

ПАЛЕОГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ

БАШКИРСКАЯ АССР



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

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
БАШКИРСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
УПРАВЛЕНИЕ



ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том XV

БАШКИРСКАЯ АССР

РЕДАКТОР ТОМА

Е. А. ЗУБРОВА

ЗАМЕСТИТЕЛИ РЕДАКТОРА

А. И. ЕПИФАНОВ, В. Ф. ТКАЧЕВ

Гидрогеология СССР, том XV Башкирская АССР Башкирское территориальное геологическое управление Редактор Е А Зуброва М «Недра» 1972

В томе обобщены материалы на 1/1 1970 г., полученные в результате мелко и среднемасштабных съемок, при изучении гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых, решении вопросов водоснабжения, изучении режима подземных вод, карстовых явлений, инженерно геологических исследований, разведочном и поисковом бурении на нефть и газ а также использованы обобщающие работы по ряду специальных вопросов Приведена краткая характеристика физико географических условий территории Башкирии геологическое строение физико геологические явления как факторы, определяющие распределение и формирование подземных вод

Территория Башкирии подразделена на два гидрогеологических района Волго Камский артезианский бассейн и бассейн трещинных вод складчатого Урала В пределах первого района выделено 25 гидростратиграфических единиц (водоносные горизонты водоносные комплексы воды спорадического распространения) в отложениях от верхнего протерозоя до четвертичных Во втором районе разбираются подземные воды зоны региональной трещиноватости по группам стратиграфических подразделений представленных однотипными по водно физическим свойствам метаморфическими и вулканогенными образованиями от верхнего протерозоя до карбона Пластовые воды здесь не имеют широкого распространения и приурочены к карбонатным породам верхнего протерозоя, карбона и рыхлым образованиям от триаса до четвертичных По этим районам даны основные закономерности по условиям формирования, движения и гидрохимической зональности подземных вод Для территории подсчитаны естественные ресурсы и прогнозные запасы пресных подземных вод дано районирование по их распределению, освещаются вопросы современного и перспективного использования их для водоснабжения охраны от истощения и загрязнения а также отмечается роль подземных вод при разработке месторождений полезных ископаемых

При инженерно геологическом районировании выделены регионы и дана инженерно геологическая характеристика геолого генетических комплексов Намечены направления дальнейшего изучения подземных вод территории

Книга рассчитана на широкий круг гидрогеологов

Таблиц 29 иллюстраций 37 список литературы — 191 название

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ МОНОГРАФИИ «ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР»

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XV ТОМА

ВОДОРЕЗОВ Г И	ТКАЧЕВ В Ф
ЕПИФАНОВ А И	ТОЛСТУНОВА Н Н
ЕПИФАНОВА Е А	ЧУРИНОВ М В
ЗУБРОВА Е А	

ГИДРОГЕОЛОГИЯ СССР

Том XV

Башкирская АССР

Редактор издательства Г Ф Неманова

Технический редактор А Г Иванова

Корректор П А Денисова

Сдано в набор 19/IV 1972 г

Подписано в печать 28/VI 1972 г

Т 10976

Формат 70×108^{1/16}

Бумага № 1 и картограф

Печ л 215+425 (4 цв карты)=25,75

Усл печ т 36 05

Уч изд л 36 28 в т ч 5 94 цв карты

Тираж 1000 экз

Заказ 364/11229—2

Цена 4 р 33 к с прилож

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. В. Ф. Ткачев, А. И. Епифанов	7
<i>Часть первая</i>	
Глава I. История гидрогеологических и инженерно-геологических исследований. В. Ф. Ткачев, А. И. Епифанов	10
Глава II. Физико-географические условия. [М. С. Яковлева], В. Ф. Ткачев, Н. Н. Толстунова, А. И. Епифанов	18
Глава III. Геологическое строение.	35
Литолого-стратиграфия характеристика. Я. Я. Вецлер, В. Ф. Ткачев, Н. Н. Толстунова	36
Тектоника. Я. Я. Вецлер, В. Ф. Ткачев, Н. Н. Толстунова	60
Трещиноватость горных пород. В. Ф. Ткачев	63
История геологического развития. Я. Я. Вецлер, В. Ф. Ткачев, Н. Н. Толстунова	67
Основные черты геоморфологии. В. Ф. Ткачев, Н. Н. Толстунова	71
Глава IV. Физико-геологические явления	77
Карст. В. И. Мартин	77
Овраги, оползни и заболоченности. А. И. Епифанов	91
<i>Часть вторая</i>	
Глава V. Гидрогеологическое районирование В. Ф. Ткачев, Н. Н. Толстунова	93
Глава VI. Описание гидрогеологических районов	98
Волго-Камский артезианский бассейн	98
Воды кайнозойских и мезозойских отложений. Н. Н. Толстунова, М. С. Верзаков	98
Воды верхнепермских отложений. Н. Н. Толстунова	107
Воды нижнепермских, каменноугольных и девонских отложений. В. Ф. Ткачев	116
Воды силурийских, нижнепалеозойских и докембрийских отложений. В. Ф. Ткачев	139
Бассейн трещинных вод Складчатого Урала	140
Бассейн трещинных вод Центрально-Уральского поднятия. В. Ф. Ткачев	140
Бассейн трещинных вод Тагильско-Магнитогорского прогиба. Н. Н. Толстунова, В. Ф. Ткачев	156
Глава VII. Режим подземных вод. В. И. Мартин	168
Глава VIII. Основные гидрогеологические закономерности. В. Ф. Ткачев, Н. Н. Толстунова	173
<i>Часть третья</i>	
Глава IX. Естественные ресурсы и прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод. Е. А. Епифанова, А. И. Епифанов	196
Естественные ресурсы	196
Прогнозные эксплуатационные запасы	204

Глава X. Использование подземных вод для водоснабжения. А. И. Епифанов, Е. А. Епифанова	208
Глава XI. Охрана подземных вод от истощения и загрязнения. А. И. Епифанов, Р. А. Мухтаруллин	215
Глава XII. Минеральные воды и лечебные грязи. В. Ф. Ткачев	218
Глава XIII. Гидрогеологические условия месторождений полезных ископаемых. Гидрогеологические условия месторождений нефти и газа. Б. В. Озолин. Гидрогеологические условия месторождений твердых полезных ископаемых. Д. М. Антошкин, В. И. Мартин, А. С. Чистосердов, А. И. Епифанов	236
Глава XIV. Гидрогеохимические критерии поисков рудных полезных ископаемых. Л. А. Логинова	261

Часть четвертая

Глава XV. Инженерно-геологические условия. Б. И. Орехов, Е. М. Голубева, В. И. Мартин, редактор М. В. Чуринов	265
Заключение. Н. Н. Толстунова, А. И. Епифанов	291
Список литературы	295

ПРИЛОЖЕНИЯ

I. Графические. Карты масштаба 1 : 1 000 000 (вкладка). 1. Гидрогеологическая (листы 1, 2, 3 вкладка). 2. Карты естественных ресурсов и прогнозных эксплуатационных запасов. 3. Инженерно-геологическая карта (листы 1, 2, 3 вкладка).	
II Текстовые. 1. Данные по родникам, вынесенным на гидрогеологическую карту	302
2. Данные гидрогеологического опробования скважин, вынесенных на гидрогеологическую карту	323
3. Данные гидрогеологического опробования нефтеразведочных скважин, вынесенных на гидрогеологическую карту	339

ВВЕДЕНИЕ

Башкирская АССР — одна из наиболее крупных автономных республик Российской Федерации — на западе граничит с Татарской и Удмуртской АССР, на севере — с Пермской и Свердловской, на востоке — с Челябинской и на юге — с Оренбургской областями (рис. 1). Она занимает площадь 143,6 тыс. км² и играет большую роль в экономике Урала и Поволжья. Ее многоотраслевое промышленное и сельскохозяйственное производство базируется на собственных минеральных и сельскохозяйственных ресурсах, которые в целом благоприятны для дальнейшего развития существующих и размещения новых промышленных и сельскохозяйственных объектов. Важнейшая роль в этом принадлежит водным богатствам, в частности пресным подземным водам, без наличия которых не всегда целесообразно планирование и строительство новых предприятий.

В течение многих лет на территории Башкирии проводились различные гидрогеологические и инженерно-геологические исследования. В результате работ, выполненных с целью изучения общей гидрогеологической обстановки, накоплен большой фактический материал по региональной и локальной обводненности пород, по химическому составу подземных вод, по распределению их между различными горизонтами и комплексами. Параллельно с этим решались вопросы водоснабжения многих объектов, изучались инженерно-геологические условия месторождений различных полезных ископаемых, многочисленных строительных площадок и выполнялись другие частные задачи.

По мере накопления фактический материал неоднократно обобщался. Результаты обобщений изложены в ряде работ различного целевого назначения (районирование по условиям сельскохозяйственного водоснабжения, различные гидрогеологические обзорные карты, региональная оценка прогнозных эксплуатационных запасов пресных вод, современное и перспективное водоснабжение и др.). Наиболее полная характеристика подземных вод преимущественно зоны дренирования приведена К. И. Маковым (1946), в ней учтены материалы по состоянию на 1942—1943 гг.

Настоящая работа является составной частью монографии «Гидрогеология СССР» и посвящена характеристике подземных вод Башкирии. При ее составлении использованы материалы гидрогеологических съемок и тематических работ, результаты исследований, проведенных для водоснабжения и при разведке месторождений полезных ископаемых, данные инженерно-геологических изысканий и других геолого-разведочных работ, выполненных Башкирским геологическим управле-

Кроме того, имеются данные (большей частью химический состав) по подземным водам промышленно нефтеносных отложений, обычно залегающих на глубине более 1000 м. По восточной (преимущественно горной) части территории, входящей в бассейн трещинных вод складчатого Урала, имеются сведения о водоносности пород в зоне региональной трещиноватости, т. е. до глубины 30—150 м, и только на участках месторождений полезных ископаемых — до глубины 250 м. Поэтому для всестороннего и полного освещения всех вопросов формирования подземных вод на территории Башкирии, отличающейся сложностью геологического строения и гидрогеологических условий, материалов недостаточно.

Намечены пути дальнейшего изучения подземных вод и перспективы их использования. Поверхностные воды характеризуются лишь в той мере, которая необходима для понимания условий распространения, динамики подземных вод и определения их ресурсов.

Сбор и систематизация материала выполнены сотрудниками Башкирского геологического управления и частично лаборатории гидрогеологии Уфимского нефтяного научно-исследовательского института (УФНИИ). В обработке материала, оформлении карт и рисунков кроме авторов принимали участие Д. П. Аминев, Н. А. Асеева, Г. Г. Баишева, Н. М. Беляева, Г. Ш. Жданов, Н. А. Клименко и Г. Р. Нухова.

