хребет), сложенной эффузивными и интрузивными породами, подземные воды циркулируют в трещиноватой зоне. В долине р. Ахангарана, сложенной осадочными породами мезо-кайнозоя, развиты поровые, межпластовые и напорные воды. Таким образом, в пределах гидрогеологического района выделяются: Угамский, Чаткальский, Кураминский и Пскемский бассейны трещинных вод.

В пределах района выделяются следующие водоносные горизонты, комплексы и подземные воды трещинных зон.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений (alQ) распространен в долинах рек Пскема, Чаткала, Чирчика и Ахангарана. Ввиду незначительной площади распространения водоносный комплекс на гидрогеологической карте (приложение I) не выделен. Водовмещающими породами являются галечники, пески, конгломераты и суглинки. Выходы грунтовых вод (в местах глубоких эрозионных пропиллов) приурочены к контактам конгломератов и галечников с подстилающими неогеновыми глинами и мергелями. Мощность водоносных пород изменяется от 10 до 50 м. Глубина залегания уровня грунтовых вод колеблется от 3 до 15—20 м. На отдельных участках грунтовые воды выклиниваются в виде родников и мочажин. Общее направление движения грунтовых вод определяется ориентацией гидрографической сети.

Водообильность пород по площади различная. В верховьях водотоков породы слабо обводнены. Расходы родников не превышают 0,1—0,2 л/сек. При расширении водосборной площади питания и значительной глубине эрозионного вреза расходы родников увеличиваются от 1—2 до 30—40 л/сек. К числу их относится группа источников, выклинивающихся из галечников Ходжикентской террасы, у сел. Чарвак и Ходжикент, а также из аллювия р. Угама на участке долины от ее устья до с. Хумсан.

Дебиты скважин изменяются от 1 до 30 л/сек при понижениях уровня на 1,5—30,0 м. Удельные дебиты изменяются от 0,2 до 21,0 л/сек.

Коэффициент фильтрации пород колеблется от 1 до 30 м/сутки и зависит от наличия в разрезе конгломератов и суглинистых прослоев

(Зегельман, 1961). Грунтовые воды водоносного комплекса пресные, плотный остаток не превышает 0,5 г/л. Общая жесткость составляет 1,78—4,74 мг-экв/л. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные, кальциево-магниевые, иногда натриево-кальциевые.

Питание грунтовых вод осуществляется за счет атмосферных осадков и происходит путем фильтрации поверхностного стока и дренирования трещинных вод палеозоя.

Грунтовые воды долин широко используются для водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий.

Водоносный комплекс олигоцен-миоценовых и палеогеновых отложений ($Pg_3—N_1$; Pg) имеет ограниченное площадное распространение и изучен очень слабо. Поэтому оба комплекса описаны совместно. Они развиты в верховьях бассейна р. Ахангарана на локальных площадях, в бассейне р. Пскема и на южном склоне Кураминского хребта. Представлены отложения переслаивающейся толщей песков, песчаников, глин, алевролитов и конгломератов. Полная мощность их на Ангреномском плато не вскрыта; на остальных участках она не превышает первых десятков метров. Сведения о водоносности этих комплексов имеются только по четырем родникам. Дебиты их составляют от 0,2 до 5,0 л/сек. Выклинивание наблюдается в местах глубоких эрозионных пропилов и по бортам долин рек. Минерализация воды не превышает 0,5 г/л. Тип воды гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Температура воды близка к среднегодовой температуре воздуха и колеблется от 9 до 10° С.

Основным источником питания грунтовых вод являются атмосферные осадки. Область питания совпадает с областью разгрузки. Пронифльтровывавшаяся часть атмосферных осадков по порам и трещинам движется к местам эрозионных пропилов и выклинивается в виде исходящих родников.

Ограниченность распространения и отсутствие условий для накопления значительных запасов не позволяют рекомендовать их для использования в народном хозяйстве.

Подземные воды трещинной зоны пермотриаса и перми распространены ограниченно на юго-западе Каржантауского и Чаткальского хребтов. Водовмещающими породами являются трещиноватые эффузивы, состоящие из андезитовых, дацитовых, кварцевых, липаритовых порфиров и их туфов, туфолав с прослоями песчаников, конгломератов, реже известняков.

Общее направление движения подземных вод согласуется с рельефом местности. Глубина залегания уровня зависит от мощности зоны выветривания рельефа местности и изменяется от 0—5 м в тальвегах долин до 50—60 м на водоразделах. Уклон зеркала подземных вод составляет 0,005—0,006. Водообильность эффузивов отличается большой пестротой. Дебиты родников изменяются от тысячных долей до нескольких литров в секунду.

Значение минимального модуля подземного стока колеблется от 1,1 до 6,5 л/сек/км².

Подземные воды эффузивной толщи в основном ультрапресные — до 0,5 г/л и пресные — до 1 г/л по типу гидрокарбонатные кальциевые, иногда с повышенным содержанием сульфатов магния и натрия.

Режим трещинных вод крайне непостоянен в годовом разрезе и полностью зависит от климата. Наиболее высокие уровни и расходы наблюдаются весной, в период выпадения осадков. Осенью расходы резко сокращаются, часть родников пересыхает.

Подземные воды трещинной зоны каменноугольных пород распространены широко и представлены эффузивно-осадочной и карбонатной толщами.

Подземные воды в эффузивно-осадочной толще распространены в пределах Кураминского и Каржантауского хребтов и Чирчик-Ангренского водоразделов.

Мощность зоны региональной трещиноватости, по данным разведки в Ангренском угольном карьере (Бородин, 1960), колеблется от 42 до 79 м, на руднике Алтын-Топкан от 60 до 80 м, в районе Чадакской группы месторождений (Волкова, 1957) от 50 до 70 м. В среднем она равна 55—75 м.

На площади распространения эффузивно-осадочных пород карбона развиты трещинные грунтовые воды и лишь в зонах тектонических нарушений встречаются трещинно-жильные напорные, нередко самоизливающиеся воды. Общее направление движения трещинно-грунтовых вод согласуется с рельефом местности. Глубина залегания уровня грунтовых вод в тальвегах долин равна 0—5 м, на водоразделах — 15—110 м. Уклон зеркала подземных вод составляет 0,005—0,007. Исключением являются трещинно-жильные воды зон разломов, где направление движения определяется простираемостью зон дробления. Подземные воды зон разломов вскрываются на глубинах 70—120 м и более. Мощность зон дробления достигает 40—150 м (Ткаченко, Фоменко и др., 1960).

Вследствие неравномерной трещиноватости водообильность эффузивно-осадочных пород отличается пестротой. Дебиты выклинивающихся родников колеблются от тысячных долей до 10 л/сек. Преобладают от 0,01 до 1,9 л/сек. В распределении дебитов родников, в зависимости от литологического состава водосодержащих пород и климатических факторов, устанавливаются определенные закономерности (Круковский, 1961). Водопроявления из песчаников и конгломератов очень редки, родники малodeбитные (0,04—0,5 л/сек). Наиболее водообильными являются эффузивные породы. Дебиты родников колеблются от 0,1 до 3,0 л/сек. Зоны тектонических нарушений играют роль основных коллекторов подземных вод. Поэтому к ним приурочены родники с расходами от 1—2 до 10 л/сек. О водообильности эффузивно-осадочных пород на глубину имеются незначительные сведения. Исследованиями в долине р. Джигиристан-сая (Бородин, 1960) установлено, что значения удельного дебита скважин, вскрывших эффузивы, колеблются от 0,00001 до 0,027 л/сек при понижениях от 2,5 до 25,0 м. Значения коэффициента фильтрации изменяются от 0,08 до 25,9 м/сутки.

В Ангренском угольном карьере № 1 удельные дебиты скважин из этих же пород изменяются от 0,023 до 0,071 л/сек, при незначительном коэффициенте фильтрации, равном 17,2 м/сутки. Приведенные данные свидетельствуют о слабой водообильности эффузивных пород.

По данным Н. П. Чуршиной (1940), величина минимального родникового стока на юго-западном окончании хр. Каржантау изменяется от 2,2 до 10,4 л/сек/км².

В пределах района значение минимального модуля подземного стока колеблется от 1,1 до 6,5 л/сек/км². Наибольшие значения — 6,5 л/сек/км² — характерны для эффузивно-осадочных пород долины р. Чирчика. На водоразделах Ангrena и Чирчика величина его уменьшается до 2,7 л/сек/км². По бортам долины р. Ахангарана она колеблется от 1,1 до 4,8 л/сек/км².

По физическим свойствам вода прозрачна, без цвета, без запаха, температура ее изменяется от 9 до 17°С и соответствует среднегодовому значению температуры воздуха. Реакция воды слабокислая и обус-

ловлена наличием значительного количества сульфидных месторождений полезных ископаемых. На отдельных участках, где отсутствует оруденение, распространены воды со слабощелочной реакцией.

По степени минерализации подземные воды района в основном относятся к ультрапресным и пресным с минерализацией до 0,5 г/л. Однако встречаются родники с минерализацией воды до 1,0 г/л и очень редко — до 1,5—2,0 г/л. Увеличение величины минерализации воды происходит в периферической части Кураминского и Чаткальского хребтов, что связано с плохим дренированием и в зонах разломов, где глубина залегания урвия воды значительна.

Исследованиями Г. Л. Круковского и др. (1963) установлено, что величина минерализации подземных вод в отложениях осадочной толщи выше, чем в эффузивах (песчаниках, конгломератах, брекчиях).

По типу минерализации подземные воды в большинстве случаев гидрокарбонатные кальциевые с повышенным содержанием сульфатов магния и натрия. Тип минерализации зависит от литологического состава водовмещающих пород. В песчаниках, конгломератах и туфобрекчиях воды сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриево-магниевого. Воды, заключенные в эффузивных породах, гидрокарбонатно-сульфатные.

Родники, вытекающие из эффузивно-осадочных пород карбона, широко используются для водоснабжения горнорудных предприятий, а также для мелкооазисного орошения в долинах рек. Ограниченность запасов подземных вод позволяет рекомендовать их лишь для водоснабжения небольших населенных пунктов.

Подземные воды карбонатной толщи развиты в бассейнах рек Пскема и Чаткала, а также на небольших участках по периферии Чаткальского и Кураминского хребтов. Они приурочены к трещиноватым известнякам, мергелям и мраморам.

Мощность зоны региональной трещиноватости, по данным разведочных выработок, равна 80—100 м, причем трещиноватость на глубину и по площади неравномерна. Коэффициент трещиноватости колеблется от 0,4 до 4,8%. Наибольших значений трещиноватость достигает в зонах разломов, вследствие чего на этих участках интенсивно развиваются карстовые пустоты. В известняках в основном развиты трещинно-грунтовые воды, но на участках развития карста — воды карстовые, а в зонах тектонических нарушений — трещинно-карстовые. Глубина залегания подземных вод в зависимости от гипсометрического положения колеблется от 0 до 100 м. Нередко скважины, пройденные в зонах разломов, дают самоизлив с напором до 7 м (Бородин, 1960).

Подземные воды всех типов гидравлически связаны между собой. Гидравлический уклон зеркала грунтовых вод равен 0,001—0,005. Направление движения трещинно-карстовых вод определяется простираанием и погружением тектонических нарушений и в общем имеет направление с северо-востока на юго-запад и от водоразделов основных хребтов к долинам рек Пскема, Угама, Ахангарана, Чирчика.

Из-за неравномерной трещиноватости степень водообильности пород бывает резко различной. Дебиты родников изменяются от десятых долей до ста литров в секунду, преобладают — от 1 до 10 л/сек. В распределении родников по водообильности наблюдаются определенные закономерности. Дебиты родников трещинно-грунтовых вод колеблются от 0,1 до 10 л/сек. Увеличение расхода при прочих равных условиях происходит с увеличением глубины эрозионного вреза. Именно поэтому на высоких гипсометрических отметках выклиниваются родники с дебитом 2,5—5,0 л/сек, а на низких — 0,1—0,5 л/сек.

Более мощные родники приурочены к большим карстовым пустотам. Расходы их достигают 80—250 л/сек (группа родников — Ходжикент и Куль-Ата).

Мощные родники с расходами более 10—20 л/сек приурочены к крупным тектоническим нарушениям. К Бричмуллинскому надвику палеозойских известняков приурочены родники с дебитом 25—100 л/сек (родн. Бричмулла, Якка-Тут, Устери, Карасай, Чаварсай, Кулябсай, Богустонсай, Карабулак). Родники с большими расходами 5—20 л/сек приурочены к тектоническим контактам известняков с изверженными породами. Такого типа родники известны в долине рек Ак-Булака, Майдантала, Чимгана — по северному склону Кураминского хребта. Общая величина модуля подземного стока в известняках колеблется от 6,8 до 11,5 л/сек с 1 км².

О водообильности известняков на глубину имеются незначительные сведения. Исследованиями по северному склону Кураминского хребта (Ткаченко, Фоменко и др., 1960) установлено, что значение удельных дебитов скважин колеблется от 0,1 до 3,1 л/сек. При понижении уровня воды на 0,5—22,4 м дебиты скважин достигали 0,12—3,5 л/сек. Значения удельного водопоглощения колеблются от 0,00003 до 0,08 л/сек. Величина коэффициента фильтрации изменяется от 0,2 до 3—6 м/сутки.

По физическим свойствам вода известняков пресная, без цвета и без запаха. Температура ее изменяется от 10 до 24°С, преобладают значения 10—14°С. Увеличение температуры воды до 24°С наблюдается в зонах тектонических разломов.

Подземные воды имеют слабокислую реакцию (рН 6,6—7,5).

По степени минерализации подземные воды ультрапресные и пресные (до 0,5 г/л). Исключение составляют родники зон разломов, где величина минерализации достигает 1,0 г/л. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатно-кальциевые магниевые, иногда с повышенным содержанием сульфатов и натрия. Воды зон тектонических нарушений сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые, в некоторых родниках сульфат иона заменен хлором. Такое изменение в величине минерализации подземных вод и химическом составе происходит вследствие глубокой циркуляции.

Режим подземных вод карбонатных пород находится в прямой зависимости от атмосферных осадков. Минимальное положение уровня и расходов родников приходится на декабрь — январь, максимальное — на апрель — май. Наблюдается резкий подъем уровня грунтовых вод и увеличение расхода родников с февраля по март. Родники зон разломов отличаются постоянством расходов. Подземные воды используются для водоснабжения населенных пунктов, горнорудных предприятий и мелкооазисного орошения. Запасы их значительны, а поэтому они могут быть рекомендованы для широкого использования в народном хозяйстве.

Подземные воды трещинной зоны силура и девона (S+D) развиты на небольших участках в бассейне р. Пскема. Водовмещающими являются осадочные породы — песчаники, алевролиты, конгломераты и сланцы.

Грунтовые воды приурочены к выветрелой зоне мощностью от 40 до 50 м. Глубина залегания подземных вод изменяется от 0 до 100 м. Степень трещиноватости пород и общая водообильность их плохо изучена. Расходы родников колеблются от 0,003 до 0,6 л/сек и редко от 5 до 8 л/сек.

По физическим свойствам воды пресные, без цвета и без запаха, температура их изменяется от 9,5 до 16°С. Общая минерализация во-

ды составляет 0,5 г/л. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевого.

Подземные воды трещинной зоны интрузивных пород распространены в восточной и юго-восточной частях Кураминского хребта, а также на небольших участках по периферии Чаткальского хребта и в верховьях р. Пскема. Водоносность пород обусловлена региональной трещиноватостью, развитой на глубину 30—50 м, а также локальной трещиноватостью, распространенной на большую глубину. Ширина зон разломов колеблется от 30—40 до 500 м (Х. М. Абдулаев).

Подземные воды в интрузивных породах встречаются по всей площади их развития. Глубина залегания зависит от гипсометрического положения по отношению к долинам рек и саев, а также от степени дренированности территории. На водораздельных участках она равна 10—50 м. По бортам и тальвегам долин наблюдаются многочисленные нисходящие, а иногда — восходящие родники. На большей части территории района развиты трещинные грунтовые воды. К зонам тектонических нарушений приурочены трещинно-жилые напорные воды. Глубина залегания зависит от дренированности зоны разлома местной гидрографической сетью. Поэтому иногда из зон разломов выклиниваются восходящие родники, а скважины вскрывают трещинно-жилые воды на глубинах от 50 м и более.

Общее направление движения трещинно-грунтовых вод определяется рельефом местности. Уклоны зеркала подземных вод составляют 0,005—0,01.

Интрузивные породы характеризуются неравномерной обводненностью. Расходы родников колеблются в широких пределах — от 0,05 до 8,0 л/сек. Расходы родников в пределах Чаткальского и северо-восточной части Кураминского хребтов изменяются от 0,1—0,5 до 2—3 л/сек. В юго-западной части Кураминского хребта они меньше и в среднем составляют от 0,05—0,02 до 0,5—0,8 л/сек. Так, по данным Н. М. Чуршиной (1940), в пределах хр. Каржантау модуль родникового стока колеблется от 3 до 13 л/сек с 1 км². В пределах всей площади распространения обводненных интрузивных пород величина минимального модуля подземного стока колеблется от 1 до 5,8 л/сек с 1 км². Наибольшие значения модуля подземного стока (5,4—5,8 л/сек с 1 км²) наблюдаются в верховьях р. Ахангарана. К юго-востоку от него (в бассейнах рек Чадак, Гава) величина его уменьшается до 1,8—2,92 л/сек с 1 км², а вниз по левобережью реки устанавливается закономерное уменьшение минимального модуля родникового стока от 3,4 до 1,04 л/сек с 1 км².

Расходы родников зон тектонических нарушений составляют 1—4, иногда 6—10 л/сек. По северному склону Кураминского хребта установлена двойная роль разломов в обводненности района. При совпадении направления простираения разломов с гидрографической сетью тектонические нарушения играют роль водовыводящих каналов. При северо-восточном и широтном простираении разломов трещинно-грунтовые воды перехватываются или поглощаются ими на водораздельных участках и затем выклиниваются из разломов в наиболее пониженных частях долин рек. Примером может служить наличие родников с большими дебитами в саях: Каракия, Алмалык, Накпай, Шаугаз.

Для характеристики степени водообильности интрузивных пород на глубину имеются весьма отрывочные сведения. Исследованиями Средазгидропроекта (Зегельман, 1961) в долине р. Чаткала установлено, что гранодиориты имеют коэффициент фильтрации от 0,3 до 7,9 м/сутки. В районе рудника Алмалыка, по данным Ткаченко (1960), удельный дебит скважин колеблется от 0,001 до 1,30 л/сек при пониже-

ниях уровня от 0,2 до 43,2 м. Значения коэффициента фильтрации варьируют от 0,01 до 0,57 м/сутки.

Водообильность пород резко возрастает в зонах разломов. Исследованиями А. И. Чанышевой и В. Н. Ткаченко (1960) в Алмалыкском районе установлено, что из скважин зоны Кальмакырского разлома получен дебит 3,5—4,9 л/сек при понижении на 28,0 м. Скважины, вскрывшие центральный разлом, дали самоизлив 0,25—4 л/сек при удельном дебите 1,8 л/сек. Характерной особенностью водообильности зон тектонических разломов является повышение удельного дебита с глубиной. При углублении на 60 м водоприток в скважине увеличился с 0,81 до 3,1 л/сек.

По физическим свойствам подземные воды прозрачные, без цвета и запаха, температура воды изменяется от 7 до 18°С. Увеличение температуры воды в зонах тектонических разломов устанавливается до 18—20°С. Подземные воды интрузивных пород в большинстве имеют слабокислую реакцию (рН 6,6—7,6). На отдельных участках встречаются воды со слабощелочной реакцией. По степени минерализации подземные воды района ультрапресные и пресные (до 0,5 г/л). По химическому составу они гидрокарбонатные кальциево-магниевого, иногда с повышенным содержанием сульфатов и натрия. Наибольшей пестротой химического состава подземных вод отличается юго-западная часть Кураминского хребта. Здесь величина минерализации воды возрастает в отдельных родниках до 1,20—3,7 г/л, а тип минерализации становится гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниевым и сульфатно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым.

Исследованиями Г. Л. Круковского установлено увеличение минерализации и изменение типа подземных вод на контактах интрузивных пород с песчано-сланцевыми и метаморфизованными породами палеозоя, а также с осадочно-эффузивными породами. Такое положение обусловлено тем, что по контактам пород происходили наиболее активно процессы их гидротермального изменения и ассимиляция. Это создавало благоприятные условия для обогащения циркулирующих подземных вод ионами сульфатов. Нередко описанный контакт носит тектонический характер, в пределах которого подземные воды имеют большую глубину и длительный путь циркуляции. Вследствие этого минерализация подземных вод повышается до 1—3 г/л и тип воды становится сульфатно-гидрокарбонатным кальциево-магниевым, иногда — натриевым.

Режим подземных вод интрузивных пород повторяет режим атмосферных осадков. Максимальные дебиты родников приходятся на март — май. Затем следует спад до октября — ноября. С ноября по февраль устанавливаются минимальные дебиты с небольшими отклонениями, вызываемыми осенне-зимними осадками. Аналогичные изменения уровня подземных вод наблюдаются в скважинах. Исключение составляет режим трещинно-жильных вод зон разломов. В области питания режим их аналогичен вышеописанному, а по мере удаления от нее наблюдается отставание в наступлении максимальных и минимальных положений уровня и дебитов, затем полная независимость от режима атмосферных осадков.

Родники из трещинных вод интрузий широко используются для водоснабжения рудников, населенных пунктов и для водопоя скота.

НУРАТА-ТУРКЕСТАНСКАЯ ГРУППА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Расположена в пределах центральной части Узбекистана. Большая часть района входит в Самаркандскую область и лишь незначительная часть на западе — в Сырдарьинскую область.

Описываемая группа бассейнов трещинных вод расположена в центре между пятью артезианскими бассейнами — Приташкентским, Сырдарьинским, группой Центрально-Кызылкумских, Амударьинским и Зарафшанским.

В рельефе район представлен серией горных массивов северо-западного простирания (окончание Туркестанского хребта и его продолжение Нуратинские горы), разделенных между собой межгорными впадинами (Галляаральская, Койташская, Кушрабадская, Нуратинская и Арасайская) и долиной р. Санзара. Склоны крутые, без скалистых форм, с относительными превышениями 100—500 м. Только наиболее высокогорные части характеризуются скалистым труднодоступным рельефом с относительными превышениями водоразделов над руслами рек 600—700 м. Рельеф межгорных впадин холмистый, с отметками, изменяющимися от 400—500 до 700—800 м. Климат района континентальный, пустынный. Количество выпадающих осадков колеблется от 270 до 540 мм. Максимальная среднемесячная температура достигает 23—25°С, а минимальная — минус 1—3,9°С.

Гидрографическая сеть района представлена маловодными реками, мелкими ручьями и временными водотоками. В восточной части района протекает р. Санзар, с расходом от 1 до 15 м³/сек, с северного склона Северо-Нуратинского хребта начинаются реки Карасу, Тусун, Актепе. Расходы их непостоянны и изменяются от тысячных долей до 1—3 м³/сек. На остальной площади формируются временные водотоки с расходами 2—5, редко до 10—15 л/сек.

В геологическом строении района принимают участие осадочные отложения четвертичного, неогенового и палеогенового возраста, а также осадочно-метаморфические и изверженные породы палеозоя.

Четвертичные отложения широко развиты на площади межгорных впадин, в бассейне р. Санзара и по долинам временно действующих водотоков в горах. Представлены они в основном песчано-гравелисто-галечниковыми отложениями, песчаниками, конгломератами и в меньшей степени — суглинками, супесями и песками общей мощностью до 150—200 м и более. Неогеновые (плиоценовые) отложения развиты в предгорьях Туркестанского хребта и отдельными пятнами — в южной части Северо-Нуратинских гор. Сложены они толщей переслаивающихся конгломератов, песков, аргиллитов и суглинков. Палеогеновые отложения распространены в Нуратинской котловине и представлены загипсованными глинами. Разрез осадочно-метаморфической толщи палеозоя начинается отложениями карбона, которые распространены на северной окраине Северо-Нуратинского хребта и на месторождении Койташ. Литологически они представлены известняками, песчаниками и сланцами. Залегающие ниже девонские отложения ограниченно распространены в Туркестанском и Северо-Нуратинском хребтах. Они представлены известняками и доломитами. Нерасчлененные девоно-силурийские отложения развиты в северо-западной части Южно-Нуратинского и на юго-западе Северо-Нуратинского хребтов, где они состоят из известняков и мраморов. Наиболее широко распространены нижнесилурийские отложения. Они представлены песчано-глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками и известняками. На некоторых участках западной части Северо-Нуратинского хребта обнажаются на небольших площадях отложения ордовика. Палеозойский осадочный комплекс пород прорван многочисленными интрузиями гранитов, гранодиоритов и диоритов, которые получили наиболее широкое развитие в западной части Нуратинских гор.

В геолого-структурном отношении район представляет собой сложнопостроенный антиклинорий со складками второго и третьего поряд-

ка, разорванный многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Последнее обусловило значительную трещиноватость пород палеозойских отложений. Мощность зоны активной трещиноватости исчисляется десятками метров.

Описываемый район в гидрогеологическом отношении изучен крайне неравномерно. Наиболее детальные исследования проводились в горах, на площадях, примыкающих к рудникам, и в межгорных впадинах, вблизи совхозов и населенных пунктов.

Гидрогеологические условия района характеризуются наличием бассейнов трещинных вод в пределах палеозойских горных массивов и бассейнов грунтовых вод во внутригорных впадинах (рис. 23).

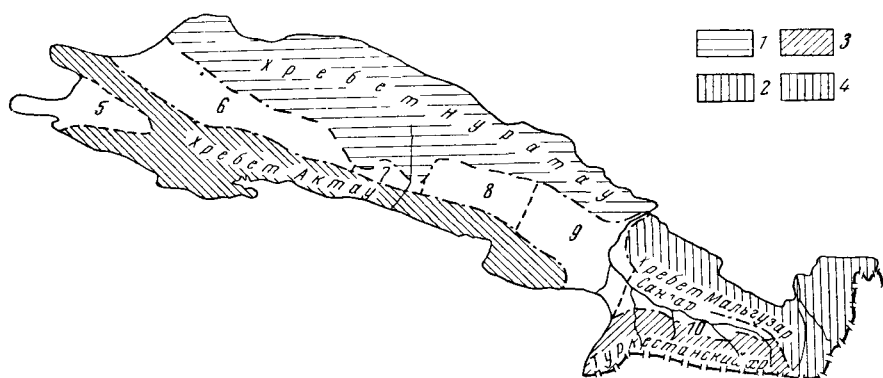


Рис. 23. Схематическая карта гидрогеологического районирования Нурата-Туркестанской группы бассейнов трещинных вод.

Бассейны трещинных вод 1 — Северо-Нуратинский, 2 — Мальгузарский, 3 — Туркестанский, 4 — Южно Нуратинский (Актау). Бассейны грунтовых вод (цифры на карте) 5 — Орасайский, 6 — Нуратинский, 7 — Қошрабатский, 8 — Койташский, 9 — Гатля Аральский, 10 — Санзарский.

К палеозойским породам приурочены трещинные и трещинно-карстовые воды трещинной зоны. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. В связи с малым количеством осадков и сильной расчлененностью рельефа запасы их ограничены.

Во внутригорных впадинах распространены поровые грунтовые воды, приуроченные к рыхлым четвертичным и неогеновым отложениям. Питание их происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и вод поверхностных водотоков, стекающих с гор.

В пределах описываемого гидрогеологического района выделяются районы 3-го порядка: бассейны трещинных вод (Мальгузарский, Северо-Нуратинский, Южно-Нуратинский, Актауский) и бассейны грунтовых вод.

В пределах района выделяются следующие водоносные горизонты, комплексы и подземные воды трещинных зон.

Водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений (alQ) распространен в долинах рек Санзара, Карасу, Актепе и Тусуна. Это современные четвертичные отложения — суглинки, супеси, галечники. Водоносный горизонт слабо изучен. Лишь в западной части долины р. Санзара эти отложения пройдены выработками. Мощность их колеблется от 35 до 45 м. По остальным долинам мощность не превышает 15—20 м. В долине р. Санзара глубина залегания уровня грунтовых вод в среднем не превышает 5—6 м. Общее направление потока ориентировано от гор к центру долины и вниз по течению. Водообильность галечников высокая. Дебиты скважин изменяются от 16,5 до 35,7 л/сек.

при понижениях на 4—5 м, а удельные дебиты — от 3,3 до 9,0 л/сек. Величина коэффициентов фильтрации галечников колеблется от 25 до 60 м/сутки. Воды пресные, с величиной плотного остатка до 0,5 г/л. По типу вода гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая. Питание грунтовых вод речных долин происходит в верхней и частично средней части за счет подземного стока с гор, а также инфильтрации речного стока. Областью разгрузки подземных вод долин рек Актепе, Тусуна, Карасу является участок, прилегающий к северному склону Нуратинского хребта. Вследствие того что указанные горы являются как бы водонепроницаемым заслоном по пути движения подземных вод, в руслах рек и их составляющих наблюдаются большие зоны выклинивания у сел. Булакбаши, Кош-Ачог, Кустамгалы, Каратепе. Общая величина выклинивания составляет 1,34 м³/сек. Разгрузка подземных вод долины р. Санзара происходит на участке, расположенном между резким поворотом русла реки на север и Мальгузарскими, а также Койташскими горами. На этой площади выклиниваются многочисленные родники, общий расход которых составляет 3,32 м³/сек.

Подземные воды используются для питьевых и хозяйственных нужд мелких населенных пунктов.

Водоносный комплекс четвертичных пролювиальных отложений (pgQ) широко распространен во внутригорных впадинах. На участке долины р. Санзара, расположенном к юго-востоку от крутого поворота реки на север, подземные воды приурочены к галечникам и суглинкам среднечетвертичного возраста. Сведения о подземных водах отсутствуют. Имеются лишь единичные сведения о выклинивающихся в верховьях р. Санзара расходах родников, которые достигают 30—50 л/сек. Вода в них пресная до 0,5 г/л, гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-магниевая.

В Галляаральской впадине водосодержащими породами являются среднечетвертичные щебнисто-галечниковые породы, конгломераты, пески и суглинки. Разрез четвертичных отложений изучен в южной и юго-восточной частях впадины. Мощность их изменяется от 40 до 372 м. Наличие в разрезе галечников и прослоев суглинков обуславливает местный напор. Глубина установившегося уровня изменяется от +38 до +1 м. Удельные дебиты скважин, в зависимости от состава водовмещающих пород, изменяются от 0,02 до 3 л/сек. Дебиты скважин колеблются в пределах от 1,0 до 16,5 л/сек при понижениях от 5,0 до 41 м. Значение коэффициентов фильтрации для галечников 30, а для гравия — 6 м/сутки.

Воды в пределах впадины пресные сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые.

Поток подземных вод Галляаральской впадины движется от гор к центру, а потом направляется к долине р. Санзара, которая является областью разгрузки подземных вод. Уклон зеркала грунтовых вод равен 0,005.

В пределах Койташской и Кошрабадской впадин водоносный комплекс пролювиальных отложений приурочен также к среднечетвертичным отложениям. С поверхности водоносные породы сложены лёссами с галечниковыми прослоями. Полная мощность их не установлена, а вскрытая составляет в западной части Кошрабадской котловины 55—110 м, а на юго-востоке Койташской котловины 270—377 м.

Грунтовые воды впадин залегают на глубине 10—20 м. В Койташской впадине развиты как безнапорные воды, вскрываемые многочисленными колодцами, так и напорные, залегающие на глубине 250—370 м и дающие иногда самоизлив. Ввиду отсутствия выдержанного

водсупора напорные и безнапорные воды гидравлически между собой связаны.

Лучшей водообильностью обладают рыхлообломочные отложения западной части Кошрабадской котловины. Здесь при понижении от 3,5 до 10,0 м получен расход воды от 5,7 до 13,3 л/сек. В юго-западной части Койташской котловины из безнапорного водоносного горизонта получен расход в 1,0 л/сек при понижении 3,5 м. Скважины, вскрывшие напорные воды при понижении на 40—41 м, дают расход 0,4—1,0 л/сек.

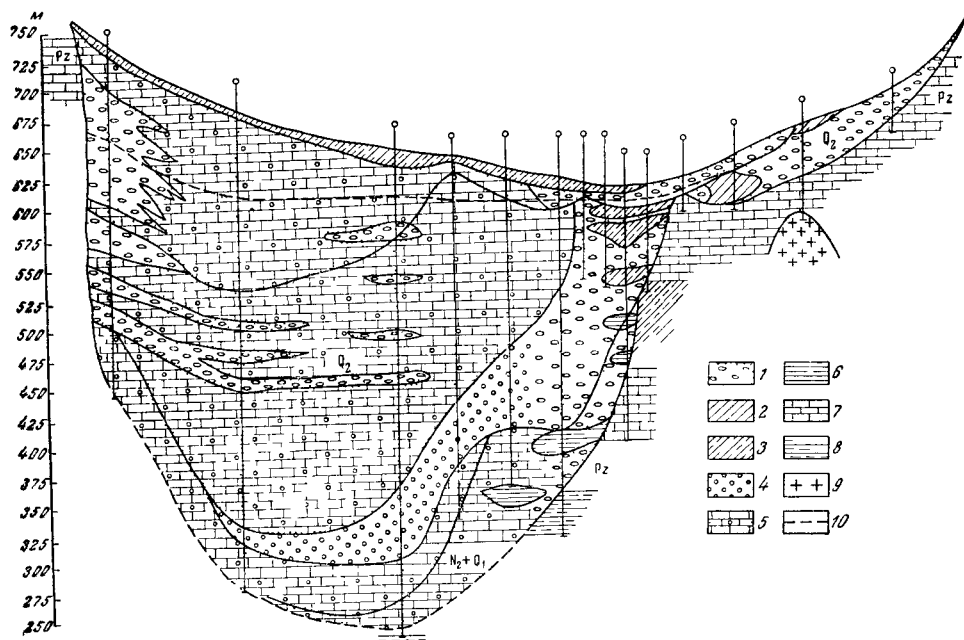


Рис. 24. Поперечный гидрогеологический разрез центральной части Нуратинской котловины
1 — галечники, 2 — суглинки, 3 — супеси, 4 — конгломераты, 5 — гравелистые песчаники, 6 — глины, 7 — известняки; 8 — глинистые сланцы, 9 — граниты, 10 — уровень грунтовых вод

Грунтовые воды в западной части Кошрабадской впадины пресные (0,5 г/л) гидрокарбонатные кальциево-магниевого. На большей части Койташской впадины грунтовые воды с минерализацией от 0,5 до 1,0 г/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевого и натриево-кальциево-магниевого.

Напорные воды Койташской впадины слабосолоноватые с минерализацией 1,5—1,9 г/л — сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. Формирование подземных вод котловины идет за счет подземного стока с гор (1,35 м³/сек) и инфильтрации поверхностных вод (0,96 м³/сек). Основной областью питания являются горы и полоса межгорных впадин, прилегающая к Северо-Нуратинскому хребту. Разгружаются подземные воды на подземный отток в долины рек Актепе, Тусуна и Карасу, а также на родниковое выклинивание вдоль северного склона Нуратинского хребта. Кроме того, часть потока (0,07 м³/сек) в юго-западной части Койташской котловины уходит в долину р. Зарафшана.

В Нуратинской котловине (рис. 24) водоносный комплекс приурочен к среднечетвертичным и подстилающим их плиоценовым отложениям. Ввиду отсутствия водсупора они гидравлически связаны и составляют единый комплекс. В западной части Нуратинской котловины в разрезе принимают участие и верхнечетвертичные отложения. Общая мощность их колеблется от 10 до 400 м. Водосодержащими породами

являются брекчированные конгломераты, галечники, гравелистые песчаники, суглинки, супеси, пески с частыми прослоями гравелитов. Глубина залегания зеркала грунтовых вод увеличивается от центра котловины к подножию гор от 5 до 80 м.

Общее направление движения потока грунтовых вод от гор к центру долин, а в осевой части котловин с востока на запад. Средний уклон зеркала грунтовых вод, по данным В. Г. Егорова (1961), равен 0,005.

Пестрота литологического состава обусловила различную водообильность и фильтрационные свойства водоносного комплекса. Наиболее водообильными являются галечники. Расход скважин колеблется от 0,3 до 20 л/сек при понижении уровня от 0,5 до 17,4 м. Удельные дебиты скважин варьируют от 1,5 до 4 м. Гравелистые песчаники обладают низкой водообильностью.

Фильтрационные свойства пород для различных литологических разностей различны. По данным С. Ш. Мирзаева, Р. В. Бородина и др. (1961), коэффициент фильтрации супесей равен 1,8, гравелистых песчаников — 1,8, конгломератов 9,4 м/сутки, а для галечников он изменяется от 9,6 до 28,8 м/сутки.

Грунтовые воды в восточной части котловины имеют минерализацию от 0,5 до 1,0 г/л. По типу они гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевого и натриево-кальциевого и сульфатно-гидрокарбонатные. В западной части впадины подземные воды слабосолоноватые с минерализацией до 1,5—2,0 г/л, сульфатные натриево-кальциевого.

Формирование грунтовых вод Нуратинской впадины обусловлено подземным стоком с гор и инфильтрацией временно действующих потоков. Расходование подземных вод идет на выклинивание в родниках, дренирования кяризами (0,2 м³/сек), забор эксплуатационными скважинами (0,15 м³/сек) и подземный отток в Кызылкумы.

В Арасайской впадине водосодержащими породами являются песчано-гравийно-галечниковые образования верхнечетвертичного возраста. Мощность колеблется от 7,1—14,7 до 53,0 м. Глубина залегания грунтовых вод в полосе предгорий 3—10 м, с удалением от них — до 40—70 м. Водообильность пород невысокая. Расходы скважин до 0,3 л/сек при понижении от 0,04 до 0,3 м.

Грунтовые воды пресные, с общей минерализацией 0,5—1,0 г/л, сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевого.

Подземные воды описанных шести межгорных впадин широко используются в народном хозяйстве для водоснабжения населенных пунктов, мелкоозасного орошения и водопоя скота.

Подземные воды трещинной зоны каменноугольных (С), девонских (D), силурийских (S), ордовикских (O) и кембрийских (Ст) пород приурочены к карбонатной и песчано-сланцевой толщам.

Подземные воды карбонатной толщи распространены на незначительной площади Туркестанского хребта, Мальгузарских гор и на западном окончании Нуратинских гор. Водовмещающими породами являются известняки и мраморы, разбитые серией глубоких (до нескольких десятков метров) трещин, которые расширяются за счет выщелачивания стенок, что способствует проникновению вод на большую глубину.

Гидрогеологические условия палеозойских известняков по площади изучены недостаточно. Детальные исследования проведены лишь на площади Койташской мульды (Бандура, Учайкина, 1957). В результате этих работ установлено, что глубина залегания подземных вод известняков колеблется от 9,0 до 33 м. В большинстве случаев воды напорные. Величина напора достигает 4—28,0 м. Мощность трещиноватой зоны известняков изменяется от 103 до 150 м.

Вследствие различной степени трещиноватости водообильность пород варьирует в больших пределах по площади и на глубину. Родники, выклинивающиеся из известняков, встречаются сравнительно редко и имеют расходы от 0,5 до 3—5 л/сек. Большинство из них нисходящего типа. Исключение составляет родник Нурата, имеющий расход до 260 л/сек. При опытных откачках из скважин получен расход от 1,2 до 29,5 л/сек, при понижении уровня от 0,1 до 14,0 м. Удельный дебит изменяется от 0,53 до 33 л/сек. Воды известняков в большинстве случаев пресные (до 0,5 г/л) гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магнєвые. Лишь в северо-западной части Нуратинских гор минерализация увеличивается до 1,0 г/л и вода становится сульфатно-гидрокарбонатной кальциево-магнєвой.

Подземные воды известняков широко используются для водоснабжения рудничных поселков Койташ, Ляннгар и других сельских населенных пунктов (Нурата, Наука), а также для орошения.

Подземные воды песчано-сланцевой толщи распространены почти повсеместно в пределах горных сооружений района. Водоносными являются сланцы и в отдельных случаях — песчаники. Трещинная зона обычно не превышает 50—60 м. Глубина залегания подземных вод зависит от степени расчлененности рельефа.

Большинство родников нисходящего типа с незначительными расходами — от 0,3 до 2,0 л/сек, редко 3,0 л/сек. Часто сланцы прикрыты делювиальными отложениями и к последним за счет аккумуляции трещинных вод приурочены родники с расходом 8—10 л/сек. Подобные родники распространены в Туркестанском хребте и Мальгузарских горах.

Минерализация подземных вод до 0,5 г/л. Тип их гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магнєвый.

На юго-западном окончании Нуратинских гор величина минерализации подземных вод увеличивается до 1,0 г/л и вода становится сульфатно-гидрокарбонатной натриево-магнєвой и кальциево-магнєвой. Подземные воды песчано-сланцевой толщи широко используются населением для питья и водопоя скота.

Подземные воды трещинной зоны интрузивных пород. Интрузивные породы распространены в центральной и северо-западной частях Нуратинских гор в виде отдельных батолитов. Породы преимущественно кислого состава с преобладанием гранодиоритов и гранитов.

Подземные воды приурочены к зонам разломов и региональной трещиноватости пород. Мощность зоны интенсивной трещиноватости невелика (25—35 м) и с глубиной затухает. Водообильность пород может быть охарактеризована лишь расходами родников. Дебиты их незначительные — от 0,1 до 1,0 л/сек, редко более 2,0 л/сек. Вода родников имеет температуру 7—16°, пресная, без запаха и цвета. По типу минерализации преобладают воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магнєвые, с плотным остатком до 0,5 г/л. Однако в западной части района вода в родниках сульфатно-гидрокарбонатная кальциево-натриевая с минерализацией до 1,5 г/л.

ГИССАРО-ЗАРАФШАНСКАЯ ГРУППА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ ВОД

Эта группа бассейнов расположена на юге и юго-востоке Узбекистана, в пределах Гиссарского и Зарафшанского хребтов, а также Зирабулак-Зиаэтдинских гор. В административном отношении она входит в состав Самаркандской, Кашкадарьинской, Сурхандарьинской обла-

стей и ограничена на севере Зарафшанским, на западе и юге — Амударьинским, Сурхандарьинским артезианскими бассейнами.

Горные сооружения вытянуты в широтном направлении. Они характеризуются как сглаженными, так и разнорасчлененными формами рельефа с множеством узких речных долин различного направления. Склоны гор асимметричны: южные — крутые, северные — пологие. Наибольшие абсолютные отметки в Гиссарском хребте достигают 2530—4614 м, в Каратюбинских горах — 2207 м, в Зирабулак-Зиаэтинских горах — 850—1110 м. Уменьшение абсолютных отметок водораздельной линии происходит в западном направлении.

Климат района неоднородный. На западе, где абсолютные отметки минимальные, он пустынный (Зирабулак-Зиаэтинские горы), а на востоке (Гиссарский хребет) — типично горный. По данным метеостанций Ингичке, Китаб, Дехканабад, количество атмосферных осадков, выпадающих в пределах района, изменяется с запада на восток от 180 до 500—600 мм и более.

Основное количество их (до 60—65%) выпадает в декабре — апреле, а на осень и весну приходится всего лишь 30—35%.

В пределах района широко развита сеть поверхностных водотоков как постоянных, так и временно действующих. Здесь берут свое начало река Кашкадарья и ее притоки — Ак-Су, Танхаздарья, Джиньдарья, Кумдарья, Сыпки, Тым, составляющие реки Сурхандарья — Туполанг, Сангардак. Режим этих рек определяется в значительной степени гипсометрическими условиями водосбора.

В структурном отношении западная оконечность Зарафшанского хребта представляет крупную антиклиналь, сложенную палеозойскими осадками — известняками и доломитами. На крайнем западе антиклиналь прорвана Каратюбинским гранитным массивом.

Зирабулак-Зиаэтинские горы представляют собой обособленную брахиантиклиналь, ядро которой размыто, а сохранились лишь крылья, наклоненные на юго-восток. Они сложены палеозойскими породами — известняками, сланцами, песчаниками и гранитами.

Гиссарский хребет представляет собой интрузивы, сложенные преимущественно гранитами и гранодиоритами с подчиненными им диоритами и дацитовыми порфирами. В гидрогеологическом отношении район является областью формирования подземных вод.

Гипсометрическое положение описываемого массива, наличие жилых и трещинных подземных вод зон разломов и обилие атмосферных осадков позволяют отнести его к одной из основных областей питания грунтовых и напорных подземных вод западной части Узбекистана. Открытые трещины скальных пород, карстовые пустоты и глубокие эрозионные врезы создают условия водообмена. Поэтому отличительной чертой района является обилие пресных подземных вод, за счет дренажа которых происходит формирование постоянных водотоков.

Геолого-структурные особенности района и в связи с этим различие гидрогеологических условий позволяют выделить следующие бассейны трещинных вод как гидрогеологические районы второго порядка: Гиссарский, Зарафшанский, Каратюбинский и отделяющийся от них Улусским водоразделом Зирабулак-Зиаэтинский (рис. 25).

Описываемый район характеризуется развитием преимущественно безнапорных вод типа трещинных с локальным распространением по долинам рек грунтовых поровых вод. Глубокие горизонты не изучены. Они разведаны лишь в Зирабулак-Зиаэтинских горах на месторождениях Ингичке и Карнаб.

Водоносный горизонт в четвертичных, аллювиально-пролювиальных отложениях распространен ограниченно по долинам горных рек. На

карте этот горизонт из-за мелкого масштаба не выделен. Водоносными являются современные четвертичные отложения, представленные дресвой, галечниками и реже суглинками и супесями, мощностью от единиц до 10—15 м. Направление движения грунтовых потоков совпадает с течением рек. В местах сокращения живого сечения потоков наблюдается выклинивание грунтовых вод. Наиболее высокими расходами от 10—15 до 100 л/сек обладают родники Зарафшанского и Гиссарского хребтов, приуроченные к отложениям саев. Сливаясь, они дают начало горным потокам. В Зирабулак-Зиаэтинских горах расходы родников колеблются от 0,1 до 1,0 л/сек. Глубина залегания грунтовых



Рис. 25. Схематическая карта гидрогеологического районирования Гиссаро-Зарафшанской группы бассейнов трещинных вод
1 — Зирабулак-Зиаэтинский, 2 — Кара-Тюбинский, 3 — Зарафшанский, 4 — Гиссарский

вод в долинах рек варьирует от 0 до 3—4 м. Рыхлые отложения долин рек аккумулируют значительные запасы подземных вод. Примером может служить грунтовый поток, приуроченный к саю Сыпки на южном склоне Зирабулак-Зиаэтинских гор. Расход грунтового потока на минимальное положение уровня грунтовых вод равен 5—7 л/сек, а при максимальном — достигает 25 л/сек.

Грунтовые воды долин рек пресные, мягкие. Величина плотного остатка до 0,5 г/л, общая жесткость до 3 мг-экв, по типу они гидрокарбонатные кальциевые.

Грунтовые воды формируются за счет дренирования трещинных вод, а также аккумуляции атмосферных осадков и инфильтрации поверхностных вод.

Подземные воды долин рек используются для водоснабжения горных селений и горнорудных предприятий.

Подземные воды трещинной зоны силурийских и девонских пород (S+D) распространены в верхнем течении р. Кашкадарья (Зарафшанский хребт) и в Зирабулак-Зиаэтинских горах. Водосодержащими породами являются известняки, доломиты, доломитизированные известняки и мраморы. Для них характерна интенсивная и глубоко развивающаяся трещиноватость и кавернозность.

Вследствие этого за счет инфильтрации атмосферных осадков в карбонатных породах формируются трещинные грунтовые воды. На отдельных участках развития карста образуются трещинно-карстовые воды. К зонам региональных тектонических нарушений приурочены

трещинные напорные воды. Региональные разломы в известняках и доломитах являются не только аккумуляторами трещинных вод, но и водопроводящими каналами и дренами для подземных вод других по возрасту палеозойских пород.

Интенсивная глубокая трещиноватость, наличие крупных карстовых пустот и зон разломов способствуют накоплению больших запасов подземных вод. Подземные воды на глубину изучены в Зирабулак-Зиаэтинских горах, а также в районе рудника Ингичке (Петушков и др., 1951). Глубина залегания трещинно-грунтовых вод в этом районе колеблется от 0 до 10—15 м, а напорные трещинные воды вскрываются на глубине 53—212,5 м. Вскрытая мощность известняков достигает 13,4—380,0 м. Дебиты скважин достигают 40 л/сек при понижении до 3,5 м. Удельные дебиты составляют 5 л/сек.

Воды известняков имеют многочисленные выходы на дневную поверхность в виде высокодебитных родников. Последние приурочены чаще всего к долинам и склонам саев, а также к тектоническим нарушениям. Расходы родников колеблются от 2—3 до 100 л/сек и более.

В пределах Зарафшанского бассейна трещинных вод — подземные воды хорошего качества (пресные, мягкие) с минерализацией 0,5 г/л и общей жесткостью до 3 мг-экв, по типу гидрокарбонатные кальциево-магниевые. В Зирабулак-Зиаэтинском бассейне трещинных вод минерализация увеличивается до 1 г/л, а тип воды становится гидрокарбонатно-сульфатным и кальциево-магниевым. Напорные воды здесь более минерализованы, величина плотного остатка превышает 1,0 г/л, что связано с обогащением их минеральными солями по пути следования от области питания к области погружения. По химическому составу напорные воды сульфатно-хлоридные и натриево-кальциевые.

Температура воды грунтовых вод 10—17°С, а напорных — 22—24°С.

Подземные воды известняков используются как источники водоснабжения горнорудных предприятий, населенных пунктов и мелко-оазисного орошения.

Подземные воды трещинной зоны силура распространены в Гиссарском, частично Зарафшанском и в Зирабулак-Зиаэтинском бассейнах трещинных вод. Водосодержащие породы представлены преимущественно песчаниками и сланцами. Зона трещиноватости пород незначительная и грунтовые воды циркулируют на небольшой глубине. Сведения о водообильности пород на глубину отсутствуют. Выклинивающиеся из сланцев и песчаников родники имеют незначительные расходы (десятые и сотые доли л/сек). Родники с большими дебитами приурочены к контактам сланцев с другими породами и к разломам. Максимальные расходы родников в марте — мае, минимальные — к концу лета. Причем многие из них пересыхают. Исключение составляют родники зон разломов, отличающиеся постоянством расходов во времени.

Воды песчаников и сланцев пресные, сравнительно мягкие, с плотным остатком до 1—1,5 г/л, общей жесткостью 4—6 мг-экв, по типу гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже сульфатные и кальциевые.

Водоносный комплекс используется для водоснабжения населенных пунктов и водопоя.

Подземные воды трещинных вод интрузивных пород палеозоя имеют преобладающее площадное развитие в районе. Интрузивные породы характеризуются крупнозернистой структурой и интенсивной трещиноватостью, затухающей на глубине 50—60 м. С поверхности трещины зияющие и достигают ширины 10 см. По трещинам циркулируют грунтовые воды, которые в зависимости от рельефа залегают на глубине

до 50,0 м. Грунтовые воды дренируются гидрографической сетью и выходят на дневную поверхность в виде многочисленных родников по бортам долин. Среднегодовая амплитуда колебаний уровня подземных вод изменяется от 1,5 до 3,0 м, в многолетнем разрезе достигает 15—17 м. Расходы родников незначительные, обычно не превышают десятых долей л/сек и редко 2—5 л/сек. Родники с большими расходами обычно приурочены к зонам разломов или контактам интрузивов с другими породами.

Изучение водоносности интрузивных пород на глубину от 0 до 100 м, проведенное в Зирабурал-Зиаэтдинском бассейне трещинных вод (Романов и др., 1958), показало, что удельные дебиты скважин незначительные — от 0,002 до 0,03 л/сек и уменьшаются с глубиной. Коэффициент фильтрации пород в среднем равен 0,27 м/сутки. Воды, как правило, пресные, с величиной минерализации, не превышающей 0,5 г/л, и жесткостью около 5 мг-экв. По составу воды гидрокарбонатные и кальциево-магниевого.

Грунтовые воды интрузивных пород ввиду незначительных запасов и резких сезонных колебаний практического интереса не представляют.

ЦЕНТРАЛЬНО-КЫЗЫЛКУМСКАЯ ГРУППА БАССЕЙНОВ ТРЕЩИННЫХ И АРТЕЗИАНСКИХ ВОД

Эта группа бассейнов расположена в центральной части Узбекистана, в пределах Бухарской области и Каракалпакской АССР.

Территория Центрального Кызылкума представлена песчаными и песчано-щебнистыми равнинами с отдельными горными массивами, разделенными бессточными котловинами и впадинами.

Горные массивы Букантау, Джетымтау, Тамдытау, Ауминзатау, Кульджуктау и др. расположены один за другим к западу, северо-западу от Нуратинского и Зарафшанского хребтов Тянь-Шаня, образуя наиболее возвышенную часть района. На крайнем западе района обособленно расположен хр. Султануиздаг. Средняя абсолютная высота гор не превышает 500 м. Отдельные горные гребни Букантау, Тамдытау и Кульджуктау достигают отметки 760—890 м.

К подножию склонов гор примыкают покатые, песчано-щебнистые предгорные равнины, расчлененные суходолами. Абсолютные отметки их колеблются от 200 до 400 м.

Абсолютные отметки межгорных равнин изменяются от 100 до 200 м. Для равнин характерен двухъярусный рельеф: нижний, так называемый «коренной», обусловлен наличием увалов и верхний представлен золовыми песками, собранными в грядовые, бугристые и барханные формы наложенного рельефа.

В Центральном Кызылкуме широко распространены бессточные котловины: Карагатинская, Оякагитминская, Бешбулакская, Тубелекская, Мынбулакская и др., которые располагаются обычно по окраинам предгорных равнин, отделяя последние от межгорных впадин. Глубина их изменяется от 20 до 100 м. Абсолютные минимальные отметки дна котловины составляют +40—18 м (Мынбулакская котловина).

Центральный Кызылкум расположен в аридной зоне, где резко выражена континентальность и засушливость климата. Важной особенностью климата является значительная величина испарения, превышающая годовую сумму выпадающих атмосферных осадков (102,2 м) в девять раз. Наибольшее количество их выпадает с ноября по апрель.

Невысокие горы и сухость климата не способствуют образованию постоянных водотоков. Лишь весной, когда выпадает наибольшее ко-

личество атмосферных осадков, возникают кратковременные водотоки, обладающие большой живой силой. Временные водотоки, уходя по суходолам, сложенным хорошо водопроницаемыми отложениями, частично инфильтруются и питают подземные воды.

Горные массивы сложены сильно дислоцированными породами палеозоя. Межгорные синклинальные прогибы заполнены слабо метаморфизованными мезо-кайнозойскими породами мощностью до 1000 м.

Мощность палеозойских толщ огромна. Для них показательна сильная дислоцированность, метаморфизация, местами до перекристаллизации и нарушенность многочисленными внедрениями значительных магматических масс.

В сложенных ими складчатых структурах установлены кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский и карбоновый возрасты пород и нерасчлененный нижний палеозой.

Отложения силура в Букантау представлены песчаниками, аргиллитами и сланцами видимой мощностью не более 40 м.

Отложения силура имеются во всех палеозойских массивах. Они представлены кварцитами, темными мраморами, известняками, песчаниками, конгломератами и эффузивами общей мощностью более 1500 м.

Отложения девона установлены в Букантау, Тамдытау, Кульджуктау и Аристантау. Они сложены главным образом накоплениями известняков мощностью от 500 до 2000 м. Карбон слагает центральные части палеозойских гряд. Это мощные толщи известняков, доломитов, кремнистых пород с аргиллитами, песчаниками и эффузивами общей мощностью около 3000 м. Мезозойские образования залегают на палеозойских с резким угловым и стратиграфическим несогласием. Они представлены меловыми осадками, при этом нижнемеловые имеют локальное, а верхнемеловые — региональное распространение. Незначительное распространение имеют юрские породы. Меловые отложения на большей части территории перекрыты более молодыми, выход на дневную поверхность прослеживается у подножий гор, реже — в глубоких эродированных сводах, образованных ими брахиантиклиналей и в бортах глубоких котловин.

Мел представлен альбом, сеноманом, тураном и сеноном. Преобладающая мощность меловых отложений колеблется от 400 до 600 м.

Породы альба встречены в районе гор Ауминзатау. На остальной территории они сохранились только в глубоких прогибах и состоят из различных серых глин с прослоями алевролитов, реже песчаников мощностью от 20 до 40 м.

Верхнемеловые отложения представлены песчаниками, глинами, алевролитами мощностью от 240 до 400 м. Эти отложения покрываются толщей выдержанных палеогеновых глин и мергелей эоцена, являющихся региональным водоупором.

В глубоких прогибах на глинах и мергелях эоцена залегает красноватая толща алевролитов, песчаников и глин олигоцена мощностью от 50 до 100 м и более.

Отложения неогена имеют широкое региональное распространение. С резким угловым несогласием они залегают на размытой поверхности более древних стратиграфических комплексов. В их толще разграничены верхний и нижний неоген. Последний залегает в глубоких прогибах. Его осадки состоят из кирпично-красных глин и алевролитов. Эту толщу мощностью до 140 м относят к верхам нижнего и низам верхнего неогена. Верхний неоген, многими геологами именуемый туранской свитой, представлен светло-серыми и коричневыми слабо сце-

ментированными песчаниками, песками, глинами, конгломератами. Его мощность колеблется от 10 до 120 м.

В структурном отношении район представляет собой свод крупной плакантиклинали, ориентированной почти широтно. Крылья плакантиклинали служат бортами больших тектонических впадин — Амударьинской на юге и Сырдарьинской — на севере.

Плакантиклиналь имеет генетическую связь со складчатыми структурами Тянь-Шаня и продолжает его горные сооружения Актау и Нурау.



Рис. 26. Схема гидрогеологического районирования Центрально-Кызылкумской группы трещинных вод

1 — бассейн трещинных вод, 2 — артезианский бассейн

Поднятия выражены брахиантиклиналями с рельефом, близким к современному. В погружениях преобладают различных форм блоки, глубоко опущенные и смещенные между собой до амплитуд в 800 м. Расчленение пород палеозоя на блоки характерно для всех синклинальных и антиклинальных структур свода — Мынбулакской, Тубелекской, Базаубайской, Аякагитминской, Карагатинской, Кызылкакской, Узункакской и Кульдзуктауской. В этих структурах породы палеозоя заглублены от поверхности земли на 400—900 м.

Отложения мезозоя и кайнозоя слабо дислоцированы. В условиях свода плакантиклинали образованы мультислойные складки от пологих до крутых с падением слоев в 30—40 и даже 70°. Показательно расчленение разломами, при этом крупные, региональные имеют апофизы. Разломы, как правило, скрыты четвертичными отложениями. Амплитуда таких смещений достигает 800 м. Особо следует отметить наличие региональных и крупных разломов, продолжающихся из складчатых структур Тянь-Шаня в плакантиклиналь и за ее пределы.

Своеобразие геолого-структурной обстановки наличие палеозойских массивов и межгорных впадин обусловили и сложность гидрогеологических условий. В связи с этим здесь выделяются гидрогеологические районы второго порядка — бассейны трещинных вод и артезианские бассейны (рис. 26).

Особые физико-географические условия Центрального Кызылкума (засушливый климат, интенсивная расчлененность, отсутствие постоянных водотоков) обусловили крайне слабую обводненность палеозойских массивов. Естественные водопроявления встречаются редко и по площади распространены неравномерно. На большей части территории они отсутствуют. Подземные воды залегают ниже базиса эрозии.

На мезозойских массивах развиты преимущественно трещинные и трещинно-карстовые воды, приуроченные к зоне трещиноватости, закарстованности и тектонической раздробленности пород.

В артезианских бассейнах Центрального Кызылкума преимущественное развитие получили порово-пластовые и порово-трещинные напорные воды; поровые грунтовые воды распространены очень ограниченно.

Водоносный комплекс четвертичных делювиально-пролювиальных отложений (dplQ). Обычно это щебнисто-галечниковые образования, достигающие мощности 50,0 м.

Водоносный горизонт развит спорадически в пределах предгорных равнин северного и юго-восточного склонов Тамдытау и Султануиздаг (ввиду незначительной площади на карте не выделен). Водосодержащими являются грубообломочные щебнисто-галечниковые отложения мощностью 3—5 м. Воды вскрываются большей частью на глубине 1—3 м. Водообильность пород крайне низкая. Минерализация 0,7—1 г/л.

Практического интереса водоносный горизонт не представляет.

Водоносный комплекс верхнеплиоценовых отложений (N₂) распространен в пределах Тубелекского (Бешбулакского), Бузаубайского и Карагатинского артезианских бассейнов. Он представлен песками, рыхлыми песчаниками и песчанистыми глинами. Характерно непостоянство состава пород как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, что обуславливает наличие целой серии водоносных пластов, слоев или линз, имеющих гидравлическую связь между собой или же изолированных друг от друга.

Общая мощность комплекса от единиц до 100 м и более.

Глубина залегания грунтовых вод колеблется в широких пределах — от 1—3 до 20—50 м и более. Водообильность незначительна, дебиты водопунктов обычно не превышают 0,1—1,0 л/сек. Несмотря на это, большая мощность водоносной толщи (более 50 м) и широкое ее развитие позволяют предполагать наличие здесь значительных запасов подземных вод.

Воды пестрые — от пресных до соленых. В основном распространены солоноватые и соленые воды, что объясняется сильной загипсованностью пород и плохими условиями естественного стока. Общая минерализация воды изменяется от 1 до 10 г/л.

Наряду с этим имеются линзы пресных вод, залегающих на соленых водах. Источником питания таких линз являются атмосферные осадки и конденсация влаги. Как правило, минерализация воды от центральной части такой линзы к периферии повышается.

Наличие пресной воды в колодцах, расположенных на такырах среди песчаных гряд, может быть объяснено поступлением атмосферной воды в колодец со всей поверхности такыра. Это приводит к созданию небольших линз пресной воды в пределах расположения колодцев.

В Карагатинском артезианском бассейне грунтовые воды верхнего плиоцена приурочены к его наиболее пониженной части. Мощность водовмещающих пород достигает 60 м. Воды вскрываются на глубине до 20 м. Удельные дебиты скважин не превышают 0,006 л/сек, минера-

лизация воды составляет 4,7—5,9 г/л. Воды сульфатно-хлоридные кальцево-магниево-натриевые и натриевые, реже хлоридно-сульфатные натриевые.

В Базаубайском бассейне отмечена водоносность верхнеплиоценовых и непосредственно подстилающих их здесь сумсарских отложений, образующих единый комплекс. Глубина залегания до 50 м. Дебиты колодцев составляют тысячные и десятки доли литров в секунду. Воды сульфатно-хлоридные натриевые, имеют преимущественно повышенную минерализацию от 3 до 33 г/л.

Возрастание минерализации следует в направлении с юго-востока на северо-запад. Наряду с этим в юго-восточной части территории бассейна имеются участки, где получили развитие линзы пресных вод по типу гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые.

В Тубелекском артезианском бассейне верхнеплиоценовый водоносный комплекс развит в наиболее опущенной его части. Глубина залегания его здесь 20—50 м. Воды преимущественно слабосоленоватые с минерализацией от 1 до 3 г/л, по отдельным водопунктам — до 5 г/л. По типу воды сульфатно-хлоридные натриевые. В верхнем слое (1—1,5 м) вода пресная (до 1,0 г/л). По типу она гидрокарбонатно-сульфатная натриевая. При интенсивном водозаборе происходит подсосывание соленых вод.

В Мынбулакском артезианском бассейне мощность отложений туранской свиты достигает 100 м. Однако они безводны. Питание водоносного комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Грунтовые воды туранской свиты широко используются для водоснабжения населенных пунктов и пастбищ отгонного животноводства путем эксплуатации многочисленных колодцев.

Водоносный комплекс олигоценовых отложений (Pg_3) распространен в Мынбулакском, Узункакском, Базаубайском, Тубелекском и в Карагатинском артезианских бассейнах. Водовмещающие породы представлены пестроцветными песками и песчаниками, залегающими среди глин и алевролитов. Отмечается невидержанность слоев в вертикальном разрезе. Чередование водопроницаемых и водоупорных пород обуславливает наличие нескольких водоносных прослоев, гидравлически между собой связанных. Глубина залегания водоносного комплекса в Мынбулакском и Базаубайском бассейнах колеблется от 20 до 50 м, а в центральных частях, где он выходит на поверхность, достигает 100 м и более. В Узункакском бассейне глубина залегания комплекса достигает 100 м. Наличие буро-красных глин олигоцен-миоцена мощностью от 20—35 до 50 м обусловило напорность вод в пределах центральных частей Мынбулакского и Карагатинского бассейнов. Напорные градиенты зависят прежде всего от степени заглубленности относительно гипсометрического положения и состава пород в области питания.

Наибольшая величина напорности составляет 150 м. Дебиты скважин не превышают 2,8—3,2 л/сек, при понижении уровня на 10—15 м. Расходы воды в колодцах обычно составляют 0,1—0,5 л/сек. Воды олигоценового комплекса преимущественно соленые. В Мынбулакском и Базаубайском бассейнах минерализация воды 10—35 г/л. По типу воды сульфатно-хлоридные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые. В Карагатинском (Кенимехском) бассейне в краевой части минерализация составляет 1—3 г/л, по мере движения к центру она увеличивается до 7—10 г/л. По типу воды сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые. В краевой части бассейна, в области питания, встречаются сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды.

В Узункакском бассейне воды слабосоленые с минерализацией до 10 г/л, по типу сульфатно-хлоридные натриевые с повышенным содержанием натрия и кальция.

Воды олигоценовых отложений, вскрываемые на глубинах свыше 100 м, слаботермальные с температурой 20—25°. Ввиду малой водообильности и плохого качества воды водоносный комплекс практического значения не имеет.

Водоупорный горизонт эоцена (Pg_2) представлен выдержанной толщей зеленых и серых глин и мергелей, слагающих большие площади на территории артезианских бассейнов. Вблизи гор эти отложения трансгрессивно перекрывают либо отложения мела, либо породы палеозойского фундамента. Мощность в краевых частях бассейнов 40—50 м, в центральных частях достигает 250—300 м (Мынбулакский, Карагатинский артезианские бассейны). Эта толща является региональным водоупором, отделяющим четвертичный, неогеновый, олигоценовый и местами верхнеэоценовый водоносные горизонты от верхнемелового водоносного комплекса.

Водоносный горизонт верхнеэоценовых отложений (Pg_2^3). В разрезе верхнеэоценовых отложений местами выделяется слой мелкозернистых кварцево-слюдистых песков и слабо сцементированных песчаников мощностью от 10 до 40 м. Ввиду малой мощности и плохой изученности водоносный горизонт на карте не выделяется. Наиболее изучен водоносный горизонт в Карагатинском (Кенимехском) бассейне. Здесь водоносный горизонт залегает на глубине от 74 до 273 м. Напор достигает 220 м. Некоторые скважины дают самоизлив 10—15 л/сек. Удельные дебиты скважин колеблются от 0,1 до 0,5 л/сек. По зонам тектонических разломов и по трещинам в кровле эоценовых глин имеются выходы источников, гидравлически связанных с водоносным горизонтом верхнеэоценовых отложений. Расходы источников изменяются от 0,1 до 1—3 л/сек.

Минерализация подземных вод изменяется от 3—4 до 8 г/л. От колодца Машкудук на запад выделяется зона опресненных вод с минерализацией 1,9—2,6 г/л, по типу воды сульфатно-хлоридные натриевые, реже хлоридно-сульфатные натриевые. Ввиду плохого качества воды и незначительного распространения водоносный комплекс не имеет практического значения.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений (Cr_2). Верхнемеловые отложения на большей части Центрального Кызылкума представлены тувром и сеноном. Сеноман имеется лишь в Мынбулакском и Базаубайском артезианских бассейнах. Наиболее широкое региональное развитие имеют турон-сенонские образования. Они представлены песчаниками, песками, в меньшей мере — алевритами со сравнительно редкими, быстро выклинивающимися слоями глин. Мощность их 80—140 м. Глубина залегания водоносного комплекса от 100 до 200 м, в периферических частях бассейнов она достигает 300—500 м, а в центральных 700—1000 м. Верхним водоупором для водоносного комплекса служит глинисто-мергелистая пачка эоцена мощностью до 300 м. Отложения турон-сенона на большей части территории залегают на размытой поверхности палеозоя. В пределах Мынбулакского и Базаубайского бассейнов водоносные отложения турон-сенона отделяются от сеноманских толщ нижнетурунских глин мощностью до 60 м. В предгорьях, оконтуривающих палеозойские массивы, верхнемеловые отложения выходят на поверхность и преимущественно безводны.

В отложениях верхнего мела содержатся межпластовые воды, в краевых частях — ненапорные, а в центральных частях — напорные до самоизлива.

По дну ряда котловин (Мынбулакская, Карагатинская, Бузаубайская, Узункакская и др.) высоконапорные воды верхнего мела выклиниваются в виде восходящих источников, образуя бессточные бассейны грунтовых вод, приуроченных к делювиально-пролювиальным отложениям. Близкое залегание грунтовых вод к поверхности в условиях пустынного климата и отсутствие оттока приводит к интенсивному испарению воды и образованию на поверхности дна впадин солончаков. Последние могут служить поисковым признаком, показывающим, что на глубине залегают высоконапорные подземные воды.

В Мынбулаком артезианском бассейне, как указывалось выше, верхнемеловой комплекс разделен нижнетуронскими глинами на две водоносные толщи: верхнетурон-сенонскую и сеноманскую. Водоносная толща турон-сенона представлена песками и песчаниками с прослоями глин и алевролитов. Общая мощность этого горизонта непостоянна и колеблется от 50 до 180 м, при этом на водосодержащие пески и песчаники приходится 70%. Глубина залегания водоносной толщи от 39 до 293 м. Напорность вод закономерно увеличивается в направлении к центру бассейна до самоизлива. Уровни устанавливаются от 11 до 47 м над поверхностью земли. Максимальный дебит скважин при самоизливе достигает 100 м, средний дебит составляет 15 л/сек. Удельные дебиты колеблются от 0,4 до 5 л/сек.

По мере движения от выходов водовмещающих пород на дневной поверхности к областям погружения под региональный водоупор происходит повышение минерализации подземных вод. Подземные воды с минерализацией до 5 г/л по типу сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые, развиты в краевой части бассейна, где отсутствует верхний водоупор.

В центральной части артезианского бассейна выделяется небольшая полоса, в пределах которой получили распространение соленые воды с плотным остатком от 5 до 8 г/л хлоридного натриевого состава.

Сеноманская водоносная толща представлена кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с тонкими прослоями глин и конгломератов; общая мощность отложений составляет 40—60 м.

Водоносные отложения вскрываются скважинами на глубинах от 31 до 270 м. Воды напорные. Высота напора достигает 210 м. Дебиты скважин колеблются от 3 до 12 л/сек. Минерализация вод изменяется от 1,6 до 3,6 г/л; воды сульфатно-хлоридные.

В Мынбулаком артезианском бассейне проведена детальная разведка подземных вод верхнего турон-сенона. Воды можно использовать для водоснабжения населенных пунктов. Характерной особенностью подземных вод бассейна является их высокая температура в центральной части бассейна (от 20 до 59°).

В Базаубайском артезианском бассейне верхнемеловой водоносный комплекс представлен толщей переслаивающихся песчаников, песков, алевролитов, глин турон-сенонского и сеноманского возраста. Общая мощность пород верхнего мела незначительна. Вскрытая мощность достигает 500 м. Глубина залегания водоносного комплекса колеблется в широких пределах. В ядрах размытых антиклинальных складок верхний мел выходит на поверхность и вскрывается колодцами. На остальной площади бассейна подземные воды верхнего мела залегают на глубине 300 м и более. Воды высоконапорные. В Бузаубайской котловине наблюдается самоизлив (уровень установился на 15 м выше поверхности земли). Дебит скважин при самоизливе достигает 20 л/сек. Удельные дебиты составляют 1 л/сек.

В пределах бассейна наряду с водами с минерализацией от 1,0 до 2,2 г/л встречаются воды с минерализацией от 5—7 до 34,0 г/л. Суще-

ственное влияние на повышение минерализации воды оказывают выклинивающиеся соленые воды палеогеновых отложений. По составу воды хлоридные натриевые. Только вблизи невысоких куэстовых возвышенностей, сложенных сенон-туронскими песчаниками, минерализация вод изменяется от 1 до 3 г/л и воды приобретают сульфатно-натриевый характер.

В Укузкакском артезианском бассейне воды верхнемеловых отложений в западной части вскрываются колодцами на глубине 40—50 м (столб воды 10—12 м), в центральной части — 330 м, а в восточной части — 153 м (напор воды в скважине 21,6 м). Удельные дебиты скважин достигают 0,5 л/сек. Минерализация воды здесь изменяется от 8,4 до 9,5 г/л при хлоридно-натриевом составе.

В Карагатинском (Кенимехском) артезианском бассейне верхнемеловой водоносный комплекс представлен песчаниками и песками мелко- и тонкозернистыми, среди которых залегают незначительные прослои глин и ангидритов. Мощность комплекса от 45 до 150 м, в центральной части бассейна — 195 м.

Выходы комплекса на поверхность наблюдаются в полосе, прилегающей к подножью склона гор; на западе они местами выходят из-под покрова палеогеновых глин и без видимого перерыва продолжают в соседний Узункакский артезианский бассейн. В центральной части бассейна эти отложения погружаются на глубину от 100 до 430 м, чем и создаются благоприятные условия для высокой напорности подземных вод. Величина напора колеблется от 17,6 до 490,0 м. Глубина залегания пьезометрического уровня изменяется от 0 до 50 м, а в центре бассейна до +30 м над поверхностью.

Для этого бассейна отмечается своеобразная гидрохимическая зональность подземных вод, заключающаяся в том, что в зоне развития слабонапорных вод, прилегающих к горным возвышенностям, развиты хлоридные натриевые воды с минерализацией от 3 до 5 г/л, а в центральной части бассейна, в зоне высоконапорных вод и современной зоне дренирования (Карагатинская котловина), по типу сульфатные натриевые и гидрокарбонатные натриевые (единичные случаи), с минерализацией до 3 г/л. Воды центральной части Карагатинского бассейна, так же как и Мынбулакского, термальные.

Подземные воды верхнемелового водоносного комплекса широко используются для питья и орошения опытных участков.

Воды сенон-туронских отложений с минерализацией до 1,5 г/л при отсутствии в пустынной зоне других вод лучшего качества принимаются условно как питьевые. В бактериальном отношении они являются совершенно чистыми. По физическим свойствам воды прозрачные, бесцветные, но с ощутимым запахом сероводорода, содержание которого колеблется от 0,5 до 8,0 мг/л. Содержание других компонентов, влияющих на оценку качества питьевых вод, например Pb, Ag, Cu, Mo, варьирует от 0,001 до 0,02 и не выходит за пределы допустимого.

Водоносный комплекс альбских отложений (Сг₁al) развит в западной части Кызылкума, в пределах Мынбулакского, Бузаубайского и крайней западной части Узункакского бассейна. Альбские отложения подразделяются на две толщи: верхнюю глинистую, алевролитовую, являющуюся водоупором, разделяющим водоносные комплексы нижне- и верхнемеловых отложений, и нижнюю, представленную глинами, песчаниками, алевролитами, конгломератами. Нижняя толща водоносна, вскрытая мощность ее составляет 80 м (Узункакский бассейн).

Водоносный комплекс изучен крайне слабо, в основном по выходам подземных вод на поверхность у подножия Кульджуктау в виде восходящих источников, приуроченных к зонам разломов. Подземные

воды имеют невысокую минерализацию — от 0,8 до 1,6 г/л. По мере удаления от гор минерализация возрастает до 3,8—3,9 г/л. По составу воды хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые, иногда — кальциевые. Только в единственном случае для родника Калаата отмечено преобладание иона магния.

Воды альбских отложений используются колодцами для водопоя.

Подземные воды трещинной зоны каменноугольных пород (С) распространены в Букантауском и Аристантауском бассейнах трещинных вод. Водосодержащими являются трещиноватые породы — песчаники, конгломераты, сланцы, редко известняки и доломиты. Породы дислоцированы, раздроблены и разбиты трещинами выветривания. Трещиноватость распространена неравномерно. Она приурочена к зонам разломов и к зонам выветривания. Глубина проникновения трещин достигает 100 м, а в зонах разломов она значительно больше. Наименее водоносны участки, сложенные кремнистыми сланцами. Наиболее водообильны трещиноватые породы, залегающие ниже уреза гидрографической сети. Водопоявления прослеживаются обычно по тальвегам долин. Кроме трещинных вод на отдельных участках распространения осадочных пород карбона развиты трещинно-пластовые воды, которые иногда обладают напором. Водопоявления обычно фиксируются по нисходящим малodeбитным родникам с дебитами от 0,08 до 0,64 л/сек. Вода в них пестрая, по степени минерализации от 2 до 15 г/л, по типу сульфатно-хлоридная натриевая и хлоридно-сульфатная натриевая.

Основное питание подземных вод происходит главным образом за счет атмосферных осадков, просачивающихся по трещинам.

Трещинные подземные воды карбона используются для водопоя скота.

Подземные воды трещинной зоны девона (D) распространены в Букантауском, Тамдынском, Кульджуктауском, Аристантауском, Султануиздагском и других более мелких бассейнах трещинных вод. Трещинные и трещинно-карстовые воды в основном приурочены к крупнотрещиноватым известнякам, раздробленным разломами на значительную глубину. Ширина тектонической зоны, к которой приурочены трещинные воды, достигает 4 км.

Известняки преимущественно крупнотрещиноватые, раздроблены разломами на значительную глубину. В них содержится большое количество подземных вод, которые питают другие водоносные горизонты или комплексы.

Из девонских известняков наблюдаются выходы крупных восходящих родников со значительными дебитами — от 2 до 5 л/сек. Суммарный расход родников Ирлир достигает 4 л/сек. Нисходящие родники (Тамдытау, Султануиздаг и др.) сосредоточены у склонов эрозионных врезов. Они менее водообильны, чем восходящие. Расходы таких родников в среднем составляют 0,5—1,0 л/сек.

Воды девона в бассейнах трещинных вод Центрального Кызылкума пресные с минерализацией до 1 г/л. По типу воды сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые.

Подземные воды девонских известняков используются для водоснабжения большинства населенных пунктов.

Подземные воды трещинной зоны силурийских — девонских пород (S—D) распространены в Тамдытау и Кульджуктау. Они приурочены к трещиноватым песчаникам, сланцам, конгломератам и известнякам. Трещинные воды вскрываются колодцами на глубине 6—13 м. Дебиты колодцев варьируют от 0,3 до 1,1 л/сек. Воды пестрые с минерализацией от 0,5 до 3 г/л. Наряду с солоноватыми сульфатно-магниевыми

водами встречаются пресные гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевого.

Воды используются в колодцах для питья и водопоя скота

Подземные воды трещинной зоны силурийских пород (S) распространены в Тамдытауском, Аристантауском и других бассейнах. Силурийские породы представлены песчаниками и сланцами с прослоями кремнистых пород, известняков, доломитов и конгломератов. Глубина залегания воды в колодцах не превышает 12 м. Дебиты их колеблются от 0,01 до 0,9 л/сек. Воды пестрые, по минерализации от 0,5 до 10,0 г/л, пресные воды (до 1 г/л) гидрокарбонатные кальциевые, соленоватые воды (1—3 г/л) сульфатно-хлоридные. Слабосоленые воды (3—10 г/л) сульфатно-хлоридные натриевые. В силурийских сланцах в восточной части гор Ауминзатау вскрыты трещинно-пластовые напорные воды на глубине 101 м. Пьезометрический уровень 18 м. Дебит скважины 1,7 л/сек. Минерализация воды 7,6 г/л.

Воды силурийских отложений используются для водопоя.

Подземные воды трещинной зоны нижнего палеозоя (Pz) распространены в Тамдытауском, Аристантауском и Ауминзатауском бассейнах трещинных вод. Водосодержащими породами являются мраморизованные известняки, рассланцованные известняки и кристаллические сланцы и гнейсы. Наиболее водообильными являются известняки. Вода родников выклинивается из известняков севернее поселка Тамды Булак и приурочена к зоне тектонических разломов. Расходы скважин достигают 42 л/сек, удельные дебиты 1—2 л/сек. Сланцы нижнего палеозоя обычно безводны, но на контактах и в зонах дробления удельные дебиты скважин достигают 0,8—0,9 л/сек. Температура воды в родниках 22—24°. Воды пресные с плотным остатком 0,7—0,8 г/л, реже 2—3,5 г/л. По типу они от гидрокарбонатных натриево-кальциевых до сульфатно-хлоридных натриевых и кальциево-магневых. Воды сланцев более минерализованы, чем известняков.

Подземные воды трещинной зоны интрузивных пород (γ) развиты ограниченно в Букантауском, Тамдытауском, Алтынтауском и Ауминзатауском бассейнах трещинных вод. Они приурочены к гранитам и гранодиоритам, а в Султануиздагском бассейне — к породам ультраосновного и основного состава. Эти породы обладают мелкой трещиноватостью, часто распространяющейся на глубину нескольких десятков метров. Водоносность проявляется в виде источников, приуроченных к подножию склонов, в верховьях суходолов. Дебиты их составляют 0,2—0,3 л/сек. В низовьях суходолов воды вскрываются неглубокими колодцами.

Воды интрузивных пород почти всюду гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,7—2,7 г/л.

Воды интрузии широко используются для питья и водопоя.

Расчлененность рельефа на значительной части территории Центрального Кызылкума, сильная трещиноватость пород, слагающих палеозойские массивы, широкое распространение хорошо водопроницаемых верхнемеловых отложений, а также наличие тектонических разрывов создают благоприятные условия для формирования подземных вод.

Отрицательными факторами являются отсутствие постоянных поверхностных вод и незначительное количество атмосферных осадков (не более 200 мм в год).

Формирование подземных вод на территории Центральных Кызылкумов происходит как за счет инфильтрации атмосферных осадков, так и за счет подземного притока по региональным разломам, на что указывает наличие родников с большими и устойчивыми расходами и

значительные постоянные дебиты пресных (иногда горячих) вод в скважинах. Питание водоносных комплексов в неогеновых и четвертичных отложениях происходит по всей площади их распространения.

Совершенно иначе происходит питание подземных вод водоносных комплексов, приуроченных к отложениям палеозоя и мезозоя. Наиболее интенсивное их питание происходит на участках крупных площадных выходов этих пород на поверхность.

В результате интенсивных и неоднократно повторяющихся тектонических движений породы, слагающие горные массивы, были настолько дислоцированы, что сплошность и первоначальная структура их были нарушены и последние приобрели значительную трещиноватость (трещины скалывания). По имеющимся данным, глубина трещиноватости в горных массивах Кызылкумов достигает 30—50, возможно, 100 м.

Сравнительно небольшая глубина трещиноватости пород палеозойских массивов нашла отражение в их водообильности.

Особое место в палеозойских массивах занимает толща карбонатных пород, подверженных карстовым процессам, что создает предпосылки для накопления атмосферных вод в карстовых полостях.

В пределах Мынбулакского артезианского бассейна выклинивание трещинно-карстовых вод, связанных с крупными разрывными зонами, происходит на участках селения Кулькудук и Ирлир, образуя здесь одноименные восходящие родники с постоянным расходом и с хорошим качеством воды. Абсолютная отметка родника Кулькудук 250 м, Ирлир — 350 м. Причины столь высокого абсолютного положения уровней в пределах выходов палеозоя Центральных Кызылкумов можно объяснить исключительно теми высокими напорными градиентами, которые создаются в разрывных зонах в пределах высокогорной части Тянь-Шаня.

В Центральном Кызылкуме, по мнению Н. И. Плотникова, выделяются две гидродинамические зоны: 1) инфильтрации и транзита, расположенная выше базиса эрозии, и 2) естественных запасов и ресурсов, расположенная ниже и на уровне гидрографической сети. Глубина распространения первой зоны не превышает 100 м. Здесь основная масса трещинных вод дренируется долинами глубоковрезанных суходолов. Вторая зона чаще всего наблюдается в пределах развития известняков, сильно трещиноватых и раскарстованных, причем степень трещиноватости и раскарстованности с глубиной не затухает, а, наоборот, возрастает. Благодаря этому в карбонатных породах скапливаются значительные запасы подземных вод. На участках, где площади локальной трещиноватости и раскарстованности пересекаются крупными региональными разрывными зонами, происходит интенсивная циркуляция подземных вод. Так, скважиной, пробуренной в районном центре Тамды, у подножия северо-восточного склона хр. Тамдытау, вскрыта карстовая полость, приуроченная к линии разлома. Скважина фонтанирует с 1958 г., и расход ее воды (45 л/сек) остается неизменным. Абсолютная отметка пьезометрического уровня равна 250 м.

Количество атмосферных осадков в этом районе не превышает 150 мм в год, а в отдельные годы составляет 70—80 мм/год.

В Мурунтауском массиве (юго-восточная оконечность Тамдытау), сложенном в основном известняками и доломитами, в течение трех лет не зафиксировано колебаний уровней воды в скважинах. Это подтверждает то, что трещинно-карстовые воды, вскрытые скважинами, получают питание не только за счет инфильтрации атмосферных осадков, но и за счет глубоких трещинно-карстовых вод, связанных с региональными разрывными зонами.

Питание меловых вод происходит также сложными путями. Инфильтрация атмосферных осадков в водопроницаемые отложения верхнего мела осуществляется в предгорной части на участках отсутствия регионального водоупора — глин и мергелей палеогена.

В период интенсивного выпадения наиболее значительной части атмосферных осадков с гор стекает огромное количество воды, которая в основной своей массе проходит транзитом до бессточных котловин, являющихся базисом поверхностного стока. Часть этой воды, инфильтруясь через отложения предгорного шлейфа, формирует общий поток подземных вод верхнего мела, направленный от горных массивов.

Верхнемеловые отложения предгорных равнин на многих участках питаются за счет перелива трещинных вод палеозоя, циркулирующих по разрывным зонам. Примером могут служить Южно-Букантауский и Айтымский разломы Мынбулакского артезианского бассейна.

Таким образом, в верхнемеловой водоносный комплекс основная масса воды поступает по тектоническим контактам в предгорьях, за счет инфильтрационных и селевых вод и путем перелива трещинных вод палеозоя по зонам разрывных дислокаций, которые прослеживаются от выходов складчатого фундамента к зонам его глубокого погружения.

Высокое абсолютное положение уровней подземных вод в областях питания и резкое погружение верхнемеловых отложений под водоупорные глины обуславливает формирование артезианских вод, обладающих значительными напорами. Общее падение абсолютного положения пьезометрического уровня происходит с востока на запад от 240 м в районе горы Тамдытау до 180 м — в западной оконечности гор Кульджуктау и 190 м — в Мынбулакском артезианском бассейне. Базисом стока для подземных вод каждого артезианского бассейна являются бессточные впадины, развитые на территории почти всех артезианских бассейнов.

Абсолютные отметки дна бессточных впадин значительно ниже пьезометрического уровня подземных вод турон-сенонского водоносного комплекса. На дне этих впадин в результате разгрузки подземных вод в зимнее время образуются озера, а в летнее — солончаки.

Гидрогеологическими исследованиями Узбекского гидрогеологического треста установлено наличие разрывных нарушений в Мынбулакском и Карагатинском бассейнах, а также между горами Джетымтау и Тамдытау.

Разгрузка подземных вод верхнемелового водоносного комплекса происходит по линиям разломов.

В бессточных впадинах, где палеогеновый водоупор — глины и мергели размыты, подземные воды выходят на поверхность, образуя родники и «чоколаки» (песчаные бугры, на поверхности которых имеются родники). Во впадинах, где палеогеновый водоупор имеет небольшую мощность, подземные воды верхнего мела благодаря значительному напору просачиваются через водоупор и создают на дне впадин солончаки. Минерализация воды здесь достигает 5 г/л и более.

Трещины флексурообразных перегибов и разрывные зоны, приуроченные к предсводовым частям положительных складок, способствуют выклиниванию более пресных напорных вод, чем воды, получающие разгрузку непосредственно через палеогеновый водоупор.

Таким образом, в том случае, если по тектоническим разрывам Кызылкумского поднятия поднимается пресная вода палеозоя и питает верхнемеловую водоносный комплекс, эти разрывы не пересекают всей мезо-кайнозойской толщи. Если же тектонические разрывы пересекают всю толщу, то при благоприятных геоморфологических условиях это

способствует разгрузке подземных вод комплекса на дневную поверхность.

Общий отток подземных вод происходит на запад только в Бузайском артезианском бассейне. В остальных установилось природное гидродинамическое равновесие между притоком и оттоком в бессточные впадины.

На примере Мынбулакского и Карагатинского артезианских бассейнов как наиболее изученных представляется возможным проведение более подробного анализа гидродинамических процессов и связанных с ними гидрохимических изменений в верхнемеловом комплексе. О роли разрывных нарушений в питании верхнемелового комплекса можно судить по направлению гидроизопьез

В районах интенсивного перелива трещинных вод складчатого фундамента появляются аномальные участки гидростатических напоров с высоким значением пьезометрических уклонов. Величина уклона по Аитымскому разлому составляет 0,0025, по Южно-Букантаускому — 0,003, по Мынбулакскому — 0,01.

Таким образом, мы видим, что чем дальше разлом расположен от палеозойского массива, тем относительно меньше пьезометрический уклон. Максимальное значение пьезометрического уклона в пределах Мынбулакского разлома обусловлено близостью области разгрузки, каковой является бессточная Мынбулакская котловина. О наличии области разгрузки свидетельствуют многочисленные родники и чоколаки, расположенные по линии разлома. В зоне рассматриваемого разлома скважиной также вскрыты пресные воды с минерализацией до 0,9 г/л. Таким образом, разломы являются не только проводниками трещинных вод фундамента в верхнемеловом комплексе, но и расслабленной зоной, по которой происходит разгрузка подземных вод на поверхность в виде родников.

Максимальные отметки пьезометрического уровня в Мынбулакском бассейне составляют 150 м, минимальные — 77 м. Гидроизопьеза 80 приурочена к западной части бассейна, где находится область открытой разгрузки.

Таким образом, в пределах Мынбулакского артезианского бассейна имеется два типа разрывных нарушений. По первому циркулируют холодные пресные воды, приуроченные к верхней части палеозойского фундамента. По второму циркулируют термальные воды, связанные либо с зонами глубокой циркуляции подземных вод по региональным разломам, либо с зонами глубокого погружения складчатого фундамента под осадочный мезо-кайнозойский покров, где по местным разломам происходит погружение трещинных вод палеозоя.

Кроме того, мы выделяем открытые и закрытые разломы. По первым происходит движение трещинных вод палеозоя, по вторым оно отсутствует либо не установлено.

Особенно хорошо подтверждается роль разрывных нарушений в питании верхнемелового водоносного комплекса при изучении многолетних наблюдений за режимом подземных вод при эксплуатации водоносного комплекса. Так, за десятилетний период (с 1956 по 1965 г.) эксплуатации как по Мынбулакскому, так и по Карагатинскому артезианским бассейнам заметных изменений в уровне, температуре и минерализации подземных вод не зафиксировано.

Отмечалось некоторое снижение уровня и расхода в отдельных скважинах, но это было связано с заиливанием фильтров. После чистки скважин расход и уровень воды в них восстанавливались до первоначального.

Формирование ресурсов подземных вод верхнего мела в условиях Кызылкумского поднятия происходит не только за счет атмосферных осадков, а в основном за счет регионального стока — по разрывным зонам со стороны крупных геологических структур. Это позволяет заново пересмотреть существующую точку зрения на эксплуатационные запасы артезианских бассейнов Кызылкумского поднятия в сторону их увеличения. Существующие неучтенные резервы запасов подземных вод дадут возможность решить дополнительно ряд народнохозяйственных вопросов, связанных с водоснабжением, обводнением пастбищ и орошением.

Неоднородность водосодержащей толщи в известной степени влияет на химический состав и степень минерализации подземных вод на отдельных участках. Однако для всей территории Центрального Кызылкума можно наметить основные гидрохимические зоны в подземных водах верхнемелового комплекса.

I. Зона сульфатно-хлоридных от пресных до солоноватых вод с минерализацией от 0,5 до 3 г/л.

В этой зоне выделяются две подзоны: А — сульфатно-хлоридных с повышенным содержанием гидрокарбонатов натриево-калиевых пресных и слабосолоноватых вод с минерализацией от 0,5 до 2 г/л; Б — сульфатно-хлоридных натриевых слабосолоноватых и солоноватых вод с минерализацией от 2 до 3 г/л.

Рассматриваемая зона расположена между горами Джатымтау и Нуратау, достигая восточных предгорий Тамдытау.

II. Зона хлоридно-сульфатных вод с минерализацией от 1 до 5 г/л, реже до 1 г/л.

В этой зоне выделяются две подзоны: А — хлоридно-сульфатных натриевых вод с минерализацией от 2 до 3 г/л; Б — хлоридно-сульфатных натриевых вод с минерализацией от 3 до 5 г/л.

Данная гидрохимическая зона имеет наиболее обширное площадное распространение. Причем подзона А, как правило, прослеживается в подножии горных массивов, по мере удаления от последних она замещается зоной Б.

III. Зона смешанных по составу вод с минерализацией до 3 г/л. Эта зона прослеживается только к северу и северо-западу от хребтов Букантау и Джатымтау.

IV. Зона преимущественно хлоридных натриевых вод с минерализацией от 5 до 10 г/л.

Зона хлоридных вод охватывает главным образом районы бессточных котловин, являющихся областями разгрузки напорных вод верхнего мела. Наряду с этим отдельные скважины вскрывают хлоридные натриевые воды с минерализацией до 10 г/л за пределами областей питания. Такие участки не имеют значительного площадного распространения и связаны, по-видимому, с резким ухудшением фильтрационных свойств водовмещающих пород.

Первое, что обращает на себя внимание, — это повсеместное распространение хлоридно-сульфатных вод с минерализацией до 3 г/л в областях питания водоносного горизонта, т. е. в пределах выходов отложений верхнего мела на дневную поверхность.

Повышенная минерализация в областях питания и предопределяет формирование химического состава по мере продвижения к областям разгрузки.

При описании геологического строения указывалось, что предгорные равнины, сложенные верхнемеловыми породами, перекрыты загипсованными пролювиальными наносами четвертичного возраста. Мощность их изменяется от 0,5 до 20 м.

Атмосферные осадки и воды временных потоков, инфильтруясь через пролювильный покров, частично растворяют соли, содержащиеся в нем. В результате этого минерализация инфильтрационных вод увеличивается до 3—5 г/л. По мере движения к областям разгрузки происходит закономерное увеличение минерализации главным образом за счет смещения с более древними водами, которые сохранились на участках с затрудненными фильтрационными свойствами.

Существенная роль в формировании вод IV гидрохимической зоны принадлежит высокоминерализованным водам разрывных нарушений, которые как бы создают подпор для нормального фильтрационного потока верхнемелового водоносного комплекса. Поэтому в Мынбулакском артезианском бассейне область разгрузки подземных вод сдвинута относительно дна бессточной котловины к западу — к району, осложненному разрывными нарушениями.

Выявленная закономерность горизонтальной смены гидрохимических зон от областей питания к областям разгрузки местами нарушается. Нарушение выявлено на участках, где происходит перелив трещинно-карстовых вод палеозойского складчатого фундамента в верхнемеловой водоносный комплекс по разрывным нарушениям.

Таким образом, появляются аazonальные гидрохимические площади. В западной части Мынбулакского бассейна встречены пресные сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 1 г/л. В центральной части, т. е. в области разгрузки Карагатинского бассейна, вскрыты сульфатно-хлоридные воды с минерализацией до 2 г/л.

Появление аazonальных вод с различными минерализациями и химическим составом позволяет заключить, что по разломам движутся два типа вод: 1) сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией до 1 г/л; 2) сульфатно-хлоридные с минерализацией до 2 г/л.

Отличительной чертой этих вод является не только химический состав и минерализация, но и температура. В первом случае она не превышает 18°, во втором — местами достигает 38°, при этом глубина вскрытия подземных вод в обоих случаях примерно одинаковая.

Совокупность приведенных факторов позволяет выделить в вертикальном разрезе нижней гидродинамической зоны трещинно-карстовых вод палеозойского фундамента (по Н. И. Плотнокову) две гидрохимические зоны: 1) верхняя — холодных сульфатно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод с минерализацией до 1 г/л; 2) нижняя — термальных сульфатно-хлоридных с повышенным содержанием гидрокарбонатов натриевых вод.

Воды верхней зоны вскрываются по линиям разрывных нарушений при сравнительно неглубоком залегании складчатого фундамента — от 200 до 500 м.

Воды нижней гидрохимической зоны связаны с более глубокими частями крупных региональных разломов. Проходя значительное расстояние от Западного Тянь-Шаня, эти воды по мере удаления от основных областей питания соприкасаются со сланцами и обогащаются сульфатами. В условиях открытой зоны разлома они переливаются в вышележащие водоносные горизонты на участках погружения складчатого фундамента под мезо-кайнозойский покров.

На территории Центрально-Кызылкумской группы бассейнов трещинных вод и малых артезианских бассейнов аномальные гидрохимические и температурные зоны выявлены в непосредственной близости от областей разгрузки подземных вод верхнего мела.

Нарушения гидродинамического режима артезианских бассейнов и связанные с ним температурные аномалии и гидрохимическая азо-

нальность весьма четко выражаются при условии: 1) наличия выдержанных разрывных дислокаций; 2) близости области разгрузки, какими являются бессточные котловины.

Падение напоров в областях разгрузки создает естественную депрессию в верхнем водоносном горизонте, что способствует увеличению скорости движения фильтрационного потока.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для перелива глубоких вод палеозоя в осадочный покров создаются на участках тех водоносных горизонтов, которые характеризуются наиболее активным водообменом. Наиболее интенсивное внедрение палеозойских вод будет происходить по зонам, обладающим повышенной фильтрационной способностью. Этими зонами могут быть только линии разрывных нарушений.

Таким образом, наиболее благоприятные условия для перелива трещинных вод фундамента на всей территории Центрального Кызылкума за его пределами естественной природной обстановкой созданы для турон-сенонского водоносного комплекса. Перелив трещинно-карстовых вод складчатого фундамента по линиям разломов происходит на таких участках, где четко выражаются гидрохимическая азональность и температурные аномалии. В районах, удаленных от областей разгрузки, перелив палеозойских вод осуществляется с меньшей интенсивностью. В результате этого происходит смещение глубоких вод палеозоя с водами сенон-туронского горизонта. Поэтому по изменению химического состава и минерализации установить роль разрывных нарушений намного труднее. В таких районах основным критерием для выявления роли разломов в питании подземных вод служит температурный фактор. Гидрохимический фактор здесь может служить косвенным указателем на наличие питания по разлому.

Так, в Мынбулакском артезианском бассейне в зоне глубокого погружения комплекса вскрыты воды с минерализацией 2,7 г/л, а в скважине, расположенной в непосредственной близости от выходов водовмещающих пород на дневную поверхность, — на глубине 80 м с минерализацией 2,6 г/л.

Таким же косвенным путем можно выявить роль Аксайского разлома, который весьма резко выделяется по температурной аномалии.

Проследим изменение минерализации комплекса при движении по направлению подземного потока от восточной границы Мынбулакского артезианского бассейна к западу — северо-западу. Минерализация изменяется от 2,2 до 2,7 г/л, далее примерно через 20 км она составляет соответственно 3,3 и 3,2 г/л. Еще через 20 км в том же направлении почти на границе с IV гидрохимической зоной минерализация подземных вод составляет 2,5—3,4 г/л. Происходит резкое уменьшение степени минерализации, которое при спокойном залегании отложений верхнего мела не наблюдается.

Таким образом, тщательный анализ фактического материала позволяет даже косвенным путем установить влияние разрывных дислокаций на химический состав подземных вод.

ГОРНЫЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАСЕЙН ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРА

Этот бассейн расположен в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В административном отношении он входит в Гузарский район Кашкадарьинской области и Шерабадский район Сурхандарьинской области. Описываемый артезианский бассейн граничит на юге и востоке с Сурхандарьинским, а на северо-западе — с Амударьинским артезианскими бассейнами.

Рельеф района характеризуется параллельно расположенными горными грядами, постепенно снижающимися в юго-западном направлении и отделенными друг от друга широкими понижениями. Главный хребет проходит по северо-восточной границе района. Горные гряды в центральной части района характеризуются отметками от 2500 до 1000 м, а на западе и юго-западе они ниже 1000 м. Самые высокие, но небольшие по протяженности хребты расположены в междуречье Урядарьи и Кичик-Урядарьи. К ним относятся горы Кара-Сырт и Кантау. Склоны гряд (чаще всего бронированные) имеют форму куэстов, расположенных кулисообразно. Они изрезаны густой сетью постоянно и временно действующих водотоков. Долины постоянно действующих водотоков, как правило, врезаются на глубину 300 м и более. Глубина расчленения временно действующими водотоками обычно не превышает 50 м.

Долины рек и саев имеют V-образную форму. Склоны их пологие 15—20°, большей частью задернованные. В высокогорных участках они узкие, каньонообразные, с крутыми скалистыми склонами и невыработанным ступенчатым тальвегом. Водоразделы имеют вид скалистых гробней. Долины рек имеют, в основном четыре надпойменные террасы, за исключением высокогорной части, где насчитывается до семи террасовых поверхностей. Морфологически они выражены в виде ровных прерывистых узких полос шириной от нескольких десятков метров до 1 км и реже более, возвышающихся уступами. Высота террас постепенно повышается от устья к истокам.

Гидрографическая сеть района довольно густа, но реки преимущественно маловодные. Одни реки — Кызылдарья, Лянгар, Гузардарья и ее составляющие Урядарья и Кичик-Урядарья — текут в сторону р. Кашкадарьи, — другие — Мачайдарья, Шураб несут свои воды в Сурхандарьинскую депрессию и впадают в р. Сурхандарью. Река Дарья протекает по южной границе района и имеет направление к Амударье, но не достигает последней и теряется в Каршинских степях.

Питание рек осуществляется за счет родниковых, талых и дождевых вод. Расход р. Кызылдарьи, по данным гидрометрического поста у сел. Тагир, изменяется от 2—2,5 до 15—20 м³/сек, а Гузардарьи — от 5 до 30 м³/сек. Среднегодовой расход р. Шураба составляет 170 л/сек.

Воды в истоках крупных рек обычно пресные, с минерализацией менее 1,0 г/л, ниже по течению минерализация увеличивается за счет притока солоноватых родниковых вод. Примером могут служить реки Кичик-Урядарья и Дарья. Первая берет свое начало у перевала Коктугай, где она носит название Шириндарья (сладкая река). В истоках этой реки вода исключительно хорошего качества с сухим остатком менее 0,5 г/л. В среднем ее течении минерализация возрастает до 1,5 г/л, а в низовье она достигает 6 г/л. Река Дарья в своих истоках имеет воду слабосоленоватую, в пределах же южной границы района вода становится сильно соленой с сухим остатком — 35—36 г/л.

Климат района характеризуется огромным количеством солнечного тепла и света, скудностью осадков, низкой относительной влажностью воздуха, высокой температурой летом, большими годовыми амплитудами температуры и сильными ветрами.

В распределении температур воздуха наблюдается большое разнообразие. В предгорьях с абсолютными высотами 500—800 м среднегодовая температура равна 15—16°, на высотах от 800 до 1300 м она снижается до 14,5°, а на высоте 2000 м она составляет всего 8°С.

Количество осадков увеличивается с высотой и на ветреных (западных и юго-западных) склонах, открытых для воздушных масс, ко-

леблется от 285 мм в предгорьях (Гузар) до 590 мм в высокогорной части района (Минг-Чукур). Осадки выпадают преимущественно в виде дождя и небольшое их количество в виде снега. Появление снежного покрова отмечается в ноябре. Исчезновение его зависит также от высоты. Снежный покров сходит на отметках менее 1000 м в декабре и январе, выше 1000 м — в феврале — марте. Толщина его на высотах от 500 до 1500 м составляет 1—10 см, на участке высокогорной метеостанции достигает 113 см.

Высокие температуры воздуха и отсутствие летом осадков обуславливают большую величину дефицита влажности, доходящую в июле до 41%. Зимой дефицит влажности резко падает. Наименьшее его значение отмечается в январе (2—3%). С высотой он уменьшается. Колебания среднегодовых величин относительной влажности незначительные: от 47—48% на равнине до 57—58% в горных зонах. Ветровой режим в основном зависит от рельефа. В предгорьях и в равнинной части преобладают ветры юго-восточных румбов со скоростью 3—4 м/сек, в летнее время они резко меняют свое направление на северо-западное со скоростью 4 м/сек.

К сильным фронтальным ветрам относится афганец. Это сильный западный ветер (нередко до 20 м/сек), сопровождающийся увеличением влажности, падением давления, температуры и сильной запыленностью воздуха.

Геологическое строение района сложное, в нем принимают участие изверженные и осадочные породы палеозоя и морские, лагунные и континентальные осадки мезо-кайнозоя. Четвертичные отложения покрывают склоны гор, заполняют глубокие размытые речные долины и урочища в межгорных впадинах. Они представлены делювиальными, пролювиальными, пролювиально-аллювиальными и аллювиальными образованиями.

Делювиальные отложения развиты на склонах гор и предгорий. Они представлены суглинками с прослоями и линзами щебня и гравия.

Пролувиальные осадки имеют наибольшее развитие, ими сложены волнистые равнины, урочища, водораздельные поверхности. Они встречаются также в лощинах и суходолах, где залегают на размытой поверхности лёссовых пород. Эти осадки представлены толщей переслаивающихся суглинков и супесей с прослоями и линзами глины, песка, гравия и гальки.

Пролувиально-аллювиальные накопления встречаются в пределах покатых равнин конусов выноса и в долинах временно действующих потоков. Покатые равнины конусов выноса сложены в верхней части разреза суглинками, супесями и песками, залегающими на галечниках. В долинах временных потоков они отличаются разнообразием от грубообломочных, плохо отсортированных в верховьях до тонкозернистых мелкоземистых осадков в устьевых частях. Гравийно-галечниковые накопления и слабо прочные песчаники распространены в урочищах Арабдашт, Пайгадашт, Ширымтау и др. В урочище Арабдашт они занимают площадь около 45 км².

Аллювиальные отложения слагают террасы речных долин. В строении первых трех террас принимают участие галечники, пески, супеси и суглинки, общая мощность которых измеряется от 5 до 25 м, иногда — более. Древние террасы, начиная с четвертой, сложены в основном конгломератами (Q₁), которые сохранились в виде отдельных фрагментов на склонах долин рек.

Неоген представлен переслаиванием буровато-красных глин, конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, залегающим с резким угловым несогласием на различных горизонтах нижележащих от-

ложений вплоть до бухарских слоев палеоцена. Общая мощность отложений неогена достигает 1300 м. Осадки неогена выполняют ядро Дехканабадской и Аккульской синклиналей. Они прослеживаются по северо-западной и северной границам района, слагая в отложениях палеогена и частично миоцена крылья антиклинальных поднятий и ядра синклинальных структур. Выходы их также зафиксированы в юго-восточной и центральной его частях. Неогеновые отложения представлены морскими и континентальными осадками, состоящими из толщи переслаивающихся зеленых, желтовато-серых и красноцветных глин, песчаников, алевролитов. Нижние горизонты представлены мощной толщей известняков с прослоями гипсов, ангидритов и реже глин, получивших в литературе название «бухарские известняки». Общая мощность этих отложений составляет 1500—1700 м.

Осадки мелового возраста имеют широкое площадное распространение и занимают всю центральную часть района.

Сеноман представлен песчаниками, известняками, темно-зелеными глинами, алевролитами и аргиллитами. В кровле этих осадков залегает пачка песчаных известняков мощностью от 14 до 40 м. Выше, со следами небольшого размыва залегают морские терригенно-карбонатные и лагунные гипсоносные образования туронского яруса, представленные зеленовато-серыми, темно-зелеными, красновато-бурыми, фиолетовыми глинами с прослоями серых мергелей и мелкозернистых песчаников. Сенонский надъярус и датский ярус представлены серыми тонкослоистыми глинами и желтовато-серыми песчаниками. В кровле датского яруса находится 30-метровая толща гипсов. Наибольшая мощность осадков верхнего мела — 2100 м.

Нижемеловые отложения распространены широко. Альб представлен морскими и терригенными осадками. Это песчаники с линзами и прослоями конгломератов и серые, красные, тонкослоистые глины. Мощность их достигает 430 м. Барем-аптские образования представлены чередующимися пестроцветными аргиллитами, песчаниками с прослоями гипса и мергеля общей мощностью 220 м. Валанжин и готерив характеризуются красноцветными породами континентального происхождения с редкими линзами лагунных осадков. В основании яруса находятся кирпично-красные глины, согласно залегающие на соляно-гипсовой толще верхней юры. Стратиграфически выше преобладают бордово-красные алевролиты и песчаники. Общая мощность валанжин-готеривских пород достигает 460 м (в районе Кансая).

Юрские отложения широко развиты в северной и северо-восточной частях района. По комплексу содержащейся фауны в них выделяются верхний и средний отделы.

Верхний отдел представлен осадками келловейского, оксфордского, кимериджского и титонского ярусов. В основании толщи находятся серые и зеленовато-серые мергелистые глины, которые согласно перекрываются доломитизированными известняками. Выше по разрезу лежат осадки кимеридж-титонского яруса, именуемые в литературе гаурдакской свитой. Общая мощность отложений верхней юры достигает 1000 м. Отложения средней юры (ааленский, байосский и батский ярусы) состоят из серых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями угля и угленосных сланцев. Общая мощность их 300 м. Нижнеюрские отложения отсутствуют.

Палеозойские образования зафиксированы на севере (в наиболее высокогорной части района) и на юге (в Кугитанских горах). Самыми древними отложениями являются породы метаморфического комплекса, относимые условно к верхнему силуру. В составе метаморфического комплекса встречены эпидото-кварцевые, биотитовые и хлоритовые

сланцы, а также амфиболиты, гнейсы, мраморы и известняки. Мощность метаморфического комплекса достигает 1500—2000 м (Г. С. Чикризов и Х. В. Рыскина). Несогласно на верхнесилурийских образованиях лежит осадочно-эффузивная толща кварцевых порфиров и диабазов с прослойками известняков, песчаников и конгломератов.

Карбоновые отложения представлены известняками, конгломератами и эффузивами.

Верхнепалеозойские осадки характеризуются толщей темных, почти черных алевритовых сланцев.

Интрузивные породы представлены гранитами, дацитовыми порфирами и диоритами. Граниты прорывают весь осадочно-метаморфический комплекс палеозойских пород в Кугитанском хребте. Выходы их занимают 45% площади восточного склона этих гор.

В структурном отношении (рис. 27) район представляет собой часть погружающегося на юго-запад сложного антиклинория юго-западных отрогов Гиссарского хребта, ограниченного с юго-востока Сурхандарьинским, а с северо-запада — Бешкентским прогибами. Этот антиклинорий осложнен линейно расположенными складками второго и более мелкого порядков. Наиболее крупными из них являются Кугитанская, Тюбегатанская, Хараильская, Аманатинская, Белесная и Урядарьинская антиклинали и разделяющие их Дехканабадская, Агтагская, Аккульская синклинали. К синклинальным складкам приурочены артезианские бассейны, которые представляют собой взаимосвязанную систему напорных вод. Упомянутые структуры образовались в альпийский тектонический цикл, бурное проявление которого произошло на границе плиоцен-четвертичного времени. В этот период произошло поднятие горных массивов, сопровождающееся трещинами, сбросами и надвигами.

Юго-восточное крыло Кугитанской складки осложнено крутопадающим надвигом, по которому известняки келловей-оксфорда непосредственно контактируют с нижнемеловыми отложениями валанжинготерива.

На юго-восточном и юго-западном крыльях Тюбегатанской антиклинали прослеживаются крутые надвиги с амплитудами до 150 и 800 м соответственно. Северо-восточная часть Белесыйанакской антиклинали нарушена крутым надвигом с амплитудой перемещения до 1300 м. Такие же крутые надвиги наблюдаются и в других антиклинальных структурах.

По тектоническим нарушениям горноскладчатой области осуществляется взаимосвязь между отдельными водоносными горизонтами и комплексами. Мезозойские и палеогеновые отложения сильно дислоцированы и смяты в складки, что обуславливает своеобразие гидрогеологической обстановки района. Весь район в целом резко приподнят. Отложения юры и мела, слагающие горные гряды, содержат, как правило, безнапорные порово-трещинные воды. В синклинальных прогибах к этим же отложениям приурочены пластовые, напорные воды. Воды, циркулирующие в отложениях верхнего (сеноман) и нижнего мела, а также верхней и средней юры, представляют единую гидравлически связанную систему. Учитывая значительные размеры площади их распространения (около 5000 км²), можно сказать, что район юго-западных отрогов Гиссара представляет собой горноскладчатый артезианский бассейн первого порядка с «наложением» на него малых артезианских бассейнов второго порядка, которые являются сочлененными бассейнами подземных вод горных сооружений альпийской складчатости. Эти малые бассейны сложены более молодыми отложениями, начиная с четвертичных и кончая отложениями туронского яруса. Поскольку

отложения распространены на отдельных разрозненных участках и воды, циркулирующие в них, не представляют единой системы, условия формирования и разгрузки вод на различных участках различны. Исходя из этого мы выделяем в пределах описываемого района следующие артезианские бассейны.

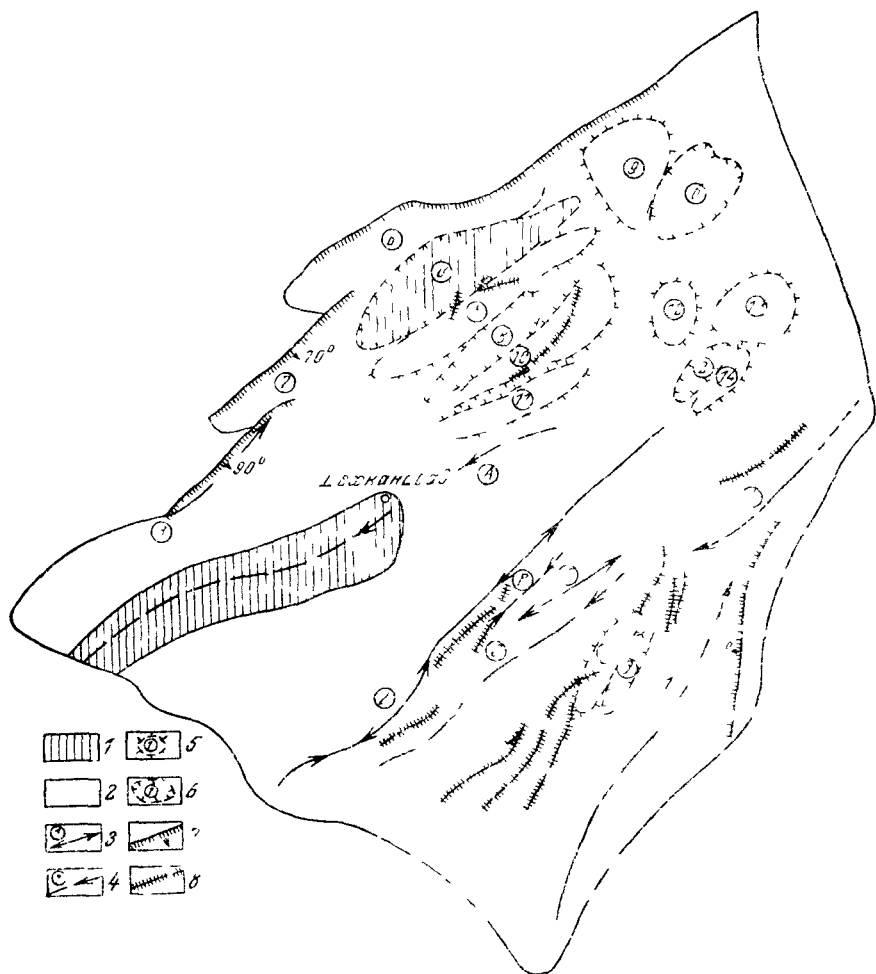


Рис. 27. Структурно-тектоническая схема центральной и юго-западной части горного артезианского бассейна юго-западных отрогов Гиссара

- 1 — неогеновые отложения, глины, алевролиты, песчаники, гравелиты, 2 — палеогеновые, меловые и юрские отложения, 3 — антиклинали (цифры на карте в кружках) 1 — Кугитанская, 2 — Тюбегатанская, 3 — Белесмайная, 4 — Кетменьчайтинская, 5 — Джабагильская
4 — синклинали (буквы на карте в кружках) А — Дехканабадская (Кичикурьядарьинская), Б — Актагская, В — Акбаштауская
5 — брахантиклинали (цифры на карте в кружках) 6 — Аманатинская, 7 — Карацкая, 8 — Урядарьинская, 9 — Джалташская, 10 — Кантауская, 11 — Бабасурханская, 12 — Карацкая, 13 — Чагырткалинская, 14 — Обишконская, 15 — Хамканская
6 — брахисинклинали (буквы на карте) а — Аккульская, б — Терсокарская, в — Акайринская г — Салкынчакская, д — Хамканская
7 — надвиги и угол падения плоскости, 8 — сбросы

Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений (alQ) развит в долинах рек и саев и представлен галечниками, гравием и песками с линзами и прослоями суглинков. Мощность отложений в долинах рек Кичик-Кунядарьи и Шордарьи составляет 15—25 м, а в долинах рек Урядарьи, Игрису, Кызылсу — 10—40 м. Ширина полосы

распространения аллювиальных отложений небольшая и варьирует от 100 до 1500 м.

Воды грунтовые со свободной поверхностью уровня. Глубина залегания его в зависимости от гипсометрического положения террасовых поверхностей изменяется в пойме — до 1 м, на первых трех надпойменных террасах — от 1,0 до 25,0 м. На четвертой террасе р. Урядарьи скважиной вскрыта вода на глубине 71 м. Водообильность комплекса слабая. Дебиты колодцев от 0,05 до 0,5 л/сек при понижении на 0,2—4,0 м. Расходы родников от 0,1 до 0,5 л/сек.

В истоках речных долин высокогорной части района грунтовые воды обычно гидрокарбонатные натриевые с сухим остатком не более 0,5 г/л. Вниз по течению происходит увеличение степени минерализации воды до 15—36 г/л. По типу воды становятся сульфатными натриевыми. Это обусловлено повышением минерализации поверхностных вод, являющихся основным источником питания.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (alrQ) распространен на небольших по площади участках (до 45 км²) юго-западнее и северо-восточнее Дехканабада. Он представлен переслаивающейся толщей супесей и суглинков с линзами и прослоями гравийно-галечниковых отложений и песков.

Грунтовые воды залегают на глубине от 3,0 до 22,0 м (урочище Араб-Дашит), причем уменьшение глубины залегания уровня наблюдается в северном направлении. Дебиты колодцев колеблются от 0,1 до 0,4 л/сек. Воды сульфатные натриевые с плотным остатком 1,5—3,0 г/л.

Основным источником питания являются атмосферные осадки и воды поверхностных водотоков. Воды этого комплекса используются для хозяйственного и питьевого водоснабжения кишлаков.

Водоносные комплексы неогеновых и неоген-олигоценых отложений (N, Pg₃—N₁) развиты в центральных частях Дехканабадского и Аккульского бассейнов. Они представлены чередующимися слоями конгломератов, гравелитов, алевролитов и глин общей мощностью 1000—1100 м.

По всей площади своего распространения неогеновые отложения водоносны, причем в них имеются как грунтовые воды со свободным уровнем, так и напорные воды.

Подземные воды вскрываются по дну долин на глубинах от 0,5 до 20 м. В пределах района встречаются нисходящие и восходящие родники с расходами от нескольких сотых до 0,5 л/сек. Дебиты колодцев и скважин составляют 0,05—0,4 л/сек при понижении на 2—10 м. Отмечено, что нижняя часть водоносного комплекса более водообильна. Родники здесь имеют расходы 0,6—1,5 л/сек, а дебиты скважин равны 0,2—0,6 л/сек при понижении на 0,4—1,2 м.

Величина общей минерализации воды изменяется от 4 до 12 г/л. Увеличение ее наблюдается в западном и юго-западном направлениях, т. е. по направлению движения водного потока. По характеру минерализации воды преимущественно сульфатно-хлоридные натриевые и хлоридно-сульфатные натриевые.

В районе кишлака Кызылча (Дехканабадский артезианский бассейн) колодцы вскрывают пресную воду с плотным остатком менее 0,5 г/л. По типу воды сульфатные кальциево-натриевые. Скважина, расположенная в 5 км к востоку от сел. Кызылча, также вскрыла пресную воду с плотным остатком 0,7 г/л.

Аналогичные участки имеются и на южном крыле бассейна (колодец Чуйчак, родник Захчаата, колодцы в поселке колхоза «Лени-

низм»). Воды здесь более минерализованные с плотным остатком 1,5—3,0 г/л.

Подземные воды неогеновых отложений получают питание на месте, на участках выхода этих пород на дневную поверхность. Основными источниками питания являются атмосферные осадки и поверхностные воды рек Кичик-Урядарь, Шордарь (Дарь), Урядарь и др. Атмосферные осадки и инфильтрационные воды рек, проникая в песчаники, гравелиты и конгломераты и следуя к юго-западному погружению слоев, стекают по пластам вниз, образуя несколько водоносных горизонтов с напорной водой (Дехканабадский и Аккульский артезианские бассейны). Водоносные слои неогена в этих структурах залегают на больших глубинах.

Ввиду повышенной минерализации водоносный комплекс имеет большое практическое значение только для обводнения пастбищ и водопоя скота. Лишь в отдельных местах, где имеется пресная вода, она используется для питья.

Водоупорный горизонт эоцена (Pg_2) распространен во впадинах и отделяет водоносные комплексы верхнемеловых, неогеновых и неогено-олигоценовых отложений. Горизонт представлен глинами и мергелями. Общая мощность их до 500 м.

Водоносный горизонт палеоценовых отложений (Pg_1) представлен известняками с прослойками ангидритов и гипсов бухарского яруса. Этот горизонт имеет значительно большее площадное распространение, чем описанные выше водоносные комплексы отложений неогена и олигоцена. Им сложено ядро складки в верховьях р. Кичик-Урядарь. Ниже по течению этой реки известняки бухарского яруса образуют пологую синклинальную складку широтного простирания. Породы комплекса выходят на поверхность в крыльях Аккульской синклинали. Известняками бухарского яруса сложена также Гузар-Лянгарская антиклиналь. Обнажения их известны в осевой части Актагской синклинали и на изолированных небольших участках в северо-восточной части района.

Атмосферные осадки, проникая в местах выхода их на дневную поверхность, формируют грунтовые воды, беспрепятственно стекающие по падению пластов к западу и юго-западу. Там же, где известняки перекрываются водоупорными глинами эоцена, воды становятся межпластовыми напорными. Скважина в северо-восточной части Аккульской синклинали вскрыла воды на глубине 350 м с напором в 287 м. В юго-западной ее части напор в самоизливающейся скважине составил 210 м. На северном крыле Дехканабадской синклинали в известняках бухарского яруса вскрыты воды с величиной напора 120 м. Скважина, заложенная на южном крыле этой складки, но приуроченная к более высоким отметкам, встретила на глубине 130 м воды, не обладающие напором.

Водообильность палеоценового водоносного горизонта небольшая. Дебиты скважин и колодцев и расходы родников изменяются от 0,03 до 1 л/сек. Редко в восточной части Дехканабадского артезианского бассейна дебиты родников в центральной части Аккульской структуры составляют 160 м³/сутки.

По минерализации воды изменяются от слабосолоноватых (1,5 г/л) до горько-соленых (30 г/л). По типу воды преимущественно сульфатные кальциево-магниевого типа.

Воды комплекса используются иногда для водопоя скота.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений Cg_2 (сенонский надъярус, туронский и сеноманский ярусы) широко распространен. Выходы отложений комплекса приурочены к краевым зонам Дехканабад-

ского и Аккульского и к центральным частям Агтагского и Терсокарского артезианских бассейнов. Они развиты в горах Тюбере-Оланд, в бассейнах рек Чичик-Урядары, Игрису и Кызылдары.

Породы комплекса представлены мощной толщей глин, мергелей, алевролитов с прослойками известняков, известняков-ракушников, гипсов и песчаников, с суммарной мощностью от 50 до 1950 м.

Подземные воды в турон-сенонских отложениях содержатся в пропластках песчаников, известняков, мощность которых изменяется от 0,5 до 40 м. В сенонских отложениях выделяется так называемый тагаринский горизонт, представленный песчаниками и известняками, суммарная мощность которых колеблется от 14 до 40 м.

Верхние горизонты комплекса (турон, сенон) в северных и северо-восточных, наиболее высоких частях района обнажены. Они изрезаны долинами рек и до глубины 40—60 м безводны. Вскрываются воды комплекса по дну саев и лошин колодцами на глубинах менее 3 м. Выходы родников наблюдаются не только по дну, но и по склонам саев. Расходы родников и колодцев составляют 0,01—0,5 л/сек. Наибольшее количество родников зарегистрировано в восточной высокогорной части района, рельеф которого сильно изрезан и расчленен.

В западном и юго-западном направлениях происходит погружение пород мелового возраста, соответственно подземные воды начинают приобретать напор, который возрастает как к центру структур, так и по направлению погружения пластов верхнего мела. Величины напоров в скважинах, расположенных на крыльях Дехканабадского бассейна, колеблются от 4 до 100 м.

На крыльях Аккульского, Агтагского, Терсокарского артезианских бассейнов напоры сравнительно небольшие и пьезометрические уровни устанавливаются глубоко от поверхности земли. Скважина, заданная на северо-восточном крыле Аккульского бассейна, вскрыла подземные воды с напором в 121 м. Пьезометрический уровень установился на глубине 62 м. Величина напора в скважине, расположенной в осевой юго-западной части этой структуры, составила 365 м, на 12 м выше поверхности земли.

Воды комплекса по составу минерализации пестрые. Пресные воды, гидрокарбонатные кальциево-магниевые с сухим остатком менее 1 г/л. Они распространены в высокогорной северо-восточной части района на высоте более 1500 м над уровнем моря. При понижении рельефа в юго-западном направлении происходит увеличение минерализации до 35 г/л на крайнем юго-западе. По составу воды становятся хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые. В областях питания на участках, расположенных на высоте свыше 1700 м, где сенон выходит на поверхность, воды пресные. Так, в восточной части района минерализация 0,2—0,5 г/л. По типу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые. По мере снижения абсолютных отметок от водоразделов к долинам, т. е. по пути передвижения вод, минерализация их возрастает. На высотах 1500—1700 м воды гидрокарбонатно-сульфатные с минерализацией 1 г/л. При дальнейшем снижении абсолютных отметок до 1400 м величина минерализации возрастает до 1,5 г/л и воды становятся сульфатно-гидрокарбонатными кальциево-магниевыми. В западной — юго-западной части района величина минерализации вод составляет 6,5 г/л. При этом в составе вод уже появляются хлориды, и воды здесь становятся сульфатно-хлоридными натриево-магниевыми. Кроме этого, увеличение минерализации наблюдается при погружении этих отложений под более молодые. Даже на сравнительно высоких участках (1000—1100 м) минерализация вод доходит до 5,0 г/л. Поэтому можно предполагать, что в осевой, наиболее

прогнутой части описываемого артезианского бассейна воды, циркулирующие в отложениях сеномана, вероятно, имеют высокую минерализацию.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений ($C_{г1}$) распространен широко. Он представлен песчано-глинистой толщей с прослоями конгломератов и песчанистых известняков. Низы разреза загипсованы. Общая мощность колеблется от 720 до 1150 м. Водоносность нижнего мела изучена слабо, в основном только по родникам.

Условия формирования вод водоносного комплекса аналогичны вышеописанным. Воды, циркулирующие в областях питания, на высоте выше 1700 м пресные с минерализацией от 0,3 до 1,0 г/л. На большей части площади распространения подземных вод альба минерализация их составляет 1,5—4,0 г/л; воды сульфатные магниевые-натриевые. По мере снижения абсолютных отметок в западном и юго-западном направлениях происходит увеличение минерализации, и в юго-западной части бассейна она достигает 7,9 г/л. По характеру минерализации воды здесь сульфатные натриево-магниевые.

Области питания нижнемелового водоносного комплекса расположены на выходах нижнего мела на крыльях Тюбе-Гатанской, Джалтанской, Кетменьчалтинской и Кугитанской антиклиналей и в Аманатинской, Кантауской и Бабасурханской брахиантиклиналей. Кроме того, в зонах разломов питание происходит путем перелива соленых вод из верхнеюрских отложений. Этим и объясняется повышенная минерализация вод нижнего комплекса (1,5—3,0 г/л) даже на участках, расположенных на высоких отметках (1200—1800 м), где породы нижнего мела обнажаются на поверхности. По типу воды сульфатные кальциево-натриевые. В зонах разломов, секущих эти и нижележащие отложения гаурдакской свиты, даже на высоких участках минерализация вод, имеющих хлоридный натриевый состав, достигает 150 г/л и выше.

Нижнеальбский водоупорный горизонт распространен повсеместно, разделяя водоносные комплексы нижнего мела и юры. Он представлен выдержанной толщей глин и аргиллитов с маломощными невыдержанными прослоями песчаников. Мощность водоупора 140—200 м.

Водоносный горизонт верхнеюрских кимеридж-титонских отложений (Гаурдакская свита) J распространен широко. Он представлен гипсами и ангидритами с прослоями известняков. Верхняя часть разреза (титон) сложена каменно-калийной солью, общая мощность комплекса 350—400 м. Гаурдакская свита слагает крылья Кугитанской, Кетменьчалтинской, Хамканской, Джалташской и Чагырткалинской антиклиналей и ядра Тюбе-Гатанской, Кантауской и Бабасурханской антиклиналей. Отложения комплекса выходят на поверхность, на высоких в гипсометрическом отношении участках они хорошо промыты. Здесь выходят источники со слабосоленовой водой (2,5—3,0 г/л). По типу минерализации воды сульфатно-кальциевые натриевые. После погружения водоносного комплекса под нижнемеловые глины минерализация вод резко возрастает и достигает 60 г/л, а воды становятся хлоридно-натриевыми. Можно предполагать, что в осевых наиболее погруженных частях района воды представляют собой пересыщенные рассолы.

Водоносный горизонт верхнеюрских келловей-оксфордских отложений (J) приурочен к серым, трещиноватым известнякам. Он распространен в сводовых частях Кугитанской, Кетменьчалтинской, Чагырткалинской, Джалташской и Хамканской антиклиналей. Водоносными являются серые трещиноватые и закарстованные известняки. Данные о его водоносности имеются только в области выходов, окаймляющих палео-

зойские массивы. В областях питания воды пресные, с величиной минерализации 0,2 г/л, гидрокарбонатные кальциевые. Там, где водоносный горизонт перекрывается гипсо-соленосной толщей гаурдакской свиты, происходит резкое увеличение минерализации.

Водоносный комплекс ниже-среднеюрских отложений (J_{1+2}) приурочен к песчано-глинистым осадкам, оконтуривающим узкой полосой верхнеюрские известняки. Песчано-глинистые отложения обнажаются на очень крутых склонах, где атмосферные осадки не задерживаются и быстро стекают. Наличие в этом комплексе большого числа глинистых прослоек и глинистого цемента создает большое количество водоупорных слоев, что в значительной степени отражается на водообильности комплекса. На большей площади своего распространения песчано-глинистая толща является слабоводообильной. Наиболее водообильна она в северной части района. В урочище Вауры и в верховьях притоков р. Сангардака выклинивается много родников с незначительными расходами, измеряемыми долями литра в секунду. Редкие родники имеют дебиты 5—10 л/сек. Несколько родников зафиксировано в районе оз. Сарыкия с расходами, не превышающими 0,5 л/сек. Воды в родниках пресные с сухим остатком до 0,5 г/л. По типу минерализации они гидрокарбонатные кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые.

Подземные воды трещинной зоны интрузивных пород распространены на крайнем юге района на восточном склоне Кугитанского хребта. Водоносными являются трещиноватые граниты, диориты, порфиры, туфы и др. Расходы родников, выходящих в долинах саев северной части района, колеблются от 0,02 до 5 л/сек. На восточном склоне хребта в гранитной интрузии зарегистрировано 64 родника с общим дебитом 43 л/сек. Воды в них пресные, приятные на вкус, гидрокарбонатные кальциевые, с сухим остатком 0,08—0,4 г/л.

Пресные воды всех описанных выше водоносных горизонтов и комплексов используются для водоснабжения редких населенных пунктов.

ФЕРГАНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Ферганский бассейн расположен в Ферганской депрессии, в пределах Ферганской, Наманганской и Андижанской областей. Он представляет собой крупную межгорную впадину, со всех сторон ограниченную горными сооружениями Тянь-Шаня. На западе Ферганская котловина через узкую Ленинабадскую горловину (8—9 км) постепенно сливается с Голодностепской равниной.

Ферганская депрессия вместе с окружающими ее склонами горных хребтов (Туркестанского и Алайского — на юге, Ферганского — на востоке и Чаткало-Кураминского — на севере) представляет весьма своеобразный по своим природным условиям регион, известный в геологической литературе под общим названием Фергана.

Характерной чертой Ферганы является зональность в построении рельефа (рис. 28). Здесь выделяются зона высоких гор, предгорий и центральная равнинная зона.

Зона высоких гор находится за пределами республиканской границы. Зона предгорий характеризуется абсолютными отметками от 500 до 3000 м и по рельефу неоднородна. Здесь выделяются две ступени: высокие предгорья, непосредственно примыкающие к зоне высоких гор, и полоса адыров. Адыры состоят из отдельных гряд (с абсолютной высотой 600—1200 м), окружающих равнинную зону в виде вытянутого по широте полукольца, открытого на западе. Адыры затронуты денудацией гораздо меньше, чем высокие предгорья. В Юго-Западной Фер-

гане (бассейны Исфары и Соха) адыры сомкнуты в единый массив, примыкающий к высоким предгорьям. В Южной Фергане (бассейны Шахмардана и Исфайрама) адыры отделяются от последних равнинным пространством заадырных впадин Чимнион-Аувальской и Кувасайской. Сами же адыры разделены Ярмazarской межадырной впадиной и располагаются кулисообразно в два ряда. Северный ряд — составляют адыры Кувинский и Капчагайский, южный — адыры Чукурлянгар-

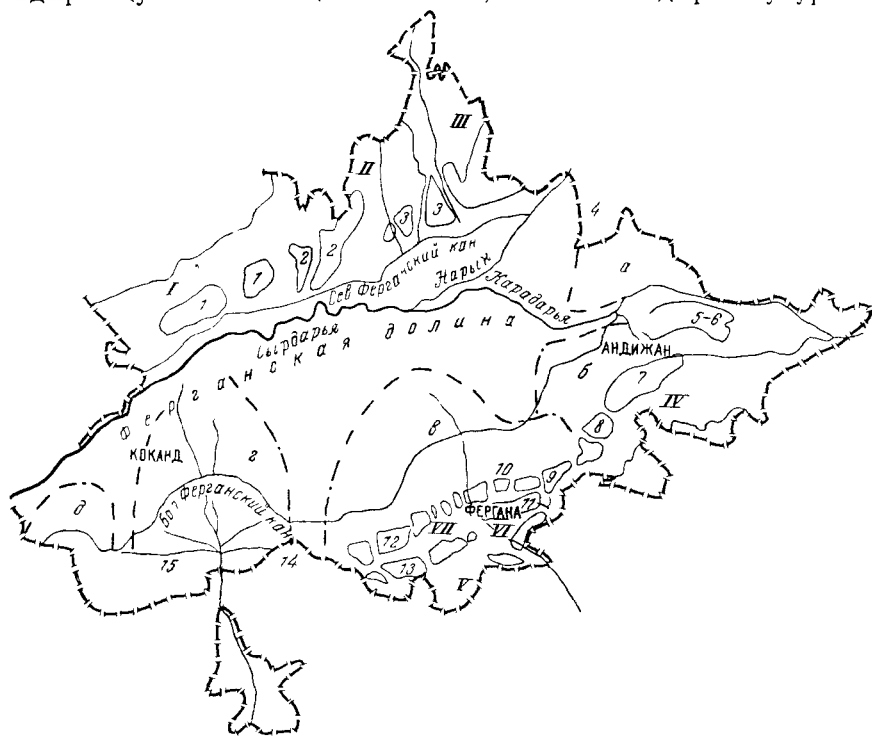


Рис. 28 Схематическая карта рельефа Ферганы. Адыры: (арабские цифры на карте) 1 — Чустпапский, 2 — Кассансайский, 3 — Наманганский, 4 — Избаскентский, 5 — Северо-Аламышский, 6 — Южно Аламышский, 7 — Андижанский, 8 — Палванташский, 9 — Талмазарский, 10 — Кувинский, 11 — Найманский, 12 — Капчагайский, 13 — Чукурлянгарский, 14 — Северный Риштанский, 15 — Шорсуйский. Заадырные и межадырные впадины (римские цифры на карте): I — Алмас-Чуст-Варзинская, II — Кассанская, III — Исковат-Пишкаранская, IV — Ош-Араванская, V — Чимнион-Аувальская, VI — Кувасайская, VII — Ярмazarская. Крупные конусы выноса (буквы на карте): а — реки Майлисов, б — рек Акбур и Сераваш, в — рек Исфайрам и Шахмардан, г — реки Сох, д — реки Исфара

ский и Найманский. В отличие от указанных адыров (вытянутых по широте) полоса адыров Юго-Восточной Ферганы резко меняет свое направление на северо-восточное и пересекает депрессию как бы по диагонали (адыры Талмазарский, Палванташский, Андижанский, Северный и Южный Аламышинский). Между адырами и высокими предгорьями располагается Ош-Араванская заадырная впадина. Адыры Северо-Восточной, Северной и Северо-Западной Ферганы — Наманганский, Кассансайский, Чустпапский вытянуты в один ряд, параллельный горному обрамлению, от которого они отделены полосой заадырных впадин: Исковат-Пишкаранской, Кассансайской, Алмас-Чуст-Варзинской и др.

Горные реки, пересекая предгорья, то глубоко врезаются в выросшие на их пути гряды, то растекаются по поверхности впадин. При этом в заадырных впадинах реки обычно разветвляются и далее каждая ветвь уже самостоятельно пересекает адырные гряды узкими ан-

тецедентными долинами. Русла речных ответвлений и созданные ими «проходы» через адыры используются для распределения воды по орошаемым площадям, частично размещенным в заадырных и межадырных впадинах, но в основном сосредоточенных в равнинной зоне.

Центральная равнинная зона представляет собой наиболее прогнозируемую часть Ферганской депрессии. Рельеф ее аккумулятивный. Он образован речными отложениями двух типов — аллювием главных рек Нарына, Карадарьн, Сырдарьи и конусами выноса их боковых притоков. В западной половине равнинной зоны большие площади заняты эоловыми песками, большей частью закрепленными, и солончаками. Солончаки и сильно засоленные почвы особенно характерны для сырдарьинской части аллювиальной равнины и межконусных депрессий. Высокие горы, обрамляющие артезианский бассейн, являются основными областями формирования речного стока.

По источникам питания ферганские реки принадлежат к ледниково-снеговому, снегово-ледниковому и снеговому типам (по В. Л. Шульцу). Ледниково-снеговое питание имеют реки, стекающие с Туркестанского и Алайского хребтов. Водоносность их характеризуется следующими средними годовыми расходами (с запада на восток): р. Исфара — $14,7 \text{ м}^3/\text{сек}$; р. Сох — $43,9 \text{ м}^3/\text{сек}$; р. Шахимардан — $10,1 \text{ м}^3/\text{сек}$; р. Исфайрам — $21,8 \text{ м}^3/\text{сек}$; р. Араван — $10,6 \text{ м}^3/\text{сек}$; р. Ак-Бура — $21,6 \text{ м}^3/\text{сек}$. Максимальный сток приходится на июль — август, минимальный отмечается в марте — апреле.

Реки Ферганского и Чаткальского хребтов относятся к снегово-ледниковому типу.

С Ферганского хребта стекают реки: Карадарья — $121 \text{ м}^3/\text{сек}$; Кугарт — $17,8 \text{ м}^3/\text{сек}$; Караункур — $29,3 \text{ м}^3/\text{сек}$; Майлису — $79,0 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Реки Чаткальского хребта (с востока на запад): Падша-Ата — $6,3 \text{ м}^3/\text{сек}$, Кассан-сай — $10,1 \text{ м}^3/\text{сек}$, Гава-сай — $5,8 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Максимальные расходы у рек данного типа наблюдаются в мае — июне, минимальные — в январе — феврале.

Как видно из приведенных данных, самую низкую водоносность имеют реки Северной Ферганы, что объясняется меньшими высотой и площадью водосборных бассейнов. Реки на своем пути через предгорья не получают пополнения (за исключением кратковременных периодов выпадения осадков); наоборот, часть речной воды теряется здесь на фильтрацию и разбирается на орошение.

Ферганская впадина характеризуется засушливым климатом, особенно резко выраженным в Западной Фергане. Средняя годовая сумма осадков не превышает 100 мм . В восточной части равнины количество осадков увеличивается до 300 мм .

В геологическом строении Ферганы принимает участие мощный комплекс пород от палеозоя до четвертичных.

Палеозойские породы опущены на глубину до $10\text{--}12 \text{ км}$ и в пределах района практически не изучены. Они слагают горы, окаймляющие впадину.

Юрские отложения имеют большое распространение и значительные мощности. Они представлены всеми тремя отделами и сложены исключительно континентальными осадками. Это, главным образом, конгломераты, песчаники, алевролиты и глины с пластами угля.

Меловые отложения характеризуются пестротой состава. В Северной Фергане весь разрез мела сложен красноцветными и пестроцветными грубообломочными образованиями — конгломератами, песчано-галечными отложениями, глинами. Мощность этой молассовой толщи $600\text{--}800 \text{ м}$. В остальных районах разрез мела представлен красноцветными отложениями, карбонатно-терригенными и лагунными.

Все перечисленные отложения равнозначны красноцветной толще Северной Ферганы. В Южной и Юго-Восточной Фергане красноцветные отложения соответствуют апт-сеноману. Общая мощность 100—200 м. Средняя карбонатно-терригенная толща сложена в основном морскими песчано-глинистыми и карбонатными породами, по возрасту от нижнего турона до маастрихта. Мощность их 400—600 м. Верхняя лагунная формация распространена незначительно и представлена гипсами, ангидритами, гипсоносными песчаниками мощностью 40—60 м. Эта толща датируется как самая верхняя часть верхнего мела (датский ярус).

Палеогеновые отложения представлены пластами относительно водоупорных глинистых пород с прослоями карбонатных и терригенных образований. Отдельные литологические разности отличаются хорошей выдержанностью пластов по площади бассейна, что обеспечивает наличие самостоятельных, регионально прослеживаемых горизонтов напорных вод, приуроченных к известнякам и песчаникам. Выходы палеогеновых отложений на дневную поверхность отмечаются в периферийных частях бассейна. На глубине они достаточно полно изучены в пределах адырной зоны в основном в результате поисков и разведки месторождений нефти и газа. В разрезе палеогеновых отложений Ферганы выделено до девяти продуктивных горизонтов, большинство из которых содержит здесь промышленные залежи нефти, а иногда и некоторое количество сопутствующего природного газа.

Общая мощность палеогена в Фергане — от 600 до 1000 м.

Неогеновые отложения широко распространены. По схеме О. С. Вялова они расчленяются на две свиты: массагетскую (верхний олигоцен и бактрийскую (плиоцен).

Отложения массагетской свиты сложены преимущественно красно-бурыми глинами, мергелями, алевролитами с подчиненными им пластами песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Максимальная мощность ее достигает в Центральной Фергане 3500 м.

Осадки бактрийской свиты представлены светло-бурыми глинисто-мергелистыми, обычно засоленными породами — песчаниками и конгломератами. Породы отличаются грубым составом. Мощность их достигает 1000—1400 м в краевых частях и 3000 м — в Центральной Фергане.

Четвертичные отложения разделяются на сохский, ташкентский, голодностепский и сырдарьинский комплексы.

Сохский комплекс распространен в адырной зоне. Он представлен серыми конгломератами, вскрытой мощностью 100—120 м. В Центральной Фергане сохский комплекс вскрывается на глубине 300—500 м. Отложения его в адырной зоне сильно дислоцированы.

Ташкентский комплекс распространен широко. Он представлен серыми конгломератами, перекрытыми лёссами, общей мощностью 120—150 м. Эти отложения дислоцированы в адырной зоне, но значительно меньше, чем отложения сохского комплекса. В Центральной Фергане комплекс вскрывается на глубине 100—150 м.

Голодностепский комплекс распространен на третьей надпойменной террасе рек Сырдарьи, Нарына, Карадарьи и в конусах выносов их боковых притоков. Отложения этого комплекса представлены лёссовидными суглинками и подстилающими их аллювиальными галечниками и песками мощностью до 150 м.

Сырдарьинский комплекс отложений слагает пойму, первую и вторую надпойменные террасы рек Сырдарьи, Карадарьи, Нарына и в виде маломощного покрова залегает на конусах выноса. От-

ложения представлены галечниками, супесями, суглинками и песками. Мощность их достигает нескольких десятков метров.

В геоструктурном отношении Ферганский артезианский бассейн представляет собой крупную межгорную впадину с глубоко опущенным складчатым фундаментом на глубину до 10—11 км. По своему строению впадина неоднородна.

Зона предгорий — это периферическая часть депрессии, сложенная мезо-кайнозоем, сначала прогибавшаяся, а затем вовлеченная в поднятие и смятая в складки, часто осложненные дизъюнктивными дислокациями.

Тектонические структуры высоких предгорий наиболее приподняты и поэтому наиболее размыты. На большой площади здесь обнажены отложения палеогена, мела, иногда — юры. В ядрах многих антиклиналей выступает палеозой, образующий в рельефе «передовые хребты» или «барьерные гряды», параллельные главным хребтам высокогорной зоны.

Адыры представляют собой предгорья, состоящие из гряд брахи-антиклинального строения, сложенных дислоцированными, верхне-неогеновыми, ниже- и среднечетвертичными образованиями. Лишь немногие из них на отдельных участках размыты до палеогена и мела.

Центральная равнинная зона представляет наиболее прогнутую часть Ферганской депрессии.

Общая мощность мезо-кайнозойских отложений достигает здесь (по геофизическим данным) 10—11 км, причем более половины этой мощности составляют континентальные кайнозойские молассы (неогеновые и четвертичные отложения). Предполагается, что при общем мульдообразном строении центральной зоны здесь имеются складки, погребенные под верхне-неогеновыми и четвертичными отложениями (частично это подтверждено геофизическими данными и результатами бурения опорной скважины в с. Гуртепе).

В гидрогеологическом отношении Фергана представляет собой межгорный артезианский бассейн, в котором получил развитие ряд мощных водоносных комплексов с грунтовыми и напорными водами. В пределах бассейна гидрогеологический разрез делится на три части. Самый нижний этаж сложен сильно дислоцированными и значительно метаморфизованными осадочными породами докембрия и палеозоя. В горноскладчатом обрамлении бассейна с ними связаны трещинно-жилые и трещинно-карстовые пресные воды. В центральной части воды погружены на значительную глубину (10—11 км) и совершенно не изучены. Средний этаж сложен породами мезозоя, палеогена и неогена. Эта мощная осадочная толща в центральной части впадины (6—7 км) по мере движения к бортам выклинивается. В ней содержится несколько водоносных комплексов с напорными пластовыми, большей частью высокоминерализованными водами. С отложениями этого этажа связаны основные месторождения нефти и газа, а также промышленные воды, содержащие йод, бром и другие компоненты. К самому верхнему этажу приурочены водоносные комплексы четвертичных отложений мощностью в центральной части депрессии до 3 тыс. м. Эти воды наиболее изучены. Среди них распространены преимущественно пресные, часто самоизливающиеся воды с большими запасами.

Различия геоструктурных и гидрогеологических условий в пределах впадин позволяют выделить в Ферганском межгорном артезианском бассейне, согласно Б. Б. Митгарц (1956), следующие гидрогеологические районы второго порядка (рис. 29): 1) бассейн трещинных вод — зону высоких предгорий, 2) артезианский бассейн — зону низких

предгорий, или адыров, и 3) артезианский бассейн — центральную равнинную зону.

Ниже приводится гидрогеологическая характеристика следующих водоносных горизонтов или комплексов.

Подземные воды четвертичных отложений, приуроченные к различным генетическим, литологическим и возрастным группам четвертичных отложений Ферганской впадины, находятся в тесной гидравлической и

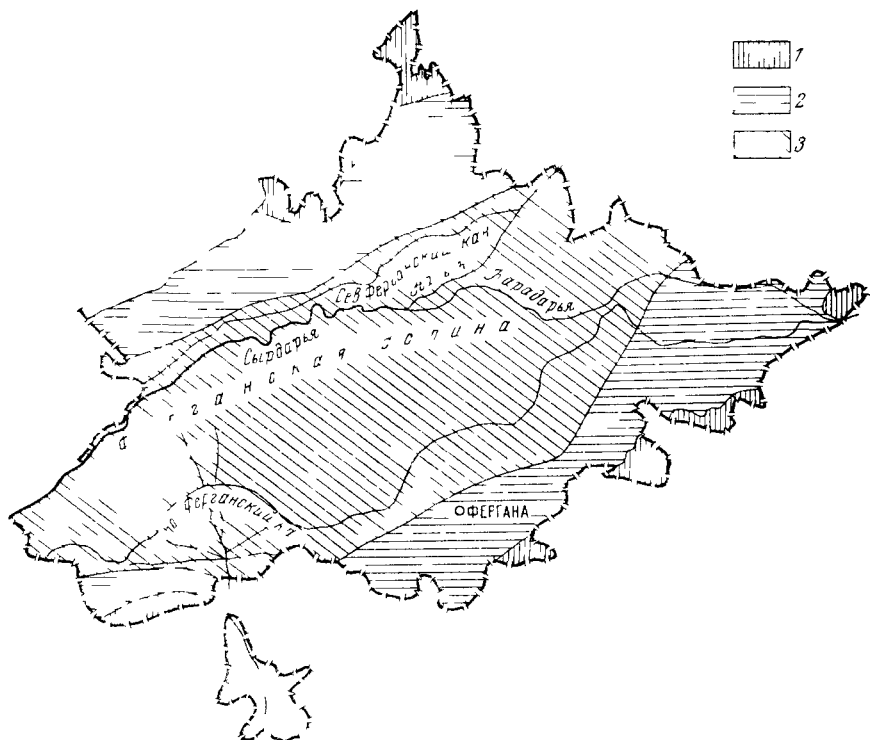


Рис 29 Схема гидрогеологического районирования Ферганского артезианского бассейна
1 — бассейн трещинных вод зоны высоких предгорий 2 — артезианский бассейн адыр
ной зоны, 3 — артезианский бассейн равнинной зоны

балансовой взаимосвязи, и в этом отношении вся водоносная толща четвертичных пород может рассматриваться как единая гидродинамическая система. Однако внутри последней имеются большие региональные различия в условиях формирования и развития подземных вод, определяемые в значительной степени геолого-геоморфологическим строением четвертичных отложений (рис 30). В соответствии с этим выделяются два водоносных комплекса в аллювиально-пролювиальных и аллювиальных четвертичных отложениях

Водоносный комплекс аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений (alplQ) распространен по периферии Ферганской впадины. Он имеет сложное геологическое строение и в антиклинальных структурах (адырах) представлен конгломератами сохского или сохского и ташкентского комплексов мощностью до 300 м. В межадырных и заадырных впадинах к ним добавляются в разрезе голодностепские галечники мощностью 30—50 м. Последние распространены также и на дне долин, пересекающих адыры. Мощность их здесь равна 10—15 м. В равнинной зоне толща аллюво-

В полосе, прилегающей к аллювиальной равнине, аллювиально-пролювиальные отложения переслаиваются с аллювиальными песками Сырдарьи. Регионального водоупора в четвертичных и в подстилающих их верхнеэоценовых отложениях не существует. Пласты суглинков и глин, расщепляющие песчано-галечниковую толщу, играют роль местных водоупоров и то весьма относительных, так как обладают некоторой, хотя и небольшой, водопроницаемостью.

В описываемом комплексе верхний горизонт подземных вод имеет свободную поверхность.

Относительными водоупорами служат менее проницаемые горизонты сохских и ташкентских конгломератов или же плотные суглинки, появляющиеся в разрезе ташкентского комплекса в равнинной части бассейна.

Глубина залегания грунтовых вод изменяется следующим образом. В заадырных и межадырных впадинах, а также на самих адырах зеркало грунтовых вод, имея общее и непрерывное падение от гор к центральной части депрессии, залегает на значительной глубине, измеряемой десятками метров, и лишь на сравнительно небольших участках впадин (самых низких по абсолютным отметкам) она уменьшается до 0—2 м. Здесь же происходит обильное выклинивание их в естественных руслах, искусственных дренах и в виде источников. Участки выклинивания грунтовых вод имеются в Чимион-Аувальской, Ярмазарской и Алмас-Чуст-Варзынской впадинах. Несколько отличное строение имеет Ош-Араванская заадырная впадина. Здесь отмечаются участки неглубокого залегания, которые образуют сплошную полосу, вытянутую вдоль подножия Андижанского и Южно-Аламышинского адыров.

В центральной (равнинной) части Ферганского бассейна зеркало грунтовых вод сохраняет общее падение к долине р. Сырдарьи. В головных (галечниковых) частях конусов выноса вблизи их вершин оно залегает на глубине от 40 до 120 м, а вниз по потоку постепенно приближается к дневной поверхности до 3—5 м. В области развития покровной толщи на периферии конусов выноса левобережных притоков Сырдарьи зеркало грунтовых вод находится на орошаемых площадях на глубине 1—2 м, реже — до 3 м, а на неорошаемых площадях — на глубине 2—4 м.

На периферии Сохского и Исфаринского конусов выноса выделяется неширокая (2—8 км) полоса, прилегающая к галечниковым полям конусов выноса. Для этой полосы характерны многочисленные родники (нисходящие и восходящие), а также русловое и площадное выклинивание грунтовых вод и подстилающих их напорных водоносных горизонтов («зона выклинивания подземных вод»). Наиболее интенсивное выклинивание наблюдается вблизи верхней границы указанной зоны.

На конусах выноса правобережных притоков неглубокое залегание грунтовых вод (до 3 м) встречается на редких и небольших по площади участках. Выклинивание грунтовых вод наблюдается в основании уступа предгорной равнины, спускающегося к современной долине Нарына — Сырдарьи, и лишь на одном участке — на поверхности предгорной равнины.

Ниже горизонтов грунтовых вод в описываемом комплексе содержатся напорные воды.

О распределении напоров в вертикальном разрезе фактические данные имеются, главным образом, для периферии конусов выноса левобережья Сырдарьи и для участков неглубокого залегания и выклинивания грунтовых вод в межадырных и заадырных впадинах.

Общей закономерностью является возрастание абсолютных отметок пьезометрического уровня в каждой точке с увеличением глубины залегания водоносных пластов. Например, в Ош-Араванской заадырной впадине пьезометрические уровни сохских горизонтов устанавливаются на высоте от +20 до +30 м, ташкентских от +16 до +22 м, голодностепских от +12 до +18 м. Самоизливающиеся воды вскрыты также на участках выклинивания в других впадинах (Чимион-Аувальской, Ярмазарской и др.). В равнинной области бассейна напоры ташкентских водоносных горизонтов превышают устье скважин до 25—30 м. Пьезометрические уровни нижнего голодностепских горизонтов устанавливаются на меньшей высоте, но большей частью тоже выше устья. Уровни верхнего голодностепских горизонтов часто устанавливаются ниже устья, но на значительной площади выше уровня грунтовых вод. Региональное распределение пьезометрических уровней в верхних и нижних этажах напорных вод сходно в том отношении, что в каждом из них пьезометрическая поверхность имеет общее падение от гор к долине р. Сырдарьи, причем изопьезы образуют слабоволнистые линии, вырисовывающие, кроме общего (фронтального) направления подземного стока, местные направления к межконусным понижениям. При этом в верхних этажах напорных вод снижение пьезометрического уровня происходит быстрее, чем в нижних. Это заметно проявляется в глубинах фонтанирующих скважин — чем далее на север, тем более глубоко залегают слои, дающие самоизлив. В основном самоизливы из скважин наблюдаются из ташкентских и меньше — из нижних этажей голодностепских отложений. На них обычно и ориентируются при бурении эксплуатационных скважин.

Фильтрационные свойства описываемого водоносного комплекса отражают его фациально-литологическую неоднородность. Наиболее резко противопоставляются в этом отношении покровные отложения и песчано-галечниковые породы. Первые имеют коэффициенты фильтрации порядка десятых и сотых долей, очень редко — до 1—2 м/сутки, вторые — от 3 до 190 м/сутки.

Общее представление о характере изменения водопроводимости верхней стометровой (преимущественно голодностепской) толщи четвертичных отложений в различных зонах рассматриваемого района дает рис. 31. Наибольшей проницаемостью и водопроводимостью отличаются голодностепские песчано-галечниковые отложения конусов выноса в области, где еще не произошло расщепления толщи галечников слоями суглинков. На сохском конусе выноса значения коэффициента фильтрации получены от 111 до 190 м/сутки, в Чимион-Аувальской впадине — от 56 до 133 м/сутки, в Ярмазарской впадине — 60—70 м/сутки, на нижнем конусе выноса р. Исфайрама (в равнинной части бассейна) — 90 м/сутки. Удельные дебиты скважин (при небольших понижениях — порядка 2—3 м) чаще всего выражаются десятками долями л/сек. На периферии конусов выноса тех же рек коэффициенты фильтрации напорных водоносных горизонтов находятся обычно в пределах 5—20 м/сутки, а удельные дебиты — от 2—5 л/сек до 0,2—1 л/сек (уменьшаются с удалением от вершин конусов выноса).

В Ош-Араванской заадырной впадине, в зоне расщепления галечников и выклинивания подземных вод, коэффициенты фильтрации сохских водоносных галечников составляют 3—7 м/сутки, ташкентских — 7—22 м/сутки, голодностепских — 25—27 м/сутки. Примерно такой же порядок значений K характерен и для водоносных горизонтов Северной Ферганы.

Песчано-галечниковые аллювиально-пролювиальные отложения Ферганы обычно не содержат легкорастворимых солей и поэтому цирку-

лирующие в них подземные воды большей частью мало отличаются по минерализации от питающих их речных вод; плотный остаток их не превышает $0,5 \text{ г/л}$, характер минерализации гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный со смешанным катионным составом (рис. 32). На этом общем фоне имеются локальные гидрохимические поля повышенной минерализации (до 1 и до $2,5 \text{ г/л}$). По происхождению они делятся на 3 группы. Первая из них связана с растворением гипса, наблюдаемого на некоторых участках в песчаной пересыпке во-

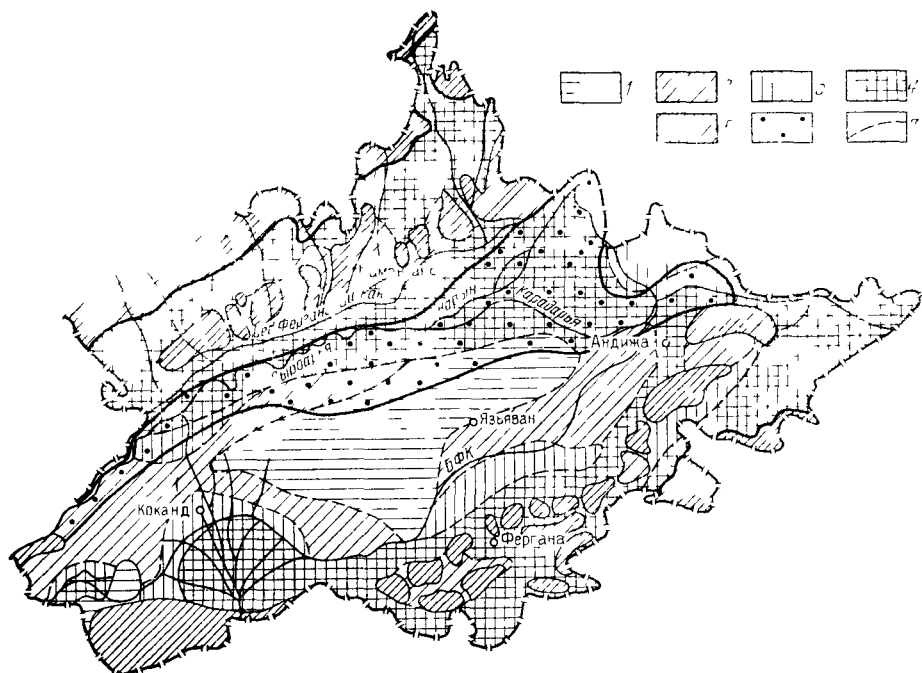


Рис. 31. Схема водопроводимости верхней стометровой толщи водоносных четвертичных отложений Ферганского артезианского бассейна. Водопроводимость (кп) в м/сутки: 1 — до 100, 2 — от 100 до 500; 3 — от 500 до 1000, 4 — более 1000, 5 — не изученные участки (адыры и горы), 6 — Нарын-Карадарья Сырдарьинский аллювиальный поток подземных вод, 7 — границы участков с разной водопроводимостью

доносных галечников (правобережная предгорная равнина, западная часть Ярмazarской впадины и др.), вторая приурочена к контактам подземных потоков с соленосными отложениями неогена (Сев. Фергана), третья формируется в центральной части депрессии под влиянием скрытой (глубинной) разгрузки водоносных горизонтов нижнего неогена и, возможно, палеогена, содержащих сильно минерализованные воды хлоридного натриевого состава. Глубинные очаги разгрузки проявляют себя в виде гидрохимических и гидротермальных аномалий. В аллювиально-пролювиальном водоносном комплексе выявлено два аномальных участка. Один из них находится на северо-востоке от г. Ферганы, другой отмечается в Сох-Шахимарданском межконусном понижении (между городами Маргеланом и Кокандом).

Данные о химическом составе воды на этих участках приводятся в табл. 3.

Грунтовые воды, содержащиеся в песчано-глинистой толще, слагающей периферию конусов выноса, на неорошаемой территории имеют обычно высокую степень минерализации ($5\text{--}80 \text{ г/л}$), распространяющуюся до глубины $10\text{--}15 \text{ м}$ от дневной поверхности (большая глубина соответствует участкам с худшими условиями местного оттока

грунтовых вод). При этом наиболее высокие значения плотного остатка (10—80 г/л) наблюдаются в верхней части водоносного горизонта, а глубже степень минерализации уменьшается до 5—10 г/л. Это типичные грунтовые воды континентального засоления. Нижняя граница их отбивается по резкому уменьшению плотного остатка до величин, характерных для грунтовых вод зоны выщелачивания (1,6—2,5 г/л). При дальнейшем углублении плотный остаток грунтовых вод зависит уже от

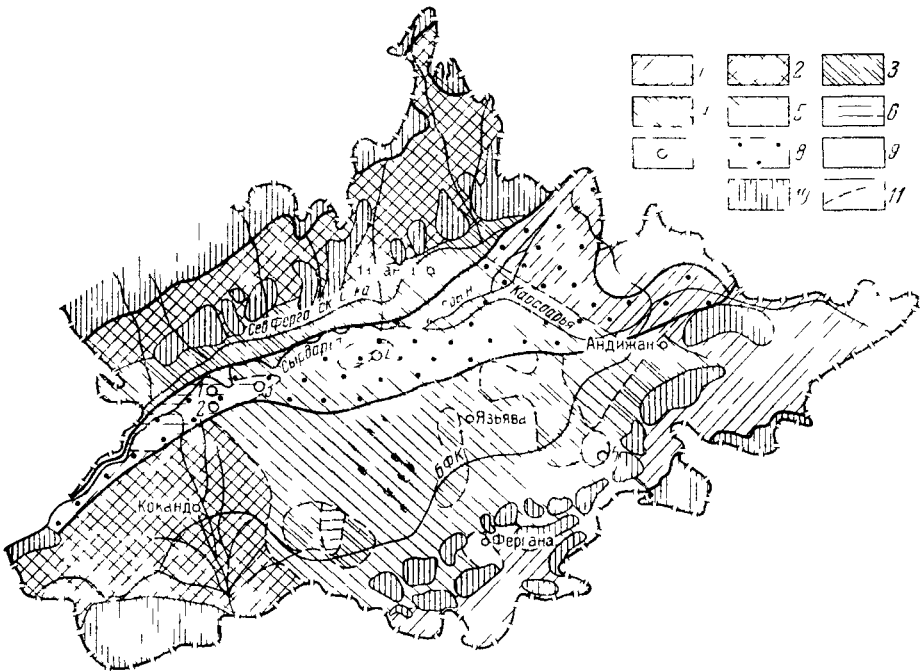


Рис 32. Гидрохимическая схема эксплуатируемых водоносных горизонтов среднечетвертичных (ташкентских) отложений Ферганского артезианского бассейна.

Воды гидрокарбонатно-сульфатные 1 — плотный остаток 0,5 г/л
Воды сульфатно-гидрокарбонатные 2 — плотный остаток до 0,5 г/л, 3 — плотный остаток 0,5—1 г/л, 4 — плотный остаток 1—2,5 г/л
Воды сульфатно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные 5 — плотный остаток до 0,5 г/л
Воды сульфатные с повышенным содержанием хлоридов 6 — плотный остаток 0,5—1 г/л 7 — выщелоченные участки хлоридных и хлоридно-сульфатных вод плотный остаток 1—2 г/л, 8 — Нарын Карадарья Сырдарьинский аллювиальный поток подземных вод 9 — пролювиальные (подгорно-верные) потоки подземных вод, 10 — площади, где среднечетвертичные водоносные горизонты отсутствуют или не эксплуатируются, 11 — границы гидрохимических полей

Таблица 3

Химический состав воды

Местоположение	Глубина установки фильтра, м	Дебит, м³/сек	Температура воды на устье, °С	Плотный остаток, г/л	% - экв						Число анализов
					Cl	SO ₄	HCO ₃	Na+K	Mg	Ca	
Кувинский район . .	257—271	1	24,6—26,0	1,14—1,77	48—67	28—48	4—5	37—52	26—32	22—31	3
Там же . .	351—374	4	26,2—27,2	0,72—0,79	56—59	32—36	8—9	67—68	10—12	21—22	4
Сох-Шахмарданское понижение . .	328—381	9	24,0—25,1	0,68—0,76	22—50	38—66	11—12	47—49	25—26	26—28	4

водосодержащей породы: в суглинках и супесях воды имеет плотный остаток 1,6—2,5 г/л, в песках — меньше (0,5—1 г/л).

На орошаемых площадях грунтовые воды сверху опреснены в разной степени и на различную глубину в зависимости от длительности и интенсивности орошения, условий местного оттока грунтовых вод и других факторов. Наибольшее опреснение грунтовых вод (плотный остаток 1—3 г/л) и притом глубокое (сквозное) и устойчивое произошло в центральных частях оазисов, наиболее обеспеченных оросительной водой и имеющих лучшие условия оттока грунтовых вод.

На остальной площади староорошаемых земель грунтовые воды опреснены на значительно меньшую глубину, причем опресненная зона имеет плотные остатки преимущественно 3—5 г/л.

В качестве характерных примеров разных типов гидрохимических разрезов грунтовых вод описываемой зоны в табл. 4 приведены данные о степени и характере минерализации грунтовых вод по гидрохимическим кустам наблюдательных скважин Ферганской гидрогеологической станции.

Таблица 4

**Гидрохимические разрезы зоны неглубокого залегания
и континентального засоления грунтовых вод**

Глубина установки фильтра, м	Плотный остаток, г/л	% - экв						Характер засоления грунтовых вод
		Cl	SO ₄	HCO ₃	Na+K	Mg	Ca	
Неорошаемый участок (колхоз «Гулистан» Ахунбабаевского района Ферганской области); 28/X 1964 г.								
1,5—2,0	20,9	12	85	3	44	50	6	Континентального
3,5—4,0	12,0	10	89	1	42	46	12	
6,2—6,7	6,9	10	88	2	39	46	15	
9,2—9,7	10,1	14	85	1	38	51	11	
17,7—18,2	1,6	9	89	2	40	29	31	Выщелачивания
Орошаемый участок на опытной станции Федченко—23/IX 1965 г.								
3,4—3,8	4,0	2	90	8	8	53	39	Слабо опресненные Континентального
6,2—7,0	6,9	4	91	4	20	62	18	
9,2—9,9	5,1	5	90	5	19	56	25	
13,2—14,0	1,5	5	92	3	10	33	37	Выщелачивания
Орошаемый участок Ленинградского района Ферганской области—20/VIII 1965 г.								
2,0—2,5	1,9	3	79	18	4	39	47	Опресненные Выщелачивания
7,3—7,8	1,4	3	73	24	21	43	36	
11,5—12,0	2,6	6	92	2	59	35	6	
17,8—18,2	1,8	7	88	5	31	48	21	

Основными компонентами минерализации грунтовых вод (содержание которых превышает 25 % - экв) являются: при плотном остатке более 5 г/л сульфат-ион, натрий и магний; при плотном остатке от 2 до 5 г/л — те же ионы и кальций; при меньшей минерализации основным компонентом становится также и гидрокарбонатный ион. Содержание хлор-иона в грунтовых водах рассматриваемой зоны не зависит от степени минерализации и большей частью составляет 6—8 % - экв. Грунтовые воды с большим процентным содержанием хлор-иона имеют локальное распространение (встречаются в межконусных и других полубессточных понижениях). Резко повышенное содержание в грунтовой воде

хлор-иона (40—80 ‰-экв) отмечено в Сох-Шахимарданском межконусном понижении, что связано с повышенным содержанием хлоридов в высачивающихся напорных водах на этом участке

Основным источником питания аллювиально-пролювиального водоносного комплекса являются поверхностные воды, поступающие в Ферганскую котловину с окружающих гор

В Ош-Араванской впадине и во впадинах Северной Ферганы существенную роль в питании водоносного комплекса играет подземный приток из палеозойских массивов. Атмосферные осадки практического значения не имеют. На условия питания и разгрузки подземных вод определяющее влияние оказывает пространственное расположение различных по своей водопроницаемости физико-литологических комплексов, представленных горизонтами конгломератов, галечников и песчано-глинистых пород. В полосе адыров фильтрационные потери из рек и каналов поступают в первую очередь в голодностепские галечники, а затем и в подстилающие их ташкентские или сохские отложения. Однако, поскольку последние часто представлены слабопроницаемыми конгломератами, большая часть инфильтрационных вод скапливается на их кровле в голодностепских галечниках, образуя мощные потоки грунтовой воды, движущиеся к адырным грядам. Последние перегораживают течение потоков и направляют их к наиболее глубоким из врезаемых в них поперечных долин.

В связи с тем, что пропускная способность аллювия, выстилающего дно долин, слишком мала по сравнению с расходами потоков, подпруженные потоки приобретают на небольших участках перед этими долинами напорный характер (так как галечники здесь обычно перекрыты суглинками) и разгружаются в виде восходящих источников, руслового выклинивания и площадного высачивания, заболачивающего низины. Количество выклинивающихся подземных вод и ориентировочно подсчитанная величина возможных фильтрационных потерь во впадинах составляют цифры одного порядка. Это свидетельствует о том, что большая часть подземного стока, формирующегося во впадинах за счет поглощения поверхностного стока, имеет местную разгрузку. Однако последняя охватывает только голодностепскую часть водоносного комплекса, более же глубокие его горизонты (ташкентские и сохские) имеют транзитный сток в равнинную зону бассейна. Исключение составляет Ош-Араванская заадырная впадина, в которой перед замыкающими ее адырами (Андижанским, Аламышинским) разгружается весь водоносный комплекс аллювиально-пролювиальных отложений (благодаря тому что указанные адыры в осевой части размыты до неогена). Сток подземных вод из впадины по четвертичным отложениям происходит только по редким и узким долинам, рассекающим адыры. Это позволяет выделить в четвертичном покрове Ферганского района два бассейна подземных вод: Верхне-Карадарьинский, охватывающий Ош-Араванскую заадырную впадину, и Нарын-Карадарья-Сырдарьинский, включающий всю остальную часть Ферганской депрессии.

В равнинной зоне водоносный комплекс получает обильное дополнительное питание в галечниковых частях голодностепских конусов выноса, где происходит интенсивное поглощение поверхностного стока (до 30% от среднего поступления). На этих площадях окончательно (и часто в основном) формируются те потоки подземных вод, которые движутся далее к главной дренирующей артерии района — р. Сырдарье. Условия разгрузки потоков в Северной и Южной Фергане различны.

В Северной Фергане, которая глубоко дренирована современной долиной Сырдарьи и Нарына, потоки подземной воды, частично выкли-

ниваясь в нижней части уступа предгорной равнины, разгружаются непосредственно в аллювий, заболочивая поверхность правобережной террасы Нарына и Сырдарьи.

В Южной Фергане на пути к Сырдарье подземные потоки должны преодолеть широкое пространство, занятое периферией конусов выноса, где водопроницаемость водоносного комплекса резко уменьшается благодаря сокращению мощности песчано-галечниковых отложений и частичному выклиниванию их.

Вступая в эту зону, потоки, содержащиеся в галечниках, погружаются под покров мелкоземов, становятся напорными и разделяются на множество этажей слоями суглинков и глин, расщепляющих толщу галечников. Ввиду затрудненности подземного стока к Сырдарье здесь развиваются процессы вертикальной разгрузки потоков подземных вод, приводящие с одной стороны к открытым очагам разгрузки («зоны выклинивания подземных вод»), с другой — к региональному высачиванию напорных вод сквозь песчано-глинистую толщу. Указанное высачивание является первоисточником образования слабоподвижных грунтовых вод, зеркало которых располагается вблизи от дневной поверхности (1—2 м), вследствие чего они интенсивно расходятся на испарение. С развитием орошения к питанию, полученному грунтовыми водами снизу, добавилось питание «сверху» — за счет инфильтрации оросительной воды. Ввиду низкой водопроницаемости и малых уклонов зеркала грунтовых вод последние, в отличие от напорных вод рассматриваемого комплекса, не имеют существенного регионального подземного стока. Инфильтрационные оросительные воды частично испаряются, частично отводятся искусственной дренажной сетью, охватывающей всю площадь орошения.

Открытые очаги разгрузки характерны только для сохского и иффаринского потоков, имеющих зоны выклинивания подземных вод. На других конусах выноса вертикальная разгрузка происходит путем последовательного перетекания напорных вод из нижележащих пластов в вышележащие.

Подземные воды описываемого комплекса широко используются для питьевого и хозяйственного водоснабжения и для поливов. Этот комплекс в пределах района является основным для практического использования.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений (alQ). К аллювиальным отложениям, распространенным в долинах рек Карадарьи, Нарына и Сырдарьи, приурочен мощный поток грунтовых вод, который в западной части Ферганской долины полностью выклинивается перед перегородившей бассейн Супетауской антиклиналью. Мощность аллювиальных отложений в центральной части долины превышает 500 м. В основном они представлены грубообломочными гравийно-галечниковыми отложениями, перекрытыми покровными суглинками и супесями, мощностью от 5 до 50 м. В разрезе аллювиальных отложений содержатся как грунтовые, так и напорные воды. Уровень зеркала грунтовых вод в галечниках Нарынского конуса выноса залегает на глубине до 50 м. В зоне выклинивания грунтовые воды насыщают покровную песчано-глинистую толщу, а уровень их повышается до 5 м.

Ниже этой зоны подземные воды залегают на глубине менее 2 м (редко до 3 м) и насыщают как гравийно-галечниковые, так и песчано-глинистые покровные отложения. На левобережье р. Сырдарьи скважины дают слабый самоизлив — обычно из-под глинистых пластов, изредка встречающихся в грубообломочной толще. Вполне вероятно предположение, что под покровом таких пластов на левый берег реки могут

проникать напорные воды правобережных пролювиальных потоков и разгружаться через аллювий на этом берегу, образуя подпор грунтовых вод, приуроченных к покровным песчано-глинистым отложениям. Слабоподвижные грунтовые воды песчано-глинистой толщи подпираются снизу аллювиальным потоком, разгрузка которого в реку, при малом заглублении ее, возможна лишь при наличии некоторого избыточного гидростатического напора в потоке. Поэтому уровень грунтовых вод покровных отложений всегда находится несколько ниже пьезометрического уровня воды в песчано-галечниковом аллювии, причем разница в уровнях возрастает с увеличением мощности покрова (например, 5—18 см при мощности 3—4 м и 30—57 см при мощности 6—8 м). Эта разница поддерживается также испарением грунтовых вод. Режим грунтовых вод в приречной полосе отражает колебания подпирающих его горизонтов воды в реке — максимум наблюдается в июне — июле, минимум — в сентябре или ноябре; амплитуда колебаний составляет 0,5—2 м. В удалении от реки (более 2—3 км) режим становится иным; максимум в апреле — мае, минимум — в сентябре — октябре; амплитуда колебаний 0,6—2 м. На орошаемых площадях этот режим подчиняется режиму орошения.

Водопроницаемость аллювиальных отложений в долине Сырдарьи значительна. Коэффициенты фильтрации: для песчано-галечниковых отложений 24,6—55,6 м/сутки (среднее 37,9 м/сутки); для песков тонко- и мелкозернистых 7,4—20,4 м/сутки (среднее 14,7 м/сутки); для суглинков и супесей 0,16—4,0 м/сутки (среднее 1,8 м/сутки). Водоносный комплекс аллювиальных отложений отличается большой водообильностью. Дебиты скважин достигают 100 л/сек. Самоизливающиеся скважины дают дебиты до 10 л/сек. По степени минерализации грунтовые воды Нарын-Карадарьинского междуречья пресные (плотный остаток до 0,5 г/л), гидрокарбонатно-сульфатные со смешанным составом катионов.

По химическому составу грунтовые воды основного аллювиального потока сульфатные натриево-кальциево-магниевые, с плотным остатком до 1 г/л. Вместе с тем на отдельных участках в аллювии встречаются хлоридные натриевые воды с плотным остатком от 0,75 до 2,2 г/л, имеющие повышенную температуру. Так, например, при откопке строительного котлована близ сел. Алахамак в него поступала хлоридная натриевая вода, имевшая при глубине 3 м температуру 26°С, а при глубине 6 м — 29°С. На других участках аналогичные гидрохимические и гидротермальные аномалии были обнаружены на различной глубине (зависящей от положения фильтра) при бурении на воду.

Данные о температуре и составе воды на участках приведены в табл. 5.

Здесь же, на соседних участках, встречаются и смешанные хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные воды. Характерно, что и состав воды в одной скважине в процессе эксплуатации обнаруживает заметные колебания, по-видимому, также связанные с процессом смешения вод разного состава.

Происхождение отмеченных аномалий связано с глубиной разгрузки водоносных горизонтов нижнего неогена.

Подошва грунтовых вод повышенной минерализации в отложениях верхней террасы зафиксирована на глубине между 16 и 21 м. Грунтовые воды песчано-галечниковой толщи и покрова, имея тесную гидравлическую связь, в то же время резко различаются по минерализации. Первые обычно пресные, с плотным остатком до 1 г/л, вторые являются типичными грунтовыми водами континентального засоления с плотным остатком 5—30 г/л (меньшую степень минерализации они имеют

Таблица 5

Данные о химическом составе и температуре воды на аномальных участках водоносного комплекса аллювиальных четвертичных отложений

Местоположение	Интервал установки фильтра, м	Температура воды на устье, С	Дебит скважины, л/сек	Плотный остаток, г/л	Результаты химических анализов, %-экв					
					Cl	SO ₄	HSO ₃	Na+K	Mg	Ca
Совхоз „Найман“, Сел. Шаглы	284—305	22,4—23,2	18	0,75—1,01	75—88	5—19	6—7	25—39	23—30	38—45
Сел. Аляме	303—326	27,3	14	1,32—2,17	48—68	27—47	5—9	68—78	8—14	14—18
Сел. Мулькабад	215—238	23,9—25,0	1,5	1,15—1,38	62—68	23—29	8—10	47—61	17—28	22—25

Примечание. Приводятся крайние пределы содержания компонентов из результатов 4 анализов, выполненных в течение года.

только в непосредственной близости от реки и на орошаемых участках). Интенсивное засоление грунтовых вод покровных отложений объясняется тем, что сток их в Сырдарью ничтожен — последняя дренирует только песчано-галечниковую толщу.

Главную роль в формировании потока грунтовых вод играют нарыньские воды, поглощенные его аллювиальным веером. Воды Карадарьи питают поток лишь на небольшом отрезке долины близ Тешикташского водного узла (у выхода реки из адыров). Ниже по течению река дренирует свой аллювий, а через него и контактирующие с ним Майлисуйский конус выноса и Нарынский аллювиальный веер. Таким образом, современная долина Карадарьи почти на всем своем протяжении играет роль зоны выклинивания грунтовых вод. В эту же зону входит приустьевая часть современной дельты р. Нарына (от сел. Уйчи до Сарайского гидропоста).

О количестве выклинивающихся грунтовых вод имеются лишь данные исследований примерно тридцатилетней давности. М. А. Шмидт (1940) оценивал общее поступление выклинивающейся воды в реке среднегодовым расходом 120 м³/сек (без коллектора, дренирующего аллювий р. Тентякская).

В зоне выклинивания разгружается только часть нарынкой ветви аллювиального потока. Другая часть перетекает под Карадарьей в Центральную Фергану, где сливается с подземным стоком, идущим к Сырдарье с юга, и частично подпитывает его.

Подземное питание реки определялось в 1962—1963 гг. специальными исследованиями по методу Б. И. Куделина. Средний годовой расход выклинивания грунтовых вод в русло реки на участке от Сарайского поста до поста Махау-тау (90 км) составил 38,4 м³/сек.

По расчетам авторов, 1/4 этого расхода поступает с левого берега и 3/4 с правого. Кроме того, с левого берега в реку стекают дренажные воды, собираемые на аллювиальной равнине коллекторами, с общим расходом около 25 м³/сек.

Расчеты руслового баланса Сырдарьи по двум участкам (от Сарайского поста до поста Акджар — 53 км и от последнего до поста Махау-тау — 37 км) показали, что на нижнем участке река получает с 1 км подземное питание в 3,5 раза больше, чем на верхнем. Последнее может быть объяснено постепенным выклиниванием аллювия на нижнем участке.

Подземные воды аллювиального комплекса имеют большое практическое значение и широко используются.

Водоносный комплекс плиоценовых отложений (бактрийская свита— N_2). Отложения бактрийской свиты в пределах Ферганской долины имеют широкое распространение и представлены континентальными образованиями, носящими характер моласс. Эти отложения отличаются большой изменчивостью литологического состава пород как по площади, так и в разрезе всей толщи.

Наиболее изучены терригенные образования в адырных и предгорных частях депрессии, где они выходят на дневную поверхность или залегают на относительно небольших глубинах. Эти образования представлены светло-бурыми переслаивающимися конгломератами, песчаниками, глинами и алевролитами.

Подземные воды бактрийской свиты приурочены главным образом к пластам песчаника и конгломерата с маломощными линзами песка и галечника. Число пластов на различных глубинах изменяется от 3 до 5 и более. Мощность прослоев от 4 до 20 м. Наличие водоупорных глинистых пластов обуславливает напорность вод. Установившийся уровень в скважинах колеблется от 30 до 97 м (в краевых частях депрессии) и до самоизлива (в центральной части).

Водоносный комплекс довольно водообилен. Расходы скважин при самоизливе обычно измеряются литрами в секунду, иногда более 10 л/сек. В скважинах получены дебиты от десятых долей до 28 л/сек, при понижениях от 9 до 27 м.

Минерализация воды в зависимости от местоположения исследуемого объекта изменяется от десятых долей до 2—3 г/л. Исключение составляют участки разгрузки глубоких вод (массагета, палеогена, мела) в водоносных горизонтах бактрийской свиты. В этих местах обычно наблюдается повышение минерализации и изменение состава подземных вод (структуры Ходжиабад, Андижан, Тузлук). В скважине, пробуренной в адырной зоне, подземные воды вскрыты в пяти интервалах. Воды пресные с минерализацией 0,3 г/л. По типу сульфатно-гидрокарбонатные натриевые. Подземные воды в скважине, пробуренной в предадырной полосе, слабосоленоватые, с минерализацией 2,3 г/л, сульфатные натриевые.

В юго-восточной части Ферганской депрессии на структурах Южный Аламышик, Бостон, Ходжиабад, Андижан и другие из песчаников бактрийской свиты была получена нефть, своим происхождением объясняемая процессу миграции из нижележащих отложений.

Следует отметить, что на указанных выше площадях воды бактрийских отложений в отличие от большинства районов обладают повышенной минерализацией, достигающей в отдельных скважинах 50—60 г/л и более. В целом плотный остаток подземных вод бактрийской свиты большинства скважин указанных площадей измеряется величинами порядка 25—35 г/л. По типу воды хлоридные натриево-кальциевые. В этих водах наблюдается повышенное содержание микрокомпонентов и особенно йода, концентрация которого достигает 12—14 мг/л.

На этих площадях наряду с подземными водами повышенной солености на участках, расположенных в некотором удалении от свода положительных структур и линий разломов, встречаются скважины со слабоминерализованными водами с плотным остатком до 1—2 г/л. Эти факты свидетельствуют о том, что повышение минерализации подземных вод бактрийских отложений указанных структур связано с разгрузкой высокоминерализованных вод нижележащих образований палеогена и верхнего мела по разломам и эрозионным окнам, образованным в период предбактрийского размыва.

В центральной части Южной Ферганы в интервале 280—380 м вода бактрийских отложений пресная с минерализацией от 0,6 до 1 г/л, сульфатно-гидрокарбонатная магниевая-кальциевая с температурой 23°.

В центральной части Ферганской депрессии в скважине, расположенной в 14 км к северо-востоку от ж.-д. ст. Ванновская, на глубине около 1000 м вода пресная с минерализацией 0,5 г/л, сульфатно-гидрокарбонатная натриевая с температурой на устье выработки 43°.

Пресные воды бактрийских отложений используются для питья.

На базе использования термальных вод этой скважины организован лечебница. Кроме того, вода этой выработки используется для бутылочного розлива (Ферганская минеральная вода).

Водоносный комплекс олигоцен-миоценовых отложений (массагетская свита — Pg₃ — N₁) распространен широко и представлен преимущественно красноцветными глинами, мергелями, алевролитами, с подчиненными пластами песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Глубина залегания водоносного комплекса в зависимости от структурного положения меняется в широких пределах.

Водоносность отложений описываемого комплекса изучена главным образом по материалам глубокого бурения на нефть и газ. Большинство выработок расположено в адырной зоне, где водовмещающие породы представлены преимущественно песчаниками и конгломератами.

В северной части Ферганского бассейна водоносный комплекс опробован несколькими скважинами по Чустпапской и Наманганской структурам на глубинах от 900 до 3900 м.

В центральной части отложения массагета вскрыты на глубине 2,5 км, а в юго-западной — от 87—433 до 2000 м и более. Водообильность пород в общем слабая.

Воды массагетской свиты высоконапорные, самоизливающиеся. Избыточное давление на устье скважин достигает 100 ат (Чустпапская структура).

Дебиты скважин при самоизливе не превышают 1—2,5 л/сек, в большинстве случаев составляя сотые и десятые доли литра в секунду. Лишь в центральной части впадины в интервале 2546—2782 м дебит при самоизливе достигал 28 л/сек. Минерализация подземных вод массагета колеблется в широких пределах — от нескольких десятков до 235 г/л. По типу воды хлоридные натриево-кальциевые. Воды с наибольшей минерализацией приурочены, как правило, к осевым частям структур и зонам тектонических нарушений. Так, например, в Чустпапской структуре минерализация изменяется от 135 до 57 г/л, в Наманганской структуре от 98 до 26 г/л. В Западно-Палванташской структуре в скважине, с глубин 2054—2066 м получена вода с минерализацией 142 г/л. С удалением от осевых частей структур минерализация пластовых вод быстро снижается, а химический состав приобретает характер среднеминерализованных вод. В скважине, расположенной в 300 м северо-восточнее Западно-Палванташской структуры, в интервале глубин 1986—2000 м вскрыта соленая вода с плотным остатком 41,3 г/л. О сравнительно невысокой минерализации пластовых вод массагета в естественно ненарушенных условиях восточной и юго-восточной окраин Ферганы говорят данные скважины на структуре Избаскент, где минерализация воды составляет 15 г/л.

В юго-западной части депрессии на структурах, расположенных в бассейне среднего течения р. Соха, минерализация пластовых вод значительно снижается. Так, на структуре Чонгара минерализация подземных вод составила 24 г/л, а южнее, на структуре Гальча, воды слабо минерализованы, с плотным остатком от 2 до 5 г/л. Тип воды меняется на сульфатно-гидрокарбонатный, натриево-кальциевый.

Подземные воды массагета высокотермальные до 100° в пласте (на структуре Наманган).

Используются подземные воды массагета в основном в лечебных целях.

Водоносный комплекс палеогеновых отложений (Pg). Отложения палеогена представлены главным образом морскими осадками, чередующимися с пластами относительно водоупорных глинистых пород с карбонатными и терригенными, преимущественно песчанистыми образованиями. Отдельные литологические разности пород отличаются хорошей выдержанностью пластов по площади бассейна, что обеспечивает наличие самостоятельных, регионально прослеживаемых горизонтов напорных подземных вод, приуроченных к известнякам и песчаникам. Выходы палеогеновых отложений отмечаются в периферийных частях бассейна (в большей части за республиканской границей).

Описываемый комплекс достаточно полно изучен в пределах адыров, в результате поисков и разведки месторождений нефти и газа. Здесь в разрезе выделено до девяти продуктивных горизонтов, большинство из которых содержат промышленные залежи нефти, а иногда и некоторое количество сопутствующего природного газа. Ниже контуров распространения нефти и газа в тех же коллекторах содержатся пластовые воды. Максимальная мощность водоносного комплекса в центральной части Ферганской впадины значительна и по геофизическим данным равна 1000 м. В адырной зоне мощность палеогеновых отложений колеблется от 580 м (Наманганская структура) до 737 м (Андижанская структура). Глубина залегания водоносного комплекса в центральной части Ферганы достигает 7,5 км. В адырной же зоне она значительно меньше: в Андижанской структуре она составляет 488 м, а в Шорсуйской (юго-западная часть Ферганы) — 2157 м.

Воды палеогена высоконапорные, самоизливающиеся. Для комплекса в целом характерна слабая водообильность. Дебиты скважин при самоизливе колеблются от сотых до десятых долей литра в секунду.

В областях питания водоносного комплекса палеогена (в основном за пределами района) развиты инфильтрационные, преимущественно слабоминерализованные грунтовые воды. В адырной полосе, где происходит разгрузка подземных вод, развиты воды трех типов — инфильтрационные, седиментационные и смешанные. Поэтому адырная зона характеризуется многообразием типов подземных вод как по химическому составу, так и по минерализации. Большинство вод имеет хлоридный натриевый состав; в меньшей степени встречаются сульфатные и гидрокарбонатные воды. Широко развиты воды промежуточных подтипов. Общая минерализация пластовых вод также варьирует в больших пределах — от пресных и слабоминерализованных до высококонцентрированных рассолов (до 300 г/л). Газовый состав обычен для вод нефтяных месторождений. Это — всевозможные углеводородные газы, сероводород, углекислота, органогенный азот и др.

Из микрокомпонентов присутствуют йод, бром, а также органические соединения.

В Шорсуйской группе структур воды даже при неглубокой циркуляции имеют минерализацию 10 г/л. Погружаясь по пласту, инфильтрационные воды смешиваются с глубокими седиментационными и минерализация их достигает 180 г/л и более. Для этих структур характерно наличие высоких концентраций сероводорода и углекислого газа.

В Гальчинской структуре развиты воды с минерализацией от 1,4 до 5 г/л при пестром химическом составе. Иногда наблюдается присутствие сероводорода до 294 мг/л.

В Чонгарской структуре минерализация колеблется от 1,5—2 до 20—23 г/л и возрастает с погружением пласта в сторону центра бассейна. По типу воды пестрые с преобладанием сульфатных. В верхней части разреза воды пестрые. В нижних частях разреза развиты хлоридные натриевые воды.

На Северо-Сохской структуре водоносные пласты резко погружаются. Минерализация изменяется от 15—20 до 120—125 г/л. Воды хлоридно-натриевые, а в самых нижних частях разреза хлоридные кальциевые. Вода содержит большое количество йода, брома и сероводорода.

В Северориштан-Чимионской группе структур водоносный комплекс палеогена залегает на небольших глубинах, а местами в сводовой части поднятий он размыт. Это обуславливает сравнительно невысокую минерализацию — от 1 до 7—8 г/л. Только на Южном Бурбулаке отмечена аномально высокая минерализация, до 80—130 г/л. Хорошо прослеживается смена гидрогеохимических зон, вызванная воздействием инфильтрационных вод или литологией вмещающих пород. Так, в направлении от Чаура к Чимиону в пласте, где водовмещающие породы имеют низкую проницаемость, песчано-глинистые воды гидрокарбонатно-сульфатные натриевые последовательно замещаются сульфатными натриевыми, хлоридными натриево-магниевыми и, наконец, хлоридными натриевыми. В известково-доломитовых пластах химический состав и минерализация, как правило, не испытывают больших изменений. Здесь развиты хлоридные натриевые воды невысокой минерализации (до 8 г/л), с умеренным содержанием йода, брома и сероводорода.

На серии мелких структур, расположенных севернее и северо-восточнее Чимионской, где водоносный комплекс палеогена залегает на значительной глубине, воды большей частью высокоминерализованные, хлоридного и натриевого состава с умеренным содержанием кальция и магния.

В районе Андиганской группы структур палеогеновые воды высокоминерализованные до 330 г/л (структура Палванташ), хлоридные натриевые, зачастую с повышенным содержанием йода, брома и сероводорода. Таким образом, можно сделать вывод, что воды палеогена залегают, как правило, на больших глубинах и находятся в условиях замедленной циркуляции далеко от источников питания. Этим объясняется их высокая минерализация, до рассолов, хлоридный натриевый и кальциевый химический состав и наличие повышенных концентраций микроэлементов.

Воды палеогена термальные, с температурой до 40°.

Питание водоносного комплекса палеогеновых отложений осуществляется сложными путями. Подземные воды, питаясь в основном за счет атмосферных осадков, движутся от гор к равнинам, от куполов и горст-антиклиналей к синклиналям. Часть атмосферной воды скапливается в трещинах и карстовых полостях. Другая часть идет на подпитывание водоносных комплексов или выклинивается в виде родников. Питание подземных вод происходит также в региональных областях питания, расположенных на площадях обнажения пород водоносного комплекса в горах и предгорьях. Таким образом, инфильтрационные воды движутся от периферийной части бассейна к центральной. На своем пути они встречаются с седиментационными водами, текущими от центральной к периферийной части бассейна. Эта закономерность хорошо прослеживается на гидрогеологической карте. По данным Р. Г. Семашева и П. К. Азимова, величина приведенного давления к отметке — 1000 м выражается: на структуре Гальча в центральной части 192 ат, а севернее ее 189,5 ат. Такое снижение наблюдается до флексурного изгиба между структурами Гальча и Северный Сох. Севернее этой флексуры происходит постепен-

ное увеличение давления — 195, 198 и 200 ат. Такая же картина прослежена в юго-ападной, юго-восточной и северо-восточной частях Ферганского артезианского бассейна.

Таким образом, при наличии двух противоположно направленных потоков необходимы очаги разгрузки. Таковыми здесь являются районы развития брахиантиклинальных поднятий в адырной зоне Ферганы, зоны тектонических нарушений и зоны фациальных «окон», что позволило адырную зону Ферганы рассматривать как очаг разгрузки глубоких вод.

Водоносный комплекс меловых отложений (Сг). Меловые отложения на большей части территории бассейна погружены глубоко и изучены слабо. Наиболее хорошо изучен мел в пределах предгорий Южной, Восточной и Северо-Восточной Ферганы (за пределами республики), где он обнажается на поверхность и в полосе адырных поднятий залегает на глубинах, доступных бурению. В Центральной и Северной Фергане водоносность мела не опробована, в силу его глубокого залегания (более 5—7 км). В отложениях мела Ферганской депрессии установлено до 12 продуктивных пластов, с которыми связаны горизонты подземных вод. Эти горизонты в большинстве случаев отделяются водоупорами. Максимальная мощность мела в Центральной Фергане достигает 1500 м. В краевых адырных зонах она значительно меньше. Мощность ее 700 м (в структуре Кызыл-Арча), а вскрытая мощность мела в Андижанской структуре 1222 м. Воды мела высоконапорные до самоизлива. Расходы скважин незначительные, составляют тысячные и десятые доли литров в секунду. Лишь скважины, приуроченные к трещиноватым известнякам, имеют дебит до 8 л/сек. По минерализации и химическому составу подземные воды мела Ферганы пестрые, но в общей сложности они менее минерализованы, чем воды палеогена. Минерализация воды колеблется от 1—3 до 7,6 г/л. Состав сульфатнохлоридный натриевый и натриево-кальциевый. При погружении водоносного комплекса повышается минерализация воды до 45 г/л и тип воды становится хлоридным натриевым и кальциевым. Меньшая минерализация меловых вод по сравнению с палеогеновыми обусловлена тем, что меловые породы в области питания залегают под небольшим покровом четвертичных отложений. Кроме того, водосодержащие породы мела содержат меньше растворимых солей в нижней части разреза, так как образование этих пород в значительной мере связано с опресненными или пресноводными бассейнами (Митгарц, 1956).

Воды меловых отложений Ферганы высокотермальные (с температурой 45—50°С) с несколько повышенным содержанием брома и сероводорода.

Водоносный комплекс юрских отложений (J). Водоносность юрских отложений Ферганской депрессии изучена крайне неравномерно и недостаточно. О ней можно судить по данным опробования родников и бурения, преимущественно в предгорьях за пределами района, а также в адырной зоне. Сведения о водоносности юры в центральной части депрессии отсутствуют. На площадях выхода юрских отложений на поверхность (за пределами республики) воды слабоминерализованные — до 5 г/л, редко более. С глубиной по мере удаления от основных областей питания наблюдается постепенное, хотя и не всегда плавное, погружение водоносных горизонтов на глубину и увеличение минерализации до рассолов. Минерализация подземных вод на структуре Андижан равна 70 г/л. Состав воды хлоридно-натриевый с повышенным содержанием йода — 8 мг/л, брома — 10 мг/л.

В центральной части Южной Ферганы на глубине 1775—1787 м минерализация воды 41 г/л, а на глубине 2475—2482 м — 157 г/л. Состав

воды хлоридный натриевый, с глубиной изредка повышается содержание кальция.

Воды юрских отложений высокотермальные с повышенным содержанием йода и брома.

Подземные воды трещинной зоны палеозоя (Pz). Палеозойские и докембрийские образования, представленные жесткими скальными породами, имеют широкое распространение. В горном обрамлении Ферганской долины они представлены осадочно-метаморфическими и магматическими породами.

Водоносность палеозойских и докембрийских образований изучена недостаточно полно. Она относительно хорошо изучена за пределами района — в горных и предгорных районах, где эти образования обнажаются у дневной поверхности или залегают на сравнительно небольших глубинах. По мере продвижения к центральной части Ферганской депрессии глубина их залегания резко возрастает. Они вскрываются глубокими скважинами лишь в адырной зоне Ферганы, где обладают сравнительно низкими фильтрационными свойствами. Дебиты скважин на глубинах 1,5—2,5 км измеряются тысячными — десятками долями литра в секунду. Исключение составляют зоны разрывных тектонических разломов и районы развития закарстованных известняков, где дебиты скважин резко возрастают. Увеличение производительности выработок отмечается и в направлении приближения к предгорьям, где дебиты скважин при самоизливе измеряются величинами от 1—2 до 52 л/сек с преобладанием 5—7 л/сек. По мере продвижения от гор через предгорья к равнинной части депрессии наблюдается постепенное увеличение минерализации подземных вод и изменение величины геотермического градиента. Вместе с этим изменяется и химический состав подземных вод от гидрокарбонатных кальциевых в высоких горах через сульфатные натриевые в предгорьях до хлоридных натриевых — в пределах Ферганской долины.

В центральной части Южной Ферганы палеозойские образования вскрыты скважинами на структурах Ганьча. Сары-Ток, Северный Риштан, Северный Сох. Скважина на Ганьчинской антиклинали на глубине 792 м вскрыла метаморфизованные известковистые аргиллиты, песчаники с прослоями глин, известняки, кальциты. При испытании скважины в интервале глубин 838—857 м получена вода с минерализацией 29 г/л, хлоридная натриевая. Ниже, на глубинах 1120—1148 м, вскрыта вода с более высокой минерализацией (75 г/л). Наконец, в интервалах глубин 1202—1238 м была получена вода с минерализацией 71 г/л, по типу хлоридная натриевая кальциевая.

Следует отметить, что йод в воде отсутствует. Содержание брома в первом интервале 40 мг/л, в нижележащих бром почти полностью отсутствует.

В Северном Риштане в интервале 1956—1980 м вскрыты воды с минерализацией около 50 г/л, хлоридные натриево-кальциевые. В воде отмечается повышение содержания сульфатов — йода и брома.

На структуре Сары-Ток, расположенной южнее Северного Риштана, в интервале 1350—1370 м величина минерализации составила 77 г/л. Воды хлоридные, натриево-кальциевые, практически бессульфатные. Содержание микрокомпонентов ничтожное — йода около 2, брома 8 мг/л.

В Северном Сохе в трех опробованных интервалах (2456—2467; 2486—2507; 2516—2540 м) среди палеозойских пород встречены высокоминерализованные хлоридные натриево-кальциевые воды с плотным остатком от 83 до 93 г/л. По типу воды хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция.

ПРИТАШКЕНТСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Приташкентский артезианский бассейн занимает Приташкентскую впадину и расположен на границе горноскладчатой и платформенной областей в пределах Казахской и Узбекской ССР. На территорию Узбекистана он заходит южной и юго-восточной частями, охватывая Ташкентскую и Сырдарьинскую области. Бассейн ограничен с трех сторон горами. На западе он открыт в сторону Кызылкума, где граница его с Сырдарьинским бассейном проводится условно. Описываемая часть бассейна занимает аллювиально-пролювиальные предгорные всхолмленные и плоские равнины с вложенными в них широкими современными аллювиальными долинами рек Сырдарья, Чирчика, Ахангарана. На правобережье Сырдарьи общий уклон равнины осуществляется на юго-запад. Абсолютные отметки поверхности от 650—900 м у подножия гор до 300 м у р. Сырдарьи. На левобережье поверхность плоской равнины слабо наклонена на северо-запад, средние высоты ее 253—264 м.

Речные долины имеют различную ориентацию. Долина р. Чирчика вытянута на юго-запад. В ней выделяются одна эрозионная и четыре аккумулятивные террасы. Ширина ее до 4 км в районе р. Чирчика и 18—22 км — в районе г. Ташкента. Долина Ахангарана в среднем течении вытянута в широтном направлении, в районе сел. Алмалык она разделяется на две ветви и меняет направление на юго-западное. Северная ветвь сливается с долиной Чирчика. Здесь хорошо выражены I и II террасы. Ширина долины изменяется от 2 км у сел. Абылк до 11 км у сел. Ахангаран. В нижнем течении рекой образован древний конус выноса шириной до 35—40 км. Долина Сырдарьи вытянута с юго-востока на северо-запад. Она изменяется по ширине от 8 до 16 км и развита на участке между селениями Бекабад и Крестьянское в основном по правобережью реки, на остальном отрезке — по левобережью. Долина изрезана руслами староречий и многочисленными озерами.

Наиболее крупными водными потоками в районе являются р. Сырдарья и ее притоки Чирчик и Ахангаран.

Чирчик — река снегово-ледникового питания. Среднегодовой расход ее (по многолетним данным) равен 219 м³/сек; максимум стока приходится на июнь — 581 м³/сек, минимум на февраль — 69,1 м³/сек. Поверхностные воды Чирчика интенсивно разбираются на орошение через крупную ирригационную сеть, и хотя в реку на всем ее протяжении возвращается много сбросных и выклинивающихся грунтовых вод, среднегодовой расход ее в низовьях сокращается до 150 м³/сек.

Ахангаран — река снегово-дождевого питания, вследствие этого паводок в ней наступает в мае со среднегодовым расходом 135 м³/сек; минимальный расход отмечается в сентябре — 8,77 м³/сек. Она имеет большое количество притоков, вода которых разбирается на орошение. Воды Ахангарана также разбираются в многочисленные ирригационные каналы, вследствие этого русло его ниже сел. Алмалык в жаркую часть года сухое. По этой же причине расход его резко изменяется вниз по течению, увеличиваясь на участке сел. Теляу, затем снижаясь к устью. В южной ветви Ахангарана — р. Геджиген поток пополняется выклинивающимися подземными сбросными водами.

Сырдарья, пересекающая район в северо-западном направлении на отрезке ее пути от г. Бекабада до сел. Чардара, является базисом эрозии для Ахангарана и Чирчика и главной дренажной артерией района. Средний многолетний годовой расход реки по ст. Запорожская равен 540 м³/сек, по ст. Кокбулак — 675 м³/сек, максимальный расход наблюдается в июле — 1160—1480 м³/сек, минимальный в январе — феврале — 315—410 м³/сек. Ширина реки в межень равна 200—230 м, глубина 1—6 м. На указан-

ном отрезке долины она увеличивает среднегодовой расход на $235 \text{ м}^3/\text{сек}$ за счет стока поверхностных вод Чирчика, Ахангарана и подземных вод с окружающих равнин.

Для района характерно сочетание климатов предгорий и степных равнин. В предгорной зоне, например, максимальная среднесуточная температура воздуха достигает 26° и приходится на июль, а годовая сумма атмосферных осадков равна $500\text{—}650 \text{ мм}$. Годовое количество воды, испаряющейся с открытой водной поверхности, составляет 1200 мм . В равнинной зоне средняя температура июля равна 28° , годовое количество осадков не превышает $250\text{—}300 \text{ мм}$ на западе, увеличиваясь до $400\text{—}450 \text{ мм}$ на востоке. Испарение с водной поверхности достигает 1300 мм в год. Для предгорной и равнинной зон показательно неравномерное распределение осадков в течение года, поэтому подземные воды пополняются ими лишь в весенний и позднеосенний периоды. В равнинной зоне засушливый климат является важным фактором формирования солончаков на участках неглубокого залегания грунтовых вод (солончаки района озер Тузкан и Арнаса).

В геологическом строении артезианского бассейна принимают участие палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения.

Для Приташкентского артезианского бассейна показательно неравномерное по глубине залегание палеозойского фундамента, который наиболее глубоко (до $2,5\text{—}3,0 \text{ км}$) погружен в Чирчик-Ахангаранской части бассейна и значительно приподнят на северо-западе Голодной степи. Кроме того, показательно также значительная мощность неогеновых отложений и почти полное отсутствие осадков юры. Палеозой слагает ложе бассейна и представлен верхнепалеозойскими эффузивными породами. На юге бассейна узкой полосой прослеживаются известняки нижнего палеозоя, слагающие Хаватагскую структуру. Мезо-кайнозойские отложения представлены осадками юрского, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. По литологическому составу это преимущественно глины, алевролиты, реже песчаники, мергели, известняки, пески, гравелиты, конгломераты. Четвертичные отложения представлены главным образом двумя генетическими типами: аллювием и аллюво-пролювием. Аллювиальные отложения слагают речные террасы Ахангарана, Чирчика и Сырдарьи. В основном это галечники, конгломераты, пески, супеси и суглинки; на III и IV надпойменных террасах эти отложения покрыты лёссовидными суглинками. Аллювиально-пролювиальные отложения слагают конусы выноса горных рек, сложенных песками, галечниками, суглинками, супесями.

В структурном отношении бассейн представляет Приташкентскую впадину, образовавшуюся в олигоцен-антропогеновое время на сочленении платформы и орогена (рис. 33).

Во впадине выделяются нижний герцинский и верхний альпийский этажи. Породы нижнего этажа обнажаются только по ее окраине, в центральной части они перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями большой мощности и поэтому строение впадины здесь остается недостаточно ясным.

Отложения верхнего этажа смяты в антиклинальные и синклинальные складки. Складки, как правило, располагаются ступенчато. Чирчикская синклинальная зона представляет собой наиболее опущенную часть впадины. Палеозойские отложения в ней залегают на глубине $3,0\text{—}3,5 \text{ км}$, в то время как в Келесской синклинали на глубине $2,0 \text{ км}$ и у западных границ бассейна — до $1,0 \text{ км}$.

Следует отметить, что синклинальный прогиб, расположенный к югу от Михнаткаш-Писталитаусского вала, является западным окончанием Ферганского артезианского бассейна.

По геоструктурному положению Приташкентский артезианский бассейн неоднороден. Чирчик-Ахангаранская часть бассейна (правобережье р. Сырдарьи) характеризуется глубоким погружением (до 2000—3000 м) палеозойского фундамента и более полным разрезом мезо-кайнозойских

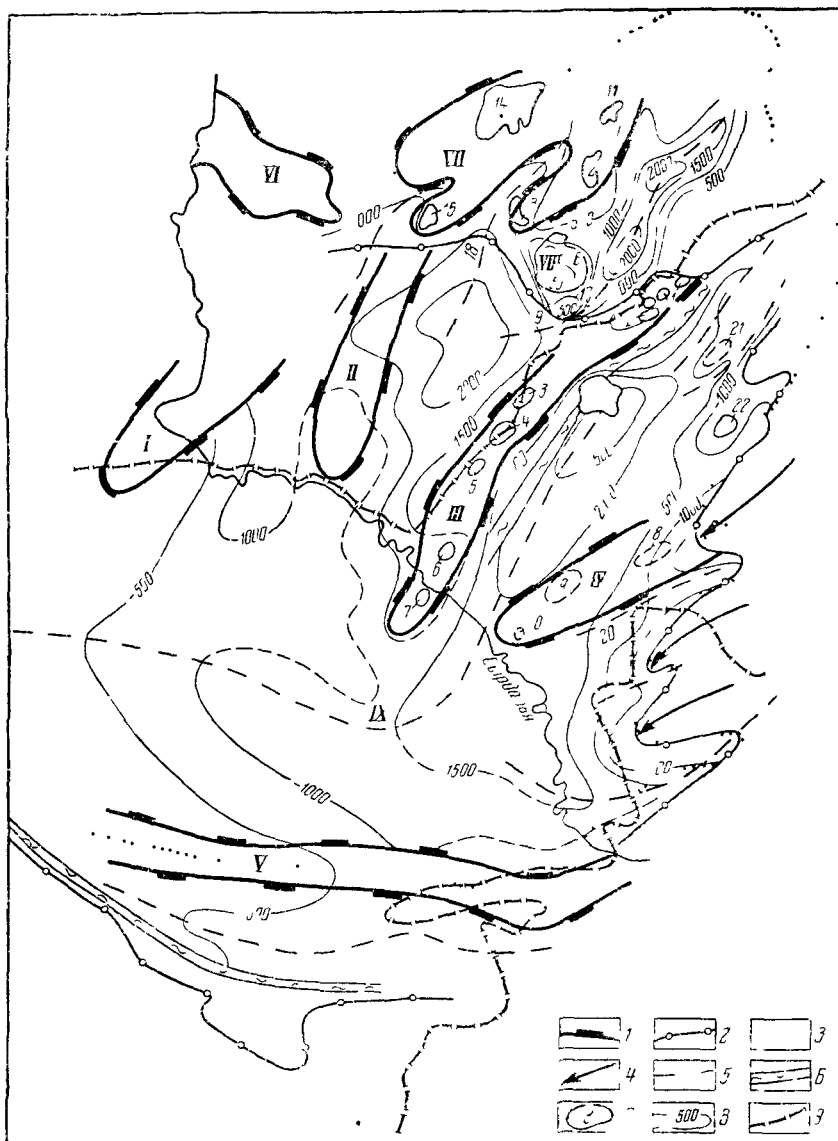


Рис. 33. Схема тектонического районирования Приташкентского артезианского бассейна
 1 — граница антиклинальных зон, 2 — граница плиты и орогена (также предгорных впадин с орогеном и плитой), 3 — граница Приташкентского артезианского бассейна
 4 — мегантиклинали, 5 — синклинали, 6 — флексуно-разрывные зоны, 7 — локальные складки, 8 — стратоезогины палеозойского фундамента, 9 — граница союзных республик
 Антиклинальные зоны (цифры на карте (1—VIII) и входящие в них антиклинальные поднятия (1—17) 1 — Джаусумкум Бельская, II — Тоскакая, III — Полторацко Сырдарьинская (1 Майская, 2 Полторацкая, 3 Ишанкурганская, 4 Тентякская, 5 Янгильская, 6 Чиназская, 7 Сырдарьинская антиклинали), IV — Пскентско-Букинская (8 Пскентская, 9 Букинская, 10 Октябрьская антиклинали), V — Михнаткашско Писталитауская, VI — Таскотанская брахантиклинальные, VII — Богомоле Мансуратинская (11 Богонаминская, 12 Узузбулакская, 13 Темирчинская, 14 Мансуратинская, 15 Чимурбайская), VIII — Дарбазинско Кынгракская (16 Дарбазинская, 17 Кынгракская антиклинали)
 Синклинали и брахсинклинали (IX) и входящие в нее (18—22) 18 Сары Джингинская, 19 Келесская, 20 Ангренская, 21 Юзрукская, 22 Самсарская

отложений. В голодностепской части бассейна (левобережье р. Сырдарьи) фундамент залегает на глубине от 500 до 1000 м, а разрез осадочного чехла значительно сокращен.

Гидрогеологические условия бассейна определяются также наличием пресных холодных вод в чехле четвертичных отложений в зоне активного водообмена термальных и высокоминерализованных вод в зоне затрудненного водообмена. Отложения неогена характеризуются развитием напорных и самоизливающихся напорных вод от ультрапресных до слабосолоноватых. В целом для бассейна характерно отсутствие глубокой застойной гидродинамической зоны, на что указывает сравнительно невысокая минерализация вод глубоких водоносных горизонтов. Для Ахангаранской части бассейна характерно наличие слабоминерализованных термальных вод в отложениях среднего палеогена, а меловые отложения Чирчикской части бассейна содержат межпластовые высоконапорные и термальные щелочные воды бальнеологического значения (Ташкентская минеральная вода). В голодностепской части бассейна происходит выклинивание водоносных комплексов, приуроченных к отложениям палеогена и мела. Такое различие геоструктурных условий определяет различие гидрогеологических условий — мощность водосодержащей толщи, количество водоносных горизонтов, наличие минеральных и термальных вод. Это позволяет нам разделить Приташкентский артезианский бассейн на две части — Чирчик-Ахангаранскую и Голодностепскую, именуемую в дальнейшем — Голодная степь.

Отложения мезозойского и кайнозойского возрастов содержат горизонты межпластовых и грунтовых вод. Межпластовые воды приурочены к пескам, песчаникам, гравелитам и конгломератам, заключенным в толщах глин и алевролитов, а грунтовые воды — главным образом к галечникам, суглинкам и супесям.

По приуроченности подземных вод к различным литологическим разностям, возрастным свитам, по генезису осадков и условиям залегания водосодержащих пород в Приташкентском артезианском бассейне выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы.

Водоносный комплекс аллювиальных четвертичных отложений (alQ). Аллювиальный водоносный комплекс представлен: в долине Ахангарана галечниками современными верхнечетвертичными (Q_{IV} , Q_{III}), в верхней части долины Чирчика — севернее пос. Куйлюк — валунами и галечниками (Q_{IV}), галечниками с прослоями конгломератов (Q_{III}), конгломератами на известковистом цементе с прослоями галечников (Q_{II}) и конгломератами (Q_I , рис. 34). В нижней части долины весь комплекс аллювиальных четвертичных отложений представлен галечниками, содержащими в нижней части разреза прослой суглинков. Литологический состав аллювия в долине Сырдарьи довольно пестрый, это — галечники, гравий, пески, в которых содержатся различной мощности прослой суглинков, супесей, глин. В Голодной степи в составе аллювия преобладают пески, но встречаются и мелкие галечники, гравий. Толщи песков обычно разобщены прослоями суглинков, супесей и глин (рис. 35).

Общая мощность галечников в долине Ахангарана изменяется от 10 м по выходе ее из гор до 150 м у сел. Кереучи. Из них в верхней части долины Чирчика полная мощность аллювия не разведана; мощность современных галечников до 20—25 м, верхнечетвертичных — до 65 м. Подстилается эта толща среднечетвертичными конгломератами. Вниз по долине общая мощность аллювия возрастает от 240 до 470 м, а мощность современных галечников — до 60—77 м. В долине Сырдарьи мощность аллювия изменяется от 242 м на юго-востоке до 200—210 м в районе впадения в нее рек Геджигена и Чирчика. На северо-западе близ Чардаринского водохранилища она сокращается до 140—130 м.

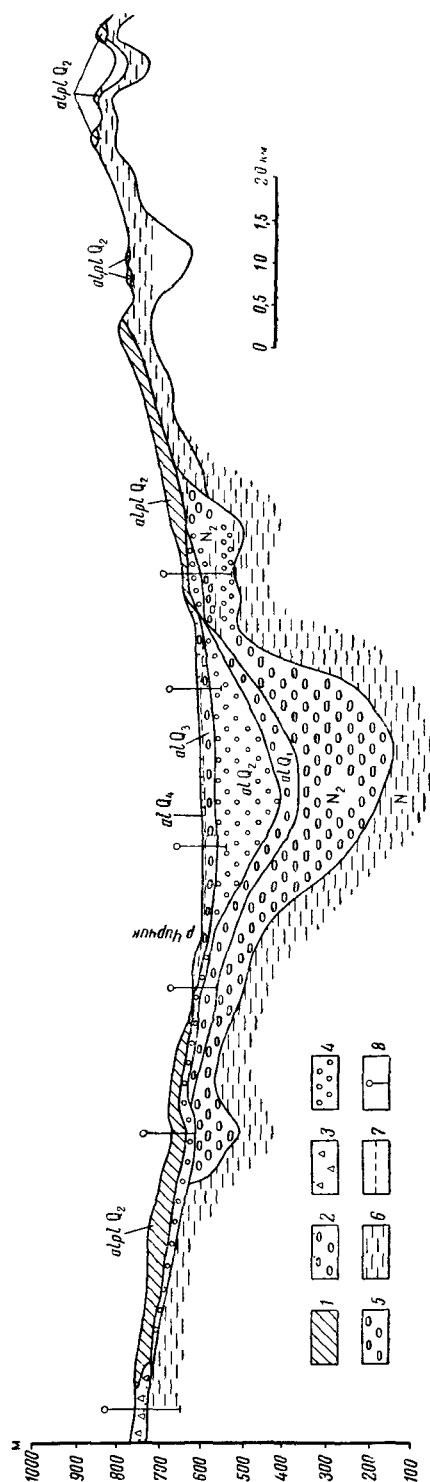


Рис. 34. Схематический геолого-гидрогеологический разрез долины р. Чирчика, в районе Нижне-Комсомольской ГЭС (по материалам Средне-чирчикской гидрогеологической партии)

1 — лессовидные суглинки, 2 — галечники; 3 — щебень; 4 — конгломераты, 5 — гравелиты, 6 — алевролиты; 7 — уровень грунтовых вод; 8 — скважины

Аллювиальные отложения повсеместно водонасыщены. По условиям залегания подземные воды, насыщающие галечниковые, гравийные и песчаные отложения в долинах рек Чирчика, Ахангарана и Сырдарьи, образуют подрусловые, преимущественно грунтовые потоки, которые движутся с различными скоростями по направлению течения рек. Формирование потоков начинается при выходе рек из горных долин, а в долине Сырдарьи — при выходе ее из Беговатской теснины. Уклоны зеркала грунтовых вод в долине Чирчика, по данным Л. Д. Кандауровой и М. М. Саакян, изменяются от 0,005 до 0,007; в долине Ахангарана, по данным Р. В. Бородина, — от 0,007 до 0,008. В долине Сырдарьи уклоны потока незначительны. В пределах современных долин зеркало подземных вод находится очень близко к дневной поверхности, преимущественно на глубинах 1—3; 0—3; 0—5 и 3—5 м, такие же глубины залегания наблюдаются в орошаемой зоне (древний конус выноса Ахангарана).

Неглубокое залегание подземных вод в современных долинах Чирчика и Ахангарана и хорошая водопроницаемость аллювиальных галечников обуславливают постоянную гидравлическую связь их с поверхностным стоком. Выражается она процессами переменного питания и дренирования реками грунтовых вод. В долинах этих рек установлено несколько зон выклинивания и погружения подземных потоков. Водопроницаемость отложений аллювиального водоносного комплекса чрезвычайно разнообразна, причем в целом наблюдается уменьшение ее в

направлении к низовьям долин и к их бортам. По данным Р. В. Бородина и П. П. Нагевича, коэффициент фильтрации современных галечников в верхней части долины Ахангарана колеблется от 400 до

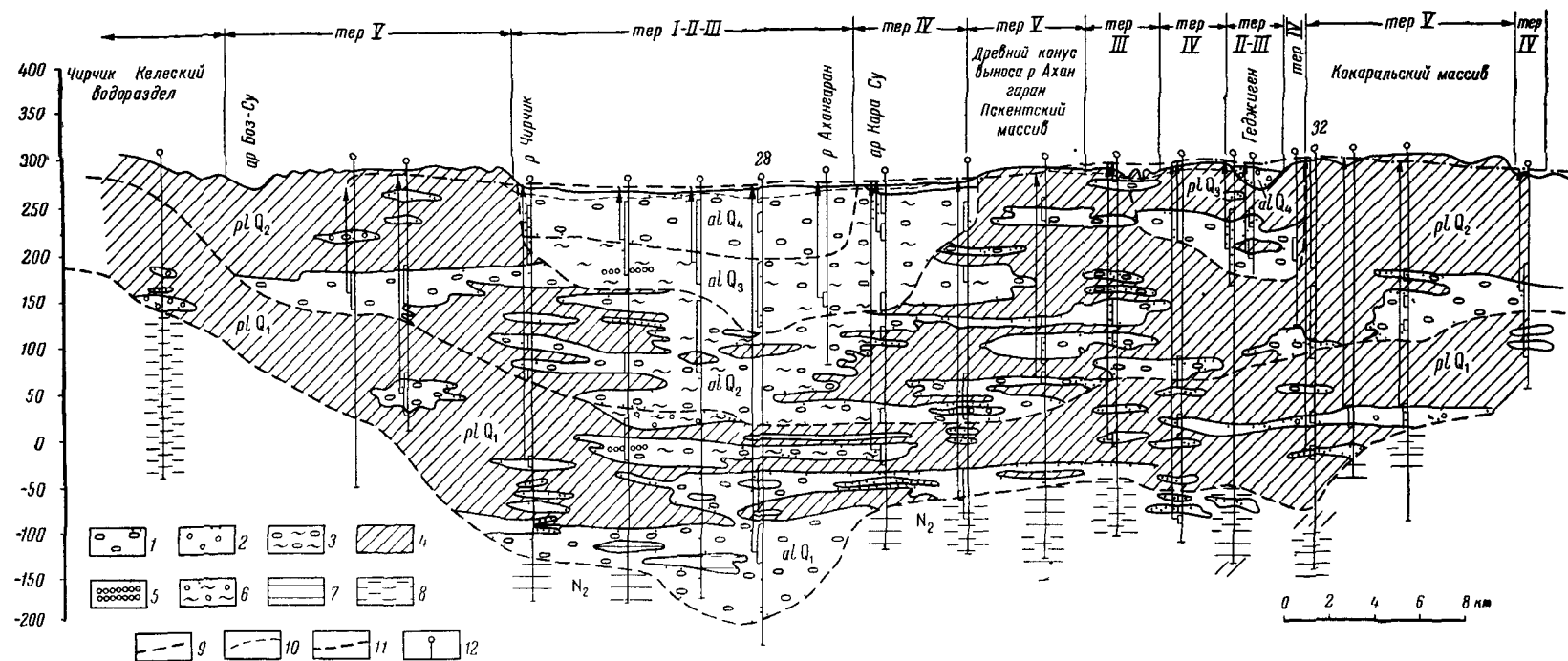


Рис 35. Схематический геолого-гидрогеологический разрез через низовья долин Чирчика и Ахангарана (в створе селений Чиназ — Солдатское — Новоалексеевское)
 1 — галечники, 2 — гравий, 3 — галечники с примесью глинистых частиц 4 — суглинки песчаные и пылеватые, 5 — конгломераты на смешанном цементе, 6 — пески аркозовые с гравием, 7 — глины, 8 — алевролиты глинистые 9 — пьезометрический уровень подземных вод 10 — уровень грунтовых вод, 11 — контур возрастных комплексов оглозжений, 12 — скважины разведочные (слева показан интервал установки фильтра и величина напора водоносного горизонта — стрелкой)

1000 м/сутки, верхнечетвертичных галечников от 170—500 до 8,6—58,0 м/сутки. В низовьях долины коэффициенты фильтрации современных галечников снижаются до 48—100 м/сутки, среднечетвертичных — до 8,6—25 м/сутки. В долине Чирчика коэффициент фильтрации галечниковых отложений более постоянен, но значительно ниже, чем в долине Ахангарана; в среднем они изменяются для галечников от 200 м/сутки в верховьях до 17—50 м в нижней части долины.

Водообильность галечниковых отложений аллювиального комплекса также уменьшается от верховий долин вниз по течению рек.

В верхней части долины Ахангарана удельные расходы скважин из галечниковых нижних террас достигают 36—50 л/сек, в низовьях долины они не превышают нескольких метров в секунду. Примерно в таких же пределах изменяются удельные расходы скважин в долине Чирчика: 32—60 л/сек в районах г. Чирчика и сел. Кибрай, 24—25 л/сек — в нижней части долины. Высокой водоносностью характеризуются также песчано-галечниковые отложения долины Сырдарьи. Наибольшими значениями удельных расходов характеризуются скважины на юге Голодной степи (Дальверзинская степь) от 4,5—7 до 21,1 л/сек; в левобережной части долины значения удельных расходов снижаются для песков до 0,2—1,7 л/сек, для галечников — до 2,2—7,2 л/сек. Водообильность древнего аллювия в Голодной степи, главным образом среднечетвертичных песков, характеризуется удельными расходами скважин порядка 4—6 л/сек в присырдарьинской зоне и 1,0—1,5 л/сек — в удалении от современной долины.

Основные закономерности режима грунтовых вод в долинах описанных рек определяются климатическими факторами и геолого-гидрогеологическими условиями, на которые в пределах орошаемых площадей накладывается воздействие ирригации. В современной долине р. Чирчика минимальное положение уровня наступает в январе — марте, максимальное — в июне — июле; сезонная амплитуда колебания составляет 1,5—2,8 м. В долине Ахангарана высокое положение уровня наступает в мае — июне, низкое — в декабре — феврале. Амплитуда колебания на нижних террасах до 2—2,5 м. В Геджигенской ветви долины грунтовые воды находятся в состоянии подпора, поэтому амплитуды колебания их зеркала здесь незначительны: 0,3—1,5 м. В долине Сырдарьи режим уровня подземных вод зависит от водоносности реки.

Значительные уклоны современных долин Чирчика и Ахангарана, благоприятный литологический состав водосодержащих пород, низкая минерализация воды в главных источниках питания — поверхностных водотоках, — все это определяет хорошее качество подземных вод. В долине Ахангарана преобладают воды с минерализацией 0,3—0,7 г/л, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого типа. В долине р. Чирчика примерно до широты г. Янгиюля подземные воды имеют минерализацию до 0,5 г/л и тот же состав; южнее общая минерализация возрастает до 1 г/л, а в катионном составе появляется и натрий. В долине Сырдарьи современные аллювиальные отложения содержат воды повышенной минерализации с плотным остатком 0,5—5,0 г/л сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого и натриево-магниевого типа; в нижней части комплекса воды пресные, общая минерализация 0,3—1 г/л, реже 1,2—1,4 г/л, состав вод меняется от гидрокарбонатно-сульфатных натриево-кальциевых до сульфатно-натриевых и сульфатно-хлоридных магниевых. Погребенный в Голодной степи песчаный аллювий содержит пресные воды смешанного состава: сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатно-хлоридные натриево-магниевые, натриево-кальциевые и натриевые. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации сначала речных вод, затем ниже по течению — вод много-

численной ирригационной сети. Ширина потоков соответствует ширине речных долин. По мере расширения долин подземные потоки рассеиваются, тем не менее они не погружаются очень глубоко, а насыщают почти полностью аллювиальные толщи, особенно в долине р. Ахангарана. Это объясняется увеличением питания со стороны долин и конусов выноса боковых притоков — за счет поступления подземных вод аллювиально-пролювиальных отложений, а также из коренных пород Чаткальского и Кураминского хребтов. Р. В. Бородиным установлено, что на участке долины Аблыка до Ахангарана главную роль в питании грунтового потока играет подземный приток со стороны Чаткальского и Кураминского хребтов, а на участке от Ахангарана до сел. Кераучи основную роль играют воды реки и оросительной сети.

Вниз по долинам расходы потоков возрастают по мере увеличения мощности и ширины галечниковых толщ. Так, по подсчетам Р. В. Бородина, в долине Ахангарана, в районе сел. Турк, расход подземных вод равен 20—30 л/сек (на межень), в районе сел. Аблык — 499 л/сек, в районе Ахангарана — 3,3 м³/сек, в районе сел. Саганак (по данным В. П. Волкова и П. П. Нагевича) 10 м³/сек. В долине р. Чирчика расход потока (по материалам Среднечирчикской гидрогеологической партии) изменяется от 0,809 м³/сек в районе сел. Азатбаш до 1,07 м³/сек в районе сел. Троицкое; в створе сел. Кибрай он уже достигает 7,62 м³/сек (в межень).

Общий сток подземных вод аллювиального комплекса в долинах Чирчика и Ахангарана направлен к р. Сырдарье. Н. Н. Биндеман считает, что Сырдарья является гидравлической границей между Чирчик-Ахангаранским бассейном и Голодной степью. Значительная часть подземных потоков расходуется на выклинивание и пополняет поверхностный сток или используется на орошение. В долине Чирчика имеется три крупные зоны выклинивания, в долине Ахангарана — четыре. В связи с тем что подземные воды в современных речных долинах залегают неглубоко, в летний период они расходуются также на испарение и транспирацию, незначительная часть потоков забирается эксплуатационными скважинами.

Подземные воды четвертичного аллювия Чирчика, Ахангарана и Сырдарьи играют важную роль в народном хозяйстве района как источник централизованного водоснабжения и как источник орошения. В Голодной степи и в долине Сырдарьи подземные воды аллювия являются единственным источником водоснабжения населенных пунктов сельского типа.

Водоносный комплекс аллювиально-пролювиальных четвертичных отложений (alplQ) распространен в пределах волнистых покатых и плоских предгорных равнин и приурочен к отложениям многочисленных притоков рек Чирчика, Ахангарана и Сырдарьи.

Литологический состав аллювиально-пролювиального водоносного комплекса следующий: конгломераты, галечники, лёссовидные суглинки, уплотненные загипсованные суглинки и супеси, песчанистые глины, разнозернистые пески, гравий.

Почти повсеместно отложения комплекса согласно или с размывом залегают на коренных породах плиоцена или нерасчлененного неогена и лишь в верхней части Ахангаранской депрессии, в районе г. Джизака, гор Писталитау и Балыккытау, — непосредственно на палеозое.

Ввиду того что гидрогеологические условия водоносного комплекса в пределах выделенных гидрогеологических районов второго порядка различные, описание их дается раздельно.

В бортах Чирчикской и Ахангаранской депрессий, за исключением их низовий, в аллювиально-пролювиальном водоносном

комплексе преобладают однородные лёссовидные суглинки среднечетвертичного возраста (Q_{II}), мощность которых, вследствие сильного расчленения рельефа временной гидрографической сетью и многочисленных выходящих на поверхность неогеновых брахиструктур, изменяется от 3—4 до 50—60, местами 60—80 м. На Чирчик-Келесском водоразделе в нижней части разреза суглинистой толщи редко встречаются прослои гравийно-галечниковых отложений, а в низовьях р. Аксаката — выдержанные по площади и мощности конгломератовые и галечниковые горизонты. Долины многочисленных саев, прорезающих предгорные равнины, заполнены обычно галечниками с незначительным покровом (1—2 м) суглинков и супесей; мощность саявых отложений различна: от 3,0—5,5 м (Карабаусай) до 25—30 м — (Алмалык, Паркентсай). В бортах долины Ахангарана (среднее течение) многие из саев образуют довольно крупные конусы выноса, сливающиеся с поверхностью верхних террас; слагают их не только галечники, но и конгломераты на глинистом цементе с суглинистым покровом, содержащим щебень. Мощность аллювиально-пролювиального комплекса на конусах достигает 140 м.

В низовьях Чирчика и Ахангарана общая мощность комплекса возрастает в среднем до 300—380 м (район Чиназа, Пскентский, Кокаральский массивы), в толще его принимают участие осадки среднего (Q_{II}) и нижнечетвертичного (Q_I) возрастов. По литологическому составу комплекс становится неоднороден и представляет собой с поверхности лёссовидные суглинки, уплотняющиеся с глубиной и содержащие прослои галечника, гравия, реже песка и щебня, мощность от 4—20 до 60 м. В головной части конуса выноса Ахангарана (Пскентский массив) под 40-метровым покровом суглинков залегает однородная толща галечников мощностью 70—165 м. По долинам временных водотоков мощность смешанных по составу отложений изменяется от 30 до 100 м и более.

Все эти отложения водоносны не повсеместно. В междуречье рек Паркент—Аксаката (левобережье Чирчика) и на Майско-Полторацкой структуре водоносный комплекс сдренирован вследствие глубокого расчленения рельефа или малой мощности осадков.

Глубина залегания подземных вод изменяется в очень широких пределах: от 0 до 50 м, местами до 60 м (конус выноса Шавассая) — и зависит от волнистости рельефа, расстояния от склонов гор и оси конусов выноса, на орошаемых площадях — от водохозяйственных условий. На Чирчик-Келесском водоразделе преобладают глубины до 5—10 м, в бортах долины Ахангарана до 10—20 м и 20—50 м, а на орошаемых площадях Пскентского массива — 3—5 м. В долинах саев подземные воды залегают очень близко к дневной поверхности, многократно выклиниваясь и снова погружаясь на глубину до 3—4 м. На верхних террасах глубина до воды возрастает до 10 м. В основании склонов саев и в их днищах встречаются многочисленные родники с расходами преимущественно 0,3—1,5 л/сек, местами до 20 л/сек (Паркентсай, Накпайсай). Выклинивание подземных вод наблюдается также на периферии конусов выноса, особенно в местах, где конусы подрезаны долиной главной реки. Примером интенсивного выклинивания подземных вод может служить периферия конуса выноса р. Карабау, где на участке длиной 5 км насчитывается до 40 родников с суммарным расходом 250 л/сек.

В низовьях Чирчика и Ахангарана в галечниковых, гравийных и песчаных пластах содержатся напорные воды. В верхней части Пскентского массива большинством разведочных и эксплуатационных скважин напорные воды вскрываются на глубинах 100—155 м; в нижней части конуса и на Кокаральском массиве — в интервале 200—280 м. Пьезометрические уровни этих вод устанавливаются на отметках от —15,5 м до +8,0 м. Мощность водосодержащих пластов изменяется от единиц до

40—60 м. Коэффициенты фильтрации лёссовидных суглишков в бортах Чирчикской долины изменяются от 0,54 до 1,9 м/сутки, в бортах Ахангаранской — от 0,2 до 0,9 м/сутки. Коэффициенты фильтрации галечников изменяются от 3,5 до 51,8 м/сутки. Суглинистые образования отличаются незначительной водообильностью; удельные дебиты скважин не превышают 0,07—0,1 л/сек. Водообильность гравийно-галечниковых отложений характеризуется цифрами более высокого порядка; дебиты эксплуатационных скважин достигают 8,3—8,7 л/сек при понижении 3,9—5,6 м. На Пскентском и Кокаральском массивах дебиты скважин изменяются от 29 до 11,4 л/сек, при понижении соответственно на 22—1,9 м, а дебиты самоизливающихся скважин — от 2—8 до 20 л/сек.

Качество подземных вод различное. В бортах долины Ахангарана воды пресные с минерализацией от 0,1 до 0,6 г/л и преимущественно относятся к гидрокарбонатному кальциевому типу. Такой состав вод прежде всего определяется составом вод питающих их поверхностных водотоков и благоприятными условиями стока. В левобережье Чирчика в целом преобладают пресные воды с плотным остатком от 0,3 до 0,9 г/л, гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниевого состава. На Чирчик-Келесском водоразделе подземные воды отличаются очень пестрым составом. К северо-востоку от г. Ташкента преобладают воды сульфатного кальциевого типа, с минерализацией 1—3 г/л. На юго-запад минерализация подземных вод возрастает до 3—10 г/л; в долинах древних каналов (Каракамыш и др.) она не превышает 1—3 г/л. Тип вод соответственно изменяется от гидрокарбонатного до сульфатного и сульфатно-хлоридного натриево-магниево-кальциевого.

На Пскентском и Кокаральском массивах в верхней, суглинистой части комплекса (до глубины 10—120 м) воды пестрые по степени минерализации и смешанные по составу: сульфатные магниево-кальциевые; сульфатно-натриевые и натриево-магниево-хлоридные натриево-кальциевые и натриево-магниево-хлоридные, с плотным остатком от 1 до 35 г/л. Высокая минерализация вод верхней зоны обусловлена затрудненным водообменом и интенсивным их испарением в местах неглубокого залегания. Ниже, в гравийно-галечниковых отложениях, воды пресные с общей минерализацией 0,2—0,7 г/л гидрокарбонатного кальциевого, гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого натриевого, реже сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого типов.

На целинных землях режим уровня описываемых подземных вод определяется климатическими факторами. Высокое положение их зеркала наступает в апреле—мае, низкое — в ноябре—декабре. Аналогичные сезонные колебания испытывают и расходы родников. По С. Ш. Мирзаеву, амплитуда колебания уровня по сезонам года на конусах выноса, обеспеченных круглогодичным питанием, изменяется от 1 до 10 м, а в пределах конусов, не имеющих постоянного питания, она возрастает до 15—17 м. Также значительные амплитуды колебания — до 8—14 м — наблюдаются на водоразделах. В пределах Пскентского и Кокаральского массивов режим грунтовых вод отражает режим поверхностного стока с запаздыванием на 1—2 месяца. Амплитуда колебания уровня здесь 1,6—4 м, в юго-западной части Пскентского массива грунтовые воды находятся в состоянии подпора, поэтому амплитуда не превышает 1,5 м. На орошаемых площадях режим подземных вод определяется ирригационными условиями; минимальное положение уровня наблюдается в марте, максимальное — в августе — сентябре, сезонная амплитуда колебания составляет 1—1,5 м.

Питание аллювиально-пролювиального водоносного комплекса в пределах Чирчик-Ангренского артезианского бассейна осуществляется многими путями: за счет поступления трещинных вод со стороны палео-

зойских массивов, инфильтрации вод поверхностных водотоков (главные реки, боковые притоки, ирригационные каналы), инфильтрации атмосферных осадков в зимний и весенний периоды года, дренирования подземных вод из отложений неогена.

По условиям залегания содержащиеся в аллюво-пролювии подземные воды представляют собой потоки, движущиеся от гор к главным речным долинам с различными уклонами и скоростями, обуславливающимися как степенью проницаемости водосодержащих отложений, так и характером поверхности подстилающего их коренного ложа. Так, при движении вод в галечниках уклоны поверхности потоков изменяются от 0,01 до 0,03, а при движении в суглинках достигают 0,07.

Основная часть подземных потоков разгружается главным образом через долины боковых притоков и их конусы выноса в современные долины главных рек, сливаясь с потоками аллювия. Частично воды расходуются на выклинивание через родники, образующие местами многоводные ручьи — Карасу. На Чирчик-Келесском водоразделе подземные потоки растекаются в долины Чирчика и Келеса, в целом сохраняя региональный сток к долине Сырдарьи.

Разгрузка подземных вод Пскентского и Кокаральского массивов происходит в отложения долины Сырдарьи, кроме того, в погребенный аллювий Чирчика и Ахангарана — в пределы Голодной степи; частично воды разгружаются в галечники молодых террас Чирчик-Ахангарана и Геджигена. По данным В. И. Ткаченко, в геджигенской ветви выклинивается всего 5,7 м³/сек воды. Частичная разгрузка подземных вод происходит через эксплуатационные скважины. По данным В. И. Ткаченко и П. И. Нагевича, общий расход только самоизливающихся эксплуатационных скважин Пскентского массива в 1963 г. достигал 1 м³/сек. В зоне неглубокого залегания грунтовые воды расходуются на испарение.

На Чирчик-Келесском водоразделе водоносный комплекс, сложенный лёссовидными суглинками, не представляет интереса для народного хозяйства. Содержащиеся в нем галечниковые слои с пресными водами могут обеспечить водоснабжение лишь мелких объектов с потребностью в 1 л/сек. В бортах Ахангарана потоки подземных вод боковых рек с постоянным годовым питанием могут быть использованы в качестве источников водоснабжения мелких населенных пунктов и промышленных объектов, а наиболее крупные конусы выноса этих рек с достаточными запасами подземных вод в крупнообломочных отложениях — дополнительно источником орошения и обводнения пастбищ. В низовьях Ахангарана напорные воды комплекса широко используются для водоснабжения населенных пунктов. Детальной разведкой этих вод обосновано использование их для орошения.

В Голодной степи (левобережье Сырдарьи) аллювиально-пролювиальный комплекс слагает обширную равнину, в которой четко выделяются два участка различных по геоморфологическим особенностям и геолого-литологическому строению четвертичного покрова. Южная ее часть образована конусами выносов рек Санзар, Пшагар, Заамин, Хаваст и другими, сложенными крупнообломочными отложениями в вершинах и мелкообломочными — на их периферии. В хвостовых их частях, а также в межконусных понижениях образованы суглинистые шлейфы. К западу от Зааминского конуса суглинистый шлейф носит название Ломакинское плато. По материалам Х. Т. Туляганова, аллювиально-пролювиальный комплекс волнистой равнины слагают галечники, конгломераты, гравий, пески, суглинки верхне-, средне- и нижнечетвертичного возраста (Q_{III-II-I}) общей мощностью 140—250 м.

Северная часть Голодной степи представляет собой плоскую равнину, сложенную суглинисто-глинистыми осадками, содержащими редкие

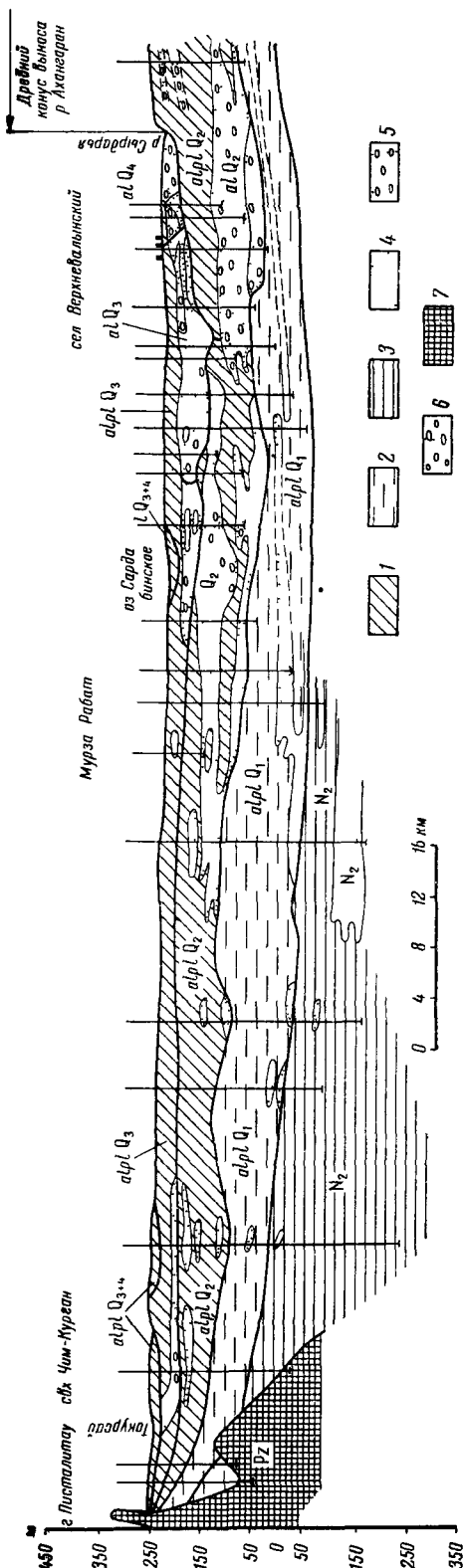


Рис. 36. Схематический геолого-литологический разрез через Голодную степь. Разрез по линии горы Писталинтау — сел. Верхневолинский — р. Сырдарья. 1 — суглинки, супеси, лессовидные, 2 — суглинки с прослоями глин, 3 — глины с прослоями суглинков, 4 — пески, 5 — пески с галькой, 6 — галечники, 7 — породы палеозоя

прослой песков. Количество песчаных прослоев и их мощность увеличивается на север и восток, по мере приближения к современной долине Сырдарьи. В присырдарьинской части равнины в толщу голодностепского аллювио-пролювиальных вклиниваются аналогичные осадки древнего конуса выноса р. Ахангарана и Кокаральского массива (рис. 36), а выше по разрезу аллювий Чирчика, Ахангарана и Сырдарьи. Согласно материалам А. А. Юрьева общая мощность аллювиально-пролювиального комплекса в центральной части Голодной степи достигает 260—303 м. К северу и югу она значительно сокращается.

Глубина залегания подземных вод Голодной степи изменяется в очень широких пределах: на юге в вершинных частях конусов выноса преобладают глубины более 20 м, на водораздельных пространствах Ломакинского плато — 10—20 м, а в отложениях многочисленных прорезающих его суходолов — на глубине 2—5 м. В зоне, где происходит выполаживание рельефа, по В. Г. Гафурову — в сазово-солончаковой зоне, подземные воды залегают на глубине менее 3 м. Во многих местах этой зоны происходит площадное и сосредоточенное выклинивание их с образованием заболоченных площадей, солончаков и шоров. На глубинах от 60 до 250 м в крупнообломочных отложениях вскрываются подземные воды, обладающие местными напорами. Величины напоров значительные; пьезометрические уровни устанавливаются от —11,8 до +0,4 м.

Центральная часть Голодной степи рассматривается как зона вторичного погружения подземных вод. Здесь глубина до воды достигает 10—20 м. На северо-востоке в пределах оро-

шаемой зоны положение уровня грунтовых вод определяется ирригацией, поэтому зеркало их постоянно находится не ниже 2—3 м от дневной поверхности. Водопроницаемость отложений в пределах конусов выноса чрезвычайно разнообразна. По данным Х. Т. Туляганова, покровные суглинки и супеси среднечетвертичного возраста характеризуются значениями коэффициента фильтрации 0,1—2,0 м/сутки, а различные отложения седнечетвертичного возраста от 0,1 до 50 м/сутки и более. Водопроницаемость отложений центральной части Голодной степи крайне ничтожна:

коэффициенты фильтрации покровных суглинков не превышают 0,3—0,7 м/сутки, тонкозернистых песков — 0,009—0,09 м/сутки.

Водообильность отложений аллювиально-пролювиального комплекса Голодной степи, содержащих напорные пластовые воды, изменяется в широких пределах и зависит от литологического состава пород. Так, в вершинных частях конусов выноса дебиты скважин из гравийно-галечниковых отложений изменяются от 4,3 л/сек до 19,5 л/сек. Водообильность суглинков и супесей незначительна. Дебиты скважин не превышают 1,2—4,4 л/сек при очень больших понижениях: 3,10—19,3 м.

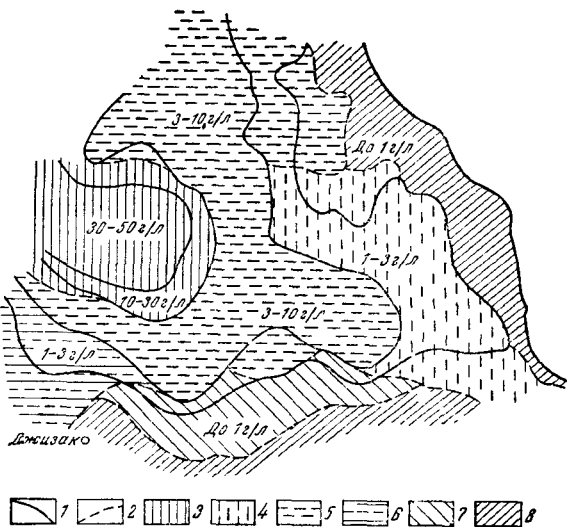


Рис. 37. Схематическая гидрохимическая карта Голодной степи для верхнего яруса среднечетвертичных осадков

1 — граница между участками с различной минерализацией подземных вод; 2 — граница между участками с различным составом подземных вод; 3 — хлоридные сульфатные натриевые воды, 4 — сульфатные натриевые воды; 5 — сульфатные хлоридные натриевые магнезиевые воды, 6 — сульфатно-магнезиево-натриевые воды; 7 — сульфатные гидрокарбонатные магнезиево-натриевые воды, 8 — гидрокарбонатные сульфатные и кальциевые натриевые воды

сти режима подземных вод Голодной степи определяются климатическими факторами, на которые в пределах орошаемых площадей накладываются ирригационно-хозяйственные. В пределах волнистой равнины максимальный подъем уровня наступает в апреле—мае под влиянием увеличения питания со стороны гор. С мая по октябрь происходит неуклонный спад уровня. На площадях с глубиной залегания более 10 м амплитуда колебания не превышает 1 м, в сазово-солончаковой зоне — до 1,5 м, здесь спад уровня происходит главным образом под влиянием испарения. На орошаемых площадях Голодной степи уровень подземных вод испытывает два подъема: первый — весенний под влиянием промывок, второй — летний в результате орошения. Максимальное положение фиксируется в апреле—мае, минимальное — в октябре—декабре. Средняя годовая амплитуда колебания 2—2,5 м.

В Голодной степи ярко выражены процессы континентального засоления, поэтому на большей части ее территории формируются высокоминерализованные хлоридно-сульфатные и хлоридно-натриевые подземные воды (рис. 37). Наблюдается общее увеличение минерализации от 1—3 г/л в главных областях питания до 35—50 г/л в региональной области разгрузки — Арнасайском понижении и оз. Тузкан. Соответственно изменяется и состав вод от сульфатно-гидрокарбонатных натриево-маг-

ниевых до хлоридных натриевых. В орошаемой зоне преобладают воды с минерализацией 3—5 г/л сульфатно-хлоридного, натриево-кальциевого и натриево-магниевого типов.

В южной части Голодной степи — на волнистой равнине — условия формирования подземных вод аналогичны предгорным равнинам правобережья Сырдарьи. Питание комплексов плоской равнины осуществляется за счет подземного притока со стороны волнистой равнины, подземного притока со стороны долин Келеса, Чирчика, Ахангарана, а также за счет фильтрации ирригационных вод. Два первых источника питают нижние части комплекса. Незначительную долю участия в питании подземных вод имеют атмосферные осадки, пополняя их запасы в весенний период года лишь на площадях неглубокого залегания. По данным Н. А. Кенесарина (при глубине залегания грунтовых вод до 2—3 м), 20—25% годовой суммы осадков идет на питание подземных вод.

Подземный сток в Голодной степи осуществляется от волнистой равнины и орошаемой зоны к центральной части Голодной степи, затем на северо-запад — в сторону Арнасайского понижения и оз. Тузкан.

На северо-востоке подземные воды дренируются долиной Сырдарьи. В зоне орошения они расходуются главным образом на испарение и транспирацию вследствие затрудненного стока и высокого стояния уровня. По данным Н. Н. Ходжибаева и М. С. Алимова, расход грунтовых вод на испарение в равнинной части Голодной степи достигает 46,8 м³/сек, а подземный сток в сторону Арнасайского понижения и оз. Тузкан происходит со скоростью 0,00016 м/сутки, т. е. представляет вековой процесс.

По подсчетам Н. Н. Ходжибаева и С. А. Анарбаева, расход подземных вод, движущихся со стороны Туркестанского хребта, равен 8 м³/сек, в периферийной части конусов выноса выклинивается, а затем испаряется основная часть — до 97% этого расхода. Кроме того, здесь выклиниваются межпластовые напорные воды путем восходящей вертикальной фильтрации.

Подземные воды комплекса в пределах плоской равнины Голодной степи повсеместно непригодны для практического использования благодаря высокой их минерализации и слабой водообильности пород. На юге — в пределах волнистой равнины — подземные воды являются единственным источником водоснабжения населенных пунктов.

Водоносный комплекс неогеновых отложений (N). Неогеновые отложения представлены толщей континентальных, преимущественно красноцветных, мергелистых и алевролитовых глин, алевролитов, мергелей и имеющих подчиненное значение песчаников, песков и конгломератов. Они характеризуются фациальной изменчивостью и непостоянством литологического состава. Зачастую водоносные горизонты песков, песчаников, гравелитов и конгломератов выклиниваются. Как следствие водоносные горизонты не увязываются между собой.

В верховьях р. Ахангарана в основании красноцветной толщи неогена залегают слои (мощностью в несколько десятков метров) осветленных пород с морскими устрицами, характерными для сумсарских слоев среднего олигоцена. Учитывая небольшую мощность и общность гидрогеологических условий, описание их дается совместно с неогеном.

По литологическим и фациальным особенностям, по мощности и полноте разрезов, по взаимоотношению с подстилающими породами неогеновые отложения в пределах описываемого района не равноценны.

В долине р. Чирчика и Голодной степи преобладают глины и алевролиты (80% мощности разреза). Мощность глин достигает 220 м. Песчаники, пески и конгломераты имеют подчиненное значение. Максимальная мощность пластов песчаников не превышает 87 м. Такое соотноше-

ние мощностей указанных разностей пород свидетельствует о том, что заключенные в толще глин неогена водоносные горизонты изолированы друг от друга. Число водоносных пластов в скважинах достигает 10—15.

Иное соотношение проницаемых и непроницаемых пород в долине р. Ахангарана. Здесь скважинами вскрываются преимущественно грубо-обломочные породы верхнего неогена—нижнего антропогена. Песчаники, галечники, конгломераты составляют 80% всего разреза. Мощность пластов глин составляет 38 м. Очевидно, в этой части разреза могут преобладать гидравлически связанные между собой водоносные горизонты.

Следовательно, водоносный комплекс неогеновых отложений в нижней части разреза представлен серией изолированных друг от друга водоносных горизонтов.

Самые мощные и сравнительно полные разрезы неогена наблюдаются в Чирчик-Ахангаранской впадине к югу и востоку от г. Ташкента (до 2200 м). В средней части долины р. Ахангарана ниже г. Ангрена и в Голодной степи неоген залегает на размытой поверхности морского палеогена и представлен только верхними частями, по возрасту соответствующими плиоцену и раннему антропогену. В Голодной степи разрез неогена отличается меньшей мощностью и отсутствием ниже- и средне-плиоценовых отложений. Здесь мощность неогена с востока и юго-востока на северо-запад изменяется от 800—900 до 200 м. Для равнинной части бассейна характерна загипсованность пород.

О водоносности неогеновой толщи имеются отрывочные сведения. На площади бассейна эти воды имеют повсеместное распространение. В верховьях бассейна р. Чирчика и на Ангренском плато они совершенно не изучены. Здесь нет скважин, вскрывающих эти воды. В средней и нижней частях долины р. Чирчика они обнажаются у подножия гор; к западу погружаются на глубину до 2000 м. Здесь скважинами вскрываются самоизливающиеся напорные воды с избыточными напорами 20—30 м. На склонах долины, на Чирчик-Келесском и Чирчик-Ахангаранском водоразделах, пьезометрические уровни водоносных горизонтов устанавливаются на глубинах до 50 м.

В нижней части долины р. Чирчика на Чирчик-Келесском водоразделе напорные воды неогеновых отложений залегают на глубинах до 536 м. Установившийся уровень составляет 36 м. В долине р. Ахангарана в неогеновых отложениях вскрыты напорные воды на глубинах от 79 до 500 м. В Голодной степи водоносный комплекс неогена приурочен к пескам и песчаникам, залегающим на глубинах от 80 до 824 м и более. Судя по направлению гидроизопьез (см. гидрогеологическую карту), падение напоров происходит от подножия гор к центральной части Голодной степи. Уклон пьезометрической поверхности в восточной части бассейна составляет 0,0036—0,0041; уклон поверхности земли от 0,005 до 0,0028—0,003. В долинах рек Чирчика и Ахангарана пьезометрическая поверхность располагается выше поверхности земли. Вследствие разности уклонов пьезометрической поверхности и поверхности земли величины избыточных напоров в западном направлении уменьшаются и на левобережье Сырдарьи пьезометрическая поверхность уходит под дневную. Западнее этой линии пьезометрический уровень подземных вод находится уже ниже поверхности земли. Аналогичная картина наблюдается в юго-восточной части Голодной степи. Здесь уклоны поверхности земли и пьезометрической поверхности воды соответственно равны 0,002—0,0023 и 0,003—0,0035. Проницаемость пород неогена неодинакова. Коэффициенты фильтрации изменяются от нескольких до 27 м/сутки. Водообильность пород слабая. Так, у северного подножия г. Сюреньата из отложений неогена выходят родники нисходящего типа с расходами

от десятых долей до 2—3 л/сек. Дебиты скважин меняются от 1,3 л/сек при понижении на 42,1 м до 7,4 л/сек при понижении на 3,5 м.

Химический состав водоносного комплекса очень пестрый. Пресные воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,5 г/л наблюдаются в верхней части разреза водоносного комплекса и распространены в долинах рек Чирчика, Ахангарана и на небольшом участке вдоль левого берега р. Сырдарьи.

Пресные воды с плотным остатком от 0,5 до 1,0 г/л вскрываются скважинами в северо-восточной половине Голодной степи. По типу воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые и кальциево-магниевого, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевого и кальциево-натриевые.

Подземные воды с преобладающей минерализацией от 1,0 до 5 г/л приурочены к нижней части разреза и прослеживаются вдоль Чирчик-Келесского водораздела, затем вдоль подножия горных хребтов, по бортам долины р. Ахангарана.

У подножия гор и вдоль Чирчик-Келесского водораздела подземные воды водоносного комплекса по типу минерализации сульфатные кальциевые, сульфатные натриевые и сульфатные магниевые.

В Голодной степи вдоль Михнаткаш-Писталитауского вала и к северо-востоку от гор Писталитау воды сульфатные натриевые и хлоридные натриевые.

На большей части территории Чирчик-Ангренского бассейна и Голодной степи широко развиты пресные воды неогена с плотным остатком до 0,5 г/л. Постоянство минерализации наблюдается на расстоянии 120 км от области питания. Это явление позволяет предполагать, что эти воды являются седиментационными и формирование их происходило за счет инфильтрации паводковых вод на месте, одновременно с образованием горизонтов песков и галечников, а не за счет притоков из области питания. Такие условия могли сложиться при наличии очень малых уклонов порядка 0,0001—0,0002, при которых обеспечивался широкий разлив паводковых вод рек Ахангарана, Чирчика и Сырдарьи.

Седиментационный генезис подземных вод подтверждается и таким расчетом. При коэффициенте фильтрации пород 1 м/сутки пористости 0,3 и уклоне 0,0001 действительная скорость фильтрации будет равна 0,000365 м/сутки.

При полученных скоростях движения подземных вод на прохождение пути от подножия гор до р. Сырдарьи протяженностью 100 км требуется время до 900 000 лет.

Продолжительность четвертичного периода после отложения сохских образований (Q_1) составляет примерно 450 тысяч лет. Следовательно, к настоящему времени в общем цикле формирования подземных вод этап замещения (инфильтрационный этап) подземных вод, по-видимому, еще не завершился.

Воды комплекса варьируют от слаботермальных (20—22°) в долине р. Чирчика до термальных (35—41°) — в долине р. Ахангарана.

Подземные воды неогена практический интерес представляют лишь в пределах Голодной степи, где воды четвертичных отложений соленые.

Водоносный горизонт среднеэоценовых отложений (алайские слои) Pg_2^2 . Отложения среднего эоцена распространены в бассейне Чирчика и северной части Голодной степи и характеризуются развитием известковых песчаников и известняков в верхней и кварцевых песков, песчаников — в нижней части разреза. Мощность отложений колеблется от 10—12 м в районе г. Ташкента до 98 м — в районе сел. Майское. В долине р. Ахангарана эти отложения представлены известняками мощностью от 20 до 35 м. Пески и песчаники алайского яруса на каротажных диаграммах отбиваются как водоносные. Они слабопроницаемые и характе-

ризуются низкой производительностью скважин. При понижении уровня на 45 м получен дебит 0,23 л/сек и удельный дебит 0,005 л/сек. В ряде скважин уровень воды легко понижался при желонировании на 60—140 м.

По качеству воды хлоридно-сульфатные натриево-магниевые с минерализацией 2,84 г/л (Майское) и сульфатные натриевые кальциевые с минерализацией 2,3 г/л (Сарыагач).

В долине р. Ахангарана водоносны трещиноватые известняки. Подземные воды выклиниваются в родниках Загасан-Булак с расходом 2,4 л/сек и в трех родниках Солдух-Ата с суммарным расходом 24,2 л/сек. На Ахангаранском угольном месторождении коэффициент фильтрации известняков изменяется от 0,06 до 6 м/сутки. Температура воды 17—18°С. Вода с минерализацией 2,5 г/л сульфатно-гидрокарбонатная натриево-кальциево-магниевая.

В Голодной степи отложения алайских слоев вскрыты многочисленными разведочными скважинами, но нигде водоносность их не изучалась.

Водоносный горизонт нижнеэоценовых отложений (сузакские слои) P_{g2}¹. Водоносный горизонт распространен только в Ахангаранской долине. Он представлен кварцевыми песками мощностью от 34 до 67 м. На остальной территории бассейна он представлен зелеными глинами и алевролитами мощностью до 48 м, с маломощными подчиненными прослоями песков и песчаников от 2 до 8 м. Все скважины вскрыли самоизливающуюся воду с дебитами от 0,1 до 19 л/сек. Пьезометрический напор достигает 12 ат над поверхностью земли. Удельные дебиты 0,1—0,3 л/сек. По химическому составу воды сузакских слоев хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые с минерализацией 0,7—1,8 г/л.

В устье Джегиристанская и на Ахангаранском угольном месторождении воды сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией 2,9 г/л и гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,4 г/л.

В Голодной степи скважинами вскрыты воды хлоридно-натриевого типа с плотным остатком 27,0 г/л и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые с минерализацией 7,6 г/л.

Водоупорный горизонт эоцена (P_{g2}²). Отложения сенона перекрываются пестрыми по окраске (красными, зелеными, серыми, сиреневыми) глинами, алевролитами с подчиненными прослоями мергелей, песчаников и полиморфных известняков датского яруса, а на площадях, где отложения датского яруса отсутствуют, известняками бухарских и зелеными глинами — сузакских слоев. Глины датского яруса и сузакских слоев являются водоупорной кровлей общей мощностью до 100 м. Сведений о водоносном горизонте палеоэоцена нет и на гидрогеологической карте он выделен предположительно.

Водоносный комплекс сенойских отложений. Водоносные породы верхнего тулона-сенона распространены наиболее широко в Чирчик-Ахангаранской части артезианского бассейна. В Голодной степи комплекс распространен лишь в северной части. Водоносные породы представлены ракушняками, кварцевыми песками, песчаниками, алевролитами, известковистыми песчаниками, а в предгорных районах появляются прослои глинистых известняков. В целом комплекс характеризуется изменчивым литологическим составом как по вертикали, так и по площади. Водоносный комплекс подстилается водоупорной толщей нижнего тулона. Мощность комплекса колеблется от 115—170 м в предгорьях до 120—150 м в центральной части бассейна, 60—70 м в долине р. Ахангарана и 35—110 м в северной части Голодной степи.

В разрезе турон-сенонских отложений в Чирчикской долине наблюдаются глины (58,9%), песчаники (34,8%), гравий и песок (5,3%); в Голодной степи содержание глины увеличивается до 64,7%.

Как видно из рис. 38, общее направление движения подземных вод запад-северо-западное. Уклон пьезометрической поверхности 0,0044, при уклоне поверхности земли от 0,0028 до 0,003. Верхняя граница самоизлива (см. гидрогеологическую карту) вписывается в долину р. Чирчика на участке от сел. Троицкое до сел. Газалкент, на отметках от 780 до 640 м. Нижняя граница самоизлива проходит в западной части Голод-

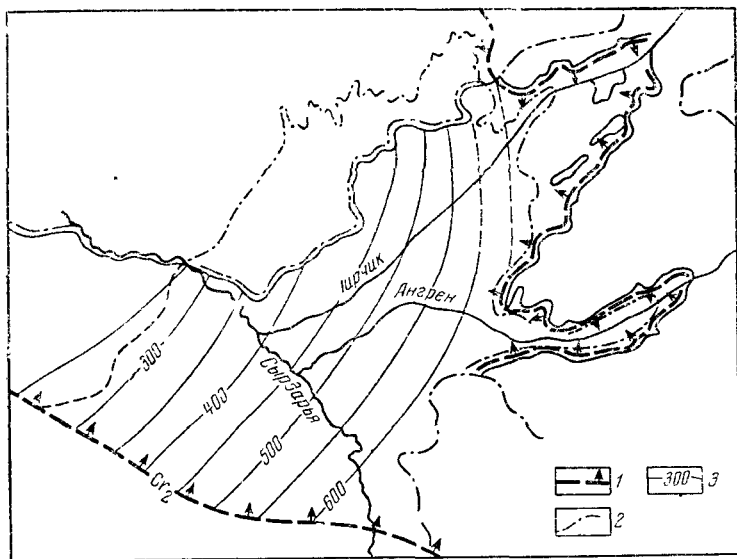


Рис. 38. Схема гидроизогипс сенон-туронского водоносного горизонта При-ташкентского артезианского бассейна

1 — граница распространения сенон-верхнетуронского водоносного горизонта, 2 — граница напорности сенон-верхнетуронских подземных вод; 3 — пьезонза гипсы сенон-верхнетуронского водоносного горизонта, проведенные через 50 м

ной степи на отметках примерно 250 м. Глубина до пьезометрической поверхности подземных вод за верхней границей самоизлива достигает на водоразделах 200 м. Величины избыточных напоров в районе г. Ташкента составляют 40—50 м, к югу они несколько увеличиваются. Западнее нижней границы самоизлива подземные воды погружаются на глубину до 40—50 м.

По степени минерализации воды турон-сенонского комплекса пресные с плотным остатком до 1 г/л, реже от 1 до 3 г/л. По характеру минерализации воды преимущественно гидрокарбонатные и сульфатные кальциевые и натриевые. Воды термальные с температурой 25—38°.

Водоупорный горизонт нижнего турона. Отложения нижнего турона, представленные зелеными и розовыми глинами, мощностью до 80 м представляют собой региональный водоупор, разделяющий водоносные комплексы сеномана и турон-сенона.

Водоносный комплекс сеноманских отложений ($Ст_2^{cm}$). Отложения комплекса распространены в северо-западной части бассейна, захватывая долину р. Чирчика и низовья Ахангарана.

На левобережье Сырдарьи, в Голодной степи сеноман выклинивается. Вдоль подножия Чаткальского хребта он трансгрессивно залегает на денудированной поверхности палеозойских пород. На дневную поверхность комплекс выходит в основном за пределами Узбекистана.

В Узбекской части бассейна выходы прослеживаются узкой прерывистой цепочкой на левобережье Чирчика. На остальной территории бассейна сеноман залегает на глубинах от 813 м в Капланбеке (на границе с Казахской ССР) до 2080 м в Ташкенте. Наиболее глубокое залегание предполагается в осевой части Чирчикской депрессии. Скважина, заложенная здесь в колхозе им. Свердлова до глубины 2200 м, не вышла из отложений неогена.

В строении комплекса принимают участие конгломераты, гравийники разнозернистые, плохо отсортированные песчаники на известковистом цементе, красноцветные алевролиты темно-коричневые и фиолетово-красные глины, иногда линзы песчаных известняков.

Эти разновидности пород распределяются в разрезах неравномерно и меняются как в вертикальном направлении, так и по площади. Мощность комплекса изменяется от нескольких метров в краевой до 200 м в наиболее опущенной части бассейна — район г. Ташкента и северо-западнее его.

К отложениям сеномана приурочен горизонт высоконапорных минеральных термальных вод.

Наиболее комплекс изучен в районе г. Ташкента. Дебиты скважин изменяются от 5 до 30 л/сек при понижениях от 5 до 170 м. Удельные дебиты от 0,03 до 1 л/сек, что свидетельствует о сравнительно слабой водообильности комплекса.

Температура воды сеноманского комплекса от 42 до 67°С. Воды пресные. Плотный остаток не превышает 1,0 г/л. По характеру минерализации воды относятся к гидрокарбонатным натриевым и гидрокарбонатно-сульфатным натриевым и гидрокарбонатно-хлоридным натриевым.

Ташкентская минеральная вода используется в бальнеологических целях и на розлив. Падение напоров наблюдается с востока на запад — северо-запад (рис 39). Уклоны поверхности 0,005. Избыточные напоры в районе Ташкента достигают 220 м над поверхностью земли.

Верхняя граница самоизлива сеноманского комплекса проходит по отметкам от 800 м (Чирчик-Келесский водораздел) до 1100 м (долина р. Чирчика). Нижняя граница проходит в западной части Голодной степи в основном в ядрах антиклинальных складок и кое-где вдоль контактов с палеозойскими отложениями.

Малая площадь выходов водосодержащих пород (50—60 км²) и суглинистый покров на них не позволяют считать эти площади основной областью питания водоносных горизонтов сеномана. Основным источником питания этих горизонтов являются трещинные воды палеозойских пород.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений (Сг₁). Отложения верхнего альба распространены ограниченно и приурочены к наиболее глубокой части Чирчик-Ахангаранского артезианского бассейна.

Отложения комплекса представлены в верхней части песками и песчаниками с прослоями глин и алевролитов; в средней части глинами, мергелями, алевролитами; в нижней части — неотсортированными породами — конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками.

Общая мощность комплекса достигает 340—350 м. Можно полагать, что комплекс содержит высоконапорные, термальные воды.

Водоносный комплекс юрских отложений. Юрские отложения обнажаются в верховьях Чирчика, Ахангарана и вскрываются скважинами в районе сел. Сумсарек. Они представлены континентальными отложениями, разделяющимися на две свиты: верхнюю каолиновую и нижнюю угленосную. Первая свита представлена каолиновыми глинами с прослоями мела и песчаника, вторая — переслаивающимися черными глинами и песчаниками с пластами угля. Мощность юрских отложений в долине

Ахангарана составляет 200 м в районе Сумсарека на Чирчик-Ахангаранском водоразделе несколько десятков метров. К северу от г. Ташкента на Полторацкой структуре на глубине 1180 м вскрыты отложения, которые В. А. Захаревич ориентировочно относит к юре. Мощность вскрытых отложений 100—120 м.

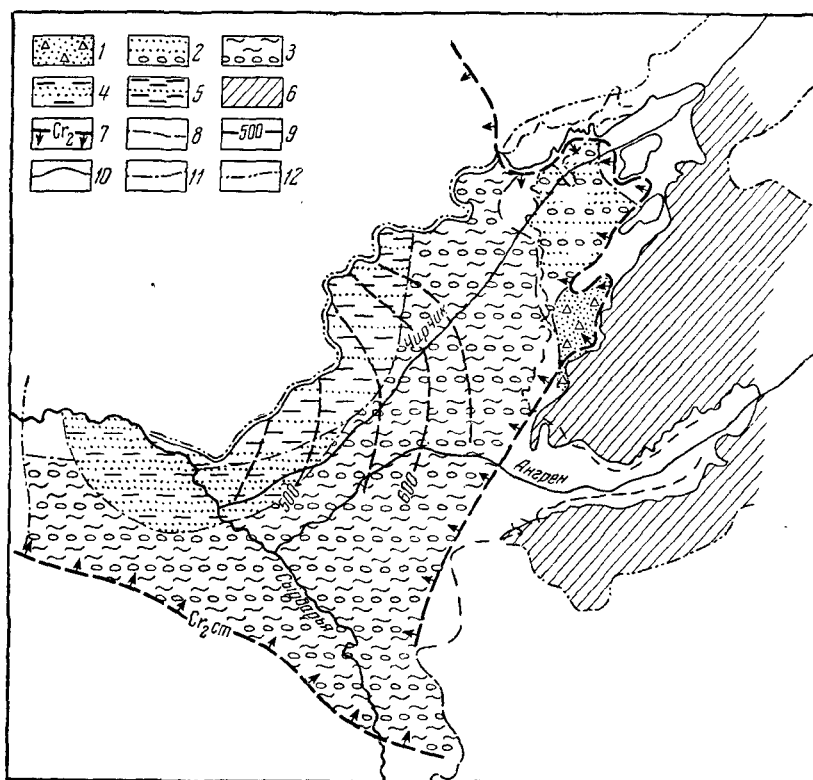


Рис. 39. Схема гидроизопьез сеноманского водоносного горизонта Приташкентского артезианского бассейна

Литологический состав осадков: 1 — брекчии с примесью неравномерно-зернистого полимиктового песка; 2 — песчаники неравномерно-зернистые, полимиктовые с подчиненными прослоями конгломератов и гравия; 3 — алевролиты с подчиненными прослоями полимиктовых песков и гравия; 4 — пески кварцевые среднезернистые с подчиненными прослоями глин; 5 — глины с подчиненными прослоями песков; 6 — палеозойские породы; 7 — граница распространения сеноманского водоносного горизонта; 8 — граница напорности сеноманских вод; 9 — пьезоизогипсы сеноманского водоносного горизонта, проведенные через 50 м; 10 — граница бассейна; 11 — граница между породами различного литологического состава; 12 — граница артезианского бассейна

Сведения о водообильности имеются только по району Ахангаранского угольного месторождения, на остальной территории бассейна юрские отложения не вскрывались.

Из всех свит юрских отложений водоносной является только угленосная свита, заключенная между свитой каолиновых глин и палеозойским фундаментом.

В западной части Ахангаранского угольного месторождения разведочные скважины вскрывают самоизливающиеся воды. Расход самоизливающихся вод при избыточном напоре 5,2 м (над поверхностью земли) составил 0,0007 л/сек. Коэффициент фильтрации пород — 0,28—0,3 м/сутки.

Приведенные данные характеризуют водоносный горизонт, приуроченный к угленосной свите как очень слабо-водоносный.

По химическому составу подземные воды угленосной свиты сульфатно-натриевые.

Подземные воды трещинной зоны палеозоя (Pz). В южной части бассейна двумя скважинами на глубинах 1310—1321 и 1183—1384 м вскрыты трещинные напорные, термальные воды, приуроченные к девонским известнякам. Дебит скважин около 20 л/сек, температура воды—55°. Воды хлоридные натриевые с минерализацией 4 г/л.

ЗАРАФШАНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Зарафшанский бассейн представляет собой межгорную впадину, вытянутую в направлении, близком к широтному, и ограниченную с севера и северо-востока Нуратинскими горами, с юга — Зирабулак-Зиаэтинскими и Каратюбинскими горами. На западе граничит через узкий перешеек с Амударьинским прогибом.

Зарафшанская впадина прорезается долиной р. Зарафшан по обе стороны, от которой прослеживаются предгорные покатые равнины, представляющие собой слившиеся конусы выноса временных потоков, стекающих с гор. Правобережная занимает пространство вдоль всей долины, примыкая с одной стороны к подножию горных массивов и с другой — к террасам реки. Ширина ее достигает 22 км. Абсолютные отметки ее вблизи бровки склона (в восточной части котловины) равны 600 м и в западной — 450 м. На юге она сливается с поверхностью речных террас. На участке восточнее р. Актепе крутым уступом обрывается к поверхности II террасы.

На левобережье Зарафшана предгорная покатая равнина сплошной полосой прослеживается от меридиана Педжикента до западной окраины Зиаэтинских гор. Ширина ее от нескольких сотен метров до 30 км. К современной долине Зарафшана равнина обрывается крутым уступом высотой до 25 м.

Предгорные равнины прорезаны долинами многочисленных саев. Наиболее крупными из них на правобережье являются долины рек Тусун, Актепе, Ямдарсай, Курук-сай, Лянгар, на левобережье — Дойрисай, Агалык-сай, Сазаган-сай.

Река Зарафшан у г. Самарканда делится на два русла: Акдарья и Карадарья, которые вновь сливаются в районе сел. Хатырчи, огибая о. Мианколь. В долине р. Зарафшана развиты три надпойменные террасы с выраженными уступами.

Западнее слияния рек Акдарьи и Карадарьи долины I и II террас вложены в поверхность Кызылтепинского плато. Ширина III террасы в среднем течении реки достигает 15 км. Она прослеживается почти сплошными, узкими полосами по обеим сторонам долины.

В восточной части долины прослеживается конус выноса, ширина которого достигает 25—30 км, а протяженность 30—35 км. Уклон поверхности его равен 0,0055—0,006.

В геологическом строении Зарафшанского артезианского бассейна принимает участие мощная толща палеозоя и мезо-кайнозоя.

Палеозойские образования слагают ложе впадины и представлены метаморфизованными осадочными и изверженными породами. Залегают на глубине 2500 м. На большей части территории они перекрыты осадочными породами. Только у г. Самарканда выходят на небольшом участке силурийские известняки и сланцы.

Разрез мезозоя начинается с отложений сеномана. Сведения о распространении более древних пород (юра, нижний мел) отсутствуют.

Сеноман представлен песчано-глинистой толщей мощностью 50 м, распространенной в южной части бассейна.

Отложения турона-сенона распространены ограниченно, они контролируются глубинным разломом в центральной части впадины и представлены переслаивающейся толщей песков, песчаников, глин, алевролитов и в верхней части разреза — известняков. Общая мощность 100—250 м.

Отложения палеоцена распространены широко, залегая в левобережной части бассейна на палеозое. Представлены они песчанистыми известняками мощностью до 10 м.

Эоцен-палеоценовая толща глин, мергелей, алевролитов в верхней части разреза с небольшими прослоями песчаников представляет собой мощную водоупорную толщу до 400 м. Выше повсеместно залегает континентальная толща неогена мощностью 1500 м.

Четвертичные отложения слагают конусы выноса горных рек и долину р. Зарафшана. Они представлены аллювиальными и аллювиально-пролювиальными осадками от древних до современных.

Аллювиальные отложения слагают долину р. Зарафшана и представлены всеми четырьмя отделами. Общая мощность аллювиальных отложений не разведана. Скважины, пройденные в центре конуса выноса на глубине 500 м, из четвертичных отложений не вышли. Наиболее древние отложения — нижнечетвертичные, представлены конгломератами, выходящими на поверхность в восточной и западной частях котловины. Конгломераты имеют неясную слоистость и состоят из плохо отсортированных галек мезозойских пород. Цемент известково-глинистый. Мощность их 700—750 м.

Среднечетвертичные отложения представлены галечником мощностью до 300—350 м, перекрытым лёссовидными суглинками мощностью до 20—30 м.

Верхнечетвертичные отложения представлены галечниками мощностью до 70 м.

Наиболее молодые современные отложения, слагают первую и вторую надпойменные террасы. Литологически они представлены рыхлыми галечниками, состоящими из гальки, гравия и песка с прослоями глин и суглинков. Крупность гальки и песка с востока на запад уменьшается. Они более грубозернисты, чем вышеописанные. Мощность отложений от 8—15 до 30—60 м. Галечники прикрыты суглинистым покровом мощностью от 1 до 5 м.

Аллювиально-пролювиальные образования предгорных равнин относятся к верхнечетвертичным (голодностепским) отложениям. Литологически они представлены переслаивающимися между собой суглинками, супесями, гравием, галечниками и подстилаются галечниками и конгломератами. С удалением от гор количество грубообломочного материала резко уменьшается и к периферии волнистой равнины доминирующее значение в разрезе приобретают лёссовидные суглинки и супеси желтовато-серого и светло-серого цвета. Мощность аллювиально-пролювиальных отложений достигает 500 м.

В геоструктурном отношении Зарафшанский артезианский бассейн представляет собой грабен-синклиналь.

Протяженность впадины вдоль продольной оси составляет 220—230 км, а наибольшая ширина в районе между г. Катта-Курганом и г. Самаркандом равна 70—80 км. К западу и к востоку от упомянутого района впадина суживается до 7—8 км. На западе она через узкую Бокубай-Калканатинскую зоны смыкается с северо-восточным окончанием Рометанского прогиба.

Для впадины характерно чрезвычайно широкое развитие крупных разрывных нарушений почти широтного простиранья, большой глубины

и протяженности. Этими разломами обуславливается ступенчатое строение впадины.

Через всю впадину в широтном направлении проходит крупный разлом с амплитудой смещения по поверхности палеозоя до 1800 м — «Центральный разлом», по которому Зарафшанская мегасинклиналь делится на северную и южную части, отличающиеся морфологическими структурно-фациальными условиями. В северной части платформенный чехол сложен толщей кайнозойских отложений от неогеновых до современных, тогда как в южной — от сеноманских до среднечетвертичных.

Для бассейна характерно распространение пресных подземных вод четвертичных отложений, солоноватых вод в нижележащих отложениях палеогена, неогена и мела. Последние высоконапорные и нередко термальные и минеральные. Встречаются воды радиеносные. Наиболее полный разрез наблюдается в южной части бассейна. В северном направлении гидрогеологический разрез сокращается за счет выклинивания водоносных горизонтов сеномана, турон-сенона и палеоцена.

В целом бассейн изучен слабо, за исключением вод четвертичных отложений. Поэтому выделение водоносных комплексов сделано в основном по литолого-стратиграфическому и генетическому признакам.

По приуроченности подземных вод к различным возрастным свитам и литологическим разностям пород в соответствии с положением в разрезе водоупорных пластов в Зарафшанском артезианском бассейне выделяются следующие водоносные комплексы.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений (alQ). Аллювиальные отложения слагают конус выноса р. Зарафшана и долину р. Зарафшана. Конус выноса сверху вниз сложен галечниками сырдарьинского комплекса мощностью 70 м, состоящими из хорошо окатанной гальки с примесью гравия и крупнозернистого песка. Галечник хорошо промыт, не содержит глинистых примесей и поэтому обладает высокими фильтрационными свойствами. Ниже залегают галечники ташкентского и голодностепского циклов мощностью более 500 м. Эти галечники более уплотнены и менее проницаемы, чем вышележащие. Отложения подстилаются сохскими конгломератами и песчаниками (мощностью от 40 до 200 м), обладающими слабой проницаемостью и являющимися практически водоупором.

Аллювиальные отложения долины реки характеризуются уменьшением крупности материала и появлением прослоев и линз глин и суглинков, а также наличием суглинистого покрова мощностью до 5 м.

Мощность аллювиальных отложений достигает 1000—1200 м. Ниже слияния Карадарьи и Акдарьи она резко уменьшается до 40—50 м. К аллювиальным в основном галечниковым отложениям приурочен мощный поток грунтовых вод, формирующийся в верхней части долины реки за счет потери поверхностных вод на инфильтрацию. Направление движения согласно карте гидроизогипс (см. приложение) параллельно р. Зарафшану. В вершинной части конуса выноса р. Зарафшана глубина залегания грунтовых вод достигает 70 м, постепенно уменьшаясь вниз по течению до выклинивания в периферийной части конуса выноса (по меридиану г. Самарканда) за счет уменьшения поперечного сечения долины реки. Количество выклинивающихся здесь вод достигает 32 м³/сек. Выклинивание происходит в виде сосредоточенных очагов разгрузки, давая начало поверхностным водотокам Карасу. В долине р. Зарафшана глубина залегания грунтовых вод составляет на первой и второй террасах от 0 до 3,5 м и на III и IV террасах — 15—20 м.

Аллювиальные галечники обладают высокими фильтрационными свойствами и водообильны. Коэффициент фильтрации галечников конуса

выноса определяется в 100—200 м/сутки. Заложенные здесь скважины дают удельные дебиты до 100 л/сек.

Минерализация грунтовых вод конуса выноса не превышает 0,5 г/л. По характеру минерализации эти воды в основном гидрокарбонатные кальциево-магниевые. В средней части долины, примерно до меридиана сел. Хатырчи, степень минерализации грунтовых вод аллювиальных отложений увеличивается до 1,0 г/л. Характер минерализации изменяется за счет увеличения содержания сульфатов и магния. По типу воды гидрокарбонатные магниевые гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые. Менее развиты воды гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные магниево-натриевые, магниево-натриево-кальциевые, натриевые, натриево-кальциевые.

Вдоль границы второй и третьей террас на левом берегу прослеживается полоса сульфатно-гидрокарбонатных натриевых, магниевых вод. В западной части долины минерализация грунтовых вод 2—3 г/л, а тип воды меняется до сульфатно-хлоридного натриевого.

Формирование грунтовых вод конуса выноса и долины р. Зарафшана определяется в основном инфильтрацией поверхностных вод. По условиям формирования на конусе выноса выделяются зоны поглощения поверхностных вод и зоны выклинивания грунтовых вод.

Зона погружения грунтовых вод характеризуется глубоким залеганием уровня грунтовых вод, постепенно уменьшающимся вниз по течению. Эта часть конуса выноса характеризуется интенсивным процессом инфильтрации поверхностных вод и является основной областью формирования мощного потока грунтовых вод. Поверхностный поток р. Зарафшана по выходе из гор разбирается каналами, и инфильтрация поверхностных вод происходит как из каналов, так и из русла реки. Величина потерь в начальный период паводка, очевидно, достигает 60 м³/сек.

Питание грунтовых вод в основном связано с инфильтрацией поверхностных вод из реки, каналов и с орошаемых полей. В местах, где террасы примыкают к предгорным равнинам, грунтовые воды пополняются за счет подземного притока со стороны этих равнин. Незначительное пополнение запасов грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Отмеченные выше факторы питания грунтовых вод определяют их режим, который в общих чертах характеризуется: 1) высоким положением зеркала грунтовых вод (в период прохождения паводковых расходов по реке) — с марта по май с максимумом в конце апреля — начале мая; 2) низким залеганием грунтовых вод с октября по май — с минимумом в начале мая; 3) годовой амплитудой колебания уровня от 13,2 (1963) до 17,8 м (1965) на конусе выноса и от 1 до 2—2,5 м в долине реки.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (al — plQ). К аллювиально-пролювиальным отложениям предгорных равнин приурочен горизонт грунтовых вод, сток которого направлен от гор в долину р. Зарафшана. На левобережье водоносный комплекс представлен щебнисто-галечниковыми отложениями, перекрытыми лёссовидными суглинками мощностью от нескольких до 50—60 м. Суммарная мощность отложений достигает 300 м. На Улусском водоразделе мощность отложений значительно меньше и не превышает 30—50 м, к северу от Зирабулакских гор, у пос. Кермине, она достигает 100 м. На правобережье комплекс представлен переслаивающимися суглинками, щебенкой и плохо отсортированным галечником мощностью до 300 м.

Водоносный комплекс отличается пестротой литологического состава. На участках, примыкающих к горным массивам, в разрезе преобладает крупнообломочный материал и условия для инфильтрации атмосферных осадков и для стока грунтовых вод здесь более благоприятны, чем в периферийной части предгорной равнины, сложенной в основном суглинистыми отложениями. Поэтому на участках, прилегающих к подножию гор, глубина залегания грунтовых вод превышает 50 м. С удалением от предгорий благодаря изменению литологического состава создаются условия, затрудняющие подземный сток и обуславливающие уменьшение глубины залегания грунтовых вод до 10—15 м. На отдельных участках уровень грунтовых вод поднимается до поверхности земли.

Уклоны поверхности грунтовых вод предгорной равнины изменяются от 0,005 до 0,008. Пьезоизогипсы указывают, что движение грунтовых вод направлено в сторону долины под углом 70—80° к ее продольной оси. Крутые уклоны поверхности грунтовых вод указывают на очень слабую проницаемость пород. Грунтовые воды левобережной равнины, на участке от конуса выноса р. Зарафшана до Улусского прогиба, пресные с плотным остатком до 0,5 г/л. По характеру минерализации здесь выделяются воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, кальциево-натриевые и кальциево-натриево-магниевые.

К северу от гор Кара-Тюбе воды в основном гидрокарбонатные сульфатные, кальциево-магниевые и магниевые-кальциевые.

К северу от Зирабулакских и Зиаэтдинских гор грунтовые воды сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые и натриево-магниевые и натриево-кальциевые с минерализацией 1—3 г/л.

На правобережной равнине грунтовые воды пресные — до 1—1,5 г/л и солоноватые — до 3 г/л. По характеру минерализации сульфатно-гидрокарбонатные, магниевые-кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-магниевые.

В современных отложениях саев, прорезающих равнину воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые с плотным остатком до 0,5 г/л.

Питание грунтовых вод комплекса происходит за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади равнины, а также за счет подземного стока со стороны гор и фильтрации вод из овражно-аллювиальных отложений саев, прорезающих предгорную равнину. В периферийной части на орошаемых участках грунтовые воды в значительной мере пополняются за счет инфильтрации поверхностных вод из каналов и с орошаемых полей.

Водоносный комплекс неогеновых отложений (N). Неогеновые отложения распространены повсеместно и представлены в основном отложениями плиоцена.

Литологически комплекс представлен конгломератами с подчиненными песчаниками или преимущественно песчаниками или алевролитовыми глинами с прослоями гравелитов. Эти отложения характеризуются непостоянством литологического состава как по площади, так и по разрезу.

Мощность комплекса в центральной части бассейна достигает 1300 м.

Неогеновые отложения залегают на глубинах от 10—150 м в краевой части бассейна до 1000—1500 м — в центральной.

В гидрогеологическом отношении отложения неогена разведаны очень слабо. По данным буровых скважин, водоносными являются го-

ризонты и пласты конгломератов, гравелитов, песчаников, залегающих среди толщи глин. Водоносный комплекс вскрывается скважинами на глубинах от 70 до 500 м. Уровни подземных вод устанавливаются на глубинах от 16 м ниже поверхности земли до +18 м. Граница самоизлива по существующей сети скважин не устанавливается. Водоносные породы обладают сравнительно хорошей проницаемостью. Дебиты скважин колеблются от 22 л/сек при понижении на 16 м до 1,3 л/сек при понижении на 22,5 м. Удельные дебиты соответственно изменяются от 0,06 до 1,5 л/сек. Вода пресная или слабоминерализованная от 0,2 до 3,19 г/л. Преобладают воды с минерализацией до 1,0 г/л. По характеру минерализации воды гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные натриевые и сульфатные натриевые. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подпитывания из других водоносных комплексов.

Воды залегающие в неогеновых отложениях, используются на питьевые нужды.

Водоносный комплекс олигоцен — миоценовых отложений (Pg_3-N_1) в связи с ограниченной площадью распространения и плохой изученностью на карте не выделен, нерасчлененные отложения олигоцена-миоцена развиты в основном в северной части бассейна. Представлены они в восточной части песками, песчаниками и в центральной части — алевролитовыми глинами и подчиненными песчаниками мощностью до 120 м.

Подземные воды разведаны очень слабо. Вскрываются несколькими скважинами к юго-востоку от г. Катта-Кургана на глубинах от 220 до 440 м. Уровень их устанавливается на глубине от 3,5 до 18 м. Дебиты скважин колеблются от 1,3 до 19,0 л/сек. Удельные дебиты соответственно варьируют от 0,06 до 1,9 л/сек. Воды пресные с минерализацией от 0,2 до 1,2 г/л, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые.

Кроме описанного водоносного комплекса в Улусском прогибе скважинами на глубинах до 400 м вскрываются водоносные горизонты в кварцевых песках, песчаниках, гравелитах и конгломератах. Мощность слоев от нескольких до 25—30 м. Эти горизонты датируются как палеогеновые — нижнеолигоценые. Минерализация подземных вод колеблется от 1,1 до 2,14 г/л, по типу воды сульфатные натриевые и хлоридные натриевые.

Водоупорный горизонт эоцен-палеоцена Pg_1-Pg_2 представлен мощной толщей (до 400 м) глин, мергелей, алевролитов с маломощными прослоями песчаников в верхней части разреза.

В нижней части разреза он представлен терригенными осадками (в основном глинами и песчаниками), имеющими подчиненное значение, и гравелитами. Мощность колеблется от 100 до 250 м. Водоносность комплекса изучена очень слабо. Водоносные слои комплекса вскрываются скважинами в основном в Улусском прогибе, к востоку от Катта-Кургана и к югу от г. Самарканда на глубинах от 120 до 602 м. Водосодержащие породы представлены песком разнородным, иногда с гравием, гравелитами, конгломератами мощностью от 8 до 67 м. Проницаемость пород неодинакова. Производительность скважин варьирует от 0,3 до 50 л/сек, а удельные дебиты от 0,01 до 2,5 л/сек. Температура воды колеблется (по имеющимся замерам в двух скважинах) от 27 до 45°С.

Степень минерализации подземных вод изменяется от 0,74 до 1,4 г/л. По характеру минерализации воды сульфатно-натриевые и хлоридно-натриевые.

Воды комплекса используются для питьевого водоснабжения и водопоя скота, а в районе ст. Нагорная и для бальнеологических целей.

Вода здесь имеет хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-магниевый-кальциевый составы.

О водоносности сеноманских отложений сведений нет.

СУРХАНДАРЬИНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Сурхандарьинский артезианский бассейн расположен на юге Узбекистана, у южных склонов Гиссарского хребта. Бассейн размещается в пределах Сурхандарьинской и Байсунской депрессий, разделенных Келиф-Шерабадской и Сарыкамышской грядами.

В административном отношении бассейн входит в состав Сурхандарьинской области УзССР. Границами его являются: на юге — р. Амударья, по которой проходит государственная граница между Советским Союзом и Афганистаном; на востоке и юго-востоке — горы Актау и Бабатаг, по которым проходит республиканская граница между Узбекистаном и Таджикистаном; на севере и северо-востоке поднятие у границы с Таджикистаном; на севере и северо-западе — горы Кугитанг и Байсунский хребет. Площадь бассейна в указанных границах составляет около 14 000 км².