При написании текста и составлении карт авторы руководствовались методическими указаниями, разработанными институтом ВСЕГИНГЕО. Рукопись была рассмотрена Научно-техническим советом Башкирского геологического управления, а затем утверждена к изданию Главной редколлегией монографии «Гидрогеология СССР».

Глава I

**ИСТОРИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ
И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

В истории гидрогеологических исследований Башкирии выделяется два этапа: дореволюционный (до 1917 г.) и послереволюционный.

1. **Дореволюционный** этап характеризуется медленным накоплением данных о подземных водах. Первые весьма неполные сведения, касающиеся в основном Красноусольских минеральных родников на р. Усолке, имеются на «ландкартах», составленных в 1755 г. геодезистом И. П. Красильниковым, и в опубликованных во второй половине XVIII в. отчетах экспедиций Российской Академии наук (П. С. Паллас, В. Ф. Зуев, И. И. Лепехин, Н. П. Рычков, Н. П. Соколов). В XIX в. данные о подземных водах пополнились в связи с изучением геологии Урала (Р. И. Мурчисон, 1849 г.; А. П. Карпинский, 1874 г.; Ф. Н. Чернышов, 1889 г.), изысканиями вдоль Самаро-Златоустовской железной дороги (С. Н. Никитин, 1887 г.; Иванов, 1897, 1899) и строительством водопровода в г. Уфе (А. А. Малеев, 1898 г.). Исследователи этого периода приводят данные о химическом составе воды родников и делают обобщения об условиях залегания подземных вод.

В начале XX в. гидрогеологические исследования связаны в основном со строительством каптажных сооружений. Накопившиеся при этом материалы были обобщены И. Ф. Синцовым (1904 г.) в виде каталога «О буровых и копанных колодцах казенных винных складов». Попутно с геологическими работами А. А. Краснопольский (1904 г.) описал Тереклинские минеральные родники на р. Басу, Л. К. Конюшевский (1908 г.) — Таш-Астинские на р. Зилим, а А. В. Нечаев (1907 г.) достаточно детально охарактеризовал Красноусольские родники. В 1914 г. С. В. Любопытов при обследовании для целей мелиорации собрал довольно полные сведения о подземных водах районов, тяготеющих к рекам Белой, Уфе и Деме. Особую ценность представляет работа В. А. Варсанюфьевой (1916), в которой дана характеристика карстовых явлений Уфимского плато.

2. **Послереволюционный** этап характеризуется огромным сдвигом в изучении гидрогеологических условий Башкирии. По существу современное состояние гидрогеологической изученности является достижением советской геологической службы.

В гидрогеологическом и инженерно-геологическом изучении этого этапа выделен ряд направлений: гидрогеологические исследования для водоснабжения; для использования подземных вод в бальнеологии и других целей; гидрогеологические работы на месторождениях полезных ископаемых; региональные гидрогеологические исследования; обобщающие работы; изучение режима подземных вод и карстовых процессов;

инженерно-геологические изыскания под строительные площадки; инженерно-геологические съемки. Обзор работ дан по этим направлениям.

Гидрогеологические исследования для водоснабжения в первые годы советской власти решались в единичных случаях обычно при геологосъемочных и разведочных работах. В 1931—1936 гг. землеустроительными управлениями было организовано обследование и учет колодцев и родников с целью возможного улучшения водоснабжения колхозов и совхозов. В дальнейшем (особенно в последние 15 лет) проведением работ по выбору источников водоснабжения для крупных водопотребителей занимались Башкирское (до 1962 г. Южно-Уральское) геологическое управление (М. С. Верзаков, Г. П. Луценко, В. И. Мартин, А. Г. Муртазин, С. М. Терещенко и др.), Гипроспецпромстрой (Н. М. Загороднева, В. М. Каплан, Б. Ф. Костин и др.), трест Уралвостокуглегеология (В. Д. Бухарин), Унипромедь (Я. М. Кауфман, Е. В. Кузовкова, И. Н. Устюжанинов, Г. И. Окулов), Башнефтепроект (Г. М. Атаев, Н. И. Струев) и другие организации. Особенно много изысканий с расчетами производительности водозаборов (без утвержденных запасов) сделано экспедициями Гипроспецпромстроя в пределах приречной части аллювия долин рек Белой, Камы и Ика. Бурение скважин для водоснабжения небольших водопотребителей проводили Башкирское геологическое управление (М. С. Гончаренко, Н. Н. Котеленец, Д. И. Иткин, А. И. Минченков, Р. А. Мухтаруллин, Н. А. Наумов, Р. А. Фаткуллин, К. А. Горюнов и др.), тресты Мелиоводстрой и Промбурвод (М. Г. Гаязетдинов, Х. М. Магаев, Ф. Г. Садчиков) и другие организации. В настоящее время на территории Башкирии ежегодно бурится 350—400 скважин на воду и основной объем их осуществляют тресты Мелиоводстрой и Промбурвод. К сожалению, документация скважин этими организациями ведется нередко очень схематично.

С целью обоснования выбора источника водоснабжения для отдельных населенных пунктов в разные годы камеральным путем составлялись заключения (В. И. Мартин, Б. И. Орехов, С. П. Ткалич и др.), а для городов Баймака, Бирска, Кумертау и с. Старо-Колтаево А. И. Епифановым и Е. А. Епифановой в 1964 г. были оценены прогностические эксплуатационные запасы подземных вод.

Гидрогеологические исследования по изучению минеральных вод и рассолов систематически не проводились. В 1929 г. Г. В. Вахрушев опубликовал краткие сведения об отдельных минеральных родниках. В 1934—1937 гг. наиболее известные из них были описаны А. И. Дзенс-Литовским, в 1940 г. — А. Н. Фонаревым, а в 1946 г. — А. И. Силиным-Бекчуриным. Позднее (в основном в 1961—1965 гг.) конторой Геоминвод (Г. М. Сафронова, Л. С. Иванова, Т. М. Эпштейн, В. А. Арбузов, В. Г. Кожевникова, Э. П. Просецкий) специально исследованы Красноусольские, Бирские и другие минеральные родники, а также грязи некоторых озер.

Изучение минеральных вод и рассолов на глубине с 1931 г. связано с бурением структурно-поисковых и нефтеразведочных скважин. Поэтому наиболее изучены в гидрогеологическом отношении нефтеносные терригенные отложения нижнего карбона и девона в платформенной области и карбонатные породы нижней перми в Предуральском прогибе. Гидрогеологические исследования в нефтеразведочных скважинах обычно выполняются в недостаточном объеме и не всегда качественно. В результате часто изученным является только химический состав рассолов, сведения о которых приведены в многочисленных отчетах по разведке и эксплуатации месторождений нефти (А. А. Варов, Л. П. Нелидов, В. А. Сулин, А. Ф. Фриж, С. Е. Черпак, Н. И. Пестов, И. А. Локшин, В. В. Ишерский, Х. П. Сыров, Г. Ф. Маркарян и многие другие).

Гидрогеологические исследования на месторождениях твердых полезных ископаемых являются наиболее полными и качественными. Так, исследованиями Н. И. Лупарева в 1934—1938 гг., Е. А. Пислегиной (Епифановой) в 1944—1950 гг. и других на месторождениях железа, В. А. Волина в 1931 г., К. М. и И. А. Шрамко в 1956 г. на Верхне-Аршинском полиметаллическом месторождении, Б. И. Орехова в 1954 г. на Кзыл-Ташском месторождении магнетитов установлена высокая водообильность карбонатных пород (особенно в зонах разломов) и незначительное содержание подземных вод в зоне региональной трещиноватости песчаниково-сланцевых толщ протерозоя на западном склоне Урала. Ценные сведения по водоносности вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород восточного склона Урала получены при разведке и эксплуатации марганцевых и особенно медноколчеданных месторождений. Гидрогеологические работы на месторождениях марганца выполнены А. Ф. Фонаревым в 1942 г., а на медноколчеданных месторождениях работы проводятся с 1940 г. и выполнены А. Н. Толмачевым, А. Я. Беляевским, Н. Д. Будановым, В. С. Федотовым, Р. А. Фаткуллиным, Д. М. Антошкиным, М. Г. Галеевым, Н. Н. Котоленец, П. И. Аверковым и др.

В годы Великой Отечественной войны и до 1954 г. в результате поисково-разведочных работ на бурый уголь (междуречье Белая — Сакмара и левобережье р. Белой) были изучены гидрогеологические условия многочисленных месторождений угля, приуроченных к кайнозойским образованиям, выполняющим эрозионно-тектонические впадины. Гидрогеологические исследования выполнены И. Г. Кривохижиным, Б. И. Ореховым, Д. И. Иткиным, И. Е. Фалевич, Р. А. Фаткуллиным, М. М. Хузиным и др. Результаты разведки бурого угольных месторождений были приведены О. С. Адриановой, Б. И. Ореховым и другими в сводном отчете в 1956 г.

Региональные гидрогеологические исследования представлены съемками разного масштаба. К числу первых работ относится крупномасштабная съемка, выполненная в 1939—1941 гг. А. А. Амосовым, А. Ф. Опалевым и И. Г. Кривохижиным на западе Башкирии вблизи городов Туймазы и Октябрьский. Этими исследователями установлена пространственная выдержанность отдельных водоносных пластов в разрезе верхнепермских отложений и повышенная производительность этих пластов в структурных понижениях. Однако количество водоносных пластов в верхнеказанском подъярусе ими местами завышено. И. Г. Кривохижиным и А. Ф. Опалевым проведена среднемасштабная съемка на более обширной территории западных районов Башкирии и в 1945 г. составлены карты водоносности и водообильности пород четвертичного и дочетвертичного возраста, а также карта основных водоносных горизонтов. В 1945 г. аналогичная работа была завершена М. С. Пинягиной (Яковлевой) на площади вдоль левобережья р. Белой от г. Уфы до пос. Ермолаево (на юге).