По устройству поверхности здесь выделяются горные хребты и межгорные равнины. В последних заложены долины рек Сурхандарьи и Шерабада, соединяющиеся на юге с долиной Амударьи. Они окаймлены высокими, средними и низкими горами. К первым относятся Гиссарский хребет и горы Байсунтау с отметками от 4000 до 5000 м, покрытые снежниками и ледниками, расчлененными глубокооврезанными ущельями горных речек. Среднегорный рельеф образуют отроги Гиссарского хребта — горы Иильбаир (Сурхантау), Куштанг, Кугитанг и Бабатаг высотой 1000—3500 м над уровнем моря. Склоны их, обращенные на юго-восток, большей частью крутые, с заложенными в них глубокими ущельями. Так, ущелье р. Сангардака в горах Сурхантау имеет глубину 1500 м. Относительно сглаженные только западные склоны гор Бабатаг.

Низкогорье — Келиф-Шерабадская и Сарыкамышская гряды имеют отдельные вершины, достигающие высоты 1126—1311 м. К низкогорью отнесены также расположенные на юго-востоке горы Актау с отметкой вершины 751 м. Склоны гор изрезаны оврагами и местами имеют куэстовые формы рельефа. Отдельные речки прорезают их антецедентными каньонообразными долинами (Шерабад, Аккапчигай и др.). В южной части в пределах равнины возвышаются низкие гряды Хаудаг, Кокайты и Учкызыл, возвышающиеся над прилегающей местностью на 40—100 м.

Долина Сурхандарьи имеет асимметричное строение с узкой левобережной частью и широкой правобережной. На обоих берегах реки прослеживаются четыре речные террасы, сочленяющиеся с террасами временных и постоянных боковых притоков, формирующих конусы выносов на предгорной равнине (Туполанг, Сангардак и др.).

Долина р. Шерабада заложена в Байсунской депрессии, где преобладающее значение имеют эрозионные формы рельефа. После пересечения Келиф-Шерабадской гряды река, в пределах Шерабад-Сурхандарьинской депрессии, формирует обширный конус выноса (Шерабадская степь). К нему примыкают предгорные равнины, носящие название Кызырылдара и Музрабадская степь.

В долине Амударьи шириной от 2—3 до 5—7 км прослеживаются три террасы, сочленяющиеся с террасами рек Сурхандарьи и Шерабада (Карасу).

Климат бассейна резко континентальный с жарким сухим летом, холодной зимой, небольшой суммой атмосферных осадков и высокой испаряемостью. Здесь наблюдаются самые высокие в республике темпера-

туры воздуха: среднегодовая от 14,3 (Байсун) до 17,3 (Шерабад), с летним максимумом 48°С. Абсолютный минимум равен 23—25°, но среднемесячные температуры не имеют отрицательных значений. Атмосферные осадки выпадают с декабря по апрель (71—85% годовой суммы). Среднемноголетняя сумма их в Термезе составляет — 138,2; в Шерабаде — 212,3; в Шурчи — 228,0; в Денау — 356,2; в Байсуне — 431,8 мм. Значительную часть года влажность воздуха не превышает 40%, при среднемноголетней — 44—58%. Испаряемость (вычисленная по Иванову) составляет для Шерабада 2609 мм в год, для Денау — 1733, для Байсуна — 1923 мм/год.

Наиболее высокая испаряемость и наличие горячих летних ветров западного направления, сопровождаемых пыльной бурей, так называемые «афганцы», создают условия, при которых земледелие возможно только при искусственном орошении. Последнее базируется на поверхностных источниках — реках Сурхандарья с ее притоками, Шерабаде и частично Амударье.

Река Сурхандарья образуется от слияния рек Туполанга и Каратага. Ниже этого слияния она принимает практически только два правобережных притока — Сангардак и Ходжаипак (не считая временно действующих потоков).

Наиболее многоводные реки Каратаг и Туполанг имеют снегово-ледниковое питание с максимальными расходами в июне — 58,2 и 152,0 м³/сек. Менее многоводные реки снегового и снего-дождевого питания реки Сангардак и Шерабад имеют максимум в мае — 44,8 и 20,8 м³/сек. Максимальные расходы р. Сурхандарьи у устья составляют в мае 175 м³/сек.

Река Сурхандарья дренирует на всем протяжении подземные воды. Общей дренажной является р. Амударья, проходящая по южной границе описываемого района со среднегодовым расходом более 1500 м³/сек.

В реках Туполанге, Каратаге и Сангардаке, имеющих высокогорную область питания, вода гидрокарбонатно-кальциевая с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/л.

Вода в р. Ходжаипаке сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая.

В среднем и нижнем течении р. Сурхандарьи вода сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая с плотным остатком 0,50—0,6 г/л. Минерализация воды в р. Шерабаде от 0,60 г/л (в паводок) до 2,6 г/л (в межень), большую часть года превышает 1 г/л.

Для регулирования стока и более рационального использования поверхностных вод построены Дегресское, Учкызыльское и Южно-Сурханское водохранилища, вода из которых будет использована на орошение.

Сурхандарьинский артезианский бассейн расположен в западной части обширной синклинальной структуры первого порядка, носящей название Таджикско-Афганской синклинали. Внутри этой складки размещается несколько положительных и отрицательных структур второго и третьего порядка: синклинальная структура — Шерабад-Сурхандарьинская депрессия и мульдообразная складка — Байсунская котловина. Эти структуры отделены друг от друга антиклинальными складками — Келиф-Шерабадской и Сарыкамышской грядами и горами Чильбаир (хр. Сурхантау). Обе синклинальные структуры осложнены разрывными тектоническими нарушениями и складками третьего порядка (нефтяные структуры Хаудаг, Учкызыл, Кокайты и др.).

В строении Шерабад-Сурхандарьинской и Байсунской депрессий принимают участие породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. В вертикальном разрезе четко определяются три структурных яруса. Нижний ярус представлен породами докембрийского и палеозойского возрастов — кристаллические сланцы, метаморфические из-

вестняки, гнейсы, светло-серые граниты и гранодиориты. Осадочные породы этого возраста сильно дислоцированы, большей частью метаморфизованные, прорванные гранитными интрузиями. Выходы их на поверхность известны только в северо-западном горном обрамлении депрессии. В центральной части депрессии они, по данным геофизиков, находятся на большой глубине — 5—8 км.

Средний структурный ярус сложен осадочными породами юрского, мелового, палеогенового и неогенового возрастов, смятыми в сложно-построенные складки, местами разорванные разломами. Отложения юрского возраста обнажены в основном в западных структурах и представлены глинами, алевролитами и известняками. В разрезе преобладают глинистые толщи, на границе с мелом они соленосные. Суммарная мощность юрских отложений 1200—2000 м.

Отложения мелового возраста представлены глинами, песчаниками, известняками и мергелями; глинистые толщи в разрезе преобладают; в нижней части они соленосные. Суммарная мощность меловых отложений 1500—2500 м. Обнажены они в размытых антиклинальных структурах горного обрамления депрессий.

Палеогеновые отложения представлены известняками, глинами, мергелями и песчаниками. Известняки в нижней части местами гипсоносны. Верхняя часть разреза состоит из мощной толщи глин с линзами и прослоями песчаника. Мощность палеогеновых отложений 350—600 м. Обнажены они на окраине депрессий и в ядрах некоторых брахиантиклинальных структур.

Неогеновые отложения имеют широкое распространение и выходят на дневную поверхность на окраине депрессии и в ее средней части — на крыльях брахиструктур. Представлены они алевролитами, глинами и песчаниками; в разрезе преобладают глины и алевролиты; песчаники заметное значение приобретают только в средней и нижней частях разреза. Мощность неогеновых отложений — 2000—3250 м.

Максимальная мощность юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений составляет 5000—8000 м.

Верхний структурный ярус сложен породами четвертичного возраста, представленными горизонтально залегающими слоями галечников, суглинков, супесей, глин, песков, алевролитов, слабых песчаников и конгломератов. Древнечетвертичные конгломераты слабо дислоцированы. Мощность четвертичных отложений достигает 400—800 м.

Формирование Шерабад-Сурхандарьинской и Байсунской депрессий происходило в основном в неогене, но продолжалось и в четвертичное время. С молодыми тектоническими движениями связано формирование мощной толщи четвертичных отложений в Шерабад-Сурхандарьинской депрессии. На рис. 40 можно видеть, что Сурхандарья разработала в неогеновых отложениях глубоковрезанную узкую долину, в последующем заполненную главным образом среднечетвертичными, верхнечетвертичными и современными аллювиальными отложениями.

Наиболее изучена водоносность отложений четвертичного возраста, подземные воды которых имеют и наибольшее народнохозяйственное значение. С меньшей детальностью изучена водоносность отложений мела, палеогена и неогена, разведка которых велась только на нефтяных структурах. Почти совершенно не изучена водоносность метаморфических и изверженных пород палеозойского возраста.

Геолого-структурное положение Сурхандарьинского бассейна, разделенного келифской грядой на две обособленные депрессии, позволяет выделить в Сурхандарьинском артезианском бассейне два артезианских бассейна второго порядка — собственно Сурхандарьинский и Байсунский (рис. 41).

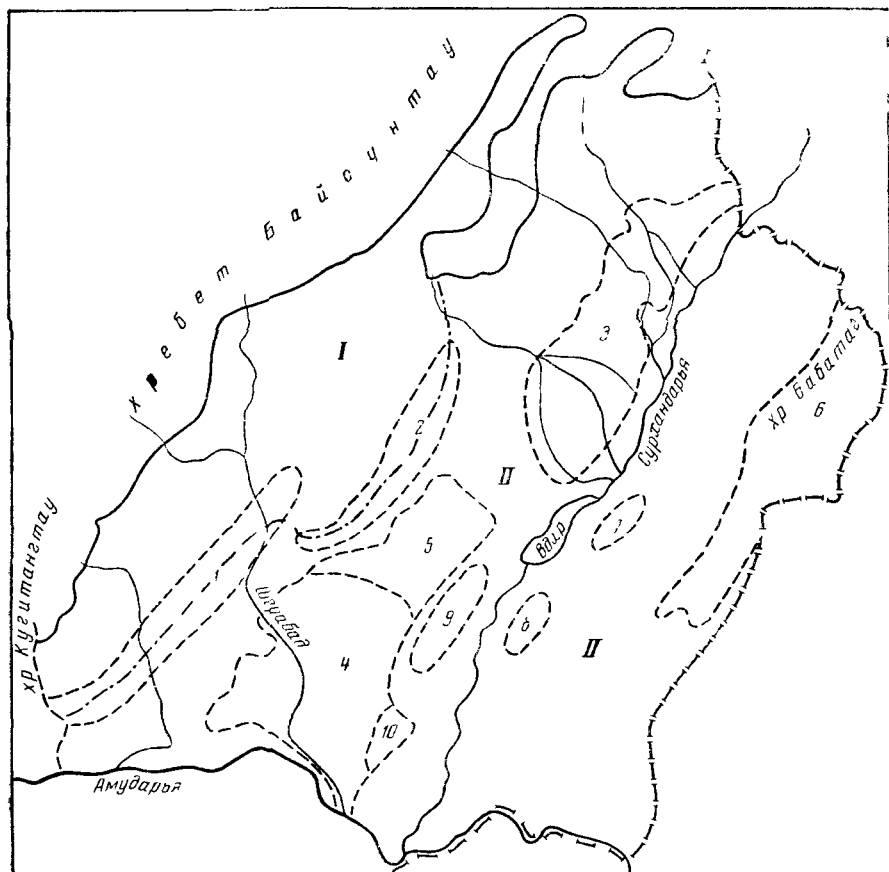
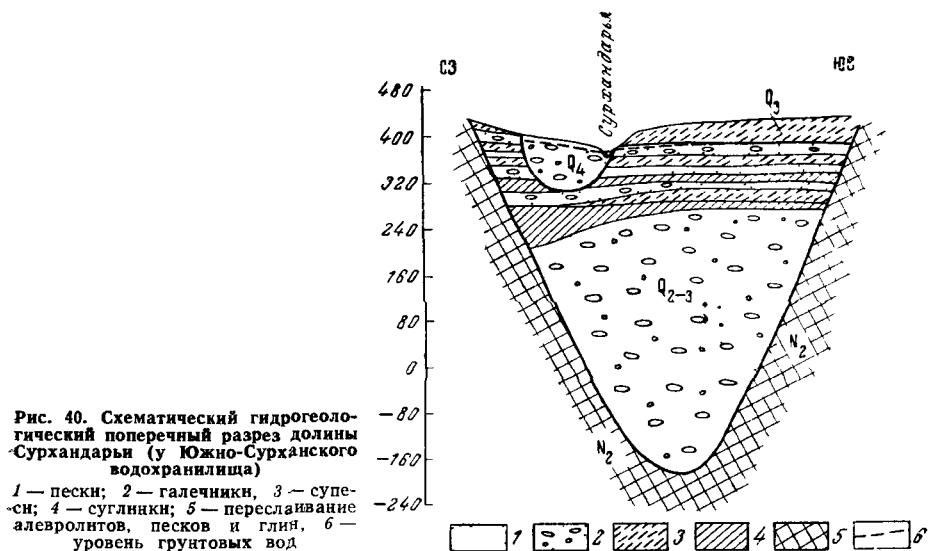


Рис. 41 Схематическая карта гидрогеологического районирования Сурхандарьинского артезианского бассейна (цифры на карте)
 I — Баусунский артезианский бассейн, II — Сурхандарьинский артезианский бассейн
 1 — Кельф-Шерабадская гряда, 2 — Шерабад-Сарыкамышская гряда, 3 — конуса выносов рек Туполаига, Сангардака, Ходжаипака и др., 4 — конус выноса реки Шерабада, 5 — Кызыркларинская степь, 6 — хребет Вабатаг, 7 — Ляльмикарская нефтегазоносная структура, 8 — Кокайтинская нефтегазоносная структура, 9 — Хаудлагская нефтегазоносная структура, 10 — Учкызылская нефтегазоносная структура

В пределах района выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений (alQ). Аллювиальный водоносный комплекс имеет распространение в долине рек Сырхандарьи и Амударьи. В разрезе выделяются все четыре отдела четвертичной системы. В долине Сырхандарьи комплекс представлен галечниками, суглинками, песчаниками, гравием и реже — конгломератами, а в долине Амударьи это в основном мелкозернистые пес-

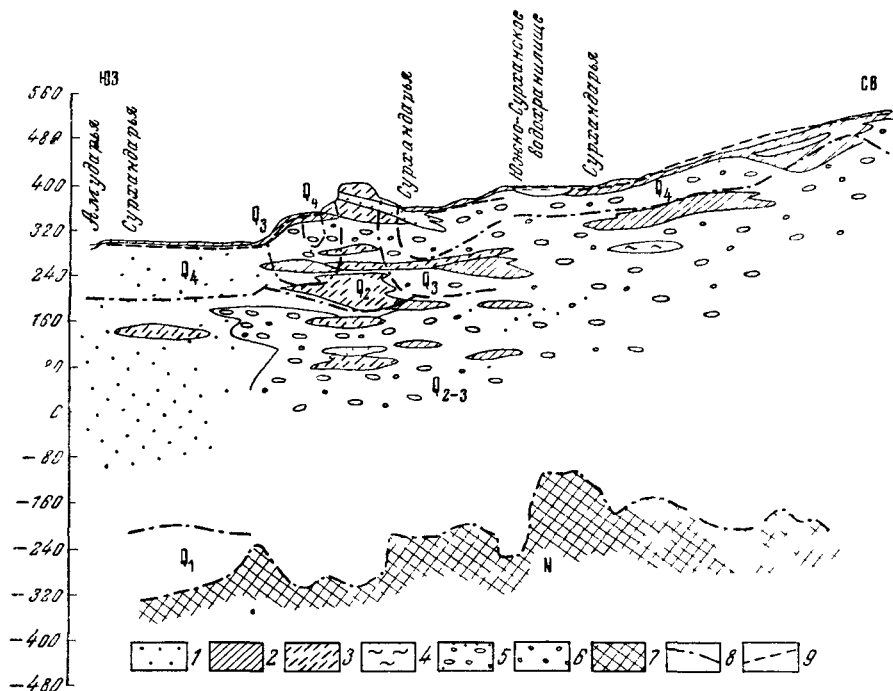


Рис. 42. Схематический гидрогеологический продольный разрез Сырхандарьинской долины
1 — пески, 2 — суглинки, 3 — супеси, 4 — глины, 5 — галечники, 6 — гравий, 7 — переслаивание песков, алевролитов и глин, 8 — граница между породами различного возраста, 9 — уровень грунтовых вод

ки с примесью гальки и гравия в нижней части разреза и суглинки с прослоями глин. Основным водоносным слоем является галечник (рис. 42).

Суммарная мощность четвертичных отложений в долине р. Амударьи достигает 630 м, а Сырхандарьи — 300 м. Мощность четвертичных отложений в верхней части долины Сырхандарьи составляет около 400 м, а в нижней — дельтовой и в долине Амударьи около 650 м. Все водоносные аллювиальные отложения представляют собой единый водоносный комплекс, в котором в верхней части развиты грунтовые, а в нижней — напорные воды.

Грунтовые воды, как это можно видеть на прилагаемой гидрогеологической карте, распространены в пределах узкой полосы вдоль русла рек. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изменяется от 0 до 30 м, увеличиваясь от 0—10 м на низких террасах к предгорьям.

В южной части Сырхандарьинского артезианского бассейна, в более глубоких слоях комплекса существенное значение как хороший эксплуатационный водоносный горизонт имеют галечники среднечетвертичного возраста, залегающие на верхненеогеновых песчано-глинистых отложе-

ниях. Мощность их достигает 300 м. От вышележащих водоносных слоев они отделены слабопроницаемыми суглинками и супесями, что обуславливает их напорность.

А. А. Пинхусович и Л. В. Сафронов рассматривают среднечетвертичные галечники как погребенные русловые отложения Сурхандарьи. В средней части долины они вскрываются скважинами на глубине около 100 м, а в южной — на глубине 300—350 м. В долине Амударьи напорные воды вскрыты на глубине 70—80 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах 1,8—67,6 м, до самоизлива в зависимости от рельефа.

Фильтрационные свойства аллювиальных отложений характеризуются следующими значениями коэффициентов фильтрации: для песчано-глинистых отложений менее 1,0 м/сутки, для песков от 5,06 до 11 м/сутки в долине Амударьи, для гравийно-галечниковых отложений — от 11,3 до 24,17 м/сутки.

Водообильность галечников высокая. Отдельные скважины из галечников среднечетвертичного возраста дают дебиты от 28 до 57 л/сек при понижении уровня от 4,3 до 8,5 м. Дебиты скважин для верхней толщи галечников от 4 до 16 л/сек при понижении на 3—6 м. Удельные дебиты достигают 10 л/сек, в среднем — 1,4—3,0 л/сек. Общий расход аллювиального потока подземных вод в низовьях р. Сурхандарьи, по предварительным данным, достигает 800—900 л/сек.

Дебиты скважин в долине Амударьи достигают 20—25 л/сек.

Вода в верхней части аллювиального водоносного комплекса, где в долину Сурхандарьи поступают потоки пресных вод конусов выноса, — пресная, с плотным остатком 0,3—0,5 г/л, гидрокарбонатная кальциевая. При движении вниз по долине минерализация воды возрастает до 0,6 г/л, увеличивается содержание сульфатов. Тип воды становится сульфатно-гидрокарбонатным кальциевым и кальциево-натриевым. Ниже Южно-Сурханского водохранилища под влиянием притока солоноватых вод со стороны предгорных равнин общая минерализация грунтовых вод на низких террасах реки местами возрастает до 1—3 г/л. В дельтовой части Сурхандарьи грунтовые воды, вследствие их близкого залегания к поверхности и большого влияния испарения — пресные, солоноватые и соленые (под солончаками). Однако на большей части площади, где развито интенсивное орошение, общая минерализация грунтовых вод в основном составляет 1—3 г/л, а тип воды сульфатно-натриево-кальциевый и сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевый.

В низовьях и краевых частях долины Сурхандарьи местами происходит увеличение минерализации подземных вод до 2,9 г/л, за счет притока солоноватых вод со стороны предгорий, а тип минерализации становится сульфатно-хлоридным натриевым.

Грунтовые воды аллювия Амударьи в верхней части от пресных гидрокарбонатно-сульфатных кальциево-натриевых у каналов и рек — до соленых хлоридно-сульфатных натриевых под солончаками. В средней и нижней частях водоносного комплекса в основном пресные и слабосолоноватые (плотный остаток 0,6—2,5 г/л) сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые. В отдельных случаях минерализация достигает 11 г/л.

Режим грунтовых вод вблизи рек соответствует изменениям уровня воды в реке, максимальное положение в июле, а минимальное — в январе, амплитуда колебаний до 2—2,2 м. На орошаемых полях изменение в положении уровня и химического состава зависит от влияния оросительных вод и испарения. Высокий уровень грунтовых вод обычно наблюдается в июне—августе, а на участках, где ведутся промывки почв, —

в марте—апреле. Низкие уровни отмечаются зимой. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод 2—2,5 м.

Формирование подземных вод в аллювиальном водоносном комплексе происходит в верхней части долины р. Сурхандарьи, где большое развитие имеют галечниковые отложения. Поток подземных вод направлен вниз по долине. Он принимает потоки подземных вод со стороны предгорных равнин правобережья. В долине Амударьи основным источником питания аллювиальных вод являются инфильтрационные поверхностные воды и подземный приток со стороны Сурхандарьи, в прибрежной полосе паводковые воды Амударьи. Большую часть года Амударья дренирует подземные воды.

Водоносный комплекс аллювиальных отложений имеет большое практическое значение для водоснабжения городов и населенных пунктов и как источник орошения земель.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (al—plQ). Аллювиально-пролювиальные отложения распространены широко. Они слагают мощные конусы выноса рек Туполанга, Сангардака, Ходжаипака, Шерабада, а также межконусные пространства предгорной равнины и Кызырыкдаринскую равнину.

В вершинной части конусы выносов сложены галечниками, а в центральной и периферийной частях — переслаивающейся толщей суглинков, супесей, песков и галечников, реже глин. Удельное значение крупнообломочного материала уменьшается по мере удаления от вершинной части конусов к их периферии, где в разрезе преобладают суглинки, глины, супеси и пески.

Мощность водоносного комплекса превышает 300 м. Межконусные понижения сложены супесями. В вершинной галечниковой части конусов выноса зеркало грунтовых вод залегает на глубине 10—50 м. К периферической части вследствие подпора зеркала грунтовых вод приближается к поверхности до выклинивания части потока. Так, например, в пределах центральной части слившихся конусов выноса рек Туполанга и Сангардака долгое время существовали так называемые Денау-Юрчинские болота, образовавшиеся за счет выклинивания грунтовых вод.

В период прохождения паводковых вод по рекам Туполангу и Сангардаку имеют место значительные потери на фильтрацию, приводящие к повышению уровня воды в галечниковой части конусов выноса. Годовая амплитуда изменений уровня воды в наблюдательных скважинах, по данным Сурхандарьинской гидрогеологической станции, составляет 5—7 м. Наиболее высокие уровни грунтовых вод наблюдаются в июле—августе, на 1,5—2 месяца позднее максимальных расходов в реках Туполанге и Сангардаке. Наибольший расход выклинивающихся вод также приходится на июль—август.

Наблюдения Сурхандарьинской гидрогеологической станции показали, что расходы выклинивающихся вод колебались от 9,1 до 12,7 м³/сек.

Грунтовые воды на конусах выноса рек Туполанга и Сангардака гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные сульфатные кальциевые.

Вода из буровых скважин используется для питьевых целей, а в зоне высоконапорных вод (дельта р. Кызылсу) и для орошения.

На конусе выноса р. Ходжаипака условия формирования грунтовых вод сходные с описанными выше для слившихся конусов рек Туполанга и Сангардака. На конусе выноса Ходжаипак хорошо выражена периферийная часть, сочленяющаяся с террасами Сурхандарьи. Выклинивание грунтовых вод наблюдается только в суженных участках русел. Расход в р. Ходжаипаке в несколько раз меньше, чем в р. Туполанга. Следова-

тельно, питание грунтовых вод и амплитуда колебания их уровня здесь меньше.

Грунтовые воды сульфатно-гидрокарбонатного кальцевого и сульфатного кальцево-натриевого типа, минерализация их колеблется от 1,3 до 2,0 г/л.

Несколько иные гидрогеологические условия имеет конус выноса р. Шерабада, который размещается в юго-западной части района. С запада и юго-запада к нему примыкает предгорная равнина, называемая Музрабадская степь, а с северо-востока — степь Кызырыкдара. Отложения конуса выноса в вершинной части представлены галечниками мощностью более 270 м, а в центральной и периферийной частях — переслаивающейся толщей суглинков, супесей, песков и галечников, реже глин мощностью до 358 м.

Аллювиально-пролювиальные отложения подстилаются неогеновыми глинами, являющимися региональным водоупором.

В привершинной части конуса выноса в галечниках формируется мощный поток грунтовых вод, который при движении к периферии разобщается суглинками и глинами на отдельные водоносные прослои, содержащие напорные воды. По окраине галечниковой части конуса образуются заболоченные площади и родники (оз. Кульмайгыр, Таскентские болота и др.).

Зеркало грунтовых вод до орошения отмечалось на глубине 10—20 м. Наиболее высокое положение зеркала грунтовых вод в привершинной части наблюдается в июне—июле (запаздывает на 1 месяц по сравнению с максимальными расходами р. Шерабада), а наиболее низкое — в октябре—ноябре или в феврале—марте. Годовая амплитуда колебаний 1—3 м.

В центральной части конуса выноса выше канала Занг высокое положение уровня грунтовых вод наблюдается в июне—июле, а низкое — в марте—апреле, амплитуда колебания менее 1,5 м.

В центральной и периферической частях конуса выноса распространены межпластовые напорные воды, вскрываемые на глубине более 100 м. Пьезометрические уровни устанавливаются на 3—6 м ниже поверхности земли, а в центральной части — на 1—7 м выше поверхности земли. Коэффициенты фильтрации на большей части территории конуса выноса составляют 0,2—0,3 м/сутки, повышаясь лишь до 1—5 м/сутки на отдельных участках. Дебиты скважин составляют 10—25 л/сек при понижении уровня воды на 20—43 м. Удельные дебиты скважин в пределах конуса выноса колеблются от 0,6 до 1,4 л/сек.

Грунтовые воды в пределах Шерабадского конуса выноса от слабосоленоватых хлоридно-сульфатных натриево-кальцевых с минерализацией 2,2 г/л до хлоридно-натриевых с минерализацией до 70 г/л. Напорные воды в верхней части разреза также минерализованные. С глубиной минерализация уменьшается до 1—1,8 г/л, а тип воды сульфатно-хлоридный кальцево-натриевый. В центральной части конуса выноса, в районе кишлака Бешкутан, на глубинах свыше 80—120 м выделена линза пресных напорных вод с минерализацией до 1 г/л сульфатно-кальцевого состава.

Источником питания комплекса является инфильтрация поверхностных вод р. Шерабада, особенно паводковых, сток подземных вод со стороны предгорий, а также инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод на орошаемых полях. Напорные пресные воды Шерабадского конуса выноса используются для водоснабжения населенных пунктов.

В пределах Байсунской котловины водоносны аллювиально-пролювиальные отложения, представленные гравием, галечником, песками и

суглинками. Грунтовые воды залегают на глубине до 50 м. Местами выклиниваются небольшие родники, некоторые из них имеют значительные расходы (например, родник Алчай, с расходом в начале лета 50 л/сек). Вода родника слабосоленоватая, хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая, с плотным остатком 2,6 г/л.

Встречаются в колодцах воды с плотным остатком от 1,1 до 13,5. Вода используется в основном для питья и водопоя, а из редких родников, типа Алчай, — и для орошения земель.

Водоносный комплекс четвертичных пролювиальных отложений (plQ). Распространен на левом берегу Сурхандарьи, слагая предгорную равнину. Водоносность пролювиальных отложений слабо изучена. Грунтовые воды вскрываются редко отдельными колодцами и разведочными скважинами. Водоносными являются слабоокатанные галечники, пески с гравием, супеси и суглинки. Зеркало грунтовых вод в зависимости от рельефа находится на глубине от 2 до 50 м и более. Комплекс слабо водообилён. Вода в большинстве колодцев с плотным остатком 1—10 г/л, сульфатно-хлоридная кальциево-натриевая и хлоридно-сульфатная натриево-магниевая. Встречаются и соленые воды с плотным остатком до 40 г/л, хлоридного натриево-магниевого состава. Соленоватые воды используются для водопоя скота на животноводческих фермах колхозов и совхозов.

Водоносный комплекс плиоценовых отложений (N_2). Верхнеэоценовые отложения обнажаются на склонах горного обрамления бассейна и в ядрах нефтяных структур Хаудаг, Учкызал, Ляльмикар и др. В центральной части бассейна они залегают на глубинах до 600 м под четвертичными отложениями. Плиоцен сложен алевролитами, глинами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. В разрезе наблюдается частое чередование песчаников, алевролитов и глин, где песчаники занимают подчиненное значение и только в нижней части разреза слои песчаника составляют около 30% мощности. Частое переслаивание пород обуславливает невыдержанность водоносных слоев как по горизонтали, так и по вертикали.

Водоносные слои комплекса вскрываются в тальвеге глубоковрезанных оврагов колодцами на глубине 1—2 м. На склонах же возвышенностей верхняя часть отложений сдренирована на глубину 120—150 м глубоковрезанной гидрографической сетью. Скважины вскрывают воду в этих отложениях на глубине 40—300 м и более. Воды напорные, с глубиной установившегося уровня от 21 до 37 м, коэффициенты фильтрации 1,0—4,0 м/сутки. Дебиты скважин до 1,5 л/сек при понижении 4,0 м. Удельные дебиты не превышают 1 л/сек, а в Байсунском артезианском бассейне — 0,01 л/сек. Вода обычно солоноватая и слабосоленая, с плотным остатком от 1 до 10 г/л, сульфатного натриевого кальциевого и сульфатного кальциево-натриевого состава. В Байсунском артезианском бассейне вода сульфатно-хлоридная кальциево-натриевая с минерализацией 2,6 г/л. Сходного типа воды в отложениях верхнего неогена наблюдаются в глубоких скважинах на конусе выноса Шерабад. Плотный остаток здесь от 1,7—2,3 до 11 г/л, а тип минерализации сульфатный кальциево-натриевый.

Водоносный комплекс олигоцен-миоценовых отложений (Pg_3-N_1) изучен очень слабо, в пределах западного склона хр. Бабатаг и на нефтяных структурах. Водоносными являются песчаники с прослоями глин и алевролитов. На склонах гор и отдельных возвышенностей эти отложения расчленены глубоковрезанной гидрографической сетью и сдренированы на глубину 50—150 м. В глубоких саях в местах выхода песчаников встречаются иногда родники и колодцы глубиной 1,1—10,5 м. На структурах Хаудаг, Ляльмикар и Кокайты водоносные слои вскрываются

скважинами на глубинах 71—162 м. Водопроницаемость песчаников небольшая и производительность колодцев и скважин низкая. Дебиты родников и колодцев составляют 0,03—0,05, в отдельных случаях 1 л/сек. Вода обычно солоноватая, с плотным остатком от 1 до 10 г/л, сульфатно-хлоридная кальциево-натриевая или натриево-кальциевая. В глубоких оврагах очень редко встречаются в колодцах пресные воды с плотным остатком менее 1 г/л гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-натриевого состава.

В Байсунском артезианском бассейне олигоцен-миоценовые отложения обнажаются только в крыльях синклинальной складки. В пределах южного и среднего участков бассейна они скрыты под покровом более молодых отложений и вскрываются единичными скважинами на глубине 150—200 м. Эти отложения представлены песчаниками, глинами и алевролитами общей мощностью от 100 до 500 м. Подземные воды имеют различную минерализацию: от пресных до слабосоленых, преобладают воды с плотным остатком от 3 до 10 г/л. Единичные колодцы в области питания содержат воду с плотным остатком 0,5 г/л, а родники на северо-западных склонах Шерабад-Сарыкамышской гряды — 2 г/л. По типу минерализации в основном это воды сульфатные кальциевые, редко встречаются сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые.

Воды комплекса практического интереса не представляют.

Водоносный комплекс палеогеновых отложений (Pg). Изучен крайне слабо и в основном по нефтяным скважинам. Отложения палеогена имеют широкое распространение и представлены мощной толщей глин, мергелей и алевролитов, являющихся региональным водоупором, отделяющим водоносные комплексы неогена и верхнего мела. Эти отложения на большей части территории погружены глубоко и обнажаются лишь в ядрах структур Хаудаг, Кокайты и на склонах Келиф-Шерабадской и Шерабад-Сарыкамышской гряд. Суммарная мощность этих отложений превышает 700 м. Водоносными являются лишь песчаники туркестанского яруса, песчаники и известняки-ракушняки алайского яруса и доломитизированные известняки бухарского яруса. О характере водоносности этих отложений можно судить по родникам и колодцам на склонах горного обрамления депрессии и по данным бурения скважин на нефтяных структурах Хаудаг, Учкызыл, Кокайты, Ляльмикар и др. В разрезе палеогена мощность водоносных слоев составляет 30—37 м. В области питания, в горном обрамлении Байсунской и Сурхандарьинской депрессий, выходы алайских известняков и песчаников сдренированы на глубину 60—70 м глубоковрезанной сетью оврагов и рек. В южной части депрессии эти слои вскрываются скважинами на структурах Актау и Туюнтау на глубине 11—32 м, на Хаудаге — 20—100 м, Учкызыле — 200—300 м, Ляльмикаре — 700—900 м, Кокайты — 900—1000 м и Джайранхане — 1880 м. На всех структурах вскрыты напорные воды, дающие самоизлив на поверхность с различным напором (более 15 ат, термальной воды Ляльмикар 45—47°, Джайранхана — более 50°). Дебиты отдельных скважин до 30 л/сек. Расходы родников изменяются от тысячных долей до 2,5 л/сек.

Мощность водоносных бухарских известняков составляет 110—235 м. Эти известняки более водообильны, чем алайские. В области питания на склонах гор Чульбаир, Бабатаг и других известны родники и колодцы, размещающиеся в глубоких долинах и оврагах. Гипсометрически выше гидрографической сети известняки сдренированы.

Внутри депрессии известняки бухарского яруса вскрываются буровыми скважинами на нефтяных структурах на различной глубине. Сква-

жины, пройденные на нефтяных структурах Хаудаг, Ляльмикар, Кокайты и других, вскрывают высоконапорные воды (до 35 ат).

Воды бухарского яруса от солоноватых до соленых с минерализацией, по данным Л. С. Балашова, от 1,7 до 45 г/л. По типу воды сульфатные кальциевые, кальциево-магниевого и хлоридные натриевые. Обогащение сульфатными и особенно хлоридными солями идет от периферии бассейна к его центру.

Разгрузка подземных вод, по мнению Л. С. Балашова, из отложений палеогенового возраста идет, вероятно, по разломам и в основном в главную дренажную долину района — р. Амударью, у юго-западной окраины Келифской гряды.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений (C_2). Верхнемеловые отложения обнажаются на поверхности Келиф-Шерабадской и Шерабад-Сарыкамышской гряд, на восточных склонах гор Бабатаг и возвышенности Актау, в горах Байсунтау, Чульбаир и др. На структурах Учкызыл, Ляльмикар, Кокайты, Хаудаг и Джайранхана верхнемеловые слои вскрываются буровыми скважинами на глубинах 750—2300 м. В разрезе верхнемеловых отложений выделяются глины, известняки, песчаники, мергели, известняки-ракушники. В общей толще разреза, преобладающее значение имеют глины (300—320 м). Водоносными являются известняки и песчаники. Мощность водоносных слоев не превышает 30 м. На окраине артезианского бассейна, в области питания водоносного комплекса, имеется несколько родников с небольшим дебитом — до 2—3 л/сек.

В центральной части на нефтяных структурах и верхнемеловых отложениях как правило, все скважины дают самоизлив с расходом от 0,05 до 6 л/сек. Воды меловых отложений неодинаковые по качеству. На периферии бассейна воды родников пресные и солоноватые с плотным остатком от 0,2 до 3 г/л, гидрокарбонатного кальциевого и сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого состава.

В области затрудненного водообмена, где водоносный комплекс залегает на большой глубине под водоупорными глинами, вода типа рассолов, с общей минерализацией от 60 до 285 г/л хлоридного натриево-кальциевого состава.

Такое резкое различие в минерализации воды в области питания и в центральной части бассейна Л. С. Балашов объясняет тем, что глубоко погруженные водоносные отложения верхнего мела содержат соли.

Вода родников промежуточной слабoproмытой зоны, расположенной между первой и второй зонами, солоноватая и слабосоленая, с минерализацией от 1,7 до 9,2 г/л, сульфатно-хлоридного кальциевого состава. Разгрузка подземных вод из описанного водоносного комплекса происходит в районе Келифа, где верхнемеловые отложения обнажаются в русле Амударьи. Подземные воды верхнемелового водоносного комплекса используются только в окраинной части бассейна для питья и водопоя.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений (C_1). Нижнемеловые отложения обнажаются на западном склоне гор Бабатаг и ядрах Келиф-Шерабадской и Шерабад-Сарыкамышской гряд. В средней части артезианского бассейна они погружены на значительную глубину (3000—3500 м). В разрезе нижнего мела преобладают красноцветные породы — глины и песчаники, с подчиненным значением известняков и мергелей. Водоносность этих отложений слабо изучена. Родники в местах выхода нижнемеловых отложений малodeбитные, с расходом от тысячных долей до 1—1,5 л/сек, содержат воду с минерализацией 1—10 г/л сульфатно-хлоридного натриево-магниевого типа, а в местах, где в раз-

резе меловых отложений имеют место соленосные слои, минерализация резко возрастает.

В Байсунском артезианском бассейне нижнемеловые отложения представлены в верхней части разреза песчаниками, глинами и известняками, а в нижней — песчаниками, глинами и гипсами. Общая мощность водоносного комплекса составляет 800—1300 м. На крыльях структур встречаются колодцы и родники, содержащие пеструю по минерализации воду. Л. С. Балашов указывает, что на крыльях Байсунской антиклинали и на западных склонах гор Чульбаир (Сурхантау) зарегистрировано 23 родника с суммарным дебитом 5,44 л/сек, приуроченных к песчаникам и известнякам альба, а также 22 родника с суммарным дебитом 7,36 л/сек, приуроченных к песчано-глинистым отложениям валанжин-апта. Родники, связанные с альбскими слоями, обычно содержат пресную воду, с плотным остатком менее 1 г/л гидрокарбонатного сульфатно-кальциевого натриевого типа, а связанные с песчано-глинистыми слоями — солоноватые, с плотным остатком 3,3—9,3 г/л, хлоридно-сульфатно-кальциево-натриевого и сульфатно-натриевого кальциевого типа. Вода из родников используется для питья, водопоя и орошения небольших участков.

Водоносный комплекс верхнеюрских кимеридж-титонских отложений (J_3^{3+4}). К верхней юре относится мощная соленосная толща, датируемая как J_3^{3+4} . На поверхности она обнажается в немногих местах. В разрезе толщи преобладают соли, гипс, глины. Суммарная мощность отложений оценивается в 500—600 м. В местах выхода соленосных отложений в Байсунтау и Кугитанге имеются редкие родники, минерализация вод которых достигает 314 г/л. Рассольные воды таких источников используются для добычи поваренной соли.

Водоносный комплекс верхнеюрских келловей-оксфордских отложений (J_3^{1+2}). Мощные отложения известняков, датируемые как J_3^{1+2} , обнажаются в западной части Байсунской синклинальной складки. В разрезе нижних ярусов верхней юры отмечают наличие известняков, загипсованных в верхней части разреза, затем следует толща почти чистых известняков, которую подстилают известняки с прослоями глины. Общая мощность отложений составляет 600—700 м. К трещиноватым и местами закарстованным известнякам приурочены мощные родники с пресной водой. Большое число таких родников известно на западных склонах горы Кугитанг. У юго-западных склонов этих гор имеется родник Ходжа-Кайнар с расходом 418—990 л/сек. Наибольшие расходы родников наблюдаются в апреле, наиболее низкие — в ноябре. В 28 км к северо-востоку от гор Байсун, в долине р. Ходжа-Ипак, на высоте 1000 м над уровнем моря расположен родник Ходжа-Ипак, вытекающий из карстовой пещеры, с расходом около 200 л/сек. Вода солоноватая, с минерализацией 2,2 г/л, сульфатно-хлоридная кальциево-натриевая.

В западной части бассейна, около сел. Сайроб, на крыле синклинальной складки вблизи разлома пробурена скважина, вскрывающая мощную пачку соленосной толщи до глубины 149,8 м, а ниже — до глубины 403 м — известняковую толщу. Уровень установился на глубине 14,7 м. Дебит скважин составил 0,89 л/сек при понижении уровня на 4,43 м. Вода пресная, сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая.

В центральной части Байсунского бассейна известняки верхней юры погружены на большую глубину, на 2,8—4,5 км, где в условиях затрудненного водообмена следует ожидать более минерализованные подземных вод.

Водоносный комплекс ниже-среднеюрских отложений (J_{1+2}). Литологически отложения средней и нижней юры представлены глинами, алевролитами, песчаниками, аргиллитами, глинистыми сланцами, угле-

носными отложениями. Доминирующее положение в разрезе занимают глины и аргиллиты. Родники, приуроченные к этим отложениям, известны за пределами описываемого района. В пределах Сурхандарьинского и Байсунского артезианских бассейнов водоносность отложений не изучена.

Б. ТУРАНСКАЯ ПЛАТФОРМЕННАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

АМУДАРЬИНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Амударьинский артезианский бассейн в пределы Узбекистана заходит своей северо-восточной частью под названием Бухаро-Каршинского артезианского бассейна. На севере бассейн граничит с Сырдарьинским бассейном и с Центрально-Кызылкумской группой артезианских бассейнов; на северо-востоке — востоке — с Зарафшанским артезианским бассейном и Гиссаро-Зарафшанской группой бассейнов трещинных вод; на юго-востоке — с горноскладчатым артезианским бассейном юго-западных отрогов Гиссара; на западе и юго-западе — бассейн продолжается в Туркмению. В административном отношении северная часть района относится к Бухарской области, а южная — к Кашкадарьинской.

Рельеф поверхности представляет пологонаклонную на запад и северо-запад равнину, среди которой выделяются отдельные небольшие останцовые возвышенности, бессточные замкнутые котловины и плато.

Район характеризуется резко континентальным климатом пустынь. Среднегодовая температура воздуха составляет $15-16^{\circ}\text{C}$, с максимумом от $+44,4$ до $+46,4^{\circ}\text{C}$ в июле и минимум от -15 до -20°C в декабре. Среднегодовое количество осадков для большей части территории не превышает $150-160$ мм. Лишь на востоке, в пределах Китабо-Шахриязбзской котловины, количество осадков увеличивается до $500-600$ мм. Основное количество осадков (90%) выпадает в зимне-весеннее время. Испаряемость весьма высокая и достигает 2000 мм. Для района характерны постоянные ветры, число ветреных дней в году достигает 70%.

Особенность климата обуславливает преобладание испарения над количеством выпадающих атмосферных осадков. В связи с этим формирование поверхностного стока происходит только в горных сооружениях, обрамляющих район с востока. Сформированные там потоки почти полностью теряются при выходе из гор. Большая часть района представляет собой пустыню, лишенную поверхностного стока. Вся имеющаяся гидрографическая сеть относится к бассейну р. Амударьи, протекающей у западной границы района с юго-запада на северо-восток.

Река Зарафшан течет с северо-востока на юго-запад. Вода ее по многочисленным каналам разбирается на орошение, образуя два оазиса поливного земледелия — Бухарский и Каракульский. В пределах Каракульского оазиса р. Зарафшан разветвляется на два рукава — правый Махан-Дарью и левый — Тайкыр, которые, не достигая Амударьи, теряются среди многочисленных соленых озер. Максимальный расход р. Зарафшана в июле достигает 700 м³/сек, минимальный в декабре — 200 м³/сек (пост Хазара).

Река Кашкадарья, образуясь из нескольких горных речек, берущих свое начало в Гиссарских горах, входит в пределы района маловодным потоком, протекающим в направлении с востока на запад. Поверхностный

поток наблюдается до г. Карши. Среднегодовой расход по посту Чиракчи равен $15,3 \text{ м}^3/\text{сек}$, максимальный — $38,2 \text{ м}^3/\text{сек}$, минимальный — $8,3 \text{ м}^3/\text{сек}$. Вся вода реки забирается многочисленными каналами на орошение оазисов. Китабо-Шахризязьского на востоке и Каршинского на западе.

Экономика района развита довольно слабо. Относительно небольшая площадь занята под поливное земледелие (7,63%), где в основном выращивается хлопок. Остальная часть территории (около 10 млн. га) представляет собой пустынные и степные пространства, используемые как пастбищные угодья отгонного животноводства.

Открытие геологами в последнее десятилетие целого ряда месторождений полезных ископаемых (нефть, газ, соли и др.) вызвало развитие горнодобывающей промышленности.

В геологическом строении района принимают участие сложноскладчатый фундамент, представленный породами палеозоя, сформировавшийся в период проявления герцинских фаз складчатости; пологоскладчатый покров мезозой и кайнозоя, сформировавшийся в период проявления альпийских фаз складчатости и залегающий с резким угловым стратиграфическим несогласием на фундаменте.

Породы палеозойского фундамента на дневную поверхность выходят лишь за пределами района, слагая горное обрамление. На территории бассейна палеозой вскрыт на больших глубинах. Глубина вскрытия фундамента на положительных структурах находится в пределах 1253 м (Юлдузкак) — 2250 м (Байбурак), а на отрицательных структурах, по данным геофизических исследований, достигает 3500—4500 м (Каракульский и Бешкентский прогибы).

Фундамент сложен осадочно-метаморфическими и магматическими породами. По данным Багирова А. И. (1962), фундамент в основном сложен магматическими породами — интрузивами, эффузивами и их туфами. Пологоскладчатый покров представлен породами юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем.

Юрская система представлена осадочными отложениями нижней, средней и верхней юры.

Нижне-среднеюрские отложения представлены терригенно-параллической углистой формацией, залегающей преимущественно на палеозое, в основном — песчаники и глинистые разности пород.

Низ верхней юры относится к морской карбонатной формации, представленной в основном известняками и известковистыми песчаниками. Верхняя часть — к соляно-ангидритовой формации, представленной слоями солей с прослоями глин и песчаников. Вскрытая мощность терригенной формации колеблется от 22—306 м (Карачукур) до 450 м (Южный и Северный Мубарек, Карабаир). Карбонатная толща залегает трансгрессивно на отложениях средней юры. Мощность ее изменяется от 126 м (Байбурак) до 320 м (в районе Мубарека).

Соляно-ангидритовая формация распространена в западной половине бассейна, ее восточная граница контролируется Бухарским разломом. Скважины, пробуренные на локальных структурах Чарджоуской ступени, повсеместно вскрывают эти отложения. Их мощность возрастает к югу и достигает 700 м в районе Бешкентского прогиба.

Отложения меловой системы распространены широко и залегают с разрывом на породах юры, а в северной части района, где юрские образования отсутствуют, — на палеозое. Мел представлен нижним и верхним отделами. В разрезе нижнего мела выделяются отложения неокома, апта и альба. Неоком-апт представлен красноцветной толщей алевролитовых глинистых отложений с прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов лагунно-континентального происхождения, в

разрезе которых в южной и юго-восточной частях района включаются слои известняков и ангидритов лагунного и морского генезиса. Мощность этих отложений уменьшается в восточном и северо-восточном направлениях от 500 м до полного выклинивания.

В отложениях альба выделяются две толщи — нижняя глинистая и верхняя — песчано-глинистая с редкими прослоями известняков. Мощность обеих толщ от 100 до 275 м.

Верхний мел состоит из отложений сеномана, турона и сенона. Это терригенно-глауконитовая толща чередующихся глин, песков, алевролитов, известняков-ракушников и редко конгломератов. Отложения нижнего турона представлены хорошо выраженной пачкой глин мощностью от 40 до 80 м. Общая мощность верхнемеловых отложений достигает 1000 м.

Отложения палеогеновой системы в пределах описываемой территории получили широкое развитие. Они залегают на размытой поверхности верхнемеловых отложений. Стратиграфически палеоген представлен всеми тремя отделами (палеоцен, эоцен и олигоцен). Наиболее полные разрезы палеогена сохранились в юго-западной части района, где его мощность достигает 400—500 м и более. На север и северо-восток мощность этих отложений значительно сокращается, особенно за счет размыва в неогеновое время верхней части разреза. Палеоцен представлен песчанистыми известняками, песчаниками, доломитами, гипсами и глинами мощностью до 70 м.

Следует отметить, что в северной и западной частях района палеоцен имеет песчанистый разрез. С продвижением на восток и юго-восток песчаники становятся известковистыми, а затем полностью замещаются массивнослоистыми, часто кавернозными и пористыми известняками.

Эоцен представлен глинисто-мергелистой толщей мощностью до 300 м.

Оligocene распространен в северо-западной части района, южнее гор Кульджуктау. Он сложен песчано-глинистой толщей мощностью до 150 м.

Неогеновая система представлена молассовыми континентальными песчано-глинистыми отложениями, которые распространены почти повсеместно и отсутствуют лишь на размытой поверхности брахи-структур. Неогеновые отложения с явным угловым несогласием перекрывают более древние породы, нивелируя их неровную поверхность.

Четвертичная система представлена отложениями нижне-четвертичного, средне-четвертичного, верхне-четвертичного и современного возрастов. По генезису здесь встречаются аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиальные и золотые отложения.

Сохский комплекс (нанайский) развит на склонах и в депрессиях горного обрамления района и составляет подгорные шлейфы. Он представлен окаменелыми лёссами, брекчиями, конгломератами, песчаниками и глинами мощностью от нескольких метров до 200 м (в Бешкентском прогибе и Китабо-Шахризязьской впадине).

Ташкентский комплекс развит в пределах Бухарского оазиса, в долине и на равнинах Кашкадарьи. В Бухарском оазисе это — галечники, пески, глины, реже конгломераты мощностью до 20—30 м. На востоке района (Каршинские и Джамские степи) комплекс представлен лёссовидными породами, а в пределах Китабо-Шахризязьской котловины — конгломератами, галечниками, песками. Мощность отложений колеблется от нескольких метров до 200 м.

Голодностепский комплекс получил широкое развитие в Бухарском и Каракульском оазисах. Это — пески, мелкие галечники, глины, суглинки мощностью 10—18 м в Бухарском оазисе и мелкоземы — мощностью

несколько метров — в Каракульском оазисе. На востоке голодностепский комплекс слагает обширные плоские пространства пролювиального шлейфа Каршинской и Карнабчульской степей и третью надпойменную террасу р. Кашкадарьи. Кроме того, он развит в пределах юго-западных предгорий гор Нурата и представлен переслаивающейся толщей песков, супесей и галечников мощностью более 25 м.

Сырдарьинский комплекс имеет незначительное распространение по площади, слагая современные долины рек Амударьи, Зарафшана и Кашкадарьи. Этими отложениями выполнены русла рек, их пойменные и надпойменные террасы и сухие внутридолинные дельты. Они представлены галечниками, гравием, песками, реже суглинками и глинами. Мощность их колеблется от 10—15 м в Каракульской дельте до 50—60 м и более — в Бухарской, Каршинской дельтах и Китабо-Шахризьбской котловине.

В тектоническом отношении район расположен на северо-восточном склоне огромной Амударьинской впадины.

Фундамент гемисинеклизы разорван на отдельные блоки парогрэдными разломами (Предкызылкумский, Бухарский и Амударьинский), радиально расходящимися от гор Султануиздаг в юго-восточном направлении (рис. 43).

В период альпийского складкообразования парогрэдные разломы были оживлены. Кроме того, появилась новая система разломов того же простираия, за счет которых раскололись блоки. Образовавшиеся более мелкие блоки подвергались вертикальной дислокации: одни из них опускались, а другие поднимались.

Предкызылкумская моноклиналъ расположена узкой полосой вдоль Центрально-Кызылкумского поднятия с глубиной залегания палеозойского фундамента 500—800 м, перекрытого меловыми и палеогеновыми отложениями.

Бухарская зона поднятий протягивается с юго-востока на северо-запад на расстоянии свыше 600 км и имеет сложное строение. Здесь выделяются блоковые поднятия и разделяющие их наложенные прогибы, образовавшиеся в неогене. Глубина залегания фундамента изменяется от 1000 м (Мешеклинское поднятие) до 2500 м (Каршимубарекское поднятие).

Каракульский прогиб отделяет Бухарскую зону поднятий от Амударьинской. Он представляет собой узкую синклиналь длиной 400 км, вытянутую с северо-запада на юго-восток. С северо-востока прогиб замыкается Бухарским парогрэдным разломом. Поверхность фундамента опускается на большую глубину и составляет 2500—3800 м.

Амударьинская зона поднятий, располагающаяся на юго-западе, ограничена Амударьинским парогрэдным разломом и вытянута в субширотном направлении с юго-востока на северо-запад на 450 км. Поверхность фундамента залегает на глубинах от 2750 м на западе (Алатская структура) до 4500 м и глубже — на востоке. В пределах описываемой зоны выделяется ряд положительных и отрицательных брахиструктур.

Бешкентский прогиб располагается на восток — юго-востоке бассейна и обособляется от Амударьинской зоны поднятий молодыми поперечными разломами. Ширина прогиба в южной части достигает 100 км, значительно уменьшаясь к северу. Фундамент в пределах впадины опущен на глубину до 5,5 км. Осадочный покров характеризуется наиболее полными разрезами мезозоя и кайнозоя.

Территория Амударьинского артезианского бассейна является перспективной для поисков нефти и газа и известна в литературе как Бухаро-Хивинская нефтегазоносная провинция.

В гидрогеологическом отношении территория Узбекской части Амударьинского бассейна является лишь восточным его склоном и носит название Бухаро-Каршинского артезианского бассейна. Гидрогеологические условия его значительно усложняются геолого-структурным положением, заключающемся в резком ступенчатом погружении фундамента, увеличении мощностей осадочного покрова и появления в разрезе новых стратиграфических горизонтов.

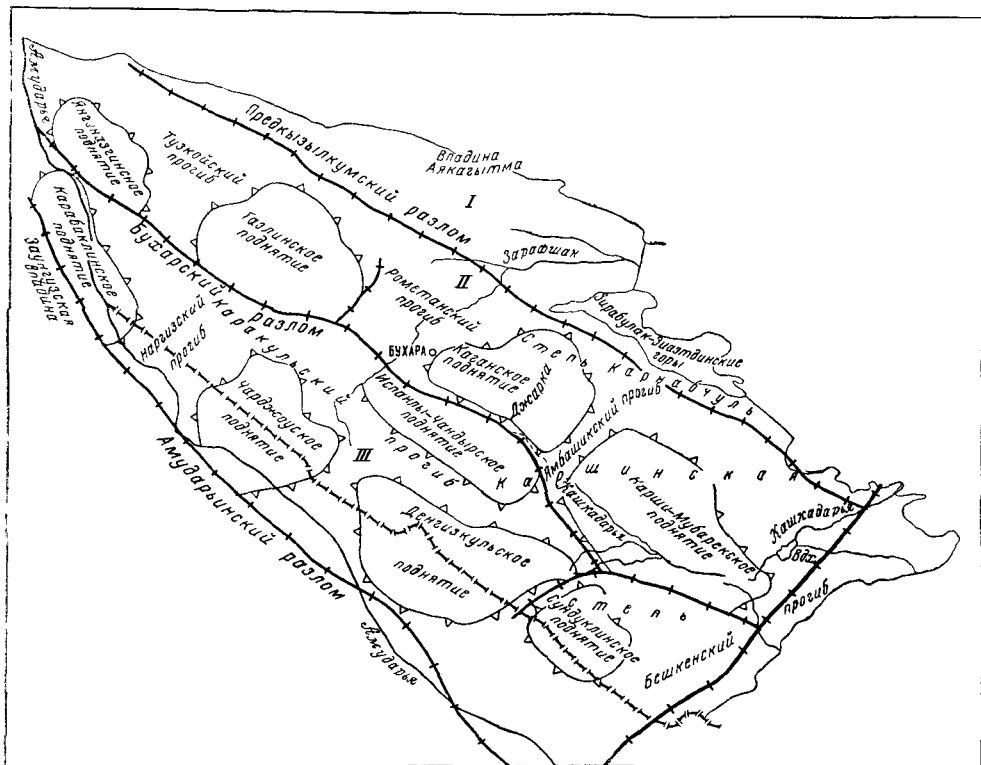


Рис. 43. Тектоническая схема северо-восточной части Амударьинского артезианского бассейна. Цифры на карте. I — Предкызылкумская моноклинали, II — Бухарская группа поднятий, III — Амударьинская группа поднятий

Отложения мезокайнозойского возраста содержат горизонты и комплексы межпластовых и грунтовых вод, насыщающих пласты и толщи галечников, песков, песчаников, известняков и известковистых песчаников.

Водоносные горизонты разделены регионально выдержанными слоями и пачками слоев водоупорных пород.

По приуроченности подземных вод к различным возрастным и литологическим разностям в Бухаро-Каршинском артезианском бассейне выделяются следующие водоносные комплексы и горизонты.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений (a1Q). Этот комплекс пород распространен в долинах рек Амударьи, Зарафшана и Кашкадарьи, слагая поймы, надпойменные террасы и дельты. В долине р. Амударьи аллювиальные отложения представлены тонкозернистыми иловатыми песками мощностью до 50 м. В Бухарской дельте Зарафшана водоносными породами являются галечники, к периферии (южнее г. Бухары) сменяющиеся на гравий, пески и супеси.

В Каракульской дельте это — пески, суглинки и супеси, редко гравий. Почти повсеместно имеется суглинистый покров, мощность которого увеличивается вниз по течению реки. Мощность аллювия здесь изменяется от 1000 (Бухарская дельта) до 10—15 м (периферия Каракульской дельты).

В долине р. Кашкадарьи, в пределах Китабо-Шахризязбской котловины, аллювий представлен песчано-галечниковыми отложениями. В дельте реки (ниже г. Карши) в разрезе преобладают песчаные отложения, перекрытые суглинками. Мощность аллювия изменяется от 50 м в верховьях до 10 м в дельте Кашкадарьи. Уровень грунтовых вод аллювия Амударьи на глубине от 3—5 м в пойменной части долины до 5—10 м — на ее террасах. Глубина залегания грунтовых вод в пределах дельт различна и в значительной степени зависит от рельефа и условий питания. На поливных землях уровень грунтовых вод 1—3 м, на неполивных — от 3 до 10 м. Колебания уровня на орошаемых площадях составляют 1,5—2,0 м, а на неорошаемых не превышают 0,5 м. Водообильность аллювия рек Зарафшана и Кашкадарьи значительная. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,8 л/сек в Зарафшанских дельтах до 5 л/сек — в Бухарском оазисе. В Китабо-Шахризязбском оазисе дебиты скважин достигают 30 л/сек при понижении на 2—3 м.

Разведочными работами в средней части долины р. Кашкадарьи (район Чиракчи) установлена возможность строительства линейного прируслового водозабора производительностью до 800 л/сек. Значительно меньше водообильность аллювия р. Амударьи. Песчано-глинистые отложения обладают слабой водоотдачей и дебиты скважин не превышают 1—3 л/сек при понижении на 3—4 м. Удельные значения дебитов — десятки доли литров в секунду.

Минерализация грунтовых вод аллювиальных отложений пестрая от пресных (< 1 г/л) до слабосоленых 3—10 г/л. На участках близкого залегания уровня грунтовых вод происходит интенсивное их испарение, что приводит к засолению почво-грунтов и самих вод. В пределах Зарафшанских дельт пресные грунтовые воды распространены на территории верхней галечниковой части Бухарской дельты. Ниже по течению пресные воды распространены в виде узких полос вдоль русел крупных каналов и по долине р. Зарафшана. На орошаемых территориях дельт обычно минерализация не превышает 3 г/л, а на неорошаемых она достигает 5 г/л и более, что связано с худшими условиями водообмена.

Пресные грунтовые воды имеют обычно гидрокарбонатно-сульфатный магниевый-натриевый состав. С повышением их минерализации они становятся сульфатными натриевыми и сульфатными магниевыми-натриевыми.

Грунтовые воды аллювия Амударьи в основном солоноватые и слабосоленые с минерализацией от 1 до 3 и от 3 до 10 г/л. Вдоль русла и каналов встречаются пресные воды с минерализацией до 1 г/л, гидрокарбонатные кальциевые.

Воды аллювия долины Кашкадарьи в пределах Китабо-Шахризязбской котловины пресные — 0,4—0,8 г/л, гидрокарбонатные кальциевые. Ниже по течению реки минерализация увеличивается до 3 г/л, а в пределах Каршинской дельты — до 10 г/л. Тип воды изменяется от гидрокарбонатного кальциевого до сульфатно-хлоридного.

Аллювиальные отложения повсеместно подстилаются отложениями неогенового возраста, представленными толщей перемежающихся, невыдержанных по простиранью слоев глин, песков и слабопрочных глинистых песчаников.

На отдельных локальных участках, где разрез неогена начинается с глин, водоносный аллювий имеет водоупор, но в большей части водо-

содержащие породы контактируют с водоносными песками и песчаниками неогена и представляют с ними единый водоносный комплекс.

Формирование подземных вод аллювиальных отложений происходит в основном за счет фильтрации поверхностных вод из русел каналов, с полей орошения, а также подземного притока со стороны горных речных долин и в незначительной степени — за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Запасы пресных вод довольно значительны в Бухарской дельте, гораздо меньше их в Каршинской дельте, а в Каракульской — пресные подземные воды практически отсутствуют. Пресные воды представляют практический интерес для народного хозяйства и широко используются. В пределах Бухарской дельты разведаны пять участков, 25 водозаборов из описываемого водоносного горизонта (Бухарский, Шахрудский, Вабкентский, Гиждуванский и Бустонский). В Каршинской дельте разведано три участка водозабора — Мубарекский, Кассанский и Каршинский, с общими запасами $0,03 \text{ м}^3/\text{сек}$. Кроме того, разведаны грунтовые воды древней дельты р. Зарафшана с минерализацией до 3 г/л для целей использования их на орошение.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений (al—plQ) распространен в восточной половине, в бассейне Кашкадарьи — на левобережье в пределах слившихся конусов выноса. На правобережье подземные воды на верхних террасах реки и предгорной равнины насыщают рыхлообломочные отложения средне- и нижне-четвертичного возраста.

Аллювиально-пролювиальные отложения представляют типичные отложения конусов выноса, которые в верхней части у предгорий обычно представлены галечниками. Мощность этих отложений достигает значительных размеров (200 м и более в Китабо-Шахризьабзской котловине). На запад у г. Карши, в разрезе этих отложений выпадают галечниковые прослой и мощность суглинистой толщи не превышает 50 м. Подстилающими породами является континентальная толща отложений неогена. Глубина залегания грунтовых вод различна, на периферии слившихся конусов выноса она находится в интервале 5—10, а в его вершине — 10—20 м.

Направление движения потока грунтовых вод горизонта следует направлению снижения поверхности территории, сложенной этими отложениями, т. е. от предгорий к долине р. Кашкадарьи и далее вдоль нее вниз по течению реки. С удалением от гор в расщепленной толще галечников суглинистыми прослоями (на глубине свыше 50—100 м) к нижней части разреза приурочены напорные воды, граница самоизливающихся вод показана на гидрогеологической карте (см. приложение). Пьезометрические уровни устанавливаются от 5—6 м до самоизлива. В правобережной части Кашкадарьи глубина залегания грунтовых вод изменяется от 5—10 м вблизи долины до 50 м и более — в предгорьях. В шоровых понижениях грунтовые воды подходят к дневной поверхности и частично разгружаются, образуя солончаки.

Водообильность отложений изменяется как по площади распространения, так и с глубиной. В восточной части участка в пределах верхней части разреза дебиты скважин достигают 6—7 л/сек. В нижней части удельные дебиты снижаются до 2—3 л/сек. В западной части, где разрез этих отложений в основном представлен супесчано-суглинистой толщей, удельные дебиты скважин не превышают десятых долей литров в секунду. Удельные дебиты скважин, вскрывающих напорные воды, колеблются от 1 до 3 л/сек.

Практический интерес водоносный горизонт представляет лишь в Китабо-Шахризьабзской котловине. Минерализация подземных вод раз-

лична. На конусах выноса рек Танхаза, Акдарьи, Джаны и Яккобага воды пресные с сухим остатком до 1 г/л, гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-натриевые и гидрокарбонатно-сульфатные натриевые. Юго-западнее, в пределах конуса выноса р. Гузара и сочлененного с ним подгорного шлейфа, минерализация грунтовых вод постепенно увеличивается и достигает 15—30 г/л. Меняется и характер минерализации — от сульфатных кальциевых и сульфатных натриево-кальциевых к сульфатно-хлоридным натриевым и натриево-кальциевым и даже хлоридно-сульфатным и натриево-кальциевым на участках повышенной минерализации (15—13 г/л).

Такое изменение минерализации грунтовых вод горизонта происходит за счет выноса солей из гор и предгорий, сложенных соленосными породами мезозоя.

Водоносный комплекс четвертичных пролювиальных отложений (р1Q) развит на небольших площадях юго-западных предгорий Нура-тинских гор, а также северных и южных предгорий Зирабулак-Зиаэтинских гор. Кроме того, он распространен в пределах Каганского поднятия. Комплекс представлен суглинисто-песчаной толщей с примесью гравия и щебня. Мощность отложений 25—30 м. Почти повсеместно водоносный комплекс подстилается песчано-глинистыми отложениями неогена, лишь в районе Каганского поднятия он залегает на глинистых породах палеогена и мела. Глубина залегания грунтовых вод находится в пределах от 0 до 20 м. Режим уровня грунтовых вод изучен слабо. Амплитуда колебания его в предгорьях не превышает 0,5 м в год. Водообильность низкая. Скважины, вскрывающие водоносный комплекс в суглинистых отложениях, имеют удельные дебиты, не превышающие десятых долей литра в секунду: в галечниках и песчаниках удельные дебиты значительно увеличиваются — до 1,0 л/сек.

Химический состав грунтовых вод горизонта пестрый. В предгорьях Зирабулак-Зиаэтинских гор минерализация грунтовых вод 1—3 г/л, на отдельных участках — до 5 г/л. Отмечается некоторое опреснение грунтовых вод в саевых отложениях, по которым иногда проходят временные потоки, образующиеся за счет ливневых дождей. Тип минерализации сульфатный кальциево-натриевый и сульфатно-хлоридный натриевый. На Каганском поднятии воды соленые с минерализацией до 35 г/л, что объясняется их неглубоким залеганием и интенсивным испарением. По типу воды варьируют от сульфатно-хлоридных до кальциево-натриевых и хлоридных кальциево-натриевых.

Грунтовые воды описываемого комплекса практического значения не имеют.

Водоносный комплекс плиоценовых отложений (N₂). Континентальные отложения плиоцена имеют широкое распространение. На значительной части территории района они перекрыты четвертичными образованиями и представлены толщей переслаивающихся слабосцементированных, мелко- и среднезернистых песчаников, песчанистых и известковистых глин и алевролитов, в низах разреза встречаются конгломераты. Литологический состав отличается неоднородностью в вертикальном разрезе и по площади. Мощность песчанистых прослоев неогена колеблется от нескольких до 30—50 м на западе района до 300—350 м и более — на востоке (район Китабо-Шахризязбской котловины).

Неогеновые отложения повсеместно обводнены. На большей части территории подземные воды имеют свободную поверхность. Однако в нижней части разреза, там, где песчаные слои перекрываются глинистыми (Китабо-Шахризязбская котловина), создаются участки локального распространения напорных межпластовых подземных вод, уровень которых устанавливается выше уровня грунтовых вод. Глубина залегания

грунтовых вод находится в широких пределах и зависит в основном от геоморфологических условий. В пределах покатых предгорных равнин, расчлененных эрозионными речными врезами, глубина залегания урвня находится в пределах 20—50 м.

На Каракульском плато подземные воды комплекса вскрываются на глубине 20—80 м. Во впадинах Кую-Мазар, Тудакуль, Денгизкуль, Агитма и других грунтовые воды выклиниваются.

В пустынной, северо-западной части бассейна грунтовые воды залегают на глубине 10—20 м. На участках, окаймляющих Бухарскую, Каракульскую и Кашкадарьинскую дельты, глубина залегания грунтовых вод находится в пределах 5—10 м.

Направление движения грунтовых вод определяется общим направлением уклона поверхности и совпадает с направлением поверхностного стока и потоков грунтовых вод в четвертичных отложениях, с которыми они на большей части территории гидравлически связаны. В предгорьях поток грунтовых вод комплекса направлен от гор в сторону плоских равнин и отдельных замкнутых понижений — областей их разгрузки (Шорсай, Денгизкуль, Тудакуль, Куюмазар, Агитма и др.).

Режим уровня грунтовых вод описываемого комплекса характерен для пустынных зон. Амплитуды колебаний небольшие, менее 0,5 м в год с максимумом весной и минимумом осенью.

Водообильность и фильтрационные свойства комплекса изменяются как по площади, так и с глубиной. Так, на востоке района (правобережье р. Кашкадарьи, западная и центральная части Китабо-Шахризьбской котловины) в отложениях плиоцена выделены две толщи, различающиеся между собой по водообильности. Верхняя толща до глубины 150—200 м содержит грунтовые воды и отличается высокой водообильностью. Дебиты скважин колеблются от 10 до 23 л/сек при понижении уровня на 5—10 м, удельные дебиты составляют 1,5—2,0 л/сек. Дебиты скважин из нижней части комплекса, содержащего напорные воды, при понижении до 10 м не превышают 2,5—7 л/сек, а удельные дебиты колеблются от 0,3 до 1,0 л/сек.

Коэффициенты фильтрации пород варьируют от 0,5 до 17 м/сутки и в основном зависят от литологического состава. При этом отмечается их уменьшение в направлении с востока на запад и с глубиной.

По степени минерализации и химическому составу подземные воды комплекса характеризуются пестротой по площади распространения, а на участках, где эти отложения имеют значительную мощность, и по вертикали. В восточной части бассейна на правобережье р. Кашкадарьи установлено, что минерализация грунтовых вод увеличивается снизу вверх. На глубине 80—120 м площадь распространения подземных вод плиоцена с минерализацией до 1 г/л гораздо больше, чем в верхней части (рис. 44). Пресные подземные воды с минерализацией до 1 г/л в верхней части разреза распространены на востоке в Китабо-Шахризьбской котловине и на правобережье Кашкадарьи. В левобережной части минерализация увеличивается до 3—4 г/л и более. По характеру минерализации пресные воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым и гидрокарбонатно-сульфатным натриевым. Воды повышенной минерализации преимущественно сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магнєвые и хлоридно-сульфатные магниевые.

В западной части района минерализации подземных вод изменяется от 3—10 г/л около Бухарской дельты до 35 г/л и более — в предгорьях. По типу воды хлоридные и хлоридно-сульфатные натриево-магниевые.

Подземные воды плиоценовых отложений в западной и центральной частях района формируются за счет инфильтрации атмосферных осад-

ков и частично фильтрации поверхностных вод. В пределах восточной части района, где практически формируется весь основной подземный и поверхностный сток, основным источником питания является подземный сток, поступающий со стороны гор (Каратюбинских, Зарафшанских и юго-западных отрогов Гиссара), в меньшей мере питание происходит за счет атмосферных осадков, выпадающих на площадях распространения обнаженных пород плиоцена. Кроме того, в питании водоносного

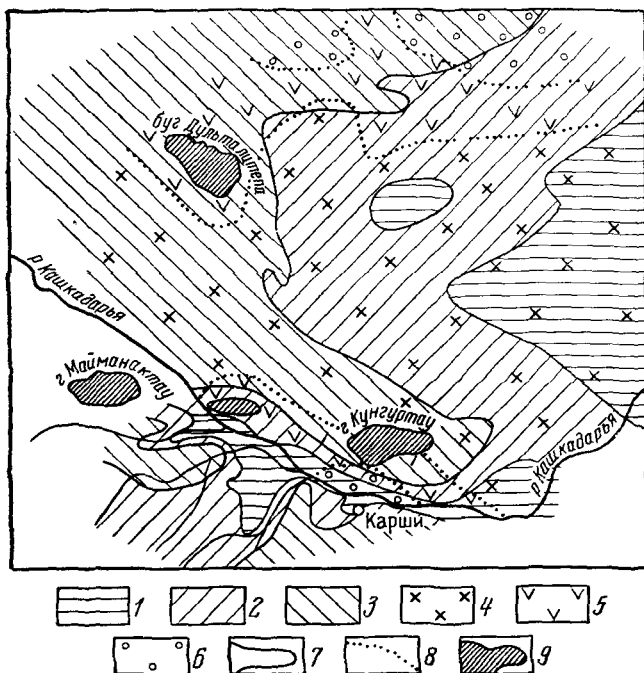


Рис. 44. Схема изменения степени минерализации подземных вод по глубине их залегания

Минерализация (в г/л) верхней части водоносного комплекса 1 — от 0—1,5 г/л, 2 — 1,5—3,0 г/л, 3 — свыше 3,0 г/л. Минерализация (в г/л) нижней части водоносного комплекса 4 — от 0—1,5 г/л, 5 — 1,5—3,0 г/л, 6 — свыше 3,0 г/л, 7 — граница минерализации для верхней части водоносного комплекса, 8 — граница минерализации для нижней части водоносного комплекса, 9 — выходы отложений палеоген-мелового возраста

комплекса плиоцена принимают участие напорные воды бухарской свиты и сенон-турона, так как на отдельных структурах глины палеогена размыты и плиоценовый комплекс контактирует с вышеуказанными комплексами нижнего палеогена и верхнего мела (Газли, Кызыл-Рават и др.).

В пределах восточной половины района подземные воды преимущественно пресные, они используются для водоснабжения поселков, ферм и хуторов. На пустынных площадях воды используются для водопоя скота и частично в качестве источника технического водоснабжения при бурении эксплуатационно-разведочных и разведочных на нефть и газ скважин.

Учитывая, что описываемый район беден поверхностными водами и на значительно большей его части поверхностные воды совсем отсутствуют, плиоценовый водоносный комплекс представляет определенный интерес как один из возможных источников сельскохозяйственного и технического водоснабжения.

Водоносный комплекс олигоцен-миоценовых отложений (Pg_3-N_1) распространен ограниченно, в виде узкой полосы вдоль южного склона горы Кульджуктау. Породы представлены мощной толщей глин и алевролитов с редкими маломощными и невыдержанными прослоями и линзами песчаников. В этом комплексе отложений отсутствуют выдержанные водоносные горизонты и поэтому практического значения он не имеет.

Вскрыты подземные воды олигоцен-миоценовых отложений отдельными колодцами и несколькими скважинами (по южному обрамлению Кульджуктау) на глубинах от нескольких десятков до 150—250 м. Однако в большинстве случаев эти воды не опробованы. Вода обычно напорная, но самоизлива не отмечено. Минерализация их в опробованных скважинах высокая — до 24 г/л — и по этой причине скважины не эксплуатируются.

Водоупорный горизонт эоценовых отложений (Pg_2) представлен мощной выдержанной толщей глин и мергелей мощностью до 250—350 м. Этот водоупор надежно отделяет водоносные горизонты и комплексы четвертичных и неогеновых отложений от водоносных горизонтов и комплексов меловых и юрских отложений.

Водоносный горизонт палеоценовых отложений (Pg_1) распространен в пределах северо-западной части бассейна от р. Зарафшана до широты впадины Аякагитма. Он представлен толщей известняков и песчаников. Причем в северной и северо-западной частях в разрезе преобладают песчаники и в юго-восточной — известняки, местами загипсованные. Мощность горизонта от нескольких до 40—60 м и увеличивается в юго-восточном направлении. На всей площади своего распространения он отделен от турон-сенонского водоносного комплекса пачкой хорошо выдержанных верхнесенонских глин мощностью 40—60 м.

В направлении на юго-восток мощность водоупора уменьшается и он полностью выпадает из разреза, за счет чего происходит объединение палеоценового водоносного горизонта с нижележащим турон-сенонским комплексом.

Водоносный горизонт вскрывается на глубине от 301 м на севере до 414—426 м на юго-востоке. Подземные воды высоконапорные до самоизлива (южнее Бухарского разлома).

Водообильность пород довольно высокая. Дебиты скважин колеблются от 1 до 15,0 л/сек при понижениях от 1,8 до 23,3 м. При этом устанавливается некоторая закономерность, состоящая в том, что удельные дебиты скважин уменьшаются в направлении снижения напоров. Скважины, расположенные на севере и востоке участка, имеют удельные дебиты 0,6—1,2 л/сек, на западе — 0,1—0,3 л/сек.

Минерализация подземных вод увеличивается с северо-востока на юго-запад с 6—8 до 15 г/л. Воды сульфатно-хлоридные натриевые.

Питание водоносного комплекса происходит за счет притока, гидравлически с ним связанного, палеоцен-сенон-туронского водоносного комплекса. Разгрузка происходит в расслабленных зонах брахиструктур.

Используются подземные воды горизонта для водопоя скота и технических нужд при бурении глубоких разведочных скважин.

Водоносный комплекс турон-сенон-палеоценовых отложений ($Cr_2^{t-Sn}-Pg_1$). Турон-сенонские отложения в пределах Амударьинского артезианского бассейна распространены повсеместно. В юго-западной и центральных частях бассейна водоносные породы турон-сенона перекрыты водоносными породами палеоцена, образуя здесь единый водоносный комплекс. Северо-западнее Зарафшанских дельт водоносный комплекс турон-сенона перекрыт глинами сенонского возраста, мощность которых изменяется от единиц до 60 м в северо-западном направ-

лении. Еще далее на северо-запад известняки и песчаники палеоцена замещаются глинами, а на крайнем северо-западе развит только водоносный комплекс турон-сенона.

Водоносный комплекс турон-сенон-палеоценовых отложений представлен известняками, ракушняками, песчаниками и ангидритами бухарского яруса и песчаниками турон-сенона. На дневную поверхность выходят они на склонах Зирабулак-Зиаэтинских гор и на размытых сводовых частях отдельных брахискладок (Кунгур-тау, Кассан-тау, Майманак-тау и др.).

Глубина залегания кровли водосодержащих пород в центральной части составляет 244 (в районе Мубарека) и 450 м (на структуре Майда Джой) и значительно увеличивается на юго-востоке Бешкентского прогиба и Китабо-Шахризязбской котловины).

Водоносность комплекса изучена по результатам опробования скважин, сосредоточенных в основном в центральной части площади его распространения. На юге и востоке он почти не разведан. В местах выхода его на дневную поверхность у юго-западных оконечностей Зирабулакских гор подземные воды выклиниваются в родниках и кяризах. В районе пос. Карнаб суммарный расход группы родников Чашма равен 30 л/сек, а суммарный дебит кяризов — 37—38 л/сек. На участках выхода пород комплекса на поверхность дебиты скважин и колодцев не превышают 0,3—0,5 л/сек. На большей же части распространения водоносного комплекса, где имеется водоупорный горизонт эоцена, подземные воды напорные и зачастую фонтанируют с дебитом скважин от 0,1 до 15 л/сек.

По характеру и степени минерализации подземные воды данного комплекса пестрые с минерализацией от солоноватых (1—3 г/л) до соленых (10 г/л и более); сульфатные, кальциево-магнєвые, сульфатные кальциево-натриевые и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые; минерализация не более 3 г/л. Наименьшие значения минерализации отмечаются вблизи области питания. В западном направлении минерализация увеличивается до 3 г/л и более. Еще далее на запад, в пределах пустынной части бассейна, распространены воды с минерализацией 5—7 г/л. Воды по типу сульфатно-хлоридные натриевые.

Таким образом, изменение степени минерализации подземных вод и их химического состава соответствует общему направлению их движения.

Следует отметить, что почти везде в водах комплекса содержится сероводород с концентрацией от 0,5 до 2,38 мг/л.

Из растворенных газов основным является азот и лишь на участках, где нижележащие толщї содержат углеводородные скопления, повышается содержание углекислого газа до концентрации 20% и более. Газонасыщенность колеблется от 12,0 до 36,8 см³/л, а упругость газов от 0,75 до 3,05 ат.

Воды комплекса термальные с температурой на самоизливе до 40°. Водоносный комплекс широко используется для водопоя и технических нужд.

Водоносный комплекс турон-сенонских отложений (Cr₂^{t-Sn}) распространен в северо-западной части артезианского бассейна и на дневную поверхность выходит только на склонах гор Кульджуктау. Комплекс представлен переслаивающейся толщей песчаников и глин мощностью до 700 м. Подземные воды обладают напором, увеличивающимся в юго-западном направлении.

Водоносный комплекс изучен слабо. Водообильность пород слабая. Дебиты скважин составляют 0,2—0,3 л/сек. Минерализация подземных вод увеличивается к юго-западу от Кульджуктау и на запад от Бухар-

ского оазиса от 2,8 до 12,8 г/л. Воды сульфатно-хлоридные натриевые.

Подземные воды используются для водопоя и технических нужд.

Выделение трех вышеописанных комплексов (Pg , $Cr_2^{t-Sn} + Pg_1$, Cr_2^{t-Sn}) проведено в некоторой степени условно. Они представляют собой гидравлическую систему с едиными условиями формирования. Согласно рис. 45, основное питание подземные воды турон-сенона

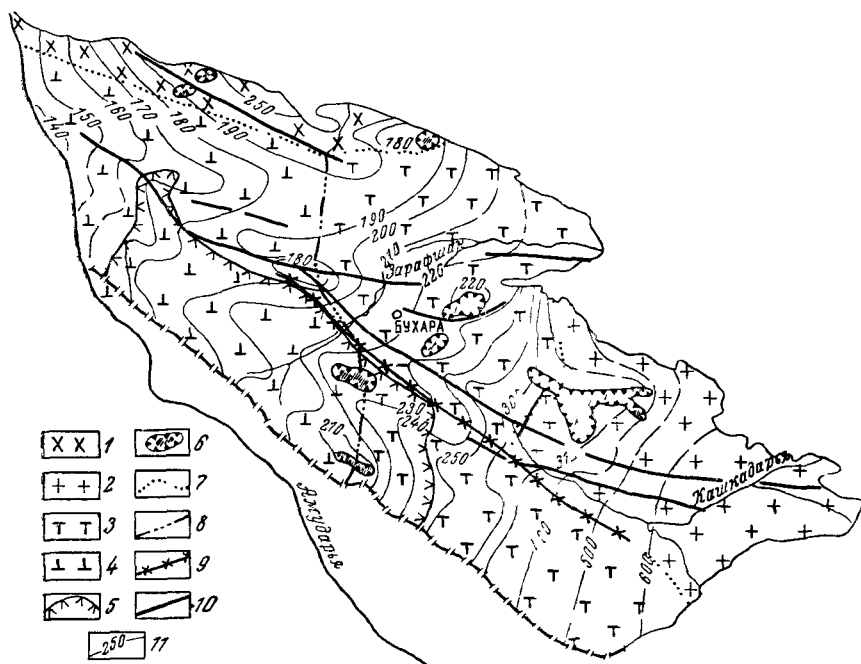


Рис. 45. Схематическая гидрогеологическая карта водоносного комплекса турон-сенонских отложений

1 — граница распространения самоизливающихся вод турон-сенонского водоносного комплекса, 2 — очаги скрытой разгрузки артезианских вод (солончаки), 3 — граница между участками с различной степенью минерализации, 4 — граница между участками с различным гидрохимическим типом воды, 5 — разлом водоносный; 6 — разлом, гидрогеологическое значение которого не выяснено, 7 — гидроизопьезы турон-сенонского водоносного комплекса, 8 — солончатые воды (1—3 г/л) хлоридно-сульфатные (натриевые и сульфатно-хлоридно-натриевые), 9 — солончатые (1—3 г/л) сульфатно-гидрокарбонатные, натриевые и сульфатные натриевые, реже натриево-магниевого, местами с повышенным содержанием хлора, 10 — слабосолёные (3—10 г/л) сульфатные, натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые местами с повышенным содержанием магния, 11 — слабосолёные (3—10 г/л) сульфатно-хлоридные, натриевые

получают на востоке со стороны горного обрамления и дополнительное — за счет притока подземных вод из Зарафшанского артезианского бассейна. Роль Центрально-Кызылкумского поднятия в питании этого комплекса незначительна.

На рис. 45 выделены зоны распространения самоизливающихся вод, при этом отмечается, что их северо-восточной границей является линия Бухарского разлома.

Направление линий гидроизопьез и граница самоизлива позволяют предполагать, что в пределах Амударьинской группы поднятий питание водоносные комплексы получают за счет притока подземных вод из нижележащих толщ, по-видимому, по Бухарскому разлому. Региональная область разгрузки в пределах всего бассейна в целом еще не выяснена. Местные очаги разгрузки приурочены обычно к зонам разломов, к участкам разрыва водоупорного палеогена и фиксируются солончаками (Шор-Куль, Кую-Мазар, Туда-Куль и др.).

Основное направление, согласно указанной схемы, увеличение минерализации и изменение химического состава подземных вод, а также уменьшение напоров происходит с юго-востока на северо-запад. Абсолютные отметки пьезометрических уровней изменяются от 600 м на юго-востоке до 150 м на северо-западе.

Водоупорный горизонт отложений нижнего турона (C_{r2}^{t1}) представлен глинами с редкими и маломощными прослоями песчаников и алевролитов. На всей территории бассейна он отделяет турон-сенонский водоносный комплекс от альб-сеноманского. Мощность его колеблется от 40 до 120 м.

Водоносный комплекс альб-сеноманских отложений ($C_{r1}^{alb} - C_{r2}^{cm}$) распространен повсеместно и выходит на дневную поверхность узкой полосой лишь на склонах Кульджуктау. Комплекс представлен переслаивающейся толщей песчаников, гравелитов, конгломератов, известняков, известняков-ракушников, алевролитов с невыдержанными слоями серых и бурых глин. Причем крупность материала уменьшается в юго-западном направлении. В водоносном комплексе повсеместно выделяется до 3, а местами до 4 водоносных горизонтов, разобщенных невыдержанными по площади пачками глин и алевролитов мощностью до нескольких десятков метров. Наиболее мощная глинисто-мергелистая пачка слоев до 50 м наблюдается между песчаниками сеномана и альба. Геологами-нефтяниками они обозначены как IX, X и XI—XIa продуктивные горизонты. К отложениям приурочена серия крупных газовых месторождений (Газли, Ташкудук, Уч-Кыр, Мубарек, Уртабулак и др.), наложивших свой отпечаток на гидродинамику и гидрохимию комплекса.

Условия залегания водоносного комплекса обеспечили создание высоких напоров подземных вод, достигающих 1350 м.

На ряде структур (Газли, Сеталантепе и др.) пьезометрические уровни располагаются выше поверхности земли. Спад пьезометрических уровней происходит в северо-западном направлении со средним градиентом 2,7 м/км.

В работе И. В. Кушнирова (1965) утверждается, что спад пьезометрических уровней происходит не постепенно, а ступенчато, по мере ступенчатого заглубления отдельных блоков. В пределах блоков спада напоров не наблюдается. Глубина залегания водоносной толщи постепенно увеличивается от гор в юго-западном направлении и достигает у западной границы района 1500 м.

Водоносный комплекс вскрыт нефтегазоразведочными скважинами только в пределах положительных структур.

По результатам испытаний устанавливается, что по мере смен фациальных зон от областей сноса значительно снижается и водообильность. В отложениях прибрежных и континентальных фаций расходы при снижении напоров в 1 ат исчисляются литрами или десятками литров в секунду, а в отложениях мелкого моря — сотыми долями литра в секунду.

Степень минерализации подземных вод изменяется в значительных пределах — от 1 до 100 г/л. При этом подземные воды с минерализацией от 1 до 3 г/л довольно широкой полосой 50—80 км распространены в северо-восточной части района, исключение составляет небольшая площадь Мубарекского поднятия (район структур Шурчи, Ак-Джар и Майдан-Кара), где степень минерализации находится в пределах 5—10 г/л.

Как видно из рис. 46, почти на всей территории района получили развитие подземные воды с минерализацией 3—10 и 7—10 г/л. И лишь в самом западном углу, в районе Денгизкульского поднятия (структура Култан), вскрыты подземные воды с минерализацией 50—100 г/л. По типу минерализации подземные воды имеют довольно разнообразный

анионный состав и однообразный — катионный, т. е. в основном это натриевые воды, в опресненной части — гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные натриевые и натриево-кальциевые.

Газовый состав подземных вод комплекса подчинен следующей закономерности. в районе выхода водосодержащих пород на поверхность состав растворенных газов кислородно-азотный. По мере удаления от

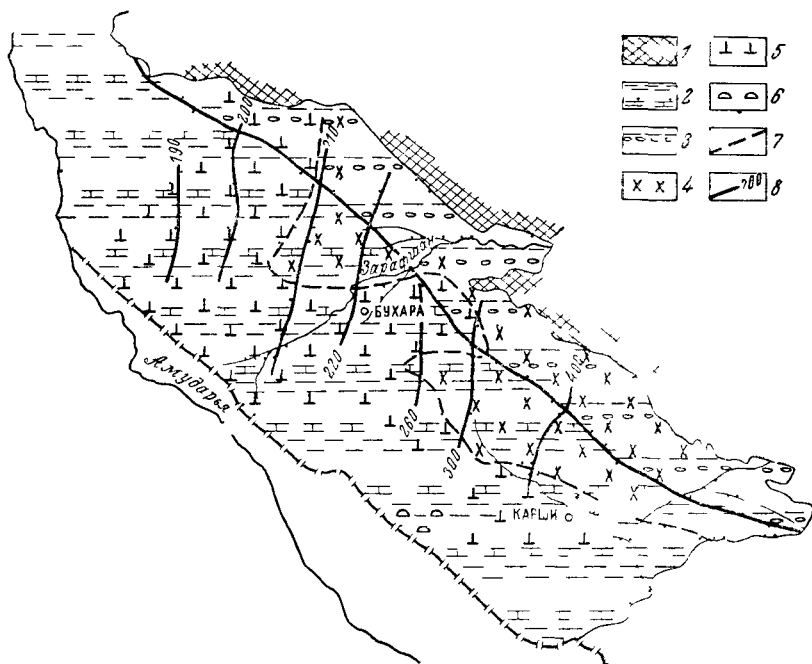


Рис 46 Схематическая гидрогеологическая карта водоносного комплекса сеноман-альбских отложений

Лито-лого-фациальные зоны 1 — области сноса 2 — континентальные и морские прибрежные осадки (песчаники, гравелиты, конгломераты, глины), 3 — морские мелководные осадки (песчаники, глины, алевролиты в низах разреза)

Состав и минерализация подземных вод 4 — слабо-лоноватые (1—3 г/л) сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые, местами с повышенным содержанием хлоридов, 5 — слабосоленые (3—10 г/л) хлоридно-сульфатно-натриевые и хлоридно-натриевые воды 6 — слабые рассолы (50—100 г/л) хлоридно-натриево-кальциевого типа, 7 — граница между различными по составу и минерализации подземными водами, 8 — гидроизопьезы

этих участков и заглубления водоносного комплекса под толщу вышележащих отложений кислород замещается азотом и на отдельных участках имеет обогащение углеводородами. Зона насыщения подземных вод углеводородами в районе газовых месторождений обычно небольшая.

По условиям формирования подземные воды комплекса в основном инфильтрационные. Пополнение их происходит за счет фильтрации поверхностных вод и инфильтрации атмосферных осадков, а также за счет перетока подземных вод из вышележащих водоносных комплексов.

В районах глубокого погружения водоносного комплекса, где хорошо сохранились условия закрытости структур, водообмен затруднен, подземные воды имеют высокую, до рассолов, минерализацию — эти воды, по всей вероятности, сидементационные. Разгрузка подземных вод комплекса, по-видимому, происходит в вышележащие водоносные комплексы.

Использование подземных вод для нужд народного хозяйства зависит от степени их минерализации. На участках, где воды солоноватые, они используются для обводнения пастбищ, на большей же части территории, где их минерализация находится в пределах 3—10 г/л, они используются для технического водоснабжения нефтегозоразведок и то лишь в местах самоизлива.

Насыщенность вод комплекса микрокомпонентами йода и брома незначительна, вследствие чего они как промышленные воды неперспективны.

Водоупорный горизонт нижнеальбских отложений (C_{11}^{alb}). Нижнеальбские глины мощностью в несколько десятков метров отделяют водоносный комплекс неоком-аптских отложений от альб-сеноманского водоносного комплекса. Мощность нижнеальбских отложений составляет 60—70 м.

Водоносный комплекс неоком-аптских отложений ($C_{11}^{не-ап}$) распространен повсеместно и на поверхность в пределах района не выходит. Вскрыт глубокими поисково-разведочными на нефть и газ скважинами в пределах положительных структур, в интервале глубин 1190 м (структура Майдаджой), 1464 м (структура Шуртепе). Мощность изменяется от 180 до 420 м, при этом увеличение происходит в юго-западном направлении, т. е. в сторону погружения фундамента.

Неоком-аптские отложения представлены континентальными, морскими, прибрежными и лагунными фациями: песчаниками мелкозернистыми, известняками, ракушняками, глинами, алевролитами и конгломератами. Мощность водосодержащих пород колеблется от 210 до 250 м.

В описываемом водоносном комплексе геологами-нефтяниками выделяется три водоносных и продуктивных на газ горизонта — XII, XIII и местами XIV, разделяющиеся невыдержанными пачками глинистых и алевролитовых пород разной мощности.

В отложениях неоком-апта разведана целая серия месторождений газа и нефти (Газли, Южный и Северный Мубарек, Джаркак, Ташкудук и т. д.).

Структурные условия залегания водоносного комплекса обеспечили создание высоких напоров подземных вод. Так, например, на площади Каганского и Газлинского поднятий (структуры Сеталантепе, Джаркак, Газли) скважины самоизливают. Спад пьезометрических напоров происходит в северо-западном направлении с разными градиентами падения; в северной части (район Газли) 0,6 м/км и в центральной части (Джаркак) — 1,3 м/км. По данным В. Н. Корценштейна (1962), градиент снижения напоров всех трех горизонтов составляет 0,6—0,7 м/км, что подтверждает их гидродинамическую взаимность.

Достоверные данные о водообильности этих отложений отсутствуют. Сведения, полученные при испытании глубоких нефтегазоразведочных скважин, показывают сравнительно низкую их водообильность. Так, например, скважины, пробуренные в пределах Каганского и Газлинского поднятий (структуры Джаркак, Сарыташ, Караулбазар, Газли), при понижениях давления на 1 ат имели удельный расход от 0,006 до 0,45 л/сек. Расход воды при самоизливе составляет 0,5—0,9 л/сек (Майдаджой). На всех площадях вскрыты термальные воды с температурой от 66 до 77°С на глубинах от 1180 до 1444 м, т. е. колебания температуры воды в основном зависят от глубины их вскрытия.

Степень минерализации подземных вод (рис. 47) изменяется в значительных пределах от солоноватых (1—3 г/л) до перенасыщенных расолов (200—250 г/л).

Пресные и слабосоленоватые подземные воды с минерализацией до 3 г/л распространены лишь в восточной части района (в пределах соб-

ственно Китабо-Шахризьбзской котловины и южной части — предгория Зарафшанского хребта до г. Карши), охватывая структуры Майдаджой, Кызылрабат, Ходжихайрон, Карабаир и Азляртепе. Расположенные в пределах Мубарекского поднятия воды по типу минерализации являются гидрокарбонатно-сульфатными натриевыми, сульфатно-гидрокарбонатными натриевыми и сульфатно-хлоридными натриевыми.

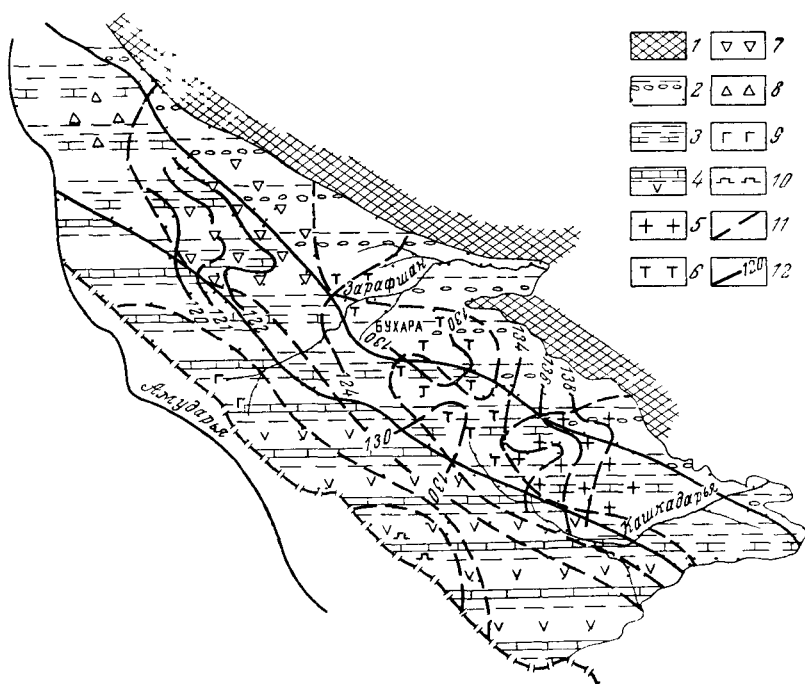


Рис. 47 Схематическая гидрохимическая карта водоносного комплекса неоконгломентных осадков

Литофациальные зоны 1 — области сноса 2 — континентальные и морские прибрежные осадки (конгломераты гравелиты, песчаники и глины), 3 — морские прибрежные осадки (песчаники глины), 4 — морские мелкозернистые осадки (песчаники, известняки, глины, реже гипсы)

Состав и минерализация подземных вод 5 — слабосоленые (1—3 г/л) хлоридно-сульфатно-натриевые и хлоридно-натриевые, местами с повышенным содержанием гидрокарбонатов, 6 — слабосоленые (3—10 г/л) хлоридно-натриевые воды местами с повышенным содержанием сульфатов, 7 — соленые (10—35 г/л) хлоридно-натриевые воды, 8 — сильносоленые (35—50 г/л) хлоридно-натриевые воды, 9 — слабые рассолы (50—100 г/л) хлоридно-натриевого типа с повышенным содержанием Са, 10 — крепкие рассолы 11 — граница между различными по составу и минерализации подземными водами 12 — гидроизобаты

Далее на запад, полосой, расширяющейся в пределах Бухарской ступени, распространены подземные воды с минерализацией от 3 до 10 г/л. По типу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, хлоридные натриевые и хлоридные натриево-кальциевые.

Юго-западнее, в пределах полосы, значительно расширяющейся на севере, распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией от 10 до 50 г/л.

На крайнем юго-западе распространены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 100 г/л и более.

Степень и характер минерализации, а также направление снижения расчетных давлений позволяют предполагать, что областью питания комплекса являются древние и современные области сноса (горное обрамление). В предгорной части, где уклоны значительны, и сохраняются условия раскрытости, подземные воды значительно опреснены. При этом

вдоль тектонических нарушений Бухарского парогерниального разлома, по видимому, за счёт расслабленной зоны, создающей лучшие условия водообмена, пресные и слабоминерализованные воды комплекса внедряются на площадь распространения вод с повышенной минерализацией.

Содержание микрокомпонентов йода и брома возрастает с увеличением общей минерализации.

Пробы газа, взятые на участках распространения раскрытых структур, показали наличие углекисло-азотных газов. По мере увеличения закрытости отложений углекислоазотные газы замещаются азотно-метановыми.

Водоупорный горизонт верхнеюрских кимеридж-титонских отложений (J_3^{3+4}) распространен в юго-восточной части района. Горизонт представлен мощной (до 700 м) соляно-гипсовой толщей, разделяющей водоносные комплексы нижнего мела и юры.

Водоносный комплекс юрских отложений (J). Образования юрского возраста залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на породах фундамента, повторяя рельеф последнего, и перекрыты мощной толщей более молодых пород и на дневную поверхность в пределах описываемого района не выходят. Наиболее полный разрез юрских отложений мощностью до 1000 м наблюдается в юго-западной части района, в северо-восточном направлении мощность значительно уменьшается до полного выклинивания и из разреза выпадают отдельные отделы и свиты, т. е. мощность отложений юры увеличивается в сторону ступенчатого погружения фундамента к центру Амударьинского прогиба.

Водоносность юрских отложений изучена очень слабо. Поэтому весь разрез юры объединен в один комплекс, несмотря на большие различия в его литологическом составе.

Мощная, почти полуторакиметровая слоистая толща юрских отложений насыщена водой и представляет собой серию взаимно связанных водоносных горизонтов.

Скважинами, на положительных структурах вскрываются высоконапорные термальные сильноминерализованные воды. Так, например, в группе структур Каганского поднятия наиболее полный разрез юрских отложений вскрыт на структуре Сетелантепе, на глубине от 1020 до 1550 м, где в разрезе выделяются четыре проницаемых водоносных горизонта мощностью от 6 до 30 м. Пьезометрические уровни установились на глубине 24—54 м от поверхности земли. В сводовой части структуры из среднеюрских песчаников получен фонтан углеводородного газа. На многих структурах в сводовой части проницаемые горизонты дают фонтаны углеводородных газов, а иногда и смеси воды и газа. Пласты, содержащие высоконапорную подземную воду и газ, вскрыты на территории всех поднятий на структурах Газли, Ташкудук, Джаркак, Караулбазар, Фараб, Карачукур, Мамаджургаты, Акджар, Южный Мубарек, Нишан, Зеварды и др.

Изучение напоров подземных вод, вскрываемых скважинами, показывает, что при вскрытии различных водоносных горизонтов на одной и той же структуре пьезометрические уровни устанавливаются почти всегда на одних и тех же отметках.

Согласно схеме гидроизопьез приведены напоры подземных вод юрских отложений. Эти напоры снижаются в западном и северо-западном направлении.

Расположенная за пределами восточных и юго-восточных границ Гиссаро-Зарафшанская горная система вырисовывается как область создания напоров юрского водоносного комплекса. Наиболее высокие уровни (до 380 м) отмечены на структуре Азляр-Тепе, а на поднятии Уч-Қыр они уменьшаются до 113 м. По данным В. Н. Корценштейна

(1962), средний градиент падения напоров составляет 0,9 м на 1 км. Однако анализ фактического материала показал, что падение напоров по площади происходит неравномерно, скачкообразно. Так, на участке Мамаджургаты — Кара-Баир градиент составляет 0,3 м/км, а на участке Мамаджургаты, Рометан — 1,5 м/км.

Причиной скачкообразного падения напоров, является, по-видимому, блоковое строение района и различные литолого-фациальные условия юрского водоносного комплекса.

На структурах Зеварды и Нишан, расположенных в зоне глубокого Бешкентского прогиба, под соляно-гипсовой толщей в карбонатных отложениях юры вскрыты минерализованные воды с аномальными избыточными давлениями на устье скважин от 114 ат (Зеварды) до 250 ат (Нишан). Температура воды в первом случае 90°, во втором — 100° С. Вода была пересыщена солями и при выходе из пласта в связи с разгрузкой давления дала осаждение солей, в обоих случаях закупоривших стволы скважин.

В работе И. В. Кушнирова (1965) дается объяснение причин происхождения аномально повышенных напоров. Ссылаясь на имеющиеся в литературе сведения, он объясняет, что при наличии мощного водопора, состоящего из практически водонепроницаемых кристаллических и пластических соленосных пород, исключающих распыленную разгрузку за счет геостатического давления, создаются аномально повышенные давления в водонасыщенном пласте.

Л. Е. Михайлов (1962), В. Н. Пашковский (1965) и другие произвели расчеты скорости движения юрских подземных вод по основным направлениям их движения. Расчеты сугубо ориентировочные, так как водопроницаемость пород изучена довольно слабо.

По данным расчетов можно сделать вывод, что движение подземных вод в водопроницаемых пластах юрских пород не превышает 4,3 мм в год, т. е. практически эти воды неподвижны.

По мнению В. Н. Корценштейна (1963), «воды юрских отложений находятся в состоянии движения. Область питания четко намечается на юго-востоке района, в зонах обнажения юрских отложений на юго-западных отрогах Гиссарского хребта». Большой перепад давлений в юрском водоносном комплексе, по мнению В. Н. Корценштейна, также может служить однозначным доказательством движения подземных вод, поскольку любые из возможных изменений минерализации и температуры пластовых вод не могут явиться причиной такого перепада напоров. Тем более при построении вводились поправки на плотность и температуру воды.

Фильтрационные свойства водосодержащих толщ юры изучены слабо. Имеются сведения о том, что дебиты скважин из отложений нижней и средней юры при снижении давления на 1 ат увеличивались на тысячные доли литров в секунду. Известняки верхнеюрских отложений характеризуются более интенсивной водоотдачей.

Подземные воды юрских отложений характерны своей высокой минерализацией, изменяющейся в значительных пределах — от 2,8 г/л (близ Зирабулак-Зиаэтинских гор) до 540 г/л (на структуре Керкидаг около ст. Самсоново Ашхабадской ж. д.).

Изменение степени минерализации подземных вод (рис. 48) идет с северо-востока на юго-запад к Каракульскому прогибу, т. е. от древних областей сноса к месту общего погружения этих отложений.

Некоторое опреснение подземных вод намечается в пределах Мубарекского поднятия на структуре Шурчи, где общая минерализация снижается до 15—20 г/л.

Воды юрского комплекса хлоридные кальциево-натриевые, реже хлоридные калиево-натриевые и магниево-кальциевые с минерализацией от 50 до 100 г/л.

Характерной чертой этих вод является очень низкое или почти полное отсутствие сульфатных и гидрокарбонатных ионов и наличие таких микрокомпонентов, как йод, бром и др.

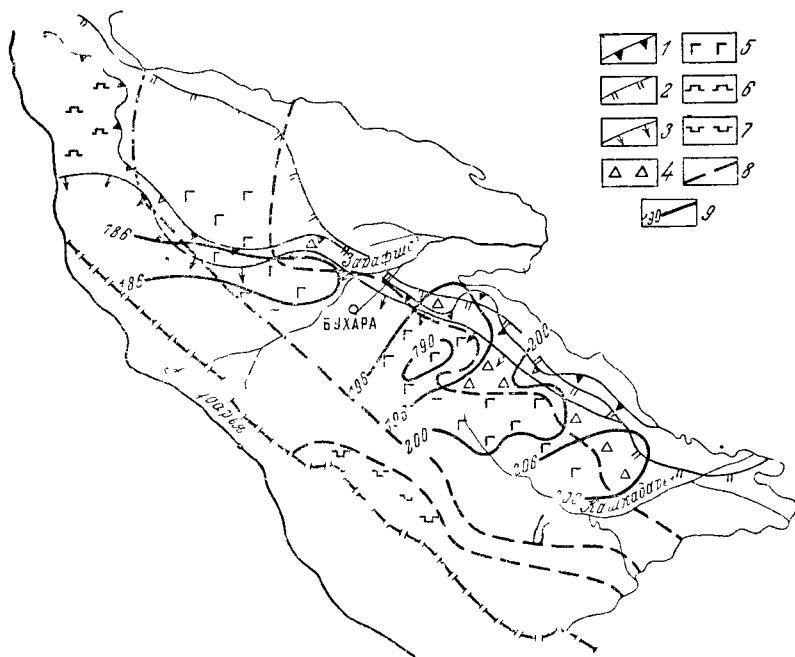


Рис. 48. Схематическая гидрохимическая карта водоносного комплекса юрских отложений.

Литолого-фациальные зоны: 1 — граница распространения континентальной вилеиской формации среднеюрских отложений (глины, алевролиты, песчаники, конгломераты с редкими прослоями известняков), 2 — граница распространения морской карбонатной формации верхнеюрских отложений (известняки с прослоями песчаников и глины); 3 — граница распространения лагуны соленосной формации верхнеюрских отложений (каменные и калийные соли, гипсы, ангидриты, глины, алевролиты с невыдержанными прослоями песчаных известняков).

Состав и минерализация подземных вод: 4 — сильносоленые (35—50 г/л) хлоридно-натриевые воды; 5 — слабые рассолы (35—100 г/л) хлоридного натриевого типа с повышенным содержанием Са; 6 — рассолы (100—200 г/л) хлоридного натриевого типа и хлоридного натриевого кальциевого типа; 7 — крепкие рассолы (<200 г/л) хлоридного кальциевого натриевого типа; 8 — граница между различными по составу и минерализации подземными водами; 9 — изобары — плоскость сравнения 1600 м (по данным Пашковского, 1965)

По результатам опробования газового состава юрского водоносного комплекса, приведенного в работах В. Н. Корценштейна (1961) и Л. Е. Михайлова (1962), видно, что воды юрских отложений около нефтяных и газовых скоплений содержат углеводородный газ (метан) с незначительным содержанием азота и углекислоты. По удалению от нефтегазовых залежей концентрация растворимого углеводорода значительно падает за счет замещения его азотом.

Большинство исследователей (Л. Е. Михайлов, В. Н. Пашковский, В. Л. Кудряков и И. В. Кушников), изучая условия формирования подземных вод юрского комплекса, пришли к выводу, что подземные воды данного комплекса в основном являются седиментационными, относящимися к гидродинамической зоне весьма затрудненного водообмена, и в какой-то мере заменены и разбавлены в современном инфильтрацион-

ном этапе лишь в пределах неширокой полосы близ горного обрамления. В пользу седиментационного характера этих вод говорит их высокая минерализация и изменение химического состава. Можно предполагать, что в настоящее время происходит процесс метаморфизации подземных вод и повышение концентрации солевого состава за счет растворения солей водоупорной толщи.

Подземные воды трещинной зоны палеозоя. В пределах артезиантского бассейна породы палеозойского возраста распространены повсеместно, являясь фундаментом вышележащей мезо-кайнозойской толщи. Водоносность их изучена редкой сетью разведочных скважин. Данные по ним приведены в табл. 6.

Таблица 6

Водоносность подземных вод трещинной зоны палеозоя

Водопункт (скв.)	Возраст	Интервал глубин, м	Формула Курлова
Южный Мубарек	Pz	1963—1701	$M_{28,3} \frac{Cl_{95}}{Na_{89} Ca_8}$
Джаркак	Pz	1275—1300	$M_{93,1} \frac{Cl_{99}}{Na_{73} Ca_{22}}$
Сарыташ	Pz	1453—1495	$M_{91,2} \frac{Cl_{97}}{Na_{72} Ca_{22}}$
Мамаджукарты	Pz	1534—1557	$M_{87,2} \frac{Cl_{97}}{Na_{70} Ca_{21}}$

Можно предполагать, что трещинные воды выветрелой зоны палеозоя имеют тесную гидрохимическую и гидродинамическую связь с водоносным комплексом вышележащих юрских отложений. Повсюду, где они контактируют с последними, степень минерализации и химический состав растворенных солей сходны между собой. Воды хлоридные натриево-кальциевые с содержанием йода и брома.

СЫРДАРЬИНСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Сырдарьинский артезианский бассейн расположен в пределах Казахской и Узбекской ССР. В настоящей работе описана только его юго-западная часть, находящаяся в пределах Узбекистана.

Бассейн ограничен на западе группой Устьюртских артезианских бассейнов, на востоке — Каратауским бассейном трещинных вод (за пределами республики) и Приташкентским артезианским бассейном, на юге — группой Нурата-Туркестанских бассейнов трещинных вод, а также Амударьинским артезианским бассейном, Центрально-Кызылкумской группой артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод. На севере бассейн уходит под Аральское море. Бассейн вытянут с запада на восток вдоль северной границы Узбекистана, полосой в 600—700 км.

Характерной особенностью рельефа является преимущественное развитие плоских аллювиальных дельтовых равнин рек Амударьи и Джанадарьи, северо-восточной части песчаной равнины Кызылкум и в меньшей степени предгорных пролювиальных равнин. Равнинность рельефа нарушается бессточными впадинами, котловинами (Улькенкарасор и др.) возвышенностями (Бельтау, Джаракудук, Кушканатау), буграми (Кы-

зылджар, Бузгуль, Учтаган, Джимуратау) и эоловыми формами — барханами, грядами и буграми.

Дельта Амударьи представлена пологоволнистой равниной, наклоненной на северо-запад, с абсолютными отметками от 100 м у начала дельты до 54 м у Аральского моря. Дельта пересекается многочисленными протоками, рукавами, сухими руслами и ирригационными капалами и дренами. Она состоит из 3 дельт: Присарыкамышской, Приаральской и Акчадарьинской. Вдоль сухих русел в результате перевевания аллювиальных песков развиты эоловые формы — барханы, бугры, гряды. Кроме эоловых в дельте Амударьи развиты суффозионные и карстовые, а также ирригационные формы рельефа.

Песчаная равнина Кызылкум имеет слабоволнистую равнинную поверхность с абсолютными отметками от 80 до 120 м, редко больше. На поверхности равнины широко развиты эоловые формы — барханы высотой 5—8 м, гряды, бугры, почти повсеместно закрепленные растительностью. Бессточные впадины и понижения весной заливаются водой, дно их занято такырами и солончаками.

Гидрографическая сеть представлена р. Амударьей, Аральским морем, озерами и каналами. Амударья заходит только своим низовьем. Ширина русла 600—3500 м. Скорость течения 2—4 м/сек, расходы в начале лета 3700—5700 м³/сек, в межень — 420—640 м³/сек. Уровни воды в реке максимальные 320—419 см, минимальные — в межень. Годовая амплитуда колебаний воды в реке составляет 1,5—2,0 м. Берега реки низкие, заболоченные, часто сливаются с поймой. Они непрерывно размываются, в связи с чем значительно перемещаются. Современная дельта р. Амударьи, начинающаяся от возвышенности Кызылджар, в паводок полностью на 0,3—0,5 м заливается водой. Вода в реке мутная, несет до 12 кг наносов на 1 км². Минерализация речной воды изменяется от 0,3 г/л в паводок до 0,7—0,8 г/л в межень. По составу вода весной гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриевая, в межень — хлоридно-сульфатная натриево-кальциевая.

Озера встречаются как в пойме реки, так и на аллювиальной равнине. Первые связаны с паводком (Судочье, Мошанкуль), а вторые образовались за счет сбрасывания паводковых вод по ирригационным каналам (Корп). Наиболее крупные ирригационные каналы — Кегейли, Кызкеткен, им. Ленина, Питняк-Арна, Таш-Сака с ветками Палван-Газават и Шават, Ургенч-Арна, Октябрь-Арна. Коллекторно-дренажная сеть построена только в последние годы, а до этого времени сбросовые воды скапливались в понижениях, заболачивали территорию и являлись одним из основных источников питания грунтовых вод и формирования их минерализации.

Климат района резко континентальный с высокими летними и низкими зимними температурами, незначительным количеством атмосферных осадков, большой сухостью воздуха и высокой испаряемостью. Среднегодовая температура колеблется от 12,3° до 10° С. Характерно для района небольшое количество атмосферных осадков — от 79 мм на ст. Хива до 108 мм на ст. Кунград. Почти половина осадков приходится на весенние месяцы, около трети — на зимние и остальные — осенью и летом. По данным М. М. Крылова, в грунтовые воды поступает весной до 20 мм осадков.

В геологическом строении региона принимает участие мощная толща мезо-кайнозойских осадочных пород, залегающих на сложноскладчатом фундаменте, сложном породами палеозоя.

Породы палеозойского возраста на дневную поверхность не выходят. Они вскрыты многими скважинами на глубинах от 400 до 1200 м. Возраст их датируется от силура до карбона включитель-

но. Эти отложения сложены конгломератами, гравелитами, алевролитами, кремнистыми сланцами и карбонатными породами, прорванными гранитами, гранодиоритами и порфирами.

Юрские отложения имеют спорадическое распространение: они сосредоточены преимущественно на севере, в зонах сравнительно глубокого погружения фундамента, и представлены серыми алевролитами, песчаниками, алевролитистыми глинами с прослоями песчаников и глин. Общая их мощность составляет 232 м. Меловая система представлена нижним и верхним отделами.

Нижнемеловые отложения (неокомский надъярус, аптский и альбский ярусы) залегают с размывом на отложениях юры и большей частью несогласно — на палеозое. Они обнажаются в предгорной части хр. Султануиздаг и, кроме того, вскрываются многочисленными скважинами на глубинах 300—1150 м. Отложения представлены переслаивающейся толщей алевролитов, глин, песчаников, реже гравелитов и конгломератов. Максимальная мощность пород достигает 540 м, в восточном же направлении происходит весьма заметное сокращение мощности и выклинивание неокомских и аптских отложений.

Верхнемеловые отложения широко распространены на всей территории района. Они залегают на нижнемеловых образованиях или несогласно на палеозое. По литологическому составу эта толща наиболее выдержанная, в ней выделяются сеноманский, туронский ярусы и сенонский надъярус. Отложения верхнего мела обнажаются в низовьях Амударьи в пределах отдельных останцовых возвышенностей, а также на дне и по бортам ряда бессточных котловин. Они вскрываются скважинами в интервале от нескольких до 450 м. Представлены пестроцветными серыми и зеленовато-серыми песчаниками, переслаивающимися с глинами, алевролитами, реже конгломератами, гравелитами, ракушняками, известняками. Мощность увеличивается с востока на запад-северо-запад от 250 до 570 м.

Палеогеновые отложения развиты широко. Их отличительной чертой является устойчивый литологический состав, преимущественно глины и мергели. Лишь местами в олигоцене встречаются прослойки песчаников, а палеоцен на западе представлен известняками и песчаниками.

Неогеновые отложения (плиоцен) с резким угловым несогласием залегают на различных горизонтах более древних пород. Представлены они лачкой переслаивающихся слабо сцементированных песчаников, алевролитов, глин, конгломератов с глинистой галькой. Характерная особенность отложений — непостоянство литологического состава. Мощность их колеблется от 20 до 80 м.

Четвертичные отложения широко распространены на всей территории бассейна. Разрез характеризуется песчано-глинистыми породами, среди которых по генетическим признакам выделяются аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, эоловые, морские и менее распространенные — делювиальные, элювиальные и озерные. Мощность колеблется от нескольких до 100—150 м.

Рассматриваемый район расположен в пределах эпигерцинской платформы. Отличительной его чертой является наличие двух структурных этажей — нижнего складчатого фундамента, сложенного мощной толщей сильнодислоцированных пород палеозойского возраста, и верхнего осадочного чехла, представленного сравнительно маломощными слабодислоцированными породами мезозоя и кайнозоя.

В геоструктурном отношении бассейн представляет собой часть эпигерцинской платформы и приурочен к Сырдарьинской синеклизе. Синеклиза характеризуется сложным строением. Здесь по палеозою выделя-

ются Ергашкудукская (Восточнокызылкумская) впадина, Северо-Восточнокызылкумский и Приаральский (Тахтакупырский) прогибы.

Наиболее крупными положительными структурами рассматриваемого района являются Амударьинский вал, Мазартюбинский выступ, Бузгульский вал и Аккалинский выступ.

В гидрогеологическом отношении рассматриваемый район представляет собой юго-западную часть сложного Сырдарьинского бассейна.

В пределах отрицательных структур в узбекской части бассейна выделяются три артезианских бассейна второго порядка: Восточнокызылкумский (Ергашкудукский), Северокызылкумский и Приаральский (Тахтакупырский). Они характеризуются различной глубиной залегания фундамента и в связи с этим различными мощностями и количеством водоносных горизонтов и комплексов.

Гидрогеологический разрез в пределах района характеризуется развитием поровых грунтовых вод четвертичных и неогеновых отложений, межпластовых артезианских вод мела и юры и трещинных вод палеозоя. Причем грунтовые воды отделяются от напорных региональным водупором.

В районе выделяются следующие водоносные и водоупорные горизонты и комплексы:

Водоносный горизонт четвертичных морских отложений (mQ_1) распространен по берегу Аральского моря в полосе шириной от 0,5 до 4,0 км. Водоносные породы представлены песками мелкозернистыми загипсованными с прослоями глин и соли. Общая мощность песков не превышает 10 м. Глубина залегания грунтовых вод варьирует от 0 до 5,0 м, увеличиваясь с удалением от берега. В прибрежной зоне подземные воды местами выклиниваются и образуют болота и соленые озера. Водообильность пород небольшая. Дебиты скважин и колодцев колеблются от 0,02 до 0,4 л/сек при понижении от 0,3 до 2,6 м.

Воды морских отложений сильно соленые до рассолов. Минерализация их колеблется от 35 до 100 г/л. По типу они хлоридные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые. Питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, подтока подземных вод со стороны аллювиальной равнины и подпитывания Аральским морем.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиальных отложений (alQ) распространен в пределах современной Приаральской и древних Присарыкамышской и Акчадарьинской дельт Амударьи. По возрасту здесь имеются отложения от современных до среднечетвертичных. Водоупорные породы представлены толщей песчано-глинистых аллювиально-дельтовых отложений. Породы часто сменяют друг друга как по горизонтали, так и по вертикали. В нижней части разреза преобладают серые мелко- и тонкозернистые пески с редкими прослоями глин и супесей. Верхняя часть разреза, примерно на глубину до 10 м, представлена суглинками, супесями с редкими тонкими прослоями и линзами песков. Только сухие русла Амударьи — староречья Дарьялык, Даудан, а также участки, прилегающие к современному руслу р. Амударьи, сложены серыми мелко- и тонкозернистыми песками с подчиненными прослоями супесей и суглинков. Понижения между руслами сложены глинами. Мощность аллювиальных отложений изменяется в широких пределах — от 20 до 140 м, в среднем она равна 40—60 м. Водосодержащие породы повсеместно залегают на песчаных отложениях верхнего плиоцена, воды которого гидравлически связаны с водами аллювиального комплекса. Там, где плиоценовые отложения отсутствуют, аллювий Амударьи ложится на более древние образования.

В понижениях, в зоне влияния р. Амударьи, магистральных и оросительных каналов и на орошаемых площадях, глубина залегания грун-

товых вод находится в пределах от 0 до 3 м. Зимой, когда подача воды в каналы прекращается, уровень грунтовых вод постепенно снижается от 2 до 5 м, а рельеф его выполаживается. По мере удаления от р. Амударьи, каналов и орошаемых площадей глубина залегания грунтовых вод возрастает от 5 до 10 м. Наибольшей глубины (от 10 до 20 м и более) уровни достигают в полосе, примыкающей к чинку Устюрт и северо-восточнее Кушканатау, а также в пределах Акчадарьинской дельты. Режим уровней определяется режимом поверхностного стока и орошения. Это объясняется быстрой передачей гидростатического давления, оказываемого рекой или каналами на грунтовые воды. По данным Б. М. Георгиевского, ширина зоны гидростатического влияния реки 1,5—2,0 км, вдоль магистральных каналов, вскрывающих пески, 1,2—1,7 км. Максимальная амплитуда колебаний уровня наблюдается на орошаемых участках и на площадях, примыкающих к р. Амударье и каналам, в период летних паводков и зимних заторов. Исключением являются районы влияния сбросных вод, где уровни воды повышаются во время зимних промывных поливов.

Как видно из рис. 49, направление потока грунтовых вод вниз по течению реки наблюдается с юго-востока на северо-северо-запад и север. Уклоны равны 0,001—0,002.

Фильтрационные свойства пород характеризуются следующими величинами: коэффициенты фильтрации для песков 0,8—30,2 м/сутки, для супесей — от 0,052 до 1,1 м/сутки, а для суглинков еще меньше — 0,018—0,035 м/сутки. Дебит скважин изменяется от 0,1 до 1,5 л/сек, реже 2—3 л/сек при понижениях до 1,5 м.

Различие фильтрационных свойств пород в вертикальном разрезе способствовало образованию нескольких водоносных прослоев, которые благодаря отсутствию водоупора гидравлически связаны между собой.

Затрудненность подземного стока, неглубокое залегание грунтовых вод, расходование их на испарение и транспирацию в условиях аридного климата привели к развитию процессов континентального засоления и обусловили образование соленых хлоридных натриевых вод. Опресняющее действие Амударьи сказывается в узкой полосе вдоль Амударьи на глубину 15—20 м. Минерализация грунтовых вод изменяется от 0,5 до 100 г/л и более. Местами вблизи каналов формируются линзы пресных вод, имеющие большое практическое значение для водоснабжения населенных пунктов Шаббаз, Турткуль, Бируни, Чимбай, Караузьяк и др. Искусственное орошение земель обусловило перераспределение минерализации воды. В зоне влияния реки и каналов минерализация грунтовых вод мало отличается от минерализации поверхностных вод, в общем она не превышает 3—4 г/л. По типу воды гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые — в паводок, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые — в межень. С удалением от поверхностных водотоков минерализация равна 5—10 г/л, а на неорошаемых площадях — 70 г/л и более. Максимальная минерализация, как это видно из гидрогеологической карты (прилож. 1), наблюдается близ чинков Устюрта, в районе южного склона Бельтау и на северо-востоке — Кушканатау. Вдоль сухих русел минерализация изменяется от 1 до 15 г/л. По типу воды хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные, натриево-кальциевые и магниевые. На побережье минерализация достигает 100 г/л. По типу воды хлоридно-сульфатные натриево-магниевые. Наиболее высокая минерализация воды наблюдается в верхней части водоносного комплекса на глубине 2—4 м. С глубиной опресняющее действие реки и каналов возрастает. Наименьшая минерализация (0,4—0,6 г/л) наблюдается на глубине 10 м. На орошаемых землях, наоборот, минерализация увеличивается с глубиной, так как вегетационные и про-

мывочные поливы оказывают опресняющее действие только на верхнюю часть водоносного комплекса.

Гидрохимический режим грунтовых вод формируется также за счет привноса растворимых веществ, содержащихся в поверхностных водах Амударьи, а также в грунтах.

По данным П. А. Летунова, химический состав растворимых веществ, приносимых Амударьей, составляет 14,95% от твердого стока.

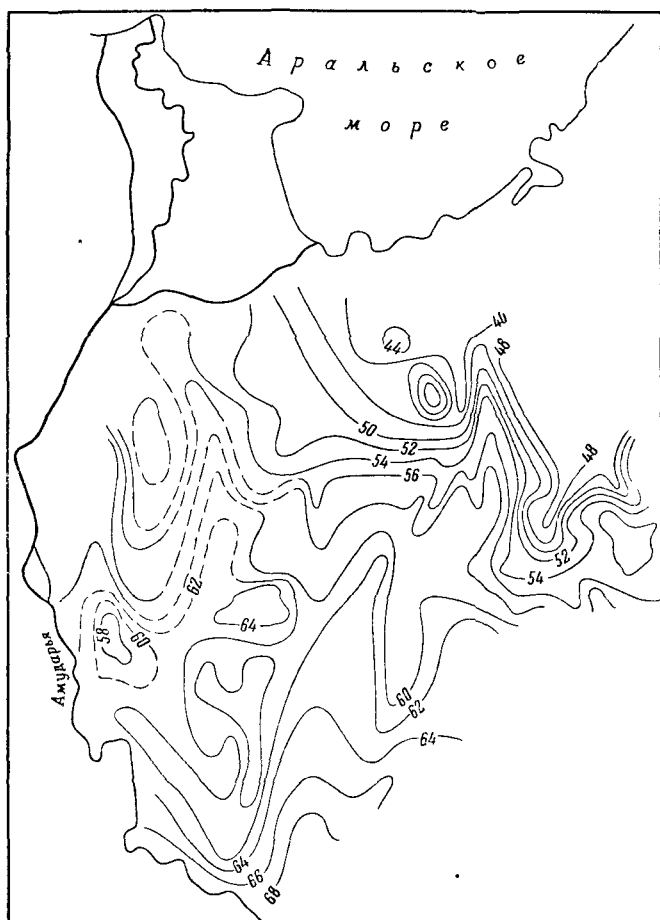


Рис. 49. Схематическая карта гидроизогипс правобережья низовьев Амударьи на период октябрь — декабрь 1953 г.

Две трети стока представлены карбонатом и сульфатом кальция, оставшая часть хлористым натрием и магнием, сернокислым магнием и натрием. Много солей в грунтовые воды поступает из грунтов. Испарение способствует переходу гидрокарбонатной воды в сульфатную и далее — в хлоридную.

Режим химического состава грунтовых вод меняется по сезонам года. С повышением уровня грунтовых вод в период их питания на орошаемых площадях и вблизи рек минерализация уменьшается. При снижении минерализации уменьшается количество ионов сульфата, хлора, натрия и калия.

Эта закономерность не всегда выдерживается. Так, например, встречаются воды с плотным остатком до 1 г/л, по типу хлоридные. Это мож-

но объяснить разбавлением пресных гидрокарбонатных вод хлоридными.

Питание грунтовых вод происходит в основном за счет поверхностных вод р. Амударьи. По данным М. М. Крылова, из Амударьи на протяжении 1 км в год фильтруется около 1,5 млн. м^3 воды. Наиболее интенсивное питание происходит в паводок. Максимальная фильтрация воды из каналов наблюдается после чистки от заиления, а также на участках, сложенных песком. Дополнительное питание грунтовые воды получают во время поливов, в период вегетации. В осенне-зимний период грунтовые воды получают питание за счет атмосферных осадков. Во время ливней атмосферные осадки стекают в понижения и образуют линзы пресных вод. Частичное питание грунтовых вод осуществляется за счет конденсации паров при резкой смене температуры днем и ночью.

Расходование грунтовых вод благодаря затрудненному стоку и климату идет главным образом на испарение и транспирацию растениями. Максимальное испарение наблюдается с апреля по сентябрь, когда самые высокие температуры и высокий уровень стояния грунтовых вод.

Незначительное расходование грунтовых вод осуществляется за счет подземного стока в стороны неорошаемых земель и в направлении общего стока. По данным М. М. Крылова, для Хорезмской области подземный сток со всей Присарыкамышской дельты (кроме староречий) составляет 90—95 $\text{м}^3/\text{ч}$, а для староречий ДAUDANA и ДАРЬЯЛЫКА 400—450 $\text{м}^3/\text{ч}$. Расходование грунтовых вод за счет выклинивания наблюдается в чашах наиболее глубоких озер, в южной части Хорезмской области на севере Приаральской дельты, в районе подпора грунтовых вод солеными водами Аральского моря.

Как указывалось выше, вдоль каналов в полосе шириной 50—100 м и вблизи реки наблюдают пресные линзы, формирующиеся в результате фильтрации пресных поверхностных вод. Они образуются в местах пересечения поверхностными водотоками аллювиальных отложений, представленных песками мощностью до 40 м, на некоторых участках, перекрытых супесями и суглинками, мощностью не более 2—3 м. Пресные линзы формируются при условии, когда уровень воды в канале выше уровня грунтовых вод. Пресные воды давят на соленые и оттесняют их вниз и в стороны от канала и реки. Гидродинамическое влияние в вертикальном разрезе почти всегда доходит до водоупора. Эти линзы имеют неправильную форму как по вертикали, так и по горизонтали. Ширина полосы изменяется по обе стороны от водотока от 10 до 800 м, длина 1500—3000 м. Мощность опресненного слоя от 10—20 до 40—50 м. Фильтрация воды из каналов находится в прямой зависимости от фильтрационных свойств пород.

Наиболее благоприятные условия для образования пресных линз в районе староречий и наиболее крупные выявленные линзы: Нукуская, Бирунийская, Есымская, Ханкинская, Алтынкульская, Ходжейлинская, Тахиаташская, Кунградская, Халкабадская, Шуманайская, Чимбайская, Кара-Узьяская, Турткульская, ШАББАЗСКАЯ.

Водоносный комплекс плиоценовых отложений (N_2) распространен почти повсеместно. Водовмещающие породы представлены переслаивающейся толщей песков, слабopочных песчаников, глин, местами конгломератов. Характерным является невыдержанность слоев по простиранию и частая смена литологических разностей пород в горизонтальном и вертикальном направлениях. Подземные воды приурочены к прослоям и линзам песков и песчаников мощностью от 0,5 до нескольких метров. Воды в большинстве случаев — безнапорные, мощность всей толщи 100—200 м.

Водоносный комплекс почти везде залегает первым от поверхности. Только в дельте Амударьи он перекрыт водоносным комплексом четвер-

тичных аллювиальных отложений и гидравлически с ним связан. В Кызылкуме водоносный комплекс перекрыт толщей безводных эоловых песков. Глубина залегания уровня на большей части территории изменяется от 20 до 50 м, в Восточно-Кызылкумском бассейне, на границе с Центральным Кызылкумом, — 50—100 м. В прибрежной зоне Аральского моря глубина залегания грунтовых вод менее 20 м.

Коэффициент фильтрации песков и песчаников изменяется от 1,2 до 6,8 м/сутки, дебиты от 0,1 до 2,5 л/сек при понижении от 1 до 4 м. Удельные дебиты составляют 0,4—2,5 л/сек.

Воды комплекса в основном пресные и слабосолоноватые, в восточной и северной частях района — пресные (до 1 г/л) гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые. Солоноватые воды (1—3 г/л) хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные натриевые. По мере движения на запад и юго-запад минерализация увеличивается от 3 до 10 г/л, а воды становятся хлоридными и натриевыми.

Питание водоносного комплекса идет различными путями, частично за счет рек Амударьи и Сырдарьи, как это видно по направлению гидроизогипс на гидрогеологической карте, и за счет атмосферных осадков, конденсации паров и подтока воды из нижележащих горизонтов. Разгрузка происходит частично в долины рек, Центральный Кызылкум и в виде подземного стока в солончаковые понижения.

Водоносный комплекс используется для водопоя отар овец и для водоснабжения мелких населенных пунктов.

Водоносный комплекс олигоценовых отложений (Pg₃). Отложения олигоцена в пределах Сырдарьинского бассейна представлены двумя пачками, отличными по своему литологическому составу. Нижняя состоит из загипсованных глин и алевролитов и представляет собой водопупор, верхняя — характеризуется песчаниками с редкими прослоями алевролитов и конгломератов. Мощность ее изменяется от 80 до 150 м и увеличивается по мере удаления от крупных положительных структур. Значительное сокращение мощности, до 20 м происходит за счет смыва верхних слоев.

В пределах крупных синклинальных прогибов верхняя пачка фациально замещается плотными алевролитами и глинами, олигоцен здесь безводный. Водосодержащими являются мелкозернистые песчаники верхней пачки, распространенные только в Северо-Восточном Кызылкумском бассейне.

В подошве водоносного комплекса залегают водоупорные глины нижней пачки, а на структурно-приподнятых участках, где эти глины замещаются песчаниками, водоупором служит мощная толща глин эоцена.

На значительной территории района (Кызылкум) в кровле водоносного горизонта залегают водоносные отложения верхнего неогена, представленные главным образом песчаниками и реже глинами. В таких случаях оба водоносных комплекса между собой гидравлически связаны.

Глубина залегания кровли водовмещающих песчаников весьма непостоянна и изменяется от 2 до 120 м, в зависимости от глубины древнего эрозионного вреза.

Водообильность комплекса очень слабая. Дебиты водопунктов измеряются десятками и сотыми долями литров в секунду при понижениях на 5—6 м. Увеличение дебитов водопунктов отмечено на тех участках, где водоносные комплексы олигоцена и плиоцена гидравлически связаны. Дебиты колодцев здесь достигают 1 л/сек и более.

Подземные воды пестрые как по степени минерализации, так и по типам. Минерализация колеблется от 0,6 до 14,7 г/л. Наряду с хлорид-

но-сульфатными и сульфатно-хлоридными водами встречаются, как исключение, гидрокарбонатно-сульфатные. В пределах Восточно-Кызылкумского бассейна наибольшим распространением пользуются сульфатно-хлоридные, натриево-кальциевые и натриево-магниевые воды. Менее широкое распространение имеют хлоридно-сульфатные и гидрокарбонатные воды.

Повышенная минерализация и содержание сульфатов в воде объясняется наличием в комплексе прослоев загипсованных глин и алевролитов.

Основным источником питания водоносного комплекса являются атмосферные осадки, выпадающие главным образом в осенне-зимнее время. Атмосферные осадки просачиваются через золотые пески на участках близкого залегания водосодержащих пород. Воды данного горизонта используются главным образом для водопоя скота и реже для питья.

Водоупорный горизонт эоцена (Pg_2). Под водоносными комплексами олигоцена и плиоцена залегает толща зеленых глин и мергелей с незначительными прослоями песчаников.

Мощность всей водоупорной толщи палеогена, перекрывающей нижележащую водоносную толщу мела, достигает 180 м. Сокращение мощности водоупорной кровли до 40—60 м происходит в сводах положительных структур и на дне бессточных котловин. В северо-западной части района мощность водоупорной кровли увеличивается за счет монолитных алевролитистых известняков сенона. Поэтому отсутствие палеогена в этом районе не изменяет общих гидродинамических условий. Контур распространения палеогенового водоупора показан на гидрогеологической карте (см. приложение).

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений (Cg_2). Породы верхнего мела распространены на всей изученной территории района. Ввиду мелкого масштаба карты на ней показан объединенный водоносный комплекс верхнемеловых отложений. Однако имеющиеся материалы позволяют в тексте дать раздельное описание подземных вод сенона, турона и сеномана в пределах Южно-Приаральского артезианского бассейна и сенон-турона (совместно) и сеномана — в Восточно-Кызылкумском артезианском бассейне.

Подземные воды сенонского надъяруса (Cg_2^{Sn}). Отложения сенона распространены повсеместно. К северу и северо-западу от хр. Букантау, Джетымтау и Султануиздага на незначительных площадях они перекрыты четвертичными отложениями и лишь местами выходят на дневную поверхность.

На границе с Мынбулакским и Базаубайским артезианскими бассейнами породы сенона почти полностью перекрыты неогеновыми и частично золотыми отложениями; севернее г. Нукуса в пределах Амударьинского тектонического вала — аллювием долины р. Амударьи; на остальной территории сенон залегает под региональным водоупором палеогена.

Отложения сенона представлены мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями тонкозернистых песчаников, переходящих в алевролиты. Глины встречаются в виде весьма выдержанных пластов мощностью не более 5 м. В северо-западной части бассейна, западнее линии разлома Амударьинского тектонического вала, несколько южнее возвышенности Кушканатау, а также в пределах Восточного Кызылкума сенонские терригенные отложения полностью замещаются карбонатными фациями. Мощность песчано-глинистой пачки сенона от 30 до 70 м, а карбонатной — от 40 на востоке до 160 м на северо-западе.

Верхняя граница водовмещающих пород проходит по подошве либо мергелистых известняков сенона, либо мергелей и глин нижнего эоцена. В пределах Восточно-Кызылкумского бассейна водоупорное перекрытие между отложениями сенона и палеоцена либо отсутствует, либо имеет незначительную мощность и в таких случаях между водами сенона и палеоцена существует гидравлическая связь. На гидрогеологической карте они выделяются как единый водоносный комплекс.

В Южно-Приаральском артезианском бассейне алевролитистые известняки сенона плотные, безводные, служат верхним водоупором; в Восточно-Кызылкумском артезианском бассейне эти известняки сильно трещиноватые и водообильные.

Максимальное погружение кровли водоносного горизонта (650 м) отмечено в районе Казакдарьинского и Талдынского прогибов и к северу от гор Букантау. Минимальная глубина залегания кровли (40—80 м) зафиксирована в сводах положительных структур. На большей части территории водоносный горизонт вскрывается скважинами в интервалах 120—220 м. Горизонт содержит в основном высоконапорные воды. Абсолютные отметки пьезометрического уровня уменьшаются с востока на запад: от 220 до 60 м (Аральское море). Глубина залегания установившегося уровня уменьшается по мере удаления от гор — от 100 м до 0 м. В пределах Приаральского артезианского бассейна наблюдается самоизлив (10—35 м выше поверхности земли). Производительность самоизливающихся скважин изменяется в зависимости от величины напора от 14 до 25 л/сек. Удельные дебиты колеблются от 0,5 до 5 л/сек.

Минерализация подземных вод сенона изменяется в весьма незначительных пределах — от 0,6 до 2,6 г/л и более. По типу воды хлоридно-сульфатные, реже сульфатно-хлоридные натриевые.

Подземные воды турон-сенонских отложений ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$). В Восточно-Кызылкумском артезианском бассейне, а также вблизи Амударьинского тектонического вала водоупор между породами турона и сенона отсутствует.

Породы турон-сенона представлены переслаивающейся толщей песчаников, глин, алевролитов, известняков и мергелей. В Восточно-Кызылкумском бассейне мощность турон-сенонских отложений значительна и достигает 265 м, а средняя мощность изменяется от 130 до 200 м.

Среди пород турона и сенона водонепроницаемые глинистые прослои не выдержаны по простиранию и не мешают свободному водообмену.

Турон-сенонские отложения залегают на алевролитах и глинах сеномана, иногда замещаются песчаниками, что обуславливает гидравлическую связь между водами турон-сенона и сеномана. Абсолютные отметки кровли изменяются от 360 до 440 м. Наименьшие глубины залегания водоносного горизонта (до 100 м) приурочены к крыльям брахиантиклиналей. Благодаря наличию водоупорной кровли палеогена воды напорные, на отдельных участках — самоизливающиеся. За восточной границей республики в пределах возвышенности Карак-тау (казахская часть бассейна) имеются родники с дебитом до 0,9 л/сек. Отдельные скважины фонтанируют с дебитом до 21 л/сек. Режим дебитов скважин постоянный.

Воды турон-сенонских отложений в основном пресные. Минерализация изменяется от 0,9 до 1,9 г/л. Наименьшую минерализацию имеют воды из водопунктов, расположенных в пределах местных областей питания. По типу воды сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые, в отдельных водопунктах сульфатно-гидрокарбонатные натриевые.

Подземные воды турона (Ca^{2+}) распространены в Приаральском артезианском бассейне. Выходы отложений турона на дневную по-

верхность зафиксированы в предгорьях гор Букантау, Джетымтау и Султануиздаг, вдоль границы с Мынбулакским артезианским бассейном и по Амударьинскому тектоническому валу.

Турон представлен преимущественно мелко- и тонкозернистыми песчаниками, переходящими в зонах глубоких прогибов в глинистые песчаники и алевролиты. Песчаные слои мощностью 15—100 м переслаиваются с алевролитами и глинами, мощность которых не превышает 10 м. Общая мощность отложений турона изменяется от 146 до 250 м, а мощность водосодержащих песчаников — от 70 до 200 м.

Кровлей водоносного горизонта служат глины турона, мощность которых не превышает 10—15 м. Они вскрываются на глубинах 300—380 м. В сводах отдельных положительных структур кровля турона залегает на глубине 120—150 м. В северо-западной части бассейна (левобережье Амударьи) кровлей туронского водоносного горизонта служит пачка сенонских известняков.

В подошве водоносного горизонта прослеживаются красноцветные алевролиты и глины, венчающие разрез сеномана. До меридиана западной оконечности гор Букантау глубина залегания установившегося уровня изменяется от 5 до 40 м. Далее к запад-северо-западу средняя величина уровня над поверхностью земли изменяется от 10 до 20 м и достигает 33 м. В западной части района, в области разгрузки, уровни не превышают 1,5 м над поверхностью земли. Абсолютные величины пьезометрического уровня изменяются с востока на запад от 220 до 60 м.

Коэффициент фильтрации пород изменяется от 1,5 до 7 м/сутки. Производительность самоизливающихся скважин изменяется от 5 до 27 л/сек. Удельный дебит почти во всех скважинах в среднем составляет 1 л/сек.

Общее увеличение минерализации (от 0,5 до 2,6—3,8 г/л) происходит с востока на запад по направлению движения основного потока подземных вод. По типу воды хлоридно-сульфатные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые.

В предгорьях Султануиздага скважины вскрывают воды с минерализацией до 8 г/л, по типу воды хлоридные натриевые. Севернее гор минерализация заметно понижается и не превышает 5 г/л. В химическом составе воды происходит сдвиг в сторону увеличения содержания сульфатов, однако хлор еще заметно преобладает. В катионном составе изменений не отмечено. По мере продвижения еще далее на север минерализации подземных вод еще более снижается. Уменьшение минерализации наблюдается также в пределах местного очага разгрузки — Улькен-Карасор.

Как следует из вышеприведенных данных, от местной области питания (горы Султануиздаг) по мере движения соленых вод на север минерализация воды заметно уменьшается. Это происходит благодаря переливу более пресных вод в водосодержащие породы турона по разлому, ограничивающему Султануиздагский массив с севера. В предгорьях хребтов Букантау и Джетымтау не существует резкого перехода — от гор движутся воды с минерализацией до 3 г/л, а на территории Северо-Кызылкумского артезианского бассейна преобладают подземные воды с плотным остатком до 2 г/л.

Подземные воды сеномана ($Ст_2^{cm}$). Отложения сеноманского яруса распространены повсеместно. Обнажаются они на юге и востоке узкой полосой в подножии гор Букантау и Джетымтау, на юго-западе — в предгорьях гор Султануиздаг, на западе — в ядре Кызылджарской структуры. Отложения этого яруса представлены чередованием мелко- и среднезернистых песчаников с алевролитами, гравелитами, конгломератами, реже глинами. От восточной границы бассейна на за-

пад отмечается заметное уменьшение грубообломочного материала, разрез становится более устойчивым. Песчаники характеризуются однородным составом, мощность прослоев алевролитов и глин значительно сокращается с востока на запад-северо-запад. Общая мощность отложений сеномана колеблется от 100 до 180 м. Водоносными являются песчаники и крупнозернистые алевролиты мощностью от 8 до 116 м. Подземные воды сеномана наиболее полно изучены в Приаральском артезианском бассейне. Здесь в кровле водоносных пород сеномана залегает весьма выдержанный слой относительно водоупорных буро-красных алевролитов и глин. Глубина залегания кровли в зависимости от геоструктурного положения изменяется главным образом от 450 до 500 м и, как исключение, в интервале 350—380 м. В подошве залегают буро-красные глины и алевролиты альбского возраста.

Все скважины в северной части бассейна фонтанируют. Величина напора над поверхностью земли соответствует напору подземных вод сенона и турона. Закономерности падения абсолютных отметок пьезометрических уровней с востока на запад также сохраняются. Коэффициент фильтрации колеблется от 3,8 до 7,2 м/сутки. Дебиты скважин изменяются от 0,3 до 20 л/сек. Удельный дебит большинства скважин равен 0,8 л/сек.

Минерализация вод сеномана в большинстве скважин превышает величину минерализации подземных вод турона и сенона. Величина ее от 1,5 до 4,0 г/л. По типу воды хлоридно-сульфатные натриевые.

Питание верхнемелового водоносного комплекса происходит извне за счет регионального потока, идущего с северо-западных отрогов Тянь-Шаня, где отложения верхнего мела обнажаются на довольно большой площади. Кроме того, питание происходит за счет подтока подземных вод палеозоя по разрывным зонам. Особенно отчетливо влияние пресных вод, связанных с Амударьинским разломом, наблюдается по скважинам, расположенным в 8—10 км к западу от разлома — южнее Аральского моря.

Воды палеозоя пресные и имеют высокую температуру. Поэтому в скважинах, расположенных вблизи разломов, отмечаются воды более пресные, чем на остальной площади. Если для всего комплекса в целом характерны воды с температурой 24—28°, то вблизи разлома температура повышается до 37°С.