С 1955 г. начата планомерная мелко- и среднемасштабная гидрогеологическая съемка территории Башкирии. В проведении съемок (полностью или частично в пределах Башкирии) и составлении отчетов по результатам этих работ принимали участие гидрогеологи Башкирского территориального геологического управления (В. А. Алексеев, Г. М. Андрианов, М. С. Верзаков, М. В. Верзакова, А. И. Епифанов, Е. А. Епифанова, В. Е. Игонин, Д. И. Иткин, Н. М. Коровина, В. И. Мартин, А. Г. Муртазин, Е. К. Николаев, О. З. Николаев, Б. И. Орехов, В. В. Павлов, В. Г. Попов, Л. М. Постникова, Е. М. Резникова (в дальнейшем Е. М. Голубева), С. М. Терещенко, В. Ф. Ткачев, Н. Н. Толстунова, Р. А. Фатхуллин, М. М. Хузин, А. М. Шевченко и др.),

Уральского геологического управления (Г. Н. Беляев, М. В. Бунин, Н. А. Возженикова, И. Ф. Каменев, Г. К. Михайлов, Ю. В. Нечаев, В. Г. Тонков, И. А. Шимановская, Л. А. Шимановский и др.), Оренбургского геологического управления (В. П. Васева, О. М. Севостьянов, С. К. Севостьянова, Л. Е. Черняева и др.).

В результате проведения съемок был собран огромный фактический материал, позволивший осветить общие гидрогеологические условия закартированной территории (рис. 2), описать характер и степень водообильности пород и качество подземных вод, а в работах начиная с 1960 г. дать прогнозную оценку естественных ресурсов подземных вод. Гидрогеологические карты составляются по принципу выделения водоносных горизонтов, комплексов и других форм скопления подземных вод.

Обобщающие работы по гидрогеологии Урала и прилегающих к нему равнин впервые выполнены М. О. Клером (1928). В 1929 г. М. И. Львович и Д. А. Козловский по результатам работ отрядов по изучению производительных сил при Академии наук СССР кратко описали водоносность верхнепермских отложений западных районов Башкирии. В 1932 г. М. М. Толстихина на основании материалов, полученных при геологической съемке на Уфимском плато, кратко охарактеризовала водоносность нижнепермских карбонатных пород, в которых, по ее мнению, существует один уровень подземных вод на отметках вреза рек, по берегам которых выходят родники.

Первая обобщающая работа по гидрогеологии всей территории Башкирии составлена в 1936 г. Г. В. Вахрушевым, который дал краткую сравнительную характеристику водообильности отдельных толщ пород в зависимости от их литологии.

В 1940 г. И. К. Зайцев составил, а в 1944 г. опубликовал карту районирования территории Второго Баку, на которой по литолого-фациальному признаку выделены площади, имеющие «наибольшее практическое значение» для водоснабжения. Также схематично в 1941 г. А. Ф. Опалев описал водоносность горных пород Башкирии, включив данные о минеральных родниках и водах нефтяных месторождений Ишимбая и Туймазов.

В 1942—1943 гг. под руководством К. И. Макова составлен кадастр подземных вод, на основе которого им написана книга «Подземные воды Башкирской АССР» (1946). Это наиболее полная сводка данных о гидрогеологических условиях Башкирии, обобщающая материалы по состоянию до 1944 г. В книге дана схема гидрогеологических районов,

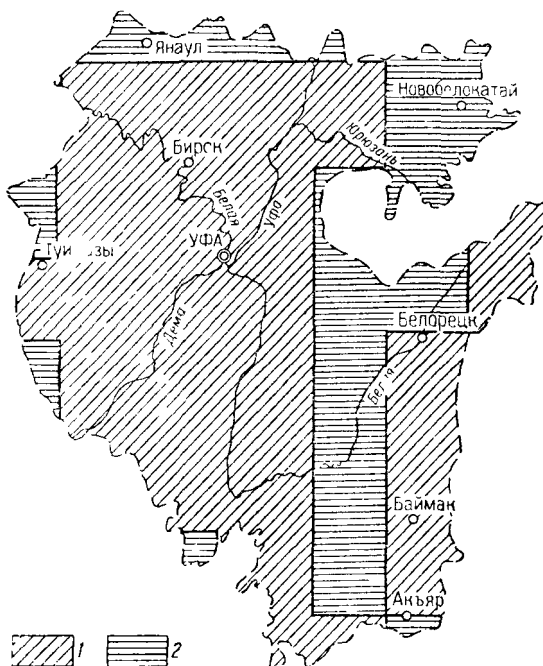


Рис. 2. Обзорная карта гидрогеологической застроенности Башкирии. Составили М. С. Яковлев В. Ф. Ткачев

1 — гидрогеологические съемки среднемасштабные; 2 — то же, мелкомасштабные

или карта «прогноза возможного использования подземных вод для водоснабжения».

В 1949 г. В. И. Духанина и М. С. Яковлева в связи с работами по полезащитным лесонасаждениям кратко описали гидрогеологические условия южных районов Башкирии, уделив основное внимание глубине залегания подземных вод и дебитам водопунктов.

В 1947—1952 гг. по методике И. К. Зайцева А. В. Медведевым, Б. И. Ореховым, А. Н. Фонаревым и М. С. Яковлевой составлены сводные гидрогеологические карты мелкого масштаба, охватывающие всю территорию Башкирии. На картах показаны водообильность пород по площади и химический состав вод.

В 1955—1958 гг. грунтовые воды и закономерности изменения их химического состава описаны А. Н. Семихатовым, В. И. Духаниной, И. В. Гармоновым.

В 1959 г. В. И. Мартин, А. И. Епифанов и Н. Н. Толстунова составили сводку по основным водоносным горизонтам Южного Урала.

Многие годы изучением гидрогеологии Урала занимается Н. Д. Буданов, уделивший много внимания выделению водоносных зон или зон сосредоточения подземных вод, имеющих большое значение для поисков последних в целях использования для централизованного водоснабжения крупных объектов. Наиболее полно его взгляды изложены в работе «Гидрогеология Урала» (1964), в которой делается попытка выявить условия формирования водоносных зон в этом горном сооружении и особенно подчеркивается роль в этом процессе глыбовых неотектонических движений, совпадающих, по его мнению, с более древними тектоническими линиями. Однако некоторые исследователи либо не признают наличия таких движений, либо считают их неповсеместными, а большедебитные родники, в большинстве случаев являющиеся основанием для выделения зон, связывают также с особенностями состава пород, их тектонической структуры и геоморфологии местности, что для Уфимского плато отмечал А. В. Турышев (1960, 1962б), а для Урала М. О. Клер (1956). Большинство водоносных зон, выделенных Н. Д. Будановым в пределах Башкирии, связано с карбонатными породами и имеет иное объяснение.

На основании кадастра подземных вод, систематически пополняющегося в геологических фондах Башкирского геологического управления, и других гидрогеологических материалов в 1958 г. Б. И. Орехов составил карту районирования и очерк по условиям сельскохозяйственного водоснабжения для территории Башкирии южнее г. Благовещенска. Им же в 1959 г. буровые на воду скважины в пределах республики по состоянию на 1/1 1958 г. были сведены в каталог. В 1965 г. аналогичная работа (на 1/1 1964 г.) проделана Н. И. Ромашовой, Е. М. Голубевой и Д. П. Иноземцевой.

С целью составления институтом «Гидропроект» схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов Урала и Поволжья А. И. Епифанов и Е. А. Епифанова (1963 г.) произвели региональную оценку прогнозных эксплуатационных запасов пресных подземных вод Башкирии. В 1963—1965 гг. этими же авторами был составлен ряд гидрогеологических карт различного содержания с информацией о глубине залегания подземных вод на территории Башкирии, о производительности водоносных пород по данным буровых скважин и т. д. В 1966 г. А. И. Епифанов и Е. А. Епифанова составили карту современного и перспективного водоснабжения Башкирской АССР. Результаты этих обобщений приведены в соответствующих главах настоящей работы.

Обобщение данных по глубоким водоносным горизонтам Западной Башкирии впервые выполнили в 1944 г. Н. К. Игнатович и в 1945 г. А. Ф. Опалев, которые в общих чертах выявили вертикальную гидрохимическую зональность, а А. И. Силин-Бекчурин (1949) осветил условия формирования подземных вод востока Русской платформы и западного склона Урала с указанием скоростей подземного стока рассолов.

Поисково-разведочными работами на нефть в Западной Башкирии и соседних областях Волго-Уральской нефтеносной провинции накоплен значительный фактический материал, в результате обобщения которого рассмотрены различные теоретические и практические вопросы гидрогеологии. Общая картина распространения подземных вод глубоких горизонтов, особенности их минерализации, состава, динамики и другие характеристики наиболее детально в Башкирии освещены в отчетах УФНИИ (Б. В. Озолин, Б. И. Лерман и др.) и опубликованных работах (Озолин, Лерман, 1959; Озолин, 1963, 1967). В различной степени эти вопросы или часть их рассматриваются в сводных работах и статьях Т. П. Афанасьева (1956, 1965), М. Г. Гатальского (1956), В. А. Кротовой (1956, 1962), В. Ф. Клейменова (1968), А. Ф. Опалева (1965), В. В. Ягодина (1957), Г. П. Якобсона (1967) и др.

По данным бурения скважин на многочисленных нефтеразведочных площадях (рис. 3) и выясненным закономерностям распространения рассолов в разрезе палеозоя делаются попытки оценить возможность использования их для бальнеологии или промышленного извлечения различных компонентов. Этой проблеме в различных аспектах посвящены отчеты и печатные работы периода 1952—1964 гг. К. Ф. Богородицкого и З. М. Карауловой; О. И. Авдеевой, А. Т. Козлова и В. А. Литвиненко; В. В. Иванова, А. М. Овчинникова и Л. А. Яроцкого; Г. В. Вахрушева; Б. В. Озолина; Л. В. Славяновой; В. Ф. Ткачева; А. И. Епифанова, С. П. Ткалича, М. С. Яковлевой и др.

Изучение режима подземных вод и карстовых процессов почти систематически проводится с 1939 г., когда была организована карстовая партия с задачей изучения этих процессов на территории г. Уфы, в пределах «Уфимского полуострова» (Е. Н. Татценко, В. Г. Ткачук, М. М. Толстихина).

На базе этой партии в 1943 г. была создана Уфимская (ныне Башкирская) гидрогеологическая станция по изучению режима подземных вод сначала в пределах того же полуострова (А. Н. Фонарев, С. П. Ткалич и др.), а с 1961 г. и в других районах Башкирии (В. И. Мартин, Б. И. Орехов, Д. М. Антошкин и др.). В течение 1943—1948 гг. изучением режима грунтовых вод вблизи городов Ишимбая и Стерлитамака по отдельным точкам занималась Ишимбайская станция (Н. А. Фадеев). Комплексные исследования и интересные выводы по району Уфимского карстового кособора, по которому проходит железная дорога, были сделаны в 1945 г. Г. Г. Скворцовым. Накопившиеся сведения по режиму подземных вод и карсту «Уфимского полуострова» за 1943—1960 гг. обобщены в 1962 г. В. И. Мартиным, Б. И. Ореховым, Н. А. Наумовым и Л. С. Филимоновой в сводном отчете.

Большой вклад в познание карстовых процессов и гидрогеологии внесли изыскания под плотины Нижнеуфимской (район г. Уфы) и Павловской ГЭС на р. Уфе. В результате этих работ были вскрыты древние карстовые впадины, заполненные песчано-глинистыми отложениями плиоцена (переуглубленная долина Палео-Уфы). В пределах Уфимского плато (Павловская ГЭС) Д. С. Соколовым, В. В. Котульским и А. Г. Лыкошиным в 1944—1957 гг. выделены этапы и направленность развития карста в зависимости от глубины вреза долин рек, а также от общего характера эрозии (преобладания глубинной или боковой).

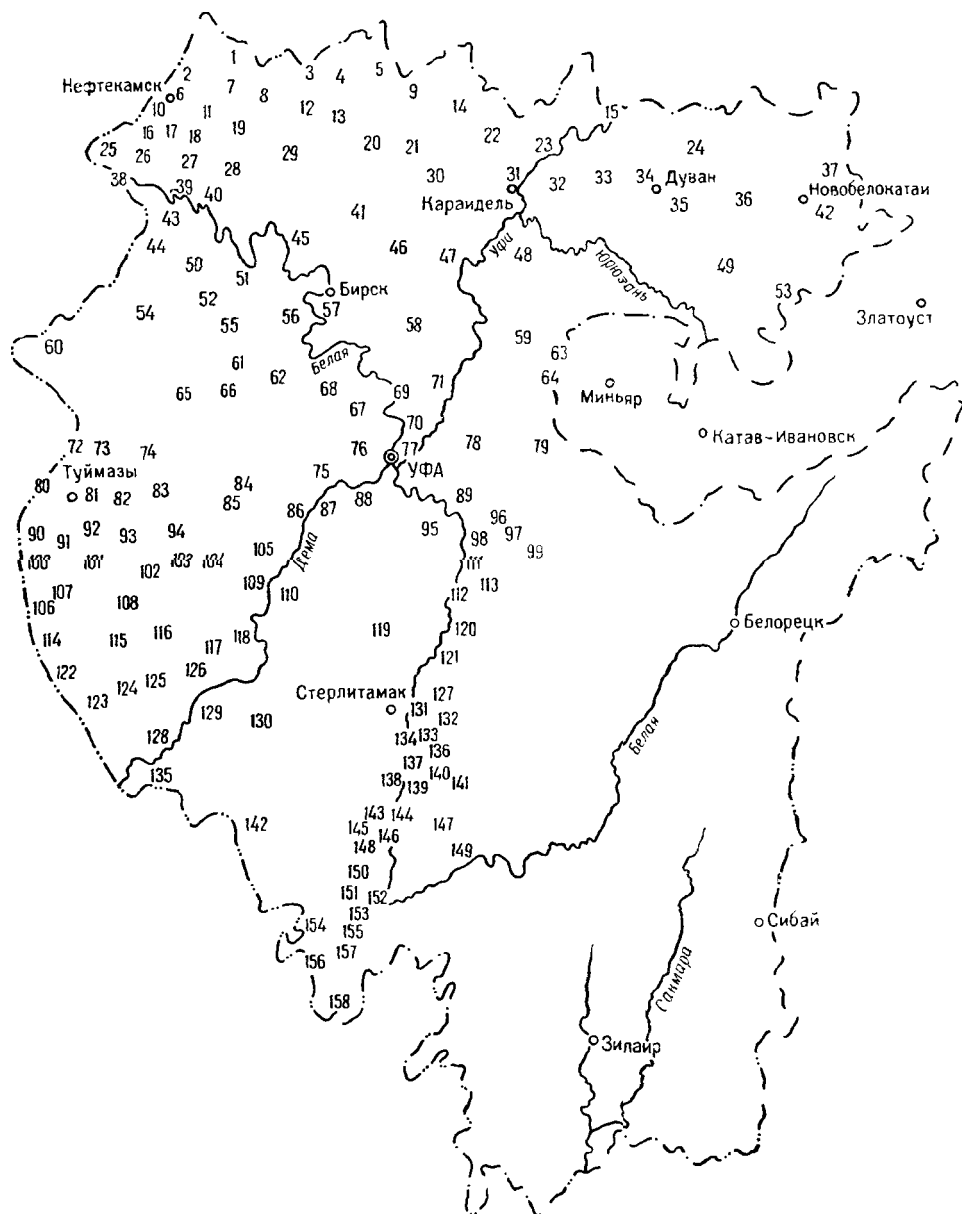


Рис. 3. Схема расположения нефтегазовых площадей Башкирии. Составили Б. В. Озолин и В. Ф. Ткачев

Номер площади на схеме: Азнаевская — 128, Акинеевская — 17, Алдаровская — 117, Александровская — 112, Алексеевская — 123, Алкинская — 87, Амировская — 66, Андреевская — 43, Апрельская — 32, Апутовская — 42, Ардатовская — 72, Арланская — 26, Арх-Латышская — 99, Аскинская — 14, Байкибашевская — 21, Бакалинская — 60, Балтаевская — 93, Балтачевская — 22, Барангуловская — 103, Бекетовская — 96, Белебеевская — 108, Белокатайская — 37, Бижбулякская — 124, Благовещенская — 69, Богородская — 58, Буруновская — 127, Васильевская — 125, Введенская — 144, Верхне-Троицкая — 101, Верхнеяркеевская — 50, Волковская — 67, Воскресенская — 147, Воядинская — 1, Грачевская — 146, Давлекановская — 110, Дуванская зона (Сивокамская) — 35, Дюртюлинская — 51, Ермеевская — 107, Зирганская — 139, Зириковская — 113, Знаменская — 122, Игровская — 8, Ик-Базинская — 54, Илишевская — 44, Ирныкшинская — 96, Ишимбаевская (группа) — 137, Иштугановская — 149, Кабановская — 38, Казанчинская — 9, Кайоровская — 33, Кайраклинская — 116, Калтасинская — 18, Кадриная — 82, Канчуриная — 152, Карабаевская — 45, Каран-Кишишинская — 111, Карача-Елгинская — 56, Каргалинская — 85, Карандельская — 31, Карлинская — 121, Кармалинская — 114, Кармановская — 2, Касевская — 16, Карташевская — 98, Кебачевская — 119, Кзылбаевская — 24, Кинзебулатовская — 136, Киргиз-Миянская — 129, Кировская — 109, Константиновская — 92, Копей-Кубовская — 83, Красноключевская — 48, Крушская — 23, Кузбаевская — 29, Культебинская — 61, Кумертауская — 163, Кунакбаевская — 157, Кусянкуловская — 134, Кушкульская — 47, Кушнарениковская — 68, Лаклинская — 53, Лемезинская — 79, Ленинская — 94, Леонидовская — 90, Майская — 71,

Инженерно-геологические изыскания под строительные площадки для сооружений различного типа выполнены в большом объеме, но распространены они весьма неравномерно. В основном они проводились в Предуралье, где размещены наиболее крупные города и промышленные центры. Основными организациями, выполнявшими инженерно-геологические исследования, были Башкирское геологическое управление, Башкирское отделение треста Куйбышев — ТИСИЗ, Башнефтепроект и др. (А. А. Амосов, К. А. Горюнов, И. Г. Кривожилин, Н. И. Лупарев, В. А. Матвеев, Н. С. Погорельский, Б. И. Орехов, Е. Н. Татценко, С. П. Ткалич, И. Е. Фалевич, Н. А. Фадеев, А. Н. Фонарев, Г. М. Атаев, А. А. Дашкин, М. М. Юлбарисов, З. Г. Юмагузин, Н. А. Наумов, Э. Г. Кальченко и многие другие).

Наряду с этим проводились инженерно-геологические изыскания под гидротехнические сооружения: в районе Павловской ГЭС на р. Уфе (Д. С. Соколов, А. Г. Лыкошин и др.), под плотину на р. Нугуш (Н. М. Загороднева, Б. Ф. Костин), по чаше водохранилища Нижнекамской ГЭС в нижнем течении р. Белой (Гидропроект и МГУ), в районе Кармановской ГРЭС (Свердловское отделение ТЭП).

Инженерно-геологические съемки проводятся с 1961 г. Башкирским геологическим управлением в районе городов Уфы, Благовещенска, Бирска, Туймазы, Октябрьского, Учалы, Баймака, раб. пос. Чишмы, Прибельского, Янаула, сел Толбазы и Дюртюли (Р. А. Мухтаруллин, Г. П. Луценко, А. Г. Рогачев, Д. П. Иноземцева, Г. В. Долгих, С. М. Терещенко, К. А. Горюнов, П. И. Аверков, М. С. Верзаков). Площадные исследования для стадии районной планировки сел Бол. Устыкинское, Месягутово, Исянгулово, Иглино проведены Башкирским отделением треста КуйбышевТИСИЗ и Башнефтепроект (М. М. Юлбарисов, Г. Г. Олейников и др.).

Кроме полевых исследований, были выполнены обобщающие работы. Так, в 1941 г. А. Н. Фонарев и К. И. Маков составили мелкомасштабную инженерно-геологическую карту.

Таким образом, в результате гидрогеологических и инженерно-геологических исследований на территории Башкирии собран огромный фактический материал, распределение которого по площади неравномерно. В связи с этим неодинакова и степень ее изученности. Слабее изучены в гидрогеологическом отношении северо-восточные и горные районы республики, где буровые работы велись в ограниченном объеме. Поэтому по горным районам при составлении тома дополнительно использованы данные бурения скважин, проходки шурфов и описания водопунктов, полученные в 1963—1969 гг. при крупномасштабных геологических съемках, а также данные маршрутных исследований, выполненных в 1962 г. партией по составлению настоящего тома, в местах преимущественного развития протерозойских толщ.