Разгрузка комплекса происходит вдоль Амударьинского вала в виде источников и в р. Амударью, Аральское море, а также за счет подпитывания водоносных комплексов олигоцена, плиоцена и четвертичных отложений. Местными областями разгрузки являются бессточные котловины, расположенные на крыльях положительных структур. Последние разбиты трещинами растяжения и локальными разломами, по которым подземные воды движутся к поверхности земли. Дно котловин сложено глинами и занято солончаками, образовавшимися за счет выклинивания подземных вод.

Водоносный комплекс имеет огромное практическое значение и используется как источник водоснабжения пастбищ.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений (С_{г1}) изучен только в пределах Приаральского артезианского бассейна. Литологически характеризуются переслаиванием песчаников, алевролитов и реже глин. В разрезах большинства скважин преобладают песчаники. Алевролиты и глины встречаются преимущественно в подошве и кровле. Песчаники мелко- и тонкозернистые. Мощность их изменяется в широких пределах — от 28,7 до 750 м. Глубина залегания кровли во многом зависит от структурного положения и в некоторой степени — от рельефа. В кровле

залегают красноцветные алевролиты и глины мощностью до 10 м. Вскрываются они на глубинах 450—650 м.

Абсолютная отметка пьезометрического уровня подземных вод изменяется от 60 до 95 м. Падение напоров происходит с востока на запад. Большинство скважин, вскрывших нижний мел, фонтанируют. Величина напора над поверхностью земли от 1,5 до 18 м. Температура воды нижнего мела от 24 до 42° С. Коэффициент фильтрации изменяется от 1,5 до 4,2 м/сутки. Производительность скважин при самоизливе достигает 10 л/сек, удельные дебиты — от 0,6 до 1 л/сек.

Дебит скважины на п-ове Муйнак из неокомского надъяруса составил 0,05 л/сек при понижении на 12 м. Минерализация подземных вод нижнего мела изменяется от 3—10 г/л на юго-востоке Приаральского артезианского бассейна до 150 и более — на северо-западе. Воды хлоридно-натриевые, с повышенным содержанием кальция. На п-ове Муйнак в воде отмечено повышенное содержание брома.

По своему химическому составу воды альбского горизонта хлоридно-сульфатно-натриевые. Воды апта хлоридно-натриевые, а воды неокома — хлоридно-натриевые с повышенным содержанием кальция. В них имеется бром в количестве 25 мг/л.

Питание нижнемелового водоносного комплекса происходит за счет атмосферных осадков и весьма затрудненного перелива трещинных вод палеозоя по разрывным зонам. Разгрузка осуществляется за счет перелива в вышележащие горизонты.

Водоносный комплекс юрских отложений (J). Отложения юрского возраста имеют ограниченное площадное распространение в пределах Приаральского артезианского бассейна и вскрыты на глубинах 1050—1150 м. Они представлены преимущественно песчаниками вскрытой мощностью 20—40 м.

Водоносность юрских отложений не изучена.

За пределами Сырдарьинского артезианского бассейна, в Амударьинском бассейне и на Устюрте юрские отложения содержат высоконапорные сильносоленые воды с минерализацией до 100 г/л и более.

По химическому составу воды хлоридные натриевые с повышенным содержанием йода и брома.

УСТЮРТСКАЯ ГРУППА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Устюртская группа артезианских бассейнов занимает обширную территорию плато Устюрт.

В настоящем томе дается описание восточной части Устюрта, в пределах административных границ Узбекской ССР. Естественной морфологической границей плато являются его обрывистые склоны — «чинки». На востоке Устюрт ограничивается Аральским морем и Сырдарьинским артезианским бассейном. Плато Устюрт на юге (от мыса Хан-Тенгри) граничит с Сарыкамышской впадиной.

Рельеф плато Устюрт характеризуется очень пологой волнистой поверхностью, нарушаемой замкнутыми впадинами — понижениями, отделяющимися друг от друга почти незаметными в рельефе возвышенностями — водоразделами.

Здесь выделяются три основных понижения: на севере — Северо-Устюртское, в центральной части — Барса-Кельмесское и на юге — Ас-сакеаудан-Сарыкамышское, отделяющиеся друг от друга Актумсукским и Карабаурским увалами. Максимальные абсолютные отметки поверхности приурочены к Карабаурскому валу и достигают +330 м при средних отметках плато около +200 м, а минимальные — к понижениям (Се-

веро-Устьюртское от +50 до +70 м, Барсакельмесское +65 м и Ассакеауданское +27 м).

Плато Устьюрт, благодаря обрывистым крутым склонам — чинкам, возвышающимся над окружающей местностью на 160—180 м (200—300 м в западной части), четко вырисовывается в рельефе. Стенки обрывов почти повсеместно изоброждены глубокими оврагами. Ясно выраженные эрозионные формы встречаются и на чинках внутренних впадин — понижений. Образование этих эрозионных форм связано с деятельностью временных водотоков, формирующихся после дождя.

Климатические условия Устьюрта определяются его положением в аридной зоне. Климат резко континентальный. Здесь в зимний период характерны очень низкие температуры (минус 30°). Лето продолжительное и жаркое с абсолютными максимумами температур воздуха до +44° С.

Территория очень бедна атмосферными осадками. Здесь за год выпадает осадков от 90—100 мм на юге, до 120—130 мм на севере. Влияние Аральского моря на увлажнение Устьюрта органичивается лишь узкой прибрежной полосой. Максимум осадков приходится на октябрь и весенние месяцы — начало лета. Наибольшие суточные количества осадков отмечаются преимущественно летом, достигая 25—36 мм, т. е. осадки в летний период выпадают чаще всего в виде ливней.

В строении плато Устьюрт принимают участие мезо-кайнозойские, преимущественно морские отложения мощностью до 3—5 км и более, перекрывающие складчатое основание — герцинский фундамент. Разрез мезо-кайнозоя представлен триасовыми, юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

Пермотриасовые отложения носят субплатформенный характер и представлены красноцветными песчано-глинистыми осадками. Мощность колеблется от 260 м в понижениях до полного выклинивания в Центрально-Устьюртской системе поднятий. Юра представлена нижним и средним отделами. Это песчаники и глины с прослоями мелкогалечных конгломератов, углистых сланцев и угля. Мощность достигает 1000 м и более.

Нижнемеловые отложения представлены красноцветной толщей песков, песчаников, глин и алевролитов мощностью до 1200 м.

Верхнемеловые отложения в нижней части разреза представлены переслаивающейся толщей песчаников, глин, алевролитов, редко конгломератов, а в верхней части — плотными массивными известняками и доломитами. Мощность верхнего мела достигает 600—750 м.

Палеоген — состоит из мощной глинисто-мергельной толщи до 60 м.

Неогеново-миоценовые отложения имеют выдержанную мощность, слагая всю поверхность Устьюрта. Залегая на размытой поверхности разновозрастных пород, здесь выделяются осадки тортонского и сарматского ярусов, сложенных преимущественно морскими карбонатно-терригенными осадками мощностью 100—150 м. Плиоценовые и четвертичные отложения распространены ограниченно только в пределах впадин.

В геоструктурном отношении описываемый район состоит из двух крупных синеклиз Северо-Устьюртской и Южно-Устьюртской, разделенных Центрально-Устьюртской системой поднятий (рис. 50). Центрально-Устьюртскую систему дислокаций, имеющую восток-юго-восточное простирание, с юга и севера ограничивают региональные разломы, представляющие особый интерес в гидрогеологическом отношении. В пределах Центрально-Устьюртского поднятия выделяется ряд локальных структур — собственно Карабаурское поднятие, Байменский грабен, Хоскудукское поднятие, Байский прогиб и Айбугирское поднятие. Верхняя часть

мелового разреза в ядре Центрально-Устьюртской зоны поднятий размыта и непосредственно под миоценовым покровом залегают отложения нижнего мела.

Северо-Устьюртская впадина отличается более полным стратиграфическим разрезом и увеличенной мощностью осадочного чехла. В ее пре-

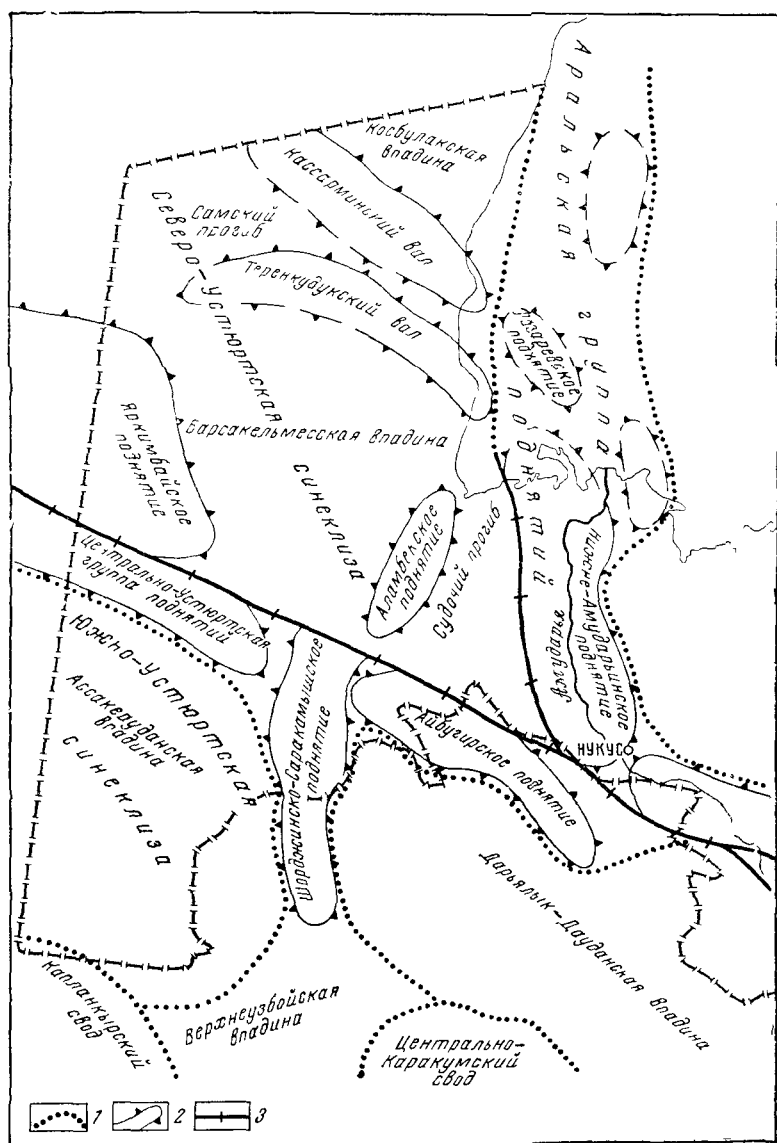


Рис. 50. Тектоническая схема Устьюрта

1 — граница синеклиз; 2 — граница поднятий, 3 — глубинный гердийский разлом

делах выделяются Бинеу-Челкарский и Барсакельмесский прогибы, разделенные между собой Актумсукским валом.

Южно-Устьюртская впадина представляет собой крупную отрицательную структуру с глубиной залегания палеозоя 3000 м. В восточной части этой обширной впадины выделяется Ассакеаудан-Сарыкамышский

прогиб. В южной части прослеживается Гокленкуйское поднятие, в ядре которого эродированная поверхность меловых отложений перекрывается непосредственно миоценовыми образованиями.

Крупные региональные разломы вдоль Центрально-Устьюртской и Арало-Кызылкумской зон поднятий, ограничивающие Северо-Устьюртскую впадину с юго-запада и востока, определяют собой основную направленность гидрогеологических процессов для Устьюрта в целом.

В пределах Устьюрта по геоструктурному положению выделяются бассейны второго порядка: Северо-Устьюртский и Южно-Устьюртский, разделенные Центрально-Устьюртским поднятием (Карабаурский вал).

Северо-Устьюртский артезианский бассейн приурочен в структурном отношении к Северо-Устьюртской синеклизе. Он имеет тесную гидродинамическую связь с Южно-Мангышлакским артезианским бассейном.

Ввиду слабой изученности обоих артезианских бассейнов водоносные горизонты и комплексы описываются совместно.

На Устьюрте выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы.

Водоносный комплекс в нерасчлененных четвертичных отложениях (Q). Отложения четвертичного возраста плащом очень незначительной мощности (от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров) перекрывают более древние образования и являются почти повсеместно безводными, составляя верхнюю часть зоны аэрации. Водовмещающие породы приурочены к озерным и делювиальным отложениям. Глубина залегания зеркала грунтовых вод здесь составляет 5—8 м, уменьшаясь в непосредственной близости к Барсакельмесскому понижению до 1—0,3 м. Благодаря высокой проницаемости породы водообильны. Коэффициенты фильтрации их в районе Барсакельмесской впадины составляют от 5—7 до 10—15 м/сутки. Удельные дебиты скважин достигают 8—10 л/сек. Минерализация этих вод очень высокая (75—80 г/л и более); состав хлоридный натриевый, реже хлоридный магниевый.

Водоносными среди делювиальных отложений, имеющих незначительное распространение вдоль восточного чинка Устьюрта, являются песчаные образования. Подземные воды вскрываются неглубокими колодцами, а в некоторых местах они в виде нисходящих источников выходят на поверхность. К концу летнего периода почти все источники и колодцы полностью пересыхают, несмотря на то что в весенний период дебиты колодцев достигают иногда 1—1,5 л/сек. Меняется и степень минерализации этих вод; весной она не превышает 1—1,5 г/л, летом увеличивается до 3 г/л, осенью — до 5—7 г/л; состав их в основном хлоридно-сульфатный натриевый.

Такое изменение минерализации объясняется тем, что осенне-весенние атмосферные осадки опресняют подземные воды.

Водоносный горизонт сарматских отложений (N_1S). Отложения сарматского яруса распространены повсеместно. Они представлены в нижней части разреза глинисто-мергелистыми загипсованными породами, а в верхней части — преимущественно известняками трещиноватыми, кавернозными с прослоями загипсованных мергелей и глин. Мощность отложений достигает 80 м.

Сарматские образования обводнены не повсеместно: на структурно-приподнятых участках в пределах Кассарминского, Центрально-Устьюртского (Карабаурский вал), Гокленкуйского поднятий (рис. 51) они сдвинуты. Наиболее широкое распространение подземных вод сарматских отложений отмечается в пределах Северо-Устьюртского артезианского бассейна, в Южно-Устьюртском бассейне они получили развитие непосредственно в Ассакеауданской впадине.

Глубина залегания зеркала грунтовых вод различная и зависит от структурно-орографических условий. В долинах балок и в понижениях подземные воды вскрыты многочисленными колодцами на глубинах 6—10 м. На структурно-приподнятых участках воды вскрываются скважинами на глубинах 30—60 м. Производительность колодцев от сотых долей до 2—3 л/сек. Дебиты скважин колеблются в более широких пределах. В понижениях, где мощность горизонта достигает 50—60 м, удельные дебиты 10—15 л/сек. На приподнятых участках, где мощность резко уменьшается, удельные дебиты скважин обычно составляют сотые доли л/сек. Коэффициенты фильтрации известняков изменяются в широких пределах — от 5 до 70 м/сутки.

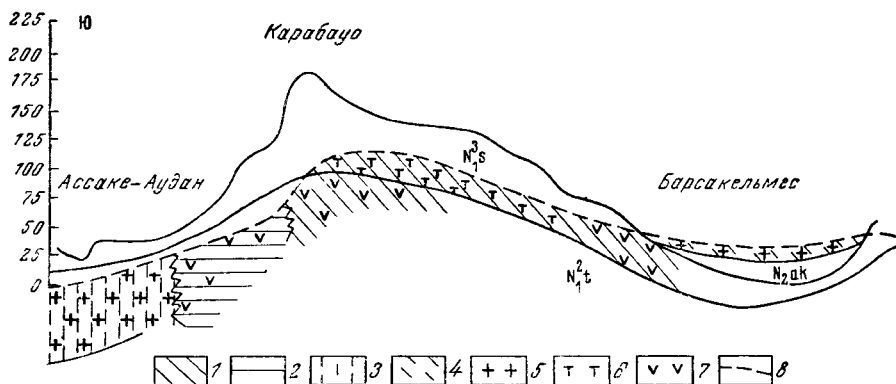


Рис. 51. Схематический гидрохимический профиль.

Минерализация грунтовых вод: 1 — от 7 до 10,0 г/л; 2 — от 10 до 15,0 г/л; 3 — от 30 до 50,0 г/л; 4 — более 100 г/л. Химический состав грунтовых вод: 5 — сульфатно-хлоридный, натриево-кальциево-магниевый; 6 — хлоридный, натриевый; 7 — хлоридно-сульфатный, натриевый; 8 — уровень грунтовых вод

Водоносный горизонт сарматских отложений характеризуется наименьшей минерализацией. Наличие сухого остатка варьирует от 1,5—2,0 до 7—10 г/л. На большей площади распространены воды с минерализацией 5 г/л. Отмечено увеличение минерализации с глубиной и по направлению их движения к бессточным впадинам Барсакельмес, Иссым и к чинкам Устьюрта (рис. 52). По химическому составу воды сульфатные натриевые или сульфатные кальциевые. В сводовых частях структур в подземных водах, как правило, преобладает кальций. С увеличением общей минерализации меняется и тип минерализации подземных вод на хлоридный натриевый.

Воды сарматских отложений широко используются для обводнения пастбищ.

Водоносный горизонт тортонских отложений (N_{1t}). Тортонаские образования характеризуются почти повсеместным распространением. Они отсутствуют лишь в сводовой части Карабаурского вала. Тортонаские отложения залегают на водоупорной толще палеогена. Нижняя часть разреза (чокракский горизонт) представлена мергелистыми глинами с гнездами гипса и прослоями мергелистых известняков. Выше (караганский горизонт) наблюдается переслаивание мергелей, глин, гипсов, реже незначительной мощности прослои известняков и песчаников. В верхней части разреза (конкский горизонт) отмечается переслаивание глин, мергелей и известняков. В целом тортонаские отложения характеризуются неоднородностью литологического состава с некоторым уменьшением загипсованности пород вверх по разрезу. Мощность их изменяется в широких пределах — от 30—35 м, увеличиваясь в зонах тектонических проги-

бов до 100—120 м. Мощность водовмещающих пород соответственно колеблется от 20—25 до 80—90 м.

Подземные воды залегают на различных глубинах. На участках, примыкающих к сводам Центрально-Устьюртского поднятия, они имеют наибольшую глубину залегания — до 80—90 м, в зонах депрессий зеркало грунтовых вод приближается к дневной поверхности до 5—10 м. Фльтрационные свойства тортонских отложений значительно хуже, чем сарматских, чем и объясняется их меньшая водообильность. Коэффициенты фильтрации загипсованных мергелей, переслаивающихся с известняками, изменяются от 0,1—0,2 до 2—4 м/сутки, для гипсов они достигают 10—12 м/сутки. Расходы скважин колеблются от десятых долей до 1—1,5 л/сек. Отдельные скважины при опробовании пластов гипса и песчаников имели дебиты до 2,5—3 л/сек при понижении на 3—5 м.

Подземные воды тортонских отложений имеют, как правило, более высокую минерализацию, чем воды сарматских отложений. На структурно-повышенных участках минерализация составляет 5—7 г/л, редко 10 г/л. По направлению движения к зонам разгрузки (тектоническим впадинам) минерализация их увеличивается до 30—35 г/л. Увеличение минерализации подземных вод наблюдается и в вертикальном разрезе. Минерализация возрастает постепенно, однако в некоторых случаях отмечается и довольно резкое увеличение сухого остатка. Так, в скважине на южном склоне Центрально-Устьюртского поднятия в интервале глубин от 83 до 113 м, минерализация увеличилась с 10,8 до 27,9 г/л. Подземные воды тортонских отложений имеют сульфатно-хлоридный натриевый или натриево-кальциевый состав. Повсеместно отмечается повышенное количество магния до 20—25 экв.%. При увеличении сухого остатка до 10 г/л состав подземных вод меняется на хлоридно-сульфатный натриево-кальциево-магниевый и хлоридный натриевый.

Иной характер минерализации имеют подземные воды в причинковой полосе Устьюрта. Здесь в целом ряде колодцев и родников общая минерализация подземных вод не превышает 1 г/л, вместе с тем химический состав их остается хлоридным натриевым.

Водоносный горизонт тортонских отложений используется очень ограниченно для обводнения пастбищ.

Водоупорный горизонт палеогеновых отложений (Pg) получил широкое распространение. Он размыт лишь на отдельных участках в пределах Центрально-Устьюртской системы дислокаций. Представлен выдержанной мощной толщей (до 500 м) глин и мергелей и разделяет водоносные комплексы миоценовых и меловых отложений.

Водоносный комплекс верхнемеловых отложений (C₂). Отложения верхнего мела на Устьюрте получили широкое распространение, за ис-

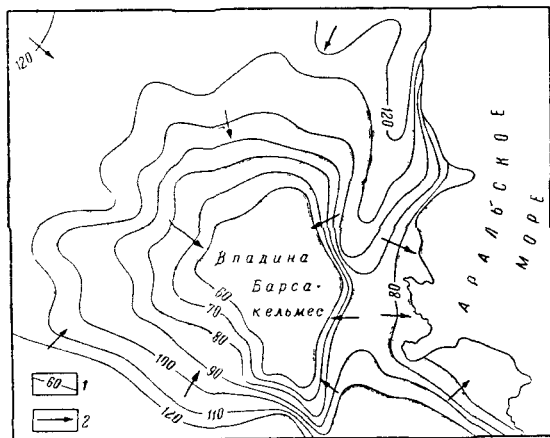


Рис. 52. Схема движения грунтовых вод миоценовых отложений на участке Центрального Устьюрта
1 — гидрозогипсы, 2 — направление движения грунтовых вод

ключением сводовой части Центрально-Устьюртского поднятия, где они размыты. По литологическому признаку выделяется две толщи: верхняя карбонатная, относимая к сенону, нижняя терригенная — к нерасчлененному сеноман-турону.

Сенон представлен мергелями с незначительными маломощными прослоями глинистых песчаников в нижней части разреза и практически представляет собой совместно с глинистой толщей палеогена водоупор. Исключение составляют лишь известняки датского яруса в пределах Ассакеауданской впадины, в местах их непосредственного залегания на туронских отложениях. Максимальная мощность сенонских отложений в тектонических прогибах достигает 400—450 м.

Сеноман-туронские отложения представлены в нижней части разреза глинами и алевролитами с редкими и маломощными прослоями песчаников и песков; в верхней части — кварцево-глауконитовыми песками с незначительными пропластками глин и песчаников. Пачки глин не выдержаны по простирацию и залегают в виде линз, в связи с чем сеноман-туронские отложения содержат единый водоносный комплекс. В целом водоносный комплекс верхнего мела изучен слабо.

Кровля водоносного комплекса залегает на различных глубинах в зависимости от структурного положения: в сводовых частях положительных структур — на глубинах 80—120 м, на крыльях кровля резко погружается до глубины 600—800 м и более. Мощность водосодержащих пород колеблется от 10—20 м в сводах положительных структур до 200—250 м — в тектонических прогибах.

Статические уровни устанавливаются обычно на глубинах 32—60 м.

Сеноман-туронские отложения характеризуются невысокой водообильностью. В большинстве скважин при понижении уровня на 20—40 м дебиты не превышают 0,5—2,0 л/сек. Исключением является скважина, заложенная в районе разлома на структуре Шахпахты, дебит при самоизливе составил около 40 л/сек. Пьезометрический напор превысил отметки поверхности земли почти на 60 м. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,8—1,0 м/сутки до 3—4 м/сутки.

Воды комплекса отличаются повышенной минерализацией. Содержание сухого остатка изменяется от 5—10 до 70—130 г/л. Для большей части описываемого района минерализация составляет 10—12 г/л. Наибольшую минерализацию имеют воды в пределах Барсакельмесской впадины. В направлении к Центрально-Устьюртскому валу степень минерализации подземных вод резко снижается и доходит до 10—12 г/л. Снижение наблюдается и к северу от Барсакельмесса до 30 г/л и далее до 8—10 г/л. В Южно-Устьюртском бассейне минерализация подземных вод увеличивается от Центрально-Устьюртского поднятия в южном направлении от 8—10 до 20—30 г/л. На крайнем юго-востоке Устьюрта, где водоупорная кровля глин отсутствует и миоценовые отложения непосредственно залегают на сеноман-туронских отложениях, вскрыты подземные воды с минерализацией 5,2 г/л. По химическому составу подземные воды хлоридно-сульфатные натриевые и хлоридные.

При очень незначительном количестве скважин, вскрывших подземные воды верхнемелового водоносного комплекса, представляется возможным в общих чертах определить пути их движения. Приведенные гидростатические напоры в Северо-Устьюртском бассейне снижаются в направлении к Центрально-Устьюртской и Аралокезылкупумской зонам дислокаций, что указывает на движение подземных вод с севера на юго-восток и восток; в Южно-Устьюртском артезианском бассейне от Центрально-Устьюртского поднятия гидростатические напоры снижаются в юго-восточном направлении.

Водоносный комплекс нижнемеловых отложений ($C_{г1}$). Отложения нижнего мела имеют на Устюрте повсеместное распространение. На большей части они залегают на значительных глубинах. На поверхность выходят в обрывах мыса Актумсук и на структуре Кохбахты.

Представлен нижний мел переслаивающейся толщей мелкозернистых песков, песчаников, глин и алевролитов. Мощность отложений изменяется в широких пределах — от 300 м на Центрально-Устюртском поднятии до 900—1200 м — в прогибах.

Водоносность нижнего мела изучена крайне слабо. Гидрогеологические данные имеются по нескольким разведочным на нефть и газ скважинам.

В зоне Центрально-Устюртского поднятия на структурах Карабаур, Аксаймак и Шорджа воды альбских отложений вскрыты на глубинах от 95 до 230 м ниже поверхности земли. Воды напорные, пьезометрический уровень устанавливается на абсолютных отметках от +71,4 м (Аксаймакская структура) до +112 м (Шорджинская структура). Дебиты скважин составили 0,3—0,4 л/сек при понижении уровня на 6—10 м. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,8 до 1,2 м/сутки.

На Актумсукском валу нижний мел (неоком-апт) опробован в интервалах 1220—1374 м. Пьезометрический уровень установился на глубине 185 м. Приведенный напор в абс. отм. составляет +192—200,2 м. Минерализация подземных вод в пределах Центрально-Устюртского поднятия составляет 10—15 г/л (в альбском горизонте) и 26—45 г/л (в неоком-аптском). Здесь развиты рассолы с минерализацией более 100 г/л хлоридного натриевого типа.

Воды нижнемеловых отложений из-за высокой минерализации не используются.

Водоносный комплекс юрских отложений (J). Юрские отложения в пределах Устюрта распространены повсеместно. Залегают они на больших глубинах и даже на положительных структурах глубина их вскрытия достигает 1000—1500 м и больше. Представлены юрские отложения по стратиграфическому расчленению Н. Г. Попова, Ю. А. Федорова, В. А. Туранова средним и верхним отделами: это толща переслаивающихся глин, песчаников и алевролитов с маломощными пропластками углистых сланцев.

Водоносный комплекс вскрыт нефтеразведочными скважинами только на структурах Теренькудук, Байтерек, Аламбек, Кохбахты, Коскудук и Шапахты, в интервалах глубин от 925 до 2156 м. Воды напорные. Пьезометрические уровни устанавливаются на глубинах от 120 (Шапахтинская структура) до 218 м (Кохбахтинская структура).

Подземные воды юрских отложений представляют собой типичные хлоридные натриевые с повышенным содержанием кальция — рассолы. Величина минерализации составляет 60—150 г/л и увеличивается с глубиной.

Водоносный комплекс пермотриасовых отложений (P—T). Отложения пермотриаса опробованы только на Теренкудукской структуре (Актумсукский вал) в интервале глубин 2401—2420 м. Пьезометрический уровень установился на 140 м ниже поверхности земли. Воды являются высокоминерализованными — натриевыми с повышенным содержанием кальция.

Глава шестая

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Процесс формирования подземных вод в геологических структурах, развитых на территории Узбекистана, имеет во многих случаях столь же длительную историю, как и история самих пород, заключающих подземную воду. Однако восстановлением гидрогеологической истории артезианских бассейнов Средней Азии начали заниматься только в последние годы (главным образом, в связи с изучением формирования залежей нефти и газа) и полученные результаты еще недостаточны для палеогидрогеологической характеристики Узбекистана в целом. Поэтому мы ограничимся рассмотрением преимущественно современного инфильтрационного этапа формирования подземных вод, начавшегося с неогена, а к более древним периодам гидрогеологической истории будем обращаться лишь при характеристике подземных вод, не испытавших влияния современной инфильтрации.

Степень сохранности подземных вод, оставшихся от древних гидрогеологических циклов, а также основные закономерности современного формирования подземных вод находятся в тесной связи с геоструктурным развитием земной коры в пределах описываемого региона. Поэтому условия формирования подземных вод целесообразно рассмотреть по гидрогеологическим областям и районам, выделенным в соответствии с геоструктурным районированием.

Горноскладчатая гидрогеологическая область. Данная область характеризуется дифференцированным тектоническим развитием, выразившимся в глыбовых поднятиях и относительных погружениях палеозойского фундамента, в связи с чем здесь соседствуют гидрогеологические структуры, резко различающиеся по условиям формирования подземных вод, а именно: горные бассейны трещинных, трещинно-карстовых и жильных вод, горные и межгорные артезианские бассейны.

Бассейны трещинных и трещинно-карстовых вод связаны с поднятиями палеозойского фундамента, образовавшими горные массивы, глубоко расчлененные эрозией. Подземные воды указанных бассейнов образуются за счет поглощения талых вод снегов и ледников, а также атмосферных осадков жидкой фазы. Благодаря сравнительно свободному подземному стоку и циркуляции в слаборастворимых метаморфизованных породах палеозоя они имеют преимущественно слабую степень минерализации, изменяющуюся в зависимости от местных условий питания, стока и литологического состава пород. Рассматривая региональное распределение указанных факторов формирования подземных вод палеозойских горных массивов, можно вы-

делить высокогорный, среднегорный и низкогорный пояса, отличающиеся по условиям и количеству питания подземных вод.

Высокогорный пояс (с абсолютными отметками выше 3000 м) — развит в Чаткало-Кураминском и Зарафшано-Гиссарском районах. Подземные воды получают здесь наиболее обильное питание, происходящее от таяния сезонных снегов и отчасти ледников и снежников. Участие в их питании конденсационных вод является предположительным. В зависимости от литологии бассейны трещинных вод имеют различную водообильность — наибольшую в известняках, значительно меньшую в интрузивах и эффузивно-осадочных толщах и весьма незначительную в сланцевых толщах. Кроме того, водообильность бассейнов заметно меняется также в зависимости от ориентации горных склонов по отношению к воздушным течениям, приносящим влагу.

Трещинные воды имеют сравнительно небольшую глубину циркуляции (до 80—100 м), поэтому преобладающая часть их выклинивается выше местных базисов эрозии. Модуль подземного стока трещинных вод (определявшийся по расходам родников) хорошо увязывается со средневзвешенной абсолютной высотой бассейнов трещинных вод. Например, в Чаткало-Кураминском районе, в бассейнах, сложенных эффузивами и интрузивами, с увеличением высоты от 1480 до 2230 м модуль подземного стока возрастает от 1,2 до 5,5 л/сек/км². В течение года подземный сток увеличивается в период таяния снегов и постепенно снижается в период с отрицательными температурами воздуха. В многолетнем разрезе величина подземного стока изменяется в зависимости от годовых количеств атмосферных осадков. Наиболее распространенный состав воды гидрокарбонатный кальциевый, с плотным остатком менее 0,5 г/л, температура воды менее 10°С. От общего фона отличаются своим специфическим составом подземные воды рудных полей (увеличиваются плотный остаток и количество сульфатов).

Трещинно-карстовые воды известняковых массивов нередко циркулируют по более глубоким водопроводящим системам пустот и имеют выходы в значительном удалении от мест поглощения талых вод (обычно, по контактам с другими породами). В связи с этим дебит их становится более постоянным (зарегулированным), температура повышается до 16—20°С, несколько увеличивается плотный остаток (до 0,5—0,8 г/л). Такую же характеристику часто приобретают и жильные воды, циркулирующие в зонах разломов; во многих случаях они носят напорный характер. В разломах чаще, чем в других структурах, встречаются воды с повышенной минерализацией и специфическим составом.

Среднегорный пояс (с абсолютными отметками от 1000 до —3000 м) имеет в границах Узбекской республики более широкое развитие (Туркестано-Нуратинский район, юго-западные окончания хребтов Чаткало-Кураминского района, Каратюбинские горы Гиссаро-Зарафшанского района). В связи с меньшим количеством атмосферных осадков общий уровень водообильности бассейнов трещинных и трещинно-карстовых вод здесь существенно ниже, чем в высокогорном поясе, водообмен совершается медленней, что влечет за собой более широкий диапазон в степени минерализации подземных вод (до 1 г/л) и преобладание по составу вод гидрокарбонатно-сульфатных, кальциево-магниевых или натриево-магниевых. Модуль подземного стока здесь также имеет вариации, зависящие от абсолютной высоты бассейна, его экспозиции и литологии. Характерно, что к известнякам, отличающимся наибольшей концентрацией подземного стока, приурочено меньше всего источников, но дебит их соответственно выше. Большую роль в гидрогеологии среднегорного пояса, как и в высокогорном поясе, играют альпийские разломы, пересекающие бассейны трещинных и трещинно-кар-

стовых вод. Они являются коллекторами, путями транзитного стока подземных вод, а также экранами, вызывающими разгрузку подземных вод. В питании подземных вод принимают участие сезонные снега и частично дожди. Под влиянием дождей внутригодовая кривая подземного стока приобретает несколько «пиков».

Поверхностные водотоки, берущие начало в среднегорном поясе, большую часть года существуют исключительно за счет родников, выводящих воду из палеозойских пород (либо непосредственно из обнаженных трещин, либо после поступления воды в наносы). Некоторая часть ресурсов подземных вод имеет, кроме того, транзитный подземный сток в прилегающие артезианские бассейны. К сожалению, исследовательских данных о количественных соотношениях между указанными ветвями стока (родникового и транзитного) ни по одному из районов не имеется.

Низкогорный пояс (с абсолютными отметками до 1000 м) включает горные возвышенности Центрального Кызылкума, Зирабулак-Зиаэтинские горы Гиссаро-Зарафшанского района и западные окончания Туркестано-Нуратинских гор. По соотношению количества осадков и испаряемости этот пояс относится к зоне пустынь. Поскольку подземные воды получают крайне скудное питание, уровень их на большей части территории располагается ниже тальвегов местной гидрографической сети, родники очень редки; большая часть формирующихся здесь ресурсов подземных вод имеет транзитный сток в прилегающие впадины (артезианские бассейны), где переходит из палеозоя в более молодые отложения. Основными путями транзитного стока являются разломы и, возможно, закарстованные известняки, дренирующие прилегающие к ним массивы. Таким образом, рассматриваемые горные возвышенности тоже принадлежат к областям питания межгорных артезианских бассейнов, но в отличие от среднегорного пояса они имеют неоднородные условия водообмена. В связи с этим трещинные воды приобретают минерализацию до 3—4 г/л (по плотному остатку), а местами (видимо, под влиянием испарения) и значительно большую. Трещинно-карстовые и жильные воды, имеющие относительно лучшие условия водообмена, менее минерализованы (плотный остаток 1—1,5 г/л, реже более).

Геолого-тектонические условия горноскладчатой области позволяют предполагать возможность перетекания по региональным альпийским разломам субширотного простираения подземных вод среднегорного и, может быть, высокогорного поясов в низкогорный пояс. Однако вопрос о том, в какой степени эта возможность реализуется в действительности и по каким именно разломам, остается пока еще практически не решенным.

Горные артезианские бассейны. В пределах самих горных сооружений могут быть выделены малые артезианские бассейны двух типов: в синклинальных складках палеозойского фундамента (приуроченные обычно к известнякам) и в складках мезо-кайнозойского покрова. Первые содержат пресные трещинно-карстовые напорные воды, условия формирования которых сходны с описанными выше грунтовыми водами. К бассейнам второго типа относится бассейн юго-западных отрогов Гиссара, приуроченный к мезо-кайнозойским отложениям, слагающим северо-западное крыло Кугитанг-Байсунской мегаantikлинали. Бассейн имеет асимметричное строение. Его осевая часть с наиболее низким положением палеозойского фундамента и наиболее полным разрезом покровных отложений (от юры до неогена), представленная Дехканабадской и Аккульской синклиналями, смещена непосредственно к западной границе бассейна. Рельеф этой части бассейна

преимущественно низкогорный. На остальной, значительно большей площади бассейна развит среднегорный и высокогорный рельеф. Здесь обнажаются и имеют свои области питания и создания напора юрские и меловые водоносные горизонты и комплексы, причем первые образуют самую высокую гипсометрическую ступень и тянутся непрерывной полосой вдоль восточной и северо-восточной границ бассейна. В этой полосе имеются наиболее благоприятные условия для обильного питания подземных вод (за счет атмосферных осадков) и интенсивного стока их, в связи с чем здесь даже в кимеридж-титонских галогенных отложениях (гипсы и ангидриты с прослоями каменной соли) циркулируют лишь слабосолоноватые сульфатные кальциевые подземные воды с плотным остатком 2,5—3 г/л. В других горизонтах юры подземные воды пресные гидрокарбонатные кальциевые с плотным остатком 0,2—0,4 г/л. Основные ресурсы подземных вод формируются в келловей-оксфордских известняках, отличающихся хорошей проницаемостью (благодаря трещиноватости и карстовым пустотам) и занимающих наибольшую площадь среди выходов юры.

В центральной части бассейна условия формирования подземных вод значительно усложняются. В связи с тем что юра погружается под меловые отложения, из-под которых обнажается только самый верхний ее горизонт (и то лишь на редких и очень небольших участках), здесь в вертикальном разрезе бассейна получает развитие гидродинамическая и гидрохимическая зональности. Резкое ухудшение условий подземного стока водоносных горизонтов юры, при наличии в ее разрезе галогенного комплекса, обусловило формирование во всех водоносных горизонтах юры расщелов хлоридного натриевого состава, концентрация которых увеличивается с углублением пластов до 150 г/л и выше.

Водоносные горизонты меловых отложений в рассматриваемой части бассейна находятся большей частью в зоне активного водообмена. В них циркулируют инфильтрационные воды выщелачивания (по Г. М. Каменскому), с минерализацией, постепенно увеличивающейся по мере снижения абсолютных отметок местности от 0,2—0,5 г/л на высотах более 1700 м до 6,4—7,9 г/л — на высоте 800—900 м. Это объясняется тем, что в направлении снижения высот уменьшаются интенсивность инфильтрационного питания и градиенты стока подземных вод и увеличивается путь транзитной фильтрации.

Содержание основных компонентов минерализации подземных вод* изменяется с увеличением степени минерализации следующим образом (табл. 7).

Таблица 7

Содержание основных компонентов минерализации подземных вод

Плотный остаток, г/л	0,2—0,5	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—4,0	4,0—8,0
Основные компоненты	$\text{HCO}_3\text{—CaMg}$	$\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{—CaMg}$	$\text{SO}_4\cdot\text{HCO}_3\text{—CaMg Na}$	$\text{SO}_4\text{—MgNa}$	$\text{SO}_4\text{Cl—NaMg}$ $\text{SO}_4\text{—NaMg}$

Указанная последовательность в изменении состава по основным компонентам минерализации подземных вод отражает различные стадии выщелачивания ионно-солевого комплекса морских отложений,

* К «основным компонентам» мы относим ионы, содержание которых не менее 25 экв-‰ от суммы анионов или катионов.

достигнутые к настоящему времени на участках с разной интенсивностью и длительностью водообмена, т. е. различную «промытость» отложений.

На участках, пересеченных альпийскими разломами, водоносные горизонты меловых отложений содержат рассолы хлоридного натриевого состава, несомненно поступающие сюда по разломам из юры.

В Дехканабадской и Аккульской синклиналиях очень затрудненные условия оттока распространяются на водоносные горизонты нижнего мела, затем верхнего мела, а с удалением от краев структур и на палеогеновые горизонты, залегающие в осевой части бассейна значительно ниже уровня не только местной гидрографической сети, но и ниже регионального базиса стока — р. Амударьи. В соответствии с этим следует ожидать, что в вертикальном разрезе этой части бассейна (пока еще не изученном) преобладающее развитие имеют гидрохимические зоны сильносоленых вод и рассолов. В охваченной же исследованиями верхней гидродинамической зоне («активного водообмена») водоносные горизонты и комплексы, опробованные до глубины 100 м, содержат весьма разнородные по минерализации воды — от пресных до очень соленых, но преобладают слабосоленые воды с плотным остатком от 3 до 12 г/л. Химический состав их зависит от воднорастворимого комплекса пород — в палеоценовых известняках с гипсом формируются сульфатные кальциево-магниевые воды, в неогеновых отложениях, имеющих в своем составе продукты разрушения галогенных формаций, — сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые воды. В четвертичном аллювии, грунтовые воды которого формируются за счет фильтрации речных вод и дренирования неогена, циркулируют сульфатные натриевые воды.

Характерная для рассматриваемой части артезианского бассейна повышенная минерализация подземных вод зоны активного водообмена свидетельствует о слабой промытости коллекторов, что объясняется скудным увлажнением территории и, как следствие, слабой водообильностью водоносных горизонтов и комплексов.

Локальное влияние на минерализацию подземных вод здесь, как и в средней части бассейна, оказывают сильноминерализованные воды глубоких горизонтов, проникающие в зону активного водообмена по разломам.

Межгорные артезианские бассейны занимают межгорные впадины: Ферганскую, Приташкентскую, Зарафшанскую, Сурхандарьинскую и группу впадин Центральных Кызылкумов. Перечисленные впадины представляют мегасинклинальные и синклинальные структуры, весьма различные по своему внутреннему геологическому строению и тектонике, и поэтому ни один артезианский бассейн не похож на другой — каждый имеет свои особенности, придающие своеобразие условиям формирования подземных вод. Охарактеризовать в полной мере это своеобразие в кратком обзоре невозможно, поэтому мы обратим внимание лишь на те особенности в строении бассейнов, которые определяют общее направление процесса формирования подземных вод. В этом отношении в первую очередь следует отметить существенные различия в условиях формирования подземных вод четвертичных и донеогеновых водоносных комплексов (неоген по условиям формирования подземных вод занимает чаще всего промежуточное положение: в верхней части — ближе к четвертичным, в нижней — ближе к донеогеновым отложениям). Первые на всей площади своего распространения целиком находятся в зоне свободного водообмена и содержат только воды современного инфильтрационного цикла; вторые — в разной степени изолированы от дневной поверхности, в связи с чем

в них могут содержаться подземные воды и древних гидрогеологических циклов — как инфильтрационных, так и седиментационных.

Основными факторами, определяющими формирование подземных вод в четвертичных отложениях межгорных впадин, являются аридный климат впадин, генетические и фациально-ландшафтные особенности четвертичного покрова впадин и распределение поверхностного стока (включая и ирригацию). Главным источником питания подземных вод четвертичных отложений являются поверхностные (речные) воды, поступающие во впадины с окружающих их гор, и частично подземный приток из горной области. Роль местных атмосферных осадков в питании подземных вод крайне незначительна, а местами (Западная Фергана и др.) и вовсе ничтожна.

Распространение водоносных комплексов четвертичных отложений в пределах межгорных впадин лишь в редких случаях прерывается непроницаемыми барьерами. Соединяясь между собой и находясь в тесной гидравлической связи, они образуют внутри коренного обрамления впадин единый бассейн формирования подземного стока (за исключением Ферганы, которая разделена на два бассейна). Каждый бассейн стока включает поток грунтовых вод в аллювии главной речной артерии и вливающиеся в него с обеих сторон потоки подземных (грунтовых и напорных) вод в аллювиально-пролювиальных и пролювиальных отложениях.

По условиям формирования подземного стока в бассейне выделяются: а) область питания и б) область транзитного стока и разгрузки естественных потоков подземных вод.

Территориальное размещение этих областей тесно связано с геолого-геоморфологическим строением впадин и отражает фациально-литологическую зональность, характерную для развитых здесь четвертичных отложений.

Область питания охватывает периферию бассейна, сложенную крупнообломочными фациями древних и современных конусов выноса (включая аллювиальный конус, образованный главной рекой у выхода ее из гор). В схеме гидрогеологической зональности межгорных впадин эта область выделяется как «зона поглощения поверхностного и подземного стока».

Формирующиеся в этой зоне потоки грунтовых вод имеют расходы, зависящие, главным образом, от водообильности питающих их рек и ирригационных систем (исключая пока еще редкие случаи забетонированных ирригационных систем). Сливаясь своими краями, они образуют в пределах предгорной равнины единое зеркало, имеющее общее падение к главной речной артерии впадины и местные уклоны к межконусным понижениям. Наряду с этим в потоках грунтовых вод наблюдаются также и вертикальные градиенты напоров, указывающие на наличие нисходящей фильтрации от зеркала к подошве водоносной толщи. Средний химический состав и общая минерализация описываемых потоков грунтовых вод в хорошо промытых галечниках полностью соответствует речной воде, питающей грунтовые воды (плотный остаток до 0,5 г/л, состав гидрокарбонатно-сульфатный или гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый). В галечниках и конгломератах, в пересыпке или цементе которых имеются минералы с повышенной растворимостью (например, гипс), формируются грунтовые воды с минерализацией до 1, иногда до 2 г/л, обычно с преобладанием сульфатов.

Область транзитного стока и разгрузки естественных потоков подземных вод занимает внутреннюю часть бассейнов,

включая периферию конусов выноса и аллювиальные равнины главных рек

Расщепление галечниковой водоносной толщи на периферии конусов выноса пластами суглинков и глины на множество горизонтов приводит к резкому уменьшению суммарной водопроницаемости водоносного комплекса, вследствие чего дальнейшее движение потоков подземных вод приобретает напорный характер и находится под влиянием гидростатического давления, передающегося от грунтовых вод, заполняющих подземные резервуары зоны поглощения поверхностного стока.

Взаимоотношение потоков подземных вод с дневной поверхностью в этой области зависит от соотношения между пропускной способностью водоносного комплекса и притоком из области питания. В большинстве случаев приток превышает подземный отток, и баланс устанавливается за счет частичной разгрузки потоков подземных вод. Последняя происходит путем гидростатического выдавливания избытка воды в покров слабопроницаемых отложений (суглинков и супесей), развитых на периферии конусов выноса, причем, судя по распределению напоров внутри водоносного комплекса (убывание отметок пьезометрического уровня снизу вверх по разрезу), в процессе вертикальной разгрузки участвуют все водоносные горизонты.

Степень минерализации напорных вод по сравнению с областью питания увеличивается, но обычно не намного, так что воды остаются пресными до самого впадения в аллювиальную часть бассейна и лишь в выклинивающихся горизонтах (в Голодной степи) плотный остаток повышается до 2—3 г/л

Высачиваясь сквозь покровную толщу, восходящие фильтрационные токи образуют в ней горизонт грунтовых вод, являющийся связующим звеном между потоком напорных вод и дневной поверхностью

При большом превышении притока над подземным оттоком (конусы выноса рек Соха, Исфара, Туполанга, внутриводораздельная дельта р. Нарына и др.) наряду со скрытой разгрузкой напорных потоков (путем площадного высачивания в горизонт грунтовых вод) происходит более интенсивная разгрузка потоков в виде восходящих источников, руслового выклинивания, сосредоточенная в неширокой полосе — так называемой родниковой зоне или зоне выклинивания подземных вод, опоясывающей зону поглощения поверхностного стока. В ряде случаев потоки подземных вод подпруживаются не литолого-фациальными барьерами, а неотектоническими поднятиями, которые также вызывают разгрузку потоков (частичную или полную) с образованием родниковых зон (межадырные и заадырные впадины в Фергане, верхняя внутриводораздельная дельта р. Зарафшана и др.)

Горизонт грунтовых вод, образующихся в покровной толще над напорным комплексом, имеет весьма незначительную водопроницаемость и соответственно очень ограниченные возможности регионального оттока поступающей в него воды. Однако в слабообводненных районах (таких как Ширабадский конус выноса, Южноголостепская предгорная равнина и др.) подпитывание этого горизонта в естественных условиях настолько незначительно, что ниже зоны выклинивания уровень грунтовых вод быстро погружается на глубину до 15—20 м, т. е. в данном случае имеют место условия, типичные для зоны «погружения зеркала грунтовых вод и резкого их осолонения», выделяемой О. К. Ланге на конусах выноса ниже зоны выклинивания. В естественных условиях для этой зоны характерен транзитный подземный сток. Искусственное усиление питания грунтовых вод, например, при орошении территории вызывает в данной зоне подъем уровня грунтовых вод до таких отметок, при которых дополнительное питание начинает ба-

лансироваться испарением (включая транспирацию) и местным стоком в искусственную дренажную сеть.

При более интенсивной вертикальной разгрузке напорных вод (что характерно, например, для Центральной Ферганы), зеркало грунтовых вод на всей периферии конусов выноса уже в естественных условиях устанавливается вблизи от дневной поверхности — на глубинах, обеспечивающих балансирование приходных статей грунтовых вод за счет их испарения, в связи с чем ниже зоны выклинивания здесь выделяется зона «неглубокого залегания грунтовых вод и преимущественного расходования их на испарение», характеризующаяся транзитным стоком и частичной разгрузкой потоков напорных вод и формированием в покровной толще «грунтовых вод континентального засоления».

Аллювиальный водоносный комплекс, занимая в бассейнах наиболее низкие отметки, собирает транзитный подземный сток с конусов выноса в один поток грунтовых вод и направляет его параллельно течению главной реки.

Одновременно происходит постепенное выклинивание аллювиального потока в русло реки и потеря части подземного стока на испарение (из-за неглубокого залегания зеркала грунтовых вод в аллювиальной долине). Ввиду того что расход подземных вод, вмещаемый аллювием, во много раз меньше формирующегося в бассейне подземного стока, основная часть последнего собирается рекой до выхода ее из бассейна; подземный же отток из бассейнов весьма ограничен (тем более, что обычно на выходе из бассейнов поперечное сечение аллювия сокращается выступами коренных пород). Гидрохимия аллювиальных потоков определяется главным образом составом принимаемого ими подземного стока. Поскольку минерализованные грунтовые воды суглинистых покровов конусов выноса не имеют практически значимого регионального стока, в аллювии формируются пресные воды, поступающие из верхней части долины и из песчано-галечниковых отложений боковых притоков. Исключение составляют грунтовые воды, заключенные в суглинистом покрове аллювия р. Сырдарьи (в Фергане и Голодной степи), которые, хотя и находятся в тесной гидравлической связи с аллювиальным потоком (являются как бы его каймой), но, имея весьма затрудненные условия оттока и расходуясь главным образом на испарение, приобрели высокую степень минерализации, характерную для грунтовых вод континентального засоления.

В условиях межгорных впадин грунтовые воды континентального засоления (на конусах и аллювиальной равнине) приобретают в основном сульфатную минерализацию (натриевую или магниевую), что связано с наличием слабого, но достаточного для миграции хлоридов стока грунтовых вод. Процентное содержание хлоридов большей частью остается (независимо от степени минерализации) равным содержанию их в источнике питания грунтовых вод. Повышенное содержание хлоридов встречается: а) на участках с очень затрудненными условиями оттока грунтовых вод, препятствующими миграции хлоридов (например, в бессточных понижениях); испарительное концентрирование ионно-солевого состава неглубоко залегающих грунтовых вод в этих условиях приводит к увеличению хлоридов, так как они остаются в растворе, а сульфаты в значительном количестве переходят в твердую фазу; б) над очагами разгрузки глубинных вод дочетвертичных отложений, имеющих хлоридный натриевый состав (такие участки известны в Центральной Фергане), и в) на участках развития отложений, состоящих частично или полностью из продуктов разрушения соленосных формаций.

Орошение, охватившее большие площади земель в межгорных впадинах*, во многом изменило в оазисах условия формирования подземных вод четвертичных отложений. Влияние орошения, заключающееся в увеличении питания подземных вод, проявляется в процессах формирования подземных вод по-разному в зависимости от условий подземного оттока фильтрационных потерь в ирригационной системе и структуры водносолевого баланса, существовавшей до орошения.

В зоне поглощения поверхностного стока, занимающей ведущее положение в рельефе межгорных впадин, усиление питания подземных вод большей частью не изменило направленности процесса формирования, а привело только к увеличению расходов подземных потоков и повышению зеркала до отметок, обеспечивающих разгрузки их в нижележащих зонах. Лишь в некоторых речных долинах, пересекающих полосу предгорных равнин (например, в Чирчикской), участки реки, терявшие воду, приобрели дренажное значение.

В области транзитного стока и разгрузки потоков подземных вод возросли напоры и увеличилось количество воды, выходящей на дневную поверхность в зоне выклинивания, за счет чего преимущественно и сбалансировалось дополнительное питание.

Более глубокие изменения орошение внесло в формирование грунтовых вод, приуроченных к суглинистому покрову. Под влиянием инфильтрационных вод оросительных систем здесь произошло повышение уровня и усилились процессы континентального засоления грунтовых вод. Одновременно происходило перераспределение минерализации грунтовых вод: опреснение под каналами и в меньшей мере под поливными картами и концентрирование на внутриоазисных перелогах, игравших роль «сухого дренажа». Создание в оазисах искусственной коллекторно-дренажной сети позволило освоить перелог, ослабить напряженность процессов континентального засоления и послужило основой для постепенного рассоления почво-грунтов и снижения степени минерализации грунтовых вод. Грунтовые воды континентального засоления сохранились лишь вне оазисов, где для них характерна высокая степень минерализации (10—90 г/л) и сульфатный натриевый или магниевый состав. В оазисах же сложились переходные типы водносолевого баланса грунтовых вод с различной степенью приближения к типу континентального засоления или выщелачивания (в зависимости от интенсивности местного оттока и орошения). Наиболее распространены в рассматриваемых частях оазисов залегающие неглубоко грунтовые воды с плотным остатком в верхней части вертикального профиля (до глубины 4—6 м) от 3 до 5 г/л, глубже — более 5 г/л, имеющие сульфатный магниевый или натриевый тип минерализации. Гидрохимический режим слабоопресненных грунтовых вод неустойчив — в моменты поливов состав их временно может быть гидрокарбонатным с плотным остатком от 1 до 3 г/л, могут быть и временные повышения степени минерализации (более 5 г/л), особенно при нарушениях режима орошения и промывок. Значительно меньше распространены глубоко опресненные грунтовые воды, устойчиво имеющие по всему профилю плотный остаток менее 3 г/л (местами до 1 г/л) и преимущественно гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый тип минерализации.

Оросительные системы создали совершенно новые гидродинамические условия, выражающиеся в образовании искусственных водона-

* В настоящее время здесь остается все меньше и меньше участков, где бы влияние ирригации и связанных с ней других мероприятий не сказывалось в той или иной степени на режиме подземных вод.

порных систем, формирующихся в водоносном комплексе под влиянием ирригационных каналов.

Гидростатическое давление, развивающееся под каналами, передается в обе стороны по проницаемым пластам, залегающим под покровной толщей, и через них — в горизонт грунтовых вод, усиливая или создавая таким образом в нем градиенты восходящей фильтрации, способствующие концентрированию солей в верхних слоях грунтовых вод. Под каналами же и в непосредственной близости от них на небольшой площади устанавливаются нисходящие фильтрационные токи, рассоляющие водоносную толщу.

От крупных (магистральных) каналов гидростатическое давление может передаваться на глубину более 100 м с радиусом действия до нескольких километров. На подкомандные им водонапорные системы накладываются и взаимодействуют с ними меньшие по объему, но более многочисленные водонапорные системы, связанные с каналами-распределителями, а вся эта сложная система в целом взаимодействует с естественным потоком подземных вод.

Общая гидродинамическая картина еще более усложняется дренирующим действием коллекторно-дренажной сети, а также воздействием временных «бугров» ирригационно-грунтовых вод, образующихся при поливах. Под влиянием последних в водонапорной системе в течение вегетационного периода, а также в период осенне-зимних промывок происходит непрерывная пульсация напоров, являющаяся в орошаемых районах характерной чертой уровневого режима грунтовых вод. В годовом же и многолетнем разрезе колебания уровня грунтовых вод отражают не только действие местных факторов (водоподачи, влияния каналов, испарения, дренажа), но и общее изменение напоров в водоносном комплексе, происходящее под влиянием колебаний уровня грунтовых вод в области питания.

Для подземных вод дочетвертичных отложений основная направленность процессов формирования подземных вод определяется геоструктурным развитием межгорных артезианских бассейнов. В этом отношении последние могут быть разделены на две группы: 1) бассейны, занимающие очень глубокие (8—9 км ниже ур. моря) практически бессточные впадины в поверхности палеозойского фундамента, заполненные отложениями юры, мела, палеогена, неогена и антропогена, — Ферганский и Сурхандарьинский; 2) бассейны, занимающие участки сравнительно неглубокого (до 2—3 км ниже ур. моря) погружения палеозойского фундамента под покров мезо-кайнозоя, в основании которого залегают обычно нижне- или верхнемеловые осадки, а местами и более молодые, — Приташкентский, Зарафшанский, Центрально-Кызылкумский группы бассейнов.

Бассейны первой группы отличаются наличием гидрогеохимической зоны рассольных вод и нефтегазоносностью, отсутствующими в бассейнах второй группы. В прибортовой зоне бассейнов, где обнажаются все водоносные комплексы мезо-кайнозойского покрова (пояс «высоких предгорий»), по всему разрезу развита гидродинамическая зона свободного водообмена с пресными и слабосоленоватыми водами, имеющими сульфатно-гидрокарбонатную и сульфатную натриевую или магнисую минерализацию, формирующуюся в окислительной обстановке за счет выщелачивания пород инфильтрационными водами. Рассольные воды и залежи нефти и газа появляются (в донеогеновых отложениях) в зоне адыров («низких предгорий»), складчатые структуры которой испытали меньшее поднятие и поэтому подвергались лишь частичному размыву (до палеогена, реже мела) или же сохранились в закрытом виде. Наряду с рассолами, имеющими различную степень кон-

центрации (от 50 до 300 г/кг), здесь встречаются и менее минерализованные воды (вплоть до слабосоленых, появление которых в большинстве случаев при детальном анализе геолого-структурной обстановки находит объяснение в наличии лучших условий водообмена с дневной поверхностью (современных или временно возникавших в ходе геологической истории — например, при размывах структур), т. е. прямым образом связывается с влиянием инфильтрационных вод.

Сильноминерализованные воды и рассолы имеют обычно однообразный хлоридный натриево-кальциевый состав, часто содержат йод, бром и аммоний. Газовый состав представлен метаном, азотом и углеводородами, нередко встречается биогенный сероводород (особенно высокие концентрации его характерны для вод палеогена в Южной и Юго-Восточной Фергане). Нефтяные и газовые залежи в Сурхандарьинском бассейне найдены пока лишь в палеоцене; в Ферганском бассейне они известны в юре (газ), мелу (нефть и газ), палеогене (преимущественно нефть) и неогене (нефть).

Для решения вопроса о происхождении сильноминерализованных вод и рассолов, имеющиеся данные по гидродинамике и гидрогеохимии рассматриваемых бассейнов (особенно их внутренних частей) крайне недостаточны. Пользуясь ими, можно наметить лишь общую схему возможного развития процессов формирования подземных вод, выдвигаемую в настоящее время многими исследователями (А. А. Карцев, А. Н. Султанходжаев, В. А. Кудряков, Д. С. Ибрагимов, Р. Г. Семашев, А. В. Готфильд и др.). Интенсивное прогибание Ферганской и Сурхандарьинской впадин, начавшееся в начале неогена сразу же после регрессии моря, и одновременное заполнение их континентальными осадками привели к тому, что водоносные комплексы донеогеновых отложений были быстро изолированы и за неоген-четвертичное время опущены в центральных частях Сурхандарьинской и Ферганской впадин на глубины соответственно 3—3,5 км и более 5 км.

Согласно современным представлениям о гидрогеологических циклах (Г. Н. Каменский, А. А. Карцев, А. М. Овчинников), захороненные седиментационные воды морских осадков по мере погружения должны были выжиматься из уплотнявшихся глин в несжимаемые песчаные пласты и разгружаться в краевой части бассейна, где погружение было меньшим и поэтому формировались меньшие гидростатические напоры. Степень минерализации седиментационных вод находится в тесной связи с соленостью морских водоемов. Наличие в палеогене и мелу Сурхандарьинского и Ферганского бассейнов гипсово-ангидритовых отложений свидетельствует с повышенной солености морских водоемов в это время. Судя по опыту изучения других артезианских бассейнов Советского Союза, в таких условиях формируются крепкие рассолы (И. К. Зайцев). Это характерно и для рассматриваемых бассейнов. Соответственно в толще осадков, содержащей соляные отложения (юра в Сурхандарьинском бассейне, нижний неоген в северо-западной Фергане), могли быть захоронены и сверхкрепкие рассолы. С середины неогена в краевых зонах бассейнов стали проявляться тектонические движения обратного знака, в результате чего мезо-кайнозойский покров был приподнят, смят в складки и подвергся размыву, обнажившему в замках некоторых складок палеоген, местами мел, а в наиболее приподнятых прибортовых частях бассейна — весь разрез мезозоя. Это повлекло за собой внедрение в обнаженные пласты инфильтрационных вод и формирование подземного стока сравнительно слабо минерализованных вод, направленного в соответствии с гипсометрией внутрь бассейна — навстречу седиментационным рассолам. В Ферганском бассейне южный фронт разгрузки глубинных палеогеновых вод и смешения их с инфильтрационными во-

дами обозначен скоплениями самородной серы, образовавшимися в адырной зоне по линии нефтяных месторождений от нефтепромысла Ким на западе до Чангырташа на востоке.

Продвижение фронта инфильтрационных вод внутрь бассейна протекало в рассматриваемых бассейнах неодинаково. Распределение приведенных напоров, фиксируемое в настоящее время в Сурхандарьинском бассейне, показывает, что в палеогеновых водоносных горизонтах установились односторонние гидравлические уклоны от северного борта бассейна к его центральной части, причем в последней начальные пластовые давления не превышают условно предполагаемое гидростатическое давление, тогда как в сеноман-альбском водоносном комплексе отношение пластового давления к условному гидростатическому в наиболее погруженных частях бассейна превышает 2, а в краевых участках снижается до 1,1—1,3. Это позволяет сделать вывод о том, что в палеогеновых отложениях Сурхандарьинского бассейна седиментационный этап сменился в четвертичном периоде инфильтрационным, а в меловых отложениях до сих пор сохранился седиментационный водообмен.

Основная разгрузка водоносных комплексов Сурхандарьинского бассейна происходит (по Л. С. Балашову, 1960) в Амударью, но имеется и транзитный сток, который направлен в Амударьинский артезианский бассейн.

В Фергане донеогеновые водоносные комплексы в центральной части бассейна пока еще не достигнуты даже при бурении опорных скважин. Судя по высокой концентрации рассолов в наиболее погруженных структурах краевой зоны, можно предполагать, что подземные воды внутренней зоны Ферганского бассейна представлены крепкими рассолами, сформировавшимися в течение седиментационного этапа. Что касается современного гидродинамического режима внутренней зоны бассейна, то по этому вопросу выводы исследователей расходятся. По мнению А. А. Карцева (1963), «в центральных частях Ферганской впадины, по-видимому, только совсем недавно закончился седиментационный этап гидрогеологического развития». Р. Г. Семашев (1965) и А. Н. Султанходжаев (1967) считают, что здесь до сих пор еще продолжается седиментационный водообмен, в доказательство чего приводят данные о нахождении пьезоминимумов в палеогеновых водоносных горизонтах в пределах адырной зоны. Пластовые давления возрастают от указанных пьезоминимумов как в сторону горного обрамления, так и в направлении к внутренней зоне бассейна. А. Н. Султанходжаев указывает также, что по содержанию дейтерия (0,98—1,02) подземные воды палеогена, разгружающиеся сейчас в адырной зоне, квалифицируются как смешанные инфильтрационные и седиментационные, а в закрытых структурах содержание дейтерия в подземной воде достигает 1,02—1,10, что характерно для седиментационных вод,

К этому следует добавить, что отдельные очаги разгрузки глубинных вод в центральной зоне бассейна обнаруживаются по гидротермическим и гидрохимическим аномалиям, выявленным в четвертичном водоносном комплексе (см. районные описания). Эти участки несомненно также должны будут проявиться как пьезоминимумы.

А. И. Германов и А. К. Лисицын (1962), основываясь на сопоставлении абсолютных отметок выходов палеогена и мела на периферии бассейна, предполагают сквозное движение подземных вод через центральную зону бассейна от его северного борта к гипсометрически более низкому южному борту.

И. М. Михайлов (1963) оспаривает это мнение, указывая на имеющиеся факты уменьшения приведенных давлений только от периферии к центру бассейна; не согласен он и с возможностью возникновения

в открытой водонапорной системе таких высоких давлений, какие требуются для выжимания воды из центральной части к периферии бассейна. Наиболее вероятным И. М. Михайлов считает движение подземных вод параллельно движению поверхностных вод, т. е. со стороны горного обрамления к Ленинабадским воротам и далее в Голодную степь.

Возникновение столь разных точек зрения, как вышеприведенные, само по себе свидетельствует о совершенно недостаточной еще изученности дочетвертичных водонапорных систем Ферганского бассейна. Следует отметить, что наряду с естественноисторическими факторами на формирование глубоких вод бассейна в последнее время заметное влияние оказывают и искусственные факторы. Так, например, при добыче нефти извлекается обычно и значительное количество пластовых вод и, таким образом, возникают искусственные очаги разгрузки водонапорных систем, характерные для Сурхандарьинского и Ферганского бассейнов. Закачка поверхностных вод в нефтеносные пласты (для поддержания в них давления, необходимого для эксплуатации) вносит в пласты кислород и сульфат-ион и создает окислительно-восстановительные условия, благоприятные для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий, в результате чего в нефтяных водах, ранее не содержавших сероводорода, последний появляется в большом количестве (Южный Аламышик). Широко распространено также смешение вод различных горизонтов через стволы скважин (таким путем, например, в Сурхандарьинском бассейне происходит уменьшение минерализации воды в верхних горизонтах палеоцена за счет проникновения высоконапорных вод из отложений алайского яруса).

Бассейны второй группы характеризуются в целом значительно лучшими условиями подземного стока и водообмена и являются в той или иной мере промытыми инфильтрационными водами. Областями питания бассейнов являются обрамляющие их горные массивы, сложенные палеозойскими породами, и примыкающие к этим массивам выходы мезо-кайнозойских пород. Основное количество воды бассейны получают, по-видимому, с палеозойских массивов, которые имеют большую водосборную площадь и несколько большее увлажнение атмосферными осадками. Поступление воды в проницаемые пласты мезо-кайнозойского чехла происходит: а) с дневной поверхности — за счет поглощения на выходах пластов местных атмосферных осадков и вод временного поверхностного стока, поступающего с гор; б) подземными путями — по тектоническим контактам пластов с палеозоем, по трансгрессивным контактам водоносных комплексов, залегающих непосредственно на палеозойском фундаменте, и по линиям местных и региональных разломов в палеозойском фундаменте. За счет указанных источников питания в мезо-кайнозойских отложениях формируется транзитный подземный сток, направленный в Приташкентском и Зарафшанском бассейнах в сторону соседних бассейнов (Сырдарьинского и Бухаро-Каршинского), а в центрально-кызылкумских бассейнах — к бессточным впадинам, являющимся мощными испарителями разгружающихся в них напорных подземных вод.

Водоносные горизонты и комплексы нижнего неогена, палеогена, а в Приташкентском бассейне и верхнего мела (сенон-турон) заключены между глинистыми водоупорами и не имеют прямых контактов с другими водоносными комплексами. Питание их возможно только на выходах, которые расположены значительно ниже выходов более древних водоносных отложений и поэтому их пьезометрические уровни имеют соответственно меньшие абсолютные отметки. В связи с неоднородными условиями подземного стока и различной исходной степенью

засоленности пластов подземные воды приобрели различную степень минерализации: в неогене они преимущественно пресные гидрокарбонатные или солоноватые сульфатные, реже слабосоленые, в палеогене — слабосоленые и соленые сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные, реже солоноватые.

Водоносные комплексы мела поглощают атмосферные осадки и находятся в благоприятных условиях для перетекания воды и передачи напоров из палеозоя, так как имеют непосредственные контакты с ним (в предгорных зонах). В Приташкентском бассейне указанным путем формируются пресные (плотный остаток до 1 г/л) гидрокарбонатные натриевые термальные воды в песчаниках сеномана и нижнего мела. В центральной части бассейна, где палеозойский фундамент погружен на глубину 1300—1200 м, рассматриваемый водоносный комплекс большей частью изолирован глинистыми отложениями от трещинных вод палеозоя. Об этом свидетельствует разница в гидрохимии вод — в сеномане состав воды остается в основном тем же, а в палеозое, в связи с затрудненными условиями водообмена, вода приобретает повышенную минерализацию и хлоридный натриевый состав. Отмечаются лишь локальные внедрения вод палеозоя в меловые отложения, связанные с разломами — они четко выделяются по хлоридной минерализации воды в сеномане. Одно из таких внедрений произошло в результате ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. Обнаружено оно по скважине в сел. Кибрай, находящейся вблизи разлома. Эта скважина раньше давала воду гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава с плотным остатком 0,91 г/л, а после землетрясения состав воды стал хлоридно-гидрокарбонатным натриевым с плотным остатком 1,2 г/л. В других скважинах изменений в составе воды (по макрокомпонентам) не произошло. Заметные изменения наблюдались лишь в содержании микрокомпонентов и газов*.

Характерной чертой Приташкентского бассейна, связанной с инверсией вертикальных гидрохимических и гидродинамических зон, является глубокое (до 2000—3000 м) проникновение окислительной обстановки, фиксируемой по наличию в воде растворенного кислорода. Определение возраста термальных вод сеномана, произведенное в Приташкентском бассейне гелиево-аргоновым методом (А. М. Овчинников, Л. В. Горбушина и др.), показало, что на севере и северо-востоке бассейна (вблизи области питания) возраст вод измеряется десятками и сотнями тысяч лет, а в центральной (наиболее глубокой) части бассейна достигает 7 млн. лет.

В малых артезианских бассейнах Центрального Кызылкума условия формирования подземных вод более сложные. Основное питание меловые водоносные комплексы, как и в Приташкентском бассейне, получают из палеозоя, но условия подземного перетекания воды здесь иные. Ввиду того что основные коллекторы мела (песчаники сенон-турона) на всей площади распространения отделены от палеозоя водонепроницаемым горизонтом (глинами), перетекание воды из палеозоя здесь возможно только по тектоническим контактам в предгорьях и путем пе-

* Особенность этих изменений состоит в том, что они не образовали устойчивых новых уровней содержания тех или иных компонентов, а выражались резкими колебаниями их количества (пики на графиках), причем по некоторым компонентам (уран, мышьяк) в общем ходе колебаний наблюдалось постепенное увеличение содержания, а по другим (гелий, метан, углекислый газ) за резким повышением следовало снижение содержания до прежнего уровня. Временное обогащение воды газами и микрокомпонентами может быть объяснено поступлением их из трещиноватой зоны палеозойского фундамента в связи с появлением дополнительной трещиноватости в пластах, изолирующих водоносные горизонты.

релива воды по зонам разломов, которые протягиваются от гор к областям глубокого погружения палеозойского фундамента.

Другой важной особенностью этих бассейнов является их относительная замкнутость (исключение составляет Базаубайский бассейн), вследствие чего сток за пределы бассейнов очень ограничен; главной же расходной статьей их водного баланса является испарение, которое сосредоточено большей частью в глубоких бессточных котловинах, имеющих в каждом бассейне и являющихся базисом стока и разгрузки для формирующихся в бассейнах подземных вод — артезианских в мелу и палеогене и грунтовых в неогене и четвертичных отложениях. В результате разгрузки артезианских вод на дне котловин в зимнее время образуются озера, а летом — солончаки. Разгрузка артезианских вод верхнего мела облегчается тем, что склоны котловин осложнены разломами, а также тем, что палеогеновый водоупор в котловинах либо полностью удален, либо имеет небольшую остаточную мощность и разбит на перегибах пластов трещинами. Выклинивание напорных вод происходит в виде восходящих родников, а также путем площадного «высачивания» через водоупор (в последнем случае резко увеличивается минерализация воды). Частичная разгрузка сенон-туронского водоносного комплекса через разломы происходит и вне котловин за счет перетекания воды в песчаные горизонты палеогена и выхода на дневную поверхность. Но это не нарушает общего гидродинамического плана бассейнов (концентрического расположения гидроизопьез относительно пьезоминимумов, расположенных в бессточных котловинах).

С условиями питания водоносных комплексов связано и формирование минерализации подземных вод. Воды, циркулирующие по разломам в палеозое, имеют сравнительно небольшую степень минерализации (1—3 г/л) и высокие напоры. Проникая в меловые и частично в палеогеновые отложения, они активизируют подземный сток в них и создают в пластовых водах опресненные участки и зоны, окруженные водами с повышенной степенью минерализации (3—10 г/л и более). Эти воды формируются в условиях скудного питания (за счет поглощения атмосферных осадков и временного поверхностного стока) и поэтому движутся с меньшими уклонами и скоростями и слабее промывают морские отложения. Наиболее мощные и широко развитые зоны опреснения пластовых вод в сенон-туронском водоносном комплексе образовались в Карагатинском и Мынбулакском бассейнах, где питающие разломы проходят под пьезоминимумами водонапорных систем или вблизи от них. В этом случае область разгрузки пластовых вод становится и основной областью разгрузки подземных вод, движущихся по разломам, и тем самым резко усиливается приток последних в эту область. В результате этого наряду с обратной вертикальной гидрохимической зональностью в пластовых водах формируется и обратная горизонтальная гидрохимическая зональность (особенно четко выражена она в Карагатинском бассейне), по периферии бассейна (ближе к области поглощения атмосферных осадков) получают развитие воды хлоридно-сульфатного натриевого состава с плотным остатком 3—10 г/л и более, а в середине бассейна — сульфатно-хлоридные натриевые воды с плотным остатком 2—3 г/л (Карагатинский бассейн) или сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с плотным остатком до 1 г/л (Мынбулакский бассейн). По этой же причине в средних частях указанных бассейнов наблюдаются и наивысшие дебиты фонтанирующих скважин (до 100 л/сек).

Перетекание воды по разломам из палеозоя в мел в ряде случаев проявляет себя резко выраженными положительными гидротермическими аномалиями, указывающими на глубинную циркуляцию воды

в разломах фундамента (вместо фонового геотермического градиента $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ его значение в этих зонах достигает $12\text{--}14^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$).

Некоторые исследователи (В. М. Фомин, Л. А. Островский) считают, что эти воды связаны с крупными региональными разломами, по которым в Центральный Кызылкум поступает подземный сток с Западного Тянь-Шаня и этот сток дает основное питание рассматриваемым артезианским бассейнам. Однако следует отметить, что каких-либо объективных показателей для установления относительной роли местного и внешнего питания бассейнов пока не имеется.

Платформенная гидрогеологическая область. Артезианские бассейны первого порядка, выделяемые в платформенном чехле Туранской плиты,—Амударьинский, Сырдарьинский и Устюртский занимают огромные равнинные пространства пустынного запада Средней Азии, в территорию же Узбекистана входят сравнительно небольшие части их—бассейны второго порядка: Бухаро-Каршинский и Хорезмский (последний по дочетвертичным горизонтам пока почти не изучен), южная часть Северо-Устюртского, Барсакельмесский и север Асаксауданского бассейна. По условиям формирования подземных вод указанные бассейны неоднотипны.

Во всех рассматриваемых бассейнах изменение условий формирования подземных вод связано также с наличием в разрезе нескольких региональных водоупоров, из которых особое значение имеет палеогеновый, разделяющий подземные воды осадочного покрова на два структурных гидрогеологических этажа: неоген-четвертичный, в котором формируются преимущественно грунтовые воды, и мезозойский (захватывающий частично и палеоген), в котором формируются преимущественно артезианские воды.

Трещиноватая зона фундамента бассейнов составляет третий — палеозойский (местами пермотриасовый) гидрогеологический этаж, пока еще очень слабо изученный.

Рассмотрим установленные к настоящему времени закономерности формирования подземных вод верхнего и среднего этажей.

Верхний этаж. На равнинных пространствах Туранской низменности получили региональное распространение весьма значительные по своим размерам (ширине и особенно длине) естественные потоки и группы потоков грунтовых вод, залегающие на значительной глубине (20—50 м и более) и имеющие очень медленный (не более $1\text{ см}/\text{год}$) транзитный сток, направленный к глубоким бессточным понижениям пустыни, где они испаряются.

В схеме районирования грунтовых вод территории СССР рассматриваемые потоки входят в выделяемую О. К. Ланге широтную зону «равновесия стока грунтовых вод и их испарения».

По условиям питания и циркуляции среди естественных региональных потоков грунтовых вод выделяются: 1) потоки порово-пластовых грунтовых вод в неогеновых и четвертичных отложениях, слагающих древние и современные аллювиальные и аллювиально-дельтовые равнины, на значительной площади покрытые эоловыми песками, и 2) потоки трещинно-пластовых грунтовых вод в морских неогеновых отложениях, слагающих структурные равнины (плато Устюрт)*.

Потоки первого типа получают начало и основное питание от рек. В наиболее типичном виде это выражено в низовьях Амударьи и характерно для орошения низовьев Зарафшана. Несколько сложнее форми-

* В окраинной части Бухаро-Каршинского бассейна развиты потоки в отложениях, слагающих предгорные равнины, но для рассматриваемых бассейнов они не являются характерными.

руется аллювиальный поток грунтовых вод в низовьях Кашкадарьи. Он начинается в Китабо-Шахризабской котловине и по выходе из нее получает питание не только из реки, но и принимает по пути подземный сток с предгорных равнин.

В приречной полосе каждый поток грунтовых вод имеет минерализацию, соответствующую минерализации речной воды, но с удалением от реки концентрация все больше возрастает, так что резко преобладающее распространение получают соленые воды сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного натриевого состава и даже рассолы (хлоридные натриевые). По сравнению с указанными выше источниками питания естественных региональных потоков грунтовых вод роль инфильтрации атмосферных осадков в их пополнении является практически неощутимой: ни уровень грунтовых вод, ни минерализация их в удалении от рек не имеют заметных сезонных изменений. Исключение составляют отдельные участки, наиболее благоприятные для глубокого проникновения атмосферных осадков и внутриспорной конденсации водяных паров (барханные пески) или для сбора и погружения временного стока с большой площади (такыры). Под такими участками образуются линзы пресных вод, плавающих на соленых водах транзитного потока и имеющие большое значение для хозяйственно-питьевого водоснабжения в пустынных районах. Другой тип пресноводных линз встречается у староречий, в которые эпизодически проникают из реки паводковые воды.

Значительная часть территории, охватываемой рассматриваемыми потоками, занята оазисами — древними районами орошаемого земледелия, резко изменившими естественные условия формирования грунтовых вод. Эти изменения выразились в наложении интенсивного искусственного питания на очень медленный транзитный сток грунтовых вод, в результате чего на всей орошаемой территории уровень грунтовых вод установился на такой небольшой глубине (1—3 м), которая обеспечивает балансирование дополнительного искусственного питания грунтовых вод расходом их на испарение. В связи с этим здесь резко усилились процессы континентального засоления грунтовых вод. В Бухарском оазисе с подъемом уровня грунтовых вод может быть связано наблюдаемое в настоящее время слабое дренирование водоносной толщи р. Зарафшана. В остальных же оазисах (Каршинский, Каракульский, Южно-Хорезмский, Каракалпакский) питающая роль орошающих их рек не изменилась. Однако по сравнению с величиной питания грунтовых вод оазисов ирригационными водами (из русел каналов и на полях орошения), составляющей 350—450 мм/год, фильтрационные потери из рек имеют весьма второстепенное значение (например, грунтовые воды Хорезмского оазиса за счет фильтрационных потерь Амударьи получают, по расчету Д. М. Каца, 40—45 мм/год).

Подземный отток грунтовых вод с территорий, занятых оазисами, в пустыню по сравнению с естественными условиями несколько возрос, но в общем балансе грунтовых вод оазисов он также занимает незначительную долю и существенного влияния на процессы формирования грунтовых вод не оказывает.

При указанной структуре баланса грунтовых вод, когда главными статьями его являются ирригационное питание и испарение, орошаемое земледелие возможно только при достаточно низком коэффициенте земельного использования (в Бухарском и Каракульском оазисах к. з. и. = 0,67; в Южном Хорезме и ККАССР менее 0,5). В этом случае внутриоазисные перелогии играют роль «сухого дренажа», регулирующего водный и солевой балансы грунтовых вод орошаемых участков, принимая в них подземный сток и испаряя его. Повышение коэффициента земель-

ного использования требует строительства искусственных дренажей, что в последнее время производится во всех рассматриваемых оазисах. Несмотря на то что отвод грунтовых вод через построенную редкую коллекторно-дренажную сеть пока еще значительно меньше, чем испарение, все же достигнуто некоторое улучшение гидрогеолого-мелиоративных условий оазисов (особенно Южного Хорезма).

Интенсивное воздействие ирригации на грунтовые воды проявилось в их гидрохимии и гидродинамике. Под орошаемыми площадями произошло опреснение грунтовых вод (в Хорезме оно прослеживается до глубины 20—22 м, в Бухарском и Каракульском оазисах оно не столь глубокое), под перелогами минерализация, наоборот, увеличилась. Весьма характерным явлением в рассматриваемых оазисах являются приканальные линзы пресных грунтовых вод (с плотным остатком менее 1 г/л), формирующиеся вдоль большинства крупных оросительных каналов и являющиеся в этих районах единственным доброкачественным источником централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. Образование их обусловлено командным положением каналов над общей поверхностью практически бессточных грунтовых вод. В ряде случаев опреснение не только охватывает четвертичный аллювий, но и проникает в подстилающие его проницаемые породы (песчаники) неогена и мела. Большинство пресноводных линз в низовьях р. Амударьи залегают на водоупоре, в Бухарском оазисе преобладают линзы, плавающие на соленой воде.

Гидродинамическое воздействие оросительных систем на грунтовые воды оазисов выразилось в формировании в верхнем структурно-гидрогеологическом этаже искусственных водонапорных систем разного порядка, режим которых полностью подчинен режиму работы оросительной системы (с коррективами, которые вносятся действием испарения). Из естественных источников питания грунтовых вод атмосферные осадки заметной роли в их режиме не играют. Река же влияет на режим грунтовых вод лишь в сравнительно узкой приречной полосе (до 3—4 км).

При одинаковой направленности процессов формирования грунтовых вод в рассматриваемых оазисах каждый из них имеет свои особенности. В частности, в Бухарском оазисе характерная для него литолого-фациальная зональность определила собой и зональные различия в условиях формирования грунтовых вод. В верхней части дельты (мощные галечники с покровом суглинков), имеющей сравнительно лучшие условия подземного оттока, получили развитие сульфатно-гидрокарбонатные пресные и солоноватые грунтовые воды со значительными естественными ресурсами (более минерализованные воды — до 5 г/л — здесь формируются только в суглинках под перелогами). В остальной части оазиса, где галечники имеют подчиненное значение (преобладают суглинки и пески) или вообще отсутствуют, преимущественное распространение имеют: на поливных площадях — сульфатные воды с минерализацией, нарастающей с глубиной от 2—6 до 10 г/л и более, под перелогами — соленые (10—20 г/л) сульфатно-хлоридные воды. В Южном Хорезме и Каракалпакии грунтовые воды имеют повышенное (относительно других компонентов) содержание хлоридов, что соответствует большему процентному содержанию их в воде Амударьи (по сравнению с Зарафшаном). На поливных площадях здесь формируются (в зависимости от степени минерализации) сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые грунтовые воды, под перелогами — хлоридные натриевые.

Характерно также различие в сезонном режиме грунтовых вод Южного Хорезма и Бухарского оазиса. В первом сезонные колебания

уровня грунтовых вод полностью подчинены режиму водоподачи (максимум летом, минимум — зимой), во второй колебания уровня грунтовых вод регулируются еще и испарением, в связи с чем наблюдается подъем уровня в зимне-весенний период и спад летом к осени (прерываемый подъемами при поливах).

Многолетние колебания уровня грунтовых вод во всех рассматриваемых оазисах связаны в основном с изменениями водоподачи.

Намечаемое перспективными планами строительство систем вертикального и горизонтального дренажей в оазисах должно коренным образом изменить структуру водносолевого баланса грунтовых вод, что создаст благоприятную обстановку для опреснения их на всей площади оазисов.

Региональные потоки трещинно-пластовых грунтовых вод, развитые на плато Устюрт, формируются почти исключительно за счет инфильтрации местных атмосферных осадков. Зарождаются потоки на крыльях широтных тектонических поднятий (валов), таких, как Актумсукского, Центрально-Устюртского и Гокленкуинского, и движутся от них в согласии с падением дневной поверхности и водоупорного ложа к расположенным между валами тектоническим впадинам Асмотай Мотай на севере, Барса-Кельмес — в центральной части и Ассаке-Аудан — на юге. Благодаря большой трещиноватости и закарстованности пород, слагающих поверхность плато, питание потоков грунтовых вод атмосферными осадками продолжается на всем их пути. Периодическое просачивание атмосферных осадков вызывает сезонные колебания уровня грунтовых вод на плато с амплитудой 2—5 м. Поэтому в направлении к базису стока происходит постепенное наращивание мощности и расхода потоков. В этом же направлении происходит последовательное приближение зеркала грунтовых вод к дневной поверхности (от 40—60 до 10 м) и увеличение общей минерализации воды (за счет выщелачивания пород): в сармате от 1,5—2 до 7—10 г/л, в тортоне от 5—7 до 30—35 г/л. Таким образом, общая минерализация грунтовых вод увеличивается как по течению потока, так и сверху вниз. Соответственно изменяется и химический состав воды: соленоватые воды сульфатные кальциевые или натриевые, слабосоленые — сульфатно-хлоридные натриевые или кальциевые, соленые — хлоридно-сульфатные натриевые, сильносоленые воды и рассолы — хлоридные магниевые.

Характерное для грунтовых вод Устюрта повышенное содержание сульфатов связано с большой гипсоносностью миоценовых отложений, а хлориды характеризуют еще не завершившуюся первую стадию выщелачивания пород.

В северных районах Устюрта, благодаря несколько большему количеству атмосферных осадков и меньшей испаряемости, поверх основного транзитного потока грунтовых вод распространен тонкий (1—2 м) слой менее минерализованных вод (1—2 г/л). В южных районах такой слой появляется только в виде линз под такырами и существует короткое время после выпадения осадков.

На локальных участках возможно подпитывание грунтовых вод Устюрта напорными водами нижележащих горизонтов по разломам. Пока это установлено только на одном участке.

Средний структурно-гидрогеологический этаж. Совокупность геолого-структурных, гидрогеохимических и гидродинамических данных о водоносных комплексах мезозоя и палеогена, развитых в артезианских бассейнах Туранской плиты, позволяет говорить о резко различных условиях и истории формирования подземных вод Сырдарьинского бассейна по сравнению с Амурдарьинским и Устюртским и о таком же

резком различии в условиях формирования подземных вод юры и мел-палеогена внутри Амударьинского и Устюртского бассейнов.

В Сырдарьинском бассейне региональное распространение имеют верхнемеловой водоносный комплекс (местами включающий и цалеоцен) и альбский водоносный горизонт нижнего мела, которые на всей площади бассейна содержат высоконапорные (обычно самоизливающиеся), преимущественно пресные и солоноватые воды (плотный остаток до 3—4 г/л), лишь на отдельных участках приобретающие более высокую минерализацию (до 10 г/л). При этом отмечается обычно меньшая степень минерализации в верхнемеловых отложениях и постепенное общее нарастание минерализации от хр. Каратау к середине бассейна и к Аральскому морю.

В той части Сырдарьинского бассейна, которая в основном входит в границы нашего описания, т. е. в Южно-Приаральском бассейне второго порядка, наблюдается такая же закономерность в вертикальном изменении минерализации и некоторое нарастание минерализации по течению подземных вод — с востока на запад. По составу воды сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриевые, реже натриево-кальциевые с умеренными температурами (24—28°С, на отдельных участках, близ разломов, до 37°С).

Воды более древних отложений мезозоя (неокома, апта, юры), сохранившихся в отдельных понижениях палеозойского фундамента, мало изучены и по данным единичных опробований характеризуются большой пестротой минерализации (от солоноватых вод до рассолов), не связанной с общими закономерностями в бассейне, а зависящей, видимо, от местных условий залегания водоносных горизонтов. Происхождение вод меловых отложений в этой части бассейна у исследователей не вызывает сомнений — оно связывается с инфильтрационным питанием, которое получают водоносные горизонты на выходах в предгорьях хр. Каратау и хр. Букантау и особенно с переливом трещинных и трещинно-карстовых вод из указанных горных массивов. Часть подземного стока поступает сюда транзитно из восточной части бассейна. Зафиксированные близ некоторых разломов температурные аномалии свидетельствуют о наличии очагов перелива воды из палеозоя в мел во внутренних частях бассейна, но в количественном выражении их роль пока еще не может быть оценена.

Основной областью разгрузки Сырдарьинского бассейна является чаша Аральского моря. Об этом свидетельствует общее направление падения гидроизопьез и многочисленные подводные источники в восточной части моря. Вместе с тем имеются и другие очаги разгрузки. К наиболее крупным из них в Южно-Приаральском бассейне относится Амударьинский разлом, по которому воды меловых отложений переливаются в аллювий Амударьи, а в Казахской части Сырдарьинского бассейна — в низовья долины Сырдарьи. В Южно-Приаральском бассейне в качестве местных очагов разгрузки проявляют себя также бессточные солончаковые впадины, испаряющие значительные количества высачивающейся напорной воды. Все указанные дополнительные очаги разгрузки определены по направленности к ним стока подземных вод, вырисовывающейся из расположения гидроизопьез.

Согласно гидрогеологическим расчетам расход артезианских вод, разгружающихся только в Южно-Приаральском бассейне, достигает 5 м³/сек. Ярко выраженная проточность среднего структурного гидрогеологического этажа и защищенность его водопором от процессов испарения объясняют формирование подземных вод со сравнительно низкой степенью минерализации. Этому способствовали и другие факторы, в частности, то обстоятельство, что бассейн в течение мезо-кайнозоя

испытал неоднократную смену морских и континентальных условий осадконакопления.

В последние годы в результате интенсивного разбора вод Амударьи и Сырдарьи на орошение происходит снижение уровня Аральского моря, которое при дальнейшем развитии орошения в бассейнах указанных рек может привести к резкому сокращению акватории. В связи с этим возникают вопросы возможных изменений в подземном питании моря и в режиме связанных с ним водонапорных систем (в частности, Сырдарьинского бассейна). Встречающиеся в литературе высказывания о том, что сокращение речного стока будет компенсировано притоком подземных вод, лишено каких-либо оснований. Максимально возможные расчетные притоки в Аральскую впадину даже при ее осушении не превысят $1 \text{ км}^3/\text{год}$. Снижение уровня моря не вызовет и крупных изменений в гидродинамике Сырдарьинского артезианского бассейна, так как гидравлические потери в потоке артезианских вод на пути к морю во много раз превышают возможное понижение уровня.

Амударьинский и Устьюртские бассейны в мезозое имели в общих чертах сходную историю геологического развития. Начиная с нижней юры и до эоцена включительно они входили в одну геотектоническую область общего погружения и осадконакопления, которая весь этот период истории находилась под уровнем моря и постепенно расширялась за счет Центрально-Кызылкумской области общего поднятия. Одновременно внутри морского седиментационного бассейна происходил длительный процесс структурной дифференциации — развивались прогибы и относительные поднятия, ставшие основными элементами современного структурного плана этой области. В прогибах Амударьинского бассейна (за пределами УзССР) палеозойский фундамент в настоящее время залегает на глубине до 6 км, в прогибах Устьюрта — на глубине до 4—4,5 км.

Большая часть накопившихся осадков представлена чередующимися глинами, мергелями, песчаниками, алевролитами; меньшее развитие имеют известняки. Завершается разрез данного этажа, как уже указывалось выше, регионально выдержанной толщей глин и мергелей эоцена. Выделяется также как региональный водоупор верхнеюрская соляно-гипсовая свита, распространенная на значительной части Амударьинского артезианского бассейна.

Формирование подземных вод рассматриваемого структурно-гидрогеологического этажа в Амударьинском и Устьюртских бассейнах в течение всего мезозоя и палеогена происходило преимущественно на седиментационном этапе (кратковременные местные регрессии моря не меняли направленности гидрогеологического процесса), и только с конца олигоцена начался инфильтрационный этап, продолжающийся и в настоящее время (на Устьюрте он прерывался миоценовой трансгрессией моря).

Тектонические движения и процессы денудации в неоген-четвертичное время привели к нарушению изоляции в надюрских водоносных комплексах. Юрские же отложения в Амударьинском бассейне вообще не имеют выходов, а на Устьюрте они обнажаются лишь на небольших участках западной окраины. Таким образом, общая геолого-структурная обстановка должна была способствовать сохранению в юрском водоносном комплексе седиментационного водообмена и в последний отрезок геологической истории. Для меловых же отложений интенсивность и сама возможность инфильтрационного водообмена должны уменьшаться с погружением водоносных комплексов к центральным частям бассейнов.

Эти положения подтверждаются и данными по гидрогеохимии и гидродинамике бассейнов.

В Бухаро-Каршинском бассейне по гидрохимическим показателям подземных вод в региональном плане выделяются два подэтажа: юрский, в котором содержатся только рассолы различной концентрации, и меловой, в котором каждый из водоносных комплексов содержит воды с различной степенью минерализации: палеоген-сенон-туронский — от 3 до 35 г/л, сеноман-альбский — от 1 до 10 г/л (по западному углу бассейна — 50—100 г/л), неоком-аптский — от 3 до 100 г/л и более. В юре и нижнем мелу выявлены газо-нефтяные, а в сеномане — газовые залежи.

Юрский водоносный комплекс распространен в той части бассейна, где палеозойский фундамент погружается на глубину более 100 м. Содержащиеся в юре рассолы повышают свою концентрацию в юго-западном направлении (по мере дальнейшего ступенчатого погружения фундамента), в связи с чем намечаются горизонтальные гидрохимические зоны: слабых (до 75 г/кг), крепких и сверхкрепких (более 270 г/кг) рассолов хлоридного натриево-кальциевого состава с высоким содержанием многих микрокомпонентов. Сверхкрепкие рассолы распространены в наиболее глубокой части бассейна, где получила развитие верхнеюрская соляно-гипсовая свита. Эта зона выделяется также аномально высокими пластовыми давлениями (в 1,5—2 раза выше условно предполагаемых гидростатических) как внутри соленосной толщи (рапа?), так и в подсолевых отложениях. Севернее этой зоны пластовые давления обычно соответствуют гидростатическим и обнаруживают падение с юго-востока на северо-запад — такое же, как и в меловых отложениях. Открытых очагов разгрузки юрский водоносный комплекс в пределах равнинной части бассейна не имеет. Скрытая разгрузка может предполагаться вне границ распространения водоупорной соляно-гипсовой свиты.

В каждом из водоносных комплексов меловых отложений прослеживается смена горизонтальных гидрохимических зон с последовательно повышающейся степенью минерализации (в пределах указанных выше интервалов) в направлении от современной области питания и создания напора (Зарафшанские и Гиссарские горы и предгорья) к юго-западу и северо-западу. В этом же направлении происходит смена состава воды: сульфатные воды с разным катионным составом сменяются сульфатно-хлоридными и хлоридно-сульфатными натриевыми, а последние — хлоридными натриевыми.

Указанная зональность подземных вод отражает происходящее с неогена опреснение водоносных комплексов за счет промывания пород инфильтрационными водами. Наиболее широко этот процесс продвинулся в сеноман-альбском водоносном комплексе, отличающемся от других более высокой проницаемостью коллекторов.

Какой-либо области открытой разгрузки для водоносных комплексов мела не выявлено. Вместе с тем на ряде структур, при разведке их, выявлены пьезоминимумы, свидетельствующие о перетекании воды из нижних комплексов в верхние (Газлинское, Каганское и Питнякское поднятия). Палеоген-сенон-туронский водоносный комплекс имеет ряд местных очагов разгрузки, приуроченных к впадинам, занятым солончаками. Есть основание предполагать, что этот комплекс дренируется в северо-западной части Амударьей, выработавшей свою современную долину в меловых отложениях. Через эти очаги могут разгружаться (путем перетекания) и нижележащие водоносные комплексы. Наличие в водоносных комплексах мела избыточных напоров (относительно по-

верхности земли), возрастающих в более древних отложениях, позволяет предполагать и скрытую рассеянную разгрузку подземных вод.

Мезозойский этаж Устюртских бассейнов изучен еще очень слабо. Однако имеющиеся гидрохимические данные позволяют установить, что и здесь четко выделяются два структурно-гидрогеологических подэтажа: нижний, включающий юру и неоком-апт, и верхний — альб-сеноман-турон.

В нижнем подэтаже на всей площади Каракалпакского Устюрта содержатся рассолы с плотным остатком от 45 до 150 г/кг, с однообразным хлоридным натриево-кальциевым составом. Такие же рассолы вскрыты и в трещиноватой зоне пермотриасового основания. В верхнем подэтаже развиты соленые воды, причем для альба характерны воды высокой минерализации (плотный остаток более 10—15 г/л), хлоридного натриевого состава, а в турон-сеноманских песках и песчаниках преобладают воды с плотным остатком 10—12 г/л и лишь в прогибах минерализация увеличивается до 30—73 г/л.

Таким образом, по сравнению с Бухаро-Каршинским бассейном Устюртские бассейны отличаются по нижнему подэтажу отсутствием сверхкрепких рассолов, по верхнему — более высокой минерализацией вод. Первое обстоятельство находит свое объяснение в различной солености седиментационных бассейнов; второе, по-видимому, связано с более замедленным водообменом, происходящим в водоносных комплексах Устюрта.

Распределение пластовых давлений в нижнем подэтаже по вертикали (снижение абсолютных отметок приведенных напоров от пермотриаса к неоком-апту) позволяет предполагать разгрузку нижних горизонтов в вышележащие (при наличии разломов). В региональном же плане приведенные пластовые давления по обоим подэтажам снижаются в направлении разломов к Арало-Кызылкумской зоне дислокаций. По-видимому, Центральные-Устюртские разломы выполняют роль дрена, собирающих основную часть подземного стока с Северного и Южного Устюрта и отводящих его на юго-восток (в этом направлении отмечается снижение пьезометрических уровней). Крутым очагом разгрузки турон-сеноманского водоносного комплекса на Южном Устюрте является Сарыкамышская впадина, на дне которой выходит родник Бурлюк-булак.

Часть третья

Глава седьмая

ЕСТЕСТВЕННЫЕ И ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В данной главе приводятся результаты региональной оценки естественных и прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод по основным водоносным горизонтам и комплексам мезо-кайнозоя и обводненным зонам трещиноватости палеозойских горных массивов.

Для оценки ресурсов территория Узбекистана разделена на районы, которые в основных чертах совпадают с районами первого порядка, выделенными при общем гидрогеологическом районировании (глава третья). Имеющиеся отклонения обусловлены чаще всего несовпадением площади распространения основных водоносных горизонтов или комплексов со структурными границами гидрогеологических районов.

Для оценки ресурсов подземных вод территория каждого района разбивалась на расчетные участки и в некоторых случаях подучастки. В районах распространения трещинных и трещинно-карстовых вод палеозоя участки выделялись по элементам орогидрографии, имеющим общие условия формирования ресурсов подземных вод, а в районах развития пластовых вод мезо-кайнозоя — по распространению основных водоносных горизонтов и комплексов. Оценка ресурсов подземных вод палеозоя и дочетвертичных водоносных комплексов производилась в целом по выделенным участкам и соответственно на карту ресурсов наносились осредненные модули ресурсов, относящиеся ко всей площади участка, включающей (в артезианских бассейнах) зоны питания, транзита и разгрузки подземных вод.

Для четвертичных водоносных комплексов произведено более дробное районирование с учетом размещения потоков подземных вод (при выделении участков) и различий в условиях формирования ресурсов подземных вод (при выделении расчетных подучастков). В последнем случае и модули ресурсов соответственно определялись по отношению к площади расчетных подучастков.

Основные водоносные горизонты (комплексы) выделены исходя из критериев лучшего качества воды, более высокой производительности и большей доступности для использования. В пустынных районах с отсутствием подземных вод питьевого качества основные водоносные горизонты (комплексы) выделялись с учетом возможности использования их для других нужд и, в частности, для обводнения пастбищ. Исходя из этого при отсутствии подземных вод лучшего качества за основные водоносные горизонты и комплексы принимались имеющие плотный остаток воды до 15 г/л.

Основными местами перспективных для эксплуатации ресурсов подземных вод на территории Узбекистана являются:

1. В горноскладчатой гидрогеологической области — породы палеозоя, слагающие горные массивы, четвертичные и частично неогеновые аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, развитые в горных долинах и межгорных впадинах. Содержащиеся в них воды преимущественно пресные, пригодные для хозяйственно-питьевых нужд. Они используются также для технического водоснабжения, орошения и пр.

2. В платформенной области — меловые отложения, в меньшей мере неогеновые и четвертичные. Воды, пригодные для централизованного питьевого водоснабжения, встречаются на ограниченных участках — в непосредственной близости от источников питания. Большей же частью воды имеют повышенную минерализацию и используются преимущественно для обводнения пастбищ оазисного орошения, технического водоснабжения и частично при децентрализованном водоснабжении.

Естественные ресурсы. Под естественными ресурсами понимается питание, получаемое подземными водами в условиях, не нарушенных эксплуатацией.

В среднем за продолжительный отрезок времени величина естественных ресурсов равна величине расходования подземных вод, что позволяет оценивать ресурсы и по расходным статьям баланса подземных вод.

В пределах расчетного участка или подучастка нами выделяются общие и местные естественные ресурсы подземных вод. Под местными ресурсами понимается инфильтрационное питание, получаемое подземными водами непосредственное на участке (подучастке); общие естественные ресурсы включают, кроме того, питание, получаемое за счет подземного перетекания вод из соседних участков. Соответственно введено и два модуля: общих и местных естественных ресурсов подземных вод. Разница в значениях указанных модулей характеризует роль регионального притока из соседних районов в формировании подземных вод того или иного участка.

В табл. 8 и на карте (прилож. 3) наряду с количественной оценкой естественных ресурсов подземных вод приведены применявшиеся при расчетах эксплуатационных ресурсов значения модуля удельных естественных запасов грунтовых вод (объем гравитационной воды в m^3 , содержащейся в элементе безнапорного водоносного горизонта площадью в $1 км^2$ и мощностью $1 м$) и модуля удельных упругих запасов (объем воды в m^3 , высвобождающейся из элемента напорного водоносного горизонта площадью в $1 км^2$ за счет объемного расширения воды и уменьшения порового пространства самого водоносного пласта при снижении давления в нем на $1 м$ или $0,1 ат$).

Следует отметить, что специальных исследований для региональной оценки естественных ресурсов подземных вод в республике не проводилось. Оценка их могла быть произведена только на основе имеющихся данных, в зависимости от которых и приходилось применять тот или иной из возможных методов оценки.

В горных районах (I, II, III, IV—I, V — на карте, прилож. 3) основное распространение имеют трещинные и трещинно-карстовые грунтовые воды в породах палеозоя и местами юры. Источниками питания подземных вод являются атмосферные осадки. В высокогорном и среднегорском поясах большая часть естественных ресурсов расходуется на сток через родники и участвует, таким образом, в формировании речного тока. В межень доля питания рек за счет подземных вод часто достигает 100%. Некоторая часть естественных ресурсов подземных вод

(Центрально-Кызылкумского массива — наибольшая часть) имеет подземный сток в соседние артезианские бассейны.

Естественные ресурсы подземных вод горных массивов оценивались в основном путем расчета средней многолетней величины инфильтрации атмосферных осадков. С этой целью для каждого района были построены карты изогиет, а для определения величин коэффициента инфильтрации осадков использовались гидрологические и метеорологические (осадки) данные по отдельным «ключевым» бассейнам, сложенным породами разной проницаемости. Выделение подземного питания рек в ключевых бассейнах производилось путем расчленения гидрографа общего речного стока по способу З. В. Джорджо, т. е. к подземному питанию реки относился весь меженный сток (за вычетом проходящих в это время на некоторых реках дождевых паводков) и нижняя часть гидрографа паводочного периода, отсекаемая прямой, соединяющей даты окончания зимней и начала осенней межени. Полученные значения коэффициента инфильтрации для осадочных пород находятся в пределах от 0,05—0,07 (сланцево-песчаниковая толща) до 0,24—0,37 (известняки).

По некоторым участкам (III—4, III—5) естественные ресурсы подземных вод определены непосредственно по расчленению гидрографов дренирующих их рек (по постам, замыкающим бассейны стока).

Естественные ресурсы порово-пластовых вод внутригорных впадин и долин (II—5, 6, 7, 8, 9, 10) оценивались в основном по расчету расхода потока подземных вод в поперечном сечении аллювия и аллюво-пролювия и частично по количеству выклинивающихся вод.

Общее количество естественных ресурсов подземных вод для горных массивов республики составляет 140 м³/сек (в породах палеозоя 132,4 м³/сек, юры — 7,6 м³/сек). Из них более половины (74,5 м³/сек) сосредоточено в Чаткало-Кураминском районе (I), имеющем модуль подземного стока от 3,6 до 13,1 л/сек с 1 км². В Нурата-Туркестанском районе (II) модуль подземного стока составляет 0,5—2,6 л/сек, в Гиссаро-Зарафшанском (III) — 1—7 л/сек, в Центрально-Кызылкумском — 0,25 л/сек.

В тесной водобалансовой связи с горными районами находятся межгорные артезианские бассейны, в которые поступает формирующийся в горах поверхностный и подземный сток. В этой группе районов выделяется своими специфическими гидрологическими и гидрогеологическими условиями группа малых артезианских бассейнов IV (Центрально-Кызылкумского) района. Основным водоносным горизонтом здесь являются песчаники верхнего мела, содержащие напорные воды; в Тубелекском артезианском бассейне дополнительно выделены (в качестве второго основного водоносного горизонта) неоген-четвертичные песчаники, содержащие грунтовую воду. Постоянный поверхностный сток в IV районе отсутствует.

Формирование подземных вод верхнемеловых отложений происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, подземного и очень кратковременного поверхностного стока с гор. Из подземного стока, формирующегося в палеозойских возвышенностях района, через родники в горах расходуется всего лишь около 50 л/сек; остальная же часть (за вычетом некоторой доли, возможно, расходующейся на испарение) подземным путем поступает в артезианские бассейны (в том числе около 1,5 м³/сек — в бассейны рассматриваемого района). Напорные воды разгружаются в бессточных котловинах, расходуясь только на испарение (хотя внутри района возможно и перетекание подземных вод из одного бассейна в другой).

Продолжение табл. 8

Расчетные гидрогеологические участки по районам и их номера на карте	Гидравлическая характеристика, литология и возраст водоносного горизонта	Коэффициент фильтрации, м/сутки Модуль удельных естественных запасов $\mu \cdot w$ (тыс. м³)	Естественные ресурсы			Прогнозные эксплуатационные ресурсы						Современное использование подземных вод, м³/сек	Величина возможного сокращения расхода поверхностных вод, м³/сек (при полном отборе оцененных ресурсов)	Расход одной скважины, л/сек Величина понижения уровня, м	Примечание
			Общая величина, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Величина питания за счет местных источников, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Величина выклинивания в поверхностные водотоки, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Допустимое понижение S, м	Общая величина, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	В том числе		Ресурсы (м³/сек) с минерализацией					
								обеспеченные питанием, м³/сек модуль, л/сек на 1 км²	за счет сработки естественных запасов модуль, л/сек на 1 км²	до 1 г/л	от 1 до 2 г/л				

Центрально-Кызылкумская группа артезианских бассейнов и бассейнов трещинных вод

1. Гидрогеологические массивы	Трещинные грунтовые; сланцы, известняки, граниты Pz	—	1,8 0,25	1,8 0,25	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2. Кызылкакский артезианский бассейн	Напорные; пески и слабоцементированные песчаники Cг ₂ —Pg ₁	4 0,11	0,23 0,17	0,06 0,06	—	50	0,23 0,17	0,23 0,17	0,003 0,002	—	—	—	—	2—6 10	—
3. Ташкуринский артезианский бассейн	Напорные; пески и слабоцементированные песчаники Cг ₂ —Pg ₁	4 0,2	0,19 0,18	0,16 0,18	—	50	0,19 0,18	0,19 0,18	0,006 0,006	—	—	—	—	0,5 30	—
4. Карагатинский артезианский бассейн	Напорные; слабоцементированные песчаники Cг ₂ —Pg ₁	4 0,23	1,6 0,27	0,8 0,14	—	120	1,7 0,29	1,6 0,27	0,1 0,016	—	—	11	—	15—20 10	—
5-а. Укузкакский артезианский бассейн	Групповые; пески и слабоцементированные песчаники Cг ₂	4,6 150	0,4 0,4	0,4 0,4	—	10	1,4 1,4	0,4 0,4	1,0 1,0	—	—	0,01	—	10 15	—
5-б. То же	Напорные; пески и слабоцементированные песчаники Cг ₂	4 0,23	0,6 0,34	0,5 0,3	—	—	0,6 0,34	0,6 0,34	—	—	—	—	—	0,5 30	—
6-а. Тубулекский артезианский бассейн	Напорные; пески и слабоцементированные песчаники Cг ₂	5,0 0,08	0,9 0,23	0,6 0,15	—	104	0,9 0,23	0,9 0,23	0,02 0,005	—	—	0,05	—	6 10	—
6-б. То же	Грунтовые; пески и слабопрочные песчаники N ₂ +Q ₁	7,7 150	0,9 0,22	0,9 0,22	—	10	5,0 1,1	0,9 0,2	4,1 0,9	—	—	—	—	0,5 2,0	—
7. Тамдыкудукский артезианский бассейн	Напорные; пески и слабоцементированные песчаники Cг ₂	5,7 0,11	0,2 0,4	0,2 0,4	—	110	0,2 0,4	0,2 0,4	0,004 0,008	—	—	0,02	—	10 15	—
8-а. Минбулакский артезианский бассейн	Напорные; пески и слабоцементированные песчаники Cг ₂	4,5 0,34	2,4 0,6	1,3 0,26	—	120	2,5 0,6	2,4 0,6	0,1 0,02	—	—	0,5	—	20 10	—
8-б. То же	Напорные; пески и слабоцементированные песчаники Cг ₂	4,5 0,11	0,7 0,7		—	80	0,7 0,7	0,7 0,7	0,005 0,005	—	—	—	—	10 10	—
9. Бузаубайский артезианский бассейн	Напорные; песчаники Cг ₂	1 0,4	0,2 0,014	—	—	70	0,6 0,03	0,2 0,014	0,4 0,02	—	—	—	—	4—5 30—40	—

Продолжение табл. 8

Расчетные гидрогеологические участки по районам и их номера на карте	Гидравлическая характеристика, литология и возраст водоносного горизонта	Коэффициент фильтрации, м/сутки Модуль удельных естественных запасов μ_w (тыс. м ³)	Естественные ресурсы			Прогнозные эксплуатационные ресурсы						Современное использование подземных вод, м ³ /сек	Величина возможного сокращения расхода поверхностных вод, м ³ /сек (при полном отборе оцененных ресурсов)	Расход одной скважины, л/сек Величина понижения уровня, м	Примечание
			Общая величина, м ³ /сек Модуль, л/сек на 1 км ²	Величина питания за счет местных источников, м ³ /сек Модуль, л/сек на 1 км ²	Величина выклинивания в поверхностные водоотoki, м ³ /сек Модуль, л/сек на 1 км ²	Допустимое понижение S, м	Общая величина, м ³ /сек Модуль, л/сек на 1 км ²	В том числе		Ресурсы (м ³ /сек) с минерализацией					
								обеспеченные питанием, м ³ /сек модуль, л/сек на 1 км ²	за счет сработки естественных запасов модуль, л/сек на 1 км ²	до 1 г/л	от 1 до 2 г/л				

Горный артезианский бассейн юго-западных отрогов Гиссарского хребта

1. Горы Кугитангтау, Сузистау, Куштан, Ходжаахгабурун	Трещинные грунтовые, известняки J	—	4,4 2,1	4,4 2,1	3,7 1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2. Горы, Акбаштау, Тюбере-Олайд, Карасырт, ст. Хантахта	Трещинные грунтовые; песчаники, известняки C ₁₋₂	—	3,2 1,3	3,2 1,3	2,7 1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3. Горы Кугитанг	Трещинные грунтовые; изверженные породы Pz	—	0,14 1,1	0,14 1,1	0,1 1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Ферганский артезианский бассейн

1. Северо-Ферганские адыры	Напорные; песчаники и гальки N ₂	3—6 0,18—0,26	2,8 1,8—2,6	—	—	75—90	2,9 1,7—2,6	2,8 1,8—2,6	0,1 0,004	—	—	—	—	10—15 10—40
2. Ош-Араванская впадина:														
а) юго-восточная часть	Грунтовые; галечники Q ₂₋₃	35 200	24,6 38,8	19,0 30,0	—	50	35,0 31,8	30,3 27,5	4,7 4,3	35,0	—	0,36	29,7	30 <10 50—100
б) северо-западная часть	Напорные; галечники Q ₁₋₃	35 0,4	30,3 64,5	5,7 12,3	29,7 63,2	110								30—50
3. Исковат-Пишкаранская впадина	Грунтовые; галечники Q ₂₋₃	20 200	5,0 25,0	3,4 17,0	4,6 23,0	50	6,3 31,5	5,0 25,0	1,3 6,5	6,3	—	0,05	4,6	30 20—25
4. Кассаисайская впадина	Грунтовые; галечники Q ₂₋₃	15 200	1,6 17,2	1,3 14,0	0,8 8,6	50	2,3 24,7	1,6 17,2	0,7 7,5	2,3	—	—	0,8	15—20 10—25
5. Алмас-Чуст-Варзыхская впадина	Грунтовые; галечники Q ₂₋₃	15 150	3,1 12,6	3,0 12,2	3,0 12,2	25	3,6 14,7	3,1 12,6	0,5 2,1	3,6	—	—	3,0	15—20 10—25
6. Кукумбайская впадина	Напорные; галечники Q ₁	1,0 0,75	0,3 7,5	—	—	110	0,3 7,5	0,3 7,5	—	0,3	—	—	—	5,0 10—50
7. Ауваляская впадина	Грунтовые; галечники Q ₃	95 200	12,5 23,2	10,9 20,3	11,4 21,2	15	13,5 25,0	12,5 23,2	1,0 0,8	11,5	—	0,14	11,4	50 5—6
8. Ярмазарская впадина	Грунтовые; галечники Q ₃	120 200	3,5 15,6	2,5 11,1	2,8 12,4	10	2,8 12,4	2,5 11,1	0,3 1,3	3,2	—	1,56	2,8	55 2—3
9. Северная предгорная равнина	Грунтовые; галечники Q ₂₋₃	10—15 170	28,4 32,0	27,1 30,5	12,1 13,6	40	29,8 33,6	25,9 29,2	3,9 4,4	23,3	—	0,3	27,0	5—15 10—15

Продолжение табл. 8

Расчетные гидрогеологические участки по районам и их номера на карте	Гидравлическая характеристика литология и возраст водоносного горизонта	Коэффициент фильтрации, м/сутки Модуль удельных естественных запасов в Р. в. (тыс. м³)	Естественные ресурсы			Прогнозные эксплуатационные ресурсы						Современное использование подземных вод, м³/сек	Величина возможного сокращения расхода поверхностных вод, м³/сек (при полном отборе оцененных ресурсов)	Расход одной скважины, л/сек Величина понижения уровня, м	Примечание
			Общая величина, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Величина питания за счет местных источников, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Величина выклинивания в поверхностные водотоки, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Допустимое понижение S, м	Общая величина, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	В том числе		Ресурсы (м³/сек) с минерализацией					
								обеспеченные питанием, м³/сек модуль, л/сек на 1 км²	за счет сработки естественных запасов модуль, л/сек на 1 км²	до 1 г/л	от 1 до 2 г/л				
10 Конус выноса р Нарына	Грунтовые, галечники Q ₂₋₃	80 200	48,1 126,0	48,1 126,0	—	30	49,5 130,0	48,1 126,0	1,4 4,0	49,5	—	0,04	48,1	50—100 10—20	
11 Конус выноса р Майлису	Грунтовые, галечники Q ₂₋₃	15 170	10,0 30,4	7,8 28,4	—	40	11,2 40,6	10,0 36,4	1,2 4,2	11,2	—	0,68	10,0	15 <10	
12 Слившиеся конусы выноса юго-восточных рек	Напорные и грунтовые, галечники Q ₂₋₃	15 0,56—150	10,5 16,5	10,0 15,7	—	80	11,2 17,6	10,0 15,7	1,2 1,9	11,2	—	0,9	10,0	20—30 10—15	
13 Конус выноса р Сола	Грунтовые, галечники Q ₂₋₃	75—80 200	27,9 68,0	24,9 60,7	—	50	30,5 74,3	27,9 68,0	2,6 6,3	30,5	—	0,14	27,9	50—100 <10	
14 Конус выноса р Исфары	Грунтовые, галечники Q ₂₋₃	30 200	6,4 68,5	6,4 68,5	—	20	6,5 71,0	6,4 68,5	0,2 2,5	6,6	—	—	6,4	25—50 <10	
15 Центральная Фергана	Напорные, галечники, пески Q ₁₋₂	10—20 0,5—0,7	44,8 9,4	—	37,8 8,0	105	47,1 9,9	46,8 9,9	0,3 0,04	—	—	10,0	25,0	10—50 10—25	
16 Современная долина р Нарына	Грунтовые, галечники Q ₂₋₃	70 200	25,0 125,0	10,1 50,5	25,0 125,0	95	25,5 127,5	23,1 115,5	2,4 12,0	25,5	—	—	23,1	50—100 <10	
17 Современная долина р. Карадарьи	Грунтовые, галечники Q ₂₋₃	30 170	77,6 127,2	12,9 21,1	77,6 127,2	90	25,1 41,7	19,5 32,0	5,9 9,7	25,4	—	0,13	19,5	50—100 <10	
18 Современная долина р Сырдарьи	Грунтовые, галечники Q ₂₋₃	50 170	25,1 38,4	15,1 23,2	21,2 32,4	95	48,6 33,4	42,0 23,2	6,6 10,2	48,6	—	0,14	42,0	80 20	

Приташкентский артезианский бассейн

1 Конусы выноса правобережья долины р Чирчика	Грунтовые, галечники, конгломераты, суглинки Q ₂₋₄	25 100	1,8 38,7	1,8 12,0	—	10	1,9 12,6	1,8 12,0	0,09 0,6	—	1,89	—	—	1,0 6,0	
2 Конусы выноса левобережья долины р Чирчика	Грунтовые, конгломераты, суглинки Q ₂₋₄	25 110	1,3 2,7	0,3 0,6	—	10	1,6 3,4	1,3 2,7	0,3 0,7	1,6	—	—	—	1,0 6,0	
3-а Долина р Чирчика между гидростворами Ходжикент-Газалкент	Грунтовые; галечники Q ₃₋₄	30 200	1,1 18,0	0,3 5,0	0,6 10,0	15	1,2 19,6	1,1 18,0	0,1 1,6	1,2	—	—	0,6	100 15	
3-б Долина р. Чирчика между гидростворами Газалкент-Нижне-Кибрайский	То же	30 200	31,5 119,0	28,8 100,0	16,3 6,2	50	30,6 106,9	28,8 100,0	1,8 6,9	30,6	—	1,9	16,3	100 15	

Продолжение табл. 8

Расчетные гидрогеологические участки по районам и их номера на карте	Гидравлическая характеристика, литология и возраст водоносного горизонта	Коэффициент фильтрации, м/сутки Модуль уделенных естественных запасов μ (Тис. м³)	Естественные ресурсы				Прогнозные эксплуатационные ресурсы						Современное использование подземных вод, м³/сек	Величина возможного сокращения расхода поверхностных вод, м³/сек (при полном отборе оцененных ресурсов)	Расход одной скважины, л/сек Величина понижения уровня, м	Примечание
			Общая величина, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Величина питания за счет местных источников, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Величина выклинивания в поверхностные водотоки, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Допустимое понижение S, м	Общая величина, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	В том числе		Ресурсы (м³/сек) с минерализацией						
								обеспеченные питанием, м³/сек модуль, л/сек на 1 км²	за счет сработки естественных запасов модуль, л/сек на 1 км²	до 1 г/л	от 1 до 2 г/л					
3-в. Долина р. Чирчика между створами Нижне-Кибрайский — Новоалексеевский	Грунтовые; Q_{2-4} галечники	30 150	51,0 36,7	35,6 25,7	32,1 23,0	100	48,8 35,2	35,6 25,7	13,2 9,5	48,8	—	4,2	32,1	100 15		
3-г. Долина р. Чирчика, между створом Новоалексеевским и р. Сырдарьей	Грунтовые; Q_{2-4} галечники	30 110	13,6 58,8	8,7 37,7	9,3 40,3	100	13,3 44,7	11,7 37,7	1,6 7,0	13,3	—	—	12,3	100 15		
4-а. Долина р. Ахангарана, до Сартамгалинского створа	Грунтовые; Q_{2-4} галечники	40 100	6,4 19,4	4,6 13,9	4,1 0,8	20	21,5 31,7	18,1 30,4	0,4 1,3	—	—	2,77	4,1	50—80 5		
4-б. Долина р. Ахангарана, между створами Сартамгалы-Саганак	То же	40 140	13,5 33,4	10,0 24,7	4,6 11,5											75
4-в. Долина рек Ахангарана, и Геджигеина между Саганакским и Новоалексеевскими створами	Грунтовые; Q_{3-4} галечники	40 150	18,3 69,0	14,0 50,0	11,6 64,5	50	17,0 63,0	15,4 57,6	1,3 4,7	17,0			11,6	50—80 10—15		
4-г. Долина р. Ахангарана между Новоалексеевским створом и р. Сырдарьей	Грунтовые; Q_{3-4} галечники	20 150	3,8 88,3	2,8 65,1	2,8 65,1											50
5-а. Пскентский массив между Саганакским и Новоалексеевским створами	Напорные; галечники Q_2	12 3,3	2,0 3,7	0,6 1,2	—	100	0,9 1,7	0,9 1,7	0,03 0,05	0,9	—	0,56	—	50 15		
5-б. Пскентский массив между Новоалексеевским створом и р. Сырдарьей	Напорные; галечники Q_2	12 0,4	2,0 9,0	0,6 3,0	—	100	0,4 1,8	0,4 1,8	0,003 0,01	0,4						
6. Кокаральский массив	Напорные; галечники Q_2	12 0,8	0,8 1,2	0,4 0,7	—	100	0,8 1,3	0,8 1,3	0,01 0,02	0,8	—	0,04				
7. Дальверзинская степь	Напорные; пески Q_2	30 0,54	18,8 34,1	16,0 32,0	8,4 15,3	80	21,0 24,5	21,0 24,5	0,01 0,03	21,0	—	0,40	15,9	70 25		
8. Предгорная равнина Мальгузарских гор	Напорные; галечники, пески Q_{1-4}	40,0 0,6	7,6 2,9	6,3 2,4	1,1 0,4	32	7,9 3,1	7,6 2,9	0,3 1,2	7,6	—	0,39	1,1	10—25 50		

Продолжение табл. 8

Расчетные гидрогеологические участки по районам и их номера на карте	Гидравлическая характеристика, литология и возраст водоносного горизонта	Коэффициент фильтрации, м/сутки Модуль удельных естественных запасов μ , (тыс. м³)	Естественные ресурсы			Прогнозные эксплуатационные ресурсы						Современное использование подземных вод, м³/сек	Величина возможного сокращения расхода поверхностных вод, м³/сек (при полном отборе оцененных ресурсов)	Расход одной скважины, л/сек Величина понижения уровня, м	Примечание
			Общая величина, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Величина питания за счет местных источников, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Величина выклинивания в поверхностные водооток, м³/сек Модуль, л/сек на 1 км²	Допустимое понижение S, м	Общая величина, м³/сек Модуль, м³/сек на 1 км²	В том числе		Ресурсы (м³/сек) с минерализацией					
								обеспеченные питанием, м³/сек модуль, л/сек на 1 км²	за счет сработки естественных запасов модуль, л/сек на 1 км²	до 1 г/л	от 1 до 2 г/л				
9. Юго-западная часть Голодной степи*	Напорные; супесчано-суглинистые отложения, пески Q₂	0,5 —	18,7 13,8	7,4 5,5	13,3 9,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
10. Староорошаемая (северо-восточная часть Голодной степи)	Напорные; супесчано-суглинистые отложения, пески Q₃-₄	30 1,7	35,1 31,1	19,5 16,7	19,0 16,4	55	30,8 16,7	30,8 16,7	0,07 0,06	30,8	—	0,9	30,3	50—100 15	
11. Староорошаемая (северо-восточная часть Голодной степи)	Напорные; супесчано-суглинистые отложения, песок Q₂	15 0,9	28,2 9,8	26,4 9,4	14,7 5,2	25	26,4 9,4	26,4 9,4	0,03 0,01	26,4	—	3,46	14,7	50—100 15	
12. Новоорошаемая часть Голодной степи	Напорные; супесчано-суглинистые отложения с мелким песком Q₂	10 0,57	2,8 1,0	1,2 0,4	2,7 0,9	35	1,2 0,4	1,2 0,4	0,04 0,01	—	1,2	—	2,7	48 50	
Зарафшанский артезианский бассейн															
1. Северная подгорная покатоволнистая равнина	Грунтовые; песчано-гравийно-галечниковые отложения Q₂	5,7 80	3,4 1,8	3,2 1,7	—	20	5,0 2,7	3,2 1,7	1,8 1,0	5,0	—	—	—	15,0 6	
2. Южная предгорная покатоволнистая равнина (а, б, в)	Напорные и грунтовые; песчано-гравийно-галечниковые отложения Q₂; Q₂+₃	5,8 0,07— 80	5,9 1,5	5,3 1,3	—	92—15	5,3 1,3	5,3 1,3	0,01—0,08 0,004—0,06	3,2	2,1	—	—	5—10 12—24	
3. III правобережная терраса	Напорные; гравийно-галечниковые отложения Q₂+₃	17 100— 0,05	7,8 13,2	6,3 10,7	3,0 5,0	73	6,3 10,7	6,3 10,7	0,001 0,002	6,3	—	—	3,0	20—25 10—12	
4. III. левобережная терраса	Напорные; гравийно-галечниковые отложения Q₂	12 100— 0,07	9,2 13,6	5,5 8,1	4,4 6,5	85	5,5 8,1	5,5 8,1	0,002 0,003	5,5	—	—	4,4	15—20 12—15	
5-а. Участок от Рават-Ходжи до гидропоста Тугайный р. Зарафшан	Грунтовые; валунно-галечниковые отложения Q₃-₄	180 200	22,6 72,2	20,2 65,1	—	65	21,2 72,0	20,2 69,8	1,0 3,4	21,2	—	4,3	—	100 25	
5-б. Участок от гидропоста Тугайный до Чапаната-распределительный, р. Зарафшан	Грунтовые; валунно-галечниковые отложения Q₃-₄	180 200	29,3 91,4	4,7 14,6	16,0 50,0	97	8,2 25,5	4,7 14,6	3,5 10,9	8,2	—	—	16,0	100 12	

* Эксплуатационные запасы подземных вод не оценивались из-за их высокой минерализации.

Продолжение табл. 8

Расчетные гидрогеологические участки по районам и их номера на карте	Гидравлическая характеристика, литология и возраст водоносного горизонта	Коэффициент фильтрации, м/сутки Модуль удельных естественных запасов μ (тыс. м ³)	Естественные ресурсы			Прогнозные эксплуатационные ресурсы						Современное использование подземных вод, м ³ /сек	Величина возможного сокращения расхода поверхностных вод, м ³ /сек (при полном отборе оцененных Ресурсов)	Расход одной скважины, л/сек Величина понижения уровня, м	Примечание
			Общая величина, м ³ /сек	Величина питания за счет местных источников, м ³ /сек	Величина выклинивания в поверхностные водооток, м ³ /сек	Допустимое понижение S, м	Общая величина, м ³ /сек Модуль, л/сек на 1 км ²	В том числе		Ресурсы (м ³ /сек) с минерализацией					
								обеспеченные питанием, м ³ /сек	за счет сработки естественных запасов	до 1 г/л	от 1 до 2 г/л				
5-в. Участок от гидропоста Чапан-Ата. Распределительный до Джар-Осты—Иштыхан, р. Заравшан	Грунтовые; валунно-галечниковые отложения Q ₃₊₄	$\frac{180}{200}$	$\frac{28,3}{28,4}$	$\frac{12,4}{12,4}$	$\frac{20,4}{20,4}$	95	$\frac{24,3}{24,3}$	$\frac{12,4}{12,4}$	$\frac{11,9}{11,9}$	24,3	—	—	20,4	$\frac{100}{12}$	
5-г. д. Участок от гидропоста Джар-Осты—Иштыхан до Ташрабад, р. Заравшан	Грунтовые; валунно-галечниковые отложения Q ₃₊₄	$\frac{30}{200}$	$\frac{28,6}{15,0}$	$\frac{23,4}{12,2}$	$\frac{18,1}{9,5}$	23—25	$\frac{28,5}{14,9}$	$\frac{23,4}{12,2}$	$\frac{5,1}{2,7}$	21,7	6,8	—	18,1	$\frac{50}{20}$	
6. Улусский артезианский бассейн	Напорные; пески, песчаники, конгломераты Cг ₂ —Pg	$\frac{3}{0,15}$	$\frac{0,3}{0,15}$	—	—	100	$\frac{0,3}{0,15}$	$\frac{0,3}{0,15}$	$\frac{0,006}{0,003}$	—	0,3	—	—	$\frac{10}{10—15}$	

Сурхандарьинский артезианский бассейн

1. Хребет Бабатаг и его предгорья	Трещинные грунтовые; известняки, мергели, песчаники, песчано-глинистые породы, конгломераты Pg, N	—	$\frac{1,7}{1,2}$	$\frac{1,7}{1,2}$	$\frac{1,4}{1,0}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
2. Северо-западная часть правобережья долины р. Сурхандарьи	Грунтовые; галечники, валуны Q	$\frac{20}{250}$	$\frac{17,0}{12,2}$	$\frac{17,0}{12,2}$	$\frac{12,5}{8,9}$	60	$\frac{30,2}{21,7}$	$\frac{17,0}{12,2}$	$\frac{13,2}{9,5}$	30,2	—	0,3	12,5	$\frac{25-50}{5-10}$	
3-а. Современная долина р. Сурхандарьи в пределах I и II террас, Джаркурганский участок	Грунтовые; галечники, пески Q ₄	$\frac{25}{250}$	$\frac{13,0}{28,7}$	$\frac{13,0}{28,7}$	—	—	$\frac{13,0}{28,7}$	$\frac{13,0}{28,7}$	—	13,0	—	0,2	—	$\frac{25-35}{25-30}$	
3-б. Термез-Мангузарский участок	Грунтовые; пески Q	$\frac{15}{250}$	$\frac{3,0}{19,2}$	$\frac{3,0}{19,2}$	—	50	$\frac{4,2}{27,0}$	$\frac{3,0}{19,2}$	$\frac{1,2}{7,8}$	1,6	2,6	0,6	Незначит.	$\frac{25-30}{10-20}$	
4. Конус выноса р. Ши-рабада	Напорные; галечники, пески, песчаники Q ₂₊₃	$\frac{3}{0,05}$	$\frac{0,7}{0,6}$	$\frac{0,7}{0,6}$	—	85	$\frac{0,7}{0,6}$	$\frac{0,7}{0,6}$	$\frac{0,003}{0,001}$	0,1	—	0,35	Незначит.	$\frac{10-15}{20-43}$	

Амударьинский артезианский бассейн

1. Китабо-Шахриязбская котловина	Напорные и грунтовые; галечники, валуны Q ₂₊₃	$\frac{12-20}{250}$	$\frac{5,8}{5,8}$	$\frac{5,8}{5,8}$	$\frac{5,5}{5,1}$	50	$\frac{13,7}{13,8}$	$\frac{5,8}{5,8}$	$\frac{7,9}{8,0}$	13,7	—	0,6	5,8	$\frac{25-50}{10-15}$	
2. Покатая предгорная равнина Каратюбинских гор	Напорные; галечники, пески Q ₂₊₃	$\frac{8,0}{0,05}$	$\frac{0,6}{0,4}$	$\frac{0,6}{0,4}$	—	70	$\frac{0,6}{0,4}$	$\frac{0,6}{0,4}$	$\frac{0,04}{0,03}$	0,6	—	0,04	—	$\frac{5-12}{8-15}$	

Продолжение табл. 8

[illegible]

Продолж. табл. 8

Расчетные гидрогеологические участки по районам и их номера на карте	Гидравлическая характеристика, литология и возраст водоносного горизонта	Коэффициент фильтрации, м/сутки Модуль удельных естественных запасов μ , $\frac{м^3}{сек}$ на 1 км ²	Естественные ресурсы			Прогнозные эксплуатационные ресурсы						Современное использование подземных вод, $\frac{м^3}{сек}$	Величина возможного сокращения расхода поверхностных вод, $\frac{м^3}{сек}$ (при полном отборе оцененных ресурсов)	Расход одной скважины, $\frac{л}{сек}$ Величина понижения уровня, м	Примечание
			Общая величина, $\frac{м^3}{сек}$ Модуль, $\frac{л}{сек}$ на 1 км ²	Величина питания за счет местных источников, $\frac{м^3}{сек}$ Модуль, $\frac{л}{сек}$ на 1 км ²	Величина выклинивания в поверхностные водотоки, $\frac{м^3}{сек}$ Модуль, $\frac{л}{сек}$ на 1 км ²	Допустимое понижение S, м	Общая величина, $\frac{м^3}{сек}$ Модуль, $\frac{л}{сек}$ на 1 км ²	В том числе		Ресурсы ($\frac{м^3}{сек}$) с минерализацией					
								обеспеченные питанием, $\frac{м^3}{сек}$ модуль, $\frac{л}{сек}$ на 1 км ²	за счет сработки естественных запасов, $\frac{м^3}{сек}$ модуль, $\frac{л}{сек}$ на 1 км ²	до 1 г/л	от 1 до 2 г/л				
2-а. Восточно-Кызылкумский артезианский бассейн	Грунтовые; пески, слабосцементированные песчаники N ₂ —Q ₁	$\frac{8}{150}$	$\frac{0,7}{0,06}$	$\frac{0,7}{0,06}$	—	10	$\frac{11,9}{1,0}$	$\frac{0,7}{0,06}$	$\frac{11,2}{0,9}$	—	—	—	—	—	
2-б. Северо-восточно-Кызылкумский бассейн	Напорные; пески, слабосцементированные песчаники Cг ₂	$\frac{5}{0,092}$	$\frac{0,9}{0,05}$	$\frac{0,8}{0,04}$	—	110	$\frac{1,0}{0,05}$	$\frac{0,9}{0,05}$	$\frac{0,08}{0,004}$	—	—	0,1	—	$\frac{15}{25}$	
3-а. Восточно-Кызылкумский артезианский бассейн	Грунтовые; пески, слабосцементированные песчаники N ₂ —Q ₁	$\frac{8}{150}$	$\frac{0,8}{0,04}$	$\frac{0,8}{0,04}$	—	10	$\frac{21,6}{1,0}$	$\frac{0,8}{0,04}$	$\frac{20,8}{1,0}$	—	—	—	—	—	
3-б. Северо-восточно-Кызылкумский артезианский бассейн	Напорные; пески, слабосцементированные песчаники Cг ₂	$\frac{5}{0,1035}$	$\frac{1,3}{0,04}$	$\frac{1,1}{0,03}$	—	80	$\frac{1,5}{0,04}$	$\frac{1,3}{0,04}$	$\frac{0,2}{0,006}$	—	—	0,05	—	$\frac{8}{10}$	
4. Южно-Приаральский артезианский бассейн	Напорные; песчаники Cг ₂	$\frac{5}{0,11}$	$\frac{4,3}{0,08}$	—	—	110	$\frac{4,7}{0,09}$	$\frac{4,3}{0,08}$	$\frac{0,4}{0,008}$	—	—	2,0	—	$\frac{25}{25}$	
5. Хорезмский и Турткульский оазисы, в том числе:	Грунтовые; средне- и мелкозернистые пески Q ₃₊₄	$\frac{10-20}{100}$	$\frac{44,2}{7,9}$	$\frac{44,2}{7,9}$	—	—	$\frac{37,3}{6,6}$	$\frac{37,3}{6,6}$	—	37,3	—	0,02	—	$\frac{2-10}{5-10}$	Для линзы вдоль р. Амударьи даны местные модули естественных ресурсов в л/сек на 1 пог. км длины реки
5-а. Линза вдоль р. Амударьи	Грунтовые; средне- и мелкозернистые пески Q ₃₊₄	$\frac{20}{100}$	$\frac{30,0}{177}$	$\frac{30,0}{177}$	—	—	$\frac{30,0}{177}$	$\frac{30,0}{177}$	—	30,0	—	0,02	—	$\frac{4-10}{5-10}$	
5-б. Линзы вдоль каналов	Грунтовые; средне- и мелкозернистые пески Q ₃₊₄	$\frac{10-20}{100}$	$\frac{14,2}{2,5}$	$\frac{14,2}{2,5}$	—	—	$\frac{7,3}{1,3}$	$\frac{7,3}{1,3}$	—	7,3	—	—	—	$\frac{2-5}{4-6}$	
Современная дельта р. Амударьи, в том числе:	Грунтовые; пески, супеси, песчаники Q ₃₊₄	$\frac{10-20}{100}$	$\frac{21,8}{2,9}$	$\frac{21,8}{2,9}$	—	—	$\frac{14,6}{1,9}$	$\frac{14,6}{1,9}$	—	14,6	—	—	—	$\frac{4-10}{5-10}$	
6-а. Линза вдоль Амударьи	Грунтовые; пески, супеси, песчаники Q ₃₊₄	$\frac{20}{100}$	$\frac{8,5}{77}$	$\frac{8,5}{77}$	—	—	$\frac{8,5}{77}$	$\frac{8,5}{77}$	—	8,5	—	—	—	$\frac{4-10}{5-10}$	
6-б. Линзы вдоль каналов	Грунтовые; пески, супеси, песчаники Q ₃₊₄	$\frac{10-20}{100}$	$\frac{13,3}{1,8}$	$\frac{13,3}{1,8}$	—	—	$\frac{6,1}{0,8}$	$\frac{6,1}{0,8}$	—	6,1	—	—	—	$\frac{4-10}{5-10}$	

Устьюртская группа артезианских бассейнов

1. Плато Устьюрт	Безнапорные; известняки, мергели N ₁	$\frac{0,5-3}{10}$	$\frac{1,2}{0,02}$	$\frac{1,2}{0,02}$	—	22	$\frac{7,4}{0,2}$	$\frac{1,2}{0,02}$	$\frac{6,2}{0,1}$	—	—	—	—	$\frac{1-5}{10}$	
------------------	---	--------------------	--------------------	--------------------	---	----	-------------------	--------------------	-------------------	---	---	---	---	------------------	--

ВСЕГО ПО УЗБЕКСКОЙ ССР

770,6 569,0 — 921,8 762,1 159,9 734,1 59,5 42,0 537,1

Оценка общих естественных ресурсов верхнемелового водоносного горизонта по каждому из выделенных участков (бассейнов) произведена гидродинамическим расчетом расхода подземных вод в поперечных сечениях потоков, движущихся к очагам разгрузки. Полученные результаты характеризуют общие ресурсы каждого участка в отдельности, суммировать которые нельзя, так как они включают часть повторно учитываемых ресурсов — подземный сток с горных массивов, перетекание из соседних артезианских бассейнов и местное питание за счет инфильтрации атмосферных осадков. Местные ресурсы выделены балансовым расчетом для площади выходов верхнемеловых отложений, приняв коэффициент инфильтрации атмосферных осадков равным 0,15 (по литературным данным), количество осадков — по средним многолетним данным метеостанций.

Грунтовые воды неоген-четвертичных отложений (Тубелекский бассейн) формируются за счет атмосферных осадков. Естественные ресурсы грунтовых вод оценены следующим образом. По поперечнику с известными параметрами пласта гидродинамическим расчетом определен естественный расход потока, формирующийся выше поперечника. Полученное значение естественных ресурсов составляет около 5% от годовой суммы атмосферных осадков.

В других межгорных артезианских бассейнах (районы VI, VII, VIII, IX) главным источником формирования ресурсов подземных вод основных водоносных горизонтов, приуроченных к четвертичным отложениям, является поверхностный сток, поступающий из горных районов. На некоторых подучастках существенное значение приобретает и подземный приток из тех же районов. Расходуется подземный сток на выклинивание в реки и искусственную дренажную сеть, а также на испарение и транспирацию.

Поскольку большая часть речных вод по выходе из гор распределяется по оросительным каналам, основное питание подземные воды получают не из самих рек, а через оросительные системы, охватывающие почти всю площадь рассматриваемых районов. Реки же, на некотором расстоянии после выхода из гор, становятся приемниками подземного стока и сбросных вод с орошаемых площадей, причем в связи с имеющимся отставанием во времени подземного стока от поверхностного выклинивание подземных вод в коллекторно-дренажную сеть и в русла рек продолжается в течение всего невегетационного периода. Без этих «возвратных вод» русла многих рек в меженный период (а некоторые и в паводок) оказались бы пересохшими. Поступающие в реки и во внутрисистемную дренажную сеть «возвратные воды» снова используются на орошение нижележащих площадей и таким образом вновь становятся источником питания подземных вод.

Наличие столь сложных взаимоотношений поверхностного и подземного стока в рассматриваемых районах чрезвычайно осложняет задачу определения естественных ресурсов подземных вод, особенно в тех случаях, когда на одной и той же площади происходит и питание грунтовых вод, и расходование их на выклинивание, и испарение, как это наблюдается для аллювиальных потоков Зарафшана, Чирчика и др. В этих условиях местный водообмен поверхностного и подземного стока (что мы также включаем в понятие естественных ресурсов подземных вод) выражается расходами, во много раз превышающими расход сформировавшегося в аллювии транзитного потока грунтовых вод, оцениваемого по водопроводимости поперечного сечения и продольному уклону. Полную количественную оценку естественных ресурсов подземных вод в данном случае можно получить только в том случае, если воспользоваться балансовым и гидродинамическим методами.

Для тех участков в рассматриваемых районах, где имеется четкое разграничение зон питания и разгрузки подземных вод (в предгорные равнины, конуса выноса и др.), естественные ресурсы подземных вод оценивались либо балансовым методом (в большинстве случаев), либо гидродинамическим расчетом расхода потока подземных вод по поперечному сечению на границе зон питания и разгрузки. Исходные данные, использованные для расчетов питания и расходования подземных вод, разнородны по своей точности, но в целом могут быть охарактеризованы как весьма приблизительные. По ряду участков (долина р. Сырдарьи в Фергане, сохский и исфаринский конусы выноса, межадырные и заадырные впадины Южной Ферганы, северо-восточная часть Голодной степи, долины рек Чирчика и Ахангарана) могли быть использованы материалы специальных воднобалансовых исследований, проведенных Узбекским гидрогеологическим трестом и проектно-изыскательскими институтами. По другим участкам количественная характеристика приходных и расходных статей баланса грунтовых вод основывается на результатах обработки данных эксплуатационной гидрометрии и государственных гидрометрических постов Гидрометслужбы. Фильтрационные потери из рек и крупных каналов, а также выклинивание грунтовых вод в реки оценивались по русловым балансам. Потери из межхозяйственной и внутрихозяйственной ирригационной сети — по суммарным расходам подаваемой в них воды и коэффициенту полезного действия оросительных систем; выклинивание грунтовых вод внутри оросительных систем — по эпизодическим замерам, проводившимся при гидрогеологических обследованиях и съемках, а также путем расчленения гидрографа общего стока по коллекторно-дренажной сети, учитываемого постами эксплуатационной гидрометрии; фильтрационные потери на орошаемых полях и расходование грунтовых вод на испарение и транспирацию определялись с учетом глубины залегания грунтовых вод, режима орошения и водоподачи, основываясь на зависимостях, полученных гидрогеологическими станциями в лизиметрах. Расчеты производились для среднего по водности года.

В табл. 8 наряду с общими и местными ресурсами приведены данные о количестве выклинивающихся на участке подземных вод, что позволяет судить о минимальных размерах возможного сокращения поверхностного стока при полном отборе естественных ресурсов подземных вод. Общее количество естественных ресурсов подземных вод, сосредоточенных в горноскладчатой гидрогеологической области, составляет $650 \text{ м}^3/\text{сек}$ (по сумме местных ресурсов).

Платформенная область (районы X, XI, XII), занимающая наибольшую территорию республики, гораздо беднее естественными ресурсами подземных вод, хотя геологические (емкостные) запасы их составляют огромный объем. С этим связано бытующее в литературе представление о «подземных морях» в пустыне.

В Амударьинском и Сырдарьинском бассейнах из основных водоносных горизонтов и комплексов наиболее широкое распространение имеет верхнемеловой (песчаники, реже известняки), содержащий в основном напорные воды с плотным остатком не менее 2 г/л . На отдельных участках в качестве дополнительного водоносного горизонта, перспективного для использования, выделяется неогеновый, содержащий грунтовые и напорные воды с плотным остатком более 2 г/л . Пресные воды, удовлетворяющие требованиям централизованного водоснабжения, встречаются только в четвертичных отложениях и притом имеют весьма ограниченное распространение: в основном они сосредоточены в Китабо-Шахризабзской котловине, северо-восточной части Бухарского оазиса и на предгорных равнинах у Каратюбинских и Нуратинских гор,

кроме того, в виде пресных линз среди минерализованных грунтовых вод они развиты в низовьях Амударьи.

Верхнемеловой водоносный комплекс получает питание за счет инфильтрации атмосферных осадков в краевых зонах бассейнов, а также подземного притока с прилегающих палеозойских массивов. Разгрузка артезианских вод в рассматриваемых частях Амударьинского и Сырдарьинского бассейнов происходит в бессточных впадинах (путем испарения восходящих токов воды); Сырдарьинский бассейн, кроме того, дренируется чашей Аральского моря.

Естественные ресурсы артезианских вод для выделенных в бассейнах участков оценивались гидродинамическим расчетом расходов артезианских вод в сечениях, проходящих выше очагов разгрузки. Таким же методом оценены естественные ресурсы напорных вод неогеновых отложений. Естественные ресурсы грунтовых вод неогеновых отложений оценивались способом, описанным выше для грунтовых вод Тубулекского бассейна.

Пресные воды в четвертичных отложениях формируются в основном за счет инфильтрации поверхностных вод — речных и ирригационных. Расходование их происходит путем испарения и транспирации, выклинивания в коллекторно-дренажную сеть и подземного стока за пределы участка. Для большинства участков главной статьей расходования грунтовых вод являются испарение и транспирация.

Оценка естественных ресурсов подземных вод четвертичных, аллювиальных и пролювиальных отложений произведена: 1) по тем участкам, где можно разграничить площади питания и расходования подземных вод расчетом по формуле Дарси; 2) на участках, где процессы питания и расходования грунтовых вод территориально не разделены (орошаемые подучастки Бухарского оазиса), а также для линз пресных грунтовых вод — балансовым методом. Наиболее полные данные, позволяющие оценить как приходную, так и расходную части баланса грунтовых вод, имелись по Бухарскому оазису, где ранее гидрогеологической станцией были выполнены специальные балансовые исследования.

По низовьям Амударьи могли быть сделаны только односторонние расчеты (по питанию за счет фильтрационных потерь или по расходование за счет испарения и транспирации) и притом по менее достоверным исходным данным. Наибольшие трудности возникли при оценке естественных ресурсов пресной линзы грунтовых вод, сформировавшейся в дельтовом аллювии вдоль р. Амударьи.

По данным о русловом балансе р. Амударьи, для участка реки между постами Тюя-Муюн и Чатлы, фильтрационные потери из реки составляют в среднем $0,9\text{--}1,2 \text{ м}^3/\text{сек}$ на 1 пог. км (на оба берега), что для рассматриваемых участков общей протяженностью 223 км дает $265 \text{ м}^3/\text{сек}$. Однако имеющиеся гидрогеологические данные не подтверждают наличия таких расходов грунтовых вод в приречной полосе. Расчеты формирующегося у реки расхода потока грунтовых вод (по водопрониимости песчаного аллювия и уклону зеркала грунтовых вод) и прикидки возможного расходования этого потока на испарение и транспирацию в полосе «каирных земель» Хорезма, занятой тугайной растительностью, дают близкие результаты: $30 \text{ м}^3/\text{сек}$ на оба берега (долина участка — 170 км). Поэтому мы и принимаем их за величину естественных ресурсов грунтовых вод. Для участка XI-5А длиной 53 км аналогичным расчетом получено $8,5 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Линейное питание приканальных линз пресных грунтовых вод определено по времени работы каналов и величине фильтрационных потерь из них. Последние, по данным службы эксплуатации оросительных

систем, принимались (на 1 пог км) от 10—20 л/сек при расходе канала 20—30 м³/сек до 150 л/сек при расходе 150—200 м³/сек. Естественные ресурсы пресных линз грунтовых вод приравнены к суммарной величине подсчитанных таким образом фильтрационных потерь модуль естественных ресурсов пресных линз вычислен по отношению ко всей площади оазиса.

В артезианских бассейнах Устюрта подземные воды с плотным остатком менее 15 г/л распространены только в верхнеэоценовых отложениях и прослеживаются лишь в верхних частях потоков пластово-трещинных вод; последние формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков и расходуются главным образом на испарение в шорах. Оценка естественных ресурсов грунтовых вод по тем участкам, где они пригодны для использования (т. е. имеют плотный остаток менее 15 г/л), произведена способом, аналогичным примененному для грунтовых вод Тубулекского бассейна. Значения коэффициента фильтрации (при расчетах расхода в поперечном сечении потока) приняты по данным гидрогеологических съемок: для известняков — 3,1 м/сутки, мергелей и песчаников — 0,5 м/сутки, гипсов — 0,64 м/сутки. Уклоны зеркала грунтовых вод определялись по картам гидроизогипс.

Общее количество естественных ресурсов подземных вод, оцененных в платформенной области, составляет 119 м³/сек, в том числе с плотным остатком менее 1—1,5 г/л — 67 м³/сек.

Рассматривая общую картину распределения естественных ресурсов подземных вод на территории Узбекистана, можно заключить, что большая часть платформенной области и западные районы горноскладчатой области, лишенные поверхностных водотоков, располагают крайне незначительными естественными ресурсами подземных вод. Главное значение в обеспечении дебита водозаборов при эксплуатации подземных вод здесь будут иметь естественные запасы их, накопившиеся в ходе геологической истории. Объем естественных запасов весьма велик, но возможности использования (без специальной обработки) ограничиваются качеством воды, имеющей степень минерализации от 2—3 до 15 г/л.

Основное количество естественных ресурсов подземных вод (и при этом преимущественно пресных) сосредоточено в горноскладчатой области и частично в оазисах платформенной области. Сравнительно высокие модули естественных ресурсов (более 3—5 л/сек с 1 км²) характерны для некоторых горных районов (сложенных палеозоем), где выпадает значительное количество осадков (Чаткало-Кураминский район, отдельные участки Гиссаро-Зарафшанского района), но более всего — для крупных оазисов, где подземные воды четвертичных отложений получают большое питание из рек и оросительных систем. При этом в оазисах горноскладчатой области большая часть поглощенного поверхностного стока циркулирует в пластах с хорошей проницаемостью и ниже по течению снова возвращается в поверхностные водотоки, так что балансы поверхностных и подземных вод здесь находятся в тесной взаимосвязи. В оазисах платформенной области фильтрационные потери поверхностного стока, достигнув зеркала грунтовых вод, расходуются преимущественно на испарение и частично на сток в искусственную коллекторно-дренажную сеть. Однако при интенсивной эксплуатации подземных вод длительная работа водозаборов будет обеспечена, главным образом, за счет естественных ресурсов подземных вод, так как снижение зеркала грунтовых вод в депрессионных воронках приведет к резкому сокращению их испарения.

Эксплуатационные ресурсы. В понятие «эксплуатационные ресурсы» подземных вод вкладывается тот же смысл, что и в регламен-

тируемое официальной инструкцией ГКЗ (1962) понятие «эксплуатационные запасы». Термин же «ресурсы» (вместо «запасы») вводится по рекомендации Н. Н. Биндемана (1965) с целью подчеркнуть, что в данном случае оценка эксплуатационных запасов прогнозная и производится не по отдельным месторождениям, а «в региональном плане, когда подземные воды рассматриваются как составная часть общих водных ресурсов».

Региональная оценка эксплуатационных ресурсов произведена в тех же границах районирования, что и оценка естественных ресурсов.

Принципиальная схема региональной оценки эксплуатационных ресурсов пластовых подземных вод принята в соответствии с методикой, разработанной Н. Н. Биндеманом и Ф. М. Бочевеком (1964). Согласно указанной методики при региональной оценке эксплуатационных ресурсов определяется возможная производительность системы водозаборов (скважин), равномерно размещенных на всей площади распространения водоносного горизонта (или выделенного участка). Предельно допустимая величина понижения уровня ограничивается глубиной 100 м относительно поверхности земли (в отдельных случаях до 150 м), а также следующими условиями: к концу расчетного периода эксплуатации динамический уровень напорных вод не должен опускаться ниже кровли водоносного слоя, а осушение горизонта грунтовых вод не должно превосходить 50% его мощности. За расчетный период эксплуатации принимается 50 лет. В этом случае общая величина эксплуатационных ресурсов расчетного участка (Q_0) может быть определена по балансовому уравнению

$$Q_0 = \frac{V_S}{t_0} + Q + \Delta Q,$$

где V_S — часть естественных запасов подземных вод (в том числе упругих запасов), срабатываемая при расчетных понижениях уровня (S) в м³. Эта величина определяется как произведение модуля удельных запасов на площадь расчетного участка;
 t_0 — расчетный период эксплуатации;
 Q и ΔQ — поступление воды в водоносный горизонт от поглощения поверхностного стока и атмосферных осадков, соответственно в естественных условиях (местные естественные ресурсы — Q) и дополнительно возникающие при эксплуатации (ΔQ).

Для трещинных вод, использование которых в горных районах производится преимущественно путем каптирования родников, эксплуатационные ресурсы по предложению Н. Н. Биндемана, приравнивались к минимальному стоку родников.

Результаты произведенной прогнозной региональной оценки эксплуатационных ресурсов представлены в табл. 8 и на карте (прилож. 4). На карте цветом показано распределение модулей эксплуатационных ресурсов, цифрами — общее количество эксплуатационных ресурсов на каждом расчетном участке или подучастке. Кроме того, в табл. 8 приведены характерные для участков дебиты скважин и соответствующие им понижения уровня, а на карте показана максимально возможная производительность групповых водозаборов.

В горноскладчатой гидрогеологической области, где подземные воды участвуют в формировании поверхностного стока, полный отбор эксплуатационных ресурсов подземных вод из четвертичных водоносных горизонтов и комплексов повлечет за собой соответствующее умень-

шение поверхностного стока за счет прекращения выклинивания подземных вод и возникновения фильтрационных потерь из рек. В связи с этим в табл. 8 приведены данные о количестве выклинивающихся подземных вод в естественных условиях и о величине возможного сокращения расхода поверхностных вод. Оценка ожидаемых изменений в поверхностном стоке производилась по каждому участку расчетом общего водного баланса с учетом одновременного отбора эксплуатационных ресурсов на всех других участках, а также с учетом возникающих при этом дополнительных потерь поверхностного стока.

Как видно из табл. 8 и карты (прилож. 4), прогнозные эксплуатационные ресурсы на территории Узбекистана распределяются весьма неравномерно, что соответствует распределению естественных ресурсов подземных вод. Три четверти из общего количества эксплуатационных ресурсов сосредоточены в трех районах — Ферганском, Приташкентском и Зарафшанском, занимающих сравнительно небольшую часть территории республики. В этих же районах произойдет и наибольшее сокращение поверхностного стока — на $502 \text{ м}^3/\text{сек}$ при отборе подземных вод в количестве $680 \text{ м}^3/\text{сек}$. Наиболее крупное перераспределение стока намечается в Ферганском районе. Фильтрационные потери из оросительных систем Центральной Ферганы в количестве $21 \text{ м}^3/\text{сек}$ при отборе ресурсов подземных вод из напорных эксплуатационных горизонтов станут источником их восполнения (в результате перетекания грунтовых вод и снижения их уровня). Таким образом, общее восполнение эксплуатационных ресурсов Ферганского района будет складываться из местных естественных ресурсов ($208 \text{ м}^3/\text{сек}$), фильтрационных потерь из Нарына и Сырдарьи ($40 \text{ м}^3/\text{сек}$), перетекания из горизонта грунтовых вод ($46 \text{ м}^3/\text{сек}$) и подземного притока из горных районов ($22 \text{ м}^3/\text{сек}$).

Таким же образом оценивались эксплуатационные ресурсы и по другим районам.

Полученные результаты, с одной стороны, позволяют судить о наличии в республике весьма значительных эксплуатационных ресурсов подземных вод, которые в несколько раз превышают потребности хозяйственно-питьевого водоснабжения на ближайшую перспективу, а с другой — свидетельствуют о том, что полное использование прогнозных эксплуатационных ресурсов связано с ущербом, наносимым поверхностному стоку. Поэтому вопрос о целесообразных размерах и участках эксплуатации подземных вод для различных целей сверх потребности хозяйственно-питьевого водоснабжения должен решаться специальными технико-экономическими проработками в генеральных схемах комплексного использования водных ресурсов республики с полным учетом интересов ирригации.

Из этих же соображений прогнозные эксплуатационные ресурсы аллювия Амударьи и Сырдарьи приняты в размере тех фильтрационных потерь, которые уже имеются в естественных условиях (по р. Амударье) или установятся при отборе эксплуатационных ресурсов на прилегающих участках (по Сырдарье).

Поскольку модуль эксплуатационных ресурсов не позволяет судить о возможности отбора воды отдельными сосредоточенными водозаборами, на карте (прилож. 4) для каждого расчетного участка показана возможная производительность групповых водозаборов. Для определения ее использована таблица, составленная Н. Н. Биндеманом, выделившим 7 групп по мощности водоснабжения (на карте в кружках представлены номера групп, а в условных обозначениях указана соответствующая им производительность).

Благоприятные условия для строительства водозаборов 1 и 2 групп ($1000\text{—}3000$ и $500\text{—}1000 \text{ л/сек}$) имеются на многих участках в пределах

распространения аллювиального и аллювиально-пролювиального водоносных комплексов четвертичных отложений в Ферганском, Приташкентском, Зарафшанском, Сурхандарьинском бассейнах, а также в верхней части Бухарского оазиса (Амударьинский бассейн). Водозаборы 2 группы для целей артезианского орошения в пустыне могут базироваться на верхнемеловом водоносном комплексе в Южно-Приаральском артезианском бассейне 2 порядка (XI район), а также в Карагатинском и Мынбулакском артезианских бассейнах (IV район). Водозаборы 3 группы (100—500 л/сек) для водоснабжения городов могут строиться в приречной полосе Амударьи в Хорезме, на некоторых линзах пресных грунтовых вод вдоль крупных каналов в Хорезме и в нижней части Бухарского оазиса. Для артезианского орошения можно получать воду водозаборами из меловых отложений Амударьинского (Бухаро-Каршинского) бассейна.

Большая часть приканальных пресных линз, а также пролювиальный водоносный комплекс способны обеспечить (для целей водоснабжения) производительность водозаборов 4 (50—100 л/сек) или 5 группы (10—50 л/сек).

Верхненеогеновый горизонт грунтовых вод на Устюрте, в связи с повышенной минерализацией, может использоваться лишь для водопоя скота и технического водоснабжения (производительность водозаборов 1—10 л/сек 6 группа). Однако в северной части Устюрта из водозаборов с производительностью менее 1 л/сек (7 группа), вскрывающих только самую верхнюю часть водоносного горизонта, можно получать и сравнительно слабо минерализованную воду с плотным остатком 2—3 г/л.

Глава восьмая

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ПИТЬЕВОГО, ХОЗЯЙСТВЕННО-ТЕХНИЧЕСКОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ, ОБВОДНЕНИЯ ПАСТБИЩ И ОРОШЕНИЯ

В ближайшее время в пределах республики должны быть осуществлены крупные мероприятия, связанные с использованием водоземельных и других природных ресурсов. Так, например, площадь орошаемых земель должна возрасти почти вдвое (по сравнению с 1965 г.) и составить около 5,0 млн. га. Дополнительно предстоит обводнить еще 10,2 млн. га пастбищ.

Решающим фактором, компенсирующим потребности в воде, являются поверхностные воды рек Сырдарьи и Амударьи.

В связи с общим дефицитом в поверхностной воде особое внимание уделяется подземным водам. Однако планирование водохозяйственного и земельного строительства, его проектирование и эксплуатация проводились без должного учета запасов подземных вод.

Обеспеченные питанием эксплуатационные запасы подземных вод составляют около 1000 м³/сек, или 31,5 км³/год. Причем эти запасы по территории республики размещены так, что за счет использования их могут быть удовлетворены потребности всех основных отраслей народного хозяйства.

Использование подземных вод для различных целей на конец 1964 г., по данным С. Анарбаева, составляет около 37 м³/сек, или 3,7% от выявленных обеспеченных питанием их эксплуатационных запасов.

Известно, что рост отраслей промышленности (сбрасывающих в большом количестве сточные воды) и интенсификация сельского хозяйства путем усиленного применения органических, минеральных удобрений и ядохимикатов приводят к еще большему загрязнению поверхностных водных источников. Поэтому роль подземных вод очень велика.

При определении размеров современного и перспективного водопотребления подземных вод приняты результаты проработок различных проектных и научно-исследовательских организаций.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ХОЗЯЙСТВЕННО-ПИТЬЕВОГО ВОДОСНАБЖЕНИЯ ГОРODOV, ПОСЕЛКОВ И ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ

В Узбекской ССР имеется 34 города и 64 поселка городского типа. В этих крупных населенных пунктах сосредоточены все основные промышленные предприятия. Количество городских жителей составляет

около 3,2 млн. человек. Суммарная подача воды по коммунальному водопроводу для хозяйственно-питьевых целей на 1/1 1961 г. составляла около 300 млн. $\text{м}^3/\text{год}$ (9,5 $\text{м}^3/\text{сек}$), из них только 120 млн. $\text{м}^3/\text{год}$ (3,8 $\text{м}^3/\text{сек}$) отбиралось за счет подземных вод.

Некоторые промышленные предприятия имеют свое водопроводное хозяйство, по которому в 1960 г., по данным института «Узгоспроект», подавалось около 790 млн. $\text{м}^3/\text{год}$, или 25 $\text{м}^3/\text{сек}$, воды в среднем за год, из которых около 20% (или около 5,2 $\text{м}^3/\text{сек}$) отбиралось из подземных вод.

Следовательно, общий отбор подземных вод для водоснабжения городов, поселков городского типа и промышленных предприятий составлял приблизительно 9,0 $\text{м}^3/\text{сек}$.

Выявленные запасы пресных подземных вод (см. табл. 8) во всех районах во много раз превышают намеченный размер их использования для целей водоснабжения и поэтому имеется реальная возможность перевода основной массы промышленных объектов на снабжение за счет подземных вод.

Ниже рассмотрено состояние и перспективы использования подземных вод по отдельным экономическим и водохозяйственным районам Узбекской ССР.

Андижанская и Ферганская области включают шесть городов (Андижан, Фергана, Маргелан, Коканд, Кувасай и Ленинск) и одиннадцать поселков городского типа (Куйбышево, Риштан, Яйпан, Шор-су, Палванташ, Курган-Тепе, Южный Аламышик, Ванновский, Кирово, Московский, Андижан-Нефть).

Все города и поселки городского типа, входящие в район № 7, имеют водопроводы, снабжающие питьевой водой население и промышленность. Охват населения этими водопроводами не превышает 50—70%. Все водопроводы индивидуальные, за исключением одного централизованного, снабжающего население и промышленность городов Ферганы и Маргелана.

Левобережье рек Сырдарьи и Нарына в пределах Андижанской и Ферганской областей характеризуется весьма благоприятными гидрогеологическими условиями с точки зрения водообеспечения населения и промышленности. Пресные подземные воды распространены почти повсеместно (исключение составляют лишь адыры Южной Ферганы) и запасы их практически неисчерпаемы.

Водохозяйственный район № 8 (правобережье рек Сырдарьи и Нарына). В этот район входят один город (Наманган) и четыре поселка городского типа (Чуст, Чаркесар, Кассансай и Пап-Уйгурсай).

Водопроводы в 1960 г. имелись в Намангане, Пап-Уйгурсае и Чусте, водоснабжением которых охвачено было не более 20% городского населения.

Гидрогеологические условия района с точки зрения водоснабжения городов и поселков городского типа менее благоприятные, чем в левобережной части. Здесь пресные подземные воды с достаточно большими запасами имеют локальное распространение и приурочены в основном к южной приадырной полосе Искават-Пишкарар-Кассансай-Алмаз-Чуст-Варзыкской системы заадырных впадин и молодой долине р. Нарына. Несмотря на такое распространение пресных подземных вод, при строительстве небольших по протяженности водопроводов запасы их более чем достаточны для покрытия всех нужд в воде.

Ташкентская область. Во всех городах и поселках имеются водопроводы. Общее водопотребление городов и поселков области осуществлялось из ирригационной сети и только 6% отбиралось за счет подзем-

ных вод. Промышленность области использует более 80% от общего водопотребления.

Имеющиеся запасы пресных подземных вод (см. табл. 8) в пределах области распространены неравномерно.

Таким образом, вопрос водоснабжения области может быть решен на базе использования подземных вод.

Сырдарьинская область. Прогнозно подсчитанные эксплуатационные запасы пресных подземных вод области вполне достаточны для удовлетворения всей потребности и хозяйственно-питьевой и технической воде. Однако на территории области пресные подземные воды имеют неравномерное распространение. Основные запасы пресных подземных вод, имеющих практическое значение, размещены в южной (в пределах конуса выноса рек Санзара и Заamina) и северо-восточной (в пределах развития отложений конусов выноса рек Чирчика и Ахангарана и современной долины р. Сырдарьи) частях области.

Такие гидрогеологические условия и определяют основной принцип решения вопроса водоснабжения за счет подземных вод — путем строительства крупных централизованных районных систем водопроводов.

Самаркандская область. В пределах области имеется три города и и один поселок, имеющий водопровод.

Гидрогеологические условия для водоснабжения населенных пунктов, расположенных в современной долине р. Зарафшана и в небольшом удалении от нее, весьма благоприятны. Запасы грунтовых вод здесь огромны. Однако вследствие ограниченности и локальности распространения пресных подземных вод в горной и предгорной частях области, а также западной части долины р. Зарафшана вопрос водоснабжения городов и поселков за их счет несколько осложняется и возникает необходимость привлечения поверхностных вод или использования подземных вод из отдаленных источников.

Бухарская область. Гидрогеологические условия для решения вопроса водоснабжения населения неблагоприятны. Пресные подземные воды не имеют площадного распространения или отсутствуют вообще. В восточной части они развиты только вдоль естественных и искусственных водотоков (главным образом, изучены они вдоль канала Шахруд). Выявленное количество приканальных пресных грунтовых вод достаточно для удовлетворения потребности области в хозяйственно-питьевой воде.

Запасы подземных вод весьма ограничены. Еще хуже обстоит дело с пресными подземными водами, имеющими спорадическое развитие. Предполагается наличие подпесчаных пресных грунтовых вод, но этот вопрос пока еще не изучен. Гидрогеологическими работами обнаружены небольшие участки распространения пресных линз в пролювиальных песчано-щебнистых отложениях северного склона Тамдытау, а также в зонах дробления палеозойских пород и в локально развитых раскарстованных известняках (район пос. Тамды, гор Мурунтау) и на погружениях.

На базе выявленных пресных подземных вод может быть удовлетворена первая очередь потребности поселков в хозяйственно-питьевой воде (пос. Тамды и пос. Мурунтау, г. Зарафшан, пос. Учкудук).

Нужды района в технической воде могут быть покрыты за счет широкой эксплуатации межпластовых вод отложений верхнего мела Карагатинского, Мынбулакского, Тубелекского, Восточно-й Северо-Восточно-Кызылкумского артезианских бассейнов, прогнозно подсчитанные эксплуатационные запасы которых составляют около 10 м³/сек.

При решении вопроса об использовании артезианских вод для технических целей не следует забывать, что они являются основным источ-

ником обводнения пастбищ и оазисного орошения. Артезианские воды для этих целей частично уже используются в поселках Учкудук и Мурунтау. Проектом развития водоснабжения этих поселков предусматривается строительство специального водоотвода из р. Амударьи.

Кашкадарьинская область. Гидрогеологические условия в целом неблагоприятны для решения вопроса водоснабжения городов и поселков городского типа за счет местных подземных вод. Исключение составляет территория Китабо-Шахриябзской впадины, где пресные подземные воды в аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложениях р. Кашкадарьи и ее составляющих получили широкое распространение. На остальной большей части площади области пресные подземные воды в небольшом количестве установлены в аллювиальных отложениях р. Кашкадарьи и пролювиальных отложениях южного предгорного шлейфа гор Кара-Тюбе. Геофизическими исследованиями 1962—1965 гг. на территории Каршинской степи отмечено наличие множества линз пресных грунтовых вод.

Сурхандарьинская область. Современная гидрогеологическая изученность области показывает, что прогнозные эксплуатационные запасы пресных подземных вод здесь составляют 553,77 млн. $\text{м}^3/\text{год}$. Эти запасы по площади области распространены неравномерно. Крупные запасы пресных подземных вод сосредоточены на левобережье долины р. Сурхандарьи в пределах слившихся конусов выноса ее притоков — Тупо-лангдарьи и Сангардакдарьи, а также в виде узкой полосы вдоль русла самой реки (подрусловой поток). Кроме того, наличие линзы пресных напорных вод установлено в центральной части конуса выноса р. Шерабада, запасы которых разведаны для водоснабжения создаваемых здесь совхозов. На всей остальной территории области пресные подземные воды отсутствуют. Несмотря на такое неравномерное распространение их, потребность в хозяйственно-питьевой и технической воде может быть полностью удовлетворена.

Хорезмская область. Имеющийся материал по гидрогеологии области показывает, что пресные грунтовые воды развиты здесь в виде узкой полосы вдоль р. Амударьи и крупных ирригационных каналов.

Для покрытия нужд в воде крупных городов типа Ургенча при использовании опресненных линз приканальных грунтовых вод потребуются строительство водозабора весьма большой протяженности, что может оказаться нецелесообразным. Поэтому для этих целей рекомендуется использовать пресные грунтовые воды, развитые вдоль р. Амударьи, в пределах так называемых каирных земель.

Каракалпакская АССР. Разведочными работами доказана возможность покрытия нужд в хозяйственно-питьевой воде городов Ходжейли, Тахиа-Таша, Кунграда и других населенных пунктов за счет пресных линз, расположенных вдоль р. Амударьи и каналов. Единственным источником пресной воды для г. Муйнака остаются поверхностные воды.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ СЕЛЬСКОГО НАСЕЛЕНИЯ

На 1 января 1965 г. в Узбекистане насчитывалось 17 430 населенных пунктов, из которых 604 животноводческие фермы расположены в пастбищной зоне республики, а остальные — в зоне поливного земледелия. В сельских населенных пунктах проживает более 70% (более 6,5 млн.) жителей республики.

В настоящем разделе рассматриваются вопросы водоснабжения сельских населенных пунктов, расположенных в зоне поливного земледелия.

К 1965 г. существующей водопроводной сетью было обеспечено лишь 10% сельского населения. Следует особо отметить, что в зоне земледелия республики имеется более 3000 скважин, из которых используется для водоснабжения населения не более 50%.

Существующие сельские водопроводы, как правило, состоят из водозаборного сооружения — самоизливающейся скважины или шахтных колодцев. Большинство населенных пунктов, обеспеченных водопроводом, расположены на вновь осваиваемых под орошение территориях.

Сельское население не обеспеченное водопроводной сетью, использует воду из местных источников. Таковыми в зоне орошаемого земледелия являются сильно загрязненные поверхностные воды ирригационных каналов или грунтовые воды, вскрываемые колодцами. Потребность сельского населения в воде является небольшой. Основную трудность в этом вопросе представляет разбросанность населенных пунктов по площади республики без определенной системы.

Перевод на подземные источники водоснабжения всех населенных пунктов орошаемой зоны не только улучшит санитарно-бытовые условия населения, но и явится своеобразным мелиоративным мероприятием, которое будет способствовать улучшению мелиоративного состояния орошаемых земель и созданию благоприятных условий для эффективного проведения комплекса мероприятий по рассолению земель.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ОБВОДНЕНИЯ И ОАЗИСНОГО ОРОШЕНИЯ

В пустынной и горной частях Узбекистана расположены главным образом небольшие селения. Эти территории относятся к пастбищной зоне. Для питьевого водоснабжения населения, а также для обводнения горных пастбищ используются поверхностные водотоки, родники и редко грунтовые воды, вскрываемые колодцами. В целом горные пастбища в достаточной степени обеспечены пресной водой. Однако источники их водоснабжения плохо защищены от загрязнения. Поэтому задача дальнейших работ по водоснабжению горных пастбищ заключается в правильной организации водоснабжения с учетом санитарных требований. Исключение среди горных пастбищ составляют лишь относительно небольшие площади предгорьев юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Бабатага, где вопрос водоснабжения может быть решен за счет каптирования родников, поверхностных или подземных вод со строительством небольших по протяженности водопроводов.

Увеличение площади поливных земель в республике в основном идет за счет ирригационного освоения пустынь. В современном представлении пустыня — это огромные по площади безводные и неосвоенные земли, являющиеся не только ареной развития отгонного животноводства, но и резервами поливных земель. Поливные земли в Узбекистане по отношению к площади пустынь составляют всего лишь 10%.

Развитие животноводства в пустыне лимитируется, с одной стороны, кормовыми базами (ресурсами), а с другой — водообеспеченностью пастбищных угодий. Следует сказать, что для обычного обводнения пастбищ требуется сравнительно небольшое количество воды (от 10 до 25 м³/сутки на одном водопойном пункте, в зависимости от типа скота). Поэтому при решении вопроса обводнения пастбищ важно,

чтобы подземные воды, хотя бы в небольших количествах были равномерно распределены по всей площади.

Имеющийся материал по запасам подземных вод пустынной части достаточен для заключения о том, что подземные воды, пригодные для водопоя скота, имеют здесь почти повсеместное распространение и залегают в пределах, доступных для эксплуатации глубины. Они являются единственным источником обводнения пустынных пастбищ.

Однако в этой части республики пресные воды с общей минерализацией до 1,0—1,5 г/л не имеют регионального распространения и залегают в виде линз среди относительно минерализованных (до 5—10 г/л) вод. Этим объясняется затруднение водоснабжения населения пустынь. В настоящее время население здесь обеспечивается привозной водой либо из близрасположенных рек (Амударья, Зарафшан, Кашкадарья, Сурхандарья и др.) и ирригационных каналов, либо из единичных на этой территории колодцев и скважин с пресной водой. Современный этап развития науки и техники уже решает проблему обеспечения населения пустынь пресной водой путем применения малогабаритных портативных опреснительных установок.

Для широкого внедрения таких установок имеются весьма благоприятные гидрогеологические условия, так как здесь преобладающее распространение имеют легкоопресняемые подземные воды с минерализацией в основном до 5 г/л.

Наряду с использованием пресных подземных вод определенный интерес представляет искусственное создание (или увеличение имеющихся запасов пресных подземных вод) линз пресных грунтовых вод путем магазинирования атмосферных осадков. В этом деле большое значение приобретают начатые Узбекским гидрогеологическим трестом на плато Устюрт опытные работы. Здесь основной задачей является борьба с кальматацией поглощающих колодцев. По-видимому, необходимо осуществлять предварительное осветление воды в специальных бассейнах — отстойниках.

Из общей площади обводненных пастбищ около 80% снабжается подземной водой, а остальные из ирригационно-дренажных систем, естественных поверхностных водотоков и водоемов. Обводненные в 1965 г. пастбища обеспечены минимальной разряженной водопойной сетью. Радиус отгона скота от водопойного пункта в 1,5—2 раза превышает оптимальный, равный 6 км. Скважинами и колодцами добываются воды с общей минерализацией до 5 г/л.

Следует подчеркнуть, что воды самоизливающихся скважин во многих случаях используются нерационально.

Заготовка страховых запасов корма для зимней подкормки овец производилась в основном в зоне земледелия республики и завозилась в зону отгонного животноводства. Заготовка корма в пределах самих пастбищ осуществлялась путем создания орошаемых оазисов на базе имеющихся запасов подземных вод.

Такие орошаемые оазисы уже созданы в пределах Самаркандской, Бухарской, Кашкадарьинской областей и Каракалпакской АССР. К 1965 г. орошалось 3346 га земель. Орошение ведется в основном за счет артезианских вод и частично (в пределах Нуратинской котловины, Самаркандская область) — за счет грунтовых.

Режим эксплуатационных скважин (оборудование крановыми устройствами) должен быть строго подчинен режиму водопотребления.

Наиболее перспективными районами для развития оазисного орошения за счет подземных вод являются: северная предгорная равнина Нуратинских гор, Нуратинская котловина, Каршинская степь, Центральный Кызылкум и Южное Приаралье.

Приведенный материал позволяет считать, что подземные воды в пустынной зоне являются и основным источником оазисного орошения для создания гарантированной кормовой базы каракулеводства. Здесь особо следует подчеркнуть большую роль вновь создаваемых в пустыне оазисов, богатых фруктовыми насаждениями и овощно-бахчевыми культурами. Возникновение таких оазисов способствует переходу населения от кочевого образа жизни к оседлому.

В условиях Узбекистана самое крупное потребление воды осуществляется за счет орошаемого земледелия, которое требует особого внимания.

В качестве местного резерва оросительной воды рекомендуются подземные воды. Для орошения можно использовать ту часть выявленных эксплуатационных запасов подземных вод, которая остается после полного удовлетворения потребностей хозяйственно-питьевого, сельскохозяйственного и частично технического водоснабжения и обводнения пастбищ, с учетом перспектив их развития. При учете этого обстоятельства и гидрогеологических условий отдельных районов представляется возможность выделить районы, перспективные на получение подземных вод в качестве дополнительного источника оросительной воды. Такими районами являются долина р. Чирчика, Дальверзинская степь, северо-восточная часть Голодной степи, Ферганская и Зарафшанская котловины и северо-восточная часть Бухарского оазиса. В пределах указанных районов для целей орошения имеется возможность использования около 4000 млн. м³/год подземной воды в качестве дополнительного источника оросительной воды, что достаточно для полива около 0,5 млн. га земель.

При оценке экономической эффективности использования подземных вод для орошения следует учесть большой мелиоративный эффект от широкой эксплуатации подземных вод в районах с мелиоративно-неблагоприятными условиями земли, так как в большинстве случаев широкая эксплуатация подземных вод рассматривается как вертикальный дренаж.

Если эксплуатация подземных вод для орошения одновременно решает мелиоративную задачу, т. е. выступает в качестве вертикального дренажа, то отпадает потребность в строительстве и эксплуатации горизонтальных дренажей.

Перспективы эксплуатации подземных вод для целей орошения не ограничиваются районами нового орошения. Большое народнохозяйственное значение может иметь использование подземных вод и в пределах существующих оросительных систем. В этом случае эксплуатация подземных вод, помимо решения мелиоративных задач, поможет создать стабильную водообеспеченность систем за счет регулирования режима подземных вод.

В результате всего изложенного могут быть сделаны следующие выводы и рекомендации:

1. Выявленные эксплуатационные запасы подземных вод распространены таким образом, что за счет использования их могут быть удовлетворены нужды в подземных водах всех основных ее потребителей.

2. Запасы пресных подземных вод, в первую очередь, должны быть использованы в качестве основного источника хозяйственно-питьевого водоснабжения. При этом установлена возможность полного перспективного обеспечения потребителей за счет запасов пресных подземных вод. Снабжение населения питьевой водой в зоне отгонного животноводства (Кызылкум и Устюрт) должно решаться либо за счет опреснения широко развитых здесь слабоминерализованных подземных вод,

либо магазинированием атмосферных осадков и временного поверхностного стока, а там, где имеется возможность,— за счет использования локально развитых здесь линз пресных грунтовых вод.

Обеспечение населения доброкачественной питьевой водой является недостаточным. При наличии больших запасов пресных подземных вод жители многих городов и поселков городского типа употребляют поверхностную воду. Имеющиеся запасы подземных вод позволяют основную массу промышленных предприятий обеспечить и технической водой.

3. Подземные воды, пригодные для водопоя скота, имеют почти повсеместное распространение. Количество их достаточно для удовлетворения всей потребности животноводства в воде с учетом перспективы его развития. За счет подземных вод могут быть полностью обводнены все пастбищные районы республики. В 1964 г. для обводнения пастбищ эксплуатировалось более 1000 скважин и множество колодцев с суммарным расходом около 4 м³/сек.

4. В целях укрепления кормовой базы животноводства необходимо осуществить широкое развитие в пустынной зоне республики оазисного орошения за счет использования подземных вод. Выявленные запасы подземных вод в этих районах помимо полного удовлетворения потребностей водоснабжения и обводнения пастбищ могут быть использованы и для орошения около 30 тыс. га земель.

5. Подземные воды могут быть широко использованы также для регулярного орошения в пределах основных оазисов республики.

Наличие больших подземных емкостей, заполненных водой, позволяет извлекать годовой размер обеспеченных питанием эксплуатационных запасов в течение вегетационного периода.

В настоящее время для орошения используются в основном подземные воды, выклинивающиеся в виде родников. Планомерного использования подземных вод для орошения путем сооружения скважин практически не ведется.

В республике имеется около 1000 специально пробуренных для целей орошения и разбросанных по площади орошаемых оазисов скважин с суммарным среднегодовым расходом более 10 м³/сек.

Глава девятая

ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В предыдущих главах отражены роль и значение водных ресурсов, в том числе подземных вод, для развития народного хозяйства УзССР.

В этой главе рассматриваются вопросы охраны и контроля за охраной подземных вод от загрязнения и истощения.

За последние годы с ростом и развитием новых отраслей народного хозяйства увеличился объем сброса в поверхностные и тесно гидравлически с ними связанные подземные воды отработанных, неочищенных от вредных компонентов промстоков, хозяйственно-бытовых и других загрязненных вод.

В республике значительно увеличились площади орошаемых сельскохозяйственных земель, на которые при их обработке вносятся химические, органические, органо-минеральные удобрения. Поля обрабатываются ядовитыми химикатами с воздуха авиацией. Попадая различными путями в поверхностные и подземные воды, все эти вредные вещества загрязняют их и делают непригодными для использования.

В этих условиях вопросы охраны и контроля за охраной водных ресурсов, и особенно подземных вод, от загрязнения и истощения становятся вопросами первостепенной важности.

Контроль за охраной водных ресурсов, в том числе подземных вод, в УзССР осуществляют Министерство мелиорации и водного хозяйства, Министерства здравоохранения и геологии — через свои подразделения на местах: бассейновые инспекции, санэпидстанции, гидрогеологические станции, режимные партии.

Охрана подземных вод от истощения. Различают два вида истощения подземных вод.

В пределах республики наблюдаются снижения пьезометрических уровней верхнемелового водоносного горизонта на большой площади в ряде артезианских бассейнов пустыни Кызылкум.

Так, пьезометрические уровни в скважинах Мынбулакского и Карагатинского артезианских бассейнов за 1954—1962 гг. снизились на 0,5 м.

Это объясняется, с одной стороны, затрудненными условиями питания этого водоносного горизонта, а с другой — нерациональным и бесхозяйственным использованием воды многих фонтанирующих и самоизливающихся воду скважин. Часть из них не оборудована крановыми устройствами, оголовками.

Вокруг устьев скважин образовались озера и заболоченные площади, что иногда затрудняет установку на устьях крановых устройств или цементацию стволов таких скважин.

В Сырдарьинском, Амударьинском и других артезианских бассейнах, на конусах выносов в предгорных шлейфах Ферганской впадины, Голодной степи, Каршинской степи геологоразведочными, строительными организациями пробурено большое количество глубоких скважин, часть самоизливающихся скважин не ликвидирована и потери из них значительны.

На крупнейших водозаборах в долинах рек Ахангарана, Чирчика более чем за 10-летний срок их эксплуатации сформировались в аллювиальных песчано-галечниковых отложениях большие воронки депрессии (от 5 до 25 км²), в пределах которых зеркало грунтовых вод снизилось по периферии на 0,5—0,8 м, а динамические уровни в некоторых водозаборных скважинах увеличились в 1,5—3 раза. В связи с этим частично изменились условия питания водозаборов — увеличилась доля питания за счет фильтрационных потерь из рек и расширились площади зон санитарной охраны второго пояса. Кроме того, повысилось содержание органических веществ в воде, что потребовало специальных мер обработки ее (хлорирование и др.) перед подачей потребителям.

В связи с увеличением отбора подземных вод из водозаборов на некоторых конусах выноса (Сохский в Ферганской котловине, Зааминский в Голодной степи, Шарабадский в Сурхандарьинской долине) снизились пьезометрические уровни и отдельные скважины прекратили самоизлив.

Необходимо отметить, что составить окончательные суждения о возможном истощении подземных вод на участках водозаборов трудно, так как сведений о режиме уровней в скважинах и изменении химического состава воды за многолетний период недостаточно.

Организации в ведении которых находятся водозаборы только 1,5—2 года назад начали оборудовать их необходимыми приспособлениями для замеров и организовывать службу фиксации упомянутых параметров.

Охрана подземных вод от загрязнения. Принято считать, что загрязняющие вещества в подземные воды попадают вместе с водными неочищенными растворами или при инфильтрации чистой воды через горные породы, почвы, содержащие загрязняющие вещества.

По характеру загрязнения выделяют: химическое, бактериологическое и механическое.

Механическое загрязнение по своим последствиям неопасно; механические примеси сравнительно быстро отфильтровываются. Поэтому оно нами не рассматривается.

Бактериологическое (бактериальное) загрязнение грунтовых вод происходит обычно либо при инфильтрации воды с дневной поверхности, либо через горные выработки.

Напорные водоносные горизонты бактериально практически не загрязняются.

Химическое загрязнение подземных вод может происходить:

- 1) при инфильтрации воды через зону аэрации;
- 2) через горные выработки, в том числе через скважины, особенно дефектные (плохая цементация затрубного пространства, коррозия обсадных труб и др.);
- 3) при боковом притоке (фильтрации) поверхностных вод;
- 4) с воздуха в зонах разгрузки подземных вод и вторичного их погружения;
- 5) при перетекании из выше- и нижележащих водоносных горизонтов, имеющих химическое загрязнение.

По гидрогеологическим условиям в республике хорошо защищенными от загрязнения являются напорные водоносные горизонты, имеющие, как правило, регионально выдержанные мощные водоупорные толщи (глин, алевролитов и др.) в кровле и в подошве. Наиболее часто загрязняются грунтовые воды первых от дневной поверхности водоносных горизонтов, гидравлически связанных с поверхностными водами.

Бактериальное загрязнение поверхностных вод происходит за счет сброса в них неочищенных стоков городской канализации, стоков пищевых и коммунальных предприятий, а также смыва отходов этих предприятий в местах их свалок. Химическое загрязнение происходит за счет неупорядоченного сброса промстоков горнообрабатывающей химической и металлургической промышленности, химизации сельского хозяйства (применение ядохимикатов и других химических веществ).

Ниже более подробно рассматриваются вопросы загрязнения подземных вод в разрезе гидрогеологических регионов.

В горной части Узбекистана (Чаткало-Кураминская, Нурата-Туркестанская и Зарафшано-Гиссарская группы бассейнов трещинных вод) почти нет населенных пунктов и очагов бытового загрязнения.

Развивающаяся в этих районах горнодобывающая, а особенно обогащательная и обрабатывающая отрасли промышленности являются источником химического загрязнения поверхностных и подземных вод.

Отмечены случаи загрязнения поверхностных вод отдельных саевых водотоков горнорудными предприятиями.

В предгорной части Ферганского артезианского бассейна населенных пунктов немного и промышленные объекты, имеющие загрязненные сточные воды, отсутствуют.

Довольно значительная по мощности зона аэрации исключает проникновение бактериально загрязненных поверхностных вод в эксплуатационные водоносные горизонты. Основные мероприятия по охране водных ресурсов для большей части описанной территории сводятся к санитарному содержанию водозаборов и лишь на отдельных участках близкого залегания зеркала грунтовых вод (1—3 м) требуются мероприятия, исключающие фильтрацию и инфильтрацию фекальных и других загрязненных стоков.

Равнинная часть Ферганской котловины густо населена. Здесь расположены крупные города (Коканд, Наманган, Фергана, Маргелан, Андijan и др.) с развитой промышленностью и большое число поселков. Сточные воды сбрасываются в поверхностные водотоки и загрязняют их.

Для описываемой части Ферганской котловины характерно загрязнение поверхностных и подземных вод ядохимикатами и азотистыми удобрениями.

Основные мероприятия по охране здесь подземных вод от загрязнения сводятся: 1) в городах и промышленных предприятиях к строительству очистных сооружений для сточных вод и к санитарному содержанию водозаборов; 2) в сельской местности — к переводу всех населенных пунктов на централизованное водоснабжение и содержание водозаборов в санитарном состоянии. Кроме того, следует изучить процессы и пути загрязнения подземных вод азотистыми удобрениями и ядохимикатами с целью разработки мероприятий по борьбе с этим видом загрязнения.

В Приташкентском артезианском бассейне Ташкентская и Сырдарьинская области густо заселены. Здесь расположены основные промышленные объекты республики (химическая, металлургическая, горнообогатительная, машиностроительная и др.). Крупные города (Ташкент, Чирчик, Ангрен, Алмалык и др.) и промышленные объекты требуют большого количества водных ресурсов для целей водоснабжения. Одновременно с этим здесь может образоваться большое количество загрязненных сточных вод. Многие предприятия не имеют очистных сооружений и сбрасывают воды в поверхностные водотоки (Салар, Кара-Камыш) или на не подготовленные для этого поля фильтрации, загрязняя поверхностные и подземные воды.

Бактериальное загрязнение подземных вод наблюдается в индивидуальных водозаборах, а загрязнение поверхностных и подземных вод органическими азотистыми удобрениями и ядохимикатами на полях орошаемого земледелия (долины рек Чирчика, Ахангарана, Сырдарьи).

Основные мероприятия по охране подземных вод от загрязнения сводятся:

1) в городских условиях к очистке сточных вод и уменьшению их количества за счет использования в промышленности оборотных вод, к расширению водопроводной сети и канализации;

2) в сельских населенных пунктах и поселках городского типа — к переводу их на централизованное водоснабжение за счет использования подземных вод, к ликвидации водозаборов индивидуального пользования и содержанию септиков и выгребных ям в санитарном состоянии. Очень важно провести эти мероприятия в районах близкого залегания грунтовых вод.

В Зарафшанском артезианском бассейне основные города и промышленные объекты (Самарканд, Катта-Курган и др.) расположены в долине р. Зарафшана. Централизованное водоснабжение имеют города Самарканд, Катта-Курган и некоторые районные центры. Некоторые промышленные объекты и населенные пункты сбрасывают загрязненные сточные воды в поверхностные водотоки. Последние, в свою очередь, фильтруясь, загрязняют неглубоко залегающие грунтовые воды. Большинство сельских населенных пунктов в долине р. Зарафшана для водоснабжения используют неглубоко залегающие грунтовые воды одичными водозаборами индивидуального и коллективного пользования. Групповые водозаборы централизованного водоснабжения, имеющие хорошо организованные зоны санитарной охраны, добывают воду хорошего качества. Основные мероприятия по охране подземных вод должны предусматривать перевод всех населенных пунктов на централизованное водоснабжение.

Кроме того, все водозаборы индивидуального и общественного пользования должны содержаться в санитарных условиях. Необходимо все поглотители сточных вод (септики, выгребные ямы и др.) оборудовать так, чтобы они не фильтровали их в грунт.

В Сурхандарьинском артезианском бассейне все населенные пункты расположены в орошаемой зоне. В районных центрах и поселках

городского типа существует централизованное водоснабжение, но отсутствует канализация.

Сельские населенные пункты большей частью снабжаются поверхностными водами. Областной центр г. Термез имеет централизованное водоснабжение и частично канализацию. Некоторые промышленные предприятия не имеют очистных сооружений промстоков и сбрасывают их в поверхностные водотоки, туда же сбрасываются и бытовые стоки. Все это фильтруясь, загрязняет близкозалегающие грунтовые воды. Однако водозаборы централизованного водоснабжения, имеющие хорошо организованную зону охраны, получают подземную воду хорошего качества.

Основные города, промышленные объекты и сельские населенные пункты расположены в пределах орошаемых земель (Бухарский, Каракульский, Китабо-Шахризбзский, Каршинский и Хорезмский оазисы и долина р. Кашкадарьи).

Города Бухара, Карши и отдельные населенные пункты имеют централизованное водоснабжение за счет использования пресных грунтовых вод фильтрационными водозаборами. Отдельные районные центры и сельские населенные пункты используют пресные грунтовые воды одичными водозаборами, расположенными на конусах выноса, речных террасах и подгорно-верном шлейфе Каратюбинских гор.

Отмечены случаи бытового загрязнения подземных вод на тех участках, где водозаборы расположены в населенных пунктах.

Мероприятия по охране подземных вод от загрязнения должны здесь сводиться к организации зон санитарной охраны водозаборов и ликвидации очагов загрязнения (фильтрующие выгребные ямы, септики, поля фильтрации неочищенных бытовых и промышленных стоков) в населенных пунктах путем содержания в санитарном состоянии водозаборов индивидуального пользования (колодцев), устройства очистных сооружений для загрязненных промстоков, а также соответствующего оборудования септиков и выгребных ям, исключающих фильтрацию из них.

Исключение составляет Хорезмский оазис и Каракалпакия, где основным источником водоснабжения являются поверхностные воды и приканальные линзы пресных вод вдоль крупных ирригационных каналов и поймы р. Амударьи.

Поскольку приканальные линзы пресных грунтовых вод являются единственным источником пресной доброкачественной воды, здесь наиболее строго должны проводиться мероприятия по их охране от химического и бактериологического загрязнения, которые сводятся к исключению источников загрязнения поверхностных водотоков, организации зон санитарной охраны, соблюдению режима эксплуатации линз пресных вод.

В заключение можно сделать следующие выводы.

Подземные (грунтовые) воды четвертичных отложений на многих участках своего распространения по причине хороших водопроявляющих свойств и малой мощности пород зоны аэрации слабо защищены от проникновения загрязненных поверхностных вод, а также от инфильтрующихся и фильтрующихся неочищенных промышленных и бытовых стоков.

Охрана подземных вод от истощения и загрязнения, которую должны осуществлять все организации в ведении которых находятся владельцы водозаборных, водосбросных и водопоглотительных сооружений, проводится еще недостаточно четко.

Основными вопросами по охране и контролю за охраной ресурсов подземных вод от возможного истощения является борьба с нерациональным

нальным их использованием (бесполезный самоизлив артезианских вод из скважин, не оборудованных и имеющих неисправные водовыпускные устройства) и перевод населенных пунктов и городов на централизованное водоснабжение.

Кроме того, необходима очистка всех сточных вод, сбрасываемых промышленными предприятиями и городскими канализациями, а также контроль за выполнением мероприятий, исключающих загрязнение.

Глава десятая

ГИДРОГЕОЛОГО-МЕЛИОРАТИВНЫЕ УСЛОВИЯ ОРОШАЕМЫХ И ПОДЛЕЖАЩИХ ОРОШЕНИЮ ЗЕМЕЛЬ

ИРРИГАЦИЯ И ОРОШЕНИЕ

Ирригационно-оросительная система Узбекистана показана на рис. 53. Забор воды в оросительную сеть достигает 60 км^3 в год, что составляет примерно половину годового стока всех рек Средней Азии. При этом потери на фильтрацию равняются 20 км^3 в год.

Административное деление республики на области связано с расположением оазисов и приурочено к бассейнам крупных рек, которые служат источником питания ирригационных систем. Так, в бассейне р. Сырдарьи располагаются оазисы Ферганской долины (Андижанская, Наманганская и Ферганская области) и Ташкент-Голодностепский оазис (Ташкентская и Сырдарьинская области). В бассейне р. Амударьи — Сурхандарьинский, Кашкадарьинский, Самаркандский, Бухарский, Хорезмский и Нижнеамударьинский оазисы.

В связи с тем, что оазисы разделены между собой и приурочены к различным источникам орошения, описание ирригационной сети проводится раздельно.

Ферганский оазис. Основными источниками питания ирригационных систем являются реки Нарын и Карадарья, которые, сливаясь, образуют р. Сырдарью.

В северной Фергане реки Кугарт, Караункур, Майлису, Чартаксай, Падшаата, Кассансай, Сумсарсай, Гавасай, Алмастсай, Чадаксай, а в южной — Акбура, Араван, Исфайрам, Шахимардан, Сох, Исфара являются источниками питания ирригационных систем. Водообеспеченность ирригационной сети в прошлом полностью зависела от водоносности питающих рек, в связи с чем во многих оросительных системах наблюдался недостаток воды.

Для регулирования расхода рек и улучшения головного водозабора ирригационных систем были построены следующие плотины и водохранилища: 1) на р. Карадарье Кампыраватская плотина с пропускной способностью $1400 \text{ м}^3/\text{сек}$ и левобережным регулятором на $230 \text{ м}^3/\text{сек}$; 2) на р. Нарыне — Учкурганская плотина, гарантирующая водозабор из реки. Строится Токтогульская плотина для многолетнего регулирования стока, водохранилище при нем будет иметь полезную емкость 14 млрд. м^3 . Для регулирования стока малых рек и орошения земель предгорий построено Уртатокойское водохранилище емкостью 150 млн. м^3 и Керкидонское емкостью 200 млн. м^3 на р. Кувасае. Осуществляется проект Андижанского водохранилища емкостью 1,6 млрд. м^3

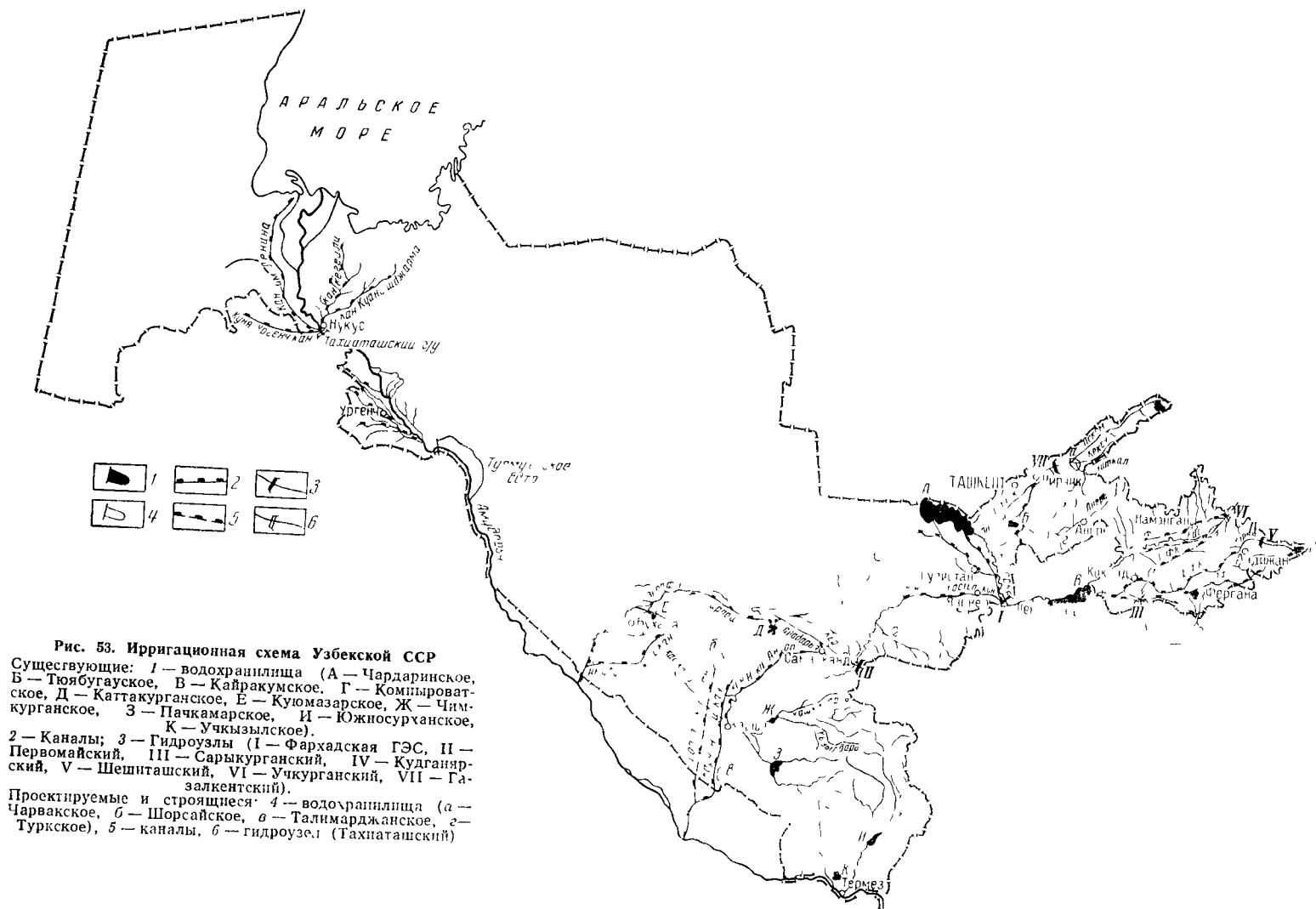


Рис. 53. Ирригационная схема Узбекской ССР

Существующие: 1 — водохранилища (А — Чардаринское, Б — Тюбугауское, В — Кайракумское, Г — Компыратское, Д — Каттакурганское, Е — Куоумазарское, Ж — Чимкунганское, З — Пачкамарское, И — Южносурханское, К — Учкызыльское).

2 — Каналы; 3 — Гидроузлы (I — Фархадская ГЭС, II — Первомайский, III — Сарыкурганский, IV — Кудганярский, V — Шешитапский, VI — Учкурганский, VII — Газалкентский).

Проектируемые и строящиеся: 4 — водохранилища (а — Чарвакское, б — Шорсайское, в — Талимарджанское, г — Туркское), 5 — каналы, 6 — гидроузлы (Тахнаташский)

на р. Карадарье выше Кампыр-Раватской водосборной плотины. Проектируются горные водохранилища на реках Сохе, Шахмардане, Гавасае и Падшаате с целью регулирования стока этих рек и повышения водообеспеченности. На р. Сырдарье построен гидроузел с Кайракумским водохранилищем.

Наряду со строительством водозаборных плотин и водохранилищ для регулирования стока рек, имеющих различные режимы, осуществляется подпитыванием одних бассейнов водами других — так называемое кольцевание речных систем. Основными подпитывающими каналами являются Северный Большой и Южный Ферганский каналы.

Северный Ферганский канал (СФ) берет начало из р. Нарына от Учкурганской плотины. Длина его равна 166 км, расход составляет 103 м³/сек. Воды канала подпитывают низовья ирригационных систем рек Северной Ферганы и идут на орошение 86 тыс. га земли.

Большой Ферганский канал (БФК) берет воды из р. Нарына, сбрасывает воду в Карадарью и затем от Куйганярской плотины подпитывает концевые части ирригационных систем Южной Ферганы. Общая длина его 344 км с расходом 174 м³/сек. Водами БФК орошается 100 тыс. га и подпитывается более 200 тыс. га земель.

Южный Ферганский канал (ЮФК) берет воду из Шарихансая, подпитывает ирригационные системы рек Акбуры, Аравана, Исфарамы и Шарихансая, длина канала 103 км, расход воды 55 м³/сек и обеспечивает орошение 73 тыс. га.

Исфарам-Шахмарданский и Сох-Шахмарданский переброс для подпитывания Шахмарданской и Сохской ирригационных систем (расходы 15—18 м³/сек, длина 30—60 км).

Наиболее крупной ирригационной системой Ферганы является Карадарьинская, орошающая территорию площадью 172 тыс. га. Данная система имеет три водозабора из реки: у Кампыр-Равата берут начало каналы Савай, Шарихансай и Андижансай; у Тешик-Ташской плотины осуществляется водозабор в каналы Улугнар и Правобережный, еще ниже по Карадарье у Куйган-Ярской плотины подается вода в каналы Балыкчинский и Сиза. Канал Савай орошает среднюю часть Акбуринского конуса выноса. Каналы Шарихансай и Андижансай орошают периферийную часть названного конуса и выводят значительное количество воды в долину, где распределение воды имеет веерный характер, причем Шарихансайский веер располагается на поверхности Акбуринского конуса выноса. Низовья Шариханской системы подпитываются водой БФК. Правобережный канал орошает земли, расположенные на периферии конуса выноса р. Майлису и Улугнара. Балыкчинская система орошает земли левобережья Карадарьи. Кроме Карадарьинской в Андижанской области имеется еще три ирригационные системы веерного характера, орошающие площади одноименных конусов выноса — Майлисуйская, Акбуринская и Араванская.

В Ферганской области функционируют три ирригационных системы: Шахмардан-Исфарамская, Сохская и Исфаринская. Первая орошает земли Чемион-Аувальской заадырной впадины, Ярмазарскую и Кувасайскую межадырные впадины и часть земель Центральной Ферганы. Недостаток в воде полностью ликвидирован после строительства БФК и Керкидонского водохранилища. Общая площадь орошения данной системой составляет 143 тыс. га. Сохская ирригационная система представляет собой типичный ирригационный веер.

Введена в эксплуатацию Сары-Курганская плотина на р. Сохе, которая распределяет воды реки на три части — в правобережный и левобережный каналы и центральный сброс. Большая часть основных

магистральных каналов этой системы в галечниковой части конуса выноса забетонирована. Общая площадь орошаемых земель Сохской ирригационной системой превышает 120 тыс га. Исфаринская система также представляет собой ирригационный веер, но значительно меньших размеров, чем предыдущий. Река Исфара выходит из адыров и распределяется на 7 каналов, которые, как и БФК, проходят по галечникам конуса выноса. В зоне выклинивания, как и на Сохском конусе, потерянные в галечниках воды выклиниваются. Общая площадь, орошаемая данной системой, составляет 54 тыс га. В Наманганской области имеются две крупные ирригационные системы (СФК и канат им Ахунбабаева), водами которых орошаются земли левобережья Сырдарьи. Здесь имеется множество ирригационных систем по названию рек, которые орошают в основном заадырные впадины Северной Ферганы.

В 1966 г было начато строительство Центрального Ферганского канала длиной в 200 км с расходом в голове 200 м³/сек. Еще в 40-х годах приемником всех сбросных вод являлись земли Центральной Ферганы, на которых образовались громадные озера и болота, заросшие камышом. Испарение с водной поверхности регулировало водный баланс Ферганы. Большой опыт орошения недостаточно дренированных земель позволил местному населению разработать и меры борьбы с заболачиванием и засолением путем строительства дренажной (заурной) сети. В последнее время появилась возможность строительства коллекторов и осушение громадных территорий Центральной Ферганы. Для сброса излишних вод и дренажного стока на территории построены коллекторы Сары-су, Сары-Джура, Северный Багдадский, Файзабадский, Каракалпакский, Дамкуль, Язъяванский, Сох-Исфаринский, Кызыл-Тепинский и др. Этими коллекторами в Сырдарью сбрасывается около 50 м³/сек сбросных и дренажных вод.

В заключение следует отметить, что общая орошаемая площадь Ферганы (в пределах трех областей) достигает 800 тыс га, а земли с оросительной сетью 1120 тыс. га, из них под хлопчатником находится полмиллиона гектаров.

Голодиостепский оазис. Основным источником орошения земель Голодной степи служит р Сырдарья, а также небольшие реки, стекающие с северного склона Туркестанского хребта, — Санзар, Заамин-су, Раватсай, Ходжамушкентсай, Хавастсай и др. Этими реками орошаются небольшие площади предгорий.

Для регулирования стока и водозабора построена Фархадская плотина на р Сырдарье. Фархадский гидроузел позволил осуществить водозабор для орошения северо-восточной части Голодной степи. Таким образом, было гарантировано орошение 200 тыс га земель по Кировскому магистральному каналу. Кроме этого, Фархадская плотина дала возможность подачи воды на более высокие земли южной части Голодной степи. Для полного обеспечения водой этих земель необходимо регулирование стока р. Сырдарьи. С этой целью выше Фархадского гидроузла была сооружена Кайраккумская плотина с водохранилищем емкостью 4,3 млрд м³, которое гарантирует орошение в Голодной степи 575 тыс га. Для увеличения забора воды в Голодную степь и орошения предгорий Туркестанского хребта площадью в 200 тыс га потребовалось дальнейшее регулирование стока р Сырдарьи. С этой целью на границе Голодной степи с Кызылкумами построена Чардаринская плотина с водохранилищем емкостью 4,7 млрд м³. Для обеспечения водой всех земель Голодной степи потребуется сооружение водохранилища емкостью до 2 млрд м³ или можно будет использовать воду Токтогульского водохранилища с доведением емкости до

19 млрд. м³. С вводом в эксплуатацию Токтогульского водохранилища заканчивается в основном регулирование стока р. Сырдарьи в ирригационных целях.

В Голодной степи функционируют следующие, подводящие воду на орошаемые земли, ирригационные системы: 1) Кировского магистрального канала; 2) Южно-Голодностепного канала; 3) машинных каналов: М-1, М-2, ТМ-1, ТМ-2; 4) Санзара, Зааминсу, Хавастая.

Ирригационные системы рек предгорий Туркестанского хребта расположены в виде небольших вееров, прижатых к горам. Все эти реки имеют в основном снеговое питание и к концу лета многие из них пересыхают. Для водообеспечения ирригационной системы р. Санзара очень давно был построен канал Тютятартар, который функционирует и в настоящее время, перебрасывая воду из р. Зарафшана в период ее паводка. Для увеличения водообеспеченности Санзарской ирригационной системы и орошения 22 тыс. га новых земель построено наливное Джизакское водохранилище емкостью 90 млн. м³.

Ирригационные системы машинных каналов ТМ-1 и ТМ-2 орошают 39 тыс. га земель Таджикской ССР, расположенных на склоне Туркестанского хребта. Насосная станция забирает воду из деривационного канала Фархадской ГЭС на высоту до 180 м с головным расходом 36 м³/сек.

Ирригационная система Южно-Голодностепского канала (ЮГК). От Фархадской плотины берет свое начало левобережный деривационный канал с расходом в 500 м³/сек. На 14 км канала построена электростанция. Из ее верхнего бьефа через головной шлюз регулятора забирается вода в Южно-Голодностепский канал. Пропускная способность ЮГК равна 300 м³/сек, длина его 126 км, площадь проектного орошения 350 тыс. га. Отводами этого канала орошаются и намечены к орошению земли Баяутского массива сазово-солончаковой зоны Центральной части Голодной степи, периферии Санзарского конуса выноса, а в перспективе — Нуратинской и Фаришской степей (еще 200 тыс. га).

Ирригационная система Кировского магистрального канала орошает площадь в 200 тыс. га.

Орошение земель Голодной степи вызвало катастрофический подъем уровня грунтовых вод и развитие вторичного засоления. В связи с этим возникла необходимость строительства коллекторно-дренажной и сбросной сети. В настоящее время построены и действуют крупные коллекторно-дренажные и сбросные системы: Центрально-Голодностепская, Акбулакская, Шурурязякская. Главная пойменная, имеются более мелкие самостоятельные системы, обслуживающие небольшие площади. Суммарный сток дренажных вод достигает 20 м³/сек.

Приташкентский оазис. Источниками питания ирригационных систем данного района являются реки Сырдарья, Чирчик и Ахангаран.

Водами Сырдарьи орошается Дальверзинская степь, расположенная на правом берегу реки, напротив Голодной степи. Водозабор осуществлен от Фархадской плотины с расходом 74 м³/сек.

Головной водозабор в ирригационной системе долины р. Чирчика решен путем строительства Газалкентской, Троицкой и Ханской водозаборных плотин, а также узла Шархия на р. Ахангаране. Водные ресурсы бассейна в связи с этим были использованы полностью. Для расширения посевных площадей потребовалось регулирование стока. Построено Туюбугазское водохранилище на р. Ахангаране (Ташкентское море) емкостью в 250 млн. м³ для сбора паводковых вод и зимних расходов с подпитыванием из р. Чирчика. Таким образом, был решен во-

прос водообеспеченности земель, расположенных ниже водохранилища. На р. Чирчике завершается строительство Чарвакского гидроузла с водохранилищем емкостью 2 млрд. м³, что позволит дополнительно оросить 100 тыс. га земель предгорий и улучшить водообеспеченность 300 тыс. га. Начато строительство Туркского водохранилища на р. Ахангаране емкостью в 200 млн. м³ и проектируется Чаткальское водохранилище в верховьях Чирчика емкостью 4 млрд. м³. Благодаря этим мероприятиям будет достигнута полная водообеспеченность земель Приташкентского района.

Различные источники питания и в связи с этим разное время наступления паводков привело к необходимости переброса вод р. Чирчика (снегово-ледникового питания с паводком в июле—августе) в долину р. Ахангарана (снегово-дождевого питания с паводками в мае месяце). Ташкентским каналом, берущим начало из левобережного Карасу, подпитываются земли долины Ахангарана.

Общая площадь оросительной сети в Приташкентском районе превышает 500 тыс. га, из них более 250 тыс. га орошается водами р. Чирчика.

Наиболее крупными ирригационными системами района являются Бозсуйская, Левобережный Карасу и Дальверзинская.

Бозсуйская ирригационная система берет начало из деривационного канала от Газалкентской плотины имеющего расход 300 м³/сек, и орошает правобережные земли долины р. Чирчика. Крупными каналами даиной системы являются Бозсу, Ханим, Искандер, Зах, Салар, Правобережный Карасу, Каракульдук и др. Ирригационная система Левобережного Карасу берет начало от Троицкой плотины и орошает площадь порядка 100 тыс. га и через Ташкентский канал подпитывает земли долины р. Ахангарана. Наиболее крупными каналами являются Карасу, Ташкентский, Геджикент, Правая Ветка и др.

Оазисы бассейна р. Амударьи. Здесь имеется около 6 млн. га пригодных для орошения земель, из которых орошается 1,2 млн. га. На р. Амударье, являющейся основным источником питания, пока еще не построено ни одной водозаборной плотины, и сток реки не зарегулирован. Начато строительство Нурекского гидроузла на р. Вахше с водохранилищем емкостью 10,5 млн. м³ и высотой плотины 305 м. Проектируется строительство Тюямуонской плотины с целью создания капитального водозабора в ирригационные системы и регулирования стока путем наполнения водохранилища емкостью порядка 4 млрд. м³. В среднем течении реки намечено строительство Кызылаякской водозаборной плотины для подачи воды в Каракумский и Каршинский каналы.

На р. Вахше проектируется Рогунский гидроузел с водохранилищем емкостью 14 млрд. м³. По предварительным проработкам, намечено проектирование восьми гидроузлов на р. Пяндже с суммарной емкостью водохранилищ в 56 млрд. м³ и общим напором 1600 м. Этим будет осуществлено полное регулирование стока р. Амударьи.

Завершается регулирование стока и полностью решаются вопросы головного питания ирригационных систем таких крупных рек, как Сурхандарья, Кашкадарья, Зарафшана и более мелких, являющихся их притоками. На стоке этих рек развито орошение южного, центрального и западного Узбекистана.

Сурхандарьинский сазис. Источниками питания ирригационных систем района является р. Сурхандарья с притоками. Воды притоков Сурхандарьи в вегетационный период полностью разбираются на орошение, сама же Сурхандарья не обеспечивала водой имеющиеся земли. Для поднятия водообеспеченности бассейна построен Гиссарский канал на р. Душанбе и наливное Учкызылское водохранилище емкостью

165 млн. m^3 . Для орошения левобережных земель и Шерабадского конуса выноса построена Южносурханская плотина с целью регулирования стока с водохранилищем емкостью 800 млн. m^3 . Ниже этого водохранилища построена водозаборная плотина для канала Занг.

Общая площадь пригодных для орошения земель составляет 350 тыс. га, из которых орошается 200 тыс. га. Помимо ирригационных систем, одноименных с названными выше притоками Сурхандарьи, основными являются Зангская, Шерабадская и Левобережного магистрального канала. Головной водозабор канала Занг будет доведен до 86 $m^3/сек$. Эта система связана с Учкызылским водохранилищем.

От Южносурханского водохранилища по Шерабадскому магистральному каналу насосными станциями на расход 110 $m^3/сек$, через водораздел, подается вода в Шерабаддарью для орошения целинных земель Шерабадского конуса выноса, Музрабадской и Кызырыкдарьинской степей, а также земель верхних террас Амударьи.

Китабо-Шахризязбский и Каршинский оазисы являются самыми маловодными в Узбекистане с общей площадью пригодных земель 1 млн. 400 тыс. га. Основными источниками питания ирригационной сети являются притоки Кашкадарьи Гузардарья, Лянгар, Яккобадарья, Танхыздарья, Аксу и многочисленные водотоки родникового происхождения.

Территория Каршинской степи орошается водами Кашкадарьи, образуя небольшой веер между городами Карши и Касан. Для увеличения водообеспеченности построены водохранилища с целью регулирования стока, а также подпитывающий тракт, перебрасывающий воду из бассейна Зарафшана по каналу Иски-Ангор с расходом 40—50 $m^3/сек$. Так, на р. Кашкадарье построено Чимкурганское водохранилище емкостью 500 млн. m^3 и на р. Гузаре — Пачкамарское водохранилище емкостью 270 млн. m^3 . Проектируется строительство ряда водохранилищ в горах на притоках Кашкадарьи для поднятия водообеспеченности района. При полном регулировании стока рек бассейна и подпитывания из Зарафшана устойчивое орошение будет на площади порядка 200 тыс. га. Крупных ирригационных каналов, за исключением канала Иски-Ангор, в этом районе не имеется.

Проблема орошения земель Китабо-Шахризязбской котловины и Каршинской степи может быть решена только с использованием вод р. Амударьи. Разработанный проект освоения этой территории предусматривает забор воды из Амударьи в районе будущей Кызылаякской плотины в магистральный канал с расходом до 500 $m^3/сек$. Эти воды каскадом насосных станций поднимутся на высоту 150 м. В связи со сплошным орошением мелиоративное состояние земель ухудшится, поэтому уже начато строительство коллекторов со сбросом вод в Амударью, Денгиз-Куль и Куюмазарское водохранилище. Начато строительство магистрального канала, первая стадия осуществления этого грандиозного проекта.

Оазисы долины р. Зарафшана. Долина и дельты Зарафшана являются районами древнего орошения. Площадь пригодных для орошения земель в этом районе составляет 1,8 млн. га. Долгое время единственным источником орошения была р. Зарафшан, в последние годы привлечены воды р. Амударьи.

Для улучшения водозабора в магистральные каналы на р. Зарафшане построены водозаборные гидроузлы. На р. Карадарье сооружен Дамходжинский гидроузел, подающий воду в ирригационные системы среднего течения Зарафшана, а также Навоинский гидроузел с забором 30 $m^3/сек$. В низовьях реки, на территории Бухарской дельты, построено два гидроузла: Харкурский и Дуабинский. Несмотря на это, по

отдельным годам, особенно в низовьях реки, отмечается недостаток воды. Этот дефицит достигает 50%. Поэтому для регулирования стока реки и поднятия водообеспеченности сооружены два наливных водохранилища: Каттакурганского емкостью 900 млн. м³ и Куюмазарское емкостью 270 млн. м³. Это обеспечило повышение водообеспеченности земель дельты Зарафшана. Однако дальнейшее развитие орошения и поднятие водообеспеченности требовало привлечения вод р. Амударьи, в связи с чем были построены Амубухарский и Амукаракульский каналы, с расходом 124 м³/сек и 50 м³/сек, с подъемом воды на 68 м и водозабором в районе г. Чарджоу. В свою очередь, как уже отмечалось выше, паводковыми водами р. Зарафшана подпитывается Санзарская ирригационная система в Голодной степи. Наиболее крупными ирригационными системами в долине Кашкадарьи являются Даргом, Правобережная Булунгурская, Акдарьинская, Карадарьинская Нарпайская, Мианкаль-Хатырчинская, Шахруд, Вабкентдарья, Кара-Кульдарья и др.

Орошаемые площади образуют несколько оазисов, такие, как Самаркандский, Кермининский, Кенимехский, Бухарский и Каракульский. Мелиоративное состояние большей части земель Самаркандского оазиса, за редким исключением, благополучное. В Кермининском и Кенимехском оазисах проведены небольшие мелиоративные работы, улучшившие обстановку. Что касается Бухарского и Каракульского оазисов, то в них мелиоративные условия неблагоприятны. Поэтому здесь построена коллекторно-дренажная сеть и осуществляется строительство Каракульского коллектора, Денгизкульского сброса. Западно-Рометанского и Северного коллекторов.

Оазисы низовьев Амударьи. Низовья Амударьи — один из древнейших орошаемых районов с площадью пригодных земель в 1,2 млн. га, из них в настоящее время орошается 450 тыс. га. Общая площадь земель с древними ирригационными системами достигает 2,5 млн. га.

На этой территории орошение развито в Южно-Хорезмском, Турткульском, Ходжейли-Кунградском, Чимбай-Кегейлинском и Тахтакупырском оазисах.

Основным и единственным источником забора воды в крупные магистральные каналы является р. Амударья. Проблема водозаборов и регулирования стока будет полностью решена после строительства Тюямуянского и Тахиаташского гидроузлов.

Крупными ирригационными системами низовьев Амударьи являются Ташсакинская, Кызкеткенская, им. Ленина, Пахтаарна, Питнякарна, Ургенчарна, Октябрьарна, Клычниязбай и др.

Земли низовьев Амударьи подвержены засолению и заболачиванию в связи со слабой естественной дренированностью территории, поэтому отвод сбросных и коллекторно-дренажных вод представляет первостепенное значение. Еще в дореволюционное время проблема водозабора и дренажа определяла строительство заглубленных каналов с механическим подъемом воды для орошения. Эти каналы в зимний период выполняли роль дренажей и вся дренажная вода сбрасывалась в периферийные озера, опоясывающие Южно-Хорезмский оазис. К настоящему времени орошение переведено на самотечное; отвод сбросных и дренажных вод осуществляется через систему коллекторов в Сарыкамышскую впадину. Начато строительство коллекторов и на землях других оазисов.

В заключение отметим, что ирригационно-хозяйственная деятельность в значительной мере нарушает ход естественно сложившегося гидрогеологического процесса (формирование подземных вод, их ре-

жим и баланс), а гидрогеологические и гидрохимические показатели приобретают несколько иной характер. В связи с этим хозяйственная деятельность выступает как мощный искусственный фактор формирования подземных вод, особенно в районах орошаемого земледелия. На территории аридной зоны, где развито орошение, под искусственными факторами формирования подземных вод принято понимать всю совокупность водно-земельных мероприятий, созданных человеком. Ведущими среди них являются следующие.

1. Регулирование расхода рек путем строительства водохранилищ, вызывающих подпор поверхностных и подземных вод и формирующих дополнительные напоры в песчано-галечниковых горизонтах, способствует подъему зеркала грунтовых вод и усилению расхода их на испарение, что приводит к региональным изменениям многолетнего режима и баланса подземных вод.

2. Переброска вод одних речных систем в другие бассейны, имеющие различные сроки наступления паводков. Это приводит к увеличению питания подземных вод маловодных бассейнов и изменению режима и баланса грунтовых вод.

3. Подача поверхностных вод из источника орошения на осваиваемые территории приводит к усиленному питанию грунтовых вод, подъему их уровня, формированию искусственных водонапорных систем и резкому изменению режима и баланса грунтовых вод.

4. Орошение земель нарушает природную гидрогеологическую обстановку, особенно в районах недостаточного дренирования и приводит к засолению и заболачиванию территории. Эти процессы проявляются с неодинаковой интенсивностью при различных способах поливов, режимах орошения и промывок благодаря планировке полей и различным приемам агротехники.

5. Отвод излишних оросительных сбросных и грунтовых вод создает возможность искусственного регулирования режима и баланса, солевой вентиляции территории, опреснения почво-грунтов и грунтовых вод и усиления дренированности всего массива орошения.

6. Растительный покров орошаемых площадей выполняет роль биологического дренажа.

В маловодные годы использование подземных вод на орошение происходит наиболее интенсивно. Подземные воды рассматриваются как дополнительный источник орошения, позволяющий регулировать емкости подземных водохранилищ, а следовательно, режим и баланс подземных вод.

В орошаемых оазисах Узбекистана подземные воды служат наиболее надежным источником водоснабжения. Это позволит закрывать ирригационные системы на невегетационный период. Наиболее мощным фактором регулирования гидрогеологического процесса является интенсивно внедряемый в производство, вертикальный дренаж, создающий наилучшие предпосылки для рассоления почв, грунтов и опреснения верхнего горизонта грунтовых вод. Вертикальный дренаж позволяет регулировать режим грунтовых вод и использовать откачиваемые воды на орошение.

Таксономическая система единиц гидрогеолого-мелиоративного районирования Узбекистана.

В географической и геологической литературе Средняя Азия выделяется как обособленный крупный регион со специфическими физико-географическими, геолого-тектоническими и гидрогеологическими условиями. Среднеазиатская физико-географическая страна подразделяется на равнинно-низменную и предгорногорную. С геологических позиций

Средняя Азия также подразделяется на две части — платформенную и геосинклинальную. Границы физико-географического и геолого-структурного районирования в основном совпадают. Эти две части территории в таксономии гидрогеологического районирования Средней Азии находятся на первой ступени и, по мнению большинства авторов, соответствуют провинциям. Автор также, руководствуясь идеями О. К. Ланге, М. М. Крылова и Д. М. Каца, по геолого-структурному и физико-географическому признакам выделяет две провинции:

1) геосинклинальная, предгорно-горная с высотно-зональными грунтовыми водами;

2) платформенная, равнинно-низменная с широтно-зональными грунтовыми водами.

С гидрохимической и гидродинамической точки зрения они имеют свои особенности. Так, грунтовые воды в горах характеризуются как пресные гидрокарбонатного состава, безнапорные, естественнодренированные, получающие питание за счет атмосферных осадков. Грунтовые воды межгорных впадин характеризуются как пресные и солоноватые гидрокарбонатно-сульфатного состава. Питание вод осуществляется в основном за счет поверхностного стока, а расход — путем выклинивания и испарения. Водоносные горизонты слабо дренированы. В отличие от горных массивов здесь большое значение приобретает вертикальный характер водообмена.

Грунтовые воды широтно-зональной провинции равнинно-низменных пространств характеризуются повышенной минерализацией, сульфатным и хлоридным составом. Они — безнапорные, слабо дренированы и расходуются в основном на испарение и вековой подземный сток. Питание осуществляется за счет временно действующих водотоков, инфильтрации скудных атмосферных осадков, конденсации и перелива артезианских вод. Постоянное питание наблюдается лишь в низовьях крупных рек.

Региональные закономерности формирования режима грунтовых вод в выделенных провинциях различны.

В горноскладчатой области формирование режима грунтовых вод проявляется на фоне обеспеченного подземного стока.

В крупных межгорных впадинах грунтовые воды верхней части и напорные воды нижней части разреза четвертичной толщи представляют единую водонапорную систему (единый водоносный комплекс), где уровень грунтовых вод является уровнем гашения напоров нижележащих горизонтов. Режим грунтовых вод формируется под влиянием этих напорных горизонтов.

Сопоставление данных наблюдений за колебанием уровня грунтовых и напорных вод свидетельствует об идентичности их режима.

В равнинной части территории режим грунтовых вод формируется при доминирующем значении гидростатической передачи напоров.

Однако это не означает, что в первой провинции гидростатика не имеет существенного значения или во второй совершенно отсутствует сток и напорное питание. Для каждой провинции выделенные факторы являются ведущими и профилирующими.

Эти положения справедливы и для ненарушенного, естественного режима грунтовых вод. Что же касается нарушенного ирригацией режима, то природа его резко меняется за счет изменения источников питания и путей расходования.

В провинциях в зависимости от водовмещающей среды, по-разному протекают и процессы формирования гидрохимического режима грунтовых вод.

В горных массивах преобладают процессы выщелачивания, а в межгорных впадинах происходит локальное континентальное засоление, которое приурочивается к очагам разгрузки грунтовых и субнапорных потоков. Обычно глубина соленакопления не превышает первых десяти метров; по типу минерализации грунтовые воды в основном сульфатные. Равнинная часть территории характеризуется глубоким континентальным засолением сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного типа.

Своеобразно складывается водно-солевой баланс грунтовых вод в описываемых провинциях. В горной части территории подземный отток резко преобладает над процессами испарения, и соленакопление здесь отсутствует. В межгорных впадинах соотношение между оттоком и испарением изменяется от периферии к центру, где преобладают процессы соленакопления. Но в целом в межгорных впадинах преобладают процессы природного рассоления.

В равнинно-низменной провинции отмечается резкое преобладание суммарного испарения над оттоком. Эти районы относятся к площадям естественного соленакопления.

В пределах провинций по геолого-структурному признаку выделяются гидрогеологические структуры — бассейны грунтовых вод*, которые по направленности регионального водно-солевого баланса объединяются в типы, являющиеся следующей таксономической единицей — областью.

В пределах Узбекистана выделены следующие типы бассейнов грунтовых вод: 1) с отрицательным солевым балансом; 2) с положительным солевым балансом; 3) со смешанным солевым балансом.

Внутри гидрогеологических структур существуют морфогенетические типы территорий, которые районированы как подобласти. Для обоснования принципов предложенного районирования коснемся некоторых вопросов теорий, на базе которых автором вводится новый элемент в гидрогеологическое районирование.

Гидрогеологическое районирование, выполненное под влиянием идеи зональности, является типологическим**, отсюда и гидрогеологические карты грунтовых вод являются картами типологического плана. Научно обоснованного регионального районирования*** грунтовых вод к настоящему времени еще не существует.

Районирование напорных вод базируется на геоструктурном принципе выделения артезианских бассейнов. Наиболее полно этот принцип приводится в работах Г. Н. Каменского, Н. И. Толстихина и М. М. Толстихиной, О. К. Ланге, А. М. Овчинникова и др. Авторы выделяют две крупные единицы районирования — платформенную и геосинклинальную. В каждой области выделяются два этажа — осадочный чехол и кристаллический фундамент.

В местах погружений фундамента, заполненных осадочным чехлом, выделяются артезианские бассейны, а в местах выхода кристаллического фундамента на поверхность — бассейны трещинных вод.

Такая систематика приводит к районированию артезианских вод. Для Средней Азии подобное районирование выполнено Н. А. Кенесариним и А. Н. Султанходжаевым. Этот путь в несколько видоизме-

* Согласно методическим указаниям рабочей комиссии, составители монографии выделяют бассейны трещинных (грунтовых) вод, в связи с чем автор выделяет бассейны грунтовых вод в межгорных впадинах, дельтах рек и на равнинных пространствах.

** Выделение на карте территории по классификационным показателям (типам) приводит к типологическому районированию.

*** Выделение на карте территорий по индивидуальным (неповторимым) показателям приводит к региональному районированию.

ненном виде принимается гидрогеологами, работающими в отдельных регионах, и развит далее А. М. Овчинниковым, который предлагает выделенные единицы районирования называть водонапорными системами разного порядка. На основе этих положений составлены карты артезианских бассейнов СССР.

Как видно из изложенного, районирование артезианских вод может быть как типологическим, так и региональным, причем ведущим фактором является геолого-структурный аazonальный. Из теории районирования, разработанной советскими географами, следует, что зональными факторами районирования является широтное положение территории: климат и рельеф. Этот фактор (зональность) используется как ведущий при гидрогеологическом районировании грунтовых вод. Азональными факторами районирования являются геолого-структурное и геоморфолого-литологическое строение территории. Этот фактор используется как ведущий при гидрогеологическом районировании артезианских вод.

Положение о независимом существовании зонального и аazonального ряда районирований оправдывает раздельное районирование грунтовых и артезианских вод. Однако если для артезианских вод зональные факторы районирования (в географическом смысле) не применяются и не являются обязательными, то для грунтовых вод аazonальные факторы районирования должны занимать такое же место, как и зональные.

Это положение подтверждается Г. Н. Каменским (1935). Он говорит: «Грунтовые воды среди других природных образований, близких к поверхности земли, наиболее склонны к отступлению от закона зональности», и далее: «Для еще более конкретной характеристики грунтовых вод необходимо выяснить закономерности их дифференциации на участках отдельных потоков и бассейнов в процессе формирования вод, что может составить основу для районирования и картирования грунтовых вод при детальном их исследовании».

На основании вышеизложенного произведено гидрогеологическое районирование грунтовых вод регионального плана, где в качестве ведущего фактора взяты геоструктурные и морфогенетические подразделения (азональные факторы), а в качестве подчиненного — физико-географические и климатические — зональные факторы. Следовательно, в системе таксономической лестницы на каждой ступени ведущим является аazonальный фактор, по которому производится районирование, а ему сопутствует или следует за ним только для него характерный зональный фактор, который не районируется на высоких ступенях, а создает зональный фон.

Приведем схему соотношения аazonальных и зональных факторов районирования.

<i>Азональные факторы</i>	<i>Зональные факторы</i>
Физико-географическая страна	Климатические пояса
Геологическая структура — бассейны грунтовых вод платформ	Широтно-климатические зоны
Геологическая структура — бассейны грунтовых вод геосинклинали	Высотно климатические зоны
Морфогенетические типы территории — потоки грунтовых вод	Гидрогеологические зоны потоков грунтовых вод

Если признать правильным положение о том, что районирование артезианских вод носит региональный характер, а грунтовых вод в основном типологический, то напрашивается вывод о необходимости регионального районирования последних.

Руководствуясь этими положениями, а также указаниями теории районирования о том, что для каждого вида районирования необходимо выделение объекта районирования (у физико-географов — ландшафт, урочище, фация; у геологов — горные породы и их возраст; у геоботаников — растительные ассоциации; у гидрологов — реки и водоемы; у почвоведов — почвы) как объемного тела в пространстве с ясно выраженными границами, для грунтовых вод в качестве такого объекта мы предлагаем — поток.

В гидрогеологической литературе часто встречается термин «поток»*, который, однако, не получил достаточно точного определения. Мы предлагаем следующую формулировку.

Поток грунтовых вод — это пространственное выражение на геоморфолого-литологической основе законченного цикла гидрогеологического процесса**, приуроченного к определенной территории со свойствами только ей физико-географическими и геолого-структурными особенностями. Следовательно, картирование потоков грунтовых вод есть картирование площадей, где прослеживается законченный цикл гидрогеологического процесса.

Подобный подход позволяет картировать потоки грунтовых вод, опираясь в первую очередь на карты гидро- и пьезонизогипс, а также на геоморфолого-литологическое строение территории, на основании которых устанавливается направление движения, конфигурация потока, его начало и конец.

Для определения границ потоков нужно установить его русло или модель этого русла. Для этого необходимо использовать физико-географические, геоморфолого-литологические и геолого-структурные данные, позволяющие составить модель русла потока и, как уже отмечалось, установить границы его распространения.

На основании изложенного выше устанавливаются объективно существующие потоки, их границы, направление движения, процессы взаимосвязи, количественные и качественные характеристики, которые являются объектом нашего изучения, с целью разработки рекомендаций по использованию подземных вод, регулированию их запасов, прогнозированию изменения природного процесса в связи с хозяйственной деятельностью человека.

Таким образом, в пределах гидрогеологической структуры — бассейна грунтовых вод — выделяются группы потоков*** по общности их геолого-геоморфологических условий, направлению движения, условиям формирования и разгрузки. Из изложенного следует, что при выделении подобластей морфогенетический тип территории приобретает гидрогеологический смысл (вводится понятие групп потоков) и применительно к условиям Узбекистана подобласти выглядят следующим

* Например, в работах Н. М. Решеткиной, Д. М. Кац и др.

** «В понятие гидрогеологического процесса вкладывается представление о питании, стоке, рассеивании подземных вод в общем круговороте воды, их количественных и качественных изменениях во взаимодействии с горными породами, атмосферой, гидросферой, почвенным покровом и биосферой» (М. М. Крылов).

*** Отсутствие гидродинамической и гидрохимической связи между смежными территориями (например, граничащими конусами выносов) позволяет выделять в каждом конусе самостоятельный поток. Однако единство зеркала грунтовых вод на площади крупной геоморфологической единицы (морфогенетический тип территории) позволяет объединить потоки в группы.

образом: 1) группа потоков трещинно-карстовых вод коренных отложений структурных равнин (плато); 2) группа потоков грунтовых вод пролювиально-аллювиальных отложений подгорных равнин; 3) группа потоков грунтовых вод пролювиально-аллювиальных отложений предгорных шлейфов и конусов выносов; 4) группа потоков грунтовых вод аллювиальных отложений речных долин; 5) группа потоков грунтовых вод аллювиально-пролювиальных отложений высоких речных террас; 6) группа потоков грунтовых вод аллювиальных отложений субэразальных дельт; 7) группа потоков грунтовых вод аллювиальных отложений приморских дельт.

По группе потоков устанавливается дренированность территории, которая оценивается по депрессионным кривым потоков, построенным по картам гидроизогипс и гидроизоньез на площади, охватывающей законченный гидрогеологический цикл.

В Узбекистане выделяются пять типов депрессионных кривых (рис. 54).

Первый тип — потоки грунтовых вод с депрессионной кривой спада характеризуются как дренированные с обеспеченным подземным стоком. Примерами такого типа могут служить потоки грунтовых вод Северной Ферганы, Приташкентского района, Сурхандарьи, Китабо-Шахрисабзской котловины, предгорий Зарафшана.

Второй тип — потоки грунтовых вод с депрессионной кривой структурно-литологического (пьезометрического) подпора, характеризуются дренированностью в верхней части потока и недренированностью — в нижней.

Эти потоки наблюдаются в районах развития субнапорных вод, где уровень грунтовых вод является уровнем гашения напоров нижележащих горизонтов. Эти потоки развиты в конусах выносов и на предгорных шлейфах межгорных впадин.

Третий тип — потоки грунтовых вод с депрессионной кривой линейного спада, характеризуются как недренированные, но с вековым подземным стоком. Примерами служат потоки низовьев рек.

Четвертый тип — потоки грунтовых вод с депрессионной кривой подпора (морем), характеризуются как недренированные. Примерами этого типа могут быть потоки приаральской дельты Амударьи.

Пятый тип — потоки грунтовых вод с депрессионной кривой подпора (смешанный тип). Подобный тип характерен для аллювиальных потоков рек Узбекистана в пределах межгорных впадин. В данных условиях потоки грунтовых вод являются подземной составляющей речного стока и по пути движения вод могут быть дренированными или подпертыми.

Гидрогеологическая характеристика типов потоков дана в экспликации к карте и приводится при описании выделенных гидрогеологи-

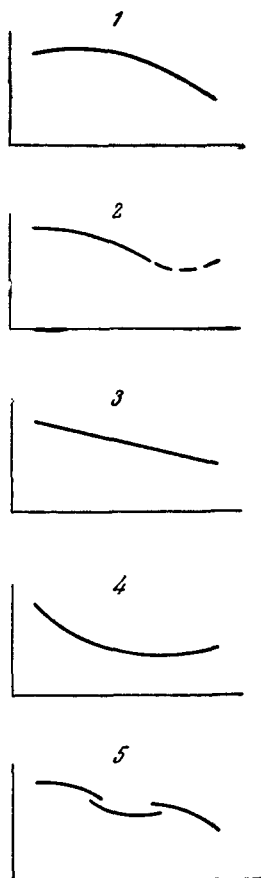


Рис. 54. Типы депрессионных кривых потоков грунтовых вод

1 — кривая подпора спада; 2 — кривая структурно-литологического и пьезометрического периода; 3 — кривая линейного спада; 4 — кривая подпора; 5 — кривая спада и подпора (смешанная)

ческих структур — бассейнов грунтовых вод в соответствии с картой гидрогеолого-мелиоративного районирования Узбекистана (прилож. 5).

Физическая сущность депрессионных кривых потоков грунтовых вод заключается в особенностях литологического строения водоносной толщи, ее фильтрационных свойств, конфигурации водоупорного ложа и наличии барьеров по пути движения потока. Например, если водоносная толща сложена песчано-галечниковыми отложениями с высокими фильтрационными свойствами и по пути движения потока отсутствуют фациальные барьеры, наблюдается депрессионная кривая спада, т. е. в расходной части баланса грунтовых вод преобладает сток.

Если водоносная толща сложена песчано-галечниковыми отложениями, то образуется литологический барьер, за счет которого в нижней части четвертичной толщи формируются субнапорные воды.

Уровень грунтовых вод является уровнем гашения этих напоров. В таких случаях имеет место депрессионная кривая пьезометрического подпора и в расходной части баланса над подземным стоком начинает преобладать выклинивание и испарение.

Если водоносная толща сложена породами со слабыми фильтрационными свойствами, то происходит формирование депрессионной кривой линейного спада. В расходной части баланса потока испарение преобладает над стоком. В подобных же условиях, но при наличии литологического или водного барьера (море) формируется депрессионная кривая подпора. В этом случае расходная часть баланса регулируется испарением.

В долинах реки встречаются все виды перечисленных выше условий, в связи с чем в них формируются депрессионные кривые смешанного типа.

ФЕРГАНСКИЙ БАССЕЙН

Гидрогеолого-мелиоративные условия Ферганы характеризуются большим разнообразием. В то же время для бассейна отмечаются такие общие черты, как уменьшение глубин залегания уровня грунтовых вод и увеличение минерализации от периферии к центру, уменьшение минерализации воды и возрастание напоров с глубиной, отсутствие ясно выраженного регионального водоупора внутри четвертичной толщи, уменьшение фильтрационных свойств водовмещающих пород от периферии к центру. В том же направлении изменяется отношение стока к испарению в пользу последнего.

Для бассейна в целом характерно рассоление. По периферии бассейна (адырные и межадырные впадины, подгорные равнины и конусы выноса) наблюдается процесс выщелачивания. Лишь в центральной части (собственно долина Сырдарьи и по периферии конусов выноса) происходит аккумуляция солей.

Региональной дренажной системой района является р. Сырдарья и ее приток Карадарья.

Дренированность определяется на основании структуры баланса грунтовых вод, приведенного в табл. 9.

Основное количество выклинивающихся вод отводится рекой Сырдарьей, что свидетельствует о большой промытости бассейна. Дренированность бассейна подтверждается и расчетами приведенного ниже водно-солевого баланса.

Если принять минерализацию вод, питающих грунтовые воды, равной 1 г/л, то поступление солей в грунтовые воды, согласно приведенному выше балансу, оцениваются в 300 кг/сек. Подобным же образом,

Таблица 9

Баланс грунтовых вод

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Подземный приток с горного обрамления	20	Выклинивание в естественные водотоки и родники	196
Инфильтрация атмосферных осадков	2	Выклинивание в коллекторно-дренажную сеть	53
Потери естественных водотоков	78	Испарение	49
Потери каналов, оросительной сети и орошаемых площадей	200	Эксплуатационный водозабор	2
Итого	300		300

оценив выклинивающуюся воду в естественные водотоки (родники) и эксплуатационный водозабор в 1 г/л, а выклинивающуюся воду в коллекторно-дренажную сеть в 10 г/л, получим расход солей в 780 кг/сек, т. е. в 2,5 раза превышающий приход. Гидрогеолого-мелиоративные условия Центральной Ферганы отличаются от вышеприведенных и иллюстрируются табл. 10.

Таблица 10

Расходование грунтовых вод Центральной Ферганы

Районы	Расходование грунтовых вод, м ³ /сек	
	путем испарения	путем подземного стока
Периферия конусов выноса юго-восточной Ферганы (периферия Исфайрама и Ош-Араванская заадырнан впадина)	26,7	2,5
Периферия Сохского конуса выноса	15,0	3,8
Периферия Исфаринского конуса выноса	4,0	2,3
Долина р. Сырдарьи	3,8	—
Итого	49,5	8,6

Из табл. 10 видно, что величина испарения намного превышает величину естественного оттока подземных вод.

Гидрогеолого-мелиоративные условия района определяются, главным образом, подземными водами, приуроченными к четвертичным отложениям.

Четвертичные отложения в своей нижней толще (нанайский и тащентский комплексы) содержат напорные воды, а в верхней (голодностепский и сырдарьинский комплексы) — грунтовые. Наличие связи между грунтовыми и напорными водами ввиду отсутствия регионального водоупора позволяет отнести их к единому комплексу напорно-грунтовых вод.

Уровни напорных вод, приуроченных к подстилающим песчаным отложениям, в большей части Центральной Ферганы устанавливаются выше, чем уровни грунтовых вод, приуроченных к покровным супесчано-суглинистым отложениям, на величину от 0,1 до 0,8 м.

Уклон зеркала грунтовых вод в Северной Фергане в пределах заадырных и межадырных впадин и в предадырной равнине составляет 0,1—0,01; в Южной Фергане в головных частях конусов выноса — 0,01—0,02, в срединных частях — 0,003—0,005, на периферии — 0,0003—0,0005. В аллювиальной долине р. Сырдарьи уклоны зеркала грунтовых вод 0,0018—0,0003.

В головных галечниковых частях конусов выноса наблюдается глубокое залегание уровня — преимущественно 20—100 м, а в средних и краевых частях 5—10 м.

По мере продвижения от головных частей к периферии конусов выноса вследствие появления в разрезе супесчано-суглинистых и глинистых отложений движение потока подземных вод замедляется, что обуславливает подъем их зеркала и частичное выклинивание на поверхность.

Наиболее отчетливо зона выклинивания подземных вод выражена на Сохском конусе выноса. Причем в верхней полосе, непосредственно прилегающей к галечниковой части, шириной 3—4 км происходит интенсивная разгрузка подземных вод; в нижней полосе шириной 4—5 км наблюдается слабое русловое выклинивание.

На Исфарамском конусе выноса зона выклинивания имеет меньшую ширину (2—3 км). Слабо выражена зона выклинивания на слившихся конусах выноса рек Исфарам-Шахимардан. Большое количество подземных вод (до 23 м³/сек) выклинивается в пределах Ош-Араванской заадырной впадины.

В северо-восточной Фергане эта зона наблюдается на конусах выноса рек Нарына и Майлису. Другие конусы выноса бедны поверхностной и, следовательно, подземной водой, в связи с чем на них зоны выклинивания не наблюдается.

Минерализация грунтовых вод головных частей конусов выноса не превышает 1 г/л, тип воды преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магнийевый.

Периферия конусов выноса и межконусные понижения, а также аллювиальная долина р. Сырдарьи характеризуются неглубоким залеганием грунтовых вод. Основное расхождение их осуществляется путем испарения, ввиду чего эта площадь характеризуется минерализованными грунтовыми водами и засоленными почво-грунтами. Глубина залегания грунтовых вод на орошаемых землях, как правило, составляет 1—2 м, на неорошаемых — 3—5 м.

Высокая степень минерализации наблюдается на неорошаемых площадях и вновь орошаемых массивах Центральной Ферганы, где плотный остаток достигает 5—10 г/л, а глубина залегания грунтовых вод обычно не превышает 3 м.

На орошаемых площадях с процессами засоления почв ведется борьба путем: 1) строительства различных дренажей; 2) проведения промывных поливных и других мероприятий. Вследствие этого минерализация грунтовых вод здесь несколько меньше 2—5 г/л.

В Сох-Шахимарданском межконусном понижении и на землях периферии слившихся конусов выноса рек Араван, Акбура и Шарихан-ская грунтовые воды сильно минерализованы, плотный остаток изменяется от 10—15 до 50 г/л.

На нижних террасах рек Карадарьи, Нарына и Сырдарьи грунтовые воды в основном пресные и слабосоленоватые, плотный остаток составляет 1—3 г/л. Тип минерализации сульфатный. На орошаемых площадях развиты сульфатные воды с повышенным содержанием гидрокарбонатов; на неорошаемых землях — сульфатно-хлоридные воды.

В вертикальном разрезе в целом для Ферганской долины отмечается уменьшение минерализации воды с глубиной.

Естественная дренированность территории зависит и от фильтрационных свойств пород.

Наиболее высокой водопроницаемостью ($500\text{--}1000\text{ м}^2/\text{сутки}$) характеризуются галечниковые отложения заадырных и межадырных впадин, приадырных равнин и головных частей конусов выноса. Коэффициенты фильтрации колеблются от 20 до $100\text{ м}/\text{сутки}$.

Менее водопроницаемыми являются отложения периферийных частей конусов выноса Южной Ферганы. Коэффициент фильтрации отложений варьирует от 5 до $10\text{ м}/\text{сутки}$, а водопроницаемость — от 100 до $500\text{ м}^2/\text{сутки}$.

Наименьшей величиной коэффициента фильтрации характеризуются покровные супесчано-суглинистые отложения Центральной Ферганы. Коэффициент фильтрации их изменяется от 0,05 до $0,5\text{ м}/\text{сутки}$ (межконусные понижения и крайние периферические части конусов выноса) и от 0,5 до $2,7\text{ м}/\text{сутки}$ (средние части конусов выноса и аллювиальная долина р. Сырдарьи).

В Ферганском артезианском бассейне выделяются следующие типы потоков грунтовых вод:

1. Группа потоков пролювиально-аллювиальных отложений заадырных и межадырных впадин Северной и Южной Ферганы. На большей части впадин грунтовые воды пресные, залегают на больших глубинах. Лишь вблизи адыров, сложенных водонепроницаемыми породами, грунтовые воды вследствие структурно-литологического подпора приближаются к дневной поверхности и на локальных участках выклиниваются. Водообмен горизонтальный, за исключением участков выклинивания грунтовых вод. Территория дренирована в верхней части впадин и недренирована в нижней, в связи с подпором потоков адырами.

Естественный режим грунтовых вод заадырных и межадырных впадин в основном определяется поверхностным и подземным стоком (рис. 55, 1 тип кривой).

Как видно из графика, расход родников и уровни снижаются с декабря до конца марта, далее до июня возрастают, в связи с весенним паводком. В сентябре наблюдается минимальное положение уровня, обусловленное уменьшением питания. Осенью вновь отмечается повышение уровня и расхода. Амплитуда колебания уровня составляет $0,5\text{--}2,0\text{ м}$.

Мелиоративная обстановка рассматриваемой территории в целом благоприятная. Орошение не приведет к изменению мелиоративного состояния земель. Дренаж необходим на отдельных участках для борьбы с заболачиванием.

2. Группа потоков пролювиально-аллювиальных отложений конусов выносов Северной и Южной Ферганы.

В головных частях конусов, сложенных галечниковыми образованиями, грунтовые воды залегают на глубине $80\text{--}100\text{ м}$. По мере приближения к центральной части конусов грунтовые воды постепенно приближаются к дневной поверхности и в месте сочленения галечников с супесчано-суглинистыми отложениями вследствие подпора выклиниваются на поверхность, образуя засоленные и заболоченные участки. Водообмен в верхней части конусов — горизонтальный. Территория дренирована в верхней части и недренирована в нижней. Режим грунтовых вод формируется под влиянием интенсивной инфильтрации поверхностного стока и подземного притока со стороны адыров (см. рис. 55, 2 тип кривой). Интенсивность колебания уровня грунтовых вод оп-

ределяется климатическими факторами в горной и предгорной зоне. С удалением от вершины конуса выноса, в зависимости от длины пути стока, прослеживается запаздывание максимума уровня грунтовых вод по отношению к максимальным размерам питания до двух месяцев.

Минимальное положение уровня наблюдается в конце апреля, максимальное — в сентябре. Амплитуда колебания уровня на большей части территории составляет 1—3,0 м, а в привершинной части конусов выноса до 5—11 м.

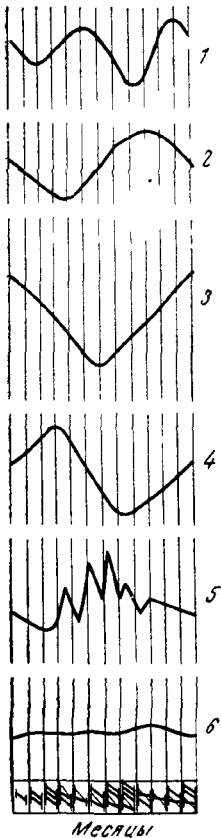


Рис 55. Типовые кривые естественного режима уровня грунтовых вод Ферганского бассейна

1 — режима уровня и расхода родников для междуречных и заалырных впадин, 2 — для зоны поглощения по верхнего стока конусов выноса Северной и Южной Ферганы, 3 — для краевых частей зон поглощения конусов выноса Южной Ферганы, 4 — для периферийной части конуса выноса (Центральная Фергана), 5 — для молодых террас р Сырдарьи, 6 — для пролювиально аллювиальных отложений подгорных равнин с глубоким залеганием зеркала грунтовых вод (Бузский массив)

3 тип характерен для периферической части зоны поглощения конусов выносов Южной Ферганы. Режим грунтовых вод определяется подземным притоком и оттоком. Максимум уровня наблюдается в июне, минимум — в декабре — январе. Амплитуда колебания составляет 2,0—3,0 м. Наблюдается запаздывание в наступлении максимума и минимума на 2—3 месяца.

По мере продвижения от периферии к центру впадины потоки грунтовых вод постепенно приближаются к дневной поверхности. На стыке галечников с супесчано-суглинистыми отложениями происходит выклинивание части потока в виде полосы родников (возвратные воды).

Ниже зоны выклинивания наблюдается вторичное погружение потока грунтовых вод. Для этой территории характерен 4 тип кривой (см. рис. 55), где осенний подъем обусловлен вертикальным притоком снизу субнапорных вод, а летний спад — испарением и слабым подземным стоком. Максимальное положение уровня наблюдается в мар-

те — апреле, минимальное в августе — сентябре. Амплитуда колебания составляет 1—2,5 м. Освоение территории потребует применения комплекса мелиоративных мероприятий.

3. Группа потоков пролювиально-аллювиальных отложений подгорных равнин охватывает правобережную часть долины Сырдарьи.

Грунтовые воды, заключенные в песчано-галечниковых отложениях, с хорошими фильтрационными свойствами, пресные они залегают на глубине 5—10 м и более. Подземный сток обеспечен. Водообмен горизонтальный. Территория дренирована.

Естественный режим грунтовых вод формируется под влиянием подземного стока (рис. 55, 6 тип кривой). Незначительные амплитуды колебания уровня обусловили прямолинейный характер кривой.

Мелиоративная обстановка рассматриваемой территории, за исключением узкой полосы зоны выклинивания, располагающейся в периферийной части подгорной равнины, благоприятная. Орошение не вызывает изменения гидрогеолого-мелиоративных условий.

4. Группа потоков аллювиальных отложений речных долин расположена в западной части бассейна и приурочена к пойме, а также к первой и второй надпойменным террасам левобережья Сырдарьи.

Грунтовые воды преимущественно неглубокого залегания, от пресных до минерализованных. Водообмен смешанный. Подземный сток затруднен. Территория слабо дренирована.

Естественный режим грунтовых вод отличается чрезвычайным непостоянством, вызванным сложным сочетанием приходных (подземный приток, инфильтрация и приток снизу) расходных (подземный отток и испарение) статей баланса (см. рис. 55, 5 тип кривой).

На фоне дренирующего влияния реки наблюдается хорошо выраженное влияние паводков в апреле и в июне месяцах. Нарастание уровня воды в реке передается грунтовым водам на расстоянии гидростатически и зависит от высоты паводковой волны и литологического строения террас. Амплитуда колебания уровня не превышает 1,5 м.

Мелиоративная обстановка территории в условиях орошения требует применения мероприятий (дренаж и др.) с целью ее улучшения.

Площади, в той или иной степени подверженные воздействию хозяйственной деятельности человека, характеризуются нарушенным режимом грунтовых вод, так как на естественно сформировавшийся режим накладываются такие дополнительные факторы, как орошение и отбор подземных вод.

На рис. 56 даны характерные типы кривых нарушенного режима грунтовых вод. Орошение не изменяет естественного хода колебания уровня грунтовых вод, благодаря обеспеченности подземного стока.

1 тип характерен для орошаемых земель, расположенных среди неорошаемых массивов, перелогов, удаленных от орошаемых районов, зоны влияния озер Центральной Ферганы и зоны влияния водохранилищ в межадырных впадинах.

Максимум наступает в июне — июле, минимум — в октябре — ноябре. Амплитуда колебания составляет 1,0—2,0 м.

2 тип кривой свойствен староорошаемым землям Центральной Ферганы. Режим формируется под влиянием инфильтрации ирригационных вод и притока снизу. Расходными статьями являются испарение, транспирация и в меньшей степени дренажный сток. Высокое положение уровня наблюдается в марте в связи с промывками и в пе-

риод вегетации благодаря орошению. Минимальное положение наблюдается в октябре — ноябре. Далее до конца года уровень грунтовых вод поднимается, что обусловлено притоком снизу и уменьшением испарения. Амплитуда колебания не превышает 1—2,0 м.

3 тип характерен для зоны влияния горизонтальных дренажных систем, переложных и солончаковых участков. Приходная статья ба-

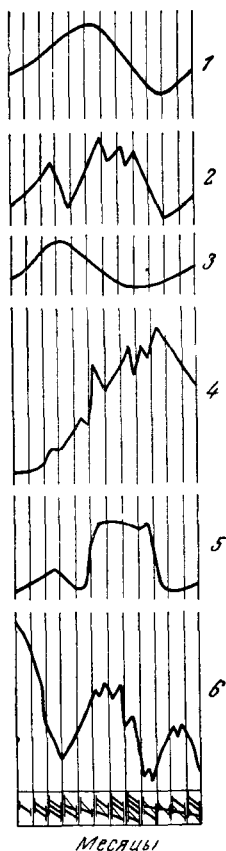


Рис. 56 Типовые кривые нарушенного режима уровня грунтовых вод Ферганского бассейна

1 — для орошаемых земель среди неорошаемых массивов перелогов, 2 — для староорошаемых земель Центральной Ферганы, 3 — для зоны влияния горизонтальных дренажных систем и солончаковых участков, 4 — для вновь орошаемых территорий периферийной части конусов выносов Южной Ферганы, 5 — для рисовых полей Центральной Ферганы, 6 — для земель, расположенных вблизи водозаборов

ланса — инфильтрация ирригационных вод и приток снизу, расходная — испарение, транспирация и дренажный сток.

Максимум наблюдается в марте — апреле месяцах, минимум в сентябре, амплитуда колебания 0,5—2,0 м.

4 тип кривой характерен для вновь орошаемых территорий периферии конусов выноса Восточной Ферганы (Бузский массив)

Наблюдается из года в год подъем уровня благодаря орошению. Годовое приращение уровня составляет 2,0 м. В период вегетации наблюдается несколько пиков, связанных с поливами.

5 тип кривой характерен для рисовых полей Центральной Ферганы. Высокое положение уровня наблюдается с конца мая до середины сентября, минимальное — в октябре, далее до конца года наблюдается подъем уровня главным образом за счет притока снизу. Годовая амплитуда колебания составляет до 2,02—2,5 м.

6 тип кривой характерен для зоны влияния эксплуатационных водозаборов подземных вод. Режим уровня связан с режимом эксплуатации водозабора

ПРИТАШКЕНТСКИЙ БАССЕЙН

Охватывает правобережье р. Сырдарья и долины рек Чирчика и Ахангарана. Река Сырдарья для описываемого района является базисом стока.

Источником питания подземных вод четвертичных отложений являются атмосферные осадки, поверхностные водотоки, подземный приток с горного обрамления, а также инфильтрационные потери из ирригационных каналов и орошаемых площадей.

Расходование грунтовых вод происходит в основном за счет подземного стока, путем выклинивания в руслах рек, испарения и транспирации.

Водно-солевой баланс для бассейна в целом отрицательный, преобладают процессы природного рассоления.

Направление движения подземных вод четвертичных отложений совпадает с уклоном дневной поверхности. Уклон зеркала грунтовых вод бассейна р. Чирчика 0,0031, р. Ахангарана — 0,0039.

Грунтовые воды высоких террас заключены в суглинках, имеющих коэффициент фильтрации 0,5—0,7 м/сутки. Грунтовые воды первой и второй террас приурочены к валуно-галечниковым отложениям и фильтруются со скоростью 2,5—10 м/сутки, а в нижних частях горизонта на глубинах (45—65 м) до 320 м/сутки. Большая величина коэффициента фильтрации аллювиальных галечников свидетельствует об их высокой водообильности.

Фациальная дифференциация четвертичных отложений по пути сноса приводит к образованию в песчано-галечниковых языках субнапорных вод, тесно связанных с грунтовыми.

В пределах Приташкентского бассейна получила распространение группа потоков грунтовых вод пролювиально-аллювиальных отложений подгорных равнин.

Грунтовые воды преимущественно пресные с глубиной залегания от 20 до 3 м на участках выклинивания. Водообмен преимущественно горизонтальный. Подземный сток обеспечен. На юге бассейна в пределах Дальверзинской степи и Кокаральского массива гидрогеолого-мелиоративные условия несколько отличаются от вышеуказанных. Это обусловлено наличием в разрезе слабопроницаемых лёссовых пород, в пределах которых подземный сток затруднен. Территория в целом дренирована. Естественный режим грунтовых вод тесно связан с динамикой выпадения атмосферных осадков и поверхностного стока. В колебаниях уровня грунтовых вод отмечается одиннадцатилетняя цикличность.

Режим грунтовых вод Приташкентского бассейна характеризуется следующими типами кривых (рис. 57):

1 тип кривой показывает расходы родников горных массивов Чаткальского и Кураминского хребтов. Максимум расхода наблюдается в весенний период и связан с выпадением атмосферных осадков, минимум — в июне — июле и связан с подземным стоком. Амплитуды колебания расхода 2—5 л/сек.

2 тип кривой режима уровня грунтовых вод характерен для предгорного шлейфа Чаткальского и Кураминского хребтов и Чирчик-Келесского массива. Здесь максимум наблюдается в апреле — мае и обусловлен подземным притоком со стороны гор и поглощением временного поверхностного стока и инфильтрацией атмосферных осадков. Минимум приходится на зимнее время и объясняется подземным оттоком. Амплитуды колебания составляют 3—5 м, а в верховьях долины

р. Ахангарана, в пределах конусов выносов временных водотоков достигают 13—16,0 м.

3 тип кривой свойствен предгорьям Коржантау и всхолмленной аллювиально-пролювиальной равнины предгорья Чаткальского хребта.

Максимум наблюдается в июле — августе месяцев, минимум в январе — декабре, амплитуды колебания 1,5—3,5 м.

В наступлениях максимума и минимума от гор к долине р. Чирчика наблюдаются запаздывания на 3—5 месяцев.

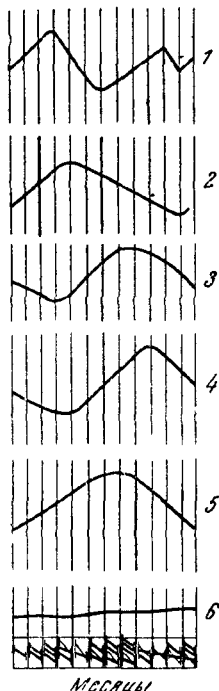


Рис. 57. Типовые кривые естественного режима уровня грунтовых вод и расхода родников Приташкентского бассейна

1 — расход родников для горных массивов, 2 — уровень грунтовых вод предгорного шлейфа Чаткальского и Кураминского хребтов и Чирчик-Келесского водораздела, 3 — уровень грунтовых вод для предгорья Коржантау и всхолмленной аллювиально-пролювиальной равнины предгорья Чаткальского хребта, 4 — уровни грунтовых вод для периферийной части конуса выноса Сардобая (ниже кокаральского массива), 5 — уровни грунтовых вод I и II террас рек Чирчика и Ахангарана, 6 — уровни грунтовых вод для Пекентского и Кокаральского массивов с глубоким залеганием грунтовых вод

4 тип кривой наблюдается в периферийной части конуса выноса Сардобая (между рекой Сырдарьей и Кокаральским лёссовым массивом), максимум отмечается в октябре, минимум в марте — апреле, амплитуда колебания 1,5—2 м. Характер режима не изучен, но можно предположить, что высокое положение уровня грунтовых вод в вершинной части конуса выноса сказывается на уровне грунтовых вод рассматриваемой территории с опозданием на 5 месяцев. По-видимому, этому способствует мощная лёссовая и суглинистая толща, расположенная в средней части конуса.

5 тип кривой режима уровня характерен для первой и второй террасы р. Чирчика и Ахангарана, где режим грунтовых вод зависит от режима расходов этих рек. Максимум наблюдается в июле — августе, минимум в январе — декабре. Амплитуда колебания на большей части рассматриваемой территории составляет 1,5—2,5 м.

6 тип кривой режима уровня характерен для Пскентского и Кокаральского массивов. Режим определяется подземным оттоком и притоком. Мелиоративная обстановка территории благополучная. Орошение не вызывает изменения гидрогеологического процесса. Лишь в пределах Кокаральского массива и Дальверзинской степи возможно ухудшение мелиоративного состояния земель. На участках выклинивания грунтовых вод требуется осушительный дренаж.

Нарушенный режим грунтовых вод наблюдается на слабодренированных территориях и характеризуется двумя типами кривых (рис. 58). 1 тип характерен для вновь орошаемых лёссовых массивов (Пскентского и Кокаральского), где уровень грунтовых вод, залегающих до орошения на глубинах 20—25 м, из года в год поднимается. Годовое приращение первые 2—3 года составляет 0,5—0,8 м, а в последующем 1,5—2,5 м.

2 тип кривой характерен для орошаемых земель зоны выклинивания субнапорных вод Дальверзинской степи.

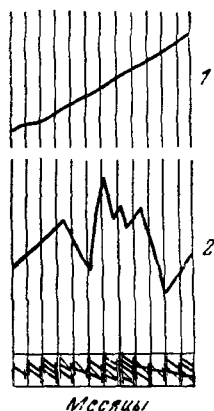


Рис. 58. Типовые кривые нарушенного режима уровня грунтовых вод Приташкентского бассейна

1 — для вновь орошаемых Пекентского и Кокаральского массивов, 2 — для орошаемых земель зоны выклинивания субнапорных вод Дальверзинской степи

Максимум уровня наблюдается в период вегетации и связан с орошением, минимум — осенью. Зимне-весенний подъем уровня обусловлен притоком снизу.

ГОЛОДНОСТЕПСКИЙ БАССЕЙН

Охватывает левобережье Сырдарьи и пролювиальные шлейфы Туркестанского и Нуратинского хребтов.

До освоения и орошения Голодной степи грунтовые воды повсеместно залегали на значительной глубине. Только относительно близким залеганием грунтовых вод (от 2,0 до 5,0 м) характеризовалась первая надпойменная терраса р. Сырдарьи и сазово-солончаковая зона периферии конусов выноса Туркестанского хребта. В остальных районах уровень грунтовых вод залегает на глубине от 5 до 20 м и более.

Основную роль в питании грунтовых вод играл подземный приток со стороны Туркестанского хребта, Ферганской долины и Приташкентского бассейна. Баланс грунтовых вод приведен в табл. 11.

Из таблицы видно, что основной расход подземных вод осуществляется за счет испарения, составляя 78,9%. При этом подземный отток не превышает 3%, а выклинивание подземных вод в р. Сырдарью — 18%.

Таким образом, основными факторами формирования режима и баланса грунтовых вод Голодной степи до ее орошения являлись подземный приток и испарение. Поэтому в течение длительного геологического периода происходило накопление солей как в грунтовых водах, так и в почво-грунтах зоны аэрации.

В результате хозяйственной деятельности человека естественный гидрогеологический процесс в Голодной степи нарушился, на естественные потоки грунтовых вод наложился фильтрационный воды ир-

Таблица 11

Баланс грунтовых вод Приташкентского бассейна

Элементы баланса	Единицы измерения		
	м ³ /сек	млн. м ³ /год	%
Приходные статьи			
Подземный приток со стороны Туркестанского хребта	5,5	173,44	40,7
Подземный приток со стороны Ферганской долины . .	5,0	157,68	37,0
Подземный приток со стороны Чирчик-Ангренского бассейна	3,0	94,51	22,3
Расходные статьи			
Отток подземных вод в Арнасай	0,35	11,03	2,6
Выклинивание подземных вод в р. Сырдарью	2,5	78,84	18,5
Испарение поверхностью почвы и транспирация дикорастущей флорой	10,65	335,76	78,9

ригационных систем и орошаемых площадей. Уровень грунтовых вод приблизился к дневной поверхности, что способствовало усилению процесса вертикального водообмена. Под орошаемыми массивами сформировались ирригационно-грунтовые воды, режим и баланс которых резко отличается от естественных условий. Региональный баланс подземных вод Голодной степи по состоянию на 1960 г. приведен в табл. 12.

Таблица 12

Баланс подземных вод Голодной степи

Элементы баланса	Единицы измерения		
	м ³ /сек	млн. м ³ /год	%
Приходные статьи			
Подземный приток со стороны Туркестанского хребта	5,51	161,65	6,4
Подземный приток со стороны Чирчик-Ангренского бассейна	2,98	94,47	3,7
Подрусловый приток со стороны Ферганской долины	5,0	157,68	6,0
Инфильтрация атмосферных осадков	5,85	184,48	7,3
Инфильтрация оросительных вод из:			
ирригационных каналов	30,23	958,52	38,5
орошаемых площадей	30,24	957,6	38,1
Расходные статьи			
Отток подземных вод в Арнасай	0,368	11,61	0,5
Выклинивание подземных вод в русло р. Сырдарья . .	2,028	69,95	3,1
Испарение грунтовых вод	45,2	1437,7	71,1
Внутригрунтовое испарение	0,9	27,43	1,3
Сток грунтовых вод по дренам и коллекторам	14,8	466,73	26,0
Итого	63,16	2007,42	100
Баланс	+16,62	+527	—

Из таблицы видно, что от суммарной величины приходных статей баланса подземных вод на долю питания за счет потерь с орошаемых

площадей и каналов приходится 76,6%; от суммы расходных статей баланса испарение грунтовых вод составляет 72,4%. Дренажный сток не обеспечивает снижение уровня грунтовых вод, так как составляет лишь 26% от расходных статей баланса.

В пределах Голодностепского бассейна выделяются три типа потоков грунтовых вод:

1. Группа потоков пролювиально-аллювиальных отложений предгорных шлейфов и конусов выносов охватывает южную и северо-западную часть территории.

Грунтовые воды в галечниковых частях конусов выносов залегают на больших глубинах. По мере продвижения на север они испытывают подпор, обусловленный фациальной сменой литологического со-

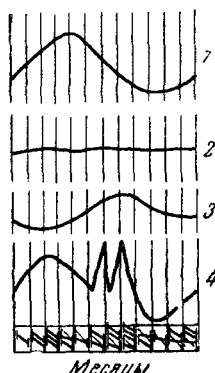


Рис. 59. Типовые кривые естественного режима уровня грунтовых вод Голодной степи

1 — для предгорного шлейфа Туркестанского хребта и руслообразных понижений Дисетысай, Сардоба и Арнасай; 2 — для центральной части Голодной степи с глубоким залеганием зеркала грунтовых вод; 3 — для конуса выноса р. Санзара; 4 — для первой террасы р. Сырдарьи

става пород. Так в сазово-солончаковой зоне и в пределах понижения Айдар они приближаются к дневной поверхности, вызывая интенсивное засоление земель. Севернее Южно-Голодностепского канала уровень грунтовых вод, как правило, расположен ниже пьезометрической поверхности напорных горизонтов. Естественный режим грунтовых вод характеризуется двумя типами кривых (рис. 59, 1 и 3 типы кривых).

1 тип кривой характерен для предгорного шлейфа Туркестанского хребта и руслообразных понижений Джетысай, Сардоба и Арнасай. Режим грунтовых вод формируется за счет поглощения поверхностного стока и инфильтрации атмосферных осадков на фоне притока снизу субнапорных вод и испарения.

Максимально высокое положение уровня отмечается в апреле, минимальное в октябре месяцах. От областей питания (конусов выноса) к областям разгрузки потока наблюдается запаздывание в наступлении максимума и минимума на 1—2 месяца. Амплитуда колебания уровня при близком их залегании составляет 1—2,5 м, а при глубоком — 0,5—0,7 м.

3 тип кривой характерен для конуса выноса р. Санзара. Максимально высокое положение уровня наблюдается в июле — августе и соответствует максимальному расходу р. Санзара, минимальное отмечается в марте — апреле. Амплитуда колебания составляет 1,5—2,5 м.

Мелиоративная обстановка территории благополучна лишь в верхней части предгорного шлейфа, где происходит выщелачивание солей. Освоение остальной части территории вызовет дальнейшее ухудшение мелиоративного состояния. Это потребует проведения мероприятий с целью понижения уровня грунтовых вод и рассоления почво-грунтов.

2. Группа потоков аллювиальных отложений речных долин, располагающаяся на востоке описываемой территории, охватывает нижние террасы современной долины р. Сырдарьи.

Грунтовые воды преимущественно залегают на небольших глубинах, обуславливая засоление и заболачивание земель в пониженных участках рельефа.

На режим грунтовых вод большое влияние оказывают напорные воды, приуроченные к нижней части четвертичных отложений. Пьезометрическая поверхность на большей части территорий находится выше уровня грунтовых вод. Преобладает вертикальный водообмен. Территория слабо дренирована. Естественный режим грунтовых вод связан в основном с изменением расходов р. Сырдарьи и характеризуется 4 типом кривой.

4 тип кривой свойствен первой террасе р. Сырдарьи, где режим грунтовых вод в основном связан с изменением расхода реки.

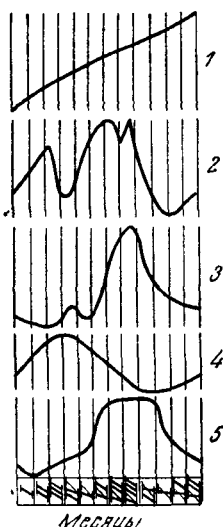


Рис. 60. Типовые кривые нарушенного режима уровня грунтовых вод Голодной степи

1 — для вновь орошаемых районов и земель, граничащих с орошаемыми массивами Центральной части Голодной степи с глубоким (10—20 м) залеганием зеркала грунтовых вод, 2 — для староорошаемых районов II—III террас р. Сырдарьи и Бояутского массива, 3 — для зоны влияния магистральных каналов старой зоны орошения, 4 — для зоны влияния дрена и коллекторов, 5 — для рисовых полей старой зоны орошения

Наблюдается два максимума: в марте и июне — июле, связанные с паводками реки, и в октябре. Амплитуды колебания составляют 1,5—2,0 м.

Мелиоративная обстановка неблагоприятна. Территория слабо дренирована. Освоение ее возможно лишь при проведении мероприятий, направленных на уменьшение фильтрации из каналов, снижение напоров и рассоление почво-грунтов.

3. Группа потоков аллювиально-пролювиальных отложений высоких речных террас р. Сырдарьи расположена в центральной части Голодной степи. Орошение этой территории привело к подъему уровня высокоминерализованных грунтовых вод до критических отметок и обусловило вторичное засоление почв. Характер водообмена — преимущественно вертикальный. Аккумуляция солей происходит даже на участках с глубоко погруженными грунтовыми водами. Территория не имеет естественного дренажа. Подземный сток не обеспечен. При дальнейшем освоении следует заблаговременно подготавливать дренаж. Естественный режим грунтовых вод характеризуется вторым типом кривой. Кривая носит прямолинейный характер. Амплитуда колебания уровня не превышает 0,1 м.

Орошение резко изменяет режим уровня грунтовых вод. Выше приведено пять типовых кривых нарушенного режима уровня грунтовых вод (рис. 60).

1 тип кривой характерен для вновь орошаемых земель, граничащих с орошаемыми массивами центральной части Голодной степи,

где уровень грунтовых вод в связи с орошением испытывает стабильный подъем (2,0—2,5 м в год). При относительно неглубоком залегании (6—7,0 м) характер подъема уровня грунтовых вод скачкообразен и связан с вегетационными поливами.

2 тип кривой характерен для староорошаемых районов второй — третьей террас р. Сырдарьи и Баяутского массива. Высокое положение в марте месяце связано с промывками, максимальное высокое положение наблюдается в июле — августе, минимальное — в октябре — ноябре. Амплитуда колебания составляет 1,5—2,0 м.

3 тип кривой свойствен зоне влияния магистральных каналов старой зоны орошения, где режим грунтовых вод подчинен изменению горизонта воды в канале. Максимально высокое положение наблюдается в июле — августе, минимальное в марте, когда производится чистка каналов. Амплитуда колебания 1,5—2,5 м.

4 тип кривой характерен для зоны влияния дрен и коллекторов. Максимум наблюдается в марте (промывной период и связанный с ним максимальный горизонт воды в дренажных системах), минимум в сентябре — октябре. Амплитуда колебания 1,5—2,5 м.

5 тип характерен для рисовых полей старой зоны орошения (третья терраса р. Сырдарьи). Высокое положение уровня соответствует периоду вегетации, минимальное — в январе — феврале.

В пределах Шурузьякского понижения и первой надпойменной террасы р. Сырдарьи минимальное положение уровня наблюдается в октябре — ноябре. Далее до мая месяца следующего года наблюдается подъем уровня грунтовых вод, связанный с притоком снизу и увеличением расхода Сырдарьи (первая надпойменная терраса).

В заключение следует отметить, что в пределах конусов выносов северного склона Туркестанского хребта и первой надпойменной террасы р. Сырдарьи (за исключением участков рисосеяния) орошение не изменяет общего хода естественного режима уровня из-за обеспеченности подземного стока.

ЗАРАФШАНСКИЙ БАССЕЙН

Этот бассейн приурочен к средней части долины Зарафшана. Территория бассейна реки относится к землям древнего орошения. Здесь практически отсутствуют засоленные почвы. Небольшие участки засоленных земель встречаются только на крайнем западе.

Данные баланса, приведенные в табл. 13, указывают на преобладание выклинивания над испарением, что объясняет причины мелиоративного благополучия земель бассейна.

Таблица 13

Баланс грунтовых вод Зарафшанского бассейна

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Подземный приток с гор	1,7	Подземный отток	0,5
Инфильтрация атмосферных осадков	0,4	Испарение	19,4
Потери поверхностных вод	79,4	Выклинивание в поверхностные водотоки	61,9
Итого	81,8		81,8

Грунтовые воды конуса выноса р. Зарафшана содержатся в галечниках, хорошо промытых и обладающих высокими фильтрационными свойствами, коэффициент фильтрации — 100—200 м/сутки.

В зоне погружения воды залегают на глубине до 70 м. В периферийной части конуса, в полосе шириной до 10 км, между пос. Джумабазар и г. Самаркандом они выклиниваются. Расходы источников в районе выклинивания колеблются от 8 до 32 л/сек. По химическому составу грунтовые воды гидрокарбонатные кальциево-магнєвые с минерализацией до 0,5 г/л.

Взаимоотношения поверхностных и подземных вод долины определяются изменением мощности, ширины долины и проницаемостью аллювиальных, в основном галечниковых отложений. Резкое уменьшение поперечного сечения вблизи Самарканда обуславливает подпор грунтовых вод, в связи с чем формируются субнапорные воды, полностью выклинивающиеся в периферийной части конуса выноса.

Грунтовые воды аллювиальных отложений характеризуются довольно однородным химическим составом с плотным остатком, не превышающим 1 г/л.

В восточной части района воды относятся к гидрокарбонатному кальциевому, реже гидрокарбонатному магниевому и гидрокарбонатному натриевому типам с плотным остатком от 0,2 до 0,3 г/л. Ниже по течению реки отмечается постепенное повышение минерализации до 0,7—0,8 г/л. К западу от г. Каттакургана происходит дальнейшее повышение минерализации до 1—3 г/л.

Соответственно происходит и изменение химического состава от гидрокарбонатного кальциевого к сульфатному натриевому и водам смешанного состава.

Территория бассейна на большей своей части характеризуется процессами выщелачивания, чему способствуют сравнительно большая глубина залегания вод и значительные скорости фильтрации. Площадь западнее сел. Хатырчи характеризуется развитием минерализованных грунтовых вод. Мелкозернистость водовмещающих пород и небольшой коэффициент фильтрации способствуют ограничению оттока грунтовых вод. Поэтому основная их часть расходуется на испарение, что приводит к засолению почв и грунтовых вод.

Пролувиальные отложения, слагающие предгорные покатоволнистые равнины, вмещают маломощный, но сплошной поток подземных вод.

Глубина залегания грунтовых вод уменьшается от 100 м до нескольких метров в направлении от гор к р. Зарафшан.

Минерализация вод довольно пестрая: от пресных гидрокарбонатных до соленых (с плотным остатком около 5 г/л, сульфатных, реже хлоридных).

Смена грубообломочного материала супесчано-суглинистым создает условия для формирования субнапорных вод. Разница между пьезометрическими уровнями субнапорных вод и положением зеркала грунтовых вод составляет 1,5—2,0 м.

В Зарафшанском бассейне выделены два типа потоков грунтовых вод:

1. Группа потоков пролувиально-аллювиальных отложений подгорных равнин располагается по периферии бассейна. Грунтовые воды пресные и солоноватые залегают на небольших глубинах (более 10 м) и в почвообразовательных процессах участия не принимают.

Преобладают процессы выщелачивания солей и водообмен горизонтальный. Территория дренирована.

Естественный режим грунтовых вод характеризуется четырьмя типами кривых (рис. 61).

1 тип кривой характерен для подгорной равнины, примыкающей к горам Каратапа.

Минимальное положение зеркала грунтовых вод отмечается в марте, максимальное — в августе — сентябре и обуславливается инфильтрацией зимне-весенних осадков и фильтрацией вод временных водотоков.

Годовая амплитуда колебания составляет 0,7—1,0 м.

2 тип кривой характерен для подгорной равнины Койташ. С января по август наблюдается подъем уровня, обусловленный нараста-

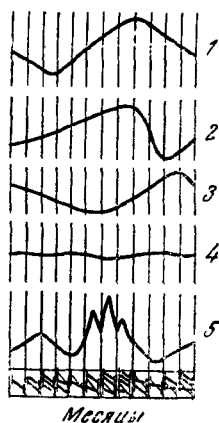


Рис. 61. Типовые кривые естественного режима уровня грунтовых вод Зарафшанского бассейна

1 — для предгорной равнины, примыкающей с севера к горам Каратапе; 2 — для подгорной равнины Койташ; 3 — для подгорной равнины Туркестанского хребта; 4 — для предгорий Нуратинского хребта; 5 — для нижних террас р. Зарафшана

нием питания водоносного горизонта за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. Минимальное положение уровня наблюдается в октябре — ноябре.

Далее уровень грунтовых вод вновь поднимается в связи с выпадением осенне-зимних осадков. Годовая амплитуда колебания не превышает 1 м.

3 тип кривой характерен для подгорной равнины, примыкающей с запада к Туркестанскому хребту. Грунтовые воды в зимне-весенний период испытывают длительный спад, достигая в июне — июле наиболее низкого положения. Весеннее питание водоносного горизонта за счет таяния ледников и инфильтрации временных водотоков в связи с удаленностью области питания отражается на положении уровня с запаздыванием на 3—4 месяца. Максимум наблюдается в декабре. Годовая амплитуда колебания составляет 1,0 м.

4 тип кривой характерен для предгорной равнины, примыкающей к Нуратинскому хребту. Ограниченное питание водоносного горизонта обусловило незначительное колебание уровня. Годовая амплитуда не превышает 0,1—0,2 м.

В условиях орошения характер гидрогеологического процесса не изменяется. На большей части территории уровень грунтовых вод не достигнет критических отметок в связи с обеспечением подземным оттоком.

2. Группа потоков аллювиальных отложений речных долин приурочена к центральной части бассейна, занимая пойму и первые две надпойменные террасы р. Зарафшана.

Грунтовые воды пресные, солоноватые, глубина залегания их различна. На отдельных участках террас и поймы, а также по периферии конуса выноса р. Зарафшана грунтовые воды приближаются к днев-

ной поверхности и вызывают заболачивание земель, а в западной части засоление.

Характер водообмена горизонтальный, лишь в зонах выклинивания — вертикальный.

Территория в целом слабо дренирована. Естественный режим грунтовых вод характеризуется 5 типом кривой.

5 тип кривой характерен для нижних террас р. Зарафшана, кривая с некоторым запаздыванием и сглаженностью повторяет изменения расхода р. Зарафшана. Максимум наблюдается в июле, минимум — в октябре. Амплитуда колебания составляет 2—3 м (западная часть бассейна) и 15—16 м (восточная часть — конус выноса р. Зарафшана).

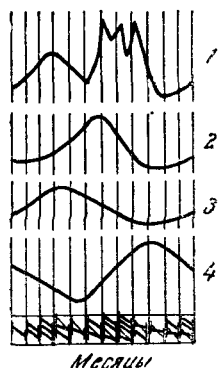


Рис. 62. Типовые кривые нарушенного режима уровня грунтовых вод Зарафшанского бассейна

1 — для орошаемых земель нижних террас р. Зарафшана; 2 — для земель, расположенных вблизи рисовых полей I надпойменной террасы р. Зарафшана; 3 — для зоны влияния водохранилища в пределах III террасы р. Зарафшана; 4 — для зоны влияния магистрального канала в пределах III надпойменной террасы р. Зарафшана

На большей части освоение не вызывает изменение гидрогеологического процесса в связи с обеспеченным подземным стоком. Мелиоративные мероприятия необходимы для борьбы с заболачиванием.

Орошение изменяет естественный режим грунтовых вод. Выше приводятся типовые кривые нарушенного режима (рис. 62). 1 тип кривой характерен для орошаемых районов нижних террас р. Зарафшана. Режим формируется под влиянием инфильтрации ирригационных вод и подземного притока. Грунтовые воды расходятся на выклинивание в р. Зарафшан, дренажную сеть и на испарение.

Зимне-весенний подъем уровня связан с инфильтрацией атмосферных осадков и увеличением подземного притока, минимум наблюдается в октябре — ноябре. С мая по сентябрь зеркало воды занимает высокое положение, связанное с орошением. Амплитуда колебания составляет 1,0—2,5 м.

2 тип кривой характерен для земель, расположенных вблизи рисовых полей на первой надпойменной террасе р. Зарафшана. В осеннее время грунтовые воды залегают наиболее глубоко — до 1,0—1,5 м. Высокое положение грунтовых вод наблюдается в период затопления рисовых полей (июне — июле), в это время грунтовые воды находятся у поверхности земли. Далее до октября — ноября уровень воды быстро снижается.

3 тип кривой характерен для юго-западной части территории г. Самарканда (третья надпойменная терраса р. Зарафшана). Максимум наблюдается в марте — апреле, минимум в октябре. Годовая амплитуда колебания составляет 0,8—1,3 м.

4 тип кривой характерен для зоны влияния магистрального канала Даргом в пределах третьей надпойменной террасы р. Зарафшана. Минимальное положение уровня наблюдается в мае, максимальное в сентябре — октябре, что обусловлено режимом работы канала. Амплитуда колебания составляет 1,0—2,5 м.

КИТАБО-ШАХРИЗЯБЗСКИЙ БАССЕЙН

Этот бассейн расположен в пределах одноименной котловины. Отроги Зарафшанского и Гиссарского хребтов, окаймляющие котловину, обрамлены предгорьями, сложенными переслаивающейся толщей супесей, суглинков, гравия, галечников и песков, общая мощность которых составляет 100 м и более. Содержание песчано-галечниковых отложений в толще составляет 10—25%.

В предгорной части описываемой территории получили распространение конусы выноса рек Аксу, Танхаздарьи, Яккобагдарьи и др. Конусы выноса в вершинной и средней частях, сложены двухслойной толщей, представленной супесчано-суглинистыми отложениями (5—7 м), ниже песчано-галечниковыми образованиями с прослоями супесей, суглинков и глин. Общая мощность толщи достигает 150 м и более. Конусы выноса окаймляют аллювиально-пролювиальную слабо расчлененную равнину, в пределах которой выделяется современная долина р. Кашкадарьи, заполненная аллювиальными образованиями. Равнина имеет многослойную схему строения. В разрезе представлены покровные суглинки, подстилаемые песчано-галечниковыми отложениями, супеси-суглинки. Содержание песчано-галечниковых отложений составляет 25—50% рассматриваемой толщи.

Грунтовые воды повсеместно заключены в четвертичные отложения. В пределах конуса выноса вскрывается несколько водоносных горизонтов. Первый из них приурочен к лёссовидным супесям и суглинкам, и является безнапорным. Остальные водоносные горизонты, приуроченные к прослоям песка и галечника, носят напорный характер. Величина пьезометрического уровня составляет 15—20 м, но не превышает уровень грунтовых вод. Коэффициент фильтрации песчано-галечниковых отложений составляют 12—20 м/сутки, а в пределах современной долины р. Кашкадарьи увеличивается до 20—30 м/сутки.

Структура баланса грунтовых вод Китабо-Шахризязбской котловины приведена в табл. 14.

Таблица 14

Баланс грунтовых вод Китабо-Шахризязбского бассейна

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Подземный приток	4	Подземный отток в Каршинскую степь	1,10
Суммарная фильтрация	4,75	Испарение	5,5
Глубинное питание	0,6	Суммарное выклинивание	2,75
Итого	9,35 *		9,35

Как видно из приведенных данных, баланс Китабо-Шахризязбской котловины характеризуется небольшим преобладанием процессов испарения. Процессы засоления земель практически отсутствуют ввиду развития пресных грунтовых вод в толще хорошо водопроницаемых пород.

Основное направление грунтовых вод прослеживается с севера и юго-востока на юго-запад и северо-запад к осевой части межгорной котловины. Река Кашкадарья является естественной дренажной грунтовых вод, где в пределах поймы и нижних террас реки происходит выклинивание. Глубина залегания грунтовых вод изменяется в направлении от обла-

стей питания к долине р. Кашкадарьи. В вершинной и средней частях конусов выноса глубина залегания уровня превышает 10 м, в долине реки она уменьшается до 1—3 м. По химическому составу воды пресные гидрокарбонатные кальциевые с плотным остатком до 1 г/л.

В Китабо-Шахриябзской котловине выделяется группа потоков пролювиально-аллювиальных отложений подгорных равнин с депрессионной кривой спада.

Грунтовые воды, заключенные в песчано-галечниковых отложениях, пресные. Они залегают на глубине 5—10 м и более. Водобмен горизонтальный. Подземный сток обеспечен. Территория дренирована.

Естественный режим грунтовых вод формируется на фоне поглощения поверхностного стока, инфильтрации атмосферных осадков, выклинивания в русло р. Кашкадарьи и испарения.

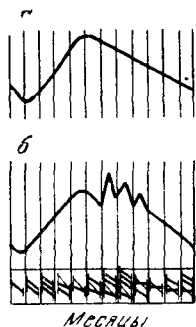


Рис. 63. Типовые кривые естественного (а) и нарушенного (б) режимов уровня грунтовых вод Китабо-Шахриябзского бассейна

В естественных условиях выделяется одна типовая кривая уровня грунтовых вод (рис. 63). Максимальный уровень наблюдается в мае — июне и связан с весенними осадками и паводком. Минимум приходится на зимний период и обуславливается подземным оттоком и дренированием.

Амплитуда колебания составляет 0,5—1,5 м, а в предгорьях Гиссарского хребта 5,0 м. Мелиоративная обстановка территории благоприятная, за исключением небольших участков, где происходит выклинивание грунтовых вод. Дренаж необходим на отдельных, пониженных участках.

В связи с тем, что территория естественно дренирована, орошение не изменяет хода колебания параметров естественного режима уровня грунтовых вод, если не считать отдельные пики, связанные с поливами.

ШЕРАБАД-СУРХАНДАРЬИНСКИЙ БАССЕЙН

Этот бассейн охватывает Сурхандарьинскую межгорную впадину. Район характеризуется как полузамкнутая межгорная впадина, открытая с южной стороны в сторону Афганистана.

Ниже в табл. 15 приводится водный баланс впадины по состоянию на 1963 г.

Общий водный баланс Сурхандарьинской межгорной впадины формируется в основном за счет инфильтрации поверхностных вод (80%), атмосферные осадки играют второстепенную роль (14%).

В расходной части баланса основную роль играют поверхностный (дренажный) сток (60%), а также испарение и транспирация (38%).

В целом по Сурхандарьинской межгорной впадине водный баланс положительный, т. е. происходит ежегодное пополнение запасов.

По условиям формирования подземных вод рассматриваемый бассейн разделяется на два бассейна второго порядка: 1) собственно Сур-

Т а б л и ц а 15

Баланс грунтовых вод Шарабад-Сурхандарьинского бассейна на 1963 г.

Элементы баланса	Единицы измерения	
	м ³ /сек	%
Приходные статьи		
Приток поверхностных вод	210,8	80
Атмосферные осадки	37,1	14
Подземный приток	8,08	6
Расходные статьи		
Поверхностный сток	153,4	60
Испарение и транспирация	84,2	38
Подземный отток	1,61	2
Баланс	+16,77	

хандарьи с обеспеченным стоком грунтовых вод; 2) Шерабадский, включающий террасы р. Амударьи, конус выноса р. Шерабада, высокую структурную равнину (урочище Катта-Кум) и предгорную равнину, прилегающую к Келиф-Сарыкамышской гряде.