Максимовская — 3, Малышевская — 97, Манчаровская — 52, Маячная — 155, Мекашевская — 104, Месягутовская — 49, Михайловская — 74, Мусинская — 151, Надеждинская — 28, Никифаровская — 126, Николо-Березовская — 10, Ново-Кизгановская — 41, Ново-Табынская (Воскресенская) — 120, Ново-Хазинская — 39, Нурская — 61, Озеркинская — 150, Орьбашевская — 11, Охлебининская — 89, Раздольинская — 6, Салховская — 133, Саратовская — 154, Саузабашевская — 25, Сафаровская — 86, Северо-Культюбинская — 63, Серафимовская — 91, Сергеевская — 76, Сидоровская — 106, Старо-Казановская — 148, Старо-Петровская — 57, Стахановская — 100, Стерлибашевская — 130, Столяровская — 138, Субхангуловская — 81, Суллинская — 106, Тавтимановская — 78, Тастубская — 34, Татышлинская — 5, Тепляковская — 13, Тереклинская — 145, Торгасская — 140, Туймазинская — 80, Турна-Еланская — 59, Тюрюшевская — 65, Уразбаевская — 141, Уржумовская — 46, Усень-Ивановская — 102, Усть-Айская — 15, Федоровская — 142, Хомутовская — 135, Цветаевская — 132, Чекимагушская — 55, Чертаульская — 19, Черкасинская — 70, Чесноковская — 88, Четырмановская — 12, Чимшинская — 75, Шавьядинская — 20, Шакинская — 77, Шаранская — 73, Шариповская — 27, Шафрановская — 118, Шиханская — 181, Шкаповская — 115, Югомашевская — 4, Южно-Введеневская — 143, Юсуповская — 40, Языковская — 84, Якуповская — 158, Якшимбетовская — 156, Янаулская — 7, Ямбаевская — 30, Яныбаевская — 36, Янышевская — 62.

Наиболее ценный материал был получен в процессе гидрогеологических съемок мелкого и среднего масштаба (рис. 2). Однако при гидрогеологических съемках глубинность изучения ограничивалась в основном врезом эрозионной сети (до 150—300 м). Поэтому пока мало данных о минерализации и типах вод при их переходе от пресных к рассолам. Гораздо больше сведений (хотя также недостаточно) получено по докунгурским водоносным горизонтам в процессе поисково-разведочных работ на нефть, которые с большей или меньшей полнотой дают возможность судить об изменении минерализации и химического состава вод с глубиной по площади Западной Башкирии. Гидрогеологические исследования при разведке твердых полезных ископаемых позволяют судить о водоносности пород ниже вреза гидросети и рекомендовать наиболее эффективный способ осушения месторождений. Материалы перечисленных видов гидрогеологических исследований наиболее полно нашли отражение в сводных работах, выполненных с определенным целевым назначением на различных этапах гидрогеологического изучения территории Башкирии. Накопленный опыт составления полистных гидрогеологических карт и карт, выполненных в процессе обобщающих работ, позволил выбрать наиболее приемлемый подход для построения гидрогеологической карты. Инженерно-геологическая карта построена по формационному принципу.

В качестве геологической основы при составлении гидрогеологической и других карт приняты геологическая и тектоническая карты Урала мелкого масштаба, подготовленные к изданию (авторы карт Башкирии Т. С. Иванова и В. А. Романов, редактор Г. И. Водорезов), карта плиоценовых и четвертичных отложений (Н. Н. Яхимович и др., 1964 г.) и тектоническая схема Западной Башкирии (Предуралья), составленная в 1967 г. сотрудниками УФНИИ В. С. Голубевым, Р. А. Камалетдиновым, Г. М. Чистилиным и др. При описании геологического строения Башкирии использованы монография «Геология СССР», том XIII (редактор Д. Г. Ожиганов), объяснительные записки к изданным среднемасштабным геологическим картам, сводные отчеты по различным вопросам геологии, выполненные после 1962 г. сотрудниками Башкирского филиала АН СССР (М. Ю. Аржавитиной, С. Н. Краузе, В. А. Романовым, К. С. Яруллиным и др.), УФНИИ (М. Г. Адлер, С. Г. Морозовым, А. Д. Надежким, Д. В. Постниковым, Н. В. Селезевым, Д. Ф. Шамовым и др.) и Башкирского геологического управления (А. Э. Алкснэ, З. А. Синицыной, И. И. Синицыным, Н. Н. Яхимовичем и др.).

Глава II

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Территория Башкирии характеризуется разнообразными физико-географическими условиями, оказывающими влияние на распределение и формирование поверхностных и подземных вод.

Рельеф. Западная и почти вся северо-восточная части республики расположены на восточной окраине Русской равнины (Предуралье), крайне восточные районы — на западной окраине Западно-Сибирской равнины (Зауралье), а центральная часть относится к Уралу. В Предуралье выделяются Бугульминско-Белебеевская и Сакмаро-Бельская возвышенности, Общий Сырт, Уфимское плато, Прибельская и Приайская холмисто-увалистые равнины, в пределах Урала — низко- и среднегорные хребты западного склона, хр. Уралтау, система низкогорных хребтов Иркендык — Крыкты и восточные грядово-мелкосопочные пред-

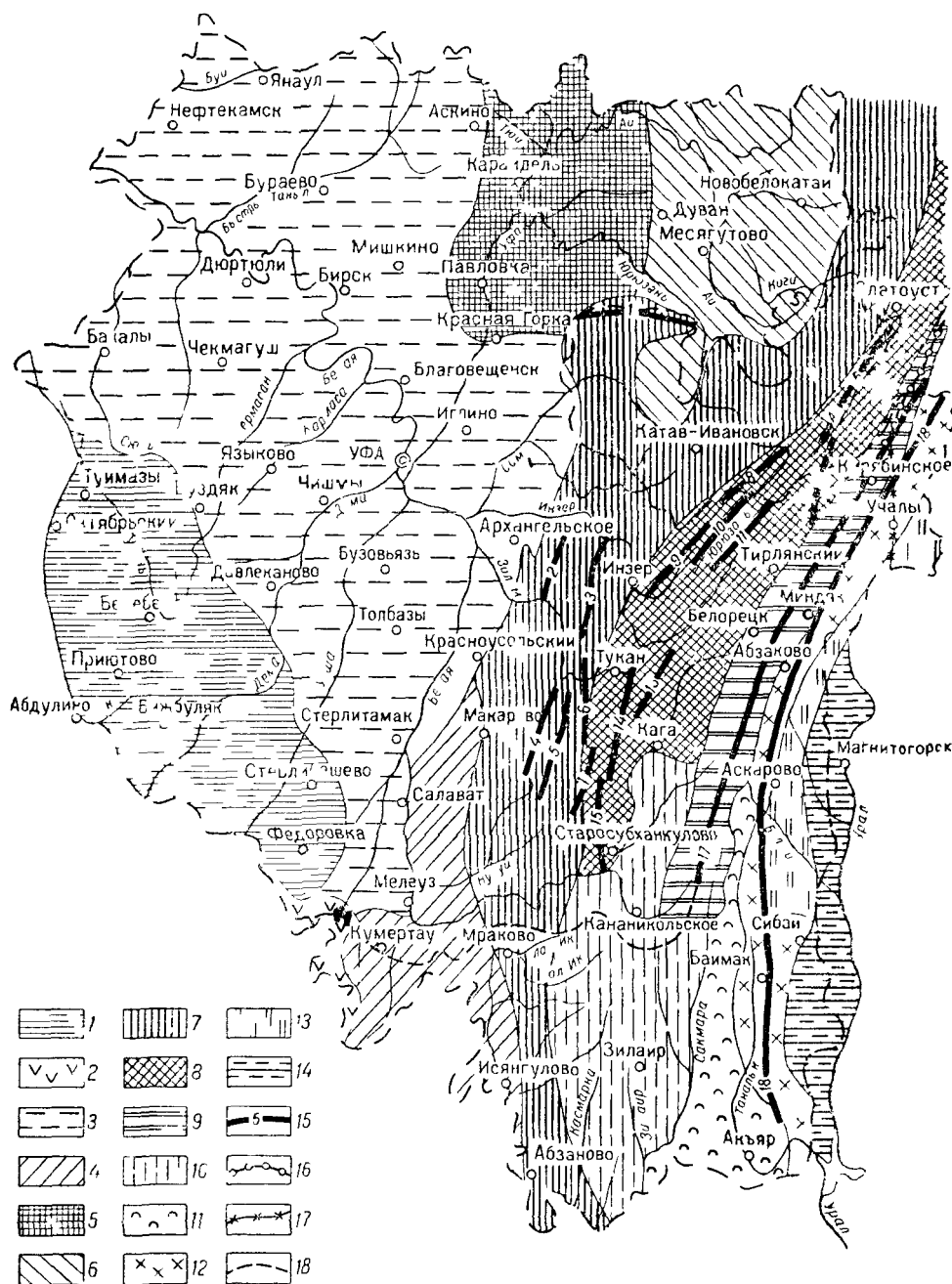


Рис 4 Орографическая схема Составили В Ф Ткачев и Н Н Толстунова

Орографические районы 1 — Бугульминско-Белебеевская возвышенность 2 — Общий Сырт 3 — Прибельская холмисто-увалистая равнина 4 — Сакмаро-Бельская возвышенность 5 — Уфимское плато 6 — Приайская холмисто-увалистая равнина 7 — низкотеррасные хребты западного склона Урала 8 — среднегорные хребты западного склона Урала 9 — хребет Уралтау 10 — Зилаирское плато и плато Уралтау 11 — Сакмаро-Таналыкская высокая равнина 12 — система низкотеррасных хребтов Ирендык — Крыкты 13 — восточные грядово-мелкосопочные предгорья системы хребтов Ирендык — Крыкты 14 — Кизило-Уртазымская пологохолмистая равнина 15 — осевые линии основных хребтов (1 — Каратау 2 — Авдырдак 3 — Зильмердак 4 — Алатау, 5 — Колу, 7 — Ардакты, 8 — Зигальга 9 — Нары 10 — Машак 11 — Кумардак 12 — Авалаяк 13 — Баштау 14 — Юрматау, 15 — Базал 16 — Вренга 17 — Уралтау 18 — система хребтов Ирендык — Крыкты) Линии вододелов между системами рек 16 — Волги и Оби 17 — Урала и Оби 18 — Волги и Урала

горя системы хребтов Ирендык — Крыкты, Зилаирское плато и плато Уралатау, Сакмаро-Таналыкская высокая равнина; в Зауралье — Кизило-Уртазымская пологохолмистая равнина (рис. 4).

Бугульминско-Белебеевская возвышенность расположена на юго-западе Башкирии. Восточная граница ее на большом протяжении проводится по основанию уступа высотой до 150 м, а на юго-востоке возвышенность постепенно переходит в отроги Общего Сырта. Для нее характерны платообразные поверхности междуречий, разделенных глубокими (до 150—200 м) долинами рек. Абсолютные отметки водоразделов 400—450 м и лишь местами 483 м. Долины рек субмеридионального направления каньонообразные, а субширотного — резко асимметричные, с крутым склоном южной экспозиции.

Общий Сырт в пределах Башкирии отличается от Бугульминско-Белебеевской возвышенности выпуклой поверхностью междуречий и меньшей асимметрией речных долин.