В долине р. Сурхандарьи грунтовые воды, формирующиеся в виде подруслового потока в узких горных долинах рек Каратага, Туполанга, Сангардака и других, по выходе на равнину образуют ряд расходящихся потоков в галечниковой части конусов выноса этих рек. Затем по мере движения к периферии конусов выноса потоки встречают на своем пути менее водопроницаемые отложения (переслаивание суглинка и галечника), создающие подпор потокам грунтовых вод и условиям для формирования субнапорных вод. На этих участках часть потока грунтовых и субнапорных вод выклинивается. Остальная часть потока перемещается к оси долины Сурхандарьи и вниз по долине. Река Сурхандарья на всем протяжении является естественной дренаж для поверхностного и подземного стока.

Солевой баланс в долине р. Сурхандарьи отрицательный. Здесь происходит процесс выщелачивания, хотя в верхних солях почвы на нижних террасах местами происходит накопление солей, наиболее интенсивно проявляющееся в дельтовой ее части.

В верхней, галечниковой части конусов выноса северных притоков р. Сурхандарьи грунтовые воды залегают на глубине более 20 м.

К периферии галечниковой части конусов вследствие подпора потока подземных вод мелкообломочным материалом (суглинка, супеси и глины) зеркало грунтовых вод приближается к поверхности земли, образуя Денау-Юрчинские болота, которые в результате заложения коллекторно-дренажной сети осушены.

Зеркало грунтовых вод имеет уклоны 0,005—0,006 с северо-запада на юго-восток.

Напоры в подстилающих галечниковых водоносных горизонтах достигают отметки 200 м, причем некоторыми скважинами вскрыты водоносные горизонты, дающие напоры 20—25 м выше поверхности земли. Взаимосвязь субнапорных и грунтовых вод не изучалась, но, по-видимому субнапорные воды подпитывают грунтовые.

Грунтовые воды конусов выноса имеют плотные остатки (0,3—0,6 г/л) при гидрокарбонатном кальциевом характере минерализации.

Центральную часть Сурхандарьинской межгорной впадины занимает долина Сурхандарьи.

На третьей и четвертой террасах реки грунтовые воды залегали на глубине около 10—20 м. На нижних (первой и второй) террасах глубина залегания уровня колеблется от 0,5 до 5,0 м.

Верхние террасы (третья и четвертая) хорошо дренированы р. Сурхандарьей и оврагами, прорезающими их.

Напоры подстилающих галечниковых и песчаных водоносных горизонтов достигают отметки 150—200 м.

В гидрохимическом отношении высокие (третья и четвертая) террасы Сурхандарьи могут быть разделены на три участка.

Первый из них, протягивающийся с севера до пос. Шурчи, характеризуется процессом выщелачивания при закономерном постоянном увеличении минерализации воды вниз по течению потока: от 0,3 до 1,3 г/л. Характер минерализации также изменяется от собственного гидрокарбонатного кальциевого на севере до сульфатного кальциевого с повышенным содержанием гидрокарбонатов и реже собственно сульфатного кальциевого на юге.

Ниже пос. Шурчи нормальный ход гидрохимического процесса нарушается под влиянием высокоминерализованных подземных вод, проникающих сюда по руслам саев Джар и Аккапчугай. В результате этого минерализация грунтовых вод повышается до 15,0—17,0 г/л при сульфатном магниевом-натриевом типе засоления.

Южная граница второго гидрохимического участка верхних террас проходит по широте пос. Кумкурган, так как в этом месте прекращается приток с запада минерализованных подземных вод (задерживаемых поднятиями Хаудага) с одной стороны и разбавлением подрусловыми водами Сурхандарьи — с другой. В этом районе вскрываются грунтовые воды с минерализацией 1,0—2,0 г/л, которая уменьшается в сторону реки. В том же направлении меняется и характер минерализации от сульфатного с повышенным содержанием хлоридов магниевом-кальциевого до сульфатного с повышенным содержанием гидрокарбонатов кальциевого магниевого.

Грунтовые воды нижних террас Сурхандарьи находятся в постоянной взаимосвязи с водами реки, что обуславливает стабильную минерализацию грунтовых вод, редко превышающую 1,4—1,5 г/л.

В шерабадской части депрессии основной поток грунтовых и субнапорных вод формируется в пределах Шерабадского конуса выноса.

При движении к периферии поток грунтовых вод поступает в центральную часть конуса (слоистая толща суглинков, песков и гравийно-галечниковых отложений), где водопроницаемые слои имеют меньшее значение. Таким образом, создаются условия подпора потоку грунтовых вод, что приводит к его частичной разгрузке. По окраине галечниковой части конуса образуются заболоченные площади и родники (оз. Кульмайгыр, Таскентские болота и др.). Ниже этой зоны поток вновь погружается и расчленяется на потоки грунтовых (в верхней части разреза) и субнапорных вод (в слоистой толще) средней и нижней частей разреза четвертичных отложений.

В привершинной части конуса выноса грунтовые воды основное питание получают за счет фильтрации воды из р. Шерабада. Вода в ней в паводок пресная (плотный остаток менее 1 г/л), а в остальное время солоноватая (плотный остаток 2,69 г/л — в межень). Таким образом, солоноватые поверхностные воды и пролювиальные отложения, содержащие воднорастворимые соли, обусловили образование солоно-

ватых грунтовых вод хлоридно-натриевого и хлоридно-сульфатного натриево-кальциевого состава.

Южнее, в зоне выклинивания грунтовых вод и на прилегающих площадях, минерализация грунтовых вод возрастает под влиянием испарения до 10—25 г/л, а на отдельных участках до 70 г/л, тип вод хлоридный, натриевый.

В центральной и периферийной частях конуса выноса р. Шерабада в песчано-гравийно-галечниковых отложениях на глубине 120—220 м выявлены пресные субнапорные воды с плотным остатком от 0,8 до 1,5 г/л. Запасы их невелики, но позволяют организовать централизованное водоснабжение строящихся здесь совхозов. Баланс грунтовых вод приводится в табл. 16.

Таблица 16

Баланс грунтовых вод конуса выноса р. Шерабад

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Подземный приток	0,17	Суммарное испарение	5,38
Инфильтрация оросительных вод	7,07	Искусственный дренаж	2,72
Инфильтрация атмосферных осадков	0,92	Дренаживание р. Карасу	0,35
Фильтрация из рек и каналов . .	0,94	Подземный отток	0,65
Итого	9,10		9,10

В долине Амударьи аллювиальный водоносный горизонт представлен песками, гравием, суглинком и супесями с прослоями глин.

Зеркало грунтовых вод на террасах Амударьи находится близко к дневной поверхности (0,5—5 м).

По химическому составу грунтовые воды в верхней части аллювиального водоносного комплекса довольно пестрые — от пресных гидрокарбонатно-сульфатных кальциево-натриевых у каналов и рек до соленых хлоридно-сульфатных натриевых под солончаками. В средней и нижней частях водоносного комплекса воды пресные и слабосоленые (0,6—2,5 г/л).

В Шерабад-Сурхандарьинском бассейне выделяются два типа потоков грунтовых вод:

1. Группа потоков грунтовых вод предгорных шлейфов и конусов выносов приурочена к правобережью долины Сурхандарьи и охватывает конуса выносов рек Шеребада, Ходжаипака, Сангардака, Туполанга и др.

Солевой баланс в Шерабад-Сурхандарьинском бассейне в целом отрицательный, здесь происходит процесс выщелачивания, хотя местами в верхних слоях почвы на нижних террасах отмечается накопление солей. Исклучение составляет Шерабадский конус выноса, для которого характерна повсеместная засоленность поверхностных супесчано-суглинистых отложений, связанная с аккумуляцией продуктов разрушения соленосных пород.

Особенность строения конусов выносов правобережных притоков Сурхандарьи (отсутствие периферийной мелкообломочной части) обусловило отличие их гидрогеолого-мелиоративных условий от Шерабадского конуса выноса.

Глубина залегания грунтовых вод на Шерабадском конусе выноса различная, в головной части она составляет 20 м и более, по мере при-

ближения к периферии она уменьшается до 3—0 м. Грунтовые воды преимущественно минерализованные (от 2 до 20 г/л и более). В пределах конуса выноса, за исключением его вершинной части и примыкающей к нему с северо-востока степи Кызырыкдара, подземный сток затруднен. В галечниковой части конуса водообмен горизонтальный, территория дренирована. На остальной территории водообмен смешанный с преобладанием вертикального на участках разгрузки грунтовых вод. Территория недренирована.

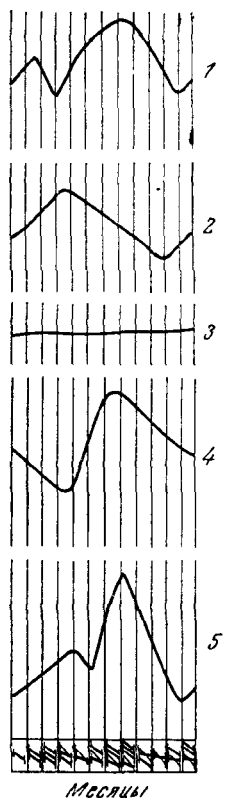


Рис. 64. Типовые кривые естественного режима уровня грунтовых вод Шерабад-Сурхандарьинского бассейна
1 — для конусов выноса северных притоков и нижних террас р. Сурхандарьи; 2 — для верхних террас и солончаковых понижений периферии Шерабадского конуса выноса; 3 — для степи Кызырыкдара с глубоким (10—50 м) залеганием грунтовых вод, 4 — для конуса выноса р. Шерабада, 5 — для нижних террас р. Амударьи

В центральной части конуса в результате фациальной смены литологического состава пород грунтовые воды испытывают подпор, зеркало их приближается к поверхности земли и наблюдается выклинивание. Характер водообмена смешанный, с преобладанием вертикального на участках разгрузки грунтовых вод. Территория недренирована.

Режим грунтовых вод степи Кызырыкдара и конуса выноса р. Шерабада характеризуется двумя типами кривых (рис. 64).

3 тип кривой характерен для степи Кызырыкдара с глубоким залеганием грунтовых вод. Режим обусловлен затрудненным подземным притоком и оттоком. При ничтожной (5—10 см) величине амплитуды колебания уровня выявить какие-либо закономерности формирования режима грунтовых вод не представляется возможным.

4 тип кривой характерен для конуса выноса р. Шерабада, где режим грунтовых вод обусловлен расходом р. Шерабада и климатическими факторами. Максимум наблюдается в июле, минимум в марте — апреле. Амплитуда колебания составляет 1,0—1,5 м.

Мелиоративная обстановка неблагоприятна. Освоение земель возможно при проведении комплекса мелиоративных мероприятий (дренаж, промывки и т. д.).

В пределах правобережных конусов выносов р. Сурхандарьи развиты воды пресные, с глубиной залегания от 20 м и более (в вершинной части конусов) до 3—0 м. Подземный сток обеспечен, водообмен преимущественно горизонтальный и только в местах, где происходит разгрузка грунтовых вод, вертикальный. Мелиоративная обстановка территории благоприятна, территория дренирована, за исключением узкой полосы выклинивания грунтовых вод.

Режим грунтовых вод в пределах конусов выноса, а также в пределах собственно долины Сурхандарьи одинаковый и приведен на рис. 64 (1 тип кривой).

1 тип кривой характерен для конусов выноса северных притоков (Дашнабад, Туполанг, Сангардак и Ходжаипак) и нижних террас р. Сурхандарьи. С января по февраль — март происходит подъем уровня за счет выпадения осадков в зоне питания грунтовых вод, после чего наблюдается спад. С апреля — мая, когда увеличиваются расходы рек, наблюдается резкий подъем уровня грунтовых вод, продолжающийся по июль. В это время зеркало грунтовых вод достигает своего максимального положения. После уменьшения расходов поверхностных вод происходит снижение уровня, которое продолжается по январь. Амплитуда колебания достигает 5—6 м.

2. Группа потоков аллювиальных отложений речных долин охватывает поймы террасы рек Сурхандарьи и Амударьи. Грунтовые воды здесь залегают на глубине от 1—3 до 5—10 м. В долине Сурхандарьи воды пресные, а в долине Амударьи и низовьях Сурхандарьи минерализованные. Водообмен смешанный с преобладанием вертикального на участках с интенсивным выклиниванием подземных вод. Территория слабо дренирована. Освоение территории возможно в условиях применения мероприятий, направленных на регулирование уровня грунтовых вод, а в долине Амударьи — на рассоление почво-грунтов.

Естественный режим грунтовых вод долины Сурхандарьи и Амударьи показан на рис. 64 (1, 2 и 5 типы кривой), 2 тип кривой описан выше и здесь не приводится.

2 тип кривой характерен для верхних террас р. Сурхандарьи и солончаковых понижений периферии Шерабадского конуса выноса. Режим грунтовых вод в основном обусловлен климатическими факторами. Максимум наблюдается в марте — апреле и связан с атмосферными осадками. Далее до ноября месяца уровни снижаются за счет дренирования р. Сурхандарьей (верхние террасы) и испарения (в солончаковых понижениях), минимум наблюдается в ноябре. Амплитуда колебания составляет 1,5—3,0 м.

5 тип кривой характерен для нижних террас р. Амударьи, где режим грунтовых вод обусловлен изменением расхода реки. Максимум наблюдается в июле — августе и связан с паводками в реке, минимум в декабре — январе. Амплитуда колебания равна 2,0—2,5 м.

В северных притоках р. Сурхандарьи и нижних ее террасах, а также в долине р. Амударьи орошение не изменяет хода естественного режима уровня грунтовых вод, благодаря обеспеченности подземного стока.

Ирригационно-мелиоративное освоение Шерабадского конуса выноса вследствие необеспеченного стока резко изменяет естественный ход колебания уровня. Доминирующим источником питания грунтовых вод являются ирригационные воды.

В пределах рассматриваемой территории выделяются четыре типовые кривые нарушенного режима грунтовых вод (рис. 65).

I тип кривой характерен для орошаемых земель верхних террас р. Сурхандарьи. Максимум приходится на летний период и объясняется исключительно инфильтрацией ирригационных вод. Если минимальное положение в естественных условиях приходится на октябрь, то в условиях орошения — на декабрь месяц. Расходятся ирригационно-грунтовые воды на подземный отток и реже на испарение. Амплитуда колебания составляет 1,5—3,0 м.

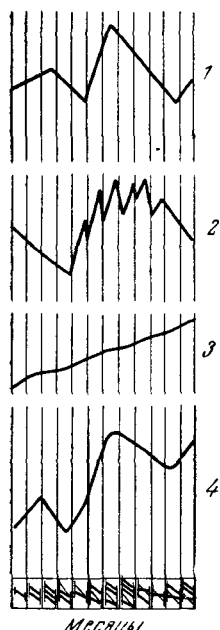


Рис. 65. Типовые кривые нарушенного режима уровня грунтовых вод Шерабад-Сурхандарьинского бассейна
1 — для орошаемых земель верхних террас р. Сурхандарьи, 2 — для староорошаемых земель Шерабадского конуса выноса (Бешкутанский и Талимаранский массивы); 3 — для новоорошаемых и целинных земель, окаймляющих массив Шерабадского конуса выноса при глубине залегания грунтовых вод; 4 — для новоорошаемых земель Шерабадского конуса выноса при глубине залегания грунтовых вод 5—10 м

2 тип кривой характерен для староорошаемых земель Шерабадского конуса выноса (Бешкутанский, Талимаранский и др. массивы). Максимум наблюдается в период вегетации, минимум — в апреле — мае за счет подземного оттока и испарения. Амплитуда колебания равна 1,5—2,0 м.

3 тип кривой характерен для новоорошаемых массивов и целинных земель периферии Шерабадского конуса выноса.

Здесь в связи с влиянием орошения из года в год наблюдается постепенный подъем уровня на величину 0,4—0,8 м. В дальнейшем 3 переходит в IV тип кривой, который в свою очередь (когда уровень грунтовых вод достигает критической глубины) переходит во II.

4 тип кривой характерен для новоорошаемых земель, но только при условии залегания уровня грунтовых вод на глубине 5—10,0 м. Здесь зубчатый подъем грунтовых вод связан с водоподачей на орошение, а незначительный спад с подземным оттоком.

КАРШИНСКИЙ БАССЕЙН

Этот бассейн представляет собой бессточную структуру полузамкнутого типа, открытую в сторону современной долины р. Амударьи и дельт р. Зарафшана. Баланс грунтовых вод приведен в табл. 17.

Таблица 17

Баланс грунтовых вод Каршинского бассейна

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Подземный приток	2,5	Подземный отток	1,00
Суммарная инфильтрация	12,0	Дренажный отток	2,00
Глубинное питание	1,0	Испарение	12,5
Итого	15,5		15,5

Из приведенной таблицы видно, что основной расходной статьей является испарение. Следовательно, региональный солевой баланс в пределах бассейна — положительный.

Грунтовые воды рассматриваемой территории имеют вид радиально-расходящегося потока. Основное направление движения их в правобережной части прослеживается к Шорсайскому понижению, а в левобережной — к долине Амударьи и Денгизкулю. Указанные районы являются областями разгрузки грунтовых вод. Глубина залегания грунтовых вод характеризуется уменьшением от предгорий к современной долине Кашкадарьи (от 100 до 0 м).

Химический состав грунтовых вод зависит от степени засоленности, солевого состава и наличия легкорастворимых солей в водовмещающих породах в зонах питания и транзита.

Пресные воды встречаются в долине Кашкадарьи до г. Карши, западнее они распространены в виде линз вдоль русла реки. На остальной территории минерализация грунтовых вод колеблется от 5 до 15 г/л. В бессточных замкнутых понижениях, выступающих как очаги разгрузки грунтовых вод, воды сильно минерализованы. В целом наблюдается увеличение минерализации грунтовых вод от областей питания к областям разгрузки. Воды в основном сульфатного натриевого и хлоридного натриевого типа. Уменьшение минерализации грунтовых вод в вертикальном разрезе сверху вниз наблюдается в районе пос. Чимкурбан (от 1,8 до 0,8 г/л). В зоне разгрузки потоков грунтовых вод величина плотного остатка на глубине 20—25 м составляет 2 г/л.

По условиям формирования потоков грунтовых вод и степени их дренированности в бассейне выделены следующие типы потоков:

1. Группа потоков пролювиально-аллювиальных отложений подгорных равнин располагается на севере бассейна, занимая пространство от дельты Кашкадарьи на юге до Зирабулак-Зиаэтдинских гор на севере.

Литологически территория сложена многослойной толщей — суглинками, супесями, песками. Глубина залегания грунтовых вод уменьшается от 10 м в предгорной полосе до 1—3 м в Шорсайском понижении и в долине Кашкадарьи. Минерализация вод различная — от 1 до 30 г/л.

Слабая водопроницаемость водосодержащих пород и незначительные уклоны зеркала грунтовых вод обуславливают затрудненные условия подземного стока на большей части территории, а в пределах Шорсайского понижения и Джаркакской структуры район характеризуется как бессточный.

Территория дренирована в верхней части подгорной равнины и не дренирована на остальной, в связи с преобладанием испарения над подземным стоком. Естественный режим грунтовых вод определяется подземным притоком и оттоком (рис. 66).

1 тип кривой характерен для солончаковых понижений и формируется под влиянием подземного притока снизу и испарения. Максимум наблюдается в марте — апреле, минимум в сентябре — октябре. Амплитуда колебания равна 1—2 м в год.

3 тип кривой характерен для Джамской и Карнабчульской степей. Кривая носит прямолинейный характер. Амплитуда колебания составляет 0,1—0,15 м в год.

Мелиоративное состояние земель в естественных условиях удовлетворительное. В связи со слабой дренированностью территории орошение земель вызовет подъем уровня грунтовых вод, что усилит процессы засоления и потребует применения комплекса мелиоративных мероприятий.

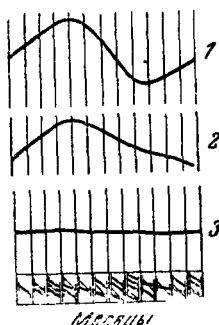


Рис. 66. Типовые кривые естественного режима уровня грунтовых вод Каршинской степи

1 — для аллювиально-пролювиальной и аллювиальной равнины дельты р. Кашкадарьи, лёссовой равнины Гузаро-Каршинской степи и солончаковых понижений Джамской и Карнабчульской степей; 2 — для современной долины р. Кашкадарьи; 3 — для пролювиальной равнины Гузаро-Каршинской, Джамской и Карнабчульской степей и дельты р. Кашкадарьи с глубоким (8—35 м) залеганием грунтовых вод

2. Группа потоков аллювиальных отложений субаэральной дельты Кашкадарьи. Грунтовые воды имеют пестрый состав — от слабосоленых до соленых. Глубина залегания их различна и зависит от характера рельефа и геоморфолого-литологических условий.

На большей части территории подземный сток затруднен вследствие слабодопроницаемых свойств пород. Водообмен смешанный с преобладанием вертикального на участках разгрузки грунтовых вод. Территория слабо дренирована.

Режим грунтовых вод формируется на фоне фильтрационных потерь р. Кашкадарьи и подземного притока со стороны горного обрамления (см. рис. 66).

2 тип кривой характерен для современной долины р. Кашкадарьи. Максимум приходится на апрель — май и связан с увеличением расхода воды в реке. Минимум падает на декабрь — январь. Амплитуда колебания равна 1—2 м в год.

Орошение вызовет подъем уровня минерализованных грунтовых вод, что повлечет за собой засоление почв. Исключения составят водораздельные участки лёссовой равнины Гузаро-Каршинских степей и предгорная полоса юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где подземный сток обеспечен.

Для улучшения мелиоративного состояния земель необходим дренаж и применение инфильтрационных мероприятий. Освоение территории и регулирование поверхностного стока нарушает естественный режим грунтовых вод. Основным источником питания становится инфильтрация ирригационных вод, а расхождением — испарение.

Ниже приведены пять характерных типовых кривых нарушенного режима уровня грунтовых вод (рис. 67). 1 тип кривой характерен для староорошаемых земель. Минимальное положение наблюдается в октябре — ноябре, далее до мая уровень грунтовых вод поднимается на величину 0,5—1,3 м, что обусловлено осенне-зимними осадками и про-

мывками. До начала вегетации (начала июня) уровень грунтовых вод снижается на 0,3—0,5 м под влиянием испарения. В июне — июле в связи с орошением наблюдается максимум. С начала августа, несмотря на водоподачу, уровень грунтовых вод снижается. Амплитуда колебания составляет 1,5—3,0 м.

2 тип кривой характерен для переложных участков. Максимум наблюдается в июле — августе, т. е. с запаздыванием на 15—30 дней по сравнению с орошаемыми районами, минимум — в зимнее время. Амплитуда колебания не превышает 1,0 м.

3 тип характерен для вновь орошаемых земель. Здесь в результате орошения, при необеспеченном подземном стоке уровень грунтовых вод из года в год поднимается на 1,5—2 м. Отмечается максимально высокое положение в августе — сентябре.

4 тип кривой характерен для целинных земель, граничащих с орошаемыми массивами. Здесь в связи с гидростатическим влиянием орошения, уровень грунтовых вод из года в год поднимается на 0,4—0,6 м.

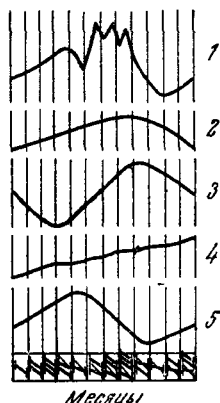


Рис. 67. Типовые кривые нарушенного режима уровня грунтовых вод дельты р. Кашкадарьи

1 — для староорошаемых земель дельты; 2 — для переложных участков; 3 — для вновь орошаемых массивов; 4 — для целинных земель, граничащих с орошаемыми массивами; 5 — для зоны влияния дрен

5 тип кривой характерен для зоны влияния дрен, где ход колебания уровня зависит от изменения горизонта воды в коллекторе, весенних промывок и испарения. Максимум уровня наблюдается в апреле, минимум в сентябре — октябре. Амплитуда колебания равна 0,5—1,0 м. Влияние орошения здесь компенсируется испарением.

БУХАРО-КАРАКУЛЬСКИЙ БАССЕЙН

Этот бассейн включает площади древней и современной дельты р. Зарафшана и прилегающие к ним территории.

Орошаемые земли расположены в Кермине-Кенимехском, Бухарском и Каракульском оазисах, которые орошаются с давних времен.

Самый верхний по течению р. Зарафшана Кермине-Кенимехский оазис находится в пределах предгорной зоны. Характерной особенностью оазиса является его дренированность р. Зарафшаном. Наиболее крупным оазисом является Бухарский, который представляет субэвральную дельту р. Зарафшана. Глубина вреза реки в пределах оазиса составляет 3—8,0 м.

Рельеф ближайшей к оазису полосы пустынных земель, окаймляющих левобережье, осложнен древнеэрозионными понижениями Куюмзар, Ходжа-Каб, Кунджа-Куль и др. Первое понижение используется как естественное водохранилище для частичной аккумуляции вод р. Зарафшана и Аму-Бухарского канала.

Каракульский базис занимает наиболее низкое гипсометрическое положение и в отличие от вышеописываемых оазисов характеризуется командным положением р. Зарафшана.

Ниже в таблицах приведен баланс грунтовых вод по оазисам низовьев р. Зарафшана (табл. 18, 19, 20).

Таблица 18

Баланс грунтовых вод Кермине-Кенимехского оазиса

Элементы баланса	Единицы измерения		
	м³/сек	млн. м³/год	%
Приходные статьи			
Подземный приток со стороны Зарафшанской долины, предгорных шлейфов Каратау и Карадагтау	2,546	80,3	20,2
Инфильтрация атмосферных осадков	0,533	16,81	4,2
Инфильтрация вод из ирригационных каналов	5,202	166,89	42,1
Инфильтрация с орошаемых площадей	4,21	132,76	33,5
Расходные статьи			
Подземный сток в сторону Бухарского оазиса	0,57	17,97	4,9
Дренажный сток за пределы оазиса р. Зарафшана	5,41	170,61	48,4
Потери за испарение и транспирацию	4,941	159,50	46,7
Баланс	+1,57	+50,32	

Таблица 19

Баланс грунтовых вод Бухарского оазиса

Элементы баланса	Единицы измерения		
	м³/сек	млн. м³/год	%
Приходные статьи			
Подземный приток со стороны Кермине-Кенимехского оазиса	0,57	17,97	0,98
Питание за счет фильтрационных потерь из каналов (магистральных, межхозяйственных и внутрихозяйственных)	0,09	948,918	49,8
Питание за счет инфильтрации с орошаемых площадей	21,40	674,87	35,0
Питание за счет инфильтрации атмосферных осадков	3,066	96,68	5,0
Питание за счет фильтрационных потерь из Верхне-Бухарского сброса	6,12	193,0	9,3
Расходные статьи			
Подземный сток за пределы оазиса (Каракульский оазис и пески Каракум)	0,598	18,853	2,1
Расход путем дренирования коллекторно-дренажными системами	9,1	286,88	16
Потери на испарение и транспирацию	44,704	1410,15	79,6
Добыча подземных вод для водоснабжения, технических целей и орошения	0,617	19,458	2,3
Баланс	+6,227	+196,387	

Среди приходных статей баланса на долю ирригационных вод приходится 80—90%. Река Зарафшан питает грунтовые воды орошаемых земель на локальных участках и является мощным фактором формирования режима лишь в пределах молодых террас на неорошаемых землях.

Таблица 20

Баланс грунтовых вод Каракульского оазиса

Элементы баланса	Единицы измерения		
	м³/сек	млн. м³/год	%
Приходные статьи			
Подземный приток со стороны Бухарского оазиса . .	0,13	4,10	1,7
Инфильтрация атмосферных осадков	0,32	10,16	3,3
Инфильтрация из ирригационных систем	5,18	163,47	54
Инфильтрация из орошаемых площадей	3,9	124,47	41
Расходные статьи			
Подземный сток за пределы оазиса	0,06	1,89	0,8
Дренажный сток	0,95	29,26	10,2
Потери на испарение и транспирацию	7,62	242,63	89
Баланс	+0,90	+28,42	—

Уровни грунтовых вод в супесчано-суглинистых отложениях всегда находятся ниже, чем в гравийно-галечниковых, на 2—20 см. Следовательно, грунтовые воды гравийно-галечниковых отложений носят напорный характер, возникновение которого связано с фильтрационным напряжением крупных ирригационных систем, промывных и поливных вод.

Грунтовые воды Кермине-Кенимехского оазиса представляют подземный поток, движущийся с очень небольшими скоростями в толще аллювиальных, аллювиально-пролювиальных галечниково-песчано-суглинистых отложений.

На большей части территории глубина до уровня грунтовых вод составляет 1,5—3,0 м. Направление потока северо-западное вдоль р. Кенимеха на правобережье и такое же с предгорий Зирабулак-Зиаэтинских гор на левобережье. Уклон соответственно 0,001—0,004.

Минерализация грунтовых вод в различных частях оазиса неодинакова. На тех участках, где в питании грунтовых вод принимают участие в основном поверхностные воды, минерализация невысокая (1—3 г/л); на слабоорошаемых и неорошаемых участках, или на левобережье р. Зарафшана, где грунтовые воды получают дополнительное питание за счет подземного притока со стороны предгорий, плотный остаток достигает 6—15 г/л. По химическому составу воды преимущественно сульфатные, на левобережье вблизи предгорий Зирабулак-Зиаэтинских гор — сульфатные с повышенным содержанием хлоридов.

В пределах описываемого района наблюдается уменьшение минерализации грунтовых вод по глубине. Плотный остаток грунтовых вод супесчано-суглинистых отложений составляет 2,8—3,4 г/л, а галечниковых — 2,5—2,8 г/л, что объясняется хорошими фильтрационными свойствами последних.

Тип воды в многолетнем разрезе стабильный. В последние годы на участках нового орошения отмечается уменьшение плотного остатка.

Грунтовые воды Бухарского оазиса приурочены к суглинисто-супесчаным и гравийно-галечниковым отложениям четвертичного возраста. В верхней части оазиса зеркало грунтовых вод располагается в галечниках и отчасти в перекрывающих их суглинках. В центральной части оазиса водоносный горизонт приурочен к гравию с песком и суглинком.

В южной и периферийной частях водоносными являются песок, гравий и суглинок.

Преобладающая глубина грунтовых вод в период максимума (март, апрель) составляет 1,0—2,0 м. Она характерна как для левобережья, так и для правобережья оазиса. Площади с глубиной залегания грунтовых вод от 2,0 до 3,0 м распространены в виде отдельных нитей.

В верхней части, сложенной галечником, поток грунтовых вод растекается радиально, имея значительный уклон зеркала, в среднем 0,0012—0,0014.

В центральной части оазиса поток грунтовых вод приобретает асимметричное очертание. На правом берегу грунтовые воды устремлены на запад, в соответствии с ориентировкой рельефа и основной ирригационной сетью. Средний уклон здесь меньше, чем в верхней части дельты, и составляет 0,0007. На левом берегу грунтовые воды находятся под мощным влиянием магистрального канала Шахруд.

Река Зарафшан, являющаяся единственной водной артерией орошаемых земель Бухарской области в верхней части Бухарского оазиса питает грунтовые воды. Ниже, в центральной части оазиса, она выполняет роль дренажной системы. Далее, в юго-западном направлении, примерно в 5 км ниже Бухарского створа, река вновь питает грунтовые воды.

Преобладающую территорию Бухарского оазиса занимают воды с плотным остатком от 1 до 3,0 г/л, вдоль магистральных каналов и на отдельных участках в виде небольших линз распространены воды с плотным остатком до 1,0 г/л. Значительное распространение, особенно в нижней части оазиса, получили воды с минерализацией 3—5 г/л. Периферия левобережья оазиса характеризуется минерализацией 5—10 г/л и более.

В верхней части Бухарской дельты и на значительной площади правобережья химический состав грунтовых вод преимущественно гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный. Площади преобладающего развития собственно сульфатных, сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных вод занимают всю центральную часть Бухарского оазиса, за исключением западной и юго-западной частей правобережья, где получили развитие гидрокарбонатно-сульфатные воды.

Периферийные части Бухарского оазиса и пустынные степи, прилегающие к оазисам с юга и северо-запада, характеризуются химическим составом грунтовых вод в основном сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного типа. Материалы многолетних наблюдений за изменением гидрохимического режима грунтовых вод показали закономерное изменение минерализации по вертикали. Характерным являются несколько повышенная минерализация на глубине 3—5,0 м и уменьшение минерализации с глубиной. Глубина распространения пресных вод достигает в среднем 30—50 м в верхней части оазиса; 15—20 м в средней и 5—10 м в нижней. Ниже этих интервалов вновь наблюдается увеличение плотного остатка. Каракульский оазис занимает наиболее низкое гипсометрическое положение и характеризуется наименьшей степенью циркуляции подземных вод.

Грунтовые воды оазиса носят характер радиального потока, растекающегося от русла реки к периферии с уклоном зеркала 0,0004—0,0005.

Зеркало грунтовых вод, даже в период минимальных расходов реки, находится близко к поверхности земли (2,0—3,0 м), а в период максимума глубина залегания грунтовых вод составляет всего лишь 1—2,0 м.

Минерализация грунтовых вод четвертичных отложений Каракульского оазиса пестрая. На орошаемой территории она достигает 5—7 г/л,

на периферии 10—15 г/л, а под солончаками на периферии оазиса — 40—50 г/л. При этом тип минерализации сульфатно-хлоридный и хлоридно-натриевый.

Характерно нарастание минерализации грунтовых вод с глубиной. Послойные наблюдения по гидрохимическим кустам показали увеличение минерализации с 25—26 г/л на глубине 4—4,5 м до 35—40 г/л на глубине 5—15 м.

Почво-грунты оазисов Бухарской области в той или иной степени засолены, что связано с гидрогеологическими, геоморфолого-литологическими, климатическими и ирригационно-хозяйственными условиями.

Площади, на которых ежегодно в срок проводятся качественные промывочные поливы на фоне эффективного дренажа, характеризуются благоприятными мелиоративными условиями. Содержание солей в почво-грунтах не превышает 0,2—0,3 г/кг от веса сухого грунта, а содержание солей по вертикали стабильное.

Почво-грунты Каракульского оазиса, юго-западной и центральной частей Бухарского оазиса более засолены, особенно до глубины 0,2—0,5 м. Содержание солей в интервале глубин 0,0—0,5 м колеблется от 0,6 до 3,3 г/кг. Ниже оно, как правило, бывает стабильным (в пределах 0,3—0,8 г/кг).

В пределах Каракульского, юго-западной и центральной частей Бухарского оазисов почво-грунты богаты сульфатными (до 10%) и хлоридными (до 4,5%) ионами.

Следует отметить, что почво-грунты Каракульского оазиса характеризуются глубинным засолением (до 0,7 г/кг на глубине 1,5 м).

В пределах Бухаро-Каракульского бассейна выделяются два типа потоков грунтовых вод:

1. Группа потоков пролювиально-аллювиальных отложений подгорных равнин с депрессионной кривой структурно-литологического подпора охватывает на севере территорию между горами Кульджуктау, Каратау и Зирабулак-Зиаэтдинскими, а на юге между Бухарской дельтой.

Грунтовые воды приурочены к отложениям четвертичного и неогенового возраста в пределах предгорной полосы. Воды пресные и слабоминерализованные с глубиной залегания до 20 м в предгорной полосе и до 3 м — в долине Зарафшана и в котловинах. Характер водообмена горизонтальный, а на участках выклинивания и неглубокого залегания грунтовых вод — вертикальный. Территория дренирована в полосе, примыкающей к горам и недренирована в долине Зарафшана и в котловинах, где происходит разгрузка грунтовых вод.

Естественный режим грунтовых вод характеризуется двумя типами кривых (рис. 68, тип 1, 2).

1 тип кривой режима характерен для подгорной равнины (горы Бельтау, Кульджуктау, Каратау и Карадаг), солончаковых понижений с близким (1—3 м) залеганием уровня грунтовых вод. Колебания уровней зависят от климатических факторов. Максимальное положение уровня грунтовых вод наблюдается в зимне-весенний период, когда выпадает 90% атмосферных осадков, а минимальное — в сентябре — октябре, что обусловлено подземным оттоком (в предгорьях) и испарением (в понижениях). Амплитуда колебания уровней не превышает 0,7—1,0 м.

2 тип характерен для предгорной равнины (пустынной зоны) с глубоким залеганием уровня грунтовых вод. Режим грунтовых вод обусловлен вековым подземным притоком и оттоком, климатические факторы практически не влияют на их режим. Амплитуда колебания не превышает 0,1 м.

Мелиоративная обстановка территории удовлетворительная, но в связи с затрудненными условиями подземного стока орошение может привести к усилению процессов засоления и заболачивания земель.

2. Группа потоков аллювиальных отложений субэвральных дельт Зарафшана охватывает Бухарскую и Каракульскую дельты. Малые уклоны поверхности, слабые фильтрационные свойства водосодержащих пород и преимущественно неглубокое залегание грунтовых вод обусловили затрудненные условия подземного стока. Водобмен вертикальный, территория недренирована.

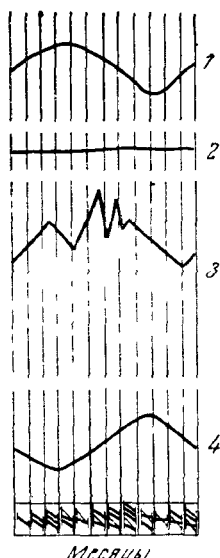


Рис. 68. Типовые кривые естественного режима уровня грунтовых вод

1 — для зоны питания грунтовых вод предгорий хребтов Кульджауктау, Каратау и солончаковых понижений пустыни, 2 — для пустынной зоны с глубоким (5—30 м) залеганием грунтовых вод, 3 — для современной долины р. Зарафшана от Кермининской теснины до Шахрудского гидроузла, 4 — для северной части Кенимехского и Бухарского оазисов

3 тип кривой (напорный) характерен для молодых террас р. Зарафшана. Режим грунтовых вод формируется под влиянием гидрогеологических и климатических факторов.

Максимальное положение уровня грунтовых вод наблюдается в период максимальных расходов р. Зарафшан (в июне — июле), минимальное — в сентябре — октябре, когда горизонт воды в реке минимальный. Амплитуда колебания не превышает 2,0 м.

4 тип кривой характерен для северной части Кенимехского и Бухарского оазисов. Режим грунтовых вод формируется за счет подземного притока и оттока. Максимум наблюдается в сентябре — октябре и связан с положением уровня грунтовых вод в областях питания, минимальное положение отмечается в марте. Амплитуда колебания равна 1,5—2,0 м.

Орошение территорий приведет к подъему уровня грунтовых вод до критических отметок (на новоорошаемых массивах) и вызовет ухудшение мелиоративного состояния земель. Потребуется дренаж и антифильтрационные мероприятия. Нарушенный режим грунтовых вод приведен на рис. 69.

1 тип кривой характерен для орошаемых районов, т. е. оазисов Бухарской области (за исключением северной части Кенимехского и верхней части Бухарского, а также современной долины р. Зарафшана). Основным источником питания является инфильтрация ирригационных вод, а расходования — суммарное испарение. Максимум наблюдается в марте — апреле и связан с интенсивной промывкой; минимум — в октябре. Орошение способствует подъему грунтовых вод на 20—50 см, ко-

торое быстро компенсируется испарением. Амплитуда колебания составляет 1,5—2,5 м.

2 тип кривой характерен для переложных участков и солончаков внутри орошаемых массивов. Режим уровня тот же, что и в типе 1, но здесь отдельные пики, обусловленные орошением, не наблюдаются

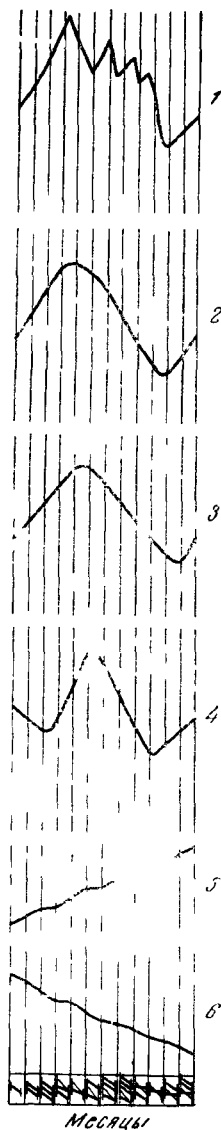


Рис. 69 Типовые кривые нарушенного режима уровня грунтовых вод Бухаро-Каракульского бассейна

1 — для орошаемых районов оазисов Бухарской области
2 — для переложных участков и солончаков внутри орошаемых массивов, 3 — для зоны влияния дрен и коллекторов, 4 — для зоны влияния водохранилища, 5 — для вновь осваиваемых массивов, 6 — для зоны влияния водозаборов приуроченных к приканальным линзам пресных вод

3 тип кривой характерен для зоны влияния дрен и коллекторов. Максимум наблюдается в мае месяце, когда дренажная система работает на максимальную мощность, минимум — в зимнее время, когда горизонт воды в коллекторе отсутствует или занимает наименьшее положение.

4 тип кривой характерен для зоны активного влияния Куюмазарского водохранилища. Минимум уровня наблюдается в марте и в сентябре — октябре, когда воды отбираются на промывки и орошение.

Максимум отмечается в мае — июне. Амплитуда колебания составляет 3—5 м.

5 тип кривой характерен для вновь орошаемых районов юго-восточной части Бухарского оазиса, массивов Махандарья и Кокча. Уровень грунтовых вод в связи с влиянием орошения постоянно повышается. Годовое приращение составляет 0,5—1,0 м.

6 тип кривой характерен для зоны влияния водозаборов, приуроченных к приканальным линзам пресных вод (Бухарский горводопровод, Шахруд и др.), которые интенсивно эксплуатируются для централизованного питьевого водоснабжения. Годовое снижение уровня составляет 0,5—0,7 м.

ГРУППА БАССЕЙНОВ НИЗОВЬЕВ АМУДАРЬИ (ХОРЕЗМ-САРЫКАМЫШСКИЙ И ЮЖНО-ПРИАРАЛЬСКИЙ)

Учитывая общность физико-географической обстановки, условий формирования и распространения грунтовых вод, описание Хорезм-Сарыкамышского и Южно-Приаральского бассейнов сделано общее.

Описываемый район представляет собой крупнейшие дельты, сформированные Амударьей.

Четвертичные отложения заполняют такие впадины как Сарыкамышская, Хорезмская, Приаральская и другие, более мелкие, эти впадины залегают на неровной поверхности неогеновых и палеогеновых глин, служащих региональным водоупором для грунтовых вод.

Приаральская дельта подразделяется на Тахиаташскую, Крантаускую и Кызылджарскую. Акчадарьинская дельта состоит из двух дельт — нижней и верхней.

Дельты Амударьи характеризуются положительным региональным солевым балансом.

Соотношение между испарением, оттоком и аккумуляцией зависит главным образом от глубины залегания грунтовых вод, которая обуславливает перераспределение водносолевых масс между оазисом и пустыней, а также направленность внутриоазисного перераспределения солей под влиянием орошения.

Приходная часть Приаральской дельты Амударьи, по данным В. Л. Шульц (1958), составляет 46,6 км³ в год за счет р. Амударьи, и 0,6 км³ в год за счет атмосферных осадков. Расходная часть состоит из 8,6 км³ в год за счет суммарного испарения и 38,6 км³ в год за счет оттока в Аральское море.

В настоящее время в связи с крупными заборами воды из Амударьи на орошение водный баланс дельт изменился. В Аральское море сбрасывается намного меньше воды и потери от Тахиаташа и ниже по течению со временем будут практически ликвидированы.

Ниже в табл. 21, 22, 23, 24 приведены водные балансы по территории оазисов низовьев Амударьи по данным 1967 г.

Таблица 21

Баланс грунтовых вод Южно-Хорезмского базиса

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Забор воды на орошение	4,5	Сброс коллекторной сети	3,5
Потери из р. Амударьи	3,1	Суммарное испарение, повышение уровня грунтовых вод и воз- врат в реку	4,5
Осадки	0,4		

Таблица 22

Баланс грунтовых вод Туркульского оазиса

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Забор воды на орошение	1,0	Суммарное испарение, повышенные уровни грунтовых вод, возврат в реку	2,6
Потери из р. Амударьи	1,5		
Осадки	0,1		

Таблица 23

Баланс грунтовых вод Левобережья современной дельты р. Амударьи

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Забор воды на орошение	2,7	Суммарное испарение и повышение зеркала грунтовых вод . .	2,9
Осадки	0,2		

Таблица 24

Баланс грунтовых вод современной дельты р. Амударьи

Приход	Воды, м ³ /сек	Расход	Воды, м ³ /сек
Забор воды из реки на орошение	3,55	Суммарное испарение, повышение зеркала грунтовых вод . .	3,45
Осадки	0,4		

Основной расход поданной в оазис воды идет на испарение и сброс воды за пределы оазиса.

Для современной дельты Амударьи подсчитанный водный баланс, без учета потерь из реки, характеризует огромное накопление воды в дельте и в дальнейшем расходование ее на испарение.

Таким образом, общий забор воды на орошение в низовьях Амударьи составляет около 11—12 км³/год, из них 3,5 км³/год расходуется на дренажный сток, а остальное — на суммарное испарение и пополнение запасов грунтовых вод. Следовательно, формирование грунтовых вод в дельте связано в основном с поверхностными водами.

Грунтовые воды в зоне влияния Амударьи реагируют на изменение горизонтов воды в реке, повторяют их благодаря гидростатическому давлению. С удалением от реки гидростатическая связь проявляется слабее, и волны колебаний уровня доходят сюда с меньшей амплитудой, постепенно затухая. Дальность распространения этого влияния зависит от характера водосодержащей толщи. Так, например, в песках это расстояние составляет 2—2,5 км, соответственно в более тяжелых породах оно намного меньше. Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод вблизи реки равна колебаниям горизонтов воды в реке (2—2,5 м), с удалением же от реки она уменьшается.

Уклон грунтового потока от Амударьи превышает уклон местности. Поэтому с удалением от реки глубина грунтовых вод увеличивается. Так, в 5 км от реки грунтовые воды залегают на глубине 3—5 м, а

в 10—15 км до 10 м и более. В общем глубина залегания грунтовых вод колеблется в широких пределах (от 0 до 20 м).

Минерализация грунтовых вод также увеличивается с удалением от реки. В зоне влияния Амударьи и каналов она колеблется в пределах 0,3 (паводок) — 0,8 г/л (межень) и относится к сульфатно-гидрокарбонатному кальциевому типу. С удалением от реки на 5—6 км плотный остаток в грунтовых водах увеличивается до 1—1,2—2,—2,5 г/л и химический состав их изменяется на хлоридно-сульфатный кальциевый.

Таким образом, между Амударьей и ее притоками образуется ряд бугров грунтовых вод, имеющих свои местные уклоны, иногда направленные в противоположную сторону — к главному потоку. Изменение минерализации таких бугров также подчинено общей закономерности.

На природный процесс оказало большое влияние проведение ирригационных каналов и орошение земель.

В историческом аспекте это влияние было двояким. Вначале ирригационные каналы проводились по низким отметкам поверхности и существовала так называемая чигирная система орошения. При этом каналы почти не питали грунтовые воды. На полях культивировался в основном рис и хлопчатник, полив хлопчатника был незначительный без сброса в грунтовые воды. Площади, занятые рисовыми посевами, являлись источником пополнения запасов подземных вод, вызывая их подъем и приближение к земной поверхности.

Таким образом, наряду с буграми грунтовых вод вдоль реки и ее протоков появляются новые бугры под массивами рисовых полей.

В дальнейшем орошение было переведено на самотечное, каналы прошли по командным отметкам рельефа, образуя новые источники питания грунтовых вод и бугры на общей поверхности потоков. Кроме того, сильно увеличился водозабор на орошаемые площади, число которых с каждым годом увеличивается и появляются новые бугры грунтовых вод под массивами хлопчатника.

Крупные каналы и их отводы образуют бугры на поверхности грунтовых вод и повторяют закономерности, характерные для реки и ее протоков. Следует добавить, сооружение каналов с крупным водозабором обеспечивает колоссальный сброс неиспользованной воды в понижения рельефа. Таким образом, появился еще один источник пополнения запасов подземных вод и новые бугры на поверхности основного потока.

На севере района дельта уходит под Аральское море. Подземные воды ее испытывают подпор и поэтому сток отсутствует.

Гидрохимические материалы показывают в общем зональное распределение грунтовых вод относительно источников питания.

В большинстве скважин отмечается увеличение минерализации грунтовых вод с глубиной.

Гидрогеологические условия современной дельты Амударьи кратко можно охарактеризовать следующим образом.

1. Крайняя затрудненность общего подземного стока вследствие слабых уклонов поверхности дельты. В связи с этим расходование грунтовых вод осуществляется путем испарения.

2. Положительный солевой баланс, характеризующий дельту в целом как область постоянного соленакопления.

3. Наличие относительно хорошо выраженного местного подземного стока на участках, тяготеющих к Амударье и ее притокам, занимающим гипсометрически командное положение на местности. В связи с этим происходит внутридельтовое перераспределение солей: вынос и транзит их вблизи действующих путей поверхностного стока и накоп-

ление в понижениях рельефа (изменение в этом направлении минерализации грунтовых вод от гидрокарбонатного типа вблизи водотоков до хлоридного или сульфатно-хлоридного в понижениях при концентрации солей в несколько десятков граммов на литр).

4. Относительно хорошо выраженная локализация подземного стока в мощных песчаных отложениях древних протоков Амударьи, являющихся потенциальными коллекторами грунтовых вод.

5. Резко выраженная неравномерность в питании грунтовых вод за счет фильтрационных потерь Амударьи и в меньшей мере — атмосферных осадков, что в значительной степени связано с пестротой литологического состава дельтовых отложений. Особенностью строения дельты объясняется, в частности, послойное распределение минерализации грунтовых вод.

6. Подчиненность режима грунтовых вод, а следовательно, и динамики их баланса режиму поверхностного стока.

В Хорезм-Сарыкамьшском бассейне развита группа потоков грунтовых вод аллювиальных отложений субаэральной дельты Амударьи.

Песчано-глинистые отложения, слагающие дельту, характеризуются слабыми фильтрационными свойствами пород, обусловившими затрудненный подземный сток.

Грунтовые воды преимущественно минерализованные с неглубоким залеганием уровня являются основным фактором ухудшения мелиоративного состояния земель.

Водообмен вертикальный, происходит аккумуляция солей. Территория недренирована.

Режим грунтовых вод в естественных условиях формируется на фоне влияния Амударьи, инфильтрации атмосферных осадков и испарения. Здесь выделяются три типовые кривые режима уровня (рис. 70).

1 тип кривой характерен для Приамударьинской полосы «каирных» земель (влияние фильтрационных вод реки и заторов).

Наблюдается два максимума, первый, наибольший — в феврале — связан с затором в реке, второй — в июле — обусловлен летним паводком в реке. Минимум наблюдается в декабре месяце. Амплитуда колебания составляет 1,0—2,5 м.

2 тип кривой наблюдается в зоне влияния озер в Приамударьинской полосе «каирных» земель и в солончаковых понижениях в пустынной зоне. Максимум приходится на май месяц и связан с высоким стоянием горизонта воды в озерах и атмосферными осадками — в солончаковых понижениях, минимум — в октябре и связан с испарением и слабым подземным стоком. Амплитуда колебания не превышает 1,0—1,5 м.

3 тип кривой свойствен пустынным территориям, окаймляющим оазис. Наступление максимума и минимума при незначительной (до 10—15 см) амплитуде колебания не наблюдается. Мелиоративная обстановка территории неблагоприятна. Освоение земель возможно лишь в условиях применения комплекса мелиоративных мероприятий.

Типовые кривые нарушенного режима грунтовых вод приведены на рис. 71.

1 тип кривой характерен для орошаемых полей, перелогов и зон влияния дрен и коллекторов (Хорезмский оазис). Максимум наблюдается весной и связан с промывками. Летний подъем по величине меньше, но продолжительность его больше, чем весеннего. Минимум наблюдается в зимнее время. Амплитуда колебания составляет 2,0 м.

2 тип кривой характерен для рисовых полей, где режим грунтовых вод связан с режимом орошения риса, испарением и выклиниванием.

Максимум наблюдается с июля по сентябрь. С октября по май уровень снижается, т. е. происходит растекание фильтрационного бугра. Амплитуда колебания равна 1,5—2,5 м.

3 тип кривой — характерен для зоны влияния каналов. Максимум наблюдается в июле — августе, минимум — в ноябре — декабре. Амплитуда колебания равна 2—2,5 м.

4 тип кривой свойствен вновь орошаемым массивам (Шуманайский и др.). Уровень грунтовых вод из года в год поднимается. Отдельные пики в период вегетации объясняются влиянием летних поливов. Годовое приращение уровня 1,5—2,0 м.

5 тип кривой характерен для орошаемых земель, расположенных вблизи проточных озер. Режим определяется изменением горизонта воды в озерах. Максимум наблюдается в марте — апреле, минимум в декабре. Амплитуда колебания равна 1,5—3,0 м.

6 тип кривой наблюдается вблизи осушаемых озер, где уровень грунтовых вод, сохраняя свой ход колебания

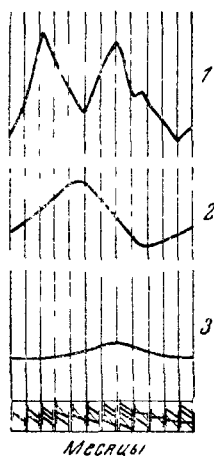


Рис. 70. Типовые кривые естественного режима уровня грунтовых вод Хорезмо-Сарыкамышского бассейна

1 — для приамударьинской полосы «каирных» земель (влияние фильтрационных вод реки и заторов), 2 — для зоны влияния озер в приамударьинской полосе «каирных» земель и солончаковых понижений в пустынной зоне, 3 — для пустынных территорий, окаймляющий оазис, с глубоким залеганием грунтовых вод

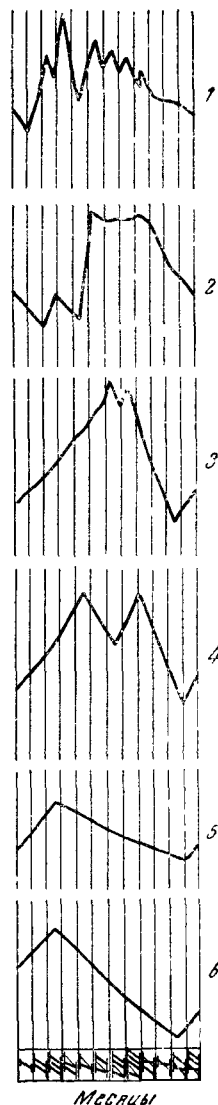


Рис. 71. Типовые кривые нарушенного режима уровня грунтовых вод Хорезм-Сарыкамышской дельты Амударьи

1 — для орошаемых полей, перелогов и зон влияния дрена и коллекторов; 2 — для рисовых полей, 3 — для зоны влияния каналов; 4 — для вновь орошаемых массивов с глубоким (11—15 м) залеганием грунтовых вод; 5 — для орошаемых земель, расположенных вблизи проточных озер, 6 — для земель, расположенных вблизи осушаемых озер

как вблизи проточных озер, из года в год понижается в связи с осушением озер. Величина понижения составляет около 0,5—1,0 м/год.

В Южно-Приаральском бассейне развита группа потоков аллювиальных отложений приморской дельты Амударьи. Грунтовые воды, за-

ключенные в песчано-глинистых отложениях со слабыми фильтрационными свойствами, почти лишены подземного стока и испытывают подпор со стороны Аральского моря. Воды, преимущественно высокоминерализованные, залегают на небольших глубинах, обуславливая интенсивное засоление и заболачивание (в пределах современной формирующейся дельты). Водообмен вертикальный, расходование грунтовых вод происходит исключительно путем испарения и транспирации. Территория недренирована. Освоение земель возможно лишь после применения комплекса мелиоративных мероприятий.

В пределах Приаральской дельты встречаются все типовые кривые, естественного и нарушенного режима, характерные для Хорезм-Сарыкамышского бассейна (см. рис. 73, 74). Поэтому они здесь не приводятся.

К таким типам естественного режима здесь прибавляется один тип, характерный для земель, расположенных вдоль южного побережья Аральского моря, в зоне его подпора. За последние годы на данной территории намечен подъем уровней грунтовых вод со скоростью 10—15 см/год. Период высокого положения начинается с апреля и продолжается по сентябрь. Минимальное положение наблюдается в зимнее время. Сезонная амплитуда колебания не превышает 1,0—1,2 м.

УСТЮРТСКИЙ БАССЕЙН

Этот бассейн представляет собой обширную платформенную область горизонтальных и слабонаклонных равнин. В неогеновом комплексе вскрыты два водоносных горизонта, приуроченных к тортонским и сарматским отложениям. Снижение зеркала грунтовых вод отмечается в направлении погружения водовмещающих пород.

На участках, прилегающих к сводам Центрально-Устюртского поднятия, воды залегают на больших глубинах. Во впадинах зеркало грунтовых вод приближается к дневной поверхности. Воды повсеместно повышенной минерализации от солоноватых до соленых, а в очагах разгрузки (впадины Барсакельмес, Ассакеаудан) и с глубокой минерализацией резко возрастает.

На Устюрте развита группа потоков трещиновато-карстовых вод коренных отложений структурных равнин.

Грунтовые воды характеризуются скудным природным питанием, залегают на больших глубинах, минерализованные. Орошение возможно на выборочных участках. Естественный режим грунтовых вод определяется климатическими факторами (рис. 72).

1 тип кривой характерен для водораздельных участков, являющихся зонами питания грунтовых вод. Минимальное положение уровня отмечается в сентябре. Далее в связи с инфильтрацией атмосферных осадков наблюдается подъем уровня со средней скоростью 0,051 м/сутки, достигающий в марте своего максимального значения. С середины марта по сентябрь отмечается спад уровня грунтовых вод, связанный с подземным оттоком. Годовая амплитуда колебания составляет 7—8 м.

2 тип кривой характеризует зоны транзита потоков. Весеннее питание водоносного горизонта отражается на положении уровня с запаздыванием примерно в один месяц. Максимальное положение отмечается в начале апреля, а минимальное — в начале октября. Средние скорости спада и подъема уровня примерно равны и составляют 0,033 м/сутки. Годовая амплитуда колебания составляет 4—5 м.

3 тип кривой наблюдается в зонах разгрузки грунтовых вод вблизи солончаковых понижений. Асинхронность влияния питания водонос-

ного горизонта сказывается здесь в еще большей степени. Максимальное и минимальное положение зеркала грунтовых вод приурочены соответственно к концу апреля и середине октября. Снижение уровня с апреля по октябрь связано с расхождением грунтовых вод на испарение. Скорости спада и подъема уровня составляют примерно $0,016$ м/сутки. Годовая амплитуда колебания зеркала грунтовых вод равна 1—3 м.

МНОГОЛЕТНИЙ РЕЖИМ

Огромный фактический материал наблюдений за режимом подземных вод как в естественных, так и в нарушенных условиях показывает наличие многолетних колебаний уровня грунтовых вод, амплитуда которых нередко в 2—3 раза превышает амплитуды сезонных колебаний. Выявление причин этих изменений в орошаемых районах имеет большое практическое значение, так как в годы подъема грунтовых вод усиливается процесс засоления и заболачивания орошаемых земель и ухудшается мелиоративное состояние территорий.

Многолетний режим используется и при составлении различных гидрогеологических прогнозных карт, схем гидромодульного районирования, при оценке запасов подземных вод, расчете дренажа и др.

В естественных условиях фактором многолетнего режима грунтовых вод являются атмосферные осадки и испарение, динамика которых подчинена ритмическим колебаниям климата, связанным, в свою очередь, с изменением солнечной активности.

В орошаемых районах многолетний режим проявляется через водоподачу, которая, в свою очередь, связана с водоносностью рек. В маловодные годы подача воды на орошение бывает меньше, чем в многоводные годы. Таким образом, закономерность многолетнего изменения солнечной активности передается на ирригационно-грунтовые воды в следующей последовательности: солнце — климат — река — канал и водохранилище — подача воды на орошение.

Существующий материал подтверждает наличие циклов в многолетнем режиме грунтовых вод и связи его с изменением солнечной активности. Как видно из приведенного графика (рис. 73), за последнее полвека отчетливо выделяются 10—11-летние циклы в колебаниях уровня грунтовых вод, которые увязываются с изменением солнечной активности. Годы 1923—1924, 1933—1934, 1943—1944, 1953—1954 и 1963—1964 характеризуются минимумом солнечной активности и соответствуют максимальному положению зеркала грунтовых вод.

Годы 1927—1928, 1937—1938, 1947—1948 и 1957—1958 характеризуются максимумом солнечной активности и соответствуют минимальному положению грунтовых вод. Очередные минимумы солнечной активности, вероятно наступят, в 1973—1974 и 1983—1984 гг.

Годы 1967—1968 и 1977—1978 отвечают максимуму солнечной активности и минимуму грунтовых вод.

Амплитуды многолетних колебаний уровня в разных районах различны. В межгорных впадинах, вершинных частях конусов выноса и

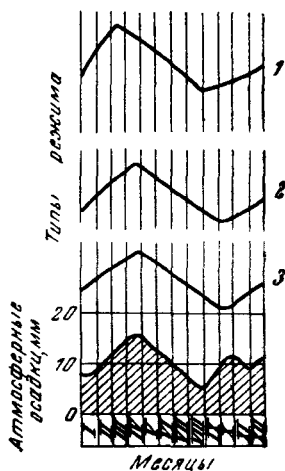


Рис. 72 Типовые крайние естественного режима грунтовых вод Устьюрта

1 — для зоны питания потока (водораздел) 2 — для зоны транзита потока (равнины) 3 — для зоны расхода (солончаковые понижения)

Глава одиннадцатая

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Нефтяные и газовые месторождения Узбекистана сосредоточены в четырех нефтегазоносных областях: Бухаро-Хивинской, Ферганской, Сурхандарьинской и Устюртской (рис. 74). Большинство месторождений являются многопластовыми, сводовыми, с различной степенью нарушенности. При характеристике гидрогеологических условий месторождений нефти и газа использована классификация природных вод О. А. Алекина (1952). Гидродинамическая характеристика основана на материалах по приведенным напорам подземных вод, рассчитанным по методике А. И. Силина-Бекчурина.

Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область приурочена к северо-восточному склону Амударьинского артезианского бассейна. В ее пределах обнаружено более 50 месторождений нефти и газа, расположенных в основном в районах крупных тектонических поднятий: Газлинского, Каганского, Мубарекского и Денгизкульского. Первые три находятся в пределах Бухарской зоны поднятий, а четвертое — в пределах Амударьинской зоны. Наиболее крупными месторождениями являются Газли, Джарак, Южный Мубарек и Уртабулак.

Газонефтеводоносные горизонты разделены региональными водупорами (верхнеюрским, нижнеальбским и нижнетуронским) и образуют юрский, нижнемеловой (неоком-аптский) и сеноман-альбский водонапорные комплексы, соответствующие водоносным комплексам, выделенным на гидрогеологической карте. Продуктивные горизонты водонапорных комплексов геологами-нефтяниками обозначаются порядковыми номерами. IX, X, XI и XIa горизонты объединены в сеноман-альбский комплекс; XII, XIII и XIV — в неокомаптский и XV, XV a, XVI, XVII, XVIII и XIX — в юрский.

Ниже приводится гидрогеологическая характеристика типовых наиболее крупных месторождений нефти и газа и краткие сведения о гидрогеологической обстановке прилегающих к месторождению площадей.

Газлинское месторождение расположено в северо-западной части Бухаро-Хивинской области и связано с крупной пологой асимметричной антиклинальной складкой субширотного простирания. Более крутое южное крыло складки осложнено продольным взбросом. Промышленные скопления газа находятся в IX, X, XI, XIa и XII горизонтах; залежь в XIII горизонте является газонефтяной. Для гидрогеологического разреза месторождения характерно увеличение минерализации и приведенных напоров с глубиной. Воды юрских отло-



Рис. 74 Обзорная схематическая карта нефтяных и газовых месторождений

1 — газовые месторождения, 2 — нефтяные месторождения, 3 — границы нефтегазоносных областей

Нефтегазоносные области и месторождения (цифры на карте)

I. Бухаро-Хвезинская 1 Янгикашган, 2 Кульбешак, 3 Учкыр, 4 Газли, 5 Ташкудук, 6 Мамаджургаты, 7 Сарытали, 8 Караулбазар, 9 Сеталантепе, 10 Джаркак, 11 Акджар, 12 Шурчи, 13 Каранз, 14 Шургепе, 15 Кызылрават, 16 Ходжнхайрам, 17 Северный Мубарек, 18 Южный Мубарек, 19 Карим, 20 Денгизкуль, 21 Уртабулак, 22 Памук, 23 Култак, 24 Айзоват, 25 Карабанр, 26 Андобазар, 27 Карактай, 28 Ташлы, 29 Адамташ
II Ферганская 30-Рават, 31-Нефтебад, 32 Айртан, 33 Северный Сох, 34 Гальча, 35 Чангара, 36 Яркутан, 37 Чинмон, 38 Ауваля, 39-Западный Галванташ, 40 Палванташ, 41 Андижанское, 42 Ходжнабад, 43 Бостон, 44 Южный Аламышин, 45 Наманганское

III Сурхандарьинская 46 Хаудаг, 47 Учкызыл, 48 Коккайты, 49 Ляльмикар

IV, Устюртская 50 Аламбек, 51 Шахпахты

жений представлены рассолами с минерализацией 60—85 г/л. Натрий-хлорный коэффициент не превышает 0,8. Класс вод — хлоридный, группа — натрия, тип — III. Приведенные напоры вод достигают 275 м, несколько снижаясь (до 270 м) в приразломной зоне.

В XIII горизонте минерализация вод колеблется от 25 до 41 г/л, натрий-хлорный коэффициент составляет 0,8—0,9. Еще ниже минерализация вод в XII горизонте равна 20—30 г/л, однако ионные соотношения сохраняются почти такими же, как и в XIII горизонте. По классу, группе и типу воды нижнемелового комплекса аналогичны водам юрского комплекса. Величина приведенных напоров вод нижнемелового комплекса в пределах месторождения уменьшается в западном направлении от 228 до 211 м.

В проницаемых горизонтах среднеальбских отложений наблюдается примерно одинаковое эквивалентное содержание ионов хлора и натрия, что обуславливает незначительные отклонения натрий-хлорного коэффициента от единицы. Класс вод — хлоридный, группа — натрия, типы — 2 и 3. Минерализация вод уменьшается с удалением от приразломной зоны от 15 до 7—8 г/л.

Воды IX и X горизонтов характеризуются минимальной минерализацией в разрезе осадочного чехла — 2—7 г/л. Воды относятся к хлоридному классу, натриевой группе, 1 типу. Приведенные напоры вод сеноман-альбского водонапорного комплекса не превышают 200 м. Особенности гидрогеологических условий Газлинского газонефтяного месторождения является гидравлическая связь юрских и нижнемеловых водоносных комплексов, обусловленная выклиниванием верхнеюрского водоупора и наличием проводящего дизъюнктивного нарушения, что при уменьшении приведенных напоров вверх по разрезу способствовало проникновению рассолов хлоридно-натриево-кальциевого состава из юрских отложений в нижнемеловые, создав в последних зону гидрохимической аномалии.

Весьма интересным фактом является повышенная сульфатность (1—1,5 г/л), сохраняющаяся по всему разрезу, несмотря на изменение величины минерализации вод. В условиях относительно невысоких температур (50—60°С) и присутствия сульфат-редуцирующих бактерий в приконтурной зоне совместное залегание громадной газовой залежи и слабоминерализованных вод, содержащих повышенное количество сульфат-иона, представляет собой очень редкое явление, свидетельствующее либо о полной замене древних метаморфизованных вод современными инфильтрационными, либо об образовании газовых залежей в меловых отложениях за счет вертикальной миграции в неоген-четвертичное время. Сам же факт сохранения газовой залежи в чужой геохимической обстановке при интенсивном перемещении подземных вод объясняется слабой активностью сульфат-редуцирующих бактерий и небольшой длительностью (в геологическом масштабе времени) процессов взаимодействия углеводородов залежи и сульфатов вод, обусловивших разрушение лишь незначительной части громадной газовой залежи.

Гидрогеологические условия Ташкудукского, Учкырского и Янгиказганского газовых месторождений, расположенных вблизи газлинского месторождения, во многом идентичны. Здесь также сохраняется вертикальная гидрохимическая зональность и явление уменьшения приведенных напоров вверх по разрезу. Обращает на себя внимание приуроченность рассматриваемых месторождений к зоне относительно пониженных напоров по сравнению со структурами, расположенными по периферии Газлинского поднятия (рис. 75). При этом наиболее четко зона пьезоминимума фиксируется в пределах Газлинского место-

рождения, где наиболее выражены также гидрохимические аномалии (рис. 76). Для периферических структур наблюдается более резкая смена гидрогеологических условий на границах с водоупорами. Все это позволяет рассматривать район Газлинского месторождения как очаг скрытой разгрузки водоносных комплексов, сопровождающейся перетоком углеводородных флюидов из нижних горизонтов в верхние.

Газонефтяное месторождение Джаркак, расположенное в центральной части области, является примером месторождений Каганского поднятия. Оно приурочено к асимметричной брахи-антиклинальной складке, осложненной на периклиналях дизъюнктивными нарушениями. Газовая залежь содержится в XII горизонте, газонефтяная — в XV. Воды юрского водоносного комплекса характеризуются однообразием состава и минерализации (рис. 77). Минерализация вод несколько выше 100 г/л, класс вод — хлоридный, группа — натрия, тип — 3.

В нижнемеловом комплексе минерализация вод резко снижается до 10—22 г/л, а в зонах, удаленных от сброса, проходящего в юго-восточной части структуры, до 6—7 г/л. Воды относятся к хлоридному классу, натриевой группе, преимущественно к 3 типу; среди менее минерализованных вод встречаются воды 2 типа.

Минерализация вод сеноман-альбского комплекса не превышает 2,5 г/л; класс и группа вод сохраняется, но тип вод сменяется на I.

При переходе от нижних водоносных горизонтов к верхним на границах водоупоров параллельно резкому уменьшению минерализации вод также снижается содержание йода и брома. Уменьшение напоров происходит вверх по разрезу от 290—300 м в юрском и нижнемеловом комплексах до 266 м — в сеноман-альбском. Аналогичные гидрогеологические условия характерны для месторождений Сеталантепе, Акджар и Шурчи, для которых также отмечены гидрохимические аномалии в нижнемеловом комплексе. Менее четки эти аномалии на Сарыташском и Мамаджургатинском месторождениях. В целом для района Каганского поднятия отмечается постепенное смещение зоны пьезоминимумов с юго-запада на северо-восток при переходе от юрского комплекса к нижнемеловому и сеноман-альбскому, что сопровождается расширением вверх диапазона газоносности. Так, если на Сарыташском и Мамаджургатинском месторождениях газовые залежи содержатся только в XV горизонте, то на Караулбазаре и Джаркак продуктивным оказывается нижнемеловой комплекс, а на Акджаре и Шурчи — сеноман-альбский. Четко фиксируется зона пьезоминимума на площади Караиз, расположенной на северо-восточном окончании Каганского поднятия. Здесь небольшая нефтяная залежь сохранилась лишь в юрских отложениях, в связи с открытой разгрузкой меловых продуктивных горизонтов, что фиксируется в виде поверхностных нефтегазопоявлений в центральной части Караизской складки.

Южно-Мубарекское газовое месторождение, рассматриваемое в качестве типового для Мубарекского тектонического поднятия, приурочено к асимметричной складке сложного строения. Складка состоит из двух куполов. В осевой части южного купола прослеживается два сброса, за счет которых здесь обособился небольшой грабен, а по северо-восточной периклинали — разрыв типа сброса, образовавший ступень. Промышленные газовые залежи содержатся в XII и XIII горизонтах, непромышленная газонефтяная — в XVa горизонте.

Гидрогеологический разрез месторождения (рис. 78) характеризуется четкой вертикальной зональностью, определяемой положением в разрезе региональных водоупорных толщ. Значительные различия

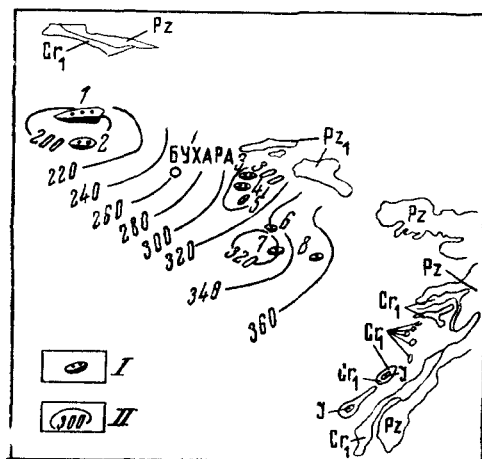


Рис. 75. Схема гидроизопьез по XII горизонту Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области

I — газовые залежи I — Газли, 2 — Ташкудук, 3 — Шурчи, 4 — Акджар, 5 — Карах
II — приведенные гидроизопьезы

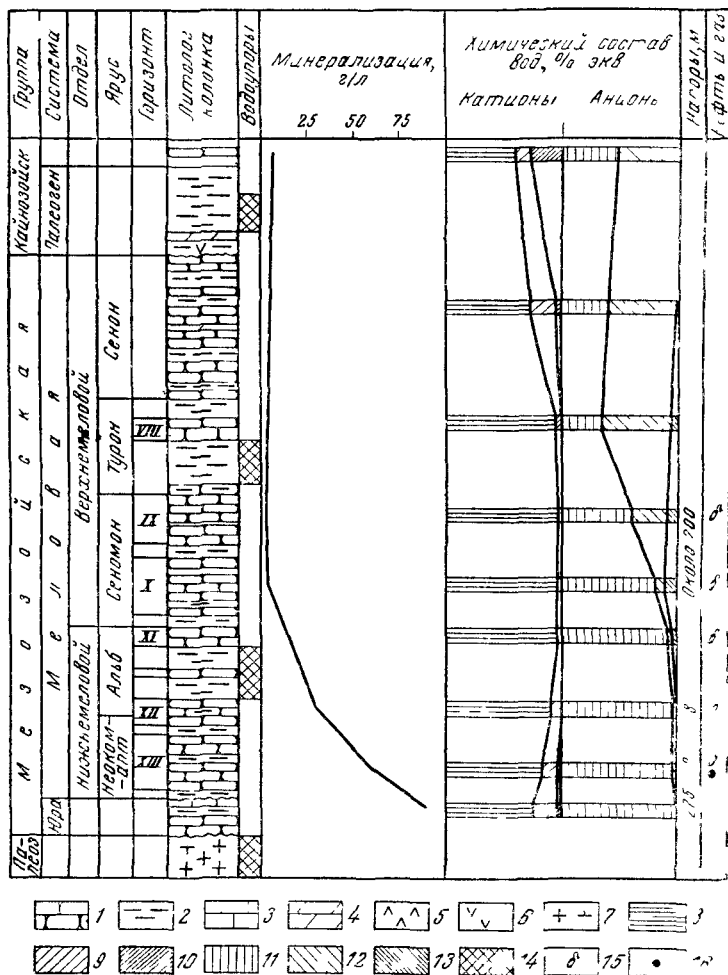


Рис. 76. Гидрогеологический разрез Газлинского газонефтяного месторождения
1 — песчаники, 2 — глины 3 — известняки, 4 — мергели 5 — ангидриды, 6 — гипсы, 7 — метаморфические породы, 8 — ионы натрия, 9 — кальция, 10 — магния 11 — хлора, 12 — сульфата, 13 — гидрокарбоната 14 — водопоры 15 — газ 16 — нефть

в минерализации вод наблюдаются и в самом юрском водоносном комплексе.

Воды терригенных отложений юрской системы (XVII—VIII горизонты) имеют минерализацию 100—150 г/л и выше. Здесь наблюдается обратная зависимость между величинами минерализации и натрий-хлорными коэффициентами: для рассолов с минерализацией более

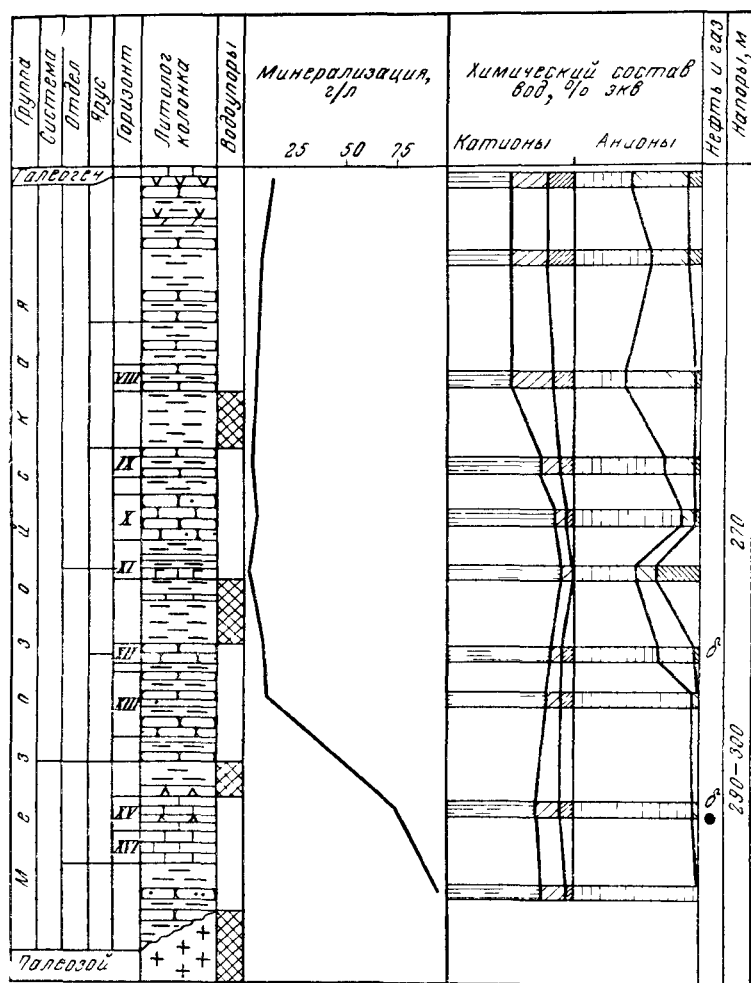


Рис. 77. Гидрогеологический разрез Джаржакского газонефтяного месторождения. Условные обозначения те же, что и на рис. 76

150 г/л значение $\frac{rNa}{rCl}$ не превышает 0,6; для менее крепких рассолов натрий-хлорный коэффициент 0,9.

В рассолах карбонатных отложений верхнеюрского отдела (XV, XVa и XVI горизонты) минерализация снижается до 85—100 г/л, а натрий-хлорный коэффициент повышается до 0,90—0,95. Высокие значения натрий-хлорных коэффициентов обусловлены процессами выщелачивания галита из соленосной формации, залегающей на карбонатных отложениях на территории, расположенной к югу от Мубарекского поднятия. Это подтверждается увеличением минерализации вод юрских отложений и натрий-хлорного коэффициента в южном направ-

Для сеноман-альбского водоносного комплекса характерно широкое распространение солоноватых вод с минерализацией менее 2 г/л. Средние значения натрий-хлорных коэффициентов равны 2—3. Группа вод ярко выраженная натриевая, тип 1; классы вод различны. Если в водах XI горизонта еще отмечается присутствие йода и брома (порядка 1 мг/л), то в водах сеноманских отложений эти микрокомпоненты отсутствуют. Приведенные напоры вод данного комплекса несколько выше, чем в юрском.

Аналогичные гидрогеологические условия прослеживаются и на других месторождениях Мубарекского поднятия: Северо-Мубарекском, Шуртепинском, Карабаирском и др. Общей их особенностью является четкая вертикальная гидрохимическая и гидродинамическая зональность, обусловленная надежностью водоупорных горизонтов. Своеобразие месторождений этого поднятия состоит в гидродинамической инверсии для мелового разреза, где приведенные напоры в верхнем комплексе оказываются несколько выше, чем в нижнем. Достоверного объяснения этого явления не существует. Возможно, что для сеноман-альбского комплекса более облегчена гидродинамическая связь с горной областью питания; не исключена также вероятность влияния Зарафшанского артезианского бассейна. Другой особенностью месторождений Мубарекского поднятия является их расположение в зоне пониженных приведенных напоров при отсутствии гидрохимических аномалий в XIII и XII горизонтах. Формирование пьезоминимума связано не со скрытой разгрузкой нижних водоносных горизонтов в верхние (такая возможность для меловых горизонтов исключена ввиду гидродинамической инверсии), а с явлениями экранирования подземного потока дизъюнктивным нарушением, проходящим по южной и юго-восточной периферии Мубарекского поднятия.

Уртабулакское газовое месторождение приурочено к брахиантиклинальной складке, осложняющей строение Денгизкульского поднятия. Присводовая часть складки осложнена продольным грабеном. Своеобразием геологического строения месторождения является большая мощность (до 460 м) соленосной толщи кимеридж-титонского возраста и несоответствие структурных планов по подсоловым и надсоловым отложениям. Газовая залежь заключена в карбонатных коллекторах верхнеюрского возраста.

Для гидрогеологического разреза месторождения характерно залегание вод однообразного химического состава в юрских и меловых отложениях — это воды хлоридного класса, натриевой группы, 3 типа. Водоносные комплексы отличаются между собой по минерализации и натрий-хлорному коэффициенту, причем существенное различие прослеживается в минерализации вод и внутри юрского комплекса. Воды терригенной свиты ниже-среднеюрского возраста представляют собой крепкие рассолы. Величина натрий-хлорного коэффициента изменяется от 0,66 до 0,79. В карбонатной свите верхнеюрского возраста воды имеют еще более высокую минерализацию 179—212 г/л. Воды нижнемелового комплекса также представлены крепкими рассолами (160 г/л) при несколько повышенном натрий-хлорном коэффициенте (0,84). Высокоминерализованные воды (до 50 г/л) сохраняются и в сеноман-альбском водонапорном комплексе; для этих вод величины натрий-хлорных коэффициентов достигают 0,86—0,88.

Таким образом, для месторождения Уртабулак, а также для других месторождений Чарджоуской ступени наиболее характерным является большая мощность и надежность водоупорных комплексов и повышение границы вод III класса до сеноман-альбского комплекса.

Для полноты химической характеристики вод нефтяных и газовых месторождений Бухаро-Хивинской области ниже дается краткое описание газового состава подземных вод и воднорастворенного органического вещества.

В газовом составе вод наблюдается возрастание углеводородов, сопровождаемое уменьшением дефицита насыщения вод газами, при переходе от меловых отложений к юрским. Растворенные газы юрского водоносного комплекса представлены метаном (90—96 об. %) и его гомологами (2—3 об. %). Азот представлен преимущественно биогенной формой (2—4 об. %); содержание углекислого газа не превышает 1—2 об. %, содержание гелия и аргона соответственно равно 0,08 об. % и 0,04 об. %. Газонасыщенность юрских вод в региональном плане повышается с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов и достигает предельного значения вблизи газонефтяных залежей. Воднорастворенные газы нижнемелового комплекса в приконтурных зонах газонефтяных залежей на 92—97% представлены углеводородами, в том числе на 2—2,5% гомологами метана. По мере удаления от залежей давление насыщения резко снижается, а в составе воднорастворенных газов большое значение приобретает азот (до 50—70%), причем доля биогенного азота не превышает 50% от общего содержания азота. Гелий-аргоновый коэффициент вблизи залежей равен в среднем 0,7—0,8, а на остальной территории не превышает 0,5. Повсеместно отмечается недонасыщенность вод газами; дефицит упругости достигает 0,8—0,9, уменьшаясь с приближением к залежам до 0,5—0,6. Газонасыщенность сеноманских вод очень низкая и обычно не превышает 300—500 см³/л. В составе воднорастворенных газов преобладает азот (70—86%), причем характерно почти полное отсутствие биогенного азота. Среднее содержание углекислого газа и метана составляет по 10%. Метановые газы обнаружены лишь в непосредственной близости от газо-водяного контакта. В сообщении Ю. А. Спивака (1962) утверждается, что в составе газов, растворенных в сеноманских водах, присутствует кислород (до 1%). Гомологи метана, как правило, отсутствуют. Средние содержания гелия и аргона соответственно равны 0,05 и 0,75%.

Воднорастворенные органические вещества характеризуются фоновыми значениями — органического углерода, азота и фенолов соответственно (мг/л): 2—4,0; 0,1—0,4 и 0,4. В приконтурных водах нефтяных залежей содержание органического углерода увеличивается до 8—15 мг/л (Карабаир, Шуртепе), а органического азота — до 0,9—1,2 мг/л (Карабаир, Акджар, Газли). Намечается тенденция параллельного роста содержания органического углерода в водах и газонасыщенности вод. Содержание фенолов в водах возрастает в 5 раз и более по сравнению с фоном при приближении к нефтяным и газовым залежам. (Северный и Южный Мубарек, Газли). Установлено, что содержание фенолов повышается в водах, контактирующих с легкими и малосмолистыми нефтями, с ростом содержания ароматических углеводородов в конденсатах и с увеличением газонасыщенности вод.

При оценке перспектив Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области следует учитывать, помимо вышеуказанных гидродинамических и гидрохимических показателей, палеогидрогеологические условия. Влияние современной инфильтрации на гидрогеологическую обстановку в мезозойских водоносных комплексах уменьшается с изменением возраста водовмещающих пород: если в меловых отложениях оно привело к неоднократному обновлению состава вод, то в юрских — граница замещения древних метаморфизованных вод современными ин-

фильтрационными водами расположена на ограниченном расстоянии от горной области питания.

В связи с вышеизложенным, перспективы нефтегазоносности связываются с юрскими отложениями, а также с меловыми породами участков, удаленных от областей древней и современной инфильтрации.

Ферганская нефтегазоносная область приурочена к одноименному артезианскому бассейну. Стратиграфический диапазон нефтегазоносности области весьма широк: нефтегазопроявления и скопления углеводородов в виде залежей нефти и газа прослеживаются по всему разрезу осадочного чехла. В юрских отложениях открыты газовые залежи (Северный Сох, Северный Риштан, Сарыкамыш и др.), в меловых — нефтяные и газовые (Палванташ, Южный Аламышик, Северный Сох, Северный Риштан и др.), в палеогеновых — преимущественно нефтяные (Андижан, Палванташ, Шорсу IV, Южный Аламышик и др.), в неогеновых — нефтяные залежи (Андижан, Западный Палванташ и др.).

Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа в Ферганской нефтегазоносной области определяются наличием в разрезе осадочного чехла двух регионально-выдержанных водоупоров (палеоцен-датского и верхнеэоцен-нижнеолигоценового), степенью гидрогеологической раскрытости структур и расположением их относительно горной области, создающей напоры. В нефтегазопромысловой практике приняты следующие обозначения продуктивных горизонтов: в палеогеновых отложениях — от III до X, в меловых — от XI до XXII и в юрских — от XXIII до XXVI.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее типичных месторождений.

Северо-Сохское газонефтяное месторождение расположено в южной зоне Ферганской впадины и приурочено к антиклинальной складке широтного простирания. Промышленная газонефтеносность связана с палеогеновыми горизонтами (III, IV, V, VII, VIII), газовые залежи содержатся в XIV, XVa, XVIII и XXII горизонтах меловых пород и в среднеюрских отложениях (рис. 79).

Воды юрских образований относятся к хлоридному классу, группе натрия, 3 типу. Минерализация вод достигает 100 г/л, натрий-хлорный коэффициент близок к 0,75. В небольших количествах присутствуют йод и бром.

Аналогичным классом, группой и типом характеризуются воды меловых горизонтов, однако минерализация их значительно ниже — 33—35 г/л, причем замечено уменьшение ее в западном направлении. Величина натрий-хлорных коэффициентов изменяется от 0,71 до 0,84.

В палеогеновых водоносных горизонтах, изолированных от остальной части разреза региональными водоупорами, наблюдается более сложная картина изменения минерализации и химического состава вод. На большей части месторождения (исключая ее западную часть) распространены рассолы с минерализацией 75—90 г/л (до 115—130 г/л в VII горизонте). Класс вод — хлоридный, группа — натрия, тип — III. Натрий-хлорные коэффициенты изменяются от 0,7 до 0,9. В западной части месторождения в IV—V горизонтах минерализация воды 6—8 г/л, натрий-хлорный коэффициент более единицы, класс хлоридный, группа натриевая, тип 2. В VII горизонте минерализация повышается до 23—36 г/л, тип вод сменяется со II на III при сохранении хлоридного класса и натриевой группы. В VIII и IX горизонтах отмечается снижение минерализации до 10—15 г/л с сохранением класса, группы и типа вод. В целом для Северо-Сохского месторождения прослеживается различная вертикальная гидрохимическая зональность: для

западного участка разрез от эоцена до юры имеет нормальный характер, а для остальной территории наблюдаются инверсионные гидрохимические явления при переходе от палеогеновых отложений к меловым.

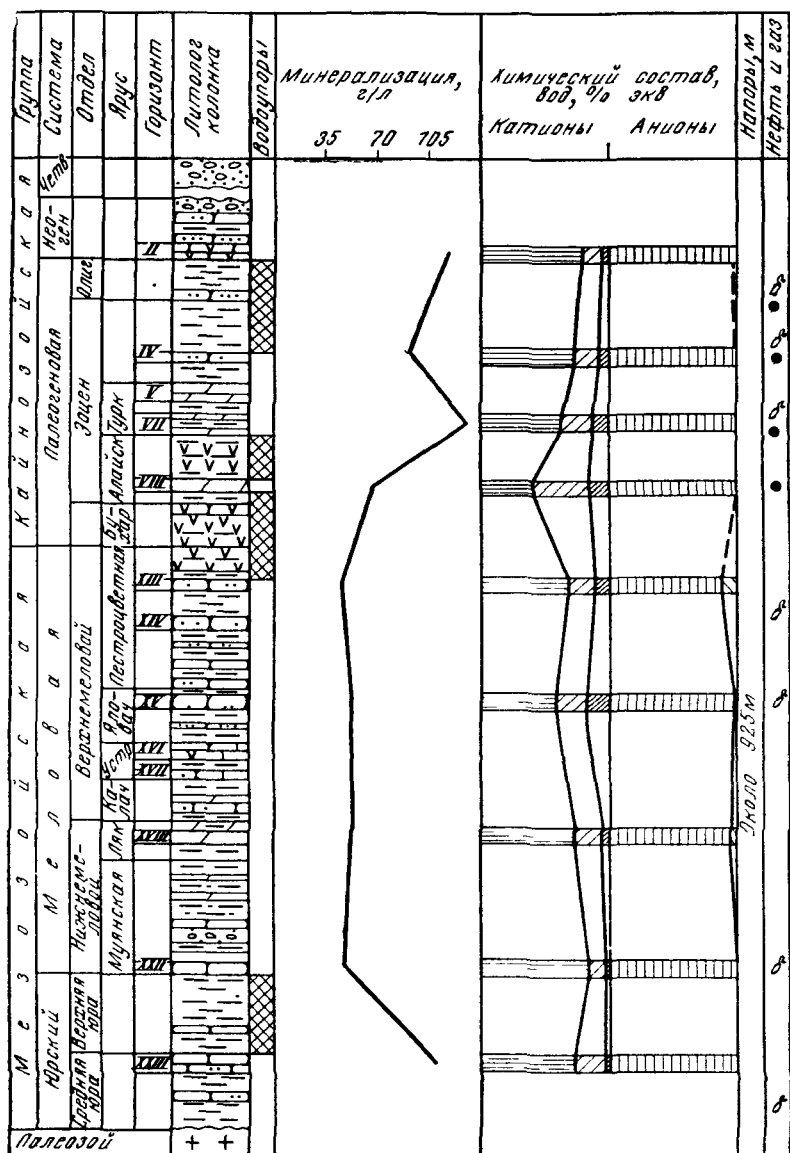


Рис 79. Гидрогеологический разрез Северо-Сохского газонефтяного месторождения Условные обозначения те же, что и на рис. 76

Приведенные напоры вод мезозойских и палеогеновых водоносных горизонтов примерно одинаковые и составляют 925 м.

Северо-Сохское месторождение занимает по отношению к горной области промежуточное положение между Гальчинским нефтяным месторождением и Северо-Риштанским газонефтяным месторождением. На Гальчинском месторождении, расположенном ближе к горной об-

ласти, воды, окружающие нефтяную залежь в V пласте палеогена, характеризуются минерализацией 1—5 г/л и пестрым составом. Преобладают воды гидрокарбонатного и сульфатного классов, группы натрия, 1 и 2 типов. Натрий-хлорный коэффициент изменяется от 1,1 до 2,7. Для Северо-Риштанского месторождения характерно залегание в юрских горизонтах более крепких рассолов (90—125 г/л) с низкими значениями натрий-хлорных коэффициентов (0,61—0,71) и аналогичных класса, группы и типа. В меловых продуктивных горизонтах распространены менее минерализованные воды хлоридного и сульфатного классов, группы натрия, 2 и 3 типов, хотя данное месторождение более удалено от горной области. Здесь вверх по разрезу меловых отложений минерализация уменьшается от 35—36 г/л в ляканской свите до 3—17 г/л в палванташской и соответственно увеличиваются натрий-хлорные коэффициенты от 0,72—0,74 до единицы. Это обусловлено тем, что свод складки размыт до алайского яруса, что привело к проникновению в меловые водоносные горизонты пресных инфильтрационных вод.

Палванташское газонефтяное месторождение расположено в юго-восточной части Ферганской нефтегазоносной области и приурочено к узкой и крутой антиклинальной складке, размытой предбактрийской эрозией до сумсарского яруса. Углы падения пород на северо-западном крыле составляют 25—30°, а на юго-восточном — до 45—70°, местами породы поставлены на голову. Складка осложнена нарушениями, разделяющими ее на несколько полей. Основные нарушения взбросового характера проходят в присводовой части структуры на её юго-восточном крыле почти параллельно простиранию складки. В палеогеновых отложениях заключены нефтяные залежи, имеющие в V, VII и VIII горизонтах газовые шапки. Газовые залежи содержатся в XII и XV горизонтах палванташской и сарытокской свит верхнемелового возраста. Непромышленная нефтяная залежь обнаружена в I горизонте неогена. Приток нефти с газом получен из юрских отложений. Гидрохимический разрез месторождения (рис. 80) характеризуется залеганием в водоносных горизонтах рассолов хлоридного класса, натриевой группы, 3 типа. При однообразии химического состава вод удаётся проследить изменение по разрезу минерализации и натрий-хлорных коэффициентов. В меловых водоносных горизонтах наблюдается увеличение минерализации от нижнемеловых (65—85) к верхнемеловым (до 180 г/л), сопровождаемое увеличением натрий-хлорного коэффициента от 0,72—0,73 до 0,88—0,89. Еще более крепкие рассолы обнаружены в эоценовых водоносных горизонтах — 200—230 г/л при величине натрий-хлорного коэффициента 0,81—0,85.

В III водоносном горизонте, отделенном от эоценовых горизонтов глинистой толщей среднего и верхнего эоцена и обнаженном во время предбактрийской эрозии, наблюдается некоторое снижение минерализации вод (до 100 г/л) и увеличение натрий-хлорного коэффициента до 0,89. Однако класс, группа и тип вод остаются прежними.

Аналогичное строение гидрохимического разреза характерно и для других месторождений Юго-Восточной Ферганы (Южный Аламышик, Андижан, Ходжиабад и др.). Однако в связи с положением Палванташского месторождения в более погруженной зоне условия водообмена в нем характеризуются большей затрудненностью, и соответственно рассольный облик вод выражен более резко. Так, в нижнемеловой свите месторождения Южный Аламышик залегают воды с минерализацией 40 г/л с натрий-хлорным коэффициентом 0,92. Опреснение связано с инфильтрацией поверхностных вод во время предбактрийской эрозии, когда свод складки был размыт до меловых отложе-

ний. Меньшее влияние оказала предбактрийская инфильтрация на состав нижнемеловых вод Ходжаосманского месторождения, находящегося в гидрогеологических условиях, промежуточных между Палван-

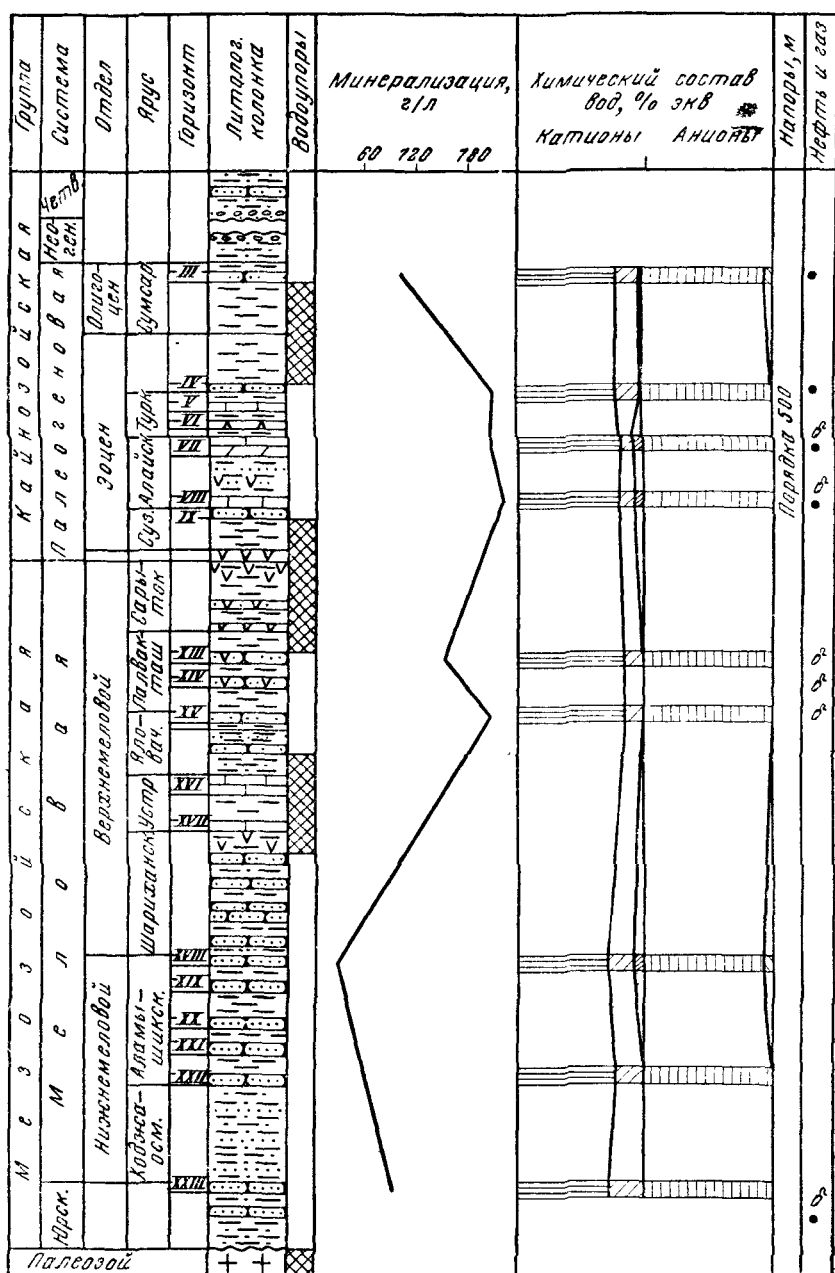


Рис. 80. Гидрогеологический разрез Палванташского газонефтяного месторождения. Условные обозначения те же, что и на рис. 76

ташским и Южно-Аламышским: минерализация вод здесь не превышает 60—80 г/л при натрий-хлорном коэффициенте 0,77. Характерным является опреснение вод в кровле нижнемеловых отложений, увеличи-

вающееся в северо-восточном направлении от Палванташа и Южному Аламышу по мере увеличения гидрогеологической раскрытости структур. Минерализация и натрий-хлорные коэффициенты изменяются следующим образом: Палванташ — 30 г/л и 0,8; Ходжибад — около 20 г/л и порядка 1, Южный Аламыш — 10—15 г/л и 1,16—1,19. При этом тип вод сменяется с 3 на 2 при сохранении хлоридного класса и натриевой группы.

Аналогичную картину зависимости химического состава пластовых вод от степени гидрогеологической раскрытости можно проследить и по сенонскому водоносному комплексу. На Палванташском месторождении распространены воды с минерализацией 200 г/л и более с натрий-хлорным коэффициентом 0,85—0,89; в пределах Ходжибадского месторождения минерализация снижается до 15—25 г/л.

Палеогеновые воды месторождений Юго-Восточной Ферганы, являющиеся более минерализованными, чем меловые, также характеризуются уменьшением минерализации, с увеличением гидрогеологической раскрытости структур: от 210—230 г/л (Палванташ), 160—180 г/л (Андижан) до 70—85 (Южный Аламыш). Класс вод сохраняется хлоридным, группа — натриевой, тип — 3.

Общая гидрохимическая инверсия разреза данной группы месторождений объясняется неравномерной промытостью отдельных водоносных горизонтов, обусловленной различием коллекторских свойств пород и колебаниями гипсометрических отметок выходов коренных пород на дневную поверхность в пределах горного обрамления артезианского бассейна. Существенную роль в гидрогеологических особенностях месторождений сыграла глубина предбактрийской эрозии, обусловившая степень гидрогеологической раскрытости структур.

Специфическими особенностями вод меловых отложений является их повышенная сульфатность, связанная с присутствием в разрезе гипсоносных свит. Для палеогеновых вод характерно высокое содержание сероводорода, обусловленное интенсивными биохимическими процессами в зоне смешения инфильтрационных и седиментационных вод.

Наманганское нефтяное месторождение расположено в северной зоне Ферганской межгорной впадины и приурочено к огромной антиклинальной складке (32×12 км) с почти горизонтальным сводом. Нефтяная залежь содержится в V пласте палеогеновых отложений. Воды палеогеновых пород представляют собой рассолы и относятся к хлоридному классу, натриевой группе, 3 типу. Минерализация вод в X горизонте равна 54—56 г/л, натрий-хлорный коэффициент составляет 0,78. Отмечено присутствие йода и брома. В VIII пласте минерализация повышается до 90—100 г/л, несколько ниже натрий-хлорный коэффициент (0,76). Для VII пласта характерны крепкие рассолы (135—170 г/л) с повышенным натрий-хлорным коэффициентом (0,87—0,88) и небольшим присутствием йода и брома. В V продуктивном пласте минерализация вод вновь снижается до 70—90 г/л при сохранении относительно высокого значения натрий-хлорного коэффициента (0,82—0,85). Таким образом, воды Наманганского нефтяного месторождения представляют собой сильно метаморфизованные воды морского генезиса, почти не испытавшие влияния инфильтрационного водообмена.

Относительно гидродинамической обстановки месторождений нефти и газа рассматриваемой территории существуют различные мнения. По данным расчета приведенных напоров подземных вод по методике А. И. Силина-Бекчурина, прослеживается уменьшение напоров в южной адырной зоне от периферических месторождений к наиболее удаленным от горной области (рис. 81). Вместе с тем, учитывая интенсивное прогибание центральной части впадины в неоген-четвертичное

время и накопление мощных молассовых толщ, следует предполагать, что месторождения погруженных областей будут находиться в условиях седиментационного водообмена.

Перспективы Ферганской нефтегазоносной области связаны с центральной ее частью, являющейся одновременно областью нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

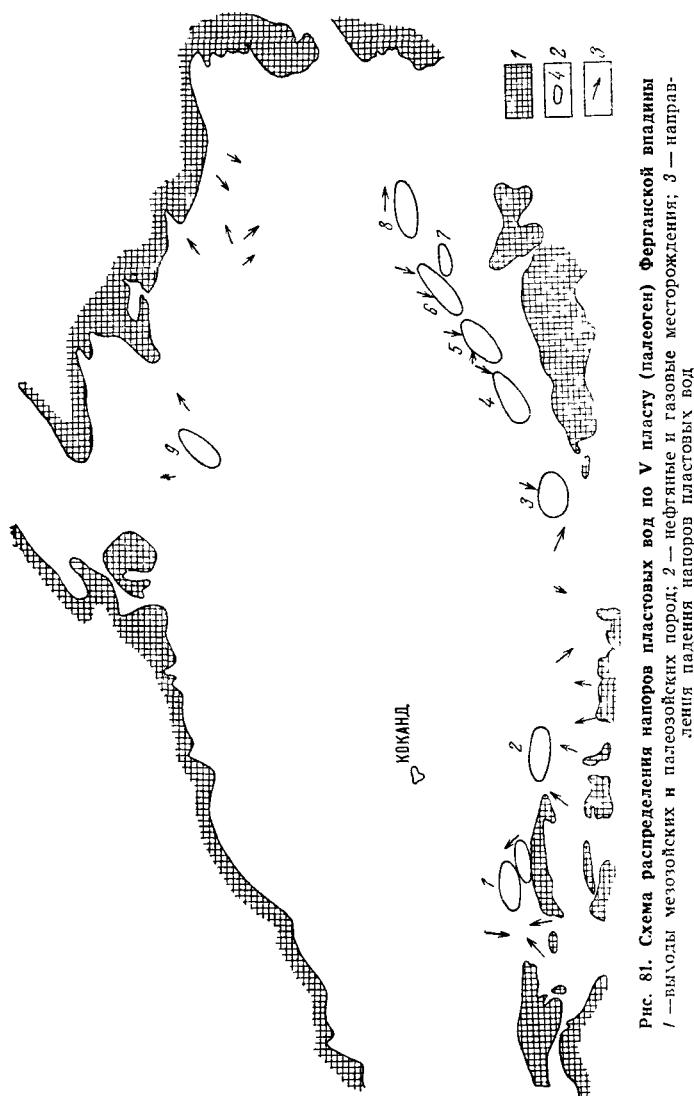


Рис. 81. Схема распределения напорных пластовых вод по V пласту (палеоген) Ферганской впадины
1 — выходы мезозойских и палеозойских пород; 2 — нефтяные и газовые месторождения; 3 — направления падения напорных пластовых вод

Сурхандарьинская нефтегазоносная область приурочена к одноименному артезианскому бассейну. Промышленная нефтегазоносность установлена для палеоценовых отложений на месторождениях Учкызыл, Хаудаг, Қокайты и Ляльмикар.

Газонефтяное месторождение **Ляльмикар** связано с антиклинальной складкой сундучного типа, асимметричного строения, осложненной в сводовой части разрывным нарушением, затухающим в отложениях бухарского яруса. В палеоценовых отложениях, перекрытых мощной толщей глин сузакского яруса, выделяется пять продуктивных горизонтов (I—V), в которых заключены сводовые газонефтяные

залежи; нефтяная залежь с газовой шапкой содержится в известняках алайского яруса. Воды продуктивных горизонтов являются рассолами и относятся к хлоридному классу, группе — натрия, 3 типу. Минерализация вод 50—60 г/л, а в V пласте — до 93 г/л. Некоторое опреснение вод наблюдается в I горизонте (до 38,4 г/л) и в алайских слоях (18 г/л). Часто в водах присутствует сероводород (до 220 мг/л), содержание которого обратно пропорционально содержанию сульфат-иона. Состав воднорастворенных газов — метановый и метаново-азотный.

Для остальных месторождений (Учкызыл и Кокайты) также характерно присутствие более минерализованных вод в нижней части продуктивных отложений, что объясняется опреснением вод верхних горизонтов в результате проникновения в них высоконапорных вод из отложений алайского яруса в процессе разбухания палеогеновых пород.

Несколько своеобразен гидрохимический разрез Хаудагского месторождения, где воды верхних и нижних горизонтов палеоцена имеют высокую минерализацию (128—139 г/л). Поскольку на этом месторождении верхне-меловые рассолы менее крепкие, чем на остальных, здесь происходит смешение вод палеоцена и верхнего мела. В региональном плане зона распространения более крепких рассолов в палеоценовых горизонтах охватывает Хаудагское и Кокайтинское месторождения; здесь прослеживается увеличение минерализации вод в юго-западном направлении от Ляльмикара до Учкызыла — в алайских отложениях от 18 до 23 г/л, а в сеноман-альбских — от 163 до 275 г/л.

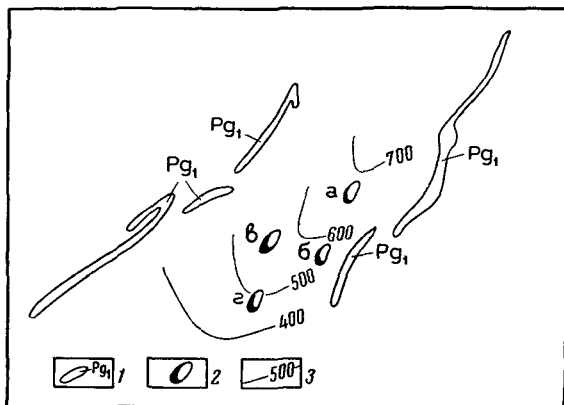


Рис. 82. Гидрогеологическая схема палеоценового водоносного комплекса Сурхандарьинской нефтегазоносной области

1 — обнажения палеогеновых пород; 2 — месторождения (буквы на карте) а — Ляльмикар, б — Кокайты, в — Хаудаг, г — Учкызыл, 3 — приведенные гидроизоэпы

Приведенные напоры вод продуктивных горизонтов уменьшаются также в юго-западном направлении от 675,5 (Ляльмикар) до 544,3 м (Хаудаг) и далее — до 503,4 м (Учкызыл, рис. 82). Одновременно снижается до единицы отношение пластового давления к условному гидростатическому. Иная картина наблюдается в сеноман-альбском комплексе, где оно увеличивается при переходе от месторождений северо-восточной области к наиболее погруженным. Можно предполагать, что палеоценовые водоносные горизонты основной областью питания имеют предгорные участки артезианского бассейна и находятся на инфильтрационном этапе кайнозойского гидрогеологического цикла, а в сеноман-альбских горизонтах продолжается седиментационный водообмен.

Перспективы Сурхандарьинской нефтегазоносной области связывают с мезозойскими отложениями, а также с палеогеновыми отложениями внутренних областей.

Устюртская нефтегазоносная область приурочена к Северо- и Южно-Устюртским артезианским бассейнам. Газовые залежи обнаружены в среднеюрских отложениях на месторождениях Шахпахты и Аламбек. Эти месторождения расположены в бортовых частях прогибов: первое — Ассакеауданского, второе — Барсакельмесского.

Нижнедоггерские водоносные горизонты, залегающие под среднеюрским водоупором, на указанных месторождениях содержат крепкие рассолы (140—160 г/л). При одинаковом анионном составе, почти нацело представленном хлор-ионом, величины натрий-хлорных коэффициентов для вод Аламбека несколько выше, чем для вод Шахпахты (0,8 против 0,7). Воды аналогичного состава и минерализации обнаружены в бат-мальмском водоносном комплексе. Класс вод — хлоридный, группа — натрия, тип — 3. В направлении к Карабаурскому поднятию прослеживается уменьшение минерализации вод — до 80—115 г/л в нижнедоггерских и до 40—60 г/л — в бат-мальмских водоносных горизонтах.

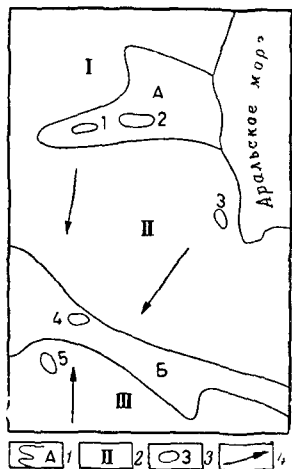


Рис. 83. Гидрогеологическая схема байосских водоносных горизонтов Устьюртской нефтегазоносной области
I — поднятия (буквы на карте А — Актумсурское Б — Карабаурское), 2 — артезианские бассейны (I — Северо-Устьюртский II — Барсакельмесский, III — Ассакеауданский) 3 — разведочные площади (цифры на схеме 1 — Теренкулук 2 — Баитерек, 3 — Аламбек, 4 — Кокбахты, 5 — Шахпахты), 4 — основные направления падения приведенных напоров и уменьшения минерализации пластовых вод

Подземные воды продуктивных горизонтов предельно насыщены газами углеводородного состава, причем в газах Аламбекского месторождения отмечено высокое содержание гомологов метана (до 25%). В направлении к областям поднятий состав газа изменяется на азотно-углекислый, а его упругость резко уменьшается. В приконтурных водах Шахпахтинского месторождения содержится повышенное содержание органического вещества (20 мг/л по органическому углероду) и очень большая концентрация фенолов (более 4,0 мг/л).

Приведенные напоры вод юрских горизонтов равны на Шахпахтинском месторождении +223 м и на Аламбекском +257 м. По направлению к Карабаурскому поднятию они уменьшаются до +128 м на площади Кокбахты (рис. 83). Подобное распределение напоров свидетельствует о сохранении в юрских отложениях месторождений Устьюртской нефтегазоносной области процессов седиментационного водообмена. Снижение минерализации юрских вод в пределах Карабаурского поднятия является результатом более ранних этапов инфильтрационного водообмена, возможно верхнеолигоцен-нижнемиоценового. Здесь в качестве поисковых критериев на нефть и газ служат высокая упругость и метановый состав воднорастворенных газов и повышенное относительно фона содержание органического углерода и фенолов.

Наиболее перспективными, по гидрогеологическим данным, являются бортовые части Барсакельмесского и Ассакеауданского прогибов.

Глава двенадцатая

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Узбекистан богат минеральными водами. Здесь выявлены сероводородные, йодоносные, радоновые и слабоминерализованные щелочные термоминеральные воды, используемые в бальнеологии.

Кроме того, широко распространены воды сульфатно-натриевые, сульфатно-хлоридно-натриевые, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные натриевые, хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые. Эти минеральные воды не имеют специфически активных микрокомпонентов. Области их распространения указаны на гидрогеологической карте.

Сероводородные воды широко развиты в пределах Ферганского и Сурхандарьинского артезианских бассейнов. Они приурочены к осадочным комплексам пород и находятся в парагенетических соотношениях с битуминозными отложениями и нефтью. Регионально сероводородные воды распространены в основном в палеогеновых отложениях. Происхождение сероводорода в водах связано с процессами восстановления SO_4 , т. е. с деятельностью сульфатредуцирующих микроорганизмов.

В Ферганском артезианском бассейне выявлено более десяти месторождений высококонцентрированных сероводородных вод.

Лечебные свойства высококонцентрированных сероводородных вод по концентрации сероводорода, минерализации и основному ионно-солевому составу не уступают широко известным сероводородным водам Кавказа (Сочи, Магеста, Талги, Сураханы и др.).

По степени концентрации сероводорода выявленные месторождения подразделяются на:

1) месторождения с весьма высокой ($\Sigma \text{H}_2\text{S} = 1000\text{—}2000 \text{ мг/л}$) и высокой ($\Sigma \text{H}_2\text{S} > 120 \text{ мг/л}$) концентрацией сероводорода — Шорсу, Северный Сох, Андижан;

2) месторождения с достаточно концентрированными сероводородными водами ($\Sigma \text{H}_2\text{S} < 120 \text{ мг/л}$) — Гальца, Чимион, Палванташ, Ходжабад, Южный Аламышик;

3) месторождения средней и низкой концентрации сероводорода — Чонгара, Шорсу и др.

Степень минерализации и химический состав сероводородных вод Ферганского артезианского бассейна различны. Они меняются от слабосоленых вод гидрокарбонатно-кальциево-натриевого состава до сильносолёных вод и рассолов хлоридно-натриевого состава. Эти изменения зависят от степени гидрогеологической раскрытости структур.

Наибольший интерес представляют сероводородные воды Чимпонского месторождения, запасы лечебных вод которого могут обеспечить строительство курорта на 1000 коек (по данным «Средазгеолминвода»). Дальнейшее расширение сети санаторно-курортного строительства следует продолжать на базе минеральных вод месторождений Андижан, Северный Сох, а месторождения Шорсу, Палванташа, Ходжабада, Южный Аламышик могут использоваться как лечебницы местного значения.

В Сурхандарьинском артезианском бассейне сероводородные воды приурочены к известнякам и доломитам алайского и бухарского ярусов палеогена. Воды термальные высоконапорные, дебиты скважин при самоизливе составляют 5,8—13,8 л/сек. Воды высокоминерализованные, преимущественно хлоридные натриевые, реже хлоридно-сульфатные натриевые. Здесь известны месторождения Учкызыл, Кокайты, Ляльмикар, Джайранхана, Хаудаг.

Большой практический интерес представляет месторождение Джайранхана, расположенное в южной части бассейна. Здесь в известняках бухарского яруса вскрыты фонтанирующие высокотермальные (65° С) воды с содержанием свободного сероводорода 70—80 мг/л. На базе их создан областной бальнеологический стационар Джайранхана.

Перспективным является также месторождение Учкызыл.

Сероводородные воды, выявленные в прекрасных природных условиях (Ферганский, Сурхандарьинский артезианские бассейны), могут полностью обеспечить перспективу развития бальнеологических лечебниц не только для Узбекистана, но и для Средней Азии.

Йодоносные воды. Большой интерес представляют минеральные йодоносные воды Чартака и Намангана (Ферганский артезианский бассейн). Они приурочены к отложениям массагетского яруса неогена.

Чартацкая минеральная вода относится к высокоминерализованным (до 60 г/л) гипертермальным (температура 49,5° С), хлоридно-натриево-кальциевым, слаборадиоактивным, газифицирующим азотом водам. Дебит скважин при самоизливе составляет 1—5 л/сек.

Чартацкие минеральные воды по комплексному сочетанию химических элементов представляют большой практический интерес. На базе этих вод функционирует курорт «Чартак».

Наманганские воды аналогичны чартацким. В микрорайоне г. Намангана на их базе строится бальнеологическая лечебница.

Радоновые воды на территории Узбекистана изучены слабо. Наиболее богатыми по содержанию радона являются источники Чаткало-Кураминского горного массива, выходящие из метаморфической толщи палеозоя. Так, на южном склоне Кураминского хребта, сложенного трещиноватыми изверженными породами в шахтных водах содержание колеблется.

$$M_{0,7} \frac{HCO_3 84 \text{ Cl } 11}{Ca 49 \text{ Na } 26 \text{ Mg } 20} t^{\circ} 16.$$

В районе курорта Шахимардан известны источники с содержанием радона от 27 до 81 эман/л.

Большой интерес представляют термальные радиоактивные воды источника Арасан-Булак, приуроченного к трещиноватым гранитам в Чаткальском хребте. Вода источника термальная 37° С, сульфатно-натриевая, пресная с содержанием радона 50 эман/л.

$$M_{0,23} \frac{SO_4 67 \text{ (Cl } 11 \text{ HCO}_3 \text{ 11)}}{Na 81 \text{ (Ca } 16)} t^{\circ} 37.$$

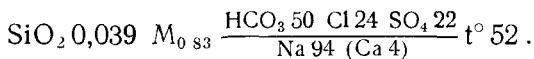
Известны также источники с повышенной радиоактивностью в районе Джигристанского месторождения каолинов (в долине р. Аханга-ран) с содержанием радона от 2,6 до 17,2 *эман/л*.

Несколько повышенная радиоактивность отмечена среди подземных вод нефтяных месторождений в Ферганском, Сурхандарьинском и Амударьинском артезианских бассейнах.

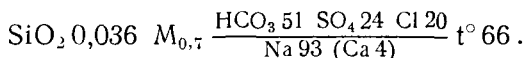
Слабоминерализованные щелочные термоминеральные воды получили развитие в Приташкентском, Ферганском и Зарафшанском артезианских бассейнах.

В Приташкентском артезианском бассейне минеральные воды приурочены к сеноманскому горизонту верхнего мела и вскрываются на глубинах от 800 до 2080 м. Воды напорные, самоизливающиеся (избыточное давление на устье — 18—20 ат), температура на устье от +42 до +67° С. Средние удельные дебиты скважин 0,7—1,2 л/сек. Минерализация колеблется от 0,5 до 0,9 г/л. Состав воды гидрокарбонатный натриевый, с несколько повышенным содержанием хлоридов, иногда — сульфатов, кремнекислоты (0,03—0,04 г/л), метаборной кислоты (0,0063 г/л), а также некоторых микроэлементов, обнаруженных спектральным путем (Si, Al, Fe, Ti, Mo, Mg, V). Содержание урана от $4,8 \cdot 10^{-6}$ до $8,12 \cdot 10^{-6}$, радия — от $9,9 \cdot 10^{-12}$ до $1,4 \cdot 10^{-12}$ г/л и радона — от 3,07 до 7,8 *эман*. Состав растворенного азота 72,8—89,6%, кислорода — 12—18,6%, углекислого газа — 0,5—8,9%. Вода мягкая, щелочная, общая жесткость 1,5—2,5 мг/л, pH=7,2—8,2.

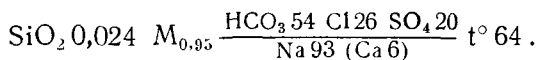
Ташкент, парк «Победы», скв. 1.



Ташкент, стадион «Пищевик».



Селение Кибрай, скв. 1, Институт ядерной физики.

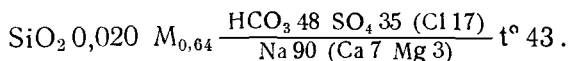


Эксплуатационные запасы этих вод, утвержденные в ГКЗ для района г. Ташкента (при условии самотечного отбора воды в течение 25 лет), составляют 1445 м³/сутки. На базе этих вод функционируют бальнеологические стационары, Чинабадский санаторий, бальнеологическая лечебница в Келесе, санаторий «Ботаника». Кроме того, щелочные воды широко применяются для бутылочного розлива и реализуются как «Ташкентская минеральная вода».

Дальнейшее использование ташкентских минеральных вод целесообразно в бальнеологических целях путем организации новых лечебных учреждений в г. Ташкенте и его окрестностях.

В Ферганском артезианском бассейне аналогичные воды вскрыты в центральной части бассейна, в песчаниках бактрийского яруса неогена на глубинах 1000—1200 м. Воды с минерализацией до 1 г/л, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, с температурой до 45° С на изливе.

Ванновская (или Кызылтепе), скв. 1, глубина 800—1050 м.



Избаскент, скв. 4 «В».

$$M_{0,8} \frac{HCO_3 57 SO_4 35 Cl 31}{Na 79 (Ca 11 Mg 8)} t^\circ 35,5.$$

Капчигай, роторная скважина.

$$SiO_2 0,032 M_{1,0} \frac{SO_4 68 (HCO_3 17 Cl 15)}{Mg 40 Ca 33 Na 23} t^\circ 25.$$

Чартак, скв. 32.

$$SiO_2 0,010 M_{0,5} \frac{SO_4 45 HCO_3 40 (Cl 15)}{Mg 39 Ca 38 Na 21} t^\circ 30.$$

Дебиты скважин при самоизливе равны 10—20 л/сек. На базе этих вод в районе железнодорожной станции Ванновской (пос. Кызыл-тепе) функционирует бальнеологическая лечебница местного значения. Кроме того, эти воды после газирования, реализуются под названием «Ферганская минеральная вода».

Аналогичные термальные слабоминерализованные воды получены из отложений верхнего мела.

В Зарафшанском артезианском бассейне слабоминерализованные щелочные воды приурочены к конгломератам и гравелитам верхнего мела. Вскрыты близ ст. Нагорная и южнее ее — на территории совхоза «Улус», на глубинах от 140 до 602 м. Воды сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 1,02—1,04 г/л, температурой от 25 до 45° С. В воде имеется в небольшом количестве бром, а также следы Мо, Си, Zi, Sr обнаруженных спектральным путем.

Станция Нагорная, совхоз «Каттакурган», скважина глубиной 602 м.

$$M_{1,2} \frac{SO_4 49 Cl 32 (HCO_3 19)}{Na 74 (Ca 17 Mg 9)} t^\circ 45,$$

Совхоз «Улус», 19 км южнее ст. Нагорная, скважина глубиной 165,0 м.

$$M_{1,04} \frac{SO_4 46 Cl 36 (HCO_3 18)}{Na 54 Mg 24 Ca 22} t^\circ 25,4.$$

Дебит скважин при самоизливе 18—20 л/сек. Воды используются как лечебные бальнеологической лечебницей Самаркандского областного отдела здравоохранения.

Сульфатно-хлоридно-натриевые воды без специфически активных компонентов широко развиты в Амударьинском артезианском бассейне. Приурочены к пескам и песчаникам турон-сенонских и сеноманских отложений верхнего мела и вскрываются на глубинах от 130—150 до 950—1000 м. Дебиты скважин при самоизливе меняются от нескольких до 10 л/сек. Температура воды от +27° до +40° С. Воды, как правило, слабосоленые с минерализацией от 3 до 5—10 г/л и повышенным содержанием йода, брома и некоторых других рассеянных элементов радона (до 43 единиц Маха).

Такие воды вскрыты в районе Газлинского нефтегазоносного месторождения, под г. Бухарой и в районе пос. Каракуль.

Бухара, дом отдыха Махаса, скважина глубиной 1089 м.

$$SiO_2 0,008 M_{2,8} \frac{SO_4 67 Cl 28 (HCO_3 5)}{Na 72} t^\circ 45.$$

Поселок Каракуль, глубина отбора 650 м.

$$M_{4,6} \frac{SO_4 64 Cl 32}{(Na + K) 88} t^\circ 42,5.$$

Поселок Газли, на глубине 407,0 м.

$$M_{7,7} \frac{SO_4 64 Cl 34}{(Na + K) 64 Mg 23} t^{\circ} 24.$$

В связи с открытием крупных нефтегазоносных и газовых месторождений увеличивается рост населения, строятся крупные поселки. Поэтому создание своей курортной базы здесь является необходимостью.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Узбекистан характеризуется широким развитием высокотемпературных, нередко самоизливающихся подземных вод, приуроченных к различным стратиграфическим комплексам осадочных образований. Повсеместно термальные воды являются и минеральными.

Данные геотермических исследований обобщены в работах Л. Е. Михайлова (1962), Б. А. Бедера (1963), В. Н. Корценштейна (1963) и др.

На рис. 84 отражены закономерности распространения термальных вод. При выделении температурных зон принята классификация ВСЕГИНГЕО (Маврицкий Б. Ф., 1964 г.).

Ниже дается краткая характеристика термальных вод по артезианским бассейнам.

Центрально-Кызылкумская группа артезианских бассейнов является перспективной на термальные воды. Неглубокое залегание их (100—300 м), большие напоры, незначительная минерализация (1—10 г/л) и высокие дебиты (до 40 л/сек), а также наличие потребителя (новые города и поселки) позволяют расценивать этот район как один из наиболее перспективных для использования.

Термальные воды приурочены к лёссовым отложениям и вскрываются в центральных частях артезианских бассейнов. По периферии бассейнов, где меловые отложения залегают близко или выходят на поверхность, как правило, развиты холодные воды с температурой до 20°С.

В областях питания (горные поднятия) подземные воды формируются как хлоридные, натриевые с температурой до 20°С и минерализацией 3—10 г/л.

Центральные части артезианских бассейнов характеризуются водами менее минерализованными от 1 до 3 г/л. Это в основном уже сульфатные термальные воды с температурой 32—40°С. Такая закономерность нарушается в зонах крупных разрывных нарушений, где наблюдается опреснение водоносных комплексов, сопровождающееся повышением температуры воды.

Многочисленные устьевые замеры позволили выявить аномальные зоны, где наблюдается увеличение геотермического градиента в кровле верхнего мела до 12—40°С/100 м, в то время как нормальным для данной территории является 3,55°С/100 м. Так, в Мынбулакском артезианском бассейне на глубине 268 м, в отложениях мела вскрыты воды с температурой 37,5°С, а согласно расчетам воды с этой температурой должны залегать на глубине 700—800 м. Геофизическими электроразведочными работами выявлен здесь разлом, вытянутый в северо-западном направлении, наличием которого и объясняется описанный выше аномальный участок повышенных температур. Подобные аномальные зоны отмечены в Карагатинском и в других артезианских бассейнах Кызылкума.

Скважинами палеозойский фундамент не вскрыт и не опробован. Экстраполируя величину геотермического градиента на глубину (с уче-

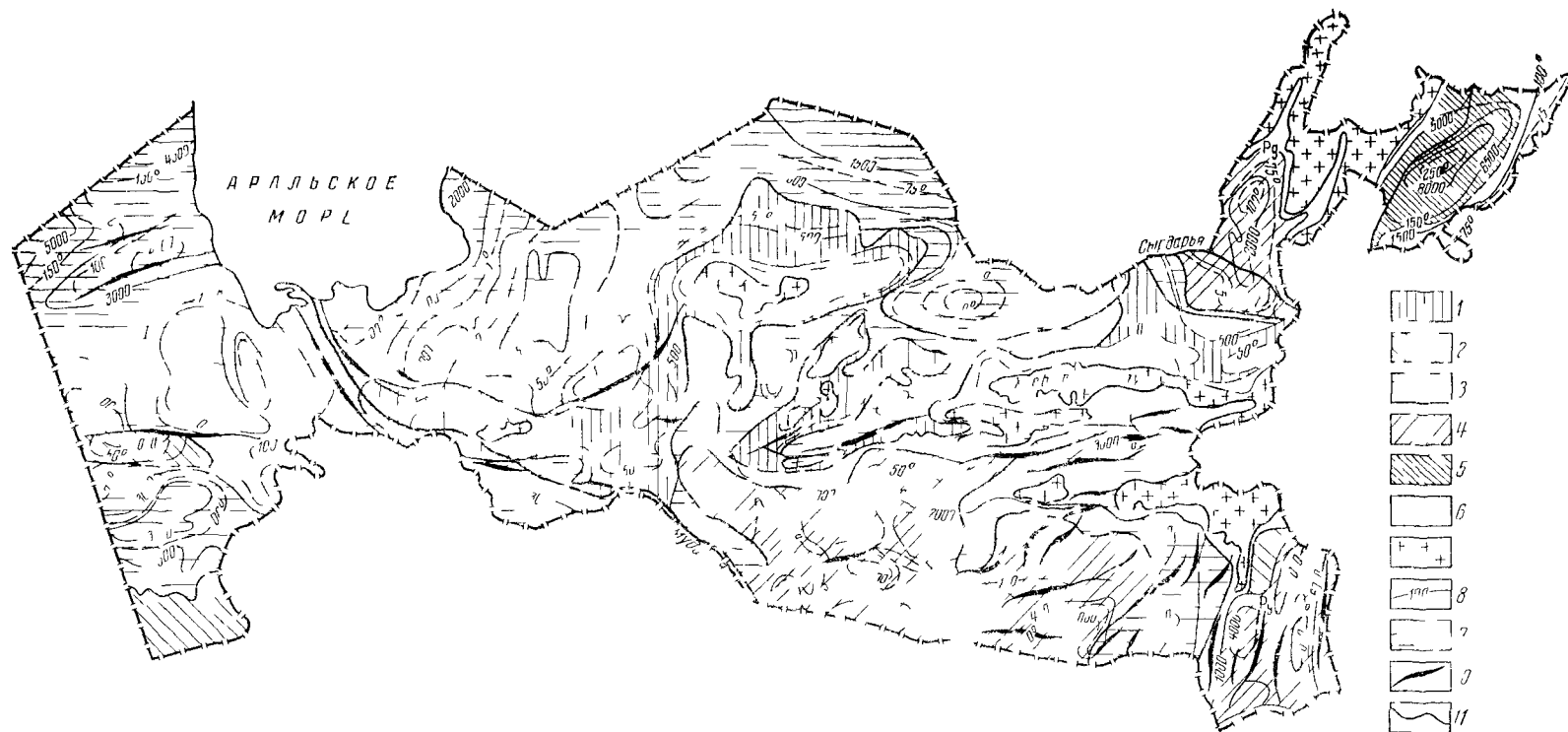


Рис 84 Схематическая карта распространения термальных вод

Площади распространения первых от поверхности земли водоносных комплексов содержащих термальные воды 1 — палеозойского 2 — юрского 3 — мелового 4 — палеогенового 5 — неогенового 6 — площади распространения нетермальных вод в пределах первого от поверхности земли водоносного комплекса, 7 — площади выхода на поверхность палеозойских отложений 8 — стратонизогипсы по поверхности палеозойского фундамента 9 — изотермы по поверхности палеозойского фундамента 10 — тектонические нарушения 11 — границы распространения стратиграфических комплексов

том выявленных закономерностей), можно предположить, что непосредственно в зонах разломов температура воды верхнемелового водоносного комплекса составит 50—60° С, на контакте с палеозоем 80—90° С.

Глубокое разведочное бурение в Кызылкуме откроет более интересные перспективы в отношении использования термальных вод, но уже сейчас возможность использования их в сельском хозяйстве очевидна.

Приташкентский артезианский бассейн. Первым от поверхности комплексом, содержащим термальные воды, является палеогеновый. Наиболее изучен он в северо-восточной части бассейна (в долине р. Ахангарана), где вскрывается на глубинах от 350—770 м. Воды самоизливающиеся (0,1—23,5 л/сек), термальные, слабоминерализованные, с плотным остатком не более 2 г/л. Температура воды на изливе в скважинах составляет 34—43° С. Для остальной части бассейна сведений о температурном режиме подземных вод палеогена не имеется.

Однако, экстраполируя величину среднего геотермического градиента данной территории на глубину, можно прогнозировать температуры по поверхности комплекса, которые составляют 40—50° С. Геотермический градиент, характеризуя темп нарастания температуры воды с глубиной, колеблется в Приташкентском артезианском бассейне от 3 до 4,3° С/100 м, возрастая от наиболее погруженной части бассейна к периферии.

Наибольший интерес представляют напорные термальные воды верхнего мела, впервые вскрытые в 1948 г. Температура воды периферийных скважин составляет 34—45° С, а в центральной, наиболее глубокой части бассейна она достигает 65—70° С. В наиболее погруженных частях бассейна температура согласно геотермическому градиенту составит 80° С.

Термальные воды верхнего мела Приташкентского бассейна слабоминерализованные (0,6—1,0 г/л), гидрокарбонатно-натриевые с несколько повышенным содержанием хлоридов и сульфатов.

Преобладающим среди растворенных и спонтанных в воде газов является азот (от 80—90%).

В пределах узбекской части Приташкентского бассейна отложения юры не вскрыты. Граница распространения их показана на карте термальных вод (по данным Станкевича). В зависимости от глубины залегания юрских отложений расчетные данные температур по поверхности распространения составят согласно геотермическому градиенту 25—90° С.

В известняках палеозоя вскрыты самоизливающиеся термальные воды с расходом 20—40 л/сек и температурой на изливе 55° С. Максимальная температура наиболее погруженной части палеозойского фундамента 125° С.

В периферийной части Приташкентского бассейна выявлены аномальные участки. Так, скважиной, расположенной в 10 км к востоку от с. Теляу, на глубине 400 м вскрываются воды с температурой 36° С на изливе. Это указывает, по-видимому, на существование в палеозойском фундаменте разлома, являющегося дополнительно проводником глубинного тепла. В 1965—1966 гг. В. О. Волейшо и А. В. Гребенниковым были подсчитаны эксплуатационные запасы термальной воды по сеноманскому водоносному горизонту в пределах территории г. Ташкента (65 л/сек).

Выявленные ресурсы незначительны и не позволяют ставить вопрос о широком использовании их для целей теплофикации. Эти воды широко используются в бальнеологии.

Зарафшанский артезианский бассейн в отношении термальных вод изучен слабо. Термальные высоконапорные воды вскрыты глубокими скважинами в отложениях бухарского яруса палеогена и верхнего мела. Подземные воды — слабоминерализованные (до 2 г/л), в основном — хлоридного натриевого и сульфатно-натриевого типа, пластовые. Температуры, рассчитанные по поверхности комплекса, изменяются от 22 до 103°С, в зависимости от глубины залегания последнего. С глубиной залегания увеличивается и температура воды фонтанирующих скважин. Так, температура воды Каттакурганской скважины достигает 45°С (глубина 600 м), а в совхозе Улус — 25,4°С (глубина 142 м). Расходы скважин при самоизливе достигают 17 л/сек. Термальные воды палеозоя не изучены. Можно предположить наличие в них самоизливающихся термальных вод с максимальной рассчитанной температурой 117°С.

Прогноз температурных зон поверхностей подземных вод мела и палеозоя дан согласно геотермическому градиенту, равному для данной территории 3,3°С/100 м.

Термальные воды бассейна широко используются в лечебных целях. Можно предположить, что с увеличением глубин бурения будут вскрыты новые водоносные горизонты с термальными водами, имеющими практическое значение.

Сурхандарьинский артезианский бассейн в геотермическом отношении изучен очень слабо. Характеристика глубоких водоносных комплексов дана на основании расчетов в соответствии с геотермическим градиентом — 2,7°С/100 м.

Температура подземных вод из отложений алайского яруса в зависимости от глубины его залегания колеблется на изливе от 24,2 до 46°С. В западной и в юго-западной частях бассейна, в связи с погружением водоносного горизонта, пластовые температуры составляют 100—150°С. В краевых частях бассейна, где верхнемеловые отложения залегают сравнительно неглубоко, формируются воды с температурой 11—18°С.

Центральная часть бассейна характеризуется развитием термальных верхнемеловых вод с температурой 37—45°С на изливе. При этом чем больше дебит скважины, тем выше температура воды. Нижележащие водоносные комплексы не изучены, в связи с чем приведены прогнозные пластовые температуры.

Воды нижнемеловых отложений в зависимости от глубины их залегания будут характеризоваться температурами 50—150°С (4500 м). Преобладающими температурами подземных вод юрских отложений будут, по-видимому, 100—180°С при глубине их залегания от 2000 до 5000 м.

Максимальная температура палеозойского фундамента согласно экстраполяции составит 250°С (8000 м). Расчет прогнозных температур производится согласно экстраполяции геотермического градиента, равного для данной территории — 2,7°С/100 м.

Вопросы использования термальных вод артезианского бассейна, как и других бассейнов Узбекистана, должны решаться комплексно.

Амударьинский артезианский бассейн. Структурное строение бассейна и литологический состав благоприятны для образования термальных вод. Первым от поверхности, содержащим термальную воду, является палеоген-сенон-туронский комплекс. В областях питания формируются воды этого комплекса с температурой до 20°С на изливе. Погружаясь на глубину, эти воды становятся термальными. Так, пластовые температуры в районе г. Гиждувана составляют 60°С.

Наибольший интерес представляют высоконапорные воды сеноманских и средне-верхнеальбских отложений. Температуры этих вод на глубине изменяются в зависимости от расходов скважин. Так, на площади Карабаур были вскрыты воды этих отложений с температурой 55°C на изливе при расходе $8,5 \text{ л/сек}$, в то время как на площади Ходжикудук вскрыли воду с температурой 46°C на глубине при расходе $2,5 \text{ л/сек}$.

Пластовые температуры вод этого комплекса согласно экстраполяции геотермического градиента на глубину в местах их максимального погружения (Рометанский прогиб) составят $75\text{—}100^{\circ}\text{C}$.

Воды юрских отложений имеют повсеместное распространение. Зона распространения низких температур ($0\text{—}20^{\circ}\text{C}$) совпадает с областью питания подземных вод. По мере погружения юрских отложений в юго-западном направлении наблюдается постепенное увеличение температуры подземных вод, которое достигает в местах максимального заглубления $100\text{—}150^{\circ}\text{C}$ (согласно экстраполяции геотермического градиента на глубину).

Термальные воды юрских отложений отличаются высокой минерализацией. Вследствие незначительных расходов, характеризующих водообильность юрских отложений, температуры этих вод на изливе незначительны — $40\text{—}50^{\circ}\text{C}$.

В силу этого и высокой минерализации подземных вод юрских отложений они не будут иметь практического значения с точки зрения использования их как термальные.

Подземные воды палеозойских пород в пределах бассейна замерами температур не охарактеризованы. Изотермы по поверхности фундамента проведены прогнозно. Относительно неглубокому залеганию палеозоя (до 500 м) соответствуют температурные зоны $20\text{—}50^{\circ}\text{C}$. В местах глубокого погружения (до 5000 м) палеозойские отложения характеризуются развитием температур $150\text{—}190^{\circ}\text{C}$ (район Бешкентского прогиба).

В Амударьинском артезианском бассейне самоизливающиеся термальные воды мезозойских отложений получили свое развитие преимущественно в пределах Бухарской ступени.

В связи с этим при оценке практического значения термальных вод с принудительным отбором необходимо учитывать технико-экономические расчеты и эффективность их использования.

В Ферганском артезианском бассейне наиболее перспективными являются комплексы бактрийской и массагетской толщ неогена и отложений палеогена.

Воды бактрийского яруса вскрыты как в равнинной, так и в адырной частях артезианского бассейна. Воды напорные, самоизливающиеся термальные ($41\text{—}43^{\circ}\text{C}$). Наибольший интерес представляют пресные воды (скв. Ванновская), широко используемые для розлива. Воды массагетских отложений в краевых частях бассейна вскрываются на глубине $450\text{—}1000 \text{ м}$, а напорные воды этого комплекса имеют температуру 72°C на изливе. Они вскрыты в районе ст. Чартак, близ Намангана. Пластовые температуры, рассчитанные по поверхности комплекса экстраполяцией, согласно величины геотермического градиента изменяются на глубину от 20 до 75°C .

Водоносный комплекс палеогеновых отложений изучен только в северной и южной частях бассейна. Он содержит напорные, преимущественно самоизливающиеся термальные (до 40°C на изливе) воды (Чимион, Андижан).

В центральной части бассейна предполагается наличие напорных самоизливающихся вод с пластовой температурой 150—160° С (согласно расчетам) при глубине залегания этих отложений 4800—6600 м.

Воды меловых отложений изучены слабо. Вскрыты они лишь в южной и восточной частях бассейна и имеют температуры 40—45° С на изливе. В центральной части бассейна воды предположительно сильно-минерализованные, напорные; температуры согласно расчетам составят 150—170° С (в зависимости от глубины залегания комплекса 5000—7000 м).

Воды юрских и палеозойских отложений не изучены. Пластовые температуры их в центральной части бассейна соответственно составят при глубине 4500—7000 м 150—180° С и 200° С при глубине 8500 м.

Для Ферганского артезианского бассейна в целом отмечается равномерная последовательность смены температурных зон от периферии к центру, что обусловлено увеличением глубины залегания палеозойского фундамента.

Выделение температурных зон по комплексам производилось путем экстраполяции геотермического градиента на глубину. Последний возрастает от наиболее погруженной части бассейна (2,05° С/100 м) к периферии (3,2° С/100 м).

Поскольку термальные воды Ферганского бассейна имеют высокую минерализацию и небольшие расходы, использование их должно быть комплексным в сочетании с основным бальнеологическим направлением.

Сырдарьинский артезианский бассейн представляет область неглубокого залегания палеозойских отложений, что наложило отпечаток на формирование термальных вод района.

В настоящее время с достаточной достоверностью изучена водоносность верхнего мела. Температуры напорных вод в зависимости от глубины вскрытия изменяются от 30 до 45° С на устье скважины. Термальные воды отсутствуют в краевых частях бассейна, где меловые отложения выходят на поверхность или перекрыты отложениями небольшой мощности четвертичного и плиоценового возрастов. В Сырдарьинском артезианском бассейне, как и в Центральном Кызылкуме, формирование термальных вод связано с подтоком вод палеозоя в вышележащие мезозойские отложения. Вследствие этого отмечаются отдельные участки, где температура резко возрастает (р-н Тумарастау), причем наличие температурных аномалий не зависит от глубины залегания палеозойского фундамента. В этих зонах наблюдается резкое увеличение геотермического градиента — до 7—8° С/100 м. Это явление объясняется нарушенными условиями теплопередачи, в результате чего к кровле мезозоя поступает больше тепла, чем в других местах. По мере удаления от гор трещинные воды, циркулирующие по разломам, погружаются на глубину, значительно превышающую глубину залегания поверхности палеозойского фундамента, и за счет глубинного источника тепла нагреваются до высокой температуры.

Выявленные закономерности изменения величины геотермического градиента позволяют предположить, что непосредственно на линии разломов температура воды верхнемелового водоносного комплекса может достигать 50—60° С, а на контакте с палеозоем — даже 80—90° С. Юрские отложения имеют ограниченное распространение. Водоносность их не изучена. По поверхности юрских отложений прогнозируются температурные зоны от 50 до 100° С.

Группа Устюртских артезианских бассейнов в геотермическом отношении изучена слабо. Верхнемеловые отложения являются на исследуемой территории первым комплексом, содержащим термальные воды.

В Карабаурском валу меловые отложения залегают близко от поверхности. Этим объясняется приуроченность к нему зоны холодных вод с температурой до 20°C . Воды преимущественно минерализованные, хлоридные натриевые. К наиболее погруженным участкам бассейна (Барсакельмесская впадина) приурочена зона распространения вод с пластовой температурой $50\text{--}75^{\circ}\text{C}$.

Температуры по поверхности юрского водоносного комплекса согласно экстраполяции геотермического градиента — $2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ будут изменяться от $20\text{--}50$ до $75\text{--}100^{\circ}\text{C}$. Максимальная температура по поверхности палеозойского фундамента в центре Барсакельмесской впадины на глубине 5000 м прогнозно составляет свыше 150°C .

Из краткого обзора видно, что термальные воды в пределах Узбекистана имеют широкое развитие. Наиболее перспективными площадями, где практическое использование термальных вод экономично, целесообразно и технически осуществимо, являются Приташкентский, Ферганский, Сырдарьинский и Центрально-Кызылкумская группа артезианских бассейнов. В этих районах термальные воды могут быть получены самоизливом (статические напоры над устьем $15\text{--}100\text{ м}$), с дебитами до 20 л/сек и более.

Глава тринадцатая

ВЛИЯНИЕ ТАШКЕНТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

26 апреля 1966 г. в г. Ташкенте произошло землетрясение силой до 8 баллов. Гипоцентр землетрясения находился под центральной частью города на глубине 8 км. К окраине города сила землетрясения убывала до 6 баллов.

После главного толчка продолжительное время (более 2 лет) наблюдались дополнительные толчки (афитершоки), количество которых превысило 700. Шесть из них имели силу не менее 7 баллов. Причиной землетрясения являлись неотектонические движения по региональным разломам, разбивающим палеозойский фундамент Приташкентского артезианского бассейна.

По данным геофизических исследований (Х. Т. Туляганов, В. Г. Гарьковец, А. Г. Хваловский, Н. Б. Вольфсон, И. В. Померанцева), в районе г. Ташкента выделяются две системы глубинных разломов (рис. 85): 1) северо-западного направления — Восточно-Алмалыкский, Западно-Алмалыкский и 2) северо-восточного направления — Каракамышский, Ташкентский, Чирчикский. Блоки палеозойского фундамента, очерченные этими разломами, переместились во время альпийского тектонического цикла на 12—14 км в западном направлении. Внутри блоков имеются северо-восточные разломы второго порядка, по которым происходили вертикальные подвижки. В связи с этим глубина залегания фундамента в пределах г. Ташкента изменилась от 1390 до 2300 м.

Наиболее подвижным в четвертичный период был центральный блок (между Каракамышским и Ташкентским разломами), сохраняющий и до сих пор тенденцию к движению по Ташкентскому разлому на запад. Поэтому здесь накапливаются тектонические напряжения, разрядка которых происходит в виде надвигов в зоне Восточно-Алмалыкского разлома. Эта зона отличается особенно высокой сейсмической активностью. Здесь же сгруппированы и все гипоцентры Ташкентского землетрясения.

Для изучения влияния землетрясения на подземные воды геологическими организациями были усилены ранее начатые наблюдения за гидродинамическим, гидрохимическим и газовым режимом сеноманского водоносного комплекса, содержащего «ташкентскую минеральную воду».

В районе г. Ташкента на сеноман пробурено 15 скважин, из которых 11 располагаются в самом Ташкенте и его ближайших окрестнос-

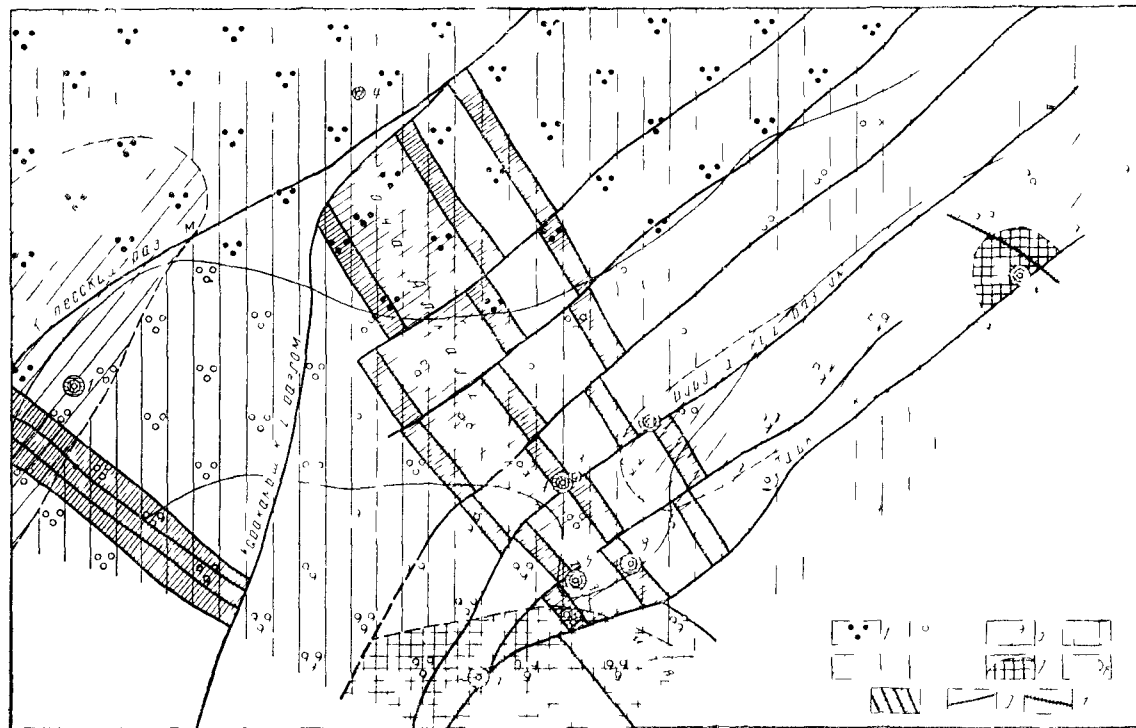


Рис 85 Гидрохимическая схема сеноманского водоносного комплекса района г Ташкента

Плотный остаток (до и после землетрясения) 1 — до 0,5 г/л 2 — 0,5—1 г/л 3 — более 1 г/л

Гидрохимический тип воды (до и после землетрясения)

4 — гидрокарбонатно-сульфатный, 5 — гидрокарбонатно-хлоридный 6 — хлоридно-гидрокарбонатный 7 — гидрокарбонатный

8 — содержание микрокомпонентов по скважинам а — урана, б — мышьяка

Разломы (по Н. Б. Вольфсону и А. Г. Хвачовскому)

9 — Алмалыкские, 10 — северо-восточного простирания 11 — прочие

тых. Палеозой на территории города вскрыт двумя скважинами (11 и 12), но притока воды из него получено не было. Юрские отложения в разрезах этих же скважин отсутствуют. В скв. 11 нет также и нижнего мела (на палеозое лежит сеноман); скв. 12 нижний мел встречен, но испытания его не производились, так как уровень воды (после очистки скважины от глинистого раствора) установился на глубине 80 м. Анализ пробы воды показал следующий состав:

$$M_{2,8} \frac{SO_4 49 Cl 28 HCO_3 23}{(Na + K) 92}.$$

В других скважинах, вскрывших в некоторых случаях нижний мел, он не опробовался, так как скважины имели чисто эксплуатационное назначение и бурились специально на сеноман. Сеноманский водоносный комплекс залегает в пределах г. Ташкента на глубине 1100—1200 м. Эффективная мощность его составляет в среднем 80 м. Водопроводимость изменяется от 4 до 36 м²/сутки, коэффициент пьезопроводности равен $6,1 \cdot 10^5$ м²/сутки (по результатам опытных выпусков из эксплуатационных скважин), температура воды составляет 42—67° С.

Общий эксплуатационный отбор термальных вод из скважин При-ташкентской группы составляет 3,5 тыс. м³/сутки. Отбор производится на самотечном режиме через штуцера, ограничивающие выпуск воды из скважин. Пьезометрические уровни воды в скважинах непрерывно снижаются как вследствие взаимодействия при вводе в эксплуатацию новых скважин, так и в результате сработки упругих запасов при постоянном отборе воды. В последние годы установился почти постоянный темп снижения уровня — около 3—4 м/год. Общая сработка уровня в центральной части районной депрессии (городские скважины) на 1967 г. достигла 85—112 м.

По химическому составу вода в сеномане неоднородна; прослеживаются три зоны с различным типом минерализации воды. В северной части г. Ташкента и прилегающих окрестностях термальные воды имеют гидрокарбонатно-сульфатный натриевый состав (скв. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 14). В полосе шириной 3—4 км, вытянутой между скв. 9 на юго-западе и 7, 10 на северо-востоке (между Бурджарским и Ташкентским разломами) состав изменяется на гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Плотный остаток воды в обеих зонах от 0,5 до 1 г/л; рН 7,2—8,2. В южной части города скв. 11 вскрыты воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с плотным остатком 1,5 г/л, что, по-видимому, связано с залеганием сеномана здесь непосредственно на палеозое.

В общем химическом составе термальных вод до Ташкентского землетрясения заметных изменений (выходящих за рамки гидрохимического типа воды) не отмечалось. Так, например, в скв. 7, находящейся в непосредственной близости от Ташкентского разлома, в 13 пробах, отобранных за период с октября 1960 г. до мая 1965 г., были определены только такие изменения: плотный остаток 0,87—1,08 г/л; содержание основных компонентов в экв%: HCO₃ 43—53; Cl 23—33; SO₄ 20—23; (Na + K) 87—92.

Такого же порядка изменения в составе воды наблюдались и по другим скважинам.

Систематических наблюдений за газовым составом и содержанием микрокомпонентов до землетрясения не велось. По эпизодическим анализам содержание урана составляло $2,4 \cdot 10^{-6}$ — $6,5 \cdot 10^{-6}$ г/л; радия $4,2 \cdot 10^{-11}$ — $1,2 \cdot 10^{-12}$ г/л; фтора до 2 мг/л; мышьяка до 0,005 мг/л; гелия 0,014—0,34%; радона до 7 эман.

С мая 1966 г. Узбекский гидрогеологический трест расширил комплекс систематических наблюдений (с частотой 2—5 раз в месяц), вклю-

чив в него измерение дебита, напоров, температуры, определение общего химического состава некоторых микрокомпонентов (урана, мышьяка, фтора), газового состава воды по 10 скважинам (1, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 14).

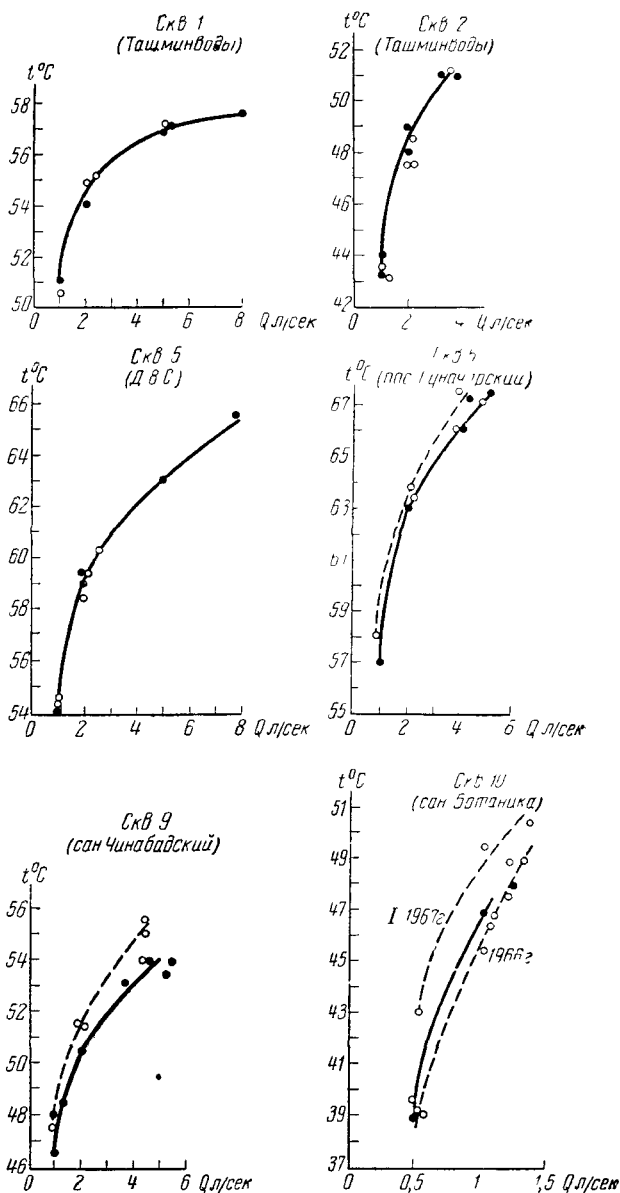
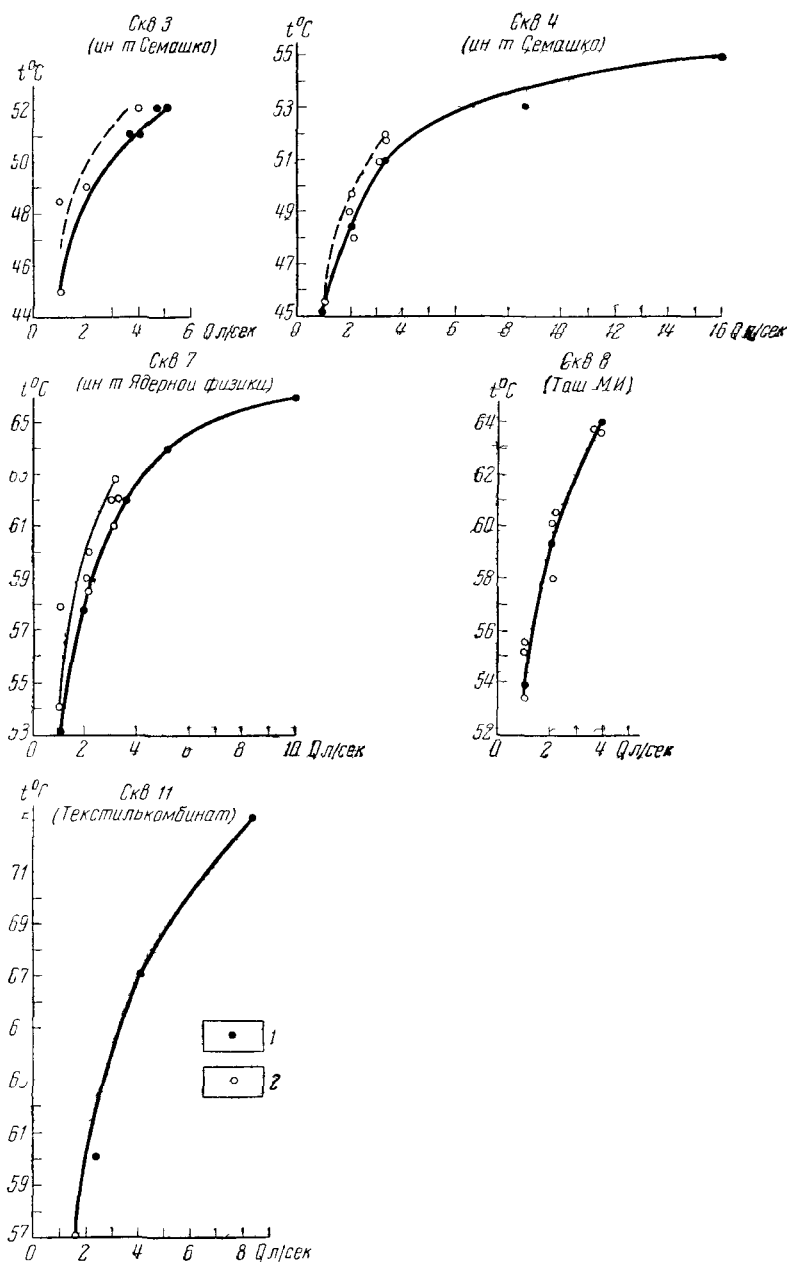


Рис. 86. Изменение температуры воды на устье скважин в зависимости от
1 — до землетрясения; 2

Институт ГИДРОИНГЕО провел дополнительные анализы тех же микрокомпонентов, институт им. Семашко определил радон. Наблюдения продолжались два года и показали следующее.

Удельные дебиты скважин остались теми же, что и до землетрясения. Следовательно, коллекторские свойства водоносных песчаников не были нарушены.

Постепенное снижение пьезометрических уровней, наблюдавшееся



расхода (до и после землетрясения)
— после землетрясения

ранее по всем десяти скважинам, после землетрясения продолжалось в том же темпе только по скв. 1 и 2; в других же оно или замедлилось (скв. 4, 6, 8, 10), или сменилось подъемом (скв. 3, 5, 7, 9). За один год

(с июля 1966 г. по июнь 1967 г.) величина повышения уровня составила от 3 м (скв. 3) до 9,5 м (скв. 7).

Характерно, что все упомянутые скважины, за исключением 1 и 2, находятся в Центральном блоке, а те из них, по которым отмечен подъем уровня, расположены непосредственно в зонах Ташкентского и Бурджарского разломов. В пяти скважинах этой же центральной группы (4, 6, 7, 9 и 10) через полтора-два месяца после землетрясения было отмечено повышение температуры воды (соответственно на 1,0°; 1,5°; 1,7°; 0,8° и 3°С). В других скважинах изменений температуры воды не наблюдалось * (рис. 86).

В 1967 г. температура воды в скв. 4, 6 и 7 стабилизировалась, а в скв. 9 и 10 повысилась еще на 2,5 и 5°.

Существенных изменений общего химического состава воды после землетрясения для большинства скважин не отмечено. Исключение составляют скв. 7 и 11. В воде этих скважин после землетрясения наблюдалось постепенное увеличение содержания ионов хлора и натрия, в связи с чем плотный остаток в скв. 7 к 1968 г. возрос с 0,92—0,94 до 1,37 г/л, а в скв. 11 с 10,6 до 1,42 г/л (рис. 87).

Вода скв. 7, относившаяся по химическому составу к гидрокарбонатно-хлоридному натриевому классу, стала хлоридно-гидрокарбонатной натривой. В скв. 11 гидрохимический класс воды не изменился.

Заметные изменения по большинству скважин наблюдались в содержании микрокомпонентов и в газовом составе воды. Особенность этих изменений состоит в том, что они не образуют устойчивых новых уровней содержания тех или иных компонентов, а выражаются резкими (скачкообразными) колебаниями их количества (пики на графиках). При этом по урану, мышьяку и фтору в течение 1966—1967 гг. наблюдалось постепенное повышение минимумов между пиками, а по газам за резким повышением следовало снижение содержания до прежнего уровня (рис. 88, 89, 90).

Резкое увеличение содержания урана в большинстве скважин произошло через полтора-два месяца после 26 апреля 1966 г., мышьяка не более чем через месяц, фтора — еще раньше (точно не установлено), газов — в первые дни.

В скважинах, ближайших к Ташкентскому разлому (скв. 7, 6), «пики» в концентрации гелия были наибольшими и появлялись раньше, чем в других скважинах (рис. 91).

Особый интерес представляют изменения в содержании радона. Наблюдения, произведенные по скв. 4 Институтом курортологии и физиотерапии им. Н. А. Семашко и затем Институтом сейсмологии АН УзССР, показали, что концентрация в воде радона незадолго до толчков силой 5 баллов начинает увеличиваться и достигает максимума за 20—50 ч до толчка. Вслед за максимумом наступает спад, затем снова рост концентрации и в это время происходит толчок, после которого концентрация радона в течение некоторого времени продолжает расти. Иногда толчок наблюдается раньше — на кривой спада. Сила толчка зависит от величины повышения концентрации радона. В. И. Уломов и Б. З. Мавашев (1967), выявившие эти закономерности, предложили использовать их для прогнозирования срока и балльности землетрясения.

Концентрация урана в периоды сейсмической активности достигла $5 \cdot 10^{-6}$ — $1,4 \cdot 10^{-5}$ г/л, фтора 3—6 мг/л, мышьяка — 0,015 мг/л, гелия 0,36—0,86%, радона 12—20 эман.

* Температура воды измерялась на устье скважины и поэтому зависела от расхода. Вывод об изменении температуры сделан на основании сравнения кривых $t=f(Q)$, получавшихся до и после землетрясения

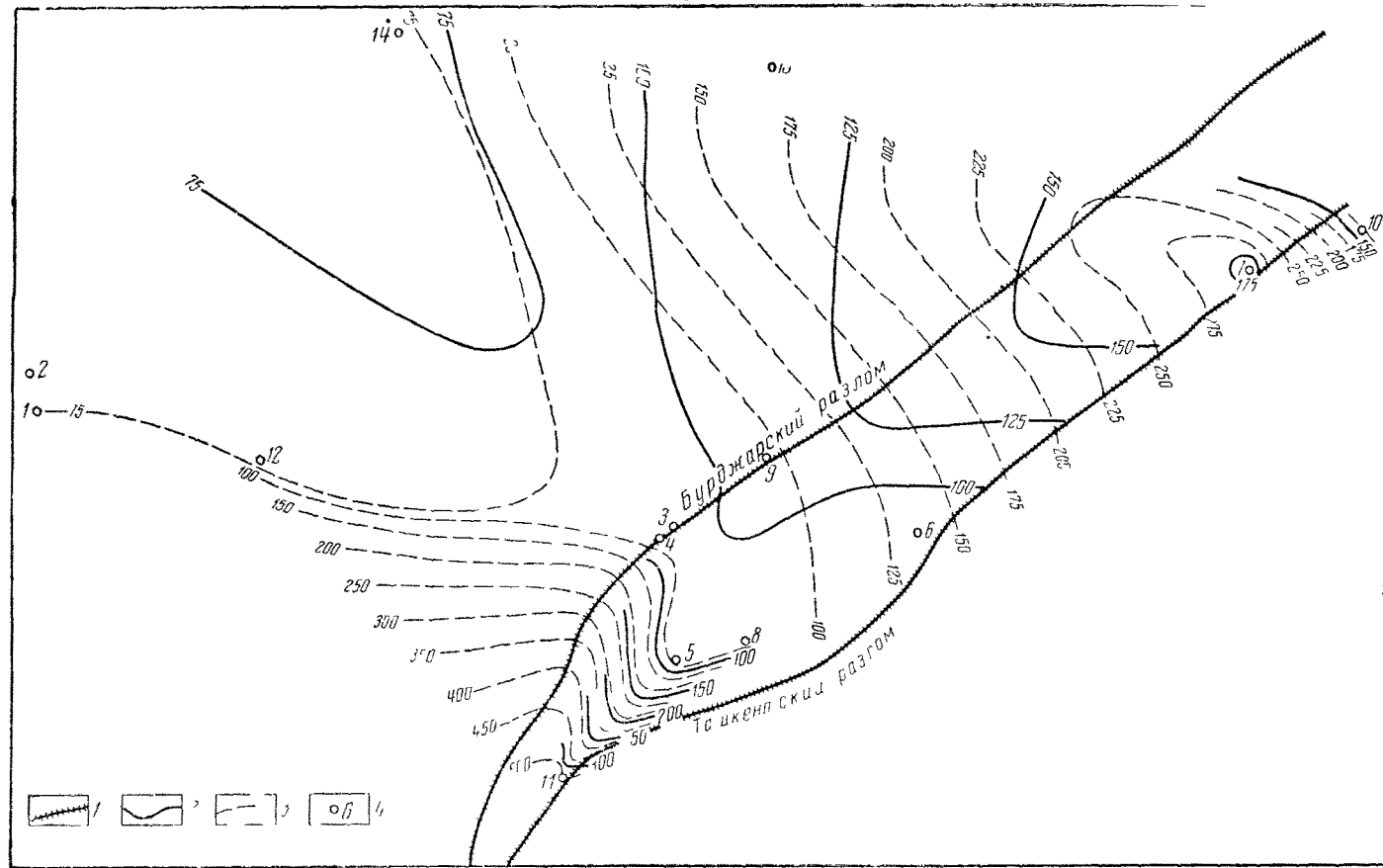


Рис. 87. Изменение содержания хлор-иона в воде сеноманского водоносного комплекса в районе г. Ташкента под влиянием землетрясения
 1 — изолинии хлор иона до землетрясения (мг/л), 2 — изолинии хлор иона после землетрясения (мг/л); 3 — зона разломов в палеозойском фундаменте, 4 — скважины
 и их номера, по которым производилось опробование водоносного комплекса

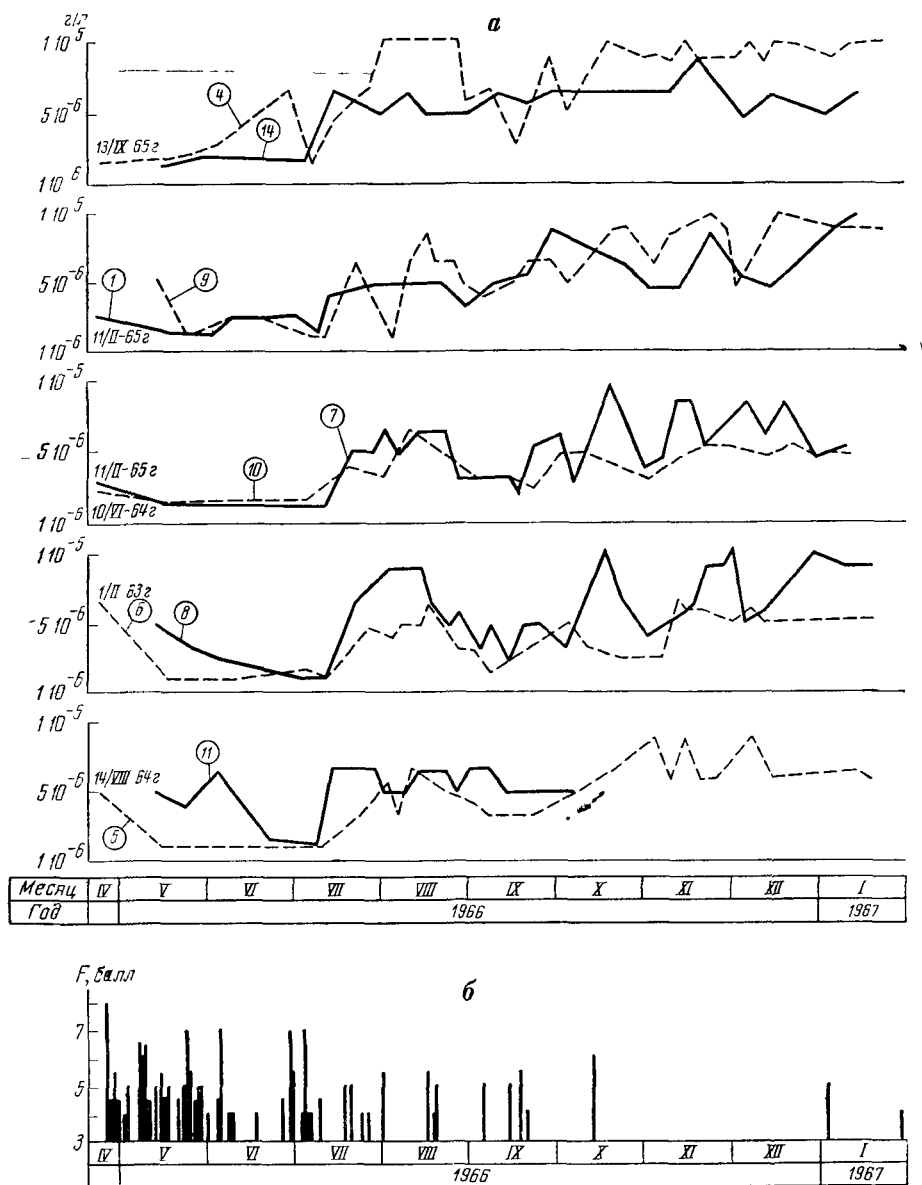


Рис. 88. Изменение содержания урана в воде скважин под влиянием землетрясения
 а — изменение содержания урана (мг/л); б — распределения афтершоков (силой более 3 баллов) во времени, цифры в кружках — номера скважин

О формировании описанного выше режима термальных вод в сейсмически активный период можно пока говорить лишь предположительно. Наиболее вероятной причиной отмеченных изменений в режиме термальных вод представляется усиление связи сеноманского водоносного горизонта с глубинными водами палеозоя, благодаря появлению новой и оживлению старой трещиноватости в разделяющих горизонтах. К этой мысли приводит вторжение в сеноманский водоносный горизонт хлоридных натриевых вод*. На участках вблизи Ташкентского раз-

* Воды такого состава были вскрыты в палеозонском фундаменте в Голоднотепской части артезианского бассейна.

лома отмечались локальные повышения давления и температуры воды близ разломов, а также наиболее высокая концентрация гелия.

Газы из подстилающих сеноман отложений могли более свободно проникать в термальные воды сеномана (на большей площади).

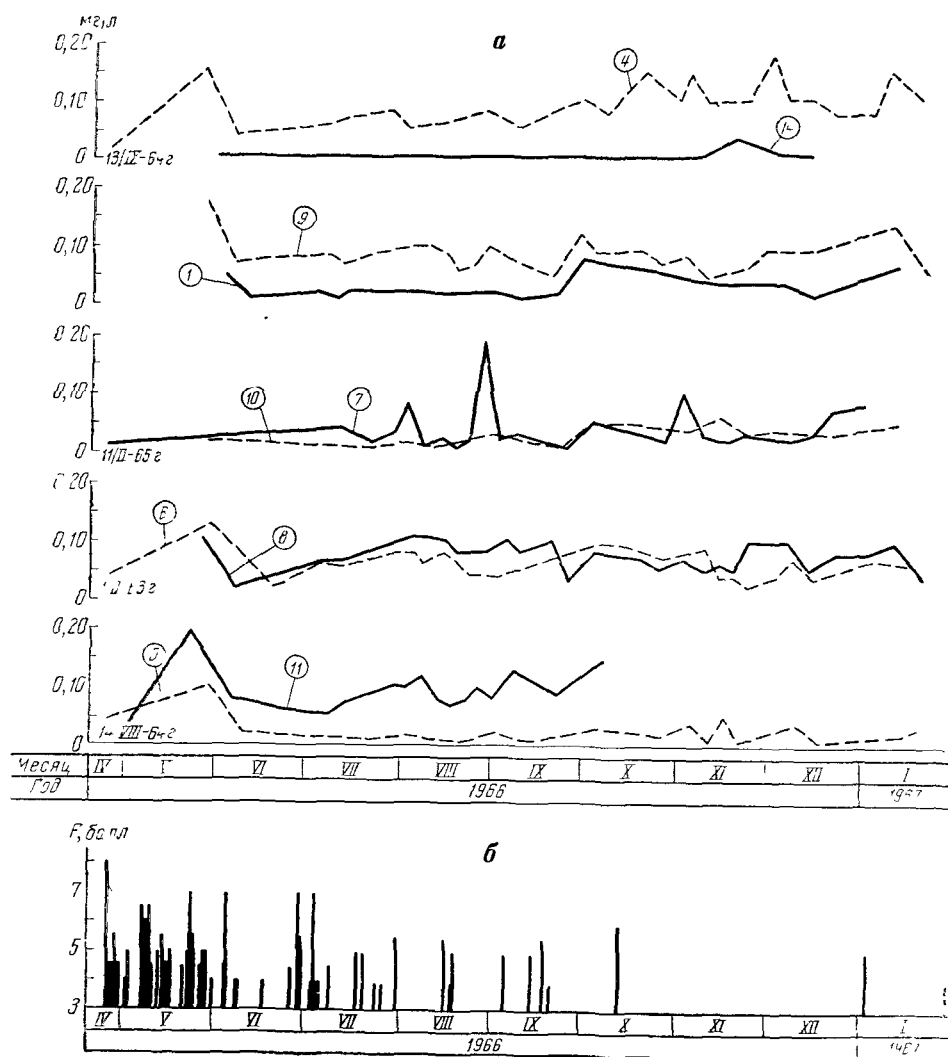
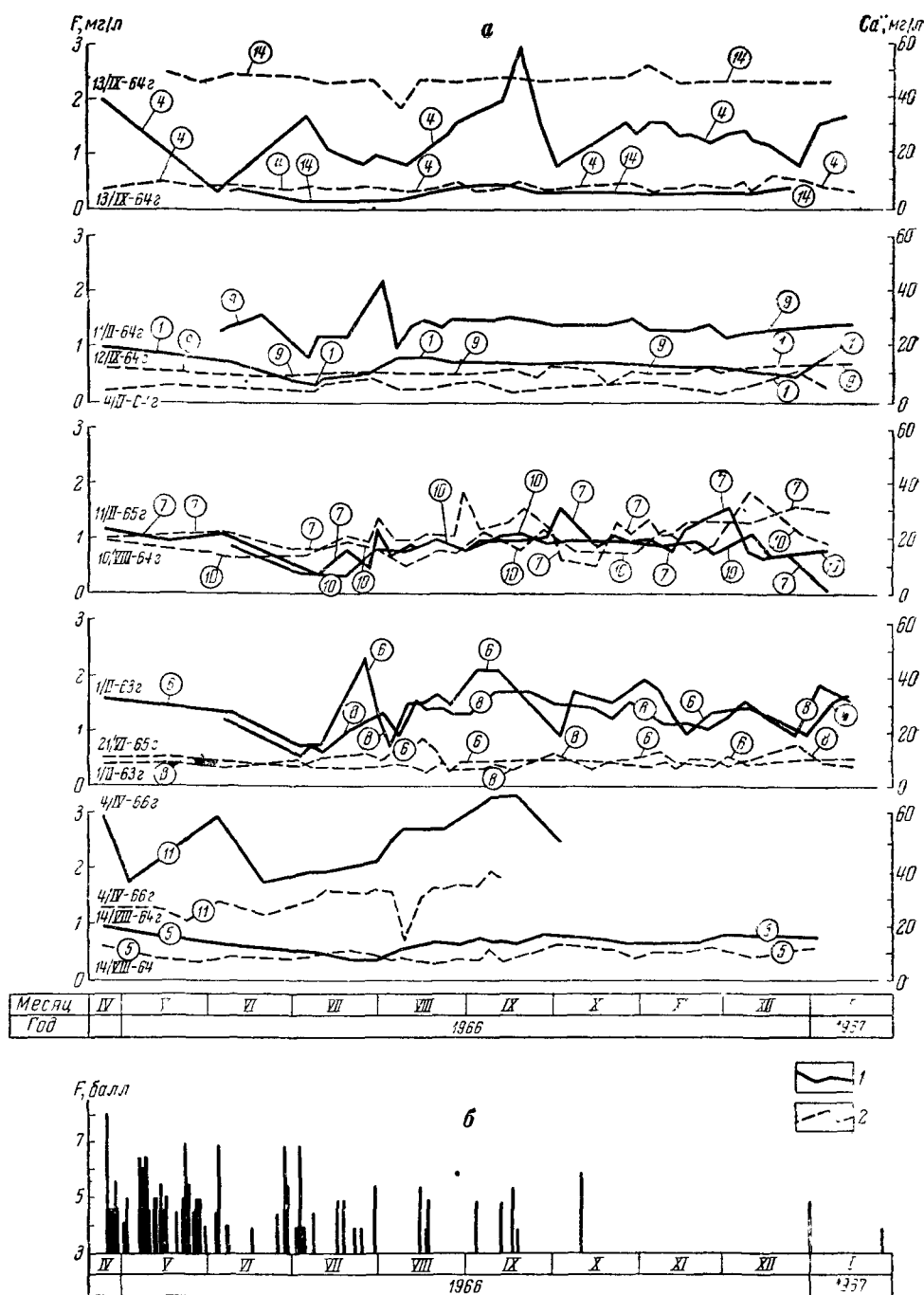


Рис. 89. Изменение содержания мышьяка в воде скважин под влиянием землетрясения — изменение содержания мышьяка (мг/л). б — распределение афтершоков (силой более 3 баллов) во времени, цифры в кружках — номера скважин

В. И. Уломов (1967 г.) считает, что раздробление пород и минералов при напряжениях, возникающих перед землетрясением, увеличивает площадь эманирования радона и выделения гелия и других газов из капилляров и микротрещин в породах, залегающих под сеноманом. В результате этого возникает усиленная выходящая миграция газов и обогащение ими сеноманского водоносного горизонта.

Некоторые исследователи считают, что большое значение имеет также усиление выделения газов под действием ультразвуковых колебаний, возникающих при землетрясении.



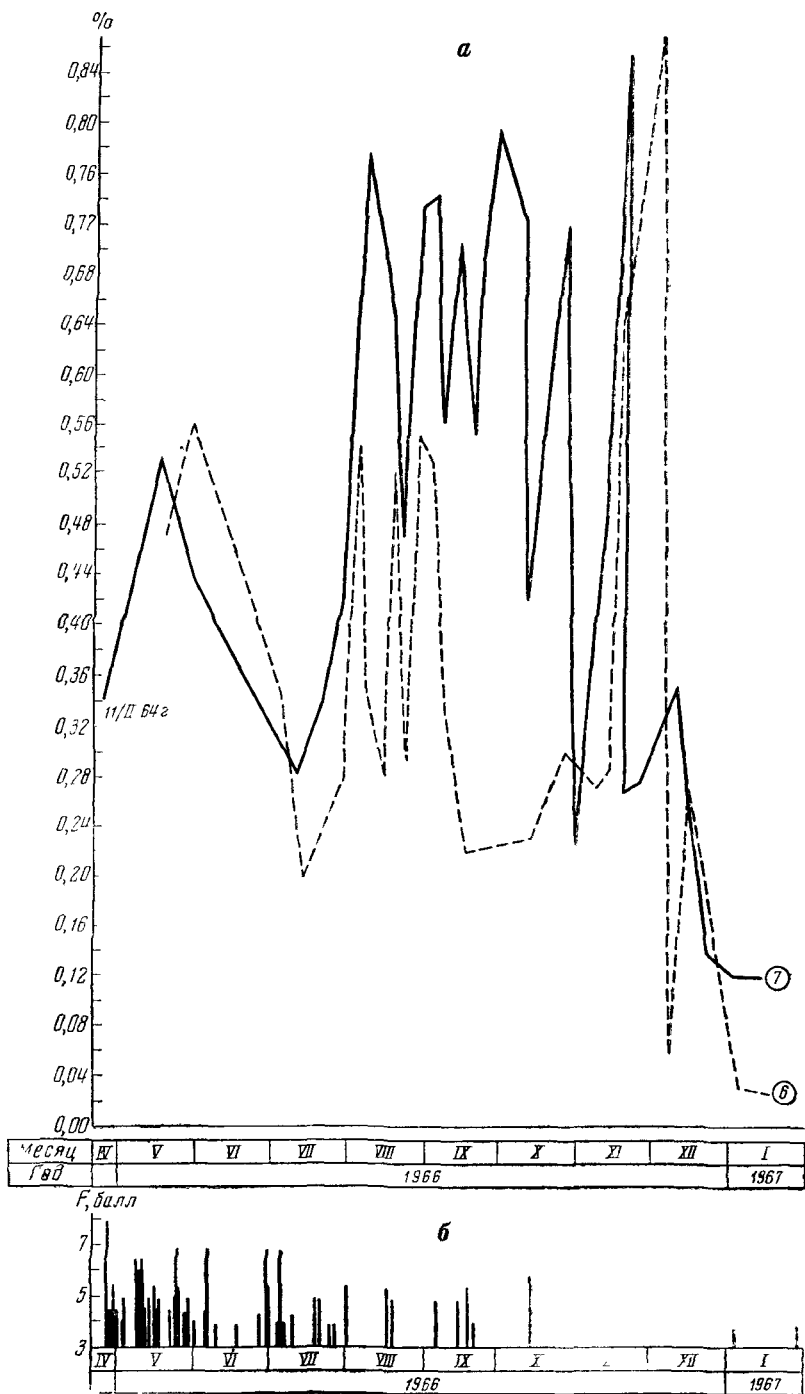


Рис. 91. Изменение содержания гелия в воде скважин под влиянием землетрясения
а — изменение содержания гелия (мг/л); **б** — распределение афтершоков (силой более 0,5 баллов) по времени, цифры в кружках — номера скважин

Часть четвертая

Глава четырнадцатая

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ ОБЗОРНОЙ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ

В основу построения обзорной инженерно-геологической карты м-ба 1:1 000 000 положен принцип формационного и литолого-генетического анализа территории.

Формации отражают историю геологического формирования того или иного участка земной коры, а также закономерности образования и распространения сочетаний горных пород. Они увязываются с этапностью развития тектонической деятельности, формированием геотектонических структур и последующей историей существования пород. Формации показаны на карте красками с указанием в легенде тектонических условий образования и генезиса их, а также принадлежности к соответствующему структурному этажу.

На карте по каждой выделенной формации коренной основы и покровных отложений отражаются: 1) распространение, возраст, состав и генезис комплексов пород, слагающих формации; 2) глубина залегания и агрессивность верхнего горизонта подземных вод; 3) площади развития современных физико-геологических процессов. Выделенные комплексы горных пород (на карте показаны штриховками) размещены в легенде по инженерно-геологическим группам, в которых объединяются породы, схожие по характеру прочности, деформируемости, водопроницаемости и другим показателям.

Для показа на карте территорий, схожих по инженерно-геологическим условиям, произведено районирование территории. Последнее дано в виде мелкомасштабной схемы и помещено в зарамочном оформлении.

Инженерно-геологическое районирование произведено по трем таксономическим единицам с выделением: 1) регионов по геоструктурному признаку, 2) областей по геоморфологическому принципу и 3) районов, объединяющих площади распространения комплексов пород.

В пределах территории Узбекистана выделены следующие регионы:

- I. Чаткало-Кураминская система структур
- II. Нурата-Туркестанская система структур
- III. Гиссаро-Зарафшанская система структур
- IV. Центральнo-Кызылкумская глыба (подня-
тие)
- V. Группа структур юго-западного погружения
Гиссарской мегантиклиналя
- VI. Ферганская межгорная впадина
- VII. Приташкентская предгорная впадина
- VIII. Зарафшанская межгорная впадина
- IX. Сурхандарьинская межгорная впадина

Районы складчатых структур, выраженных в рельефе сложной системой гор с широкими межгорными и предгорными впадинами

X Амударьинская синеклиза (северо-восточное крыло)	} Регионы эпигерцинско-платформы, выраженные в рельефе равнинными территориями
XI Сырдарьинская (северо-Кызылкумская) синеклиза	
XII Устюртская группа (система) структур	

Области, выделенные внутри регионов применительно к крупным геоморфологическим элементам, дополняют характеристику инженерно-геологических условий, данную в регионах отражением основных черт рельефа и его генезиса.

Выделяются следующие области: 1) аллювиально-террасированные и аллювиально-дельтовые равнины; 2) аллювиально-дельтовые равнины с эоловой обработкой; 3) озерно-аккумулятивные равнины; 4) приморская низменная равнина; 5) пролювиальные предгорные равнины; 6) аллювиально-пролювиальные равнины; 7) озерно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные возвышенные равнины, преобразованные эоловыми процессами; 8) эрозионно-дефляционные солончаковые равнины бессточных впадин, 9) структурно-денудационная плато-вая равнина (плато); 10) структурно-эрозионные останцовые возвышенности; 11) структурно-денудационные адыры и адырные предгорья; 12) тектонико-денудационное низкогорье, 13) тектонико-денудационное низкогорье и денудационно-тектоническое среднегорье; 14) денудационно-тектоническое среднегорье и высокогорье.

Районы — основной элемент инженерно-геологической характеристики территории (соответствующей площадям распространения в формациях различных геолого-генетических комплексов пород) отображаются непосредственно на обзорной инженерно-геологической карте.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РЕГИОНОВ

РЕГИОН I. ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКАЯ СИСТЕМА СТРУКТУР

Этот регион расположен на северо-востоке республики и ограничивает на западе Приташкентскую предгорную, а на юге — Ферганскую межгорную впадины. Он является частью юго-западных отрогов Западного Тянь-Шаня, протягивающихся в виде параллельно расположенных хребтов: Каржантау, Угамского, Пскемского, Чаткальского, Кураминского и других, разделенных глубокими долинами.

В геоструктурном отношении регион представляет собой сложное сочетание антиклинальных поднятий и синклинальных зон, осложненных многочисленными разломами.

Геологическая история региона сложная. Значительные тектонические движения, происходившие в конце силура и в девоне (Каледонский цикл), а затем на протяжении верхнего палеозоя (Герцинский цикл), сопровождавшиеся интрузиями, создали очень сложную по строению складчатую страну. Позднее, в мезозое и палеогене, она подверглась денудации и на ее выровненную поверхность лег сравнительно тонкий эпиконтинентальный осадочный покров. Новые значительные движения произошли в период с палеогена по четвертичное время (Альпийский цикл). Жесткий палеозойский складчатый фундамент был изогнут в пологие и широкие складки. Антиклинальные поднятия вызвали образование современных горных хребтов, а опускание синклиналей — межгорных продольных впадин. Процесс сопровождался интенсивным образованием разрывных нарушений, преимущественно крутых надвигов.

В строении складчатого фундамента участвуют разнообразные горные породы почти всех систем палеозойской группы — осадочные (из-

вестняки, песчаники, конгломераты и др.), метаморфические (сланцы, филлиты и др.) и прорывающие их, изверженные (граниты, граиодиориты, порфиры, порфириты и др.).

Среди мезо-кайнозойских отложений сравнительно большое распространение имеют лишь континентальные осадки олигоцен-миоценового возраста, представленные песчаниками, глинами, конгломератами.

Четвертичные отложения покрывают отдельными участками склоны гор и слагают дно долин. Они представлены элювиально-делювиальными щебнистыми осыпями и мелкоземисто-щебнистыми породами, пролювиальными лёссовидными осадками (отдельные фрагменты высоких террас) и аллювиальными валунио-галечниковыми отложениями. Имея преимущественно небольшие мощности или ограниченные площади распространения, четвертичные отложения сняты и на карте не показываются.

Отложения ордовика и силура отнесены к каледонскому структурному этажу (метаморфическая формация), девон-пермские — к герцинскому структурному этажу (интрузивная, эффузивная, эффузивно-осадочная, карбонатная и терригенно-карбонатная формации) и палеоген-неогеновые — к альпийскому (молассовая формация).

Чаткало-Кураминская система структур в сейсмическом отношении соответствует зоне с силой землетрясения 8 и 9 баллов.

По геоморфологическим условиям регион отнесен к одной области.

Область денудационно-тектонического среднегорья и высокогорья. Хребты, входящие в описываемый регион (область), протягиваются, постепенно снижаясь, в юго-западном направлении.

Средние отметки осевых частей хребтов Каржантау, Чаткальского и Кураминского, занимающих большую часть территории, составляют 2188—2340 м, с отдельными вершинами, достигающими 2617 м (пер. Кармазар) — 2683 м (г. Такели). Средние отметки Угамского и Пскемского хребтов составляют 3500—4000 м, а отдельные пики возвышаются до 4322—4395 м.

Хребты имеют отчетливо выраженное асимметричное строение. Другой характерной особенностью гор является наличие сохранившихся остатков древней денудационной поверхности на водоразделах.

Эрозионная расчлененность хребтов чрезвычайно велика. Склоны изрезаны многочисленными глубокими (до 600 м и более), нередко труднодоступными ущельями. Высокогорные участки покрыты снежниками, имеют черты глубокого расчлененного гляциально-эрозионного рельефа, с хорошо выраженными отроговыми долинами, цирками и карами.

В пределах области выделяются следующие семь геолого-генетических комплексов (районов).

Метаморфическая формация. Комплекс сланцевых отложений ордовика и силура (О+S) (группа скальных пород) имеет очень ограниченное распространение и встречается небольшими участками в верховьях р. Чаткала (Пскемский хребет) и в Кураминских горах. Отложения комплекса представлены преимущественно кварцево-биотитовыми и хлоритовыми сланцами с подчиненными прослоями кварцевых песчаников и филлитов. Общая мощность отложений 1500—2500 м.

Обводненность пород слабая. Подземные воды трещинные, залегают на глубине до 40—50 м, пресные, с минерализацией до 0,5 г/л, неагрессивные.

Сланцы интенсивно подвергаются физическому выветриванию, что обуславливает сильную трещиноватость их с поверхности и приводит к образованию рыхлых щебнистых осыпей на склонах. Трещины час-

тые, преимущественно тонкие, незначительные по протяженности, быстро затухают с глубиной.

Сланцы имеют зеленоватые и темно-серые цвета, слоистые, трещиноватые, плотные, несжимаемые. Коэффициент крепости 3—5, категория по трудности разработки IV—VI*.

Интрузивная формація. Комплекс изверженных интрузивных пород средне- и верхнепалеозойского возраста γ (группа скальных пород) распространен широко в Кураминском и Чаткальском хребтах и меньше — в других горных массивах.

Представлен разнообразными породами: от кислых — гранодиоритов, диоритов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров до ультраосновных — аляскитов, аляскитовидных гранитов и др.

Подземные воды содержатся в трещинах, залегают на глубине 10—50 м, местами на склонах и по дну саев выклиниваются в виде родников с расходами от 0,05 до 3 л/сек. Воды пресные, минерализация не превышает 0,5 г/л, неагрессивные.

Изверженные породы интенсивно подвергаются физическому выветриванию, приводящему к крошению и повышенной трещиноватости пород с поверхности с образованием щебнистых осыпей на склонах. Наряду с мелкими трещинами развита более редкая сеть крупных (шириной до 5—10 см, сужаются вглубь) взаимопересекающихся трещин, разбивающая породы на отдельные блоки.

Отмечаются камнепады и крупные обвалы с образованием небольших озер завального типа. Два таких озера — Ихнач и Шовыркуль — имеются в верховьях р. Пскема.

Изверженные породы имеют преимущественно серые с различными оттенками цвета, кристаллическую равномернозернистую, реже порфировидную структуры. Породы массивные, трещиноватые, обладают высокой прочностью. Коэффициент крепости 8—15, категория разработки VIII—X.

Эффузивная формація. Комплекс изверженных эффузивных пород карбона и верхнепермского возраста (C+P) (группа скальных пород) слагает отдельные участки Чаткальского, Кураминского и Каржантауского хребтов и представлен мощной (3000—4000 м) толщей фельзитовых и дацитовых порфиров и порфиритов.

Подземные воды изучены слабо. Глубина залегания их колеблется от 65—100 м на водоразделах до 5—15 м у подножия склонов. Выходы источников немногочисленны, дебиты их обычно незначительные. Воды пресные, с минерализацией до 1 г/л, неагрессивные или обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Физическое выветривание в эффузивных породах по сравнению с интрузивными проявляется менее интенсивно. Щебнистые осыпи на площади развития их встречаются заметно реже.

Эффузивные породы имеют красновато-бурые, темно-серые и зеленовато-серые цвета. Они плотны, практически несжимаемы, обладают высокой прочностью. Коэффициент крепости 8—15, категория разработки VIII—X.

Эффузивно-осадочная формація. Комплекс туфолоавых пород пермотриасового возраста (P+T) (группа полускальных пород) распространен в юго-западной части Чаткальского хребта, где слагает Равашскую, Шурабскую и другие свиты. Представлен туфопесчаниками, туфобрекчиями, туфоконгломератами, порфиритами, ла-

* Здесь и во всех последующих случаях коэффициент крепости пород дается по классификации М. М. Протодяконова; категория пород по трудности разработки всеми методами, кроме гидромеханизации — по СНиП'у IV-B-I.

вобрежиями, пепловым туфом, редко известняками, гипсами и другими породами. Мощность отложений во многих местах превышает 1500 м.

Подземные воды в туфолавовых породах содержатся в трещинах и циркулируют в зоне региональной трещиноватости, развитой на глубину 42—80 м. Выходы источников на склонах относительно редки и, как правило, малodeбитны (0,01—1,9 л/сек). Воды пресные, с минерализацией до 1 г/л (очень редко до 1,5—2 г/л), неагрессивные или обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Физическое выветривание в туфолавовых породах, так же как и в эффузивах, выражено нерезко. В местах, где выклиниваются трещинные воды и имеется делювиальный супесчано-суглинистый покров, наблюдаются оплывины.

Породы описываемого комплекса имеют кирпично-красный, темно-бурый, реже сиреневый или темно-серый цвет, слабосжимаемы, среднепрочные. Коэффициент крепости 2—6, категория разработки IV—VII.

Карбонатная формация. Комплекс известняковых отложений нижнего карбона (C₁) (группа скальных пород) составляет большую часть Угамского и Пскемского хребтов и представлен известняками, реже доломитами с подчиненными прослоями конгломератов и песчанников мощностью 1500—2100 м.

Подземные воды залегают на глубине до 100 м. Выходы родников многочисленны и приурочены, как правило, к контактам известняков с другими разностями палеозойских пород. Дебиты колеблются в широких пределах, чаще они равны 1—10 л/сек, в отдельных случаях достигают 100—250 л/сек. Воды пресные, с минерализацией до 1 г/л, неагрессивные или обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Известняки и доломиты интенсивно подвергаются физическому выветриванию, обуславливающему повышенную трещиноватость пород с поверхности и крупнообломочную отдельность. На склонах образуются многочисленные осыпи щебня, наблюдаются камнепады и обвалы крупных масс пород. В известняках развиты также карстовые процессы. Последние изучены слабо, но имеют широкое развитие. Известны карстовые пещеры в районах селений Ходжикент, Бричмулла по долинам рек Угама, Пскема и в других местах. Размеры карстовых пещер достигают от 2—4 до 20—30 м в поперечнике. Они обладают неправильной формой с уходящими в глубь массива узкими расщелинами.

Известняки и доломиты преимущественно светло-серые, прочные, тонко- и крупнокристаллические, с раковистым изломом, массивные, иногда слабо мраморизованы, местами слоистые до тонкослоистых с отдельными битуминозными разностями. Коэффициент крепости 8, категория разработки VII—VIII.

Терригенно-карбонатная формация. Комплекс песчанико-известняковых отложений девона (D) (группа скальных пород) встречается повсеместно небольшими участками и представлен песчаниками, конгломератами и песчано-глинистыми известняками с характерным для этих отложений частым переслаиванием пород. Общая мощность отложений 423—1247 м.

Подземные воды залегают на различных глубинах, выклиниваются на дневную поверхность в местах пересечения пород долинами рек. Источники немногочисленны и преимущественно малodeбитные. Химический состав воды не изучен.

Из физико-геологических процессов развиты: физическое выветривание, обуславливающее большую трещиноватость пород с образова-

нием на склонах щебнистых осыпей, а также карст. Последний не изучен и имеет, по-видимому, ограниченное распространение.

Песчаники мелкозернистые, на известковистом цементе, крепкие, трещиноватые. Конгломераты состоят на 60—70% из окатанных обломков известняка и кремния с размером галек от 2—3 до 30 см, пересыпка гравийно-песчаная красно-бурого цвета, цемент известково-железистый, крепкий. Известняки мелкокристаллические, плотные, трещиноватые. Коэффициент крепости 8—10, категория по трудности разработки VI—VII.

Молассовая формация. Комплекс песчанико-глинистых отложений олигоцен-миоценового возраста Pg_3-N_1 (группа полускальных пород с пластичными) развит вдоль рек Чирчика и Ахангарана и непосредственно ограничивает долины их, слагая крылья крупных структур и отдельные брахиантиклинальные и куполовидные поднятия. Разрез во многих местах начинается глинами и мергелями. Выше по разрезу в толще глин появляются прослой и линзы, а затем пласты песчаников и конгломератов. В верхней части разреза преобладают гравийные и валунно-галечниковые конгломераты. Общая мощность отложений составляет 325—1630 м.

Подземные воды содержатся в прослоях песчаников и конгломератов. Вскрываются они на глубине до 80—150 м, а в местах глубоких пропилов выклиниваются на склонах, образуя родники с расходами от 0,2 до 5 л/сек. Воды пресные, с минерализацией 0,3—0,6 г/л, неагрессивные.

Коренные породы на обнаженных участках подвергаются физическому выветриванию. На большей же площади они прикрыты с поверхности маломощным (до 2 м) делювиальным покровом — лёссовидными породами с неравномерным включением щебня. Кроме этого, на склонах гор во многих местах сохранились фрагменты высоких лёссовых террас. Наличие рыхлых покровных пород в сочетании с большой крутизной склонов создали благоприятные условия для развития оползневых процессов, которые имеют здесь широкое распространение. Оползни встречаются различных типов — оплывины, оползни-обвалы, ступенчатые, контактовые и др. Проявляются они во влажные периоды года, преимущественно весной, и завершаются катастрофически быстро.

Глины и мергели светло-коричневые и красновато-коричневые, плотные, трещиноватые, обладают высокой связностью. Песчаники и конгломераты серые, слаботрещиноватые. Коэффициент крепости 1,5—4, категория разработки II—VI.

В пределах Чаткало-Кураминских гор в целом условия для наземного строительства неблагоприятны ввиду труднодоступности, сильной пересеченности рельефа, развития камнепадов, обвалов, снежных лавин и прохождения по долинам паводковых и селевых потоков. Относительно благоприятны они лишь в краевой части гор на площади развития палеоген-неогеновых отложений, где по долинам саев и на пологих склонах имеются мелкие населенные пункты. Однако в связи с широким развитием здесь оползневых процессов строительство возможно только на отдельных выборочных участках.

РЕГИОН II. НУРАТА-ТУРКЕСТАНСКАЯ СИСТЕМА СТРУКТУР

Этот регион находится на северо-востоке республики и охватывает западную оконечность Туркестанского хребта и продолжающие его на северо-западе горы Нуратау, Гобдунтау, Карачатау, Актау и расположенные между ними небольшие межгорные впадины — Галляаральскую, Нуратинскую, Арасайскую и др.

В геоструктурном отношении он представляет собой сложное сочетание антиклинальных поднятий и синклинальных зон широтного и северо-западного простираения, осложненных многочисленными тектоническими нарушениями

В эпоху варисцийской орогении палеозойские отложения были сильно дислоцированы и собраны в крутые складки. Одновременно происходило внедрение в толщу их интрузивных тел. Позднее, в мезозое и палеогене, после интенсивных процессов денудации, на выровненную поверхность палеозойских пород легли эпиконтинентальные осадки. На протяжении альпийского тектонического цикла, уже в начале олигоцена, территория описываемого региона стала сушей, а позднее меловые и третичные осадки одновременно с подстилающими их палеозойскими породами были дислоцированы, при этом крупные антиклинали были подняты и орографически представлены горными массивами, а синклинальные прогибы на западе образовали впадины.

В геологическом строении региона принимают участие палеозойские отложения, начиная от силура, представленные сланцами, кварцитами, известняками, гранитами и другими породами. Ограниченное распространение на крыльях структур имеют отложения верхнего мела, палеогена и неогена, сложенные глинами, песчаниками, мергелями и другими образованиями.

Четвертичные отложения покрывают отдельные участки склонов гор и слагают дно долин, а также предгорные равнины и межгорные впадины. Представлены они элювиально-делювиальными щебнистыми супесчано-щебнистыми породами и аллювиальными валунно-галечниковыми отложениями (они на карте не показаны), а также пролювиальными лёссами и делювиально-пролювиальными галечниковыми и суглинисто-галечниковыми осадками.

Отложения силура отнесены к каледонскому структурному этажу (метаморфическая формация), среднего и верхнего палеозоя — к герцинскому (интрузивная и карбонатная формации), меловые, палеогеновые и неогеновые — к альпийскому (терригенно-карбонатная, верхнетерригенная и молассовая формации), а четвертичные — к формациям межгорных впадин и предгорных равнин.

Нурата-Туркестанская система структур в сейсмическом отношении относится к зоне с силой землетрясений 6 и 7 баллов.

В пределах региона выделяются четыре геоморфологические области: 1) тектонико-денудационное низкогорье и денудационно-тектоническое среднегорье, 2) пролювиальные предгорные равнины, 3) аллювиально-пролювиальные равнины, 4) аллювиально-террасированные равнины.

Область тектонико-денудационного низкогорья и денудационно-тектонического среднегорья. Хребты описываемого региона постепенно снижаются в северо-западном направлении и размещаются кулисообразно. У всех горных сооружений ясно выражена асимметрия склонов: северные — пологие, южные — крутые. Рельеф гор в большинстве случаев сильно расчлененный со скалистыми формами, прорезается многочисленными, местами глубокими (до 300—600 м) эрозионными долинами. Абсолютные отметки осевой части гор колеблются от 800 до 3200 м.

В пределах области выделяется девять геолого-генетических комплексов пород (районов).

Метаморфическая формация. Комплекс сланцевых отложений силурийского возраста (S) (группа скальных пород) слагает большую часть горных сооружений региона. Он характеризуется сравнительно однообразным литологическим составом и представлен различными сланцами (песчанистые, серицито-кварцевые, серицито-альби-

товые и др.) с подчиненными прослоями конгломератов. Ближе к интрузивам наблюдается обычное усиление степени метаморфизации пород до образования кристаллических сланцев и парагнейсов. Мощность отложений более 2000 м.

Подземные воды трещинные, имеют почти повсеместное распространение, залегают на глубине до 60 м на водоразделах и выклиниваются на поверхность в эрозионных врезках, образуя источники с расходами 0,3—2, редко до 3 л/сек. Воды пресные, с минерализацией до 0,5 г/л, на юго-западе Нуратинских гор — до 1 г/л, неагрессивные.

Сланцы интенсивно подвергаются физическому выветриванию, что обуславливает повышенную трещиноватость их с поверхности и приводит к образованию щебнистых осыпей на склонах.

Породы комплекса несжимаемые, плотные, коэффициент крепости 3—5, категория разработки IV—VI.

Интрузивная формация. Комплекс изверженных интрузивных пород средне- и верхнепалеозойского возраста (γ) (группа скальных пород) распространен отдельными массивами в горах Каратау, Нуратау, слагающая в основном осевые части их. Представлен гранитами, гранодиоритами, сиенитами, диорит-порфирами и др.

Подземные воды приурочены к разломам и региональной трещиноватости пород. Выходы источников немногочисленны, имеют расходы 0,1—1 л/сек, редко до 2 л/сек. Воды пресные (до 0,5 г/л), неагрессивные и лишь на крайнем западе региона обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Изверженные породы интенсивно подвергаются физическому выветриванию, приводящему к крошению породы и образованию серии трещин.

Породы имеют преимущественно серые и темно-серые цвета, кристаллическую равномернозернистую, реже порфировидную структуры, очень прочные. Коэффициент крепости 8—15, категория разработки VIII—X.

Карбонатная формация. Комплекс известняковых отложений девонского и каменноугольного возрастов (D+C) (группа скальных пород) имеет ограниченное распространение и слагает небольшие участки в Туркестанском хребте и других горных массивах. Он представлен известняками и доломитами с подчиненными прослоями песчаников, конгломератов и глин.

Подземные воды трещинно-карстовые, обычно напорные, залегают на глубине до 40 м. Источники многочисленны, имеют дебиты от 0,5 до 3—5 л/сек, в отдельных случаях достигают 260 л/сек (родник Нурата). Воды пресные, с минерализацией до 0,5 г/л, редко до 1 г/л, преимущественно неагрессивные.

Кроме интенсивного проявления физического выветривания известняки почти повсеместно затронуты процессами карстообразования. В северной ветви Нуратинских гор карстовые явления наблюдаются в известняках среднего девона и представлены в основном небольшими нишами и гротами. Самый большой грот имеет ширину 4—5 м, высоту 3 м. Небольшие пещеры, ниши и воронки наблюдаются в горах Чумкартау, Актау и др.

Известняки и доломиты преимущественно серые от светлых до темных тонов, тонко- и крупнокристаллические, массивные, прочные. Коэффициент крепости 8, категория разработки VII—VIII.

Нижнетерригенная формация. Комплекс песчаниково-глинистых отложений верхнего мела (Cr) (группа полускальных пород с пластичными) слагает небольшие участки гор на западе региона и на юге Ферганской впадины (Туркестанский хребет). Он представлен

глинами, аргиллитами и песчаниками с прослоями песков, известняков и конгломератов. Мощность толщи несколько сотен метров.

Подземные воды пластовые, напорные, залегают на различных глубинах; не изучены.

Из физико-геологических явлений развито физическое выветривание, обуславливающее сильную трещиноватость пород с образованием на склонах тонкого элюво-делювиального щебнисто-супесчаного покрова.

Песчаники мелко- и среднезернистые, на известковистом цементе, крепкие; аргиллиты тонкозернистые на известково-глинистом цементе, плотные, крепкие; глины плотные, сильно трещиноватые с поверхности. Коэффициент крепости равен: для песчаников и аргиллитов 6—8, для глин — 1,5—2,0; категория разработки соответственно V—VI и II.

Карбонатная формация. Комплекс отложений известняков нижнего палеогена (Pg_1) (группа полускальных пород) имеет ограниченное распространение и встречается отдельными небольшими участками в западной части региона. Он сложен известняками с подчиненными прослоями гипсов и мергелей общей мощностью 4—19 м. Гидрогеологические условия не изучены; вероятнее всего, известняки безводны.

Известняки белые, светло-серые, реже желтые и розовые, мелкокристаллические, трещиноватые, подвергаются выщелачивающему воздействию атмосферных вод, в связи с чем сильно кавернозны. Коэффициент крепости 4, категория разработки V.

Терригенно-карбонатная формация. Комплекс песчаниково-глинисто-мергелистых отложений среднего и верхнего палеогена (Pg_{2+3}) (группа полускальных пород с пластичными) распространен на западной оконечности региона и на юге Ферганской котловины (Туркестанский хребет) незначительными по площади участками. Представлен в низах песчаниками и глинами, сменяющимися выше известняками и мергелями с прослоями песчаников. Мощность отложений колеблется от 35—40 до 90—100 м, редко больше. Гидрогеологические условия не изучены.

Породы комплекса с поверхности выветрелы, трещиноваты. В нарушенном состоянии они плотные, среднекрепкие, малосжимаемы. Коэффициент крепости 1,5—4, категория разработки II—VI.

Верхнетерригенная формация. Комплекс песчаниково-глинистых пород олигоцен-миоценового возрастов (Pg_3-N_1) (группа полускальных пород с пластичными) слагает небольшой участок на западной оконечности горной гряды Каратау и представлен глинами, реже песчаниками с линзообразными прослоями конгломератов и гравелитов.

Подземные воды пластовые, напорные, вскрываются на глубине 20—50 м. По минерализации воды пестрые, преимущественно сильно-соленые (10—35 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

Породы комплекса интенсивно выветриваются, покрыты с поверхности мелкой сетью трещин, легко крошатся. Выветрелый материал легко смывается дождевыми водами и развевается ветром.

Глины зеленовато-серые, плотные, известковистые, часто запесоченные, загипсованные, иногда с мелкими чешуйками рыб. Коэффициент крепости 1,0—1,5; категория разработки II. Песчаники разномзернистые, серые, слабощементированные. Коэффициент крепости равен 4, категория разработки V—VI.

Молаассовая формация. Комплекс песчаниково-глинистых отложений неогена (N) (группа полускальных пород с пластичными) имеет ограниченное распространение, слагая отдельные сравнительно

крупные участки гор. Представлен толщей линзовидно-переслаивающихся песчаников, конгломератов, глин мощностью от 20 до 100 м. Гидрогеологические условия не изучены.

Породы комплекса с поверхности выветрелы, подвергаются площадному смыву и развеванию ветром.

Песчаники мелкозернистые, желтовато-серые, среднекрепкие; глины светло-коричневые, плотные; конгломераты развиты на слабом глинистом цементе. Коэффициент крепости 1,5—4, категория разработки II—VI.

Формация межгорных впадин. Комплекс пролювиальных лёссовых пород нижнечетвертичного возраста ($pl Q_1$) (группа лёсса и лёссовидных пород) встречается на северном склоне Туркестанского хребта в бассейне р. Зааминсу на абсолютных отметках 800—900 м, что в данной области соответствует самой высокой поверхности развития лёссовых пород. Мощность лёссов достигает 25—30 м. В вертикальном разрезе их наблюдается чередование суглинистых и супесчаных разностей. В нижней части они содержат включения грубообломочного материала; подстилаются галечниками.

Грунтовые воды залегают глубоко — более 20—25 м и, по-видимому, в подстилающих галечниках; воды не изучены.

Вдоль эрозионных врезов, расчленяющих лёссовый массив, развито оврагообразование.

По цвету лёссовые породы желтовато-серые, с малой естественной влажностью, макропористые, различной плотности, с известковистыми вкраплениями, сильно просадочны. В толще их наблюдаются вертикальные трещины (вскрытые на глубине 10—12 м). Коэффициент крепости равен 0,8. Категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,5—3,0 $кГ/см^2$ *.

В пределах Нурата-Туркестанской системы гор в целом условия для наземного строительства неблагоприятны ввиду трудной доступности и сильной пересеченности местности, а также развития камнепадов и обвалов, бурных паводковых и селевых потоков. Относительно благоприятными являются краевые части гор на площади развития палеоген-неогеновых и лёссовых древнечетвертичных отложений, а также наиболее крупные долины в широкой их части, близ выхода из гор. Строительство в этих местах возможно на отдельных выборочных участках.

Область пролювиальных предгорных равнин занимает на западе региона отдельные межгорные впадины (Арасайскую и др.), а также предгорную равнину, примыкающую к северным склонам Нуратинских гор.

Область характеризуется аккумулятивными формами рельефа, сформированными в результате временно действующих потоков. Поверхности равнин покатые, в различной степени расчлененные долинами саев и логами, имеют волнистый рельеф, постепенно сглаживающийся с удалением от гор. Абсолютные отметки поверхности составляют 260—700 м и снижаются в сторону от гор; относительные заглубления эрозионных врезов достигают 10—15, редко 25—30 м.

В пределах области выделяются два геолого-генетических комплекса (района).

Формация предгорных равнин и межгорных впадин. Комплекс делювиально-пролювиальных галечниковых отложений верхнечетвертичного возраста ($dl pl Q_{III}$) (группа грубообломочных не-

* Здесь и во всех последующих случаях условные допустимые напряжения для грунтов даны по СН и Пу (II-Б-I-62).

связных пород) слагает узкую (0,3—1,1 км) полосу предгорной равнины, примыкающую на севере к Нуратинским горам, и выполняет небольшие межгорные впадины. Представлен галечниками мощностью от 5—10 до 30—35 м и более.

Подземные воды залегают на глубине более 10 м, достигая местами 60 м. Воды по качеству пресные или слабосоленоватые (до 3 г/л), неагрессивные, местами обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Из физико-геологических процессов имеет место эрозионная деятельность поверхностных потоков по руслам саев, выражающаяся местами в подмыве берегов.

Галечники в общей массе серые, представлены смесью неотсортированных, преимущественно неокатанных обломков метаморфических и изверженных пород, размером от гравия до мелкой и средней крупности валунов, с песчано-глинистым заполнителем. Галечники рыхлые, чаще уплотненные, местами слабосцементированные. Коэффициент крепости 1,5—2,0; категория разработки II—III; условные допустимые напряжения 6 кГ/см².

В пределах района строительные объекты отсутствуют. По инженерно-геологическим условиям район благоприятен для строительного освоения, за исключением днищ саев, по которым проходят весенние воды.

Формация предгорных равнин. Комплекс делювиально-пролювиальных суглинисто-галечниковых пород верхнечетвертичного возраста (dI pI Q_{III}) (группа связных пород с включением обломочных) слагает основную часть предгорной равнины севернее Нуратинских гор. Литологический состав отложений представлен частым переслаиванием супесей и суглинков с подчиненными прослоями разнотерристого песка, гравия и галечника, характеризующимися слабой отсортированностью. Супеси и суглинки также неравномерно содержат в себе включения грубообломочного материала. Мощность отложений равна 3—10 м близ гор и достигает нескольких десятков метров на периферии предгорной равнины.

Грунтовые воды залегают на глубине более 10 м и характеризуются довольно пестрой минерализацией — от пресных неагрессивных до слабосоленых (3—5 г/л) сульфатно-агрессивных.

В пределах района проявляется эрозионная деятельность временных потоков по саям с подмывом берегов.

Суглинки и супеси серовато-желтые и светло-коричневые, макропористые, крепкосвязные, часто загипсованные. Коэффициент крепости 0,8—1,5; категория разработки II—III; условные допустимые напряжения 2,5—3 кГ/см².

Условия для строительства благоприятные, исключая днища крупных саев, по которым проходят весенние потоки.

Область аллювиально-пролювиальных равнин занимает на западе региона Галляаральскую и Кайташскую межгорные впадины, характеризующиеся равнинным рельефом, образованным в результате аккумулятивной деятельности поверхностных потоков со сложной последующей обработкой водных и других агентов.

Рельеф равнин очень сложный, расчленен глубокими (до 35—40 м) врезами саев и многочисленными более мелкими суходолами, ложбинами и оврагами. Абсолютные отметки поверхности колеблются от 550 до 900 м. Выделяется один геолого-генетический комплекс (район).

Формация межгорных впадин. Комплекс пролювиальных лёссовых пород среднечетвертичного возраста (pI Q_{III}) (группа лёссов и лёссовидных пород). Лёссовые породы однородные, достигают мощности до 40 м и подстилаются одновозрастными галечниками.

Грунтовые воды залегают на глубине более 20 м, пресные, с минерализацией от 0,5 до 1 г/л, неагрессивные.

Лёссовые породы благодаря своей лёгкой размываемости интенсивно подвергаются эрозионной деятельности атмосферных вод с образованием сети оврагов и ложбин, а также временных водотоков по руслам саев с подмывом лёссовых берегов. По отдельным крупным саям в весенне-летний период наблюдается прохождение селей.

Лёссы имеют палевый цвет, макропористые, обычно воздушно-сухие, сильнопросадочные. По составу они относятся к пылеватым суглинкам, реже супесям. Коэффициент крепости 0,8; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,5—3,0 кГ/см².

Условия для строительства малоблагоприятные из-за пересеченности рельефа и сильной просадочности лёссовых грунтов, неблагоприятные по долинам крупных саев, по которым проходят паводковые и селевые потоки, а также по берегам саев в местах интенсивного развития оврагов.

Область аллювиально-террасированной равнины занимает современную долину р. Санзара, проходящую на востоке Галляаральской впадины. Поперечный профиль долины имеет четко выраженную ступенчатость, где выделяются пойма, а также первая и вторая надпойменные террасы, возвышающиеся на 0,5—2 м. По площади преобладает вторая терраса. Поверхности террас со слабым уклоном к реке и вниз по долине изрезаны многочисленными оросительными каналами. Абсолютные отметки поверхности, следуя по течению, изменяются от 1000—1100 до 550—600 м.

Область сложена одним геолого-генетическим комплексом пород. Формация межгорных впадин. Комплекс аллювиальных суглинисто-супесчаных отложений современного возраста (alQ_{IV}) (группа связанных пород). Аллювиальные отложения отличаются тонкой слоистостью и представлены переслаиванием суглинка, супеси, глин и реже песка. Общая мощность их от 1,5 до 5 м. Подстилаются породы разновозрастными галечниками.

Грунтовые воды, залегающие на глубине до 5—6 м, пресные, с минерализацией до 0,5 г/л, неагрессивные.

Из физико-геологических процессов на отдельных участках развито заболачивание.

Коэффициент крепости пород 0,6—0,8; категория разработки I; условные допустимые напряжения 1,5—2 кГ/см².

Современная долина Санзара повсеместно освоена полевым земледелием. Условия для наземного строительства из-за близкого залегания грунтовых вод малоблагоприятные; при крупном строительстве требуются дренажные мероприятия.

РЕГИОН III. ГИССАРО-ЗАРАФШАНСКАЯ СИСТЕМА СТРУКТУР

Этот регион находится в южной части республики и представлен западными частями Гиссарского и Зарафшанского хребтов, состоящих на территории Узбекистана из гор Чильбаир, Кугитанг, Чакылкалян, Каратюбе, Зирабулак-Зиаэтдин и др.

В структурном отношении регион представлен сложным сочетанием складчато-глыбовых антиклинальных и синклинальных зон, осложненных многочисленными разломами.

До проявления основных фаз герцинской орогении (верхний карбон) отмечается накопление огромных толщ морских осадков, которые затем были интенсивно подвергнуты складкообразованию, сопровож-

дававшемуся общим поднятием территории, внедрением интрузий и появлением вулканической деятельности.

К началу мезозоя описываемый регион представлял собой приподнятую территорию с широким проявлением денудационных процессов, на выровненную поверхность которой на протяжении мела и палеогена легли относительно небольшой мощности эпиконтинентальные осадки.

В олигоцен-антропогеновое время, в результате проявления альпийской орогении, сопровождавшейся формированием складок и общим поднятием территории, образовались горные массивы, современный облик которых обусловлен большой деятельностью эрозионных процессов.

В строении палеозойского фундамента участвуют горные породы протерозоя и почти всех периодов палеозойской эры — осадочные (известняки, песчаники, конгломераты и др.), метаморфические (гнейсы, мраморы, сланцы и др.) и магматические (граниты, гранодиориты, порфиры, порфириты).

Отложения мезо-кайнозоя развиты только в Зирабулак-Зиаэтинских горах, где они представлены песчаниками, аргиллитами, мергелями, известняками, песками и конгломератами.

Четвертичные отложения состоят из аллювиальных валунно-галечниковых пород, слагающих дно долин и покрывающих отдельные участки склонов гор элювиально-делювиальных щебнистых и щебнисто-супесчаных осыпей. Ввиду малой мощности и ограниченного площадного распространения четвертичный покров на карте не показан.

Отложения протерозоя, ордовика и нижнего силура отнесены к каледонскому структурному этажу (метаморфическая формация); верхнего силура — перми — к герцинскому (интрузивная, карбонатная, эффузивно-осадочная формации); меловые, палеогеновые и неогеновые — к альпийскому (нижнетерригенная, карбонатная, терригенно-карбонатная и молассовая формации).

Гиссаро-Зарафшанская система структур попадает в зону с силой землетрясений от 6 (Зирабулак-Зиаэтинские горы) до 9 баллов (Гиссарский хребет).

В регионе выделяются две геоморфологические области: 1) тектонико-денудационное низкогорье; 2) денудационно-тектоническое среднегорье и высокогорье.

Область тектонико-денудационного низкогорья включает Зирабулак-Зиаэтинские горы, имеющие широтное направление и характеризующиеся высотами гребней от 550 до 880 м. Склоны гор асимметричные: северные короткие и крутые; южные более пологие, несколько растянуты и сглажены. Расчлененность склонов большая, прорезающие их долины безводны, узкие, с V-образным поперечным профилем. Общий рельеф гор, особенно в осевой части, резкий, скалистый.

Область денудационно-тектонического среднегорья и высокогорья занимает большую часть региона — Зарафшанский и Гиссарский хребты, которые имеют простираание и постепенное понижение высот: у первого в северо-западном направлении, а у второго — в юго-западном.

Средние отметки осевых частей Гиссарского хребта 2500—3500 м с отдельными высотами до 4424 (Ходжа-Пирьях) — 4688 м (перевал Ахбаходжа-Госпи); у Зарафшанского — соответственно 1500—2500 и до 2803 м (район сел. Куюмусабазар).

Хребты имеют слабо выраженное асимметричное строение: северные и северо-западные склоны их более крутые, чем южные и юго-восточные. На водоразделах хребтов местами сохранились древнеденудационные поверхности (за пределами республики). Хребты сильно расчленены многочисленными крутосклонными, глубокими, не всегда доступными ущельями, с эрозионным врезом более 600 м. Участки высо-

когорий покрыты снежниками, мелкими ледниками, с наличием гляциально-эрозионного рельефа (троговые долины, кары).

Обе геоморфологические области большей частью имеют аналогичное строение и сложены одними и теми же возрастными группами осадков, поэтому описание инженерно-геологических комплексов пород дается общим. Всего в пределах Гиссаро-Зирабулакских гор выделяются восемь геолого-генетических комплексов пород (районов).

Метаморфическая формация. Комплекс гнейсо-сланцевых отложений верхнего протерозоя и ордовик-нижнесилурийского возраста (Pz_2 и $O+S_1$) (группа скальных пород) имеет большое распространение, слагая крупные участки гор. Он представлен гнейсами и разнообразными сланцами, в толще которых в подчиненном количестве встречаются кварциты, мраморы, песчаники и другие породы. Мощность отложений 1000—2000 м.

Подземные воды трещинные, залегают на глубине до 50 м, местами выходят на поверхность, образуя источники с небольшими расходами. Воды пресные (до 0,5 г/л, реже до 1—1,5 г/л), неагрессивные, местами обладают слабой карбонатной (выщелачивающей) или же сульфатной агрессивностью.

Породы с поверхности сильнотрещиноваты и образуют на склонах большие осыпи.

Гнейсы в основном очковые, биотитовые, роговообманковые и другие; сланцы кристаллические, филлитовые, хлоритовые, кварцево-биотитовые и др. Все разновидности пород крепкие, несжимаемые, имеют серые или же зеленовато-серые цвета. Коэффициент крепости 8—15; категория разработки VI—IX.

Интрузивная формация. Комплекс изверженных интрузивных пород средне- и верхнепалеозойского возраста (γ). Группа скальных пород пользуется широким площадным развитием и занимает основную часть территории. Он представлен гранитами, гранодиоритами, диоритами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами и другими разновидностями пород.

Грунтовые воды трещинные, залегают на глубине 10—50 м, повсеместно выклиниваются на склонах в виде родников с расходами от 0,3 до 2—5 л/сек. Воды пресные, с минерализацией менее 0,5 г/л, неагрессивные или же обладают слабой карбонатной (выщелачивающей) агрессивностью.

Породы комплекса подвергаются интенсивному физическому (термическому) выветриванию, обуславливающему сильную трещиноватость в верхней части и создающему отдельности в них от мелкой дресвяной до крупной глыбовой. Последние способствуют созданию на склонах осыпей и проявлению камнепадов и крупных обвалов, образующих в горных долинах запруды (завалы) и нередко приуроченные к ним озера.

Изверженные породы имеют разнообразный цвет, кристаллическую, равномернозернистую, реже порфировую структуры. Породы массивные, значительно трещиноватые, высокопрочные, коэффициент крепости 8—15; категория разработки VI—X.

Карбонатная формация. Комплекс известняковых отложений верхнего силура и девона (S_2+D) (группа скальных пород) развит в Чакыл-Каляне, в Каратюбинских и Зирабулакских горах и представлен толщей известняков и доломитов с резко подчиненными песчано-сланцевыми прослоями. Мощность отложений более 1000 м.

Грунтовые воды трещинные, залегают на глубине от 5 до 15 м — ненапорные, глубже — от 50 до 210 м — напорные. Источники, приуроченные к известнякам, имеют расходы от 2—3 до 100 л/сек. Воды прес-

ные с минерализацией до 1,0 г/л, редко больше. Преимущественно неагрессивные.

В районе интенсивно проявляется физическое выветривание и развит карст, особенно в известняках девона. Последний совершенно не изучен. Известняки и доломиты прочные, иногда слабобраморизованные. Коэффициент крепости 8—10; категория разработки VII—IX.

Эффузивно-осадочная формация. Комплекс переслаивающихся осадочных пород с эффузивами карбона (С) (группа скальных пород) распространен преимущественно в западной части Гиссарского хребта (в его юго-западных отрогах — горах Кугитанг, Чильбаир и др.). Он представлен переслаивающейся толщей осадочных пород: конгломератов, песчаников, алевролитов, сланцев; кислых и основных эффузивных пород: порфиров, фельзитов, диабазов и их туфов. Мощность отложений 1500—3000 м, породы сильно дислоцированы и перематы.

Грунтовые воды трещинные, залегают на глубине до 50 м. Воды пресные (менее 0,5 г/л), неагрессивные. Выклинивающиеся источники питают реки правобережных притоков Сурхандарьи.

В районе развито физическое выветривание, выраженное наличием большой трещиноватости пород и скоплением осыпей на склонах. Отмечаются камнепады и обвалы.

Конгломераты серого цвета, на глинистом и кремнистом цементе, с размерами обломков от валунов до мелкой гальки, состоят из кварца, гранитов, порфиринов, гнейсов, сланцев, известняков и других пород.

Песчаники и алевролиты разнозернистые, полимиктовые, на глинистом и глинисто-известковом цементе — крепкие. Сланцы темно-серые, черные, углистые и кремнистые, различной крепости. Кварцевые порфиры, диабазы и другие эффузивные породы имеют серые цвета с различными цветными оттенками, обычно плотные, практически несжимаемы, обладают высокой прочностью. Коэффициент крепости пород 5—10; категория разработки V—IX.

Нижнетерригенная формация. Комплекс песчаниково-глинистых отложений верхнего мела (C_{r2}) (группа полускальных пород с пластичными) распространен в Зирабулак-Зиаэтинских горах. Он представлен переслаивающейся толщей серых, желто-серых, серо-зеленых глин, алевролитов и песчаников, в меньшей мере — песков, известняков, гипсов мощностью более 1000 м.

Грунтовые воды трещинные, залегают на глубине 5—30 м и глубже. На склонах и по дну долин выклиниваются в виде немногочисленных малодобитных источников. Химический состав воды не изучен.

Породы комплекса подвергаются интенсивному физическому выветриванию и с поверхности сильно трещиноваты. Трещины мелкие, тонкие, с глубиной быстро затухают.

Коэффициент крепости пород 5—7; категория разработки IV—V.

Карбонатная формация. Комплекс отложений известняков нижнего палеогена (Pg_1) (группа полускальных пород) прослеживается в западной части Зиаэтинских гор и представлен в основном известняками мощностью около 100 м. Гидрогеологические условия не изучены.

Известняки мелкокристаллические, пористые, трещиноватые в различных направлениях, подвергаются выщелачиваемому воздействию атмосферных вод, в связи с чем они кавернозны (кавернозность достигает 20—50%). Коэффициент крепости 4; категория разработки V.

Терригенно-карбонатная формация. Комплекс песчаниково-глинисто-известняковых отложений среднего и верхнего палео-

гена (Pg_{2-3}) (группа полускальных пород с пластичными) имеет крайне ограниченное развитие и встречается отдельными небольшими участками в Зирабулак-Зиаэтинских горах. Он представлен переслаивающей толщей серых, серо-зеленых глин, песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями известняков и гипсов. Мощность отложений 150—300 м.

Подземные воды содержатся в известняках и песчаниках, изучены слабо. Воды преимущественно высокоминерализованные с минерализацией до 30 г/л и более, обладают сульфатной агрессивностью.

Породы комплекса с поверхности выветрелы, сильно трещиноваты. В ненарушенном состоянии они плотные, сравнительно крепкие. Коэффициент крепости 1,5—4; категория разработки IV—V.

Молассовая формация. Комплекс песчаниково-глинистых отложений неогенового возраста (N) (группа полускальных пород с пластичными) имеет ограниченное площадное распространение и слагает отдельные мелкие участки гор. Он представлен желто-серыми мелкозернистыми песчаниками, светло-коричневыми плотными глинами и конгломератами на слабом глинистом цементе. Мощность отложений 20—100 м, редко больше.

Грунтовые воды залегают на значительных глубинах — до 60—80 м, не изучены.

Породы комплекса интенсивно подвергаются выветриванию, образуя на поверхности небольшой мощности элювиально-делювиальный супесчано-суглинистый щебнистый покров. Коэффициент крепости пород 3—4; категория разработки IV—V.

Гиссаро-Зарафшанская система гор для строительства наземных сооружений является неблагоприятной ввиду трудной доступности, сильной горизонтальной и глубокой вертикальной расчлененности рельефа, развития камнепадов, обвалов, снежных лавин, прохождения в долинах бурных паводковых и селевых потоков, полной безводности в области низкогорий (Зирабулак-Зиаэтинские горы). Относительно благоприятными условиями обладают участки наиболее крупных долин в широкой их части, обычно близ выхода из гор, где изредка встречаются небольшие населенные пункты и где мелкое строительство возможно на отдельных выборочных участках.

РЕГИОН IV. ЦЕНТРАЛЬНО-КЫЗЫЛКУМСКАЯ ГЛЫБА (ПОДНЯТИЕ)

Этот регион находится в северо-западной части Узбекистана, в пределах песчаных равнин Кызылкума.

В геоструктурном отношении это складчато-глыбовое сооружение с выходами палеозойских пород на поверхность в виде гор Букантау, Тамдытау, Аристантау, Кульджуктау и других, разделенных сравнительно неглубокими синклинальными прогибами — Мынбулакским, Тубелекским, Бешкентским, Кызылкакским и др. В последних палеозойский фундамент погружен на глубину 500—1000 м. Основные структуры и осложняющие их разрывные нарушения (разломы) вытянуты в северо-западном направлении. К данному региону отнесен также расположенный западнее хр. Султануиздаг.

В палеозое территория региона представляла собой геосинклинальную область, где происходило накопление морских карбонатных, вулканогенных и терригенных толщ. До среднего олигоцена происходило платформенное развитие региона, выразившееся в накоплении слабодислоцированных мезозойских и кайнозойских отложений и прекращении складкообразовательных процессов. В олигоцен-четвертичное время начался постплатформенный орогенный период, сопровождавшийся

формированием поднятий и прогибов, а также развитием складок основания и флексурно-разрывных зон. Поднятия носят характер низкогорий, а прогибы — равнин. Амплитуда восходящих и нисходящих движений достигает 1,5 км.

Горные сооружения региона сложены отложениями палеозойского возраста — сланцами, гнейсами, кварцитами, гранитами, сиенитами, известняками и другими, а также отложениями мела, палеогена и неогена, представленными песчаниками, песками, глинами, мергелями и конгломератами. Равнинные территории сложены с поверхности рыхлыми четвертичными отложениями — делювиально-пролювиальными суглинисто-щебнистыми породами, аллювиально-пролювиальными галечниками и эоловыми песками.

Отложения нижнего палеозоя отнесены к каледонскому структурному этажу к метаморфической формации; среднего и верхнего палеозоя — к герцинскому структурному этажу к карбонатной и интрузивной формациям. Среди мезозойских отложений, составляющих альпийский структурный этаж, выделяются нижне-терригеновая, терригено-карбонатная, верхнетерригеновая формации и формации предгорных равнин и пустынь.

Сейсмичность региона невысокая — 5 баллов.

На территории Центральных Кызылкумов выделяются три геоморфологические области: 1) тектонико-денудационное низкогорье; 2) пролювиальные предгорные равнины; 3) озерно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные возвышенные равнины, преобразованные эоловыми процессами.

Область тектонико-денудационных низкогорий объединяет горные возвышенности, характеризующиеся глыбово-складчатым типом рельефа, выровненными вершинами, скалистыми склонами с глубиной расчленения до 200 м и широкими покатыми подножиями. Абсолютные отметки вершин составляют 300—888 м, возвышаются горы над равниной на 250—500 м.

Время формирования рельефа палеоген-неогеновое.

В пределах области выделяются семь геолого-генетических комплексов пород (районов).

Метаморфическая формация. Комплекс сланцевых отложений силура и нерасчлененного нижнего палеозоя, затем силура и девона (S и S+D) (группа скальных пород). Породы данного комплекса обнажаются в горах Кульджуктау, Ауминзатау, Аристантау, Тамдытау и Султануиздаг. Они представлены различными сланцами, гнейсами, кварцитами с прослоями песчаников и известняков. Характерно частое переслаивание и невыдержанность по мощности и простиранию отдельных пачек пород. Мощность отложений 1000—2300 м.

Подземные воды трещинного типа, вскрываются скважинами на глубине до 50—100 м. К местам глубокого эрозийного вреза приурочены выходы родников с расходами 0,1—30 л/сек. Минерализация вод изменяется от 0,4 до 10,8 г/л, преобладает 3 г/л. По содержанию $\text{SO}_4^{''}$ воды агрессивные. Кроме сульфатной агрессивности воды иногда обладают слабой общекислотной агрессивностью.

Породы интенсивно подвергнуты физическому выветриванию, особенно сланцы, что приводит к повсеместной значительной трещиноватости их с поверхности и образованию осыпей.

Сланцы по цвету зеленые и серые от светлых до темных тонов, кристаллические, хлоритовые, хлоритово-слюдистые, кремнистые, кварцевые, амфиболитовые, эпидотовые и другие, мелкозернистые, тонкорассланцеванные и в различной степени окварцованные. Гнейсы по составу роговообманковые и биотитовые, неяснослоистые. Песчаники

различного состава от светлого до темно-серого цвета, местами переходящие в алевролиты, сильнометаморфизованные, в различной степени окварцованные. Известняки светло- и темно-серые метаморфизованные, местами мраморизованные. Кварциты плотные, мелкокристаллические.

Все породы комплекса крепкие и средней крепости, плотные, высокоабразивные, с незначительной влажностью и водопоглощением; трудноразрушаемые; с поверхности трещиноватые. Коэффициент крепости 5—15; категория разработки VI—X.

Карбонатная формация. Комплекс известняков девонского и карбонового возрастов (D+C) (группа скальных пород). Известняки девона развиты почти во всех горных возвышенностях. Они собраны в крутые сложные складки и разбиты разломами. Мощность изменяется от 50 до 2000 м. Тонкослоистые известняки карбона развиты в горах Мурунтау и Тамдытау и имеют мощность более 3000 м. В Букантау среди карбоновых известняков развиты переслаивающиеся конгломераты и песчаники.

Подземные воды в известняках напорные, трещинно-карстового типа. Источники приурочены к тальвегам долин, часто связаны с зонами разломов. Дебиты их от 0,5—5,2 до 200,0 л/сек. Воды пресные с минерализацией до 1 г/л, неагрессивные.

Известняки почти повсеместно затронуты процессами карстообразования. В ряде мест у подножия гор наблюдаются полые трещины небольших (до 10—15 см) размеров, а отдельные карстовые полости наблюдаются и на более высоких гипсометрических отметках (Актау), имея в диаметре до 20 м, а глубину более 7 м. При бурении в известняках отмечались провалы инструмента на 1,5—2,0 м, с почти полным поглощением промывочной жидкости.

Кроме карстовых явлений, в пределах площади распространения известняков развиты процессы физического выветривания, приводящие к интенсивной трещиноватости пород с поверхности, образованию осыпей и обрушений пород по ослабленным зонам.

Известняки слоистые, светлые и темно-серые, крепкие, но трещиноватые, выветрелые и раскарстованные, коэффициент крепости 8—10; категория разработки V—VIII.

Интрузивная формация. Комплекс изверженных интрузивных пород верхнепалеозойского возраста (γ) (группа скальных пород) развит почти на всех горных возвышенностях и представлен преимущественно гранитами и гранодиоритами, реже сиенитами, габбро, перидотитами — породами кислого и основного состава.

Подземные воды трещинного типа вскрываются на глубине до 50 м, по бортам глубоких пропилов выходят в виде родников с дебитом до 1 л/сек. Воды пресные или слабосолоноватые (0,5—3,0 г/л). По содержанию $SO_4^{''}$ воды агрессивные, по другим показателям — неагрессивные.

Интенсивно развиты процессы физического выветривания, приводящие к сильной трещиноватости пород с поверхности и образованию рыхлых щебнистых осыпей на склонах. В пределах Тамдытау и Букантау местами на интрузивных массивах образовалась обломочная кора выветривания, представленная преимущественно алевролитовыми глинистыми разностями пород. Видимая мощность ее 2—25 м.

Изверженные породы имеют розовые, серые и темно-серые цвета, равномернoзернистую, реже скрытокристаллическую структуры. Породы трещиноватые, обладают высокой несущей способностью. Коэффициент крепости 8—15; категория разработки VI—X.

Нижнетерригенная формация. Комплекс песчаниково-глинистых отложений верхнемелового возраста (C_{r2}) (группа полу-

скальных пород с пластичными) распространен в предгорьях всех возвышенностей, слагая нижние части склонов. Он представлен песчаниками, глинами, конгломератами, алевролитами. Глины преобладают в нижней части разреза, песчаники — в верхней. Наблюдается увеличение грубообломочного материала снизу вверх. Мощность отложений колеблется от 30 до 600 м, увеличиваясь от предгорий к впадинам.

В слабодислоцированных породах мела циркулируют как грунтовые, так и напорные межпластовые воды. Глубина их залегания достигает 50 м. В глубоких эрозионных врезах они выклиниваются в виде родников. По химическому составу воды солоноватые и соленые с минерализацией преимущественно 1,5—12 г/л. Обладают сульфатной агрессивностью.

Породы комплекса подвержены процессам физического выветривания с образованием осыпей. Наиболее интенсивно выветриваются песчаники. Осыпи незначительные по размерам, подвижные или полужакоплены скудной растительностью.

Песчаники и алевролиты разнозернистые, полимиктовые, на глинистом и известково-глинистом цементе, средней и слабой прочности, коэффициент крепости 2—5; категория разработки V—VI. Глины плотные, вязкие, иногда песчаные, с поверхности выветрелые, коэффициент крепости 1,0—1,5; категория разработки II—III. Конгломераты серые, различные по крупности галек, на глинистом и известковистом цементе, средней и слабой прочности; галька преимущественно из обломков кварца, известняка и других пород, коэффициент крепости 2—4; категория разработки IV—VI.

Терригенно-карбонатная формация. Комплекс различных по составу нерасчлененных пород мелового и палеогенового возраста (Cg+Pg) (группа полускальных пород с пластичными) имеет выходы на поверхность у подножий горных возвышенностей. Он представлен глинами, мергелями, песчаниками, известняками и доломитами с подчиненными прослоями песков, алевролитов и гипсов. Мощность пород колеблется от 2—8 до 120—200 м.

Подземные воды залегают на глубине 100—200 м и приурочены к слабым песчаникам и пескам. Минерализация изменяется от 1 до 3 г/л, редко достигает 10 г/л. Воды слабо агрессивны только по содержанию сульфатов.

Процессы физического выветривания выражены здесь слабее. Все породы с поверхности имеют значительную трещиноватость, но осыпи встречаются редко, только на крупных склонах суходолов.

Глины зеленоватые, песчаные, тонкоплитчатые, иногда с прослоями белого мергеля, известняка, кварцевого песка, реже наблюдается чередование глины с пористым известняком. Коэффициент крепости 1,0—1,5; категория разработки II—III. Песчаники мелкозернистые на слабом известковистом цементе с включением мелкого гравия. Коэффициент крепости 4—6; категория разработки VI. Мергель сероватобелый и серый, с чешуйками и отпечатками ракушек, плотный. Коэффициент крепости 2—3; категория разработки IV—VI. Известняк ракушечный светло-серый, пористый, в кровле с окатанной галькой. Коэффициент крепости 4; категория разработки V. Доломит серый, темно-серый, крепкий, переслаивается с известняком и гипсом. Коэффициент крепости 8; категория разработки VII.

Верхнетерригенная формация. Комплекс песчаниково-глинистых пород олигоцен-миоценового возраста (Pg₃—N₁) (группа полускальных пород с пластичными) распространен отдельными сравнительно небольшими площадями в нижней части гор Букантау, Ауминзатау и др. Он представлен глинами, реже песчаниками, с подчинен-

ными прослоями ракушняка и песков. Мощность отложений 30—70 м.

Подземные воды пластовые, напорные, вскрываются в песчаниках и песках на глубине 20—50 м. По минерализации пестрые (от 1 до 35 г/л), преимущественно сильносоленые (10—35 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

Породы комплекса подвергаются физическому выветриванию, приносящему к крошению их с поверхности и образованию мелкой сети трещин. Выветрелый материал легко смывается дождевыми водами и развевается ветром.

Глины зеленовато-серые, плотные, известковистые, часто песчаные, загипсованные, иногда с мелкими чешуйками рыб. Коэффициент крепости 1,0—1,5; категория разработки II. Песчаники разнотернистые, серые, слабосцементированные. Коэффициент крепости 4; категория разработки V—VI.

Комплекс песчаных отложений верхнего неогена (N_2) (группа полускальных пород с песчаными) занимает обширные краевые покаторавнинные участки подножий гор и представлены песками и песчаниками, в толще которых встречаются отдельные прослои глин, мергелей и конгломератов. Отложения смяты в пологие складки и достигают мощности 350 м. На территории развития данного комплекса отложений встречаются отдельные крупные (площадью в несколько десятков квадратных километров эрозионно-дефляционные бессточные котловины — Мынбулакская, Тубелекская, Каракатинская, выработанные в этих же неогеновых породах (реже в других возрастных комплексах) и заглубленные до 50—120 м.

Подземные воды залегают на глубине 45—200 м, напорные по дну котловин. По зонам разломов наблюдаются выходы источников (чоколаки) с дебитом от десятых долей до 1—3 л/сек. Минерализация воды различная — от 0,4 до 24 г/л, преобладает 3—10 г/л. Воды агрессивные только по содержанию SO_4^{2-} .

Физико-геологические процессы заметно проявляются только в пределах замкнутых котловин. По дну их наблюдается образование солончаков (местами соляные корки достигают 15—30 см), такыров и перевевание покрова эоловых песков, собранного здесь в мелкие формы. В бортах происходит развевание дочетвертичных песков и песчаников с образованием ниш, местами отмечаются оползни, ложбины и овраги.

Пески серые, мелко- и тонкозернистые, уплотненные; песчаники пестроцветные, мелкозернистые, слабосцементированные, местами переходят в алевролиты. Коэффициент крепости для песков 0,5; для песчаников — 2—4; категория разработки соответственно I и V—VI.

Условия для наземного строительства в пределах горных сооружений Центрального Кызылкума неблагоприятные, вследствие сильно расчлененного, труднодоступного, скалистого рельефа. Исключение составляют покаторавнинные подножные участки гор (крылья структур), сложенные палеогеновыми и неогеновыми породами, где строительство возможно почти повсеместно. Неблагоприятными для строительства являются крупные бессточные котловины из-за интенсивного проявления процессов образования солончаков, накопления и перевевания песков. Выборочно здесь могут быть освоены участки, занятые такырами.

Область пролювиальных предгорных равнин опоясывает горные возвышенности сравнительно неширокими (от 3—5 до 20—25 км) полосами. Она характеризуется аккумулятивными формами рельефа, сформированными в четвертичное время. Равнины покатые, в различной степени расчленены суходолами, врезанными на глубину до 20—25 м. Абсолютные отметки поверхности составляют 100—400 м.

В области выделены два геолого-генетических комплекса пород (района).

Формация предгорных равнин. Комплекс делювиально-пролювиальных суглинисто-щебнистых отложений четвертичного возраста (dl pl Q) (группа связанных пород с грубообломочными) составляет большую часть предгорных равнин и характеризуется весьма разнообразным, изменчивым литологическим составом и мощностью.

Породы комплекса состоят из суглинисто-супесчаных, реже песчаных образований, неравномерно содержащих включения плохоокатанной гальки и щебня; встречается красновато-серая уплотненная дресва со щебнем в пересыпке с песком, а также прослой и линзы песчанистой глины. Преобладающая мощность комплекса более 5 м.

Отложения комплекса являются практически безводными. Подземные воды содержатся в подстилающих коренных породах.

В пределах предгорной равнины проявляется слабоэрозионная деятельность временных водотоков с образованием рытвин и мелких оврагов.

Породы комплекса с поверхности рыхлые, с глубиной уплотненные, обогащены обычно гипсом. Коэффициент крепости 0,8—1,5; категория разработки II—III; условные допустимые напряжения 2,5—3 кг/см².

Условия для строительного освоения территории благоприятные, но природные условия тяжелые — район пустынный и безводный.

Комплекс делювиально-пролювиальных галечниковых отложений современного возраста (dl pl Q_{IV}) (группа грубообломочных несвязных пород) развит разобщенными узкими (2—5 км) полосами вдоль гор, охватывая галечниковые части шлейфа, приуроченные к современным руслам саев. Преобладающая мощность галечниковых отложений до 5 м.

Грунтовые воды приурочены к галечникам. Воды пресные и солоноватые, минерализация составляет 0,7—4,0 г/л, преобладает 1—2 г/л. По содержанию SO₄^{''} воды слабоагрессивные, по другим показателям — неагрессивные.

Из физико-геологических процессов имеют место эрозия по наиболее крупным руслам временных водотоков с подмывом берегов и аккумуляция выносимого с гор материала.

Галечники серые, различные по крупности галек и их окатанности; заполнитель песчано-гравийный. Галька состоит преимущественно из обломков кварца, сланцев, песчаников, известняков, гранита. Галечники слежавшиеся, в нижней части разреза уплотненные, местами слабосцементированные. Коэффициент крепости 1,5—2,0; категория разработки II—III; условные допустимые напряжения 6 кг/см².

Район никакими видами строительства не освоен. В целом он пригоден для строительного освоения, за исключением широких плоских дний саев, затапливаемых весной паводковыми водами.

Область озерно-аллювиальных и аллювиально-пролювиальных возвышенных равнин, преобразованных эоловыми процессами, занимает равнинные песчаные пространства между горными возвышенностями. Она представляет собой в различной степени эродированную возвышенную равнину, сложенную плиоценовыми отложениями, перекрытыми повсеместно эоловыми песками. Пески залегают в виде гряд, грядово-бугристых и грядово-ячеистых форм. Абсолютные отметки поверхности равнин 100—300 м. Относительные превышения, создаваемые эоловыми формами песков, не более 15 м.

В пределах области выделяется один инженерно-геологический комплекс пород (район).

Формация пустынь. Комплекс эоловых песков четвертичного возраста (eol Q) (группа песчаных пород) представлен покровными песками мощностью до 10, реже до 12—15 м.

Грунтовые воды залегают в песках и песчаниках верхнего неогена на глубине 15—40 м. Воды эти солоноватые с минерализацией 3,0 г/л и более; как правило, сульфатно-агрессивные. Редко встречаются линзы пресных грунтовых вод.

Из физико-геологических процессов на останцах коренных пород развито выдувание с образованием мелких ниш, а на равнинах — перевывание эоловых песков.

Пески красновато- и серовато-желтые, с поверхности мелкозернистые, глубже разнотекстурированные, пылеватые (от 2 до 15%), уплотненные, слабо держат вертикальные стенки и состоят в основном из зерен кварца и полевого шпата. Коэффициент крепости равен 0,5; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,0—2,5 кГ/см².

Район для строительного освоения неблагоприятный вследствие бугристости рельефа и легкой развеваемости песков.

РЕГИОН V. ГРУППА СТРУКТУР ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОГРУЖЕНИЯ ГИССАРСКОЙ МЕГАНТИКЛИНАЛИ

Регион находится в южной части республики и состоит из сложных систем складчато-глыбовых антиклинальных и синклинальных зон с многочисленными разломами и надвигами, имеющими общее юго-западное простирание.

В геологической истории региона палеозойский период характеризовался геосинклинальными условиями развития. В конце его, в результате проявления герцинской орогении, палеозойские породы были сильно дислоцированы с внедрением интрузий и проявлением слабой вулканической деятельности.

В мезо-кайнозойе в основном протекал часто менявшийся прибрежно-морской режим с преобладанием накопления морских осадков, что в целом свидетельствует об относительно слабой тектонической деятельности этого периода (платформенный этап развития).

На границе верхнего палеогена и неогена наступают и продолжают в нижнечетвертичное время очень сильные горообразовательные процессы (альпийская орогения) с общим поднятием территории, сопровождающимися складкообразованием, развитием разрывных нарушений и интенсивным проявлением денудационных процессов, что в совокупности обусловило современный облик региона.

В геологическом строении региона принимают участие крайне ограничено палеозойские изверженные породы — граниты и очень широко — мезо-кайнозойские, представленные почти всеми возрастными группами и разнообразными по составу породами — известняками, гипсами, глинами, песчаниками, конгломератами и др.

Четвертичные отложения представлены делювиально-пролювиальными щебнисто-галечными осадками и маломощными (до 1,0—1,5 м) элювиально-делювиальными супесчано-щебнистыми породами и щебнистыми осыпями (последние на карте не показаны).

Отложения верхнего палеозоя отнесены к герцинскому структурному этажу (интрузивная формация), мезо-кайнозойские — к альпийскому (карбонатная, нижнетерригенная, терригенно-карбонатная, верхнетерригенная, молассовая формации, четвертичные — формация межгорных впадин).

Регион попадает в зону с силой землетрясения 7—8 баллов.

В регионе выделены две области: 1) тектонико-денудационное низкогорье и денудационно-тектоническое среднегорье; 2) структурно-денудационные адыры и адырные предгорья.

Область тектонико-денудационного низкогорья и денудационно-тектонического среднегорья представлена хребтами Гузар-Лянгар, Кугитанг, Бабатаг и другими, имеющими юго-западное простирание и постепенно понижающимися в этом же направлении, а также небольшими межгорными впадинами Дехканабадской, Байсунской, Пашхуртской с окружающим их низкогорным рельефом.

Хребты в осевых частях имеют средние отметки 1500—2000 м и отдельных высот до 2500 м и более. Склоны их асимметричны — юго-восточные более короткие и крутые, чем северо-западные, что особенно резко выражено у хр. Бабатаг. Эрозионная расчлененность хребтов сильная, склоны изрезаны многочисленными и глубокими (до 600 м и более), нередко труднодоступными ущельями. Для гор характерно чередование скалистых, обрывистых гребней со сглаженными вершинами и задернованными склонами.

Низкогорье представлено в виде невысоких гор и возвышенностей со сглаженными вершинами и сравнительно пологими склонами, с глубиной расчленения до 300 м и средними высотами осевых частей от 800 до 1400 м.

Мелкие межгорные впадины имеют покаторавнинный рельеф и характеризуются абсолютными отметками поверхности 900—1300 м.

В пределах области выделяется пять инженерно-геологических комплексов пород (районов).

Интрузивная формация. Комплекс изверженных интрузивных пород верхнего палеозоя (γ) (группа скальных пород) распространен в центральной части Кугитангтау и представлен гранитами, реже диоритами и другими отложениями.

Подземные воды трещинные, залегают на глубине до 50 м, местами выклиниваются на склонах и по дну долин, образуя родники с расходом от десятых долей до нескольких единиц л/сек. Воды пресные, с минерализацией менее 0,5 г/л, неагрессивные. В целом подземные воды изучены слабо.

Изверженные породы интенсивно подвергаются физическому (термическому) выветриванию, что обуславливает сильную трещиноватость их с поверхности и создание крупных отдельностей с образованием на склонах щебнистых осыпей. Наблюдаются камнепады и небольшие завалы долин.

Граниты биотитовые, мусковитовые и другие, среднекристаллические, очень прочные, коэффициент крепости 8—15; категория разработки VIII—X.

Карбонатная формация. Комплекс известняковых отложений юрского возраста (J) (группа скальных пород) слагает горные массивы Гузар-Лянгар, Байсун, Кугитанг и другие, где занимает значительные площади. Он представлен известняками с прослоями гипсов и солей, мощность которых увеличивается с севера на юг от 180 до 600 м.

Подземные воды имеют широкое распространение, глубина залегания колеблется от 5 до 40 м. Воды ненапорные, пресные (до 0,4 г/л), неагрессивные. С глубины 200—210 м — напорные, со значительной минерализацией (2,4 г/л и более), с резко выраженной сульфатной агрессивностью. Источники имеют расходы, резко достигающие 5—10 л/сек.

Известняки с гипсами, солями, помимо интенсивного проявления в них физического выветривания, активно подвергаются процессам

выщелачивания с образованием карста, провальных воронок, к которым нередко приурочены озера провального типа (Кан-Бешбулак площадью 0,2 км², Каттакуль — 0,18 км² и др.).

Известняки светло-серые, кристаллические, массивные, иногда тонкослоистые, прочные. Коэффициент крепости 8; категория разработки VII—VIII.

Нижнетерригенная формация. Комплекс глинисто-песчаниковых отложений мелового возраста (Сг) (группа полускальных пород с пластичными) имеет преобладающее площадное развитие и представлен глинами и песчаниками с резко подчиненными им прослоями песчаных известняков, ракушников и конгломератов. Мощность отложений возрастает с севера на юг от 700 до 1500 м.

Подземные воды межпластовые, залегают на разных глубинах. Минерализация их пестрая — от пресных (0,1—1,0 г/л), неагрессивных до горько-соленых (до 35 г/л и более) с резко выраженной сульфатной агрессивностью.

Породы комплекса интенсивно выветриваются, в связи с чем они сильно трещиноваты (особенно глины), и с поверхности на склонах обычно покрыты небольшим элювиально-делювиальным, щебнисто-супесчаным покровом. Широко развит плоскостной смыв и эрозионная деятельность атмосферных вод с образованием саевых врезов, ложбин и оврагов. По крупным долинам в весенне-летнее время наблюдаются сели.

Глины пестроцветные, вязкие, иногда жирные или наоборот песчаные, местами мергелистые, загипсованные, редко сланцеватые, с поверхности до 0,1—0,6 м всегда выветрелые; коэффициент крепости 1,5—2; категория разработки II—III.

Песчаники известковистые, тонко- и мелкозернистые, коэффициент крепости 6—8; категория разработки VI—VIII.

Карбонатная формация. Комплекс отложений известняков нижнего палеогена (Pg₁) (группа полускальных пород) имеет ограниченное распространение и встречается на северо-западе региона прерывистыми участками, слагая крылья мелких структур. Он представлен толщей известняков с прослоями гипсов, ангидритов, реже мергелей и глин, мощность более 100 м.

Гидрогеологические условия изучены слабо. Известны редкие родники с расходами от 0,03 до 1,0 л/сек. Воды родников имеют минерализацию более 1,5 г/л, обладают сульфатной агрессивностью.

Известняки мелкозернистые, пористые, трещиноватые, в результате выщелачивающего воздействия атмосферных вод сильно кавернозные. Коэффициент крепости 4; категория разработки V.

Терригенно-карбонатная формация. Комплекс глинисто-песчаниково-известняковых отложений среднего и верхнего палеогена (Pg₂₋₃) (группа полускальных пород с пластичными) развит отдельными небольшими участками и представлен глинами, песчаниками с прослоями известняка, ракушника и гипса; мощность отложений 150—340 м.

Подземные воды содержатся в песчаниках и известняках, залегают на значительных глубинах (более 100 м), пестрые по минерализации (от 1 до 40 г/л), сульфатно-агрессивные.

Породы комплекса с поверхности выветрелы; глины крошатся, образуя дресву. На склонах развит небольшой элювиально-делювиальный щебнисто-супесчаный покров, легко смываемый атмосферными водами. В ненарушенном состоянии породы плотные, сравнительно крепкие. Коэффициент крепости 1,5—4; категория разработки II—VI.

Верхнестерригенная формация. Комплекс песчаниково-глинистых отложений олигоцен-миоценового возраста (Pg_3-N_1) (группа полускальных пород с пластичными) встречается узкими полосами на крыльях структур и представлен пестроцветными глинами и песчаниками с прослоями алевролитов и гипсов мощностью 270—390 м и более.

Подземные воды вскрываются на значительных глубинах (до 50 м и более), в трещиноватых песчаниках. Воды сильно минерализованы, не изучены.

Породы комплекса интенсивно выветриваются, с поверхности легко крошатся, образуя мелкие скопления осыпей. Коэффициент крепости 1,5—4; категория разработки II—VI.

Территория описываемой области неблагоприятна для строительного освоения в полосе хребтов вследствие сильной расчлененности их и трудной доступности; относительно благоприятна в низкорослой части и в межгорных впадинах, в пределах которых расположены населенные пункты, где строительство возможно на выборочных участках.

Помимо рельефных условий ограничивающим строительство фактором является также развитие оползневых процессов. Оползни встречаются сравнительно редко и приурочены как к рыхлым покровным четвертичным отложениям, так и к различным коренным породам (контактные), захватывающим склоны протяженностью местами в несколько километров. Данная область очень бедная поверхностными водами и практически не имеет пресных подземных вод.

Область структурно-денудационных адыров и адырных предгорий является зоной перехода от крупных межгорных депрессий (впадин) к горам и располагается широкой полосой по окраине региона. Рельеф области покатый, прорезается спускающимися с гор многочисленными глубокими поперечными долинами саев, придающим ей волнисто-увалистый вид с мягкими плавными переходами поверхности. Абсолютные отметки поверхности колеблются от 500 до 800 м.

В пределах области выделяется два инженерно-геологических комплекса (района).

Мола ссовая формация. Комплекс песчаниково-глинистых отложений неогена (N) (группа полускальных пород с пластичными) занимает основную часть области и представлен пестроцветной континентальной толщей переслаивающихся тонко- и мелкозернистых песчаников на известковистом цементе, плотных глин и конгломератов. Мощность отдельных слоев колеблется от 0,5 до 35 м, общая мощность отложений превышает 1700 м.

Подземные воды имеют слабое развитие, почти не изучены, сильно минерализованы с различной глубиной залегания.

Породы комплекса с поверхности выветрелые, обычно прикрыты небольшим элювиально-делювиальным супесчано-суглинистым покровом с галькой и щебнем. Широко развит плоскостной смыв и эрозийная деятельность атмосферных вод с образованием ложбин и оврагов. Коэффициент крепости изменяется от 1,5 до 4; категория разработки II—VI.

Формация межгорных впадин. Комплекс делювиально-пролювиальных валунно-галечных отложений средне- и верхнечетвертичного возраста ($d_{IPI} Q_{II-III}$) (группа грубообломочных несвязных пород) распространен в мелких горных впадинах и по бортам долин в виде останцов высоких террас. Он представлен неотсортированным валунно-галечным материалом с песчано-гравийным заполнителем. Местами галечники слабо сцементированы, содержат прослои песков, супесей, суглинков и глин.

Подземные воды залегают глубже 10 м, слабо минерализованы (более 2 г/л) с сульфатной агрессивностью.

Из физико-геологических процессов развита эрозионная деятельность временных потоков с подмывом берегов и образованием оврагов. Коэффициент крепости 1,5—2,0; категория разработки IV; условные допустимые напряжения 6 кГ/см².

Территория области почти повсеместно может быть освоена строительством в пределах межгорных котловин и на выборочных участках — на остальной территории.

РЕГИОН VI. ФЕРГАНСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

Этот регион расположен на востоке Узбекистана и ограничен высокими хребтами Западного Тянь-Шаня, на юге — Алайским и Туркестанским, на востоке — Ферганским, на севере и северо-западе — Чаткальским и Кураминским.

Ферганская впадина представляет собой глубокую и сложную в структурном отношении межгорную депрессию. Средняя равнинная часть ее занята крупной синклинальной складкой с широкими и пологими юго-восточными, узкими и крутыми северо-западными крыльями. По периферии этой синклинали, охватывая полосу предгорий, располагается ряд нешироких антиклинальных, синклинальных и моноклинальных зон, выраженных на поверхности в виде адырных поднятий и небольших по размерам адырных и межадырных впадин. К этим складчатым зонам приурочены различные тектонические нарушения — разломы, сбросы и др.

Образование Ферганской впадины произошло в юрский период. Первый этап ее формирования охватывает триасово-палеогеновый период и характеризуется платформенными условиями развития. Отличается он малыми амплитудами волновых движений земной коры и небольшими мощностями отложений. Второй этап начался с середины олигоцена и продолжается в настоящее время. Характеризуется он высокой тектонической активностью с интенсивным складкообразованием и возникновением разрывных нарушений. Ферганская впадина в этот период испытывала опускание, одновременно с чем происходил непрерывный снос и накопление в ней рыхлых отложений, очень пестрых по составу с резкой фациальной изменчивостью.

Ферганская впадина сложена мощной толщей неогеновых и четвертичных отложений. Более древние породы залегают здесь на больших глубинах.

Неогеновые отложения представлены континентальными осадками. В адырных поднятиях они местами выходят на поверхность, на равнинных территориях — залегают под мощной толщей (600—1000 м) четвертичных отложений. Сложен неоген в нижней части разреза глинами с прослоями песчаников, а в верхней — толщей конгломератов, глин, песчаников и мергелей.

Четвертичные отложения имеют повсеместное распространение, исключая места выхода неогеновых пород в адырах. В сложении их принимают участие различные генетические и возрастные комплексы пород разнообразного литологического состава — конгломераты, галечники, пески, суглинки, супеси и другие, залегающие в разных сочетаниях.

Неогеновые и четвертичные образования являются частью Альпийского структурного этажа. По составу и условиям залегания неогеновые отложения отнесены к молассовой формации, четвертичные — к формации межгорных впадин.

Ферганская впадина в целом относится к районам с высокой сейсмичностью с силой землетрясения 8, а на крайнем северо-востоке и востоке ее — 9 баллов.

В пределах Ферганской впадины выделяются следующие три геоморфологические области: 1) структурно-денудационные адыры и адырные предгорья; 2) аллювиально-пролювиальные равнины; 3) аллювиально-террасированные равнины.

Область структурно-денудационных адыров и адырных предгорий включает адыры: на севере — Наманганский, Кассанский и Чустпапский; на юге — Секетминский, Канчагайский, Кувинский и др.; на востоке — Андижано-Аламышикскую группу. Эти адыры окружают кольцом равнинную часть впадины и тянутся цепочкой — полосой шириной от 2—3 до 12—15 км. На юге Ферганы адыры образуют 2—3 кулисообразно расположенных ряда. Возвышаются адыры над равниной на 50—640 м, имеют слабовыпуклые вершины и асимметричные склоны. Рельеф их, несмотря на расчлененность склонов сетью оврагов и ложбин, мягкий с плавными переходами поверхности. В пределах адыр выделяется четыре геолого-генетических комплекса пород (района).

Мо л а с с о в а я ф о р м а ц и я. Комплекс континентальных глинисто-конгломератовых отложений неогенового возраста (N) (группа полускальных пород с пластичными) слагает Чустпапский адыр. В разрезе неогеновых отложений залегают, переслаиваясь, глины, песчаники и конгломераты, очень невыдержанные как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Мощность прослоев изменяется от 1—2 до 80—100 м, причем сами слои тоже неоднородны и содержат линзы других разностей пород. Отложения неогена дислоцированы в антиклинальную складку с углами падения пластов на крыльях от 10—15 до 60—70°.

Подземные воды содержатся в песчаниках и конгломератах. Вскрываются они на глубине до 30—60 м, а также выходят на склонах адыров и по бортам глубоких пропилов (Алмассая, Гавасая) в виде родников с дебитом до 30—50 л/сек. Воды напорные. По химическому составу пестрые, имеют минерализацию от 0,34 до 14,84 г/л, чаще 1—4 г/л, с четко выраженной сульфатной агрессивностью.

В описываемом районе интенсивно проявляется эрозионная деятельность атмосферных вод. Ими образована на поверхности адыр густая разветвленная сеть логов; в наиболее крупных из них имеются свежие русловые врезы, заглубленные на 0,3—1,5 м.

Глины комплекса бурые, кирпично-красные или же темно-серые и светло-желтые с охристыми пятнами, с включением в виде вкраплений белых солей и кристаллов гипса, сравнительно плотные. Коэффициент крепости равен 1; категория по трудности разработки III.

Песчаники разнозернистые, чаще мелко- и тонкозернистые, серые и светло-серые, цемент глинистый, слабый и среднекрепкий, массивные, реже плитчатые. Коэффициент крепости 4; категория разработки V—VI.

Конгломераты серовато-желтые и буровато-желтые, среднегалечные, с песчано-гравийным заполнителем, с включением валунов до 35 см в диаметре. Галька и валуны хорошо окатаны, состоят из обломков изверженных и осадочных пород. Цемент глинистый, слабый, местами конгломерат переходит в галечник. Коэффициент крепости 1,5—4; категория по трудности разработки III—V.

Ф о р м а ц и я м е ж г о р н ы х в п а д и н. Комплекс конгломератовых пород нижнечетвертичного возраста (Q_1) (группа полускальных пород) слагает южную группу адыров. Конгломераты однообразные, слабо дислоцированы, содержат редкие линзы и прослои глин, песча-

ников и гравелитов. Мощность более 100 м, подстилаются они глинами и конгломератами неогенового возраста.

Гидрогеологические условия не изучены. Грунтовые воды, видимо, залегают глубоко, не исключено также, что конгломераты безводны.

На склонах адыр заметную эрозионную деятельность проявляют атмосферные воды, образуя мелкую овражную сеть. В местах обнажений конгломератов в них образуются неглубокие ниши выдувания.

По цвету конгломераты серые крупногалечные с песчано-гравийным заполнителем. Галька различной окатанности, состоит из обломков гранита, кварца и других пород. Цемент глинистый, местами известковистый, различной крепости, преимущественно слабый. Местами конгломераты выветрелые до состояния галечника. Коэффициент крепости 1,5—4, категория разработки III—VI.

Комплекс суглинков нижнечетвертичного возраста (Q_1) (группа связных пород с включением обломочных) слагает на севере с поверхности Кассансайский и Наманганский адыры. Суглинки содержат включения грубообломочного материала — гальку, гравий и щебень. Эти включения обычно рассеяны в толще суглинков, реже встречаются (ближе к подошве слоя) в виде прослоев и линз мощностью до 1 м. В ряде случаев плохо отсортированный гравийно-галечниковый материал, перемешанный с супесчано-суглинистым, залегают с поверхности. Мощность суглинков изменяется от 2 до 5—10 м, местами достигая 15—25 м. Подстилаются они одновозрастными серыми слабосцементированными конгломератами.

Суглинки безводны. Подземные воды приурочены к подстилающим их отложениям. Вскрываются они на глубине 60 м и ниже, а также выходят на поверхность у подножия склонов и по бортам глубоких пропалов (Чартаксай, Намангансай) в виде родников с расходами от 0,03—0,5 до 3,5—4 л/сек. Воды с минерализацией от 0,6 до 3,5 г/л. По отношению к бетону они агрессивны по содержанию иона $SO_4^{''}$ и неагрессивны по другим показателям.

Поверхность описываемого Наманганского адыра изрезана разветвленной сетью логов. В наиболее крупных из них имеются следы свежей эрозии — русловые врезы, заглубленные в дно до 1,5—2 м.

Суглинки легкие, пылеватые, местами переходят в тяжелые супеси, часто загипсованные. Коэффициент крепости 0,8, категория разработки II, условные допустимые напряжения 2,5—3 кг/см².

Комплекс пролювиальных лессовых пород среднечетвертичного возраста (plQ_{II}) (группа лессов и лессовидных пород) слагает с поверхности Андижано-Аламышикскую группу адыров. Лессы в вертикальном разрезе однородные, имеют мощность в среднем 15—25 м, подстилаются конгломератами.

Подземные воды залегают в коренных породах на больших (>100—150 м) глубинах, изучены слабо.

Лессы благодаря легкой размываемости подвергаются эрозионной деятельности с образованием разветвленной сети ложбин и оврагов. Лессы имеют палевый цвет, макропористые, воздушно-сухие. По гранулометрическому составу они относятся к пылеватым суглинкам, реже супесям и обладают просадочностью. Коэффициент крепости равен 0,8, категория разработки II, условные допустимые напряжения 2,5—3 кг/см².

Область адыров никакими видами строительства не освоена. По характеру рельефа и сравнительно трудной доступности для колесного транспорта инженерно-геологические условия здесь неблагоприятны. Строительство возможно на выборочных площадях — пологих склонах и плоских участках водоразделов.

Область аллювиально-пролювиальных равнин занимает большую часть Ферганской впадины, охватывая заадырные понижения и широкую полосу предгорных равнин. Образовались равнины в результате аккумулятивной деятельности стекающих с гор боковых потоков. Рельеф равнин разнообразен. Заадырные понижения имеют обычно вид плоских покатых к депрессии равнин. Предгорные равнины в полосе, непосредственно примыкающей к адырам, характеризуются волнистым рельефом и состоят из чередования выпуклых головных галечниковых частей конусов выносов и межконусных понижений с относительным превышением поверхности от 20 до 50 м. С удалением от адыров волнистая равнина сменяется плоской, причем последняя развита только на левобережье Сырдарьи, где она достигает ширины 25—30 км и плавно сопрягается с III надпойменной террасой реки. Поверхность ее здесь осложнена различными по размерам неглубокими (до 2—3 м) понижениями, часто заболоченными и отдельными массивами эоловых песков, а также ирригационными каналами и коллекторами с невысокими отвалами.

В области выделяется пять инженерно-геологических комплексов пород (районов).

Формация межгорных впадин. Комплекс аллювиально-пролювиальных галечниковых отложений верхнечетвертичного возраста ($dI\ pI_{QIII}$) (группа грубообломочных несвязных пород). Галечники слагают краевые участки Ферганской впадины, занимая: на севере примыкающую к адырам полосу шлейфа шириной от 1,5—2 до 7—8 км и на юге головные части крупных конусов выносов рек Исфары, Соха, Исфайрама и Шахимардана, шириной до 8—16 км. Кроме того, галечники распространены в заадырных и межадырных понижениях, занимая их полностью или же чаще верхние участки.

Галечники залегают прямо с поверхности, а местами под незначительным (до 1—2 м) супесчано-суглинистым покровом (последний не учитывается). Мощность галечников колеблется от 30—40 до 70—80 м. Подстилаются они конгломератами и галечниками средне- и нижнечетвертичного возрастов.

Грунтовые воды залегают глубже 10 м. Небольшую глубину залегания (до 10 м) они имеют только на юге Ферганы в заадырных впадинах. Воды по качеству пресные (до 1 г/л), неагрессивные или обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Из современных физико-геологических процессов заметно проявляется эрозионная деятельность поверхностных вод по руслам рек с подмывом берегов на излучинах.

Галечники в общей массе серые, различные по крупности галек, с включением валунов и песчано-гравийным заполнителем. Крупность галек постепенно уменьшается к стороне от гор. Галька, валуны и гравий средне- и хорошо окатанные, состоят из обломков изверженных и осадочных пород — гранита, гранодиорита, кварца, порфирита, песчаника и др. Галечники слежавшиеся, уплотненные; коэффициент крепости 1,5—2; категория разработки II—III; условные допустимые напряжения 6 кг/см^2 .

Район пригоден для строительного освоения, за исключением узких площадок, непосредственно примыкающих к руслам рек, затапливаемых при прохождении селей.

Комплекс эоловых песков современного возраста ($eol\ Q_{IV}$) (группа песчаных пород) распространен в центральной части Ферганской впадины и развит на плоской равнине. Эоловые пески встречаются в виде отдельных массивов, наиболее крупный из которых носит название «Пески Талкудук-кум». Мощность эоловых песков варьирует от

1—2 до 8—10 м. Залегают они на пролювиально-озерных отложениях, представленных переслаивающейся толщей суглинков, супесей, песков и очень редко — глин.

Грунтовые воды залегают на глубине до 10 м, местами возможно глубже. Содержатся они в суглинисто-песчаных отложениях, подстилающих эоловые пески. Грунтовые воды сильноминерализованные; минерализация их колеблется от 3 до 50 г/л. Воды обладают резко выраженной сульфатной агрессивностью; по другим показателям неагрессивны.

Эоловые пески в большинстве случаев полужакрепленные и закрепленные растительностью, в связи с чем процесс развевания и перевевания песков здесь не выражен резко. Изредка в наиболее пониженных местах наблюдается процесс засоления грунтов с образованием пухлых солончаков.

Пески имеют серые и желтые цвета, с различными переходными оттенками. По гранулометрическому составу они тонко или чаще мелкозернистые, пылеватые, состоят преимущественно из зерен кварца, полевого шпата и темных минералов.

Коэффициент крепости 0,5; категория по трудности разработки II; условные допустимые напряжения 2 кг/см^2 .

Данный район для строительного освоения неблагоприятен вследствие бугристости рельефа, трудности передвижения транспорта и легкой развеваемости песков.

Комплекс пролювиально-озерных суглинисто-песчаных отложений верхнечетвертичного возраста (рпI QIII) (группа связных пород) с песчаными.

Данный комплекс отложений слагает левобережную плоскую равнину в центральной части Ферганской впадины. Комплекс пород состоит из переслаивания суглинков, супесей, песков и очень редко — глин. Залегают они в самых различных сочетаниях, часто сменяя друг друга как по простиранию, так и на глубину. Мощность прослоев колеблется от 0,4—3 до 7—15 м. Общая мощность переслаивающейся толщи более 100 м.

Грунтовые воды залегают на глубине до 3 м. По качеству они соленые и горько-соленые, с минерализацией от 3 до 50 г/л, обладают резко выраженной сульфатной агрессивностью; по другим показателям неагрессивны.

Из современных физико-геологических процессов интенсивно проявляется засоление почв и в наиболее пониженных местах — заболачивание.

Породы имеют серые, желтые или коричневые цвета различных тонов и переходных оттенков. Характерным является включение солей в виде кристаллов, прожилок и вкраплений, а также тонкая (в несколько сантиметров) слоистость, обусловленная неоднородностью литологического состава.

Суглинки по гранулометрическому составу пылеватые тяжелые, реже легкие и средние; супеси пылеватые легкие и тяжелые, слабо- и среднесвязные; пески преимущественно мелкозернистые, пылеватые, кварцево-полевошпатовые. Коэффициент крепости 0,5—0,8; категория разработки I; условные допустимые напряжения $1,0—2,0 \text{ кг/см}^2$.

Территория района пустынная, интенсивно осваивается под земледелие (посевами хлопчатника) с одновременным осуществлением широкого строительства сети горизонтальных дрен, направленной на общее снижение уровня грунтовых вод. Освоение земель сопровождается строительством легкого типа жилых и производственных помещений на вновь создаваемых фермах. Опыт первых лет строительства показал,

что возведенные постройки подвергаются воздействию близко залегающих сильноминерализованных грунтовых вод, которые, подымаясь по капиллярам, увлажняют нижние части зданий, создавая на них солевые налеты, что приводит к разрушению.

Комплекс пролювиальных лёссовых пород среднечетвертичного возраста ($pl Q_{II}$) (группа лёсса и лёссовидных пород) слагает так называемую высокую лёссовую террасу и распространен на севере Ферганской впадины (правобережье) в заадырных понижениях, занимая южные, примыкающие к адырам участки, а также водоразделы.

Лёссы в вертикальном разрезе однородные, имеют мощность от 2—3 до 16—20 м, подстилаются одновозрастными конгломератами или галечниками.

Грунтовые воды залегают на глубине более 10 м и в местах глубоких эрозионных врезов вскрываются на глубине 0,65—2,40 м. Во многих местах они выходят на поверхность в виде отдельных родников с дебитом 0,5—3,7 л/сек, с расходами, достигающими 350—550 л/сек. Водоносными породами являются галечники. Воды пресные (от 0,3—0,4 до 1 г/л), неагрессивные или обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Лёссы благодаря легкой размываемости подвергаются эрозионной деятельности как атмосферными (дождевыми и талыми) водами, с образованием разветвленной сети ложбин и оврагов, так и постоянными саевыми потоками. Например, на юге Искават-Заркент-Пишкаранской впадины лёссовая терраса расчленена пропилами на отдельные блоки (останцы).

Лёссы имеют палевый цвет местами с коричневым оттенком и окристыми пятнами; макропористые, воздушно-сухие или слабовлажные. По гранулометрическому составу они относятся к пылеватым суглинкам, реже супесям и обладают сильной просадочностью. Коэффициент крепости 0,8; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,5—3,0 кг/см².

Район никакими видами строительства не освоен. По условиям рельефа (большой расчлененности местности) строительство возможно только на выборочных участках, учитывая при этом сильную просадочность лёссовых пород.

Комплекс аллювиально-пролювиальных лёссовидных пород верхнечетвертичного возраста ($al pl Q_{III}$) (группа лёсса и лёссовидных пород) имеет в пределах Ферганской межгорной впадины наибольшее площадное распространение и слагает с поверхности третью террасу р. Сырдарьи, слабопокатые предгорные равнины (исключая галечниковые части конусов выносов) и на левобережье адырные и межадырные впадины ниже галечниковых полей.

Лёссовидные породы по сравнению с пролювиальными среднечетвертичными лёссами менее однородны и содержат тонкие линзы и прослойки песчано-гравийного материала. Мощность лёссовидных пород колеблется от 2—5 до 12—20 м, возрастая с удалением от гор. Подстилаются они повсеместно галечниками большой мощности.

Грунтовые воды залегают на глубине до 10 м, местами глубже. В заадырных впадинах перед пропилами в адырах отмечаются выходы родников и заболюченность. По качеству воды пестрые, с минерализацией от 0,5—1 до 50—87,4 г/л; обычно обладают сульфатной агрессивностью и неагрессивны по другим показателям.

В краевой полосе третьей террасы, примыкающей к современной долине Сырдарьи и Нарына, в результате размывающей деятельности атмосферных осадков и поливных вод развивается овражная сеть. По руслам боковых речных потоков наблюдается эрозия берегов, особенно

резко проявляющаяся в период прохождения паводков и селей. В местах с близким залеганием грунтовых вод наблюдается также процесс засоления почв (выражен слабо), а в понижениях — заболачивание.

Лёссовидные породы имеют светло-серые, желтовато-серые или светло-коричневые цвета, макропористые, с известняковистыми стяжениями, от слабовлажных до насыщенных водой, с проявленной просадочностью. По гранулометрическому составу они относятся к пылеватым суглинкам и супесям. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 1,0—3,0 кГ/см².

Район полностью освоен земледелием и заселен. Условия для строительства благоприятные, за исключением заболоченных мест, участков интенсивного развития оврагов и узких площадей, примыкающих к речным потокам, затапливаемых при прохождении селей.

Проведенное в Ферганской котловине большое ирригационное строительство показало, что заложенные по проекту откосы каналов в лёссовидных породах во всех случаях оказались неустойчивыми — породы легко подвергаются размыву и обрушаются.

Область аллювиально-террасированных равнин объединяет современные долины р. Сырдарьи и ее составляющих — Нарына и Карадарьи. Образование этих равнин связано с аккумулятивной деятельностью речных потоков. При этом сама поверхность долин продолжает формироваться и в настоящее время. Современная долина Сырдарьи пересекает впадину примерно в широтном направлении и имеет ширину 7—12 км с небольшими уклонами поверхности. В поперечном профиле ее выделяются: пойма, первая и вторая надпойменные террасы, возвышающиеся над урезом воды в реке соответственно на 1—1,5, 2—4 и 5—10 м. Наибольшим распространением из них пользуется вторая надпойменная терраса. Равнинный характер террас нарушается отдельными слабовыраженными понижениями, небольшими массивами золотых песков и ирригационной сетью. Сложены современные долины одним геолого-генетическим комплексом пород.

Формация межгорных впадин. Комплекс аллювиальных суглинисто-супесчаных отложений современного возраста (al Q_{IV}) (группа связных пород). Суглинки и супеси в покровной толще встречаются примерно в равном количестве, при этом они не выдержаны как по простиранию, так и на глубину и часто сменяют друг друга. Мощность прослоев 2—5 м; общая мощность толщи колеблется от 2 до 8—15 м. Подстилаются супесчано-суглинистые отложения песками с гравием и галькой.

Грунтовые воды залегают на глубине до 3 м и вскрываются в супесях и суглинках, насыщая подстилающую песчано-галечниковую толщу. Воды по качеству и составу пестрые. В пределах современной долины Нарына, Карадарьи и правобережной части Сырдарьи они пресные (до 1 г/л) или слабоминерализованные (от 1 до 3 г/л); на левом берегу Сырдарьи минерализация достигает 25—45 г/л, увеличиваясь вниз по реке и в сторону от нее. По содержанию иона SO₄^{''} грунтовые воды являются слабоагрессивными или агрессивными. По другим показателям, за исключением единичных случаев, неагрессивны.

В пределах описываемого района проявляется эрозийная деятельность рек, выражающаяся в подмыве берегов, а также развиты процессы засоления почв и в наиболее пониженных местах — заболачивания.

Суглинки и супеси по цвету серые, желтые и светло-коричневые, с различными переходными оттенками, местами с охристыми пятнами, содержат включения в виде вкраплений и прожилок гипса и известковистых солей. По гранулометрическому составу они пылеватые, пре-

имущественно тяжелые, влажные. Суглинки плотные, комковатой структуры, супеси слабо- и среднесвязные. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I; условные допустимые напряжения 1,0—2,0 кГ/см².

Условия для строительства на территории района из-за близкого залегания грунтовых вод малоблагоприятны.

РЕГИОН VII. ПРИТАШКЕНТСКАЯ ПРЕДГОРНАЯ ВПАДИНА

Этот регион размещается на северо-востоке республики между Чаткало-Кураминскими горами — на севере и северо-востоке, Туркестанским и Мальгузарским хребтами — на юге и юго-западе. С запада и северо-запада впадина открыта в сторону Кызылкумов. Он представляет собой сложную синеклизу, состоящую из локальных складок и скрытых структурных поднятий, расходящихся радиально в юго-западном направлении. Чем южнее структура, тем простираение ее более широтное.

В геологической истории развития ее четко наблюдаются два этапа: платформенный (юрско-среднеолигоценовый) и постплатформенный подвижный. Первый этап характеризуется малыми амплитудами волновых движений земной коры и небольшими мощностями меловых и палеогеновых отложений. Общий структурный план впадины наметился уже в мезозое. С середины олигоцена начался второй этап развития. В горной части происходили мощные поднятия, а в Приташкентской впадине, образование которой завершилось к этому времени, происходило опускание, одновременно с которым шел непрерывный снос и накопление в ней рыхлых отложений.

Сложена впадина в основном мощными осадками четвертичного возраста. Более древние мезо-кайнозойские породы залегают на глубине и обнажаются на периферии в горном обрамлении ее. Четвертичные образования распространены повсеместно и имеют мощность от 20—50 до 450—500 м. Они представлены различными по возрасту и генезису литологическими разностями пород — конгломератами, галечниками, песками, суглинками, супесями и другими, залегающими в разных сочетаниях.

Четвертичные отложения являются частью (конечным этапом) альпийского структурного этажа и отнесены к формации межгорных впадин.

Приташкентская впадина характеризуется высокой сейсмичностью. Большая часть ее территории попадает в зону с силой землетрясения 7—8 баллов, а на крайнем северо-востоке — 9 баллов.

В пределах данного региона выделяются две геоморфологические области: 1) аллювиально-пролювиальные равнины; 2) аллювиально-террасированные равнины.

Область аллювиально-пролювиальных равнин занимает большую часть территории региона и включает на левобережье Сырдарьи равнинные пространства Голодной степи, а на правобережье — высокие (третья, четвертая и пятая) террасы Чирчика и Ахангарана, занимающие водораздельные участки и широкую полосу предгорных равнин вдоль подножия Чаткало-Кураминских гор.

Равнины аккумулятивные, сформированы в разные периоды четвертичного времени крупными речными потоками и временно действующими водотоками. Рельеф равнин преимущественно плоский с обширными слабо выраженными в рельефе понижениями в Голодной степи, слабовсхолмленный на водоразделах и покатоволнистый в предгорной полосе, расчлененной широкими долинами с сетью мелких боковых

отвершков-суходолов и ложбин. Местами равнины осложнены оврагами, на участках орошения — каналами, дренами и коллекторами. Абсолютные отметки поверхности равнин колеблются от 230 до 650 м.

В данной области выделяется четыре геолого-генетических комплекса пород (района).

Формация межгорных впадин. Комплекс пролювиальных лёссовых пород среднечетвертичного возраста (plQ_{II}) (группа лёссов и лёссовидных пород) слагает на юге Голодной степи Ломакинское плато и на правобережье р. Сырдарьи четвертую и пятую террасы Чирчика и Ахангарана — слабовсхолмленные водораздельные и покатоволнистые предгорные равнины. Он представлен однородной толщей лёссов мощностью от 4—5 до 50—60 м, подстилаемой галечниками, конгломератами или каменным лёссом. В пределах Ломакинского плато в разрезе лёссов встречаются прослойки и линзы песков и щебнисто-галечниковых пород.

Грунтовые воды залегают на глубине от 10—15 до 30—40 м, а по долинам крупных саев на орошаемых площадях Кокаральской степи — до 5—10 м. Воды пресные и слабосоленоватые (0,4—3 г/л), неагрессивные, местами обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Лёссы, особенно в предгорной полосе, интенсивно подвергаются площадной и линейной эрозионной деятельности атмосферных вод с образованием разветвленной сети суходолов, ложбин и оврагов. По крупным саям (речкам), спускающимся с Чаткало-Кураминских гор (Паркентсай, Парлисай и др.), наблюдается эрозионная деятельность поверхностных водотоков с подмывом и обрушением лёссовых берегов. Особенно интенсивно это проявляется в весеннее время, в период прохождения паводковых вод и нередких здесь селевых потоков. Вдоль крупных древних каналов на правобережье Чирчика (Бозсу, Бурджар и др.) развита сложная и глубокая сеть оврагов, захватывающая полосу шириной до 1 км. На вновь построенных каналах в первые годы эксплуатации их отмечались интенсивные просадки грунтов. В Кокаральской степи, где грунтовые воды залегают неглубоко, местами развиты процессы засоления почво-грунтов и в наиболее пониженных местах — заболачивание.

Лёссы имеют палевый цвет, макropористы, обычно воздушно-сухие. По гранулометрическому составу они относятся к пылеватым суглинкам, реже супесям и обладают высокой просадочностью. Коэффициент крепости равен 0,8; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,5—3,0 кГ/см².

Данный район на большей территории освоен поливным или богарным земледелием и заселен. Условия для строительства здесь в целом благоприятные, исключая в предгорной полосе участки, примыкающие к руслам крупных саев, затапливаемых паводковыми и селевыми водами, а также участки вдоль крупных древних каналов с интенсивным развитием овражной сети. При крупном строительстве в Кокаральской степи потребуются дренажные мероприятия.

Комплекс аллювиально-пролювиальных лёссовидных пород верхнечетвертичного возраста ($alplQ_{III}$) (группа лёссов и лёссовидных пород) слагает собственно Голодную степь, а на правобережье Сырдарьи — третью террасу Чирчика и Ахангарана, прослеживаемую неширокими (от 1—1,5 до 5—7 км) полосами вдоль рек. Он представлен лёссовидными суглинками и супесями с редкими подчиненными линзами и прослойками песка или песчано-гравийного материала.

Грунтовые воды залегают на глубине до 10 м, редко больше и на значительной площади не превышают 5 м. В пределах третьей террасы Чирчика и Ахангарана они пресные (0,3—0,4 г/л), неагрессив-

ные, на территории Голодной степи, как правило, сильно минерализованы (от 10 до 50 г/л), с резко выраженной сульфатной агрессивностью

В связи с близким залеганием грунтовых вод на территории Голодной степи развиты процессы засоления почво-грунтов и в наиболее пониженных местах заболачивания. Вдоль обрыва третьей террасы наблюдается образование мелких оврагов и суффозионных воронок, связанных с деятельностью атмосферных и поливных вод.

Суглинки и супеси палевого цвета, макропористые, часто засоленные, просадочные, на орошаемых территориях с полной или частично проявленной просадочностью, коэффициент крепости 0,6—0,8, категория разработки I—II, условные допустимые напряжения в зависимости от влажности пород колеблются от 1,0—1,5 до 2,5—3,0 кГ/см².

Район на большей площади освоен земледелием и заселен. На мелиоративно неблагоприятных землях осуществляется широкое строительство сети горизонтальных и вертикальных дренажей с целью понижения уровня грунтовых вод. Строительство возможно почти повсеместно. Осложняющим фактором в пределах Голодной степи является разрушающееся воздействие на подземные части зданий (фундаменты), которое оказывают сильно минерализованные грунтовые воды. Поэтому строительство здесь необходимо вести с учетом дренажных мероприятий.

Комплекс аллювиально-пролювиальных галечниковых отложений нерасчлененного верхнечетвертичного и современного возрастов (al pl QIII—IV) (группа грубообломочных несвязных пород) занимает вдоль подножия Туркестанского хребта привершинные части конусов выносов рек Зааминсу, Санзара и других временно действующих потоков.

Галечниковые отложения залегают под небольшим (до 1—2 м) покровом супесчано-суглинистых пород, имеют мощность до 30—40 м, подстилаются более древней толщей конгломератов и песчаников.

Грунтовые воды залегают на различных глубинах, преимущественно глубже 10 м. По периферии конуса выноса р. Санзара они выклиниваются на дневную поверхность. Воды содержатся в галечниках, обладающих хорошей водообильностью. По химическому составу они пресные, с минерализацией до 1 г/л, обычно неагрессивные.

Из современных физико-геологических процессов здесь заметно проявляется эрозийная деятельность поверхностных вод по руслам рек и саев с подмывом берегов на излучинах. Наблюдаются также сели.

Галечники серые, различные по крупности и окатанности галек, с включением валунов и песчано-гравийным заполнителем. Крупность галек к периферии конусов выноса постепенно уменьшается. Состав галек разнообразный, в общей массе преобладают гальки различных изверженных пород, известняков и сланцев. Галечники слежавшиеся, уплотненные, коэффициент крепости 1,5—2, категория разработки II—III; условные допустимые напряжения 5—6 кГ/см².

Условия для строительства на территории района благоприятные, за исключением участков, примыкающих к руслам рек, затапливаемых селевыми водами.

Комплекс суглинисто-супесчаных пород верхнечетвертичного и современного возрастов (al pl QIII—IV) (группа связных пород с включением обломочных) слагает периферийные части конуса выноса р. Санзара и предгорного шлейфа вдоль Туркестанского хребта, а также vyplняет по долине Чирчика Бричмуллинскую впадину и долину р. Ахангарана у выхода ее из гор.

Представлен комплекс суглинками и супесями, неравномерно содержащими в себе включения гравия, гальки и щебня, составляющими

местами до 20—40% объема породы, или же переслаивающимися с редкими гравийно-галечниковыми и галечниково-щебнистыми линзами с прослойками. Мощность отложений превышает 10 м и достигает местами 30—40 м.

Грунтовые воды залегают на глубине 10—20 м и глубже. В горной части долин Чирчика и Ахангарана в уступах террас наблюдаются выходы источников с расходами до 4 л/сек. Воды преимущественно пресные (0,1—0,7 г/л), неагрессивные.

В районе проявляется эрозионная деятельность атмосферных вод с образованием ложбин и мелких оврагов, а также вод временных поверхностных водотоков с подмывом берегов по руслам. На горных склонах, ограничивающих долины Чирчика и Ахангарана, развиты оползневые процессы (описание их см. в регионе I).

Суглинки и супеси серовато-желтые, лёссовидные, макропористые, часто загипсованные. Коэффициент крепости равен 0,8; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,5—3 кг/см².

Территория описываемого района на большей площади освоена земледелием и заселена. Условия для строительства благоприятные. Исключением являются горные части долин Ахангарана и особенно Чирчика (Бричмуллинская впадина), где в связи с интенсивным развитием оползней строительство возможно только на выборочных участках.

Область аллювиально-террасированных равнин объединяет современные долины рек Чирчика, Ахангарана и Сырдарьи. Ширина долин изменяется от 2—5 до 18—22 км. В поперечном профиле их выделяются пойма, первая и вторая надпойменная террасы, придающие долинам ступенчатый вид. Поверхность их равнинная: имеет уклоны в двух направлениях — большой (0,05) к реке и меньший (0,001—0,006) вниз по течению. Абсолютные отметки поверхности колеблются от 250—300 до 1000—1100 м.