Прибельская холмисто-увалистая равнина занимает обширную территорию по левобережью и правобережью р. Белой. Поверхность ее большей частью сглаженная волнистая с абсолютными отметками водоразделов около 240 м при глубине вреза рек около 80—90 м. Вблизи Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Уфимского плато преобладают увалы с абсолютной высотой вершин до 270—300 м, а глубина вреза долин рек достигает 120—140 м. Между р. Сим и р. Зилим встречаются отдельные горы (Бакатау, Ману, Магаш) высотой до 515 м, а вблизи г. Стерлитамака одиночные сопки (шиханы) возвышаются над окружающей местностью на 150—200 м. Речные долины характеризуются хорошо развитыми террасами, общая ширина которых от нескольких сотен метров до 6 км, а в нижнем течении р. Белой до 70 км. На востоке равнины (особенно на междуречьях Уфа — Сим, Белая — Уршак, в бассейне р. Бирь) рельеф осложнен карстовыми формами.

Сакмаро-Бельская возвышенность характеризуется преобладанием резко выраженных холмов, увалов и отдельных гор высотой от 300 до 420 м абс., а в отдельных случаях до 668 м (хр. Мал. Наказ). Водоразделы большей частью выпуклые, склоны их крутые, сильно изрезанные. Днища долин плоские, расположены на 100—230 м, а местами до 230 м ниже водоразделов.

Уфимское плато на севере уходит за пределы Башкирии, на востоке обрывается крутым уступом к Приайской равнине и на юге ограничивается хр. Каратау. Поверхность его ровная, слабо наклоненная с восток-юго-востока (абс. высота 420—517 м) на запад-северо-запад (абс. высота 270—340 м). Оно расчленено узкими крутосклонными глубокими (до 200—250 м) речными долинами и суходолами на отдельные массивы. Днища логов и водоразделы часто осложнены воронками и другими формами карстопроявлений.

Приайская холмисто-увалистая равнина простирается восточнее Уфимского плато до передовых хребтов Урала. В западной части (левобережье р. Ай) — это выровненная слабо расчлененная и наклоненная на восток равнина с абсолютными отметками поверхности 300—350 м. Восточнее р. Ай она расчленена гораздо сильнее. На северо-востоке равнины обособляется Белокатайское плато высотой до 500 м абс. и с глубиной вреза рек до 200 м, а южнее его преобладают крупные увалы относительной высотой 100—150 м.

Низкогорные хребты западного склона Урала — это система параллельных или кулисообразно заходящих друг за друга хребтов и гряд протяженностью от 6 до 40 км. Простирание их субмеридиональное или северо-восточное, а вблизи границы с Уфимским плато субширотное (хр. Каратау). Наиболее протяженными и высокими

(700—900 м абс.) являются хребты Авдырдак, Зильмердак, Беягуш, Алатау, Колу, Баштин, Ардакты и др. Хребты и гряды меньших размеров имеют отметки вершин около 500—700 м абс. Относительная высота водоразделов 250—600 м. Хребты разделены грядово-увалистыми межхребтовыми понижениями, к которым приурочена гидрографическая сеть. На участках развития карбонатных пород рельеф осложнен карстовыми формами.

Среднегорные хребты западного склона Урала ограничены на востоке верхним течением р. Белой, а на юге Зилаирским плато. Их абсолютная высота преимущественно 1000—1300 м, а превышение над межхребтовыми понижениями 250—900 м. Здесь находятся самые высокие вершины Южного Урала: Ямантау (1638 м абс.) и Иремель (1586 м абс.). Наибольшую протяженность (от 15 до 90 км) имеют хребты Зигальга, Нары, Кумардак, Аваляк, Машак, Маярдак, Баштау, Юрматау и Базал. Эти хребты и горы имеют скалистые гребни, окаймленные навалами глыб, по склону переходящими в курумы. Ниже «гольцов» склоны хребтов пологие, ровные, постепенно переходящие в грядово-увалистые или холмистые понижения. В верховье р. Юрюзань, а также по р. Белой в районах пос. Тирлянского и г. Белорецка хорошо выражены обширные плоскодонные понижения — Юрюзанская, Тирлянская и Белорецкая депрессии (мульды), осложненные карстовыми формами. Юго-западнее г. Белорецка обособленно выделяются округлые горные массивы Крака со сглаженной водораздельной поверхностью (абс. отм. около 900—1000 м) и крутыми склонами, сильно изрезанными радиально расходящимися ущельями.

Хребет Уралтау отделен от среднегорных хребтов долиной р. Белой, а от расположенной восточнее системы хребтов Ирендык-Крыкты глубоким межхребтовым понижением (депрессией). Он простирается от р. Каны (левого притока р. Белой) в северо-восточном направлении почти на 300 км. Ширина его около 10—15 км, а южнее истока р. Сакмары до 30 км, далее на юг он постепенно переходит в одноименное плато. Хребет является водоразделом между бассейнами рек Волги, Урала и Оби*. Поверхность его сглаженная, грядово-увалистая и понижается к югу от 1000 до 800—750 м абс. Многочисленная речная сеть врезана в склоны хребта на глубину до 200—360 м.

Зилаирское плато и плато Уралтау расположены южнее горных массивов Крака и хр. Уралтау. Эти плато условно разделяются грядовым водоразделом (высотой около 50—80 м) между бассейнами рек Зилаир и Сакмара. Поверхность их плоская или слабо волнистая, понижающаяся на юг от 640—700 до 500 м абс. Плато сильно расчленено эрозионной сетью, врезанной на глубину от 100 до 300 м. Склоны долин рек и ручьев обычно крутые и скалистые, но в верховьях они становятся пологими, образуя широкие понижения.

Сакмаро-Таналыкская высокая равнина (депрессия) занимает левобережье р. Сакмары до западного склона хр. Ирендык. Поверхность ее снижается к югу от 600—650 до 400 м абс., ровная, но с отдельными вершинами, возвышающимися над окружающей местностью на 60—120 м. Глубина вреза эрозионной сети обычно 30—80 м и только долины левых притоков р. Сакмары врезаны на глубину до 150 м и имеют крутые склоны.

Система низкогорных хребтов Ирендык-Крыкты состоит из четко выраженной цепи хребтов (с севера на юг): Бол. Ку-

* Южнее р. Каны естественная граница между западным и восточным склонами Урала отсутствует (вся территория относится к бассейну р. Урал). Но в геологической литературе (и в настоящей работе) территория к востоку от хребта и плато Уралтау часто считается восточным склоном Южного Урала (Прим. авт.).

мач, Ирендык (северный), Узынкыр, Куркак, Крыкты и Ирендык, переходящей за пределами Башкирии в Губерлинские горы. Ширина ее 8—20 км, протяженность около 370 км. Между широтой пос. Миндяк и г. Баймака эти хребты имеют выровненную поверхность водораздела и являются наиболее монолитными и высокими (800—950 м абс., с отдельными вершинами до 1114 м абс.). Севернее пос. Миндяк высота их снижается до 580—650 м абс., а затем (хр. Ирендык — северный и Бол. Ку-мач) снова возрастает до 707—922 м абс. Южнее г. Баймака хр. Ирендык постепенно сменяется полосой частых сопок, абсолютные отметки которых на юге не превышают 500 м. Склоны хребтов крутые и расчленены ущельевидными долинами эрозионной сети, врезанной на 180—200 м, а по отношению к отдельным вершинам до 500 м. На юге глубина вреза долин не превышает 60—80 м.

Восточные грядово-мелкосопочные предгорья системы хребтов Ирендык — Крыкты занимают полосу шириной от 7—10 до 30 км к северу от р. Худолаз. Для них характерно чередование гряд, сопок, холмов и низких хребтов, разделенных плоскодонными понижениями, часть которых занята озерами, болотами или речными долинами. Хребты (субмеридионального простираения, протяженностью 3—15 км) наиболее широко развиты южнее линии Белорецк-Верхнеуральск, а сопки и холмы — севернее его. Абсолютная высота названных форм рельефа составляет 512—630 м, местами до 750 м, а относительная — от 80 до 350 м.

Кизило-Уртазымская пологохолмистая равнина занимает крайнюю восточную часть Башкирии. Поверхность ее увалистая с отдельными сопками и холмами, расчленена редкой сетью рек, оврагов или плоскодонных ложбин. Абсолютная высота водоразделов около 300—450 м (редко до 470 м), а относительная 50—60 м.

Климат Башкирии континентальный. Для него характерны долгая суровая зима, короткое умеренно теплое или жаркое лето, резкие температурные колебания по сезонам года и в течение суток. На фоне общего изменения климатических условий в широтном направлении (повышение температур, уменьшение осадков) весьма заметны различия, обусловленные рассмотренными особенностями строения рельефа. Основную роль в этом играют субмеридионально вытянутые хребты Урала.

Среднегоголетние наименьшие значения температуры воздуха (рис. 5) характерны для наиболее высоких хребтов Урала (до $+0,4^{\circ}\text{C}$), от которых она неравномерно повышается на запад (до $+2,8^{\circ}\text{C}$) и юго-восток (до $+2^{\circ}\text{C}$). Наиболее холодным месяцем является январь, а самым теплым — июль, изотермы которых в горной части достигают соответственно $-17,5^{\circ}\text{C}$ и примерно $+17^{\circ}\text{C}$, в остальных районах — минус $15-16^{\circ}\text{C}$ и плюс $19-20^{\circ}\text{C}$. Абсолютный минимум температуры -50°C , а максимум $+40^{\circ}\text{C}$. Период со среднесуточной температурой воздуха выше 0°C в Предуралье продолжается около 6,5—7 месяцев, на Урале и в Зауралье около 6 месяцев. Он начинается обычно в первой половине апреля и кончается в последней декаде октября. Первые заморозки на Урале нередки во второй половине августа, а последние — в конце июня, в Предуралье и Зауралье — соответственно в начале сентября и начале июня. Глубина промерзания грунта колеблется от 0,5 до 1,8 м. Период отсутствия мерзлого слоя примерно равен продолжительности периода с положительной среднесуточной температурой воздуха, но с запозданием сроков начала и конца его на 10—15 дней.