В пределах области развиты два геолого-генетических комплекса пород (района).

Формация межгорных впадин. Комплекс аллювиальных суглинисто-супесчаных отложений современного возраста (al Qiv) (группа связных пород с песчаными).

К данному комплексу отнесены аллювиальные отложения, слогающие с поверхности современную долину р. Сырдарьи. Представлены они суглинками и супесями с прослойками песка и гравия. Общая мощность покровных отложений колеблется от 2 до 6—7 м; подстилаются они одновозрастными песками с гравием и галькой, местами ниже переходящими в галечники.

Грунтовые воды залегают на глубине до 3 м, по качеству они пресные, с минерализацией до 0,7 г/л, неагрессивные.

По руслам рек отмечается эрозионная деятельность с подмывом берегов. В связи с близким залеганием грунтовых вод развит процесс засоления почво-грунтов и в наиболее пониженных местах — заболачивание. Редко наблюдается перевезание аллювиального материала, за счет которого образуются небольшие скопления эоловых песков.

Суглинки и супеси серые, желтые и светло-коричневые с различными оттенками и пятнами; содержат включения в виде вкраплений и прожилок гипса и известковистых солей, комковатые, влажные. По гранулометрическому составу они относятся к пылеватым, легким и тяжелым разностям. Пески разнотернистые, серые, реже желтовато-серые, уплотненные. Коэффициент крепости пород комплекса равен 0,6; категория разработки I; условные допустимые напряжения 1,5—2 кг/см².

Условия для строительного освоения района из-за близкого залегания грунтовых вод, засоления грунтов и заболачивания территории малоблагоприятные; при крупном строительстве потребуются применение дренажных мероприятий.

Комплекс аллювиальных галечниковых отложений современного возраста (al Q_{IV}) (группа грубообломочных несвязных пород). Галечники этого комплекса развиты в пределах современной долины рек Чирчика и Ахангарана. На большей площади района они покрыты суглинками и супесями мощностью до 2 м, которые сняты и на прилагаемой карте не отражаются. Мощность галечников от 10—20 до 50—60 м. Подстилаются они толщей конгломератов и галечников более древнего возраста.

Грунтовые воды залегают на глубине до 5 м, пресные, с минерализацией до 0,3 г/л, неагрессивные.

Из современных физико-геологических процессов развита эрозионная деятельность поверхностных вод по руслам рек с подмывом берегов на излучинах.

Галечники серые, различной крупности, с включением валунов и песчано-гравийным заполнителем. Крупность галек уменьшается вниз по течению рек. Окатанность галек хорошая, состоят они из обломков изверженных и осадочных пород. Галечники слежавшиеся, уплотненные. Коэффициент крепости равен 1,5—2; категория разработки II—III; допустимая нагрузка 5—6 кГ/см².

Условия для строительства из-за неглубокого залегания грунтовых вод малоблагоприятные. При высоких фильтрационных свойствах галечников, осуществление дренажных мероприятий будет сложным.

РЕГИОН VIII. ЗАРАФШАНСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

Этот регион занимает среднюю часть территории республики и расположен между западными отрогами Туркестанского хребта (горами Актау, Чумкартау, Гобдунтау и др.) — на севере, западной оконечностью Зарафшанского хребта (горами Чакыл — Калян и Каратюбе) — на юге и Зирабулак-Зиаэтдинскими горами — на юго-западе.

В геоструктурном отношении Зарафшанская межгорная впадина представляет собой сложную тектоническую депрессию (синклинальную зону), образование которой, по-видимому, произошло в конце палеозоя или в начале мезозоя. Выполнена она относительно маломощными, меловыми, палеогеновыми породами и сравнительно мощными кайнозойскими молассаами (2000—2500 м). Современная структура региона обусловлена преимущественно новейшими тектоническими движениями, весьма существенно осложнившими строение древнего прогиба, пронизав его многочисленными разрывными нарушениями. Одновременно с интенсивным поднятием гор происходил снос и накопление рыхлых четвертичных отложений во впадине.

В геологическом строении региона принимают участие четвертичные отложения, залегающие на размытой поверхности осадков неогена. Более древние породы залегают на больших глубинах.

Неогеновые отложения представлены континентальными образованиями — глинами, песчаниками и конгломератами с редкими и маломощными прослоями мергелей. Обнажаются они у подножий гор, в пределах же равнинных территорий перекрыты большим покровом четвертичных пород.

Четвертичные отложения имеют повсеместное распространение. В сложении их принимают участие различные генетические типы отложений (делювиально-пролювиальные, пролювиальные, аллювиально-

пролювиальные и аллювиальные) от современного до среднечетвертичного возраста, представленные песками, суглинками, супесями, лёссами и другими породами.

Четвертичные отложения являются частью Альпийского структурного этажа. По составу и условиям залегания они отнесены к формации межгорных впадин.

В сейсмическом отношении Зарафшанская группа межгорная впадина относится к районам с силой землетрясения 6 и 7 баллов. В пределах региона выделяются три геоморфологические области: 1) пролювиальная предгорная равнина; 2) аллювиально-пролювиальные равнины; 3) аллювиально-террасированные равнины.

Область пролювиальной предгорной равнины занимает предгорную равнину, примыкающую сравнительно неширокой (3—15 км) полосой к северным склонам Зирабулак-Зиаэтдинских гор.

Область характеризуется аккумулятивными формами рельефа, сформированными в результате временно действующих потоков, спускающихся с гор. Поверхность равнины покатая (в различной степени расчленена долинами саев и логами), имеет волнистый рельеф, постепенно сглаживающийся с удалением от гор. Абсолютные отметки поверхности составляют 360—500 м и снижаются в сторону от гор; относительные заглубления эрозионных врезов достигают 10—15 м.

Равнина сложена одним геолого-генетическим комплексом пород.

Формация межгорных впадин. Комплекс делювиально-пролювиальных суглинисто-галечниковых пород верхнечетвертичного возраста ($dpl Q_{III}$) (группа связанных пород с включением обломочных). Литологический состав отложений представлен частым переслаиванием супесей и суглинков с подчиненными прослоями разнотермистого песка, гравия и галечника. Суглинки и супеси содержат включения грубообломочного материала. Мощность отложений 3—10 м.

Грунтовые воды залегают на глубине более 10 м и характеризуются повышенной минерализацией (3—5 г/л), сульфатно-агрессивные.

В пределах предгорных равнин проявляется (слабо) эрозионная деятельность временных потоков по саям с подмывом берегов.

Суглинки и супеси серовато-желтые и светло-коричневые, макропористые, крепкосвязные, часто загипсованные. Коэффициент крепости 0,8—1,5; категория разработки II—III; условные допустимые напряжения 2,5—3 кг/см².

Условия для строительства благоприятные, исключая днища крупных саев, по которым проходят весенние потоки.

Область аллювиально-пролювиальных равнин занимает большую часть региона, охватывая площади развития высоких (III—IV и V) террас р. Зарафшана и слагая примыкающие к горам равнины.

Образовались равнины в результате аккумулятивной деятельности поверхностных потоков со сложной последующей обработкой водных и других агентов.

Рельеф равнин очень сложный, расчленен глубокими (до 25—30 м) врезами саев и многочисленными более мелкими суходолами, ложбинами и оврагами, придавая местами волнистый, местами холмистый вид с плавными переходами поверхности. Абсолютные отметки колеблются от 450 до 800 м, снижаясь к современной долине Зарафшана.

В пределах области выделяется два геолого-генетических комплекса пород (района).

Формация межгорных впадин. Комплекс пролювиальных лёссовых пород среднечетвертичного возраста ($pl Q_{II}$) (группа лёссов и лёссовидных пород) имеет широкое распространение, слагая высокие (IV—V) террасы.

Лёссовые породы по мере удаления от гор приобретают однородность, в вертикальном разрезе в толще их постепенно исчезают линзы и прослойки грубообломочного материала. В этом же направлении увеличивается мощность лёссов от 10 до 40 м и местами до 70 м и более.

Грунтовые воды залегают на глубине от 2—5 до 30 м, преимущественно глубже 10 м и характеризуются довольно пестрой минерализацией, чаще воды пресные, неагрессивные. На некоторых участках, в частности в западной части района, грунтовые воды соленые, с минерализацией около 5 г/л, обладают сульфатной агрессивностью.

Лёссовые породы благодаря своей легкой размываемости интенсивно подвергаются эрозионной деятельности атмосферных вод с образованием сети оврагов и ложбин, а также временных водотоков по руслам саев с подмывом лёссовых берегов. По отдельным крупным саям в весенне-летний период наблюдается прохождение селей.

Лёссы имеют палевый цвет, макропористые, обычно воздушно-сухие, сильнопросадочные. По составу они относятся к пылеватым суглинкам, реже супесям. Коэффициент крепости 0,8; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,5—3,0 кГ/см².

Район на большей площади освоен богарным, меньше — поливным земледелием и заселен. Условия для строительства: 1) мало благоприятны из-за пересеченности рельефа и сильной просадочности лёссовых грунтов; 2) неблагоприятны в местах интенсивного развития оврагов вдоль уступов террас и берегов крупных древних каналов (Даргом и др.), а также по долинам крупных саев и прилегающим к ним участкам, затопливаемых паводковыми и селевыми потоками.

На левобережье Зарафшана, в районе г. Каттакургана, на предгорной лёссовой равнине в 1942—1943 гг. было построено Каттакурганское водохранилище, имеющее преимущественно пологие берега. За 24 года наблюдений установлено, что переработка берегов здесь имеет крайне ограниченное развитие и проявляется только на отдельных крутых участках, выражаясь в подмыве и обрушении небольших масс пород.

Комплекс аллювиально-пролювиальных лёссовидных пород верхнечетвертичного возраста ($alplQ_{III}$) (группа лёссов и лёссовидных пород) слагает третью террасу р. Зарафшана, прослеживаемую на сравнительно коротком (55—60 км) участке, неширокой (3,5—10 км) полосой на правом берегу реки. Он представлен лёссовидными суглинками и супесями, в разрезе которых местами встречаются линзы песка и гравия незначительной мощности. Залегают они на одновозрастных галечниковых отложениях и имеют мощность до 5—10 м.

Грунтовые воды залегают на глубине до 10 м. Они преимущественно слабосоленоватые (до 1,5—2 г/л), обладают слабой сульфатной агрессивностью.

Вдоль уступа третьей террасы (высота его 7—10 м) развито оврагообразование. Глубина оврагов достигает 5 м, ширина поверху 3—5 м, длина до 35—40 м. Редко встречаются суффозионные воронки, образованные поливными водами.

Суглинки и супеси пылеватые, макропористые, с проявленной просадочностью. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 1,0—3,0 кГ/см².

Территория сплошь занята посевами и повсеместно может быть использована для строительства.

Область аллювиально-террасированных равнин занимает современную долину р. Зарафшана, а также узкие долины крупных саев. Поперечный профиль долины имеет четко выраженную ступенчатость, где

выделяются пойма, первая и вторая надпойменные террасы. Поверхности террас имеют слабый уклон к реке и вниз по долине, они изрезаны многочисленными оросительными каналами. Абсолютные отметки поверхности, следуя по течению, изменяются от 900—950 до 400—440 м.

Область сложена одним геолого-генетическим комплексом пород.

Формация межгорных впадин. Комплекс аллювиальных суглинисто-супесчаных отложений современного возраста (al Qiv) (группа связных пород). Аллювиальные отложения отличаются тонкой слоистостью и представлены переслаиванием суглинка, супеси, глин и реже песка. Общая мощность их от 1,5 до 5 м. Подстилаются они одновозрастными галечниками.

Грунтовые воды залегают на глубине до 5 м. Вблизи русел рек или каналов они наиболее пресные (0,1—0,3 г/л), мало отличающиеся по химическому составу от поверхностных вод; по мере удаления от водотоков минерализация их повышается до 1 г/л. Воды повсеместно неагрессивные.

Из физико-геологических процессов на отдельных участках развито заболачивание.

Коэффициент крепости пород 0,6—0,8; категория разработки I; условные допустимые напряжения 1,5—2 кг/см².

Современная долина Зарафшана повсеместно освоена поливным земледелием. Условия для наземного строительства из-за близкого залегания грунтовых вод мало благоприятны; при крупном строительстве потребуются дренажные мероприятия.

РЕГИОН IX. СУРХАНДАРЬИНСКАЯ МЕЖГОРНАЯ ВПАДИНА

Этот регион находится на юге Узбекской ССР. Он представляет собой крупную синклинальную зону с глубоко опущенным палеозойским складчатым фундаментом, осложненную многочисленными мелкими вторичными складками северо-восточного направления — антиклинальными поднятиями Хаудаг, Ляльмикар, Актау и отделяющими их синклиналями.

Геологическая история региона начиная от палеозойского времени характеризуется геосинклинальными условиями развития и делится на три основных этапа. Первый этап охватывает период от юры до нижнемиоценовой эпохи и характеризуется проявлением дифференцированных колебательных движений с общей тенденцией к прогибанию, в результате чего сформировалась толща морских, лагунных и континентальных осадков мощностью около 4500 м. Второй этап протекал от среднего миоцена до плиоцена включительно и характеризовался проявлением складкообразовательных процессов. В это время произошло обособление Сурхандарьинской впадины как самостоятельной структуры и были созданы основные структурные формы региона. Третий этап, охватывающий четвертичный период, характеризуется общим пульсационным подъемом территории, накоплением рыхлого материала в синклинальных зонах, образованием террас.

Сложен регион породами палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Отложения палеогена и неогена слагают антиклинальные поднятия и представлены мощной (более 4000 м) толщей известняков, доломитов, мергелей, гипсов, песчаников, алевролитов и глин. Четвертичные образования покрывают почти всю территорию региона, объединяют четыре возрастных комплекса и включают породы различного генезиса и разнообразного литологического состава: конгломераты, галечники, пески, суглинки, супеси и др.

Палеоген-четвертичные отложения являются частью Альпийского структурного этажа. Осадки ниже- и среднепалеогенового возраста отнесены к терригенно-карбонатной формации; верхнепалеогенового и нижнеэоценового возраста — к верхнетерригенной; отложения неогена — к молассовой, а четвертичные — к формации межгорных впадин.

Сурхандарьинская впадина характеризуется высокой сейсмичностью — 7—8 баллов.

В пределах ее выделяются три геоморфологические области: 1) структурно-денудационные адыры и адырные предгорья; 2) аллювиально-пролювиальные равнины; 3) аллювиально-террасированные равнины.

Область структурно-денудационных адыров и адырных предгорий включает локальные структурные поднятия внутри впадины: Хаудаг, Учкызыл, Ляльмикар, Кокайты, Джайранхана, Актау и Дасманагы, которые представляют собой невысокие горные гряды протяженностью от 10 до 50 км, вытянутые в северо-восточном направлении. Возвышаются они над равниной на 30—300 м. Поверхность гряд в значительной мере прикрыта супесчано-суглинистым чехлом и сглажена, несмотря на значительную расчлененность их сетью неглубоких (до 10—30 м) оврагов и ложбин. В пределах области выделяются три геолого-генетических комплекса пород (района).

Терригенно-карбонатная формация. Комплекс лагунно-морских глинисто-карбонатных отложений палеогенового возраста (Pg_{2+3}) (группа полускальных пород с пластичными) развит в сводовых частях антиклиналей Актау и Дасманагы. Породы представлены известняками и доломитами с подчиненными прослоями мергелей и гипсов — в нижней части разреза и глинами с тонкими прослоями алевролитов, мергелей известняков — в верхней. Отложения сильно дислоцированы, с углами падения пластов до 30—40°.

Подземные воды содержатся в трещиноватых известняках. Вскрыты они на глубинах 20—2080 м, редко выходят на поверхность в виде родников. Воды напорные, от солоноватых (3—5 г/л) до рассолов (50—150 г/л), обладающие сульфатной агрессивностью.

В районе интенсивно проявляется эрозионная деятельность атмосферных вод, приводящая к образованию мелких оврагов и ложбин.

Известняки и доломиты серые, плотные, трещиноватые, коэффициент крепости 4; категория разработки V—VI. Глины зеленовато-серые, плотные, тонкослоистые, известковистые, коэффициент крепости 1,0—1,5; категория разработки II—III.

Верхнетерригенная формация. Комплекс песчаниково-глинистых отложений олигоцен-миоценового возраста (Pg_3-N_1) (группа полускальных пород с пластичными) развит на крыльях антиклинальных структур Актау и Хаудаг и представлен толщей переслаивающихся глин и песчаников, не выдержанных по простиранию. Мощность отложений равна 400—450 м.

Гидрогеологические условия района изучены слабо. Подземные воды циркулируют в трещиноватых песчаниках. Источники редки и малодобитны с расходами от сотых долей до 1 л/сек. Воды преимущественно солоноватые и соленые с минерализацией 2—23 г/л, обладают сульфатной агрессивностью.

Из физико-геологических процессов развиты эрозионная деятельность атмосферных вод и физическое выветривание, ведущие к разрушению песчаников с образованием на склонах эоловых песков.

Глины красновато-бурые или буровато-красные, сильно огигсованы, плотные; коэффициент крепости 1,5; категория разработки II—III. Песчаники мелкозернистые, кирпично-красные и охристо-красные,

с отчетливо выраженной косо́й слоистостью, сильно огипсованы по трещинам. Коэффициент крепости равен 4; категория разработки V—VI.

Молассовая формация. Комплекс глинисто-песчаниковых отложений неогенового возраста (N) (группа полускальных пород с пластичными) слагает крылья структур Ляльмикар, Актау, Кокайты, Джайранхана, Хаудаг и Учкызыл, представлен в нижней части разреза преимущественно песчаниками, вверху — алевролитами и глинами с подчиненными прослоями песчаников. Мощность отложений 3000—3500 м.

Гидрогеологические условия района изучены слабо. Воды пластовые, порово-трещинные, приурочены к прослоям песчаников и вскрываются на различных глубинах. В местах глубокого эрозионного вреза выходят на поверхность в виде малodeбитных источников. Воды с минерализацией 3,5—6,0 г/л, обладают сульфатной агрессивностью.

На склонах структур в результате деятельности атмосферных вод создана густая сеть мелких логов и оврагов. Наблюдаются также процессы выветривания песчаников и развевания разрушенного материала с образованием эоловых песков.

Песчаники красновато-серые и серые, мелкозернистые, местами средне- и крупнозернистые, цемент слабый, глинистый. Коэффициент крепости 2—4; категория разработки V—VI. Алевролиты и глины буровато-красные и бурые, местами с гидроморфной пятнистостью, с включением гипса. Коэффициент крепости 1,0—1,5; категория разработки II—III.

Область адырных структурных поднятий частично освоена строительством. На пологих водораздельных частях структур Хаудаг, Кокайты и Учкызыл размещены небольшие поселки нефтепромыслов. В целом по рельефным особенностям условия для строительства здесь малоблагоприятные и возможны на выборочных участках.

Область аллювиально-пролювиальных равнин занимает основную часть впадины и представлена предгорными равнинами, характеризующимися аккумулятивными формами рельефа, возникшими в результате деятельности основных и боковых речных потоков. Рельеф равнин разнообразен. В примыкающей к горам полосе размещаются покатые, с четко выраженными конусами выноса равнины или же высокие сильно расчлененные увалистые равнины с относительным превышением поверхности от 3—5 до 30—50 м. С удалением от гор волнистые равнины сменяются слабоволнистыми и плоскими, плавно сопрягающимися с поверхностью III надпойменной террасы Амударьи и Сурхандарьи. В южной части отмечаются скопления эоловых песков, имеющих мелкобугристый рельеф. Абсолютные отметки поверхностей равнин колеблются от 390 до 700 м, снижаются вниз по долинам рек и в сторону их русел.

В области выделяются пять инженерно-геологических комплексов пород (районов).

Формация межгорных впадин. Комплекс аллювиально-пролювиальных галечниковых отложений среднечетвертичного возраста ($alplQ_{II}$) (группа грубообломочных несвязных пород) распространен на крайнем юго-западе региона, захватывая примыкающую к горам полосу шлейфа шириной от 1 до 5 км. Галечники залегают с поверхности, а местами под маломощным (до 1—2 м) супесчано-суглинистым покровом. Мощность галечников превышает 10—20 м.

Грунтовые воды залегают на глубине более 15 м, солоноватые (около 5 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

Из физико-геологических процессов отмечается эрозия по руслам временных водотоков с образованием промоин и мелких оврагов.

Галечники серые, уплотненные, местами загипсованные; состоят из галек изверженных пород, преимущественно плохо окатанных размером от 2 до 10 см, находящихся в пересыпке с супесью и песком. Встречаются редко валуны размером до 25—30 см. Коэффициент крепости 1,5—2; категория разработки III—IV; условные допустимые напряжения 6 кГ/см².

Условия для строительного освоения территории благоприятные. При регулировании путей стока вод временных потоков строительство можно вести повсеместно.

Комплекс аллювиально-пролювиальных галечниковых отложений верхнечетвертичного возраста (alplQ_{III}) (группа грубообломочных несвязных пород) слагает привершинные части конусов выноса рек Шерабада, Ходжаипака, Сангардака и Туполанга. Представлен галечниками, залегающими с поверхности или же перекрытыми маломощным (до 1 м) чехлом супесчано-суглинистых отложений. Мощность галечников превышает 30 м.

Грунтовые воды залегают на глубине 10—50 м. Воды пресные, не более 0,5 г/л, неагрессивные; в пределах Шерабадского конуса слабоминерализованные, 1,3—3,0 г/л, обладают сульфатной агрессивностью.

Из современных физико-геологических процессов отмечается эрозионная деятельность поверхностных вод по руслам рек с подмывом берегов на излучинах. В весеннее время наблюдаются селевые потоки.

Галечники преимущественно серые, слежавшиеся, уплотненные, состоят из изверженных и осадочных пород, размер до 3—5 см. Коэффициент крепости галечников 1,5; категория разработки III—IV; условные допустимые напряжения 5—6 кГ/см².

Район благоприятен для наземного строительства, за исключением узких прирусловых участков, затапливаемых паводками и селевыми водами.

Комплекс эоловых песков современного возраста (eolQ_{IV}) (группа песчаных пород) распространен на юге региона в приустьевой части р. Сурхандарьи.

Пески встречаются в виде россыпей, бугров и гряд высотой 1,5—6 м. Мощность песков 3—12 м, подстилаются они породами различного литологического состава и возраста — песчаниками неогена или же аллювиальными суглинками, супесями и песками.

Грунтовые воды залегают на глубинах до 10—20 м и более, преимущественно в подстилающих эоловые пески породах; по характеру минерализации воды пестрые, обычно слабосоленые (5—7 г/л), обладают резко выраженной сульфатной агрессивностью.

По окраинам эоловых массивов пески закреплены растительностью; в центральных частях они незакрепленные и подвергаются перевеванию. Изредка в понижениях наблюдается процесс засоления грунтов.

Пески имеют серый, желтовато-серый и розовато-желтый цвет, мелко- и тонкозернистые, кварцево-полевошпатовые, рыхлые, местами с включением гравия и редкими тонкими прослойками супеси и суглинка. Коэффициент крепости песков 0,5; категория разработки II; условные допустимые напряжения 1,5—2,0 кГ/см².

Условия для наземного строительства неблагоприятные вследствие бугристости рельефа, трудности передвижения транспорта и легкой развеваемости песков.

Комплекс пролювиальных лёссовых пород среднечетвертичного возраста (plQ_{II}) (группа лёсса и лёссовидных пород) слагает высокие (IV—V) террасы р. Сурхандарьи. Мощность лёссов равна 20—40 м и достигает в северной части впадины 60—70 м и более. Подстилается

лѣсс одновозрастными аллювиальными гравийно-галечниковыми отложениями, а также осадками неогена и палеогена.

Грунтовые воды залегают на глубине более 30 м, местами на глубине 10—20 м. Воды различной минерализации: от пресных (0,3—1,0 г/л) в районе г. Денау до соленых (15—18 г/л) на остальной части территории. Воды, как правило, обладают сульфатной агрессивностью.

Лѣсс легко размывается с образованием сложной сети суходолов, ложбин и оврагов. Ярким примером этого может служить канал Кетмен, который за два поливных сезона углубил свое русло на 20 м, прорезал всю толщу лѣсса и образовал глубокий каньон с сетью мелких боковых оврагов. Широкое развитие имеют просадочные и суффозионные процессы, выражающиеся в образовании блюдцеобразных понижений, воронок, западин, террасированных уступов вдоль каналов и др.

Лѣсс светло-серый, палевый, в верхней части разреза слабо-красноватый, пористый, обычно слабовлажный, содержит включения гипса и известковистых стяжений, в вертикальных откосах устойчив. По granulометрическому составу относится к пылеватым супесям, реже суглинкам и обладает сильной просадочностью. В местах, подвергшихся замачиванию, просадочные свойства лѣссов частично утеряны. Коэффициент крепости 0,8; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,5—3,0 кГ/см².

Плоские и слабоволнистые участки равнин освоены гражданским и ирригационным строительством. При длительных площадных замочках лѣссов наблюдались просадки до 1,0—1,5 м. Условия для строительства в районе в целом неблагоприятны из-за сильной расчлененности рельефа и просадочных свойств лѣсса.

Комплекс аллювиально-пролювиальных лѣссовидных пород верхнечетвертичного возраста (alpl Q_{III}) (группа лѣсса и лѣссовидных пород) имеет в пределах региона широкое распространение, слагая третьи надпойменные террасы Сурхандарьи и Амударьи, аллювиально-пролювиальную равнину Кызырыкдара; центральные и периферийные части конусов выноса рек Шерабада, Ходжайпака, Сангардака, Туполанга и др.

Лѣссовидные породы представлены в основном суглинками, местами — супесями, содержащими прослойки и линзы песчано-гравийного материала. Мощность отложений от 5—10 до 50 м. Подстилаются они одновозрастными аллювиальными гравийно-галечниковыми и песчаными отложениями.

Грунтовые воды залегают на глубинах от 0,5 до 15 м на конусах выноса, с закономерным приближением уровня к поверхности в направлении к периферии этих конусов, и от 5 до 25 м на других территориях; по минерализации воды пестрые, преимущественно слабосоленые (3—10 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

Из физико-геологических процессов отмечается эрозия по руслам водотоков; развитие оврагов наблюдается на склонах крупных саев и вдоль уступа третьей террасы Сурхандарьи. В местах с близким залеганием грунтовых вод отмечается процесс засоления почв, а в понижениях — заболачивание. По долинам рек Сангардака, Ходжайпака и других наблюдается прохождение селей.

Лѣссовидные породы серые, желтые и коричневые с различными оттенками; обычно они макропористые; содержат известняковые стяжения, кристаллы и гнезда гипса, а также обломочный материал. Верхние слои пород воздушно-сухие, ниже — влажные и насыщенные водой. По составу преобладают пылеватые суглинки и супеси. Просадочными свойствами обладают лѣссовидные супеси, реже суглинки,

развитые в пределах степи Кызырыкдара и долин временно действующих водотоков, прорезающие высокие лёссовые террасы. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 1,5—2,5 кГ/см².

Район почти полностью освоен земледелием и заселен. Условия для наземного строительства благоприятные, за исключением отдельных небольших участков заболачивания, интенсивного развития оврагов и узких полос, примыкающих к руслам водотоков, затапливаемых паводковыми и селевыми водами.

Осложняющим фактором могут явиться просадочные свойства пород, изучению которых должно быть уделено особое внимание при проектировании всех видов строительства. Наглядным примером могут служить деформации зданий и сооружений в поселке нефтепромысла Ляльмикар в результате промачивания пород атмосферными водами. При небольшой мощности лёссовидных пород (10—15 м) просадки достигли здесь величин 60—80 см.

Область аллювиально-террасированных равнин объединяет современные долины рек Амударьи, Сурхандарьи и Туполанга. Образование их связано с аккумулятивной деятельностью водотоков. Современные долины рек имеют ширину 2—10 км и характеризуются небольшими уклонами поверхности. В поперечном профиле их выделяются пойма, первая и вторая надпойменные террасы, возвышающиеся над урезом воды соответственно на 1,5—2,0; 2,5—4,0 и 5—10 м. Наибольшее распространение имеет вторая надпойменная терраса. Равнинный характер террас осложняется многочисленными заболоченными понижениями и ирригационной сетью. Абсолютные отметки поверхности равны 280—430 м.

Сложены долины одним инженерно-геологическим комплексом пород.

Формация межгорных впадин. Комплекс аллювиальных суглинисто-супесчаных отложений современного возраста (alQ_{IV}) (группа связанных пород) состоит с поверхности первую и вторую террасы. Представлен суглинками и супесями, иногда содержащими тонкие прослойки песка, включения гравия и гальки. Мощность отложений 2—10 м. Подстилаются породы одновозрастными аллювиальными галечниками или — в современной долине Амударьи — мелко- и тонкозернистыми песками.

Грунтовые воды залегают на глубине от 0,5 до 8 м; в пределах долин Сурхандарьи и Туполанга воды пресные (до 1 г/л), неагрессивные; в долине Амударьи — солоноватые и соленые (5—13,5 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

В пределах района проявляется эрозийная деятельность рек, выражающаяся в подмыве берегов; отмечается засоление грунтов и заболачивание на первой надпойменной террасе.

Суглинки и супеси преимущественно тяжелые, серые, желтые и коричневатые с различными оттенками, пылеватые, макропористые, влажные, слабо- и среднеуплотненные. Коэффициент крепости 0,6; категория разработки I; условные допустимые напряжения 1,0—2,0 кГ/см².

Условия для строительного освоения территории благоприятные в пределах второй надпойменной террасы; малоблагоприятные — на первой террасе, вследствие близкого залегания грунтовых вод и заболачивания, и — неблагоприятные в пределах поймы, затапливаемой паводковыми водами.

В районе сел. Кумкурган на р. Сурхандарье построено Южно-Сурхандарьинское водохранилище, с вводом в действие которого начато освоение земель под орошение степи Кызырыкдара, Шерабадского коноуса выноса и других массивов.

РЕГИОН X. АМУДАРЬИНСКАЯ СИНЕКЛИЗА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ КРЫЛО)

Этот регион занимает на юго-западе республики обширные равнинные пространства по правобережью Амударьи в полосе шириной 35—75 км от западных отрогов Гиссарского хребта до Хорезмского оазиса.

Структурно регион является частью Амударьинской синеклизы и занимает ее северо-восточное крыло — очень сложное по строению, с многочисленными впадинами (прогибами), а также куполовидными и брахиантиклинального типа складками, скрытыми или выраженными в рельефе отдельными небольшими горными возвышенностями. Вдоль юго-западной границы региона проходит флексурно-разрывная зона.

Развитие региона на протяжении мела и нижнего палеогена характеризовалось платформенными условиями. В общем ходе колебательных движений (пульсаций) в этот период происходило опускание поверхности, что привело к формированию пестрых по составу континентальных, лагунных и морских осадков. Затем опускание сменилось поднятием, обусловившим накопление мощных, преимущественно континентальных отложений.

Сложен регион различными по возрасту, генезису и составу породами. В строении останцовых горных массивов принимают участие породы мела и палеогена, представленные песчаниками, песками, глинами и известняками. Неогеновые отложения, состоящие из песков и песчаников мощностью до 600 м, на равнинной территории региона перекрыты четвертичными накоплениями и обнажаются лишь в пределах структурных пластовых равнин. Породы четвертичного возраста подразделяются по генезису на аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, пролювиальные и эоловые. Они представлены песками, суглинками, супесями и галечниками. Общая мощность пород достигает 150—180 м.

Описываемые отложения соответствуют альпийскому структурному этажу. По составу и условиям залегания они отнесены: верхнемеловые — к нижнетерригенной, нижнепалеогеновые — к карбонатной, среднепалеогеновые — к терригенно-карбонатной, олигоцен-миоценовые — к верхнетерригенной формациям; четвертичные — к формациям предгорных равнин и пустынь.

Регион характеризуется невысокой сейсмичностью — менее 5 баллов, а на востоке 5—6 баллов.

В пределах региона выделяется шесть геоморфологических областей: 1) структурно-эрозионные останцовые возвышенности; 2) аллювиально-пролювиальные равнины; 3) аллювиально-дельтовые равнины с эоловой обработкой; 4) аллювиально-террасированные и аллювиально-дельтовые равнины; 5) озерно-аллювиальные и аллювиально-пролювиальные возвышенные равнины, преобразованные эоловыми процессами; 6) озерно-аккумулятивная равнина.

Область структурно-эрозионных останцовых возвышенностей включает горы Кунгуртау, Аляудинтау, Сарыташ, Ташкудук, Кыркыз, Коштайтау и другие, расположенные локально или группами в пределах равнинной территории.

Возвышенности представляют собой высокие холмы и низкие горы с относительными превышениями 50—200 м, преимущественно полого-склонные, реже крутые и обрывистые, расчлененные сравнительно редкой сетью сухих саев и ложбин, заглубленных на 4,5—18 м. Вершины куполовидные или плоско-выпуклые, иногда — островерхие. Рельеф по-

верхности в общем мягкий, сглаженный. Пологие подножные участки склонов обычно осложнены эоловыми песками.

В пределах области выделены пять инженерно-геологических комплексов пород (районов).

Нижнетерригенная формация. Комплекс глинисто-песчаных отложений верхнего мела (C_{21+2}) (группа полускальных пород с пластичными) развит в ядрах антиклинальных структур на возвышенностях Аляудинтау, Кассантау, Сеталантепе, Кызкала и др.

Он представлен толщей песчаников, переслаивающихся с глинами, общей мощностью 45—200 м. Для пород характерны плотное сложение и хорошо выраженная слоистость.

Выходы источников не наблюдаются; подземные воды залегают глубоко.

Среди физико-геологических процессов заметную роль играет физическое выветривание, обуславливающее повышенную трещиноватость пород с поверхности, без образования значительных осыпей на склонах. Работа ветра приводит к образованию мелких ниш выдувания в песчаниках.

Песчаники бурые, серовато-желтые, зеленовато-серые, разнозернистые, на известково-глинистом цементе, сравнительно крепкие, трещиноватые. Коэффициент крепости 5—6; категория разработки V—VI. Глины зеленовато-серые, в отдельных прослоях песчанистые, плотные, трещиноватые. Коэффициент крепости равен I; категория разработки IV.

Комплекс песчаниковых и песчаных пород верхнего мела (C_{23}) (группа полускальных пород с песчаными) развит в ядрах брахиантиклинальных структур на возвышенностях Караиз (Буермана), Ташкудук и др. Он представлен толщей песчаников и песков с подчиненными прослоями глин. Местами в разрезе встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Мощность толщи достигает 400 м и более.

Подземные воды залегают на глубине 40 м, они преимущественно безнапорные. Минерализация пестрая, изменяется от 1 до 25 г/л. Воды характеризуются сульфатной агрессивностью.

Песчаники и пески легко поддаются работе ветра; происходит интенсивный процесс выдувания и развевания песчаного материала с образованием на возвышенностях и у их подножия небольших массивов эоловых песков.

Песчаники серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, кварцевые, цемент глинисто-карбонатный, слабый и среднекрепкий. Коэффициент крепости 2—4, категория разработки V—VI. Пески серые, с желтым и зеленоватым оттенками, мелкозернистые, преимущественно кварцевые, хорошо отсортированные, уплотненные. Коэффициент крепости 0,5; категория разработки I.

Карбонатная формация. Комплекс отложений известняков нижнего палеогена ($-Pg_1$) (группа полускальных пород), слагает плоско-выпуклые вершины возвышенностей Кунгуртау, Сарыташ, Джаркак, Майдкара и др. Он представлен известняками и доломитами, в толще которых встречаются маломощные пласты белого гипса и светло-серого мергеля. Мощность отложений более 100 м.

Подземные воды вскрываются колодцами на склонах и у подножия возвышенностей на глубине 2—25 м. Водообильность известняков незначительная, дебиты колодцев не превышают 1 л/сек. Воды минерализованные (4—15 г/л), обладают резко выраженной сульфатной агрессивностью.

Известняки и доломиты подвержены выщелачивающему воздействию атмосферных вод с образованием мелких каверн. Карстовых:

пустот сколько-нибудь значительных размеров не наблюдается. Физическое выветривание выражено сравнительно слабо.

Известняки и доломиты мелкокристаллические, пористые, трещиноватые в различных направлениях (трещины обычно заполнены гипсом), часто кавернозные, причем кавернозность достигает 20—50%. Среди известняков нередко встречаются слабые мелоподобные разности. Коэффициент крепости 4; категория разработки V.

Терригенно-карбонатная формация. Комплекс мергелисто-песчаниково-глинистых отложений среднего палеогена (Pg_2) (группа полускальных пород с пластичными) распространен в основании горных возвышенностей Кунгуртау, Аляудинтау, Коштайтау и др. Сюда же отнесены сильноденудированные, положительные структуры, которые выражены на поверхности в виде неглубоких дефляционных котловин. Комплекс представлен пестроцветными мергелями, песчаниками и глинами. Мощность отложений более 100 м. С поверхности они нередко прикрыты эоловыми песками.

Гидрогеологические условия изучены очень слабо. Подземные воды залегают на глубинах до 60 м; по типу воды межпластовые, трещинно-поровые, слабонапорные или безнапорные, соленые, обладают сульфатной агрессивностью.

Породы комплекса подвержены процессам физического выветривания и дефляции; по дну котловин отмечается образование солончаков и такыров.

Коэффициент крепости 1,5—6; категория разработки II—VI.

Верхнетерригенная формация. Комплекс глинистых отложений олигоцен-миоценового возраста (Pg_3-N_1) (группа пластичных пород) развит в краевой подножной части возвышенности Аляудинтау. Сложен глинами с редкими прослоями песчаника. Мощность отложений около 100 м.

Песчаники слабо обводнены. Подземные воды трещинные, вскрываются на разных глубинах — от 7 до 87 м, слабонапорные, солоноватые и соленые, обладают сульфатной агрессивностью.

Глины, особенно с поверхности, трещиноваты, что обусловлено длительными процессами выветривания. Сравнительно легко глины подвергаются также эрозионной деятельности атмосферных вод, приводящей к развитию сети мелких ложбин и оврагов.

Глины буровато-красные, оранжево-красные, редко светло-желтые, неслоистые, плотные, жирные, отдельные разности песчанистые. Коэффициент крепости 1—1,5, категория разработки II—III.

Область структурных останцовых возвышенностей по рельефным условиям малоблагоприятна для строительства. Последнее можно осуществлять лишь на отдельных выборочных участках — плоских вершинах и пологих склонах.

Область аллювиально-пролювиальных равнин занимает крайнюю восточную часть региона, примыкающую к горам Аляудинтау — на юге, к отрогам Гиссарского и Зарафшанского хребтов — на востоке и севере. Сюда же отнесены Куюмазарское и Автобачинское плато, распространенные по юго-восточной и северо-восточной периферии Бухарского оазиса.

В рельефе развиты аккумулятивные, сильнорасчлененные волнистые и покатые равнины, постепенно переходящие на западе в слабо-волнистые и плоские равнины. Расчлененность обусловлена наличием густой сети долин временных водотоков (саев), крупных суходолов и мелких ложин с глубиной вреза от 3—5 до 20 м и более. Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах 400—800 м, снижаясь в западном направлении.

В области выделяется три инженерно-геологических комплекса пород (района).

Формация предгорных равнин. Комплекс пролювиальных лёссовых пород среднечетвертичного возраста ($pl Q_{II}$) (группа лёссов и лёссовидных пород) распространен в юго-восточной части региона по правобережью и левобережью р. Кашкадарьи. Он представлен мощной (от 15—30 до 130 м) толщей лёссов, подстилаемых галечниками.

Грунтовые воды вскрываются на больших (до 65 м) глубинах, за исключением небольшой западной части района, где они залегают на глубине 1,5—15 м; по минерализации воды пестрые — от 0,3 до 20 г/л, обладают сульфатной агрессивностью, в краевой части на востоке неагрессивны.

Лёссы легко размываются, чем и объясняется развитие здесь широкой сети суходолов, ложбин и оврагов. Изредка наблюдаются просадочные блюдца диаметром до 40—50 м, с максимальной величиной проседания до 0,4 м, с зияющими прерывистыми трещинами по краям шириной до 2—3 см.

Лёссы имеют характерный палевый цвет. Они представлены пылеватыми, преимущественно легкими суглинками и супесями. Коэффициент крепости 0,8; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2,5—3,0 кГ/см².

Условия для строительства на большей части территории вследствие сильной расчлененности рельефа малоблагоприятные; на участках слабоволнистых и плоских равнин — благоприятные. При проектировании в данном районе всех видов наземного строительства следует учитывать большую просадочность лёссов.

Комплекс аллювиально-пролювиальных лёссовидных пород верхнечетвертичного возраста ($al pl Q_{II}$) (группа лёссов и лёссовидных пород) занимает в долине Кашкадарьи днища саевых врезов, расчленяющих пролювиальную равнину, конусы выноса рек Гузардарьи, Танхаздарьи, Яккобагдарьи и других, а также Карнабчульскую степь.

Комплекс представлен лёссовидными суглинками и супесями, в толще которых на территории Карнабчульской степи неравномерно включены гравий, галька и щебень, залегающие в виде линз и небольших прослоев. Мощность отложений 7—21 м.

Грунтовые воды залегают на глубине 3—15 м, редко глубже. По качеству и составу воды пестрые; обычно солоноватые и соленые, с минерализацией от 1 до 39 г/л, увеличивающейся к западу; обладают сульфатной агрессивностью.

В пределах района отмечается эрозия по руслам и плоскостной смыв с бортов саев водами атмосферных осадков.

Суглинки и супеси от лёгких до тяжелых, светло-коричневые и темно-серые, макропористые, очень часто загипсованные и засоленные, с неизученной просадочностью, по отдельным результатам анализов слабопросадочные. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 2—3 кГ/см².

Район освоен слабо. Условия для строительства благоприятные. При крупном строительстве необходимы исследования по определению степени просадочности грунтов.

Комплекс аллювиально-пролювиальных суглинисто-галечниковых отложений среднечетвертичного — верхнечетвертичного возраста ($al pl Q_{II-III}$) (группа связных пород с грубообломочными) занимает Автобачинское и Куюмазарское плато, примыкающие к северо-восточной части Бухарского оазиса.

Плато сложены с поверхности (на глубину 1—10 м) супесями, суглинками и песками, залегающими на гравийно-галечниках, иногда переслаивающихся с песками и часто переходящих в слабые конгломераты, мощностью 2—6 м. Подстилаются они отложениями верхнего неогена — конгломератами, песчаниками и песками.

Породы комплекса практически безводны. Грунтовые воды циркулируют, как правило, в песчаниках и конгломератах верхнего неогена на глубинах от 8—15 до 30—60 м. По качеству обычно воды солоноватые и соленые, с минерализацией от 1,8 до 65 г/л, повсеместно обладают сульфатной агрессивностью.

В районе слабо проявляются процессы дефляции, приводящие к образованию котловин выдувания, а также к накоплению и перевыванию песков в крайней западной части Автобачинского плато. В бортах Куюмазарского водохранилища, созданного в одной из крупных эрозионно-дефляционных котловин, отмечается незначительная переработка берегов.

Суглинки тяжелые и средние, супеси тяжелые, светло-коричневого цвета, пылеватые, макропористые, обычно сильно загипсованные, иногда с включением щебня, дресвы, гравия или мелкой гальки. Коэффициент крепости 0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 2,0—2,5 кГ/см².

Галечники мелкие, гравийные, с прослоями мелкозернистого песка, сильно загипсованные. Обломки хорошей и средней окатанности представлены кварцем, кремнием, реже песчаниками и изверженными породами. Галечники уплотненные, местами слабо сцементированы. Коэффициент крепости 0,8—1,5; категория разработки I—IV; условные допустимые нагрузки 5—6 кГ/см².

Условия для строительства в районе благоприятные. Освоение территории может производиться повсеместно.

Область аллювиально-дельтовых равнин с эоловой обработкой занимает древние дельты рек Зарафшана и Кашкадарьи. В морфологическом отношении — это аккумулятивные плоские или слабоволнистые равнины, иногда с таковой поверхностью, неравномерно покрытые эоловыми песками в виде мелких бугров, гряд и барханов высотой от 2 до 8 м. В пределах древней Зарафшанской дельты равнина осложнена отдельными останцовыми платообразными возвышенностями высотой 15—20 м, а также мелкими котловинами глубиной от 1,5—3,0 до 12—15 м.

Абсолютные отметки поверхности равнин колеблются от 200 до 280 м, снижаясь к периферии дельт.

В пределах области выделяются четыре инженерно-геологических комплекса пород (района).

Формация предгорных равнин. Комплекс аллювиальных галечниковых отложений нижнечетвертичного — среднечетвертичного возраста (al Q_{I-II}) (группа грубообломочных несвязных пород) составляет древнюю дельту р. Зарафшана, распространенную к западу от Бухарского оазиса, и представлен галечниками, которые к периферии мельчают и постепенно сменяются гравийно-песчаными породами. Галечники с поверхности прикрыты маломощным (до 1—2 м) супесчано-суглинистым покровом, на котором крайне неравномерно распространены эоловые пески. Мощность галечников колеблется от 17 до 100 м и уменьшается в западном направлении.

Грунтовые воды залегают на глубине 5—30 м. По минерализации они пестрые, преимущественно солоноватые и соленые (1,5—38 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

Широкого развития каких-либо физико-геологических явлений в районе не отмечается, исключая работу ветра, сводящуюся к развеванию и перевеванию покровных эоловых песков.

Галечники в общей массе серые. Обломки плоской, реже округлой и угловатой формы, хорошей окатанности, размером от 2 до 10 см, представлены кварцем, известняками, песчаниками и изверженными породами. Коэффициент крепости галечников 1,5; категория разработки II—III; условное допустимое напряжение $6,0 \text{ кГ/см}^2$.

Район освоен слабо. Встречаются мелкие населенные пункты и животноводческие фермы. Условия для строительства благоприятны, за исключением массивов развития эоловых песков.

Комплекс аллювиальных песчаных отложений нижнечетвертичного — среднечетвертичного возраста ($al Q_{1-2}$) (группа песчаных пород) слагает крайнюю западную часть древней дельты р. Зарафшана, при-мыкая к пескам Кызылкума.

Комплекс представлен песками с включением редкой гальки и с подчиненными прослоями гравия и супеси; подстилается песчаниками и песками неогена. Мощность отложений колеблется от 2 до 12 м.

Грунтовые воды залегают на глубине 15 м, постепенно погружаясь в западном направлении. По степени минерализации воды преимущественно солоноватые 1—5 г/л, обладают сульфатной агрессивностью.

Аллювиальные пески подвергаются интенсивной эоловой обработке, в результате чего на поверхности равнины почти повсеместно созданы вторичные песчаные формы рельефа в виде мелких бугров и гряд, а также неглубокие (до 10 м) котловины выдувания, по дну которых наблюдается образование солончаков.

Аллювиальные пески различные по крупности зерен — от мелкозернистых до крупнозернистых (мельчают к западу); серые, желтовато-серые, пылеватые. Коэффициент крепости 0,5—0,6; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 1,5—3,5 кГ/см^2 .

Район освоен слабо. Инженерно-геологические условия для строительства неблагоприятные вследствие бугристости рельефа, трудной проходимости для транспорта и легкой развеваемости песков.

Комплекс аллювиально-пролювиальных суглинисто-песчаных отложений верхнечетвертичного и верхнечетвертично-современного возраста ($al pl O_{III}$ и $al pl Q_{III-IV}$) (группа песчаных пород со связными). Он при-мыкает на отдельных участках к периферии Бухарского и Каракульского оазисов и представлен супесями, суглинками и песками с преобладанием в разрезе последних. Мощность отложений непостоянна — от 3—10 до 30 м и более. Подстилается почти повсеместно песчаниками, песками неогена, а с поверхности покрыт редкими барханами и грядами песков.

Грунтовые воды залегают на глубине 1—10 м, реже глубже; преимущественно сильносолоноватые и соленые (3—10 г/л и более), повсеместно обладают сульфатной агрессивностью.

В пределах описываемого района эоловые пески подвергаются развеванию и перевеванию; в отдельных понижениях образуются солончаки. Вдоль русел Дарьяся (старый рукав Зарафшана) и временных водотоков, спускающихся с гор Кульджуктау, наблюдается береговая эрозия и аккумуляция материала.

Суглинки и супеси тяжелые, серые, лёссовидного облика, пылеватые, макропористые, иногда загипсованные. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 2,0—2,5 кГ/см^2 . Пески разнозернистые, пылеватые, кварцево-слюдистые. Коэффициент крепости 0,5—0,6; категория разработки I; условные допустимые напряжения 1,5—2,0 кГ/см^2 .

На территории района разбросаны редкие животноводческие фермы. Условия для дальнейшего освоения малоблагоприятные из-за рельефа, наличия солончаков и эоловых песков.

Комплекс аллювиально-пролювиальных лёссовидных пород верхнечетвертичного возраста ($alplQ_{III}$) (группа лёссов и лёссовидных пород) занимает обширные равнинные пространства в нижней части долины Кашкадарьи и представлен суглинками и супесями с подчиненными прослоями и линзами песков, реже гравия и гальки. Мощность отложений 7—21 м. На левобережье Кашкадарьи породы комплекса часто прикрыты маломощным покровом эоловых песков.

Грунтовые воды залегают на глубине 3—12 м; по степени минерализации они пестрые — от слабосоленых до сильносоленых (1—39 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

На плоских участках равнин нередко отмечается образование такыров, а на территориях, покрытых эоловыми песками, развевание и перевевание песков.

Суглинки и супеси лёссовидные, пылеватые, преимущественно тяжелые, светло-серые, иногда сильно загипсованные и засоленные, непросадочные и просадочные. Коэффициент крепости 0,8; категория работ I—II; условные допустимые напряжения 2,5—3,0 кГ/см².

Условия для строительства в основном благоприятные, на территориях, покрытых эоловыми песками, — малоблагоприятные.

Область аллювиально-террасированных и дельтовых равнин занимает современные долины и дельты рек Зарафшана и Кашкадарьи. Рельеф повсеместно ровный, плоский, осложненный редкими понижениями, невысокими (0,5—3,0 м) уступами поймы и надпойменных террас, а на орошаемых территориях — густой сетью ирригационных каналов, дрен и оврагов. Абсолютные отметки поверхности колеблются от 200 до 500 м, снижаясь по течению рек.

Выделяется один инженерно-геологический комплекс пород (район).

Формация предгорных равнин. Комплекс аллювиальных песчано-суглинистых отложений современного возраста (alQ_{IV}) (группа связных пород с песчаными). Отложения этого комплекса занимают современные долины и дельты рек Кашкадарьи и Зарафшана и представлены суглинками и супесями с подчиненными прослоями песков общей мощностью 5—10 м. В долине Зарафшана они подстилаются гравийно-галечниковой толщей, а в долине Кашкадарьи — песками, включающими гравий и гальку.

Грунтовые воды залегают на глубинах от 1 до 15 м; вдоль русел они пресные (0,3—1 г/л), обычно неагрессивные, по мере удаления от них становятся солоноватыми (1,0—5,5 г/л), приобретают сульфатную агрессивность.

В пределах района проявляется эрозионная деятельность рек, выражающаяся в подмыве берегов; на территориях с близким залеганием уровня грунтовых вод развиты процессы засоления, а в наиболее пониженных местах первой надпойменной террасы — заболачивание.

Суглинки и супеси преимущественно тяжелые, коричневатые-серые, пылеватые, макропористые. Пески разнозернистые, серые, с включением гравия. Коэффициент крепости 0,5—0,8; категория разработки I; условные допустимые напряжения 2,0—2,5 кГ/см².

Территория района освоена земледелием и заселена. Условия для строительства благоприятные, за исключением пойм, затапливаемых в паводковый период, и отдельных заболоченных участков — на надпойменной террасе. На равнине к югу от гор Каратаг в крупном пони-

жении построено Тудакульское водохранилище. В районе сел. Чим на р. Кашкадарье построено Чимкурганское водохранилище.

Область озерно-аллювиальных и аллювиально-пролювиальных возвышенных равнин, преобразованных эоловыми процессами, занимает южную часть пустыни Кызылкумы и Каракульское плато.

Рельеф равнинный, волнисто-всхолмленный, обусловлен неровностью коренного рельефа и развитием мощного эолового покрова. Пески барханные и барханно-грядовые, бугристые, грядово-бугристые и грядово-ячеистые высотой от 0,7—1,2 до 12—18 м. Среди равнины возвышаются отдельные останцы и встречаются эрозионно-дефляционные котловины, достигающие иногда крупных размеров.

В пределах области выделено два инженерно-геологических комплекса пород (района).

Верхнетерригенная формация. Комплекс песчаных отложений плиоценового возраста (N_2) (группа полускальных пород с песчаными) слагает Каракульское плато, расположенное в низовьях Зарафшана и Кашкадарьи, на западе древней дельты р. Зарафшана — отдельные останцовые возвышенности Каракыр, Чарбакты и другие, а в Шорсайском понижении — останцы Дульталитепе и Амбартепе. Отложения комплекса представлены песчаниками и песками с резко подчиненными прослоями буровато-серых глин и конгломератов из глинистых окатышей. В кровле неогеновых отложений на большей площади залегает слой крепко сцементированного известковистого песчаника, определяющего платообразный характер поверхности. Мощность отложений не превышает 25 м. С поверхности плато покрыто крупными грядами эоловых песков.

Грунтовые воды залегают на глубине более 10 м (до 40—46 м), по минерализации они пестрые — от 0,6 до 36 г/л (чаще 3—10 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

В районе развиты процессы дефляции, заключающиеся в развевании и перевевании песков. В отдельных котловинах наблюдается образование солончаков.

Пески и песчаники серовато-желтые и светло-бурые, мелкозернистые; пески уплотненные; песчаники слабые на глинистом цементе, реже известковистые, крепкие. Пески имеют коэффициент крепости 0,5; категория их разработки I; условные допустимые напряжения 2,0—2,5 кГ/см². Песчаники характеризуются коэффициентом крепости 4—6; категория разработки V—VI.

В пределах Каракульского плато строительные объекты отсутствуют. Строительство здесь можно вести повсеместно, исключая участки больших скоплений эоловых песков. Непригодными для строительного освоения являются лишь останцовые возвышенности вследствие рельефных условий и ограниченных размеров.

Формация пустынь. Комплекс эоловых песчаных отложений современного возраста (eol Q_{IV}) (группа песчаных пород) слагает обширные пустынные пространства к северо-западу от древней дельты Зарафшана (Южные Кызылкумы) и частично захватывает северо-восточную оконечность песков Сундукли. Эоловые пески залегают с поверхности сплошным покровом, достигая мощности 12 м и более; подстилаются песчаниками и песками неогена.

Подземные воды залегают в неогеновых отложениях на глубинах 10—30 м и более; по качеству воды солоноватые и соленые (от 1—3 до 18 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

Эоловые пески не закреплены или слабо закреплены, в связи с чем интенсивно подвергаются развеванию и перевеванию.

Пески тонко- и мелкозернистые, серые, желтые или охристо-желтые, слюдистые. Коэффициент крепости 0,5; категория разработки II; условные допустимые напряжения 2 кг/см^2 .

Условия для строительства неблагоприятные вследствие безводности района, бугристости рельефа, трудной проходимости и легкой развееваемости песков.

Область озерно-аккумулятивной равнины занимает Денгизкульское понижение, расположенное на продолжении современной Каракульской дельты р. Зарафшана, примыкая на северо-востоке к Каракульскому плато.

Морфологически она представляет собой глубокую замкнутую котловину, характеризующуюся плоским широким дном, крутым, высоким (80—100 м) северо-восточным и очень пологими нечетко выраженными южными и юго-западными склонами. По краям котловины выделяются четыре озерные террасы с относительными превышениями от 1,0—1,5 до 10—25 м. Значительная часть котловины покрыта барханными и бугристыми песками, а наиболее пониженная занята пересыхающим оз. Денгизкуль или солончаками.

Денгизкульское понижение сложено одним инженерно-геологическим комплексом пород.

Формация предгорных равнин. Комплекс озерно-глинистых отложений верхнечетвертичного — современного возраста ($Ia1Q_{III-IV}$) (группа связанных пород) сложен глинами, реже суглинками и илом мощностью 6—10 м. В наиболее пониженной части котловины глинистые отложения покрыты небольшим (0,2—0,3 м) слоем пухлого или коркового солончака.

Грунтовые воды залегают на глубине до 2 м в центральной части понижения, а в бортах — до 10 м. Минерализация вод очень высокая и соответствует рассолам (57,4—336,7 г/л); по содержанию сульфатов воды агрессивные.

Близкое залегание к поверхности сильноминерализованных вод обуславливает интенсивный процесс образования солончаков. В краевой части понижения наблюдается накопление и перевевание эоловых песков.

Слагающие комплекс глины темно-голубые с прослоями суглинка и характерными железистыми выцветами. Ил черный, переходящий в серый, вязкий, с запахом сероводорода. Коэффициент крепости 0,3; категория разработки II.

Условия для строительства в пределах Денгизкульского понижения неблагоприятные в связи с интенсивным развитием процессов соленакопления и перевевания эоловых песков.

РЕГИОН XI. СЫРДАРЬИНСКАЯ (СЕВЕРО-КЫЗЫЛКУМСКАЯ) СИНЕКЛИЗА

Этот регион расположен на северо-западе республики, занимая северную часть пустыни Кызылкум и примыкающую к ней на западе дельту Амударьи. На юге он ограничивается горами Джетымтау, Букантау, затем захватывает полностью Хорезмский оазис, а на западе граница следует по чинку плато Устюрт, хотя сама граница синеклизы проходит здесь несколько восточнее по равнинной поверхности дельты Амударьи по скрытому Амударьинскому валу.

В геоструктурном отношении регион является частью эпигерцинской платформы и приурочен к крупной впадине. Регион в целом характеризуется равнинным рельефом с отдельными небольшими останцовыми возвышенностями.

В геологической истории региона не отмечалось значительных поднятий или опусканий. Развитие его шло при малых амплитудах волновых движений земной коры и соответствовало типичному платформенному режиму. Регион характеризуется неглубоким (до 1500 м) залеганием палеозойского фундамента и слабым смятием в пологие структуры мезо-кайнозойского чехла, сложенного исключительно терригенными осадками, состоящими из морских и континентальных образований. Современный облик его является следствием тектонических, эрозионных, аккумулятивных, эоловых и других природных процессов, которые протекали в прошлом и продолжают сейчас.

В геологическом строении региона принимают участие отложения мелового, палеогенового и неогенового возраста (песчаники, пески, глины, мергели, конгломераты), а также рыхлые четвертичные образования (пески, супеси, суглинки), относимые по генезису к эоловым, морским и аллювиальным осадкам.

Мезо-кайнозойские отложения отнесены к альпийскому структурному этажу. Выделяются нижнетерригенная, верхнетерригенная формация и формация пустынь.

Северные Кызылкумы и низовье Амударьи отнесены к территории с силой землетрясения менее 5 баллов.

В пределах региона по геоморфологическим условиям выделяется шесть областей: 1) структурно-эрозионные останцовые возвышенности; 2) озерно-аллювиальная и аллювиально-пролювиальная возвышенная равнина, преобразованная эоловыми процессами; 3) аллювиально-дельтовая равнина; 4) аллювиально-дельтовая равнина с эоловой обработкой; 5) приморская низменная равнина; 6) озерно-аккумулятивная равнина.

Область структурно-эрозионных останцовых возвышенностей включает останцовые возвышенности Бельтау, Кушканатау и др. Последние являются сохранившимися от разрушения частями отдельных структур. Они многочисленны, имеют высоту от 10 до 70 м, плоско-выпуклые вершины, неглубокую расчлененность склонов и характеризуются в целом мягкими формами рельефа. Наиболее крупная из них (возвышенность Бельтау) достигает протяженности 55—60 км и абс. отметок вершин 120—146 м.

В пределах описываемой области выделяется три инженерно-геологических комплекса пород (района).

Нижнетерригенная формация. Комплекс глинисто-песчаниковых отложений верхнего мела (C_{72}) (группа полукальных пород с пластичными) слагает отдельные останцовые возвышенности.

Литологически породы представлены песчаниками, переслаивающимися с глинами, имеющими подчиненное значение. Песчаники и глины содержат прослои и включения кристаллов гипса. Мощность отложений составляет 150—250 м.

Подземные воды содержатся в песчаниках и вскрываются на глубине 30—90 м. Выходы их на поверхность не наблюдаются. Воды соленые, с минерализацией 4—8 г/л, по содержанию сульфатов агрессивны, по другим показателям неагрессивны.

Из физико-геологических процессов развито физическое выветривание. Рыхлая выветрелая часть пород подвергается развеванию и плоскостному смыву дождевыми водами.

Верхнемеловые песчаники бурые, серовато-желтые, зеленовато-серые, разнозернистые, на известково-гипсовом цементе, среднечеткие. Коэффициент крепости 6; категория разработки V—VI. Глины зеленовато-серые, плотные, трещиноватые, с коэффициентом крепости 1,0—1,5 и категорией разработки II—III.

Верхнетерригенная формация. Комплекс глинистых отложений средне- и верхнепалеогенового возраста (Pg_{2+3}) (группа пластичных пород) слагает возвышенности Бельтау, Кушканатау и др. К этому же комплексу отнесены эродированные участки структур, сложенные палеогеновыми породами и выраженные в рельефе небольшими замкнутыми котловинами. В разрезе палеогеновых отложений преобладают глины. Мощность отложений составляет 130—180 м. Толща является практически безводной.

Глины серовато-зеленые, плотные, с поверхности выветрелые, сильнотрещиноватые, сравнительно легко размываются атмосферными водами. Коэффициент крепости 1,0—1,5; категория по трудности разработки II—III.

Комплекс континентальных песчаных отложений плиоценового возраста ($-N_2$) (группа полускальных пород с песчаными) занимает небольшие участки вершин возвышенностей Бельтау и Кушканатау и представлен песками и песчаниками с подчиненными прослоями (до 0,5 м мощности) гипсов и глин. Мощность отложений равна 15—52 м, в силу небольшой площади распространения их и высокого залегания они безводны.

Пески и песчаники интенсивно развеваются, образуя на вершинах и северных склонах возвышенностей скопления эоловых песков.

Пески и песчаники светло-бурые, бурые, желтовато-серые, мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые. Пески слабоуплотненные, песчаники на слабом известково-глинистом цементе. Коэффициент крепости равен для песков 0,5, для песчаников 2; категория разработки соответственно II и V.

Область останцовых возвышенностей никакими видами строительства не освоена. По рельефным особенностям условия для строительства здесь неблагоприятные и возможны только на отдельных выборочных участках.

Область озерно-аллювиальной и аллювиально-пролювиальной возвышенной равнины, преобразованной эоловыми процессами занимает основную часть региона — песчаную пустыню Кызылкум. Последняя представляет собой возвышенную равнину плиоценового возраста, полностью преобразованную за четвертичный период эоловыми процессами.

Поверхность равнины волнистая с общим уклоном местности на север и северо-запад, абсолютные отметки снижаются от 300 до 100—60 м. Среди обширных песчаных пространств встречаются отдельные останцовые возвышенности и неглубокие замкнутые котловины.

Эоловые пески представлены грядовыми, грядово-ячеистыми, бугристыми, барханными и другими формами. Господствующими являются грядовые пески. Гряды, как правило, вытянуты в меридиональном направлении, асимметричные, с более крутыми (до 18—20°) восточными и пологими (до 8—12°) западными склонами. Высота их колеблется от 2—5 до 20—25 м, редко достигает 40 м. Гряды и межгрядовые понижения осложнены ячеями, мелкими буграми и котловинами выдувания.

В пределах области выделяется один инженерно-геологический комплекс пород (район).

Формация пустынь. Комплекс эоловых песков четвертичного возраста ($eolQ$) (группа песчаных пород). В пределах Северных Кызылкумов эоловые пески залегают с поверхности повсеместно и изменяются в мощности от 5—7 до 20—25 м, редко больше. Подстилаются они песками и песчаниками плиоценового возраста, от разрушения и развевания которых они образовались.

Подземные воды залегают на глубине от 8—10 до 45—60 м. Воды преимущественно соленые (3—12 г/л), обладают резко выраженной сульфатной агрессивностью.

Золовые пески в различной степени закреплены полукустарниковой и кустарниковой растительностью, поэтому процесс перевевания их действующими здесь ветрами не выражен резко. Исключением являются лишь отдельные участки передвигающихся барханных песков. Среди песков в понижениях нередко наблюдается такырообразование.

Золовые пески серовато-желтые и желтовато-коричневые, мелко- и тонкозернистые, пылеватые, преимущественно кварцевые. На поверхности они рыхлые, а с глубиной становятся уплотненными, слабо держат вертикальные стенки. Коэффициент крепости 0,5; категория разработки II; условные допустимые напряжения 1,5—2,0 кг/см².

В пределах северной части Кызылкумов условия для строительства неблагоприятные вследствие волнисто-всхолмленного рельефа, трудной проходимости для колесного транспорта и легкой развеваемости песков. Кроме того, район совершенно безводен и отличается тяжелыми климатическими условиями.

Область аллювиально-дельтовой равнины занимает на западе региона обширные дельты Амударьи. По времени образования здесь выделяются современная Амударьинская и более древние Сарыкамышская и Акчадарьинская дельты. Они имеют вид однообразной равнины с общим слабым уклоном поверхности на север и северо-запад, в направлении которого происходит снижение абсолютных отметок от 90 до 55 м. Поверхность равнины изрезана речными протоками и густой сетью оросительных каналов.

В пределах области выделяется четыре инженерно-геологические комплекса пород (района).

Формация пустынь. Комплекс аллювиальных суглинисто-песчаных отложений современного и современно-верхнечетвертичного возраста (al Q_{IV} и al Q_{III+IV}) (группа связных пород) занимает на левобережье на участке Ходжейли-Кунград Сарыкамышскую дельту и на правом берегу низовой современную Амударьинскую дельту. Литологически породы комплекса представлены суглинками и супесями с редкими прослоями песков. Мощность отложений от 3—5 до 10—20 м, подстилаются они одновозрастными аллювиальными песками.

Грунтовые воды залегают на глубине 1—20 м, чаще от 3 до 10 м. Воды преимущественно соленые, с минерализацией от 3 до 10 г/л, обладают резко выраженной сульфатной агрессивностью.

Из современных физико-геологических процессов в районе наблюдаются: на участках с близким (до 2—2,5 м) залеганием грунтовых вод — засоление почво-грунтов (проявляется не широко); в приречной полосе, затапливаемой паводковыми водами, — заболачивание, на левобережной неорошаемой части дельты — суффозия с образованием неглубоких карстового типа подземных пустот диаметром до 1,5—2 м (развита ограниченно).

Породы комплекса имеют следующую характеристику. Суглинки и супеси серые, желтовато-серые, реже буровато-коричневые, часто слоистые, макропористые, местами загипсованные и засоленные, по составу пылеватые, суглинки от легких до тяжелых разностей, супеси преимущественно тяжелые. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 1,5—2,5 кг/см².

Район в значительной части освоен земледелием и заселен. Условия для строительства благоприятные, за исключением сравнительно широкой (до 15—18 км) прирусловой полосы, затапливаемой паводками.

Комплекс аллювиальных суглинисто-песчаных отложений верхне-четвертичного — современного возраста ($al Q_{III-IV}$) (группа песчаных пород со связными) развит в Хорезмском оазисе, слагая Сарыкамышскую дельту Амударьи. Он представлен преимущественно песками с подчиненными прослоями суглинков и супесей. Мощность отложений достигает 100 м.

Грунтовые воды залегают на глубинах от 0,5 до 20 м, чаще до 3—4 м, особенно в южной части района. По качеству воды солоноватые и соленые с преобладающей минерализацией 1—5 г/л, по содержанию сульфатов агрессивные.

Близкое залегание к поверхности грунтовых вод обуславливает засоление грунтов. Скопление на юге оазиса в понижениях сбросных оросительных вод приводит к заболачиванию территории. Вдоль русла Амударьи развита береговая эрозия.

Пески мелко- и тонкозернистые, серые, желтовато-серые, пылеватые, как правило, засоленные. Коэффициент крепости 0,5—0,6; категория разработки I; условные допустимые напряжения 2,0—3,0 кГ/см².

Суглинки легкие и средние, супеси тяжелые; серые, желтовато-серые, пылеватые, местами загипсованные, с пятнами ожелезнения и оглеения, часто слоистые. Коэффициент крепости 0,6; категория разработки II; условные допустимые напряжения 1,8—2,5 кГ/см².

Земли описываемого района на значительной площади орошаемы и заселены. Условия для освоения и использования территории в основном благоприятные, за исключением южной заболоченной части района. При крупном строительстве почти повсеместно потребуются дренажные мероприятия.

Комплекс аллювиальных песков современного возраста ($al Q_{IV}$) (группа песчаных пород). Занимает современную долину реки Амударьи и ее старые протоки — Дарьялык и Даудан (Хорезмский оазис).

Представлен песками с резко подчиненными маломощными прослоями супесей и суглинков. Мощность отложений 50—70 м.

Грунтовые воды залегают на глубине 1—3 м. В пределах современной долины Амударьи пресные (до 1 г/л), неагрессивные; в старых протоках — солоноватые (2—3 г/л), обладают сульфатной агрессивностью.

В районе наблюдается подмыв берегов р. Амударьи; наиболее пониженные участки нередко подвергаются заболачиванию.

Пески тонкозернистые и мелкозернистые, серые, желтовато-серые, пылеватые, слюdistые. Коэффициент крепости 0,5—0,6; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 2,0—2,5 кГ/см².

Район освоен земледелием и заселен. Близкое залегание к поверхности уровня грунтовых вод является фактором, осложняющим его освоение крупным строительством.

Комплекс аллювиальных песчано-суглинистых отложений современного возраста ($al Q_{IV}$) (группа связных пород с песчаными) слагает формирующуюся в настоящее время Амударьинскую дельту и представлен частым переслаиванием суглинков, супесей, тонко- и мелкозернистых песков.

Территория района почти не изучена, затоплена водой, поросла густой камышовой растительностью и для строительного освоения совершенно непригодна.

Аллювиально-дельтовая равнина с эоловой обработкой занимает плоскую аккумулятивную равнину, выработанную древними протоками Амударьи (Акчадарьинская дельта). Поверхность ее ровная, такырная, с отдельными массивами грядово-ячеистых песков высотой до 5—6, редко до 10 м. Общий уклон поверхности равнины направлен на север,

к югу от горы Бельтау — на запад. Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах 60—90 м. Равнина прорезается сухими руслами древних протоков реки, имеющими глубину до 6 м; изредка встречаются небольшие останцы коренных пород. Равнина сложена двумя инженерно-геологическими комплексами пород.

Формация пустынь. Комплекс аллювиальных супесчано-суглинистых отложений верхнечетвертичного возраста ($al Q_{III}$) (группа связных пород) занимает нижнюю часть дельты в районе горы Бельтау. Он представлен суглинками, реже супесями, с тонкими прослоями песков. Мощность отложений от 2—5 до 10—13 м, подстилаются они одновозрастными аллювиальными песками.

Грунтовые воды залегают в песках на глубине 3—20 м и глубже. Минерализация пестрая, изменяется в широких пределах — от 0,5 до 32 г/л, чаще более 3 г/л. Воды по содержанию сульфатов агрессивные.

Из физико-геологических явлений широко развиты такырообразование и дефляция — перевевание песков. На северо-западе района (южнее и юго-восточнее Бельтау) наблюдаются суффозионные процессы с образованием неглубоких карстового типа подземных пустот диаметром до 1—1,5 м.

Суглинки и супеси пылеватые, преимущественно тяжелые, серые и желтовато-серые, слоистые, среднесвязные. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 1,5—2,5 кГ/см². Условия для наземного строительства малоблагоприятные по причине наличия массивов эоловых песков и развития суффозионных процессов, изучению которого должно быть уделено особое внимание при строительном освоении территории.

Комплекс аллювиальных суглинисто-песчаных отложений верхнечетвертичного возраста ($al Q_{III}$) (группа песчаных пород со связными) развит на правом берегу Амударьи на участке Турткуль-Бируни. Он представлен с поверхности суглинками и супесями, переслаивающимися ниже с песками, которые в целом в разрезе преобладают. Мощность отложений превышает 25 м. На значительных территориях аллювиальные породы покрыты эоловыми песками.

Грунтовые воды залегают на глубине от 1—5 м на плоских участках равнины до 10—15 м на участках развития эоловых песков; по минерализации пестрые (0,6—88 г/л), но преимущественно сильносоленоватые и соленые; обладают сульфатной агрессивностью.

Из современных физико-геологических процессов проявляется: в восточной части района такырообразование; на западе орошаемой территории в пониженных участках засоление почво-грунтов и редко заболачивание. Пески эоловых массивов подвержены перевеванию и разработки II; условное допустимое напряжение 2,0 кГ/см².

Аллювиальные пески мелкозернистые и тонкозернистые, серые, иногда сильнопылеватые. Коэффициент крепости 0,5—0,6; категория развеванию.

Суглинки средние, супеси тяжелые, серовато-желтые, серые, пылеватые, макропористые, высокопластичные. Коэффициент крепости 0,6—0,8; категория разработки I—II; условные допустимые напряжения 1,8—2,5 кГ/см². Условия для строительства в данном районе различные: благоприятные на равнинных участках и неблагоприятные — на массивах развития эоловых песков.

Область приморской низменной равнины. Прослеживается вдоль юго-восточного берега Аральского моря полосой шириной от 6 до 20 км и представляет собой слабоволнистую равнину, обусловленную чередованием широких (200—800 м), но невысоких (2—16 м) увалов, вытянутых в меридиональном направлении, и расположенных между

ними таких же широких понижений с реликтовыми озерами. Абсолютные отметки поверхности равнины 50—80 м, снижаются к морю. Здесь выделяется один инженерно-геологический комплекс пород (район).

Формация пустынь. Комплекс морских песчаных отложений современного возраста ($m Q_{IV}$) (группа песчаных пород) представлен песками с большим скоплением раковин *Cardium Edule* мощностью 2—5 м. Грунтовые воды залегают на глубине 1—10 м. Воды высокоминерализованы (более 50 г/л), обладают резко выраженной сульфатной агрессивностью.

В пределах приморской равнины большую работу производит ветер. В результате его деятельности повсеместно созданы вторичные эоловые грядово-ячеистые формы рельефа. Интенсивное развевание и перевевание песков происходит и в настоящее время. В понижениях наблюдается также засоление почво-грунтов. Морские пески светло-серые и буровато-серые, однородные, тонко- и мелкозернистые, слегка глинистые, коэффициент крепости 0,5—0,6; категория разработки II; условные допустимые напряжения 1,0—2,0 кг/см².

Описываемый район пустынный. Условия для строительства неблагоприятны вследствие бугристости рельефа, трудной проходимости для колесного транспорта и легкой развеваемости песков.

Область озерно-аккумулятивной равнины располагается на крайнем юго-востоке региона и занимает солончаковые понижения (с запада на восток) Жалпак, Байпак, Айдар и Тузкан, с небольшим (10×6 км) одноименным соленым озером. Солончаковые понижения в плане имеют извилистые очертания, тянутся полосой шириной от 1—2 до 23—41 км, характеризуются абсолютными отметками поверхности 215—235 м и заглублены относительно окружающих их песков на 10—25 м.

Сложены они сильнозасоленными и загипсованными породами, а в районе оз. Тузкане песками в частом переслаивании с суглинками и супесями (группа песчаных пород со связными).

Солончаковые понижения затоплены сбросными водами, густо заросли камышовой растительностью и для строительного освоения совершенно непригодны.

РЕГИОН XII. УСТЮРТСКАЯ ГРУППА СТРУКТУР

Этот регион расположен на северо-западе республики и занимает восточную (узбекскую) часть плато Устюрт.

В структурном отношении регион представляет собой часть эпигерцинской платформы с развитием пологих и широких зон поднятий и прогибов почти широтного направления.

Формирование плато Устюрт как платформы началось в верхнетриасовое время в результате проявления киммерийской складчатости. В первую стадию развития в общем ходе колебательных движений преобладало интенсивное прогибание в связи с чем происходило накопление морских юрских, меловых и палеогеновых осадков, максимальная мощность которых приурочена к Северо- и Южно-Устюртским прогибам, где она достигает 4000 м. В пределах вала Карабаур мощность этих отложений сокращается до 1000—1500 м. Во вторую стадию развития, охватывающую миоценовый период, прогибание носило замедленный характер, что обусловило малую мощность миоценовых отложений — 25—250 м. Волнообразные изгибы миоценовых осадков имеют унаследованный характер и полностью отражаются в рельефе. Проявление новейших тектонических движений с малыми градиентами колебания и с преобладанием общих поднятий превратило описываемый регион в приподнятую сушу.

В геологическом строении принимают участие отложения мела, палеогена, неогена и покрывающие их тонким чехлом — четвертичные. Более древние породы на поверхности не встречаются и залегают на больших глубинах. Меловые и палеогеновые осадки представлены пестроцветными глинами и песчаниками с прослоями мергелей и известняков. Ввиду ограниченности выхода меловых отложений на поверхность на карте они не показаны. Отложения неогена сложены известняками, и в нижней половине разреза — переслаивающейся толщей глин, мергелей, песчаников, известняков и гипсов.

Среди четвертичных отложений почти повсеместное распространение имеют элювиальные, образованные в результате выветривания коренных неогеновых пород. Представлены они слоем заглизованных суглинков, реже супесей с включением обломков раковин и мергелей. В связи с незначительной мощностью (0,3—2 м, реже до 3 м) на карте они не показаны. Ограниченное распространение имеют соленосные озерно-химические и песчаные озерные отложения, развитые по дну крупных бессточных котловин — Барсакельмес, Ассакеаудан и Сарыкамыш. Палеоген-четвертичные отложения являются частью альпийского структурного этажа, при этом палеогеновые осадки отнесены к терригенно-карбонатной формации, неогеновые — к карбонатной формации и четвертичные — к формации пустынь.

Плато Устюрт относится к районам со слабой сейсмичностью — менее 5 баллов. В пределах описываемого региона выделяются следующие геоморфологические области: 1) структурно-денудационная пластовая равнина (плато); 2) эрозионно-дефляционная солончаковая равнина бессточной котловины; 3) озерно-аккумулятивные равнины.

Область структурно-денудационной пластовой равнины (плато) занимает весь регион, за исключением крупных бессточных котловин, и представляет собой однообразную пологоволнистую равнину со средней абсолютной отметкой поверхности 150 м. На юге, в районе впадины Ассакеаудан, поверхность плато сильно осложнена небольшими, с разнообразными в плане очертаниями замкнутыми котловинами глубиной до 3—5 м, диаметром до 4—6 км и пересечена старыми оврагами, развитыми к уровню (дну) этих котловин. Поверхность плато осложнена также рядом невысоких увалов, самым значительным из которых является увал Карабаур с максимальной отметкой 286 м. Склоны увала сравнительно крутые, расчленены суходолами и имеют мягкий рельеф. Плато заканчивается чинками высотой 60—80 м вдоль дельты Амударьи и 150—160 м — вдоль берега Аральского моря.

В пределах области выделяется два инженерно-геологических комплекса пород (района).

Терригенно-карбонатная формация. Комплекс глинисто-мергелиевых отложений палеогенового возраста (Pg) (группа полускальных пород с пластичными) слагает на большом протяжении нижнюю часть чинка плато Устюрт и борта отдельных котловин — Шахпахты и др. В литологическом составе резко преобладают карбонатные породы, преимущественно мергели. Меньшее распространение имеют глины и крайне редко встречаются песчаники.

Палеогеновый комплекс отложений практически безводный и является региональным водоупором.

Вдоль чинка плато, примыкающего к Аральскому морю, заметную роль играет абразия. Во многих местах на крутых участках берега в результате разрушительной деятельности морских волн наблюдаются выработанные в коренных породах ниши, уходящие в глубь массива на 3—5 м, с нависающими над водой отдельными блоками пород, расположенными к обрушению.

Мергели белые, светло-серые, зеленовато-серые, плотные, крепкие, слегка опесоченные. Глины тонкослоистые, серые, темно-серые, коричневатые, часто мергелистые, плотные и средней плотности, слабобитуминозные, с прослоями алевролитов. Породы комплекса имеют коэффициент крепости 1,5—3; категорию по трудности разработки III—V.

Район по рельефным условиям для строительного освоения неблагоприятный. Нижняя часть чинка плато неблагоприятна еще и тем, что она перекрыта оползневыми массами пород.

Карбонатная формация. Комплекс мергелисто-известняковых отложений миоценового возраста (N_1) (группа полускальных пород) слагает с поверхности плато и представлен известняками с прослоями в нижней части разреза мергелей, редко глин, гипсов и песчанников. Мощность отложений составляет 40—110 м. Подземные воды вскрываются на глубинах 20—30 м и лишь севернее котловины Барсакельмес они залегают на глубине до 5—10 м. По чинку плато наблюдается выклинивание их в виде многочисленных источников. Подземные воды слабонапорные (до 6 м), соленые, с минерализацией от 3—4 до 30 г/л, с четко выраженной сульфатной агрессивностью.

По чинку плато широко развиты оползни, где смещается известняковая толща неогена по мергелям и глинам палеогена. Оползни встречаются мелкими группами или же, сливаясь, тянутся непрерывно на протяжении 0,8—1,3 км. У подножия чинка они образуют нагромождения сместившихся масс пород с характерным ступенчатым рельефом. Здесь же вдоль чинка развиты овраги. Последние начинаются на поверхности плато небольшими промоинами, но, прорезая чинк, принимают коньконообразную форму с отвесными стенками высотой до 10—17 м. Овражная сеть широко развита также по крутому восточному борту котловины Барсакельмес и в районе Ассакеауданской котловины. Овраги старые и заметного развития не имеют. По чинку плато в результате ветровой деятельности наблюдаются местами небольшие скопления эоловых песков. На территории плато отмечаются карстовые явления, приуроченные к известнякам. Карст мелкий, совершенно не изучен, устанавливается по «провалам» снаряда при бурении скважин. «Провалы» достигают 0,6—1,3 м, редко 6,0 м. По-видимому, с карстом связаны часто встречающиеся на поверхности плато понижения в виде блюдца, диаметром в несколько метров. К северу от увала Карабаур и редко на юге плато наблюдается образование такыров с размерами площадок, занятых ими, до 1—1,5 км².

Известняки представлены ракушечниками, они серого цвета, порпистые, трещиноватые, кавернозные, по химическому составу однородные. Пределы прочности на сжатие изменяются от 23,5 до 167,2 кг/см². Мергели светло-серые, слоистые, различной пластичности, трещиноватые, частично загипсованные. Коэффициент крепости 3—4; категория разработки V—VI.

Плато Устьюрт осваивается строительством. Через его территорию продолжен газопровод Средняя Азия—Центр, начато строительство железной дороги Кунград—Макат. Инженерно-геологические условия здесь в целом благоприятные, исключая узкую полосу, прилегающую к чинку, где развиты овраги и оползни. На территории плато осложняющим фактором является развитие в известняках карстовых процессов, изучению которых должно быть уделено особое внимание при проектировании всех видов строительства. Следует учитывать и то, что плато Устьюрт совершенно безводно и отличается тяжелыми климатическими условиями.

Область эрозионно-дефляционной солоначаковой равнины бессточной котловины занимает котловину Барсакельмес, представляющую собой

обширное (40×50 км) замкнутое понижение, слабо вытянутое в северном направлении и ограниченное сравнительно пологими, а на востоке крутыми и обрывистыми бортами высотой до 50 м. Поверхность котловины покрыта солью, идеально ровная, с абсолютной отметкой +60 м. По краям встречаются небольшие останцы коренных неогеновых пород. Начало заложения котловины, по-видимому, приурочено к плиоцену. Область сложена одним инженерно-геологическим комплексом пород.

Формация пустынь. Комплекс озерно-химических соленосных отложений современного возраста (Ich Q_{IV}) (группа полускальных пород) слагает дно котловины и представлен поваренной солью (галит) мощностью 2,0—6,2 м.

Гидрогеологические условия не изучены. Котловина является естественной дренажной для подземных вод. В результате испарения и выпадения из раствора солей идет процесс накопления их. Одновременно с этим в подчиненных размерах происходило накопление песчано-глинистого материала, сносимого с бортов атмосферными водами.

Поваренная соль загрязнена черным илом и содержит тонкие прослойки гипса, супеси, суглинка и песка. Коэффициент крепости для соли 2; категория разработки IV.

Район для строительного освоения непригоден; большую часть года (с сентября по май) солончаки непроходимы.

Область озерно-аккумулятивных равнин занимает обширную (20×85 км) Ассакеауданскую котловину и краевые части котловин Сарыкамыш. Сформировались эти котловины в четвертичное время и характеризуются аккумулятивными формами рельефа, возникшими в условиях водоемов. Дно их пологовогнутое, со следами замкнутых понижений (озер), осложнено невысокими террасовидными уступами, останцами и мелкими эоловыми песчаными буграми и грядами высотой до 1,5 м. Заглублены котловины на 10—40 м и ограничиваются нередко крутыми и обрывистыми бортами. Абсолютные отметки дна колеблются от 27—50 м (в Ассакеауданской котловине) до 0 и ниже — в Сарыкамышской. В пределах области выделяется один инженерно-геологический комплекс пород (район).

Формация пустынь. Комплекс озерных глинисто-песчаных отложений современного возраста (I Q_{IV}) (группа песчаных пород со связанными) слагает дно котловин и представлен преимущественно песками с подчиненными маломощными прослоями суглинков и супесей. Мощность этих отложений равна 2—3 м, местами, возможно, больше.

Подземные воды залегают в Ассакеауданской котловине на глубине 18—35 м, в Сарыкамышской — до 10 м. Приурочены они к известнякам и мергелям сармата; при близком залегании обводняют рыхлые четвертичные песчаные породы. Воды сильно минерализованные, с плотным остатком 19,9—25,0 г/л, обладают слабой сульфатной агрессивностью.

По дну котловин в местах с близким (до 1,5—2 м) залеганием подземных вод развиты процессы засоления грунтов с образованием на поверхности пухлых солончаков. Заметно проявляется также работа ветра, заключающаяся в накоплении и перевевании эоловых песков. Породы описываемого комплекса бурого и серовато-желтого цвета, местами содержат известковистые соли и кристаллы гипса. Пески по составу мелкозернистые, супеси и суглинки легкие, пылеватые. Коэффициент крепости 0,5—0,6; категория по трудности разработки I; условные допустимые напряжения $1,5—2$ кг/см².

Район по условиям рельефа и причине безводности для строительного освоения малоблагоприятен.

Заключение

В настоящей работе подведены итоги гидрогеологического и инженерно-геологического изучения территории Узбекистана по состоянию на 1 января 1968 г.

Наряду с обобщением результатов планомерных исследований (гидрогеологических и инженерно-геологических съемок, разведочных работ, режимных наблюдений и пр.) при выполнении данной работы был собран, систематизирован и проанализирован огромный фактический материал по эксплуатационному бурению на воду, поисково-разведочному бурению на нефть и газ. В монографию вошли также (в заново переработанном виде) результаты многих тематических работ, выполнявшихся в последние годы.

Представленная в томе проработка указанных материалов впервые объединяет в едином плане разностороннюю изученность подземных вод Узбекистана и их многообразную роль в народном хозяйстве республики. По своему значению данная монография составляет важный этап развития гидрогеологии в Узбекистане, так как в ней не только нашли отражение новые фактические данные исследований последних лет, но и получили свое дальнейшее развитие научно-методические основы гидрогеологической школы, созданной О. К. Ланге.

Региональная характеристика общих гидрогеологических условий территории Узбекистана дана в виде порайонного описания и обзорной гидрогеологической карты. Последняя составлена на двух листах с целью более полного отражения имеющихся данных не только по первому от дневной поверхности водоносному комплексу, представленному преимущественно грунтовыми водами, но и по второму водоносному горизонту или комплексу, содержащему большей частью напорные воды.

Гидрогеологические условия территории Узбекистана весьма неоднородны, что в значительной степени определяется геолого-структурным строением этой территории, входящей в состав двух сложно построенных геотектонических областей — постплатформенного орогена на востоке и эпигерцинской платформы — на западе. В соответствии с этим в принятом в томе гидрогеологическом районировании Узбекистан разделен на две гидрогеологические области — горноскладчатую и платформенную. В пределах последних выделены гидрогеологические районы по геоструктурам следующего порядка.

В горноскладчатой гидрогеологической области такими структурами являются мегантиклинали и мегасинклинали. Мегантиклинали выражены в рельефе крупными горными сооружениями. Большинство из них (Чаткало-Кураминский мегантиклинорий, Нурата-Алайская и Гиссаро-Зарафшанская системы складчато-глыбовых поднятий, Центральнo-Кызылкумская группа поднятий) сложены преимущественно палео-

зойскими породами, в которых развиты трещинные и трещинно-карстовые грунтовые воды, разделяющиеся по бассейнам стока (примерно совпадающим с гидрографическими бассейнами), в соответствии с чем названные гидрогеологические районы характеризуются как группы бассейнов трещинных вод. Встречающиеся в палеозое небольшие артезианские структуры являются деталями этих районов. От указанных районов резко отличается мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Кугитанг-Бойсунская), юго-западное крыло которой, образованное смятыми в складки мезо-кайнозойскими отложениями, полностью входит в состав сложного артезианского бассейна горного типа, выделенного в отдельный район.

Основное питание подземные воды горных сооружений получают за счет атмосферных осадков. В количественном выражении формирование подземного стока подчинено свойственной горным районам высотной климатической зональности, определяющей также и режим подземных вод.

В бассейнах трещинных вод благодаря расчлененному рельефу, хорошей обнаженности пород и сравнительно небольшой мощности трещиноватой зоны преимущественное развитие получила зона активного водообмена. Формирующийся в ней интенсивный подземный сток направлен в сторону общего снижения рельефа к равнинам. Частично он дренируется речными долинами и идет на формирование поверхностного стока. По зонам региональных разломов подземный сток участвует в формировании подземных вод артезианских бассейнов в пределах как горноскладчатой области, так и плиты. Водообильность пород, качество, характер и глубина циркуляции подземных вод определяются расчлененностью рельефа, степенью трещиноватости пород, наличием дизъюнктивных нарушений и глубиной выветрелой зоны. Водообильность колеблется в широких пределах. Наиболее водообильными являются участки, приуроченные к зонам тектонических нарушений, к контактам интрузивных и осадочных пород и к площади развития карста. Глубина циркуляции подземных вод обычно не превышает 100 м, но может быть значительно большей в зонах тектонических нарушений.

Активный водообмен способствует формированию преимущественно пресных подземных вод гидрокарбонатного кальциевого состава.

В горном артезианском бассейне юго-западных отрогов Гиссара сохраняется высотная зональность в условиях формирования подземных вод зоны активного водообмена; вместе с тем с приближением к центральной части бассейна в более глубоких частях разреза получают развитие гидродинамические зоны замедленного и весьма замедленного водообмена и соответствующие им гидрохимические зоны соленых и рассольных вод. По общему строению этот бассейн несколько сходен с предгорными артезианскими бассейнами, от которых он все же отличается своим высоким гипсометрическим положением и сильной расчлененностью рельефа.

К мегасинклиналям, выполненным мощными толщами мезо-кайнозойских отложений, приурочены межгорные и предгорные артезианские бассейны с весьма четко выраженной гидродинамической, гидрохимической и геотермической вертикальной зональностью. В Ферганском и Сурхандарьинском межгорных бассейнах, характеризующихся очень глубоким погружением палеозойского основания (до 8—9 км), в разрезе присутствуют все три вертикальные зоны, причем в нижней зоне сохранились седиментационные воды. В других бассейнах (Приташкентский предгорный, Зарафшанский межгорный, Центрально-Кызылкумская группа малых межгорных бассейнов), имеющих сравнительно неглубокое залегание палеозойского основания (до 2—3 км), рассолы

и вообще сильноминерализованные воды отсутствуют, а гидрохимический разрез носит инверсионный характер. Наибольшую минерализацию (до 10 г/л) имеют воды средней части разреза (неоген); степень минерализации подземных вод в нижней части разреза (мел) находится в пределах 1—3 г/л. Это объясняется тем, что меловые отложения обладают большей водопроницаемостью, чем палеогеновые.

Для межгорных и предгорных бассейнов горноскладчатой области в целом характерно дренирование зоны активного водообмена (охватывающей обычно водоносные комплексы верхне-неогеновых и четвертичных отложений) главной рекой, пересекающей бассейны. Подземные воды этой зоны в указанных бассейнах большей частью пресные и лишь на некоторых участках с затрудненными условиями оттока грунтовые воды, залегающие в верхней части разреза, под влиянием испарения приобрели повышенную степень минерализации (Центральная Фергана, Голодная степь).

Платформенная гидрогеологическая область разделена на гидрогеологические районы по артезианским бассейнам I порядка, границы которых выходят за пределы Узбекистана. Выделены Амударьинский и Сырдарьинский предгорно-равнинные бассейны с внешними зонами создания напора, а также Устюртская группа равнинных бассейнов с внутренними зонами создания напоров.

В вертикальном разрезе артезианские бассейны разделены на три структурно-гидрогеологические этажа: подземные (преимущественно грунтовые) воды неогеновых и четвертичных отложений, подземные (преимущественно артезианские) воды мезозойских и частично нижнепалеогеновых отложений и трещинные воды палеозойского (местами пермотриасового) фундамента.

В верхнем этаже региональное распространение имеют сильноминерализованные грунтовые воды. Слабоминерализованные и пресные грунтовые воды распространены локально — в виде линз в золотых песках (в приречных полосах аллювия и на орошаемых территориях субаральных и приморских дельт).

Средний этаж в Сырдарьинском бассейне, отличающийся сравнительно небольшой глубиной залегания палеозойского фундамента (1—3 км), представлен в основном водоносным комплексом меловых отложений, содержащих пресные и солоноватые артезианские воды инфильтрационного происхождения. Подземный сток в бассейне направлен к Аральскому морю и к многим местным очагам разгрузки.

В Амударьинском и Устюртском бассейнах, где фундамент погружен на значительную глубину (до 6 км и до 4,5 км), мощность среднего этажа увеличивается за счет появления в глубоких частях синеклиз водоносного комплекса юрских отложений. С увеличением глубины залегания водоносных комплексов значительно ухудшаются условия водообмена (этому способствуют наличие внутри мезозоя выдержанных водоупорных горизонтов и резкое ухудшение коллекторских свойств водоносных пластов в нижней части мезозоя), учитывая гидрохимию подземных вод и историю геологического развития бассейнов, здесь выделено два подэтажа. Нижний подэтаж, охватывающий в Амударьинском бассейне юру, а на Устюрте юру, неокм и апт, содержит седиментационные воды, представленные хлоридными натриево-кальциевыми рассолами. Наибольшей концентрации (более 270 г/кг) рассолы достигают в Амударьинском бассейне на площади, совпадающей с распространением верхнеюрской соляно-гипсовой свиты.

Верхний этаж содержит воды преимущественно инфильтрационные и частично смешанные. Степень минерализации их в общем значительно ниже. Рассолы (хлоридно-натриевые) появляются лишь в самых

глубоких частях бассейнов, где могли остаться и седиментационные воды. На остальной же площади развиты на Устюрте соленые воды.

В трещиноватой зоне пермотриасового фундамента устюртских бассейнов содержатся рассолы. В Амударьинском и Сырдарьинском бассейнах фундамент не опробован; в первом из них предполагаются рассолы, во втором — пресные или слабосоленоватые воды. На основе выявленных закономерностей в пространственном распространении подземных вод и установленных взаимосвязей состава и динамики подземных вод с историей геологического развития в монографии дана сходная характеристика процессов, под влиянием которых происходило формирование подземных вод в различных гидрогеологических районах.

Количественная региональная характеристика подземных вод дана в монографии в виде региональной оценки естественных и эксплуатационных ресурсов основных (т. е. наиболее перспективных для использования) водоносных комплексов и бассейнов трещинных вод. Территориальное распределение ресурсов показано на картах естественных и эксплуатационных ресурсов, дополняемых таблицей в тексте.

Общее количество естественных ресурсов подземных вод составляет в горноскладчатой области $650 \text{ м}^3/\text{сек}$ (пресные воды), в платформенной области — $119 \text{ м}^3/\text{сек}$, в том числе с плотным остатком до $1,5 \text{ г/л}$ — $67 \text{ м}^3/\text{сек}$, остальное количество приходится на воды с плотным остатком до 15 г/л (для районов, где нет вод лучшего качества). Близко к этому и соотношение эксплуатационных ресурсов между областями.

Большая часть прогнозных эксплуатационных ресурсов горноскладчатой области в настоящее время участвует в формировании поверхностного стока. Эксплуатация подземных вод вызовет соответствующее сокращение оросительных ресурсов, в связи с чем оценивалось также и ожидаемое (при полном отборе эксплуатационных запасов) сокращение поверхностного стока.

Установленные прогнозными оценками эксплуатационные запасы подземных вод достаточны для удовлетворения нужд всех основных потребителей и в первую очередь для снабжения пресной подземной водой жителей всех населенных пунктов. Исключение составляет зона отгонного животноводства (Кызылкум и Устюрт), где потребности питьевого водоснабжения могут быть удовлетворены либо за счет использования слабоминерализованных вод путем их опреснения, либо за счет magazинирования атмосферных осадков и временного поверхностного стока. Большое значение здесь могут иметь также линзы пресных вод. За счет подземных вод могут быть обводнены все пастбища отгонного животноводства. В пустынной зоне подземные воды могут быть также использованы для мелкооазисного орошения территории площадью около 30 тыс. га. Вопрос о целесообразных размерах и участках эксплуатации подземных вод для регулярного орошения в пределах основных оазисов, расположенных в горноскладчатой области (где эксплуатационные ресурсы подземных вод велики, но находятся в тесной связи с поверхностным стоком), должен решаться специальными технико-экономическими проработками в генеральных схемах комплексного использования водных ресурсов республики с полным учетом интересов ирригации.

С большой полнотой в монографии рассмотрены основные вопросы мелиоративной гидрогеологии, связанные с важнейшими задачами республики по развитию хлопководства. В посвященной этим вопросам главе получили дальнейшую разработку научные принципы картирования, анализа и оценки гидрогеологических условий в связи с ороше-

нием и мелиорацией. Развиваемые в главе теоретические положения, составляющие гидрогеологические основы орошения, в обобщенном виде представлены на обзорной карте гидрогеолого-мелиоративного районирования. Гидрогеологическая типизация орошаемых и подлежащих орошению территорий Узбекистана дается в следующем виде. Выделены две геолого-структурные или ландшафтно-географические провинции, определяющие тип гидрогеологической зональности грунтовых вод; геосинклинальная или предгорно-горная со свойственной ей высотной зональностью и платформенная или равнинно-низменная с широтной зональностью грунтовых вод. По направленности регионального солевого баланса в первой провинции выделены области (характеризующие собой типы бассейнов грунтовых вод) с отрицательным и смешанным солевым балансом, во второй провинции — область с положительным солевым балансом.

В пределах областей выделены подобласти (морфогенетические типы территории), объединяющие группы потоков грунтовых вод по условиям дренированности; дренированные (группа потоков трещинно-карстовых вод Устюрта, группа потоков в пролювиально-аллювиальных отложениях подгорных равнин Чирчик-Ангренского бассейна, Зарафшанской и Китабо-Шахрисабзской впадин, Северной Ферганы); слабо-дренированные (потоки аллювиальной равнины р. Сырдарьи в Фергане и Голодной степи), дренированные в верхней части и недренированные в нижней (группы потоков в аллювиально-пролювиальных отложениях левобережной Ферганы, южной части Голодной степи, северной части Бухаро-Каршинского артезианского бассейна); недренированные (потоки в аллювии субаэральных и приморских дельт Хорезма, юго-западной части Бухаро-Каршинского бассейна).

Узбекистан богат различными полезными ископаемыми. Наиболее широко распространены месторождения с простыми и сложными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями их промышленного освоения, реже с очень сложными.

Общие водопритоки в месторождениях первой и второй групп незначительны и не превышают 300—500 м³/ч. При освоении месторождений третьей группы требуются сложные мероприятия по осушению. Здесь целесообразно использовать подземные воды для водоснабжения поселков. Нефтяные и газовые месторождения Узбекистана сосредоточены в Амударьинском, Ферганском, Сурхандарьинском и Устюртском бассейнах.

Подземные воды нефтяных и газовых месторождений приурочены к продуктивной толще мезозойских образований. Они характеризуются, как правило, высокой минерализацией, хлоридным натриево-кальциевым составом. Залегая на больших глубинах (1500—3500 м), воды находятся в условиях высоких пластовых давлений, имеют повсеместно повышенную температуру (от 40—50 до 100° С и более) и являются одновременно в ряде мест минеральными. Величина геотермического градиента изменяется по площади от 3,5—4,5°С/100 м до 2—2,2°С/100 м. С глубиной геотермический градиент повсеместно уменьшается.

В Узбекской ССР выявлены сероводородные, йодоносные, радоновые слабоминерализованные щелочные термоминеральные воды, используемые в бальнеологии. Они получили распространение в основном в Ферганском, Амударьинском, Приташкентском, Зарафшанском и Сурхандарьинском артезианских бассейнах.

На базе этих вод функционируют курорты, бальнеологические лечебницы и стационары: Чертак, Чимион, Ташминводы, Андижан, Вановская, Кызылтепе, Каттакурган, Махаса и др. Кроме того, широко распространены минеральные воды без специфики активных микроком-

понентов: сульфатные натриевые, сульфатно-хлоридные, натриевые, хлоридные натриево-кальциевые и другие, которые пока еще не используются.

Несмотря на довольно широкое распространение термальных вод в Узбекистане, использование их в народном хозяйстве возможно лишь на отдельных участках и в очень ограниченных масштабах. Наиболее перспективными для использования являются термальные воды как источник тепла — в Ферганском, Амударьинском и Приташкентском бассейнах. В этих районах термальные воды могут быть получены самоизливом с напором над устьем скважины на 15—100 м и с дебитами до 20 л/сек.

В основу инженерно-геологического районирования положены принципы формационного и литолого-генетического анализа территории.

Всего выделено 12 регионов. Внутри регионов выделено 14 областей применительно к крупным геоморфологическим элементам, которые дополняют характеристику инженерно-геологических условий, данную в регионах.

На ближайшее будущее рекомендуются следующие направления гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Узбекистане:

1. Завершить государственные гидрогеологические съемки на всей территории республики с составлением и изданием региональных (обзорных) и полистных государственных гидрогеологических и инженерно-геологических карт.

2. Продолжить на выявленных перспективных участках производство детальных гидрогеологических исследований по разведке подземных вод как источника водоснабжения городов и сельских населенных пунктов. При разведке подземных вод для хозяйственно-питьевых нужд сельского населения ориентироваться в перспективе на создание крупных районов водозаборов.

3. Усилить практическую результативность работ по контролю за охраной подземных вод от истощения и загрязнения; организовать специальные исследования по изучению конкретных очагов загрязнения и одновременно развивать работы по изысканию возможностей подземного захоронения промышленных стоков.

4. Продолжить гидрогеологические исследования с целью изучения возможности и изыскания методов искусственного формирования подтакрыных линз пресных вод на плато Устюрт (магазинирование атмосферных осадков).

5. Оценка существующей изученности гидрогеологических и инженерно-геологических условий районов мелиорации указывает на необходимость усиления производства гидрогеологических работ для обоснования схем и проектов мелиоративного строительства — проведение комплексных съемок; специальных гидрогеологических исследований для изучения условий применения горизонтального и вертикального дренажей; режимные и балансовые исследования с гидрогеологическим прогнозированием возможных изменений в процессе освоения и орошения земель.

6. Продолжить изучение режима и баланса подземных вод как основы для службы информации и прогнозов, а также с целью решения конкретных задач. В частности, целесообразно усилить наблюдения за действующими крупными водозаборами подземных вод для уточнения локальной и региональной оценки эксплуатационных запасов и ресурсов подземных вод. В районах, где грунтовые воды являются или могут стать источником засоления почв, необходимо сочетать изучение водного баланса с изучением солевого баланса.

7. Изучение гидрогеологических условий горнорудных районов республики и месторождений полезных ископаемых: а) проведение поисково-разведочных работ по водоснабжению горнорудных предприятий, в отдельных случаях разведок месторождений и промыслов нефти и газа; б) детальные гидрогеологические и инженерно-геологические исследования с целью оценки гидрогеологических условий разработки месторождений твердых полезных ископаемых; в) развитие гидрогеохимических методов исследований с целью поисков месторождений твердых полезных ископаемых.

8. Дальнейшее развитие исследований по изучению гидрогеологических и палеогидрогеологических условий нефтегазоносных районов с целью установления перспективных площадей на поиски нефти и газа с гидрогеологических позиций, а также поиски и разведка промышленных, термальных и минеральных вод.

9. Проведение специальных гидрогеологических исследований по обоснованию проектов мелиорации городских территорий, подверженных в связи с развитием орошаемого земледелия процессам засоления и заболачивания.

10. Продолжить инженерно-геологические исследования оползнеопасных районов Узбекистана, перейдя от общей оценки оползнеопасности к расчетным методам изучения устойчивости склонов как в зонах курортно-санаторного строительства, так и на участках разведочных и горнодобывающих предприятий.

11. Инженерно-геологические съемки на территориях областных центров и других крупных городов с развивающейся промышленностью в связи с их перепланировкой и переустройством.

12. Дальнейшее обобщение результатов гидрогеологических и инженерно-геологических исследований с изданием всевозможных каталогов, справочников и монографических описаний по гидрогеологическим районам, бассейнам или отдельным гидрогеологическим проблемам для нужд планирующих органов, проектирующих и строительных организаций.

Список литературы

- Аделунг А С Тектоническая карта восточной и центральной части Средней Азии В кн «Методика составления металлогенических карт». Ташкент, Изд-во «Наука», 1964
- Акрамходжаев А М Литология меловых нефтегазоносных отложений Ферганской депрессии Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960
- Акрамходжаев А М, Федотов Ю А и др Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Изд-во АН УзССР, 1962
- Архангельская А Д Гидрогеологические исследования в низовьях Амударьи Тр Главн геол упр ВСНХ СССР, вып 12, Ташкент, 1931
- Архангельский А Д Голодная степь Геология УзССР, т II М Л, 1937, стр 85—97
- Антонова Г Д Использование подземных вод Голодной степи для водоснабжения и ирригации Мат лы по произв силам Узбекистана, вып 15, Изд-во АН УзССР, 1960
- Астафьева Л Ф Структурно геологические особенности миоценового покрова и их отражение в рельефе увала Карабаур (Центральный Устюрт) В сб «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР» Тр СГПК Главгаза СССР, вып 2 Гостолтехиздат, 1961
- Ахмеджанов М А, Борисов О М, Курбааниязов К Тектоника и возможная нефтегазоносность палеозойского фундамента Устюрта и Приаралья Вест. Каракалпакского филиала АН УзССР, 1963, № 3
- Бабаев А Г Нефтегазоносность Западного Узбекистана. «Геол нефть», 1958, № 7
- Бабаев А Г Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа Л, изд-во «Недра», 1966
- Бабаев А Г, Лебзин Е В О структурно-тектоническом районировании мезозойских образований Западного Узбекистана, в связи с их нефтегазоносностью «Сов геология», 1960, № 3
- Бабаев А Г, Лебзин Е В и др Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область Баку Изд-во АН АзССР, 1963
- Бабадаглы В А, Равикович Х А, Кудряшов Е. В, Атауллин Э И Литология, тектоника и нефтегазоносность неогеновых отложений Севера Восточного борта Ферганской депрессии Л, изд-во «Недра», 1964
- Бабушкин Л Н Климат Узбекистана Ташкент Изд-во УзССР, 1953
- Балашов Л С Сурхандарьинский артезианский бассейн Тр. лабор гидрогеол проблем им Ф П Саваренского Том XXV М, Изд-во АН СССР, 1960
- Балашова Е Н, Житомирская О М, Семенова О А Климатическое описание республик Средней Азии Гидрометеониздат, 1960
- Барбот де-Марни Н П О геологических исследованиях в Амударьинском крае (Читано в общем собрании 5 марта 1875 г) Изв Имп Русск Геогр о-ва, № 2, СПб, 1875
- Бедер Б А Воды нефтяных месторождений Средней Азии Тр ИГ АН УзССР, вып 3, 1949
- Бедер Б А О закономерностях распространения углекислых вод на примере Восточной Ферганы ФАН УзССР, 1954, № 10
- Бедер Б А О гидротермальных ресурсах Средней Азии Изв АН УзССР, № 6, 1956
- Бедер Б А Воды артезианских бассейнов Узбекистана «Узб геол» 1958, № 6
- Бедер Б А Напорные воды Сурхандарьинского артезианского бассейна В кн «Природа Сурхандарьинской области» Тр ТашГУ, вып 185, кн 21, 1961
- Бедер Б А Артезианские воды Юго-Западного Узбекистана Тр САИГИМС, вып 2, Ташкент, 1961а
- Бедер Б А Ферганский артезианский бассейн Уч зап САИГИМСа, вып 10, М, 1963
- Бедер Б А, Иваницын М М, Туляганов Х Т О глубинных подземных водах Приташкентского артезианского бассейна как возможном источнике водоснабжения земель Голодной степи Мат лы по освоению Голодной степи Госиздат УзССР, 1959
- Биндеман Н А Оценка эксплуатационных запасов подземных вод М, Госгеолтехиздат, 1963
- Биндеман Н Н, Бочеввер Ф М Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод «Сов геология», 1964, № 1
- Борисов О М О поперечном глубинном разломе Тянь Шая. «Узб геол», 1962, № 2
- Бородин Р. В Подземные воды межгорной долины р Ангрен Ташкент, Изд-во САМГУ, 1960
- Безобразова Н Ф Материалы к гидрогеологии бассейна рек Чирчик, Ангрен, Келес Вест ирригации, 1927, № 1
- Безобразова Н Ф Обзорные гидрогеологические исследования северо-восточной части Ферганской котловины Мат лы по гидрогеологии Узбекистана, вып 2, 193—

- Беленький Г А Геотогическое строение Приташкентских Чулей Ташкент, Изд-во САМГУ, 1961
- Беленький Г А, Миркамалова С Х Палеогеография мела и палеогена Приташкентской депрессии Л, изд-во «Недра», 1965
- Брод И О Об известных и возможных нефтегазоносных бассейнах Средней Азии «Новости нефтех», сер геол, 1960, № 11
- Бурак М Т О результатах работ по выявлению и предварительной разведке артезианских бассейнов в центральных и северных Кызылкумах Второе гидрогеол совещ Ташкент, 1954
- Бурак М Т Подземные воды Кызылкумов Ташкент ФАН УзССР, 1968
- Бутов П И Гидрогеология Узбекской ССР «Подземные воды», «Недра Советской Азии» М, Изд во Сов Азии, 1932
- Бутов П И Николаев В Н, Машков С С Материалы по гидрогеологическим обследованиям Зарафшанского района «Вест ирригации», 1925, № 10
- Васильковский Н П К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы Мат-лы по геологии Средней Азии, вып 2, Ташкент, 1935
- Васильковский Н П Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозойе Тр ин-та геологии АН УзССР, вып 1, 1948
- Васильковский Н П Артезианские воды в Узбекистане Ташкент, Изд во АН УзССР, 1949
- Васильковский Н П К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана Тр Ком та по изуч четвертич периода вып VIII, 1957
- Васильковский Н П, Минапова Н Е, Подоба Н В, Толстухин Н И, Брин И И под редакцией О К Ланге, Гидрогеологический очерк Чирчик Келес Ангреновского бассейна Тр Средазгеолтреста, вып IV, Ташкент, 1937
- Васильковский Н П, Воронов Ф И, Мавлянов Г А и др Оползневые явления в верховьях Чирчика, Ташкент, Изд во АН УзССР, 1955
- Васильевский М М Схема основного гидрогеологического районирования Азиатской части СССР «Сов геология», 1939, № 7
- Вялов О С «О тектонике Устюрта» Записка Российского Минерал об ва, т I—XII, № 1, 1933
- Вялов О С Колодцы и источники Устюрта Изв геогр об ва, т 66, вып I, М Л, 1934
- Вялов О С Геологическое строение Устюрта и водоносные горизонты юго-восточной его части Каракалпакки Труды I й конф по изуч произв сил КК АССР, т I Л, АН СССР, 1934а
- Вялов О С Гидрогеологический очерк Устюрта Тр Всесоюзного геологоразведочного объединения НКТП СССР, вып 319 ОНТИ НКТП СССР М Л, 1935
- Вялов О С О нефтеносности Ферганы ДАН СССР, т 56, 1947, № 1
- Габрильян А М Литология, палеогеография и вопросы нефтегазоносности Ферганской депрессии Ташкент, Изд во АН УзССР, 1957
- Гарецкий Р Г, Шрайбман В И О глубинном строении Устюрта о возможном происхождении его чинков Изв АН СССР, серия геофизич, № 12, 1957
- Георгиевский Б М Южный Хорезм Геологические и гидрогеологические исследования 1925—1935 гг Часть I Геологическое строение и морфология Ташкент, Ком наук УзССР, 1937
- Георгиевский Б М Гидрогеологические процессы и основные закономерности динамики грунтовых вод в Южно Хорезмском оазисе Мат лы по гидрогеологии и инженерной геологии УзССР, вып I Ташкент Ком наук УзССР, 1935
- Герасимов И П, Иванова Е Н, Тарасов Д И Почвенно мелиоративный очерк дельты и долины Амударьи (в пределах Каракалпакской АССР) Изд во АН СССР СОПС, 1935.
- Гейнц В А О принципах гидрогеолого мелиоративного районирования «Разведка недр», 1950 № 4
- Гейнц В А Формирование подземных вод конусов выноса и использование их Второе Узбекистанское гидрогеологическое совещание Тез докл и сообщений Ташкент, Изд во АН УзССР, 1957
- Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана (в 2 х томах) Ташкент, изд во «Наука», УзССР, 1964
- Гольц С И Новейшие движения на Устюрте В кн «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР» Тр СГПК, вып 2, М, Гостоптехиздат, 1961
- Грачев Г И К геологии древнечетвертичных отложений Ферганы, Таджикской депрессии и Бухаро Хивинской области Тр Всесоюз и геологоразвед нефт ин-та, вып 30, 1961
- Грамм М Н Этапы развития Мын Булакской котловины Изв АН УзССР, серия геол, т 2, 1957
- Грамм М Н О красноцветных олигоценых отложениях Кызыл-Кумов ДАН СССР, т 127, № 3, 1959

Гриднев Н И Схема районирования аллювиально пролювиальных отложений центральной и южной частей Ср Азии по их минерально петрографическим ассоциациям ДАН СССР, т 132, № 3, 1960.

Дикенштейн Г Х и др Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии М, Гостоптехиздат, 1963

Димаков А И, Лайтов В А Некоторые данные о строении Мангышлака и Устюрта «Новости нефтяной техники», сер геол, 1960 № 7

Дмитриев В Л К вопросу инженерно геологического районирования Ташкент, Изд во АН УзССР, 1958

Дмитриев В Л, Швецов О В Геологические и гидрогеологические условия Ферганской котловины в связи с проблемой применения калифорнийских колодцев «Ирригация и гидротехника» 1936, № 2

Дунин Барковский Л В Совместное использование водных ресурсов бассейнов Зарафшана и Кашкадарьи и подача воды из других источников Вопросы сельского хозяйства Зарафшанского бассейна Ташкент, Изд во АН УзССР, 1957.

Ермилов И Я Гидрогеологические условия нефтяных месторождений и разведочных площадей северной и юго восточной Ферганы Авторефераты науч трудов ВНИГРИ, вып 6 1951

Ермилов И Я Гидрогеологические условия нефтяных месторождений и перспективно нефтеносных структур юго западной и северо западной Ферганы Авторефераты науч трудов ВНИГРИ, вып 11, 1953

Ерофеев Н С, Лолжеский И Г, Кузьмина О А, Попов Н Г Основные результаты геолого поисковых работ СГПК Главгаза СССР в западной части Средней Азии В кн «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР» Тр СГПК, вып 2 Изд во «Недра», М, 1966

Зайцев И К, Толстихин Н И Основы структурно гидрогеологического районирования СССР Тр ВСЕГЕИ нов серия, том 101, Л, 1963

Зайков Б Д Современный и будущий водный баланс Аральского моря Тр Научно исслед учреждения Гидрометслужбы сер 4, вып 39, 1946

Захритдинова Н З Роль геологических факторов формирования подземных вод четвертичных отложений юго западной части Ферганского артезианского бассейна Сб вопросы геологии Узбекистана, Ташкент, вып 2, 1961

Ибрагимов Д С Об условиях образования и распространения сероводородных вод Ферганского артезианского бассейна «Узб геол», 1963, № 6

Иванчук П П, Колотушкина А Ф Региональная гидрогеологическая характеристика Бухаро Хивинской нефтегазоносной области «Новости нефть и газ техн геол», 1962, № 3

Иваницы М М Некоторые данные гидрогеологических исследований в Турктульском районе Каракалпакской АССР «За недра Средней Азии», Ташкент, 1933, № 3

Игнатович Н К Геологические структуры — основа гидрогеологического районирования территории СССР «Сов геол», сб 19, 1947

Ильин И А Водные ресурсы Ферганской долины, М, Гидрометеиздат, 1959

Ильин С И Равнинные пространства Юго Западного Узбекистана Геология УзССР, т II ОНТИ, 1937

Исламов А И Генетические типы четвертичных отложений правобережья р Чирчик Сб Вопросы геологии Узбекистана, вып I Изд во АН УзССР, 1960

Исламов А И Об инженерно геологических свойствах лессов в Приташкентском районе «Узб геол» 1964, № 2

Исламов А И и др Характеристика просадочности лессовых пород Узбекистана Мат-лы совещ по закреплению и уплотнению грунтов Изд во АН УССР, Киев, 1962

Исламов А И и др Изменение некоторых физико механических свойств лессовых пород после просадки «Узб геол», Изд во АН УзССР, 1963, № 2

Исламов А И и др Подземные воды и физико механические свойства горных пород Приташкентского района Изд во АН УзССР, 1963а

Исламов А И и др Четвертичные отложения равнин и предгорий Юго Западного Узбекистана Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР, вып 2 Изд во «Наука», Ташкент, 1966

Исламов А И и др Современные физико геологические явления и процессы бассейнов рек Кашкадарьи и Зарафшана, вып 2 Изд во «Наука», Ташкент, 1966а

Исламов А И и др Об инженерно-геологическом районировании территории Узбекистана Мат-лы первого республиканского совещания по инженерно геологическим изысканиям и исследованиям в Казахстане Тилография газетно журнального изд ва при ЦК КП Каз ССР Алма Ата, 1966б

Каменский Г Н Принципы гидрогеологического районирования территории СССР В Сб «Вопросы изучения подземных вод и инженерно геологических процессов» Изд во АН СССР, М, 1935

Карпов П М Просадочные явления на целинных землях Голодной степи Изд во «Наука», 1964

Карцев А А, Кудряков В А, Ходжакулиев Я А Основные черты гидродинамики Каракумского артезианского бассейна ДАН СССР, т 157, 1961 № 5

Касымов Н. А., Ходжибаев Н. Н. К вопросу экономической оценки мелиоративных мероприятий в Узбекистане. Мат-лы по производительным силам Узбекистана, вып. 8. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1958.

Касымов С. М. К инженерно-геологической характеристике аллювиальных лёссовых пород долины р. Зарафшан. ДАН УзССР, № 10, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.

Касымов С. М. О четвертичных отложениях Самаркандской впадины. Уч. зап. САИГИМСа, вып. 4, Ташкент, 1961а.

Касымов С. М. Инженерно-геологическое районирование средней части бассейна р. Зарафшан. Вопр. гидрогеологии и инженерной геологии Средней Азии. Тр. ГИДРОИНГЕО, Ташкент, 1965.

Кац Д. М. Гидрогеологическая классификация орошаемых районов Средней Азии, «Известия АН УзССР», 1956, № 6.

Кац Д. М. О режиме грунтовых вод Южного Хорезма «Сель. хоз. Узбекистана», 1959, № 5.

Кац Д. М. Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование. Изд-во сельхозгиз. М., 1963.

Каульбарс А. В. Древнейшие русла Амударьи. Зап. РТО по общ. географии, т. XVII, № 4, стр. 1—133, 1887.

Кенесарин Н. А. Грунтовые воды и их использование в условиях Голодной степи. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1957.

Кенесарин Н. А. Формирование режима грунтовых вод орошаемых районов Ср. Азии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1959.

Кенесарин Н. А. Труды II Узбекстанского гидрогеологического совещания, 1959 г. К вопросу о расчленении и классификации артезианских бассейнов Средней Азии. Ташкент, «Узбекский журнал», 1964, № 2.

Кенесарин Н. А., Султанходжаев А. Н., Корюкин Г. П. Термальные артезианские воды каменноугольных отложений Северо-Восточной Ферганы, ДАН УзССР, 1960, № 3.

Кенесарин Н. А., Ходжибаев Н. Н. К вопросу о напорном питании грунтовых вод Голодной степи Мат-лы по произв. силам Узбекистана, вып. 15. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1960.

Кенесарин Н. А., Гейнц В. А. Ресурсы подземных вод Узбекистана и перспективы использования их в народном хозяйстве. «Узбекский геологический журнал», Ташкент, 1961, № 5.

Кенесарин Н. А., Султанходжаев А. Н. Об упругом режиме напорных вод четвертичных отложений Ферганской долины. ДАН УзССР, 1962, № 5.

Кенесарин Н. А., Султанходжаев А. Н. Подземные воды артезианских бассейнов Узбекистана и перспективы их использования. Тезисы докл. Всесоюзного научно-технического совещания по использованию подземных вод в Ташкенте, М., 1961.

Кенесарин Н. А., Ходжибаев Н. Н. Основные проблемы мелиоративной гидрогеологии в районах орошаемого земледелия СССР. «Гидрогеология аридных зон». Изд-во «Наука», 1964.

Кесь А. С. Русло Узбой и его генезис. Тр. ин-та географии АН СССР, вып. XXX, М.-Л., 1939.

Кесь А. С. Замкнутые впадины Устюрта. «Журнал природы», 1955, № 8.

Кесь А. С. Значение аэрофотосъемки для восстановления палеогеографии низовой Амударьи. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, вып. 8, стр. 193—204, 1959.

Кесь А. С. Вопросы четвертичной палеогеографии низовьев Амударьи и Сырдарьи. Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода, т. III, Изд-во АН СССР, 1961.

Ковда В. А. Классификация типов орошаемых оазисов и важнейшие мероприятия по борьбе с засолением и заболачиванием почв. ДАН СССР, т. XXIX, 2, 1945.

Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР. Изд-во АН СССР, 1954.

Ковда В. А. Районирование орошаемых территорий. «Природа», 1956, № 4.

Когай Н. А. Об определении нормальной мощности аллювия дельты р. Амударьи. Изв. Узб. фил. Геогр. об-ва СССР, т. IV, стр. 106—108. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1960.

Когай Н. А., Мамедов Э. Д. О результатах расчленения четвертичных отложений Кызылкумов. «Узб. геол.», 1960, № 3.

Козлов С. С. О некоторых закономерностях в изменении подземных вод верхней гидродинамической зоны гор Кара-Мазар и Могол-тау. Вест. ЛГУ № 18, сер. геол. и географ. вып. 3, 1962.

Коноплянец А. А., Сибирцева В. Г. К вопросу классификации грунтовых вод Средней Азии по типу режима. Вопр. гидрогеологии и инженерной геологии. Госгеолиздат, 1953.

Кондрашев С. К. Агроомелиоративные мероприятия по освоению засоленных земель в Хорезмской и Ташаузской областях. Научн. зап. т. XIII, Московск. гидромелиоративный ин-т им. Вильямса, М., 1947.

- Костенко Н. Н. К вопросу о возрасте террас р. Сырдарья. Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. вып. 18, 1954.
- Костенко Н. Н. Основы корреляции антропогенных отложений Казахстана и Узбекистана. Вестн. АН Каз. ССР, № 10(163), Алма-Ата, 1958.
- Костенко Н. Н., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Ср. Азии и Южного Казахстана. Бюлл. комис. по изучен. четв. периода, № 27, 1962.
- Корженевский Н. Л. Средняя Азия (краткий физико-географический очерк). Изд. во САГУ, Ташкент, 1960.
- Корценштейн В. Н. Новые данные по газонасыщенности подземных вод палеогеновых горизонтов центрального Предкавказья и связи с вопросом формирования газовых залежей. Докл. АН СССР, 1951, т. 118, № 3.
- Корценштейн В. Н. Гидрогеология Газлинского газового месторождения и прилегающих к нему районов. Сб. «Гидрогеология газонасыщенных районов Сов. Союза». Гостехиздат, 1962.
- Корценштейн В. Н. Гидрогеология Бухаро-Хивинской газонасыщенной провинции. ВНИГАЗ. Вып. 20/28. Изд. во «Недра», 1964.
- Крылов М. М. О методике гидрогеологического районирования Узбекистана. Изв. АН СССР, № 3, Ташкент, 1953.
- Крылов М. М. Гидрогеология Голодной степи «Голодная степь». Изд. во АН УзССР, Ташкент, 1957.
- Крылов М. М. Геолого-мелиоративное районирование, как основа мелиоративного плана. Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод. Ташкентский международный гидрогеологический симпозиум, Изд. во «Наука», 1964.
- Крылов М. М., Ходжибаев Н. Н., Дельта Амур-Амударья. В статье «Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Узбекистана». Том II. Изд. во «Наука», Ташкент, 1964.
- Кудряков В. А. Гидрогеология мезозойских отложений южной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Автореферат диссертации. М., 1963.
- Кудряков В. А., Креммер А. М., Калдаров С. Гидрогеологические условия Каракалпакского Устюрта. Вопросы геологии и нефтегазоносности Узбекистана. вып. I. Изд. во ФАН УзССР, Ташкент, 1966.
- Куликов Г. В. К вопросу о расчленении четвертичных отложений Северной Ферганы. ДАН УзССР, 1961, № 8.
- Куликов Г. В. Подземные воды четвертичных отложений Северной Ферганы как источник орошения и водоснабжения. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. г. н. наук, Ташкент, 1961а.
- Кульчицкий А. М. Геологический и гидрогеологический очерк Самаркандской котловины. Вестник ирригации. Ташкент, 1924.
- Кушин В. Н. О качественных нормах водопотребления в оазисах пустыни. Пустыни СССР и их освоение. II. Отдельный оттиск. Изд. во АН СССР, 1954.
- Кушнар С. А. Береговая устьев нижнемелового моря в юго-западных Кызыл-кумах (Бюллетень Московского общества испытателей природы. т. XV(5), 1937.
- Кушнар С. А. Песчаные бугры — шоколады в пустыне Кызылкум. «Разведка недр», ГОНТИ, М., 1939.
- Кушнар С. А. О геологии юго-западных Кызылкупмов. Уч. зап. геогр. факульт. МОИП. вып. I, том 70, 1940.
- Лаиго О. К. Краткий гидрогеологический обзор Средней Азии. Мат. лы по гидрогеологии Узбекистана. вып. 10, Ташкент, 1933.
- Лаиго О. К. Глубокие подземные воды Узбекистана. Мат. лы по гидрогеологии и инженерной геологии УзССР, вып. 2. Изд. во Ком. наук, Ташкент, 1934.
- Лаиго О. К. Глубокие подземные воды Узбекистана. Мат. лы по гидрогеологии и инженерной геологии УзССР, вып. 2. Изд. во Ком. наук УзССР, Ташкент, 1935.
- Лаиго О. К. Ферганская котловина. Геол. УзССР, т. I, ОНТИ и НКТП, 1937.
- Лаиго О. К. Основные проблемы гидрогеологии Узбекистана. Журнал «Социалистическая наука», 1937а, № 8.
- Лаиго О. К. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. «Советская геология», 1948, № 34.
- Лаиго О. К. Подземные воды Кызылкумов, Каракумов и их западного обрамления. «Подземные воды СССР». Изд. во МГУ, 1963.
- Лаиго О. К., Шмидт М. А. Подземные воды Узбекистана и перспективы их комплексного использования. Тр. и мат. лы I й конференции по изуч. производительных сил Узбекистана. Т. 3. Изд. во Комитета Наук при СНК УзССР, Ташкент, 1934.
- Ласточкина Л. А. Борьба с потерями воды из ирригационных каналов в низовьях Амударьи. Тр. Арало-Каспийской комплексной экспед. АН СССР, вып. 6. стр. 136—157, 1956.
- Легостаев В. М., Коньков В. С. Мелиоративное районирование. Ташкент, 1951.

- Лигуша В. М. Об артезианских водах Южного Приаралья. *Вопр. геол. Узбекистана*. Сб. АН УзССР, 1960.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В. и др. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2. Гостеолтехиздат, 1962.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Шульц С. С. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. *Тр. ВСЕГЕИ*, том 105, Л., 1963.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Шульц С. С. и др. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 15. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. *Тр. ВСЕГЕИ*, Л., 1963а.
- Лопатян Г. В. Строение дельты Амударьи и история ее формирования. *Тр. Лабор., озеровед. АН СССР*, т. V, стр. 5—34, 1957.
- Львов В. П. К вопросу о водообмене Аральского моря с подземными водами, его окружающими. *«Океанология»*, т. IV, вып. 4, стр. 720—726, 1964.
- Мавлянов Г. А. Физико-механические свойства и состав лёсса и лёссовидных пород Приташкентского р-на. *Тр. Геол. ин-та АН УзССР*, посвящ. лессов. конференц. в Ташкенте, 1953.
- Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства, *Изд-во АН УзССР*, Ташкент, 1958.
- Мавлянов Г. А., Мирзаев С. Ш., Исламов А. И. Подземные воды и свойства горных пород Приташкентского района. *Изд-во АН Узбекской ССР*, Ташкент, 1965.
- Мавлянов Г. А., Касымов С. М. Инженерно-геологические условия Узбекистана. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Средней Азии. *Тр. ин-та Гидроинтео*, Ташкент, 1965.
- Мавлянов Г. А. и др. Просадочность лёссовых пород Юго-Западного Узбекистана. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии аридной зоны СССР. *Тр. ин-та Гидроинтео*, том II, Ташкент, 1966.
- Мавлянов Г. А. и др. Центральная и южная части Средней Азии. Лёссовые породы СССР. *Изд-во «Наука»*, 1966а.
- Макеев Н. С. Об источниках воды в Кызылкумах. *Тр. Совета по изуч. производительных сил КК АССР*, вып. 1, 1931.
- Макеев П. С. Очерк рельефа Кызылкумов. Кызылкумы, т. I, вып. I, 1933.
- Машковцев С. Ф. Гидрогеологические исследования в бассейне р. Зарафшан. *Тр. геологоразвед. упр. ВСНХ СССР*, вып. 21, 1939.
- Минакова Н. Е. К стратиграфии меловых и третичных отложений Чулей. *Изд-во АН УзССР*, Ташкент, 1941.
- Мирзаев С. Ш. Подземные воды бассейна р. Ангрен и перспективы их использования для нужд народного хозяйства Ангренского горнопромышленного района. *Изд-во ТашПИ. Кафедра геологии Ташкентского Политехнического института*, 1958.
- Мирзаев С. Ш. Методика составления прогнозных карт запасов подземных вод. *Мат-лы Ташкентского международного гидрогеологического симпозиума*, Ташкент, 1962.
- Мирзаев С. Ш. Принцип оценки эксплуатационных запасов подземных вод для орошения. *«Разведка и охрана недр»*, 1964, № 8.
- Мирзаев С. Ш. К проблеме широкого использования подземных вод Средней Азии для водоснабжения, орошения и обводнения пастбищ. *«Узбекский геологический журнал»*, 1965, № 2.
- Митгарц Б. Б. Нефтепоисковое значение состава подземных вод по данным исследований в Фергане. *Вопр. нефтепоисковой гидрогеологии*. Гостеолтехиздат, 1956.
- Митгарц Б. Б. Геология и нефтегазоносность западной части Средней Азии. *Пробл. нефтегазоносности Средней Азии*, вып. I, 1960.
- Митгарц Б. Б. Гидрохимическая зональность и нефтепоисковое значение подземных вод западной части Средней Азии. *Труды ВСЕГЕИ*. Нов. серия. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Вып. I, 1960а.
- Митгарц Б. Б. (гл. редактор). Гидрохимическая карта западной части Средней Азии. *Изд-во «Недра»*, 1965.
- Митгарц Б. Б. и Толстихин Н. И. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. *Тр. ВСЕГЕИ*. т. 61, 1961.
- Михайлов Л. Е. Подземные воды Бухаро-Каршинского нефтегазоносного артезианского бассейна. *Тр. ВСЕГЕИ*, т. 84, 1962.
- Мужчинкин Ф. Ф., Подоба Н. В. Краткий гидрогеологический очерк правобережной части Ферганской котловины по маршрутным исследованиям, 1928. *Мат-лы по гидрогеологии Узбекистана*, вып. 2, Ташкент, 1932.
- Мушкетов И. В. Туркестан, СПб, 1886.
- Неволин Н. В. Тектоника Устюрта, *«Геология нефти»*, 1958, № 7.
- Николаев В. А. Гидрогеологический очерк правобережья Зарафшана по исследованиям 1924—1925 гг. *Мат-лы по гидрогеологии УВХ Средней Азии*, вып. 8, Ташкент, 1926.

Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. Реш. Сов. по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1959.

Островский Л. А. Охрана подземных вод Кызылкумов. «Разведка и охрана недр», 1963, № 10.

Островский Л. А. Формирование химического состава подземных вод Нижне-сырдарьинского артезианского бассейна. Бюл. науч. техн. инф. Изд-во «Недра», 1964, № 3.

Островский Л. А., Ходжибаев Н. Н. Еще раз об артезианских водах Южного Приаралья. «Узбекский геологический журнал», 1962, № 1.

Островский Л. А., Фомин В. М., Гребенщикова Т. Б. Формирование термальных вод в областях неглубокого залегания складчатого фундамента. Тр. второго Всесоюз. геотермич. совещ. Изд-во «Наука», 1964.

Орешина Л. М. Гидрогеологический очерк участка Амударьи от Тюя-Муюна до Аральского моря. Мат-лы по произв. сил. Узбекистана, вып. 10. Прир. усл. и ресурсы низовьев Амударьи, стр. 35—52. Изд. АН УзССР, г. Ташкент, 1959.

Пантелеев Г. Ф., Попов Н. Г. Тектоника Южного Приаралья. Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР. Тр. СГПК вып. 2. Гостонтехиздат М., 1961.

Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1954.

Попов В. В. Стратиграфия антропогена Тянь-Шаня. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Пославская О. Ю. Основные черты рельефа Устюрта и его развитие. Сб. «Устюрт Каракалпакский, его природа и хозяйство». Изд-во АН УзССР, Ташкент, 1949.

Пославская О. Ю. Новейшие тектонические движения и вопросы картирования четвертичных отложений Южного Узбекистана. Уч. зап. САИГИМС, вып. 4, Ташкент, 1960.

Плотников Н. И. Условия водоносности трещинных вод палеозоя на примерах изучения гидрогеологии района рудных месторождений Средней Азии. Тр. ин-та геологии АН УзССР, вып. 3, 1949.

Плотников Н. И. Некоторые особенности формирования естественных запасов подземных вод в полупустынных зонах Средней Азии. Тезисы докл. Второго гидрогеологического совещ. Ташкент, 1954.

Плотников Н. И. К вопросу формирования подземных вод полупустынных зон Средней Азии. «Сов. геология», 1965, № 44.

Пяткова К. К., Бухарин А. К. Тектоническое строение Кызылкумов Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, Гостеолтехиздат, 1962.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. Х. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Изд-во ФАН. Узбекской ССР, 1967.

Равикович Х. А. Закономерности изменения солевого состава вод, нефти и газа в Ферганских нефтяных месторождениях. «Нефтяное хозяйство», 1955, № 4.

Равикович Х. А. К вопросу формирования подземных вод гидрокарбонатно-натриевого типа (на примере Ферганской депрессии). «Геология нефти», 1957, № 4.

Равикович Х. А. Закономерности распределения содержания йода и брома в подземных водах Ферганских нефтяных месторождений, «Геология нефти и газа», 1960, № 12.

Равикович Х. А. Результаты комплексного изучения пластовых фильтратов третичных отложений Ферганы, «Геология нефти и газа», 1962, № 2.

Размыслова С. С. Стратиграфия, фации и условия залегания третичных отложений Северо-Западного Устюрта. Автореферат Научн. тр. ВНИГРИ Миннефтепрома, вып. 6, 1951.

Рахимбаев Ф. М. Особенности минерализации грунтовых вод и ее изменения с глубиной в Южном Хорезме. Бюлл. научн. техн. информ. Геолкома СССР, № 5, 1963.

Решеткина Н. М. Регулирование и использование грунтовых вод долин р. Зарафшан. Изв. АН УзССР, Ташкент, 1952, № 5.

Решеткина Н. М. Использование подземных вод в низовьях Амударьи. Мат-лы по произв. силам Узбекистана. Вып. II. «Земельно-водные ресурсы низовьев Амударьи». Изд-во АН УзССР, 1960.

Роговская Н. В. Методика гидрогеологического районирования для обоснования мелиораций. Гостеолтехиздат, 1959.

Рыжков О. А. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое. Тр. Ин-та геологии АН УзССР, вып. 6, 1951.

Рыжков О. А. Схема структурно-тектонического районирования мезозойских и кайнозойских отложений юго-западного Узбекистана. В сб. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей». Изд-во АН СССР, 1962.

Рыжков О. А., Зуев Ю. Н., Давлятов Ш. Д. Тектоника и нефтегазоносность мезозоя и кайнозоя Узбекистана. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1962.

Самарина В. С. Гидрохимическая характеристика подземных вод неогеновых отложений Ферганской депрессии. В кн. «Сб. статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии». Изд. во МГУ, 1962

Сидоренко А. В. Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии. ДАН СССР, т. IXX, № 5, 1950

Сидоренко А. В. О происхождении бессточных впадин (на примере Бадхыза). Изв. Всес. геогр. об-ва, 1952, т. 8, № 3

Сидоренко А. В. Селевые потоки Узбекистана. Ташкент. Изд. во Управ. метеослужбы УзССР, 1965

Симаков С. Н., Клейнберг В. Г., Воробьев А. А. и др. Геологическое строение и нефтеносность Ферганы. Тр. Всесоюз. исслед. геологоразв. ин-та ВНИГРИ, вып. 110, 1957

Скворцов Ю. А. Стратиграфия четвертичных отложений УзССР. Геология Узб. ССР, т. 3, 1939

Скворцов Ю. А. К вопросу познания четвертичных отложений и геоморфологии дельты Амударьи. Ин-т геологии АН УзССР, Ташкент, 1962

Смолко Г. И. Западный Таджикистан и прилегающие площади Южного Узбекистана «Подземные воды», 1932

Старобинец И. С., Халдаров С., Креммер А. М. Первые результаты геохимического изучения флюидов Каракалпакии в связи с вопросами нефтегазоносности. Нефть и газ Ср. Азии, вып. 4, Ашхабад, 1964

Старобинец И. С., Кудряков В. А. и др. Растворенное органическое вещество мезозойских вод Западного Узбекистана. В сб. «Гидрогеологические и химические исследования в связи с поисками нефтяных и газовых месторождений». ЦНИИТЭ-нефтегаз, 1965

Суббота М. И., Жуков С. Г. Гидрохимия юрских отложений Ферганской впадины в связи с перспективами на нефтегазоносность. В сб. «Новые данные о геологии и нефтеносности Ср. Азии». Изд. во ГОСИНТИ, 1961

Султанходжаев А. Н. Структурно-геологическое районирование Ферганского артезианского бассейна, ДАН УзССР, 1961, № 4

Султанходжаев А. Н. Подземные воды юрских отложений Ферганской депрессии. Докл. Узб. геологов к XXII Международному геологическому конгрессу в Индии. Ташкент, 1964

Султанходжаев А. Н. Условия формирования напорных вод в аридной зоне Средней Азии. Докл. советских геологов к XXII Международному геологическому конгрессу в Индии, 1964а

Султанходжаев А. Н. О гидродинамических условиях глубоких водоносных горизонтов Ферганского артезианского бассейна. «Узбекский геологический журнал», 1966, № 2

Султанходжаев А. Н. О геотермических особенностях Средней Азии. В кн. «Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны», сб. 3, 1966а

Султанходжаев А. Н., Халиков Г. Х. О взаимоотношениях областей питания, напора и разгрузки подземных вод четвертичных отложений Ферганской депрессии, ДАН Узб. ССР, 1961, № 5

Султанходжаев А. Н., Сабиров А. К., Курбанов С. Я. О водоносности докембрийских и палеозойских образований Ферганского артезианского бассейна. «Узбекский геологический журнал», 1962, № 5

Султанходжаев А. Н., Ибрагимов Д. С. О телиеносности минеральных вод. ДАН УзССР, 1966, № 5

Талипов С. Воды нефтяных и газовых месторождений Южно-Таджикской депрессии. Изв. высш. учебн. завед. «Нефть и газ», 1963, № 11

Таль-Вирский Б. Б. История тектонического развития Западного Узбекистана в свете результатов геофизических работ. В кн. «Вопросы геологии и нефтегазоносности Западного Узбекистана и Каракалпакии». Изд. во АН УзССР. Ташкент, 1962.

Тетюхин Г. Ф. О стратиграфии четвертичных отложений Приташкентского района. Мат. л. Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, т. III. Четвертичные отложения азиатской части СССР. Изд. во АН СССР, 1961

Туляганов Х. Т. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологических условиях Джизакской степи. Сб. НТИ, вып. 2. Госгеолтехиздат, 1956

Туляганов Х. Т. Состояние изученности и перспективы использования подземных вод Узбекистана. Тр. 2-го Узб. гидрогеол. совещания, Ташкент, 1959

Туляганов Х. Т., Бедер Б. А., Иванцын Н. Н. О глубинных подземных водах Приташкентского артезианского бассейна как возможном источнике водоснабжения земель Голодной степи. Изд. АН Узб. ССР, 1959

Туляганов Х. Т. Практика и применение вертикального дренажа в Узбекистане. «Разв. и охрана недр», 1963, № 10

Туляганов Х. Т. Гидрогеологические аспекты освоения целинных земель предгорья Узбекистана. «Вопросы мелиорат. гидрогеол.», вып. 9, 1968

Туляганов Х. Т., Горьковец В. Г., Хваловский А. Г., Вольфсон Н. Б., Полкранцева И. В. Результаты комплексных геолого-геофизиче-

ских исследований по изучению Ташкентского землетрясения (1966 г.) «Сов. геол.», 1968, № 1.

Фомин В. М. О формировании подземных вод Кызылкумского поднятия. «Разведка и охрана недр», 1964, № 3.

Хасанов А. С. Гидрогеологические условия правобережной части низовьев Амударьи. Мат-лы по произв. силам Узбекистана, вып. 10. Прир. усл. и ресурсы низовьев Амударьи, Изд-во АН УзССР, 1959.

Хасанов А. С. Зональное распределение грунтовых вод Голодной степи по их химическому составу. Мат-лы по производительным силам Узбекистана, вып. 15, 1960.

Хасанов А. С., Гребенщикова Т. Б., Курбанов С. Некоторые геотермические показатели Бухаро-Каршинского артезианского бассейна. «Узб. геол.», 1966, № 5.

Ходжибаев Н. Н. Методы изучения баланса грунтовых вод на орошаемых территориях (на примере опытных участков дельты Амударьи). Изд-во АН УзССР, 1956.

Ходжибаев Н. Н. Некоторые особенности динамики грунтовых вод современной дельты Амударьи. «Узб. геол.», 1958, № 6.

Ходжибаев Н. Н. Крупные ирригационные каналы, как водонапорные системы и их влияние на мелиоративное состояние земель. Ташкентский Международный гидрогеологический симпозиум. Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод. Изд-во «Наука», 1964.

Ходжибаев Н. Н. Гидрогеолого-мелиоративное районирование. Сб. «Гидрогеологические исследования для орошаемого земледелия». Изд-во АН УзССР, 1968.

Ходжибаев Н. Н., Касымов Н. А. К вопросу о возможном режиме грунтовых вод на территории города Янги-Ер. Мат-лы по производительным силам Узбекистана, вып. 15. Изд-во АН УзССР, 1960.

Ходжибаев Н. Н., Алимов М. С. О прогнозе режима уровня грунтовых вод Центральной части Голодной степи «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 2. Изд-во АН УзССР, 1961.

Ходжибаев Н. Н., Анарбаев С. А. Новые взгляды на генетическую сущность режима грунтовых вод оазисов Бухарской области ДАН УзССР, Изд-во АН УзССР, 1963.

Ходжибаев Н. Н., Анарбаев С. А. Взаимосвязь грунтовых вод с напорными в Голодной степи. «Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод». Изд-во «Недра», 1964.

Ходжибаев Н. Н., Есенбеков А. Влияние орошения из заглубленных каналов на режим грунтовых вод. «Узб. геол.», № 1. Изд-во АН УзССР, 1964.

Худайбердыев А. А. О гидрогеолого-мелиоративной классификации оазисов Узбекистана. «Сельское хозяйство Узбекистана», 1958, № 9.

Худайбердыев А. А. Классификация генетических типов режима грунтовых вод — теоретическая основа коренной мелиорации засоленных почв. «Сельское хозяйство Узбекистана», 1961, № 7.

Худайбердыев А. А. Грунтовые воды. В кн. «Сурхандарьинская область». Тр. ТашГУ, вып. 185. кн. 21, 1961а.

Чуенко П. П. К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. ГГРУ, вып. 33, 1931.

Шевченко А. И. Гидрогеологическая классификация орошаемых территорий Узбекистана. Изд-во АН УзССР, 1961.

Шмидт М. А. Гидрогеологический очерк Китабо-Шахрисябзского района. Мат-лы по гидрогеологии Узб., вып. 8, 1932.

Шмидт М. А. Взаимоотношения оросительных и возвратных вод в некоторых оазисах Узбекистана и методы его учета. «Ирригация и гидротехника». Ташкент, Изд-во САНИИРИ, 1935.

Шмидт М. А. Геологический и гидрогеологический очерк западной части Зарафшанской котловины. Изд-во Ком. Наук. СССР, Ташкент, 1936.

Шмидт М. А. Режим грунтовых вод Узбекистана. Ташкент. Изд-во Ком. наук УзССР, 1938.

Шмидт М. А., Крылов М. М. Гидрогеологическое районирование Средней Азии. Мат-лы по гидрогеологии и инженерной геологии, вып. 2. Изд-во Ком. наук УзССР, 1936.

Шмидт М. А., Шевченко А. И. Гидрогеологические типы оазисов УзССР и методы учета возвратных вод. Ташкент, 1948.

Шульц В. Л. Гидрография Средней Азии. Тр. САГУ, нов. сер. вып. 129, географические науки, кн. 13, Ташкент, 1958.

Юрьев А. А. К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Узбекистана ДАН УзССР, 1961, № 8.

Яишина М. О. Гидрохимическая характеристика бассейна р. Зарафшан. Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР, 1954.

Яскович Б. В. О тектоническом режиме Тянь-Шаня в раннем палеозое. Тр. ин-та геол. и геоф. АН УзССР, Ташкент, 1964, № 3.