Распределение атмосферных осадков по площади показано на рис. 6. По среднегоголетним данным, наибольшее количество их (до 700—900 мм) выпадает на Урале и примыкающей части Предуралья,

а наименьшее — на западе и юго-западе (до 400—600 мм) и особенно на юго-востоке (до 400—500 мм) республики. Колебание суммы осадков, температуры и изменение дефицита насыщения воздуха в течение года

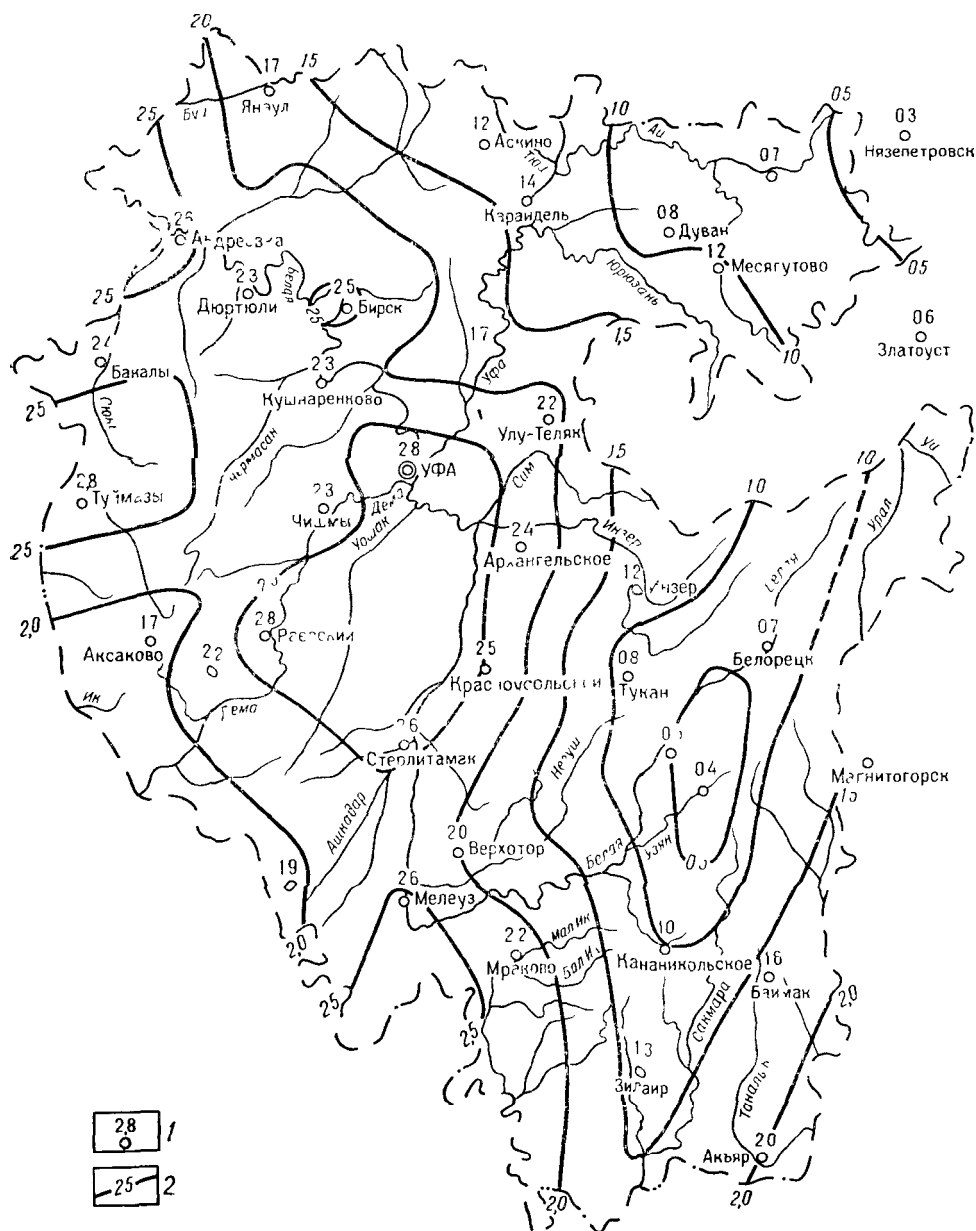


Рис 5 Схематическая карта среднемноголетней температуры воздуха Составил Г Ш Жданов по материалам Уральского управления гидрометеослужбы
1 — пункт наблюдения, цифра — среднемноголетняя температура воздуха, °С, 2 — среднемноголетние изотермы

по отдельным станциям показано на рис. 7. Характерно, что около 60—70% осадков выпадает в жидкой фазе. Испарение с водной поверхности повсюду составляет около 600—700 мм в год, а с поверхности суши от 360—430 мм в год в Зауралье до 400—460 мм в год в Предуралье и на

Урале (рис. 8). Устойчивый снежный покров держится на Урале с 5—10 ноября до конца второй декады апреля, а в Предуралье — с 10—15 ноября до первой половины апреля. Основное накопление снега происхо-

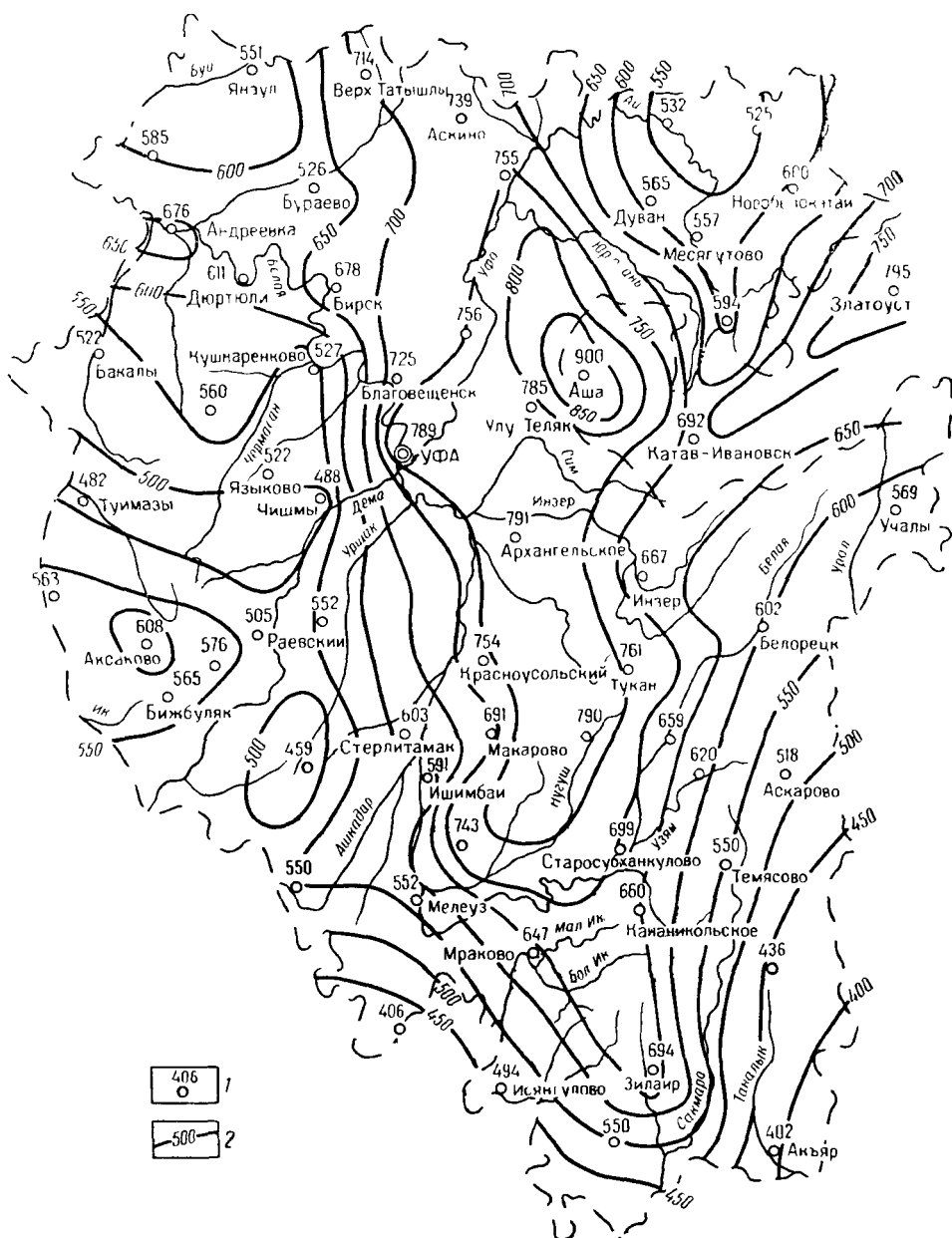


Рис. 6. Схематическая карта среднегодовом осадков. Составила Н. Н. Толстунова по материалам «Справочника по климату СССР», вып. 9, 1968

1 — пункт наблюдения, цифра — среднегодовое количество осадков, мм, 2 — изогеты

дит в ноябре — декабре. Наибольшая высота снежного покрова отмечается в предгорной и горной частях территории, в лесных районах которых наблюдается наиболее равномерное его распределение. В степных и лесостепных районах распределение снежного покрова пестрое.

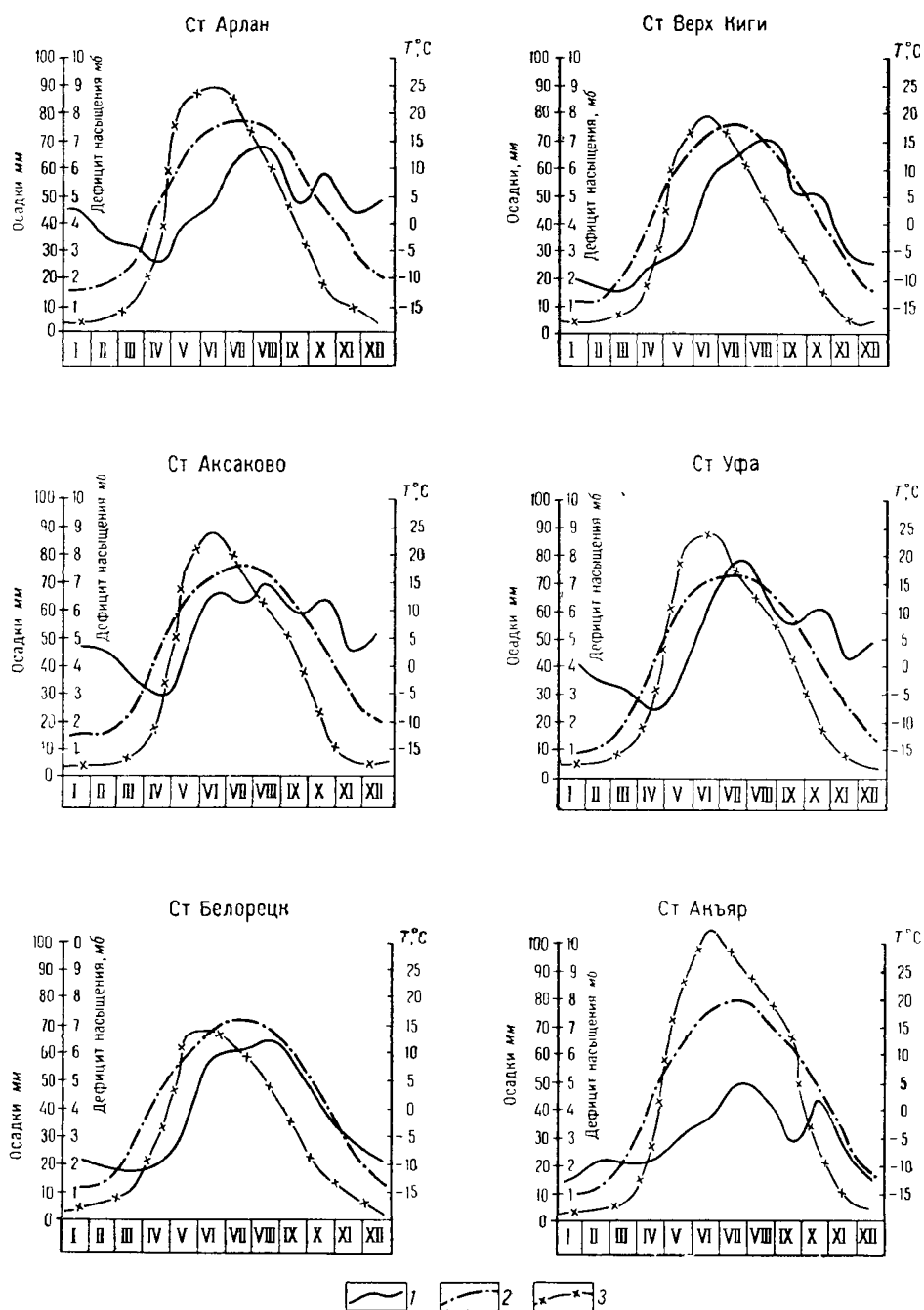


Рис. 7. Графики годового изменения среднемесячных величин (за 1956—1966 гг.) температуры воздуха, осадков и дефицита насыщения. Составила Г. Г. Баишева по материалам Уральского управления гидрометеослужбы

1 — осадки, 2 — температура, 3 — дефицит насыщения

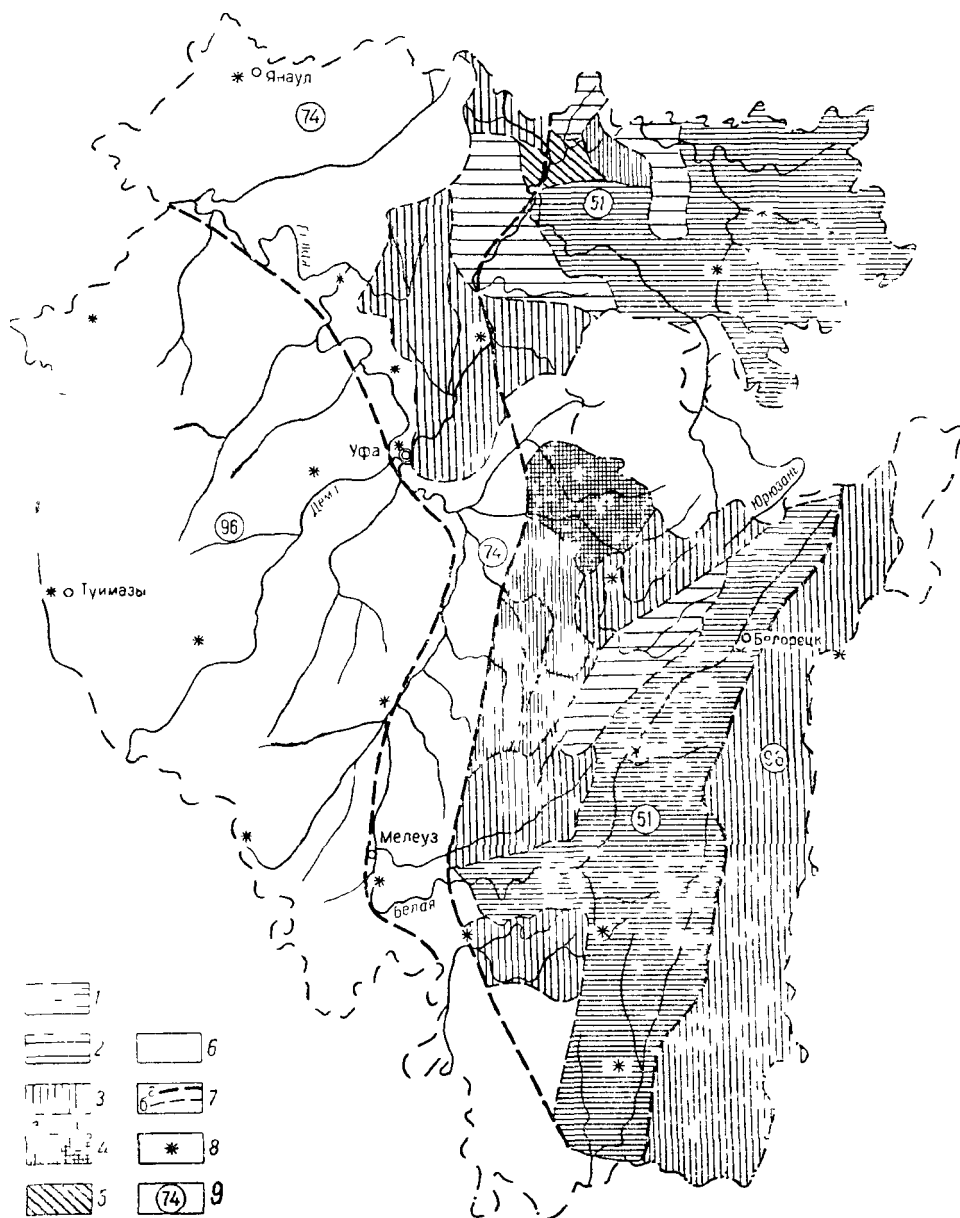


Рис. 8. Схематическая карта баланса атмосферных вод. Составила Е. А. Елифанова

1 — общий сток менее 45% от годовых осадков, разница между ними выше нормы испарения (избыток влаги, в результате чего возможно накопление подземных вод и отток их на соседние площади), 2 — общий сток 45–55% от годовых осадков, разница между ними близка к норме испарения, 3 — общий сток 55–90% от годовых осадков, разница между ними ниже нормы испарения (недостаточность влаги), 4 — общий сток близок или превышает годовые осадки, составляя а — более 90%, б — более 100% (практически все осадки расходуются на сток, возможен переток подземных вод с соседних территорий); 5 — поверхностный сток отсутствует, имеет место поглощение поверхностных вод (участки наиболее интенсивного питания подземных вод); 6 — площади по которым для расчета баланса атмосферных вод недостаточно сведений, 7 — границы а — районов по величине испарения, б — участков с различным соотношением общего стока к годовым осадкам, 8 — пункты замеров или расчетов испарения, 9 — средняя для районов величина испарения (в % от выпадающих осадков)

Высота его по многолетним данным для наиболее характерных метеостанций приведена в табл. 1.

Перераспределение снега происходит под влиянием ветра, в связи с чем наветренные склоны оголяются от снега, а на подветренных склонах и защищенных местах скапливается большее количество его. В целом на территории республики преобладают ветры южного, юго-западного и западного направлений. Только в горно-лесных районах направление их изменяется в зависимости от расположения горных хребтов и долин.

Гидрография. Реки Башкирии принадлежат бассейнам Волги, Урала и Оби. Систему Волги представляют левые притоки р. Камы (Белая, Буй и Ик). Бассейны их охватывают около 75% территории республики (см. рис. 4). Река Белая является основной водной артерией Башкирии. Истоки ее находятся в горной части вблизи г. Иремель. В пределах Урала в р. Белую впадают многочисленные, но короткие притоки, наиболее значительными из которых являются Бол. Авзян (правый), Кага, Узян и Кана (левые). В Предуралье в нее справа впадают (сверху вниз): Нугуш, Зиган, Зилим, Сим (с притоками Инзер и Лемеза), Уфа (с притоками Ай и Юрюзань), берущие начало в горах, Бирь и Быстрый Таныш с истоками на равнине. Крупными левыми притоками р. Белой являются (сверху вниз): Ашкадар (с притоками Сухайля и Стерля), Куганак, Уршак, Дема (с притоками Тятерь, Уязы, Менеуз, Курсак, Асли-Удряк), Кармасан, Чермасан, База и Сюнь. Река Буй в Башкирии крупных притоков не имеет, р. Ик принимает справа притоки Ря, Кидаш и Усень.

Система р. Урала представлена ее правыми притоками: Миндяк, Мал. Кизил, Бол. Кизил, Худолаз, Бол. Уртазымка, Таналык, Сакмара с притоками: Крепостной Зилаир, Баракал, Урман-Зилаир, Касмарка, Бол. Ик, Бол. Юшатырь и Бол. Куюргазы. На водосборную площадь системы р. Урала приходится около 25% территории Башкирии. К системе Оби принадлежат лишь реки Уй и Миасс (верховья), водосборная площадь которых в Башкирии очень мала.

В горной области средние уклоны рек составляют 0,0015—0,0025, а в местах пересечения хребтов они увеличиваются до 0,002—0,003. Для участка рек, где они текут в межхребтовых понижениях, характерны многочисленные плесы и заводи. В пределах Зилаирского плато и плато Уралтау русла рек сильно извилистые, с уклонами 0,0012—0,002, а для р. Сакмары около 0,0007. Скорость течения рек на плесах обычно не превышает 1,5 м/сек, на перекатах — 4 м/сек. В Предуралье многие реки (Белая от г. Мелеуза до устья р. Сим, Дема, Ик, Уфа, Юрюзань,

Таблица 1

Метеостанции	Высота снежного покрова за зиму, см			Место уста- новки рейки
	средняя	максимальная	минимальная	
<i>Предуралье (степные и лесостепные районы)</i>				
Аскино	57	101	20	Открытое
Арлан	74	107	37	Защищенное
Бирск	64	116	33	"
Уфа	79	118	36	"
Чишмы	33	66	13	Открытое
Аксеново	53	84	15	"
<i>Урал (лесные районы)</i>				
Юрьева пристань	87	143	53	Защищенное
Белорецк	41	66	23	Открытое
Зилаир	69	118	24	Защищенное

Ай и др.) имеют уклоны русла в пределах 0,00015—0,0007. Из числа крупных рек наименьшими уклонами характеризуются р. Быстрый Танып (0,00005) и р. Белая ниже впадения в нее р. Сим (0,000006).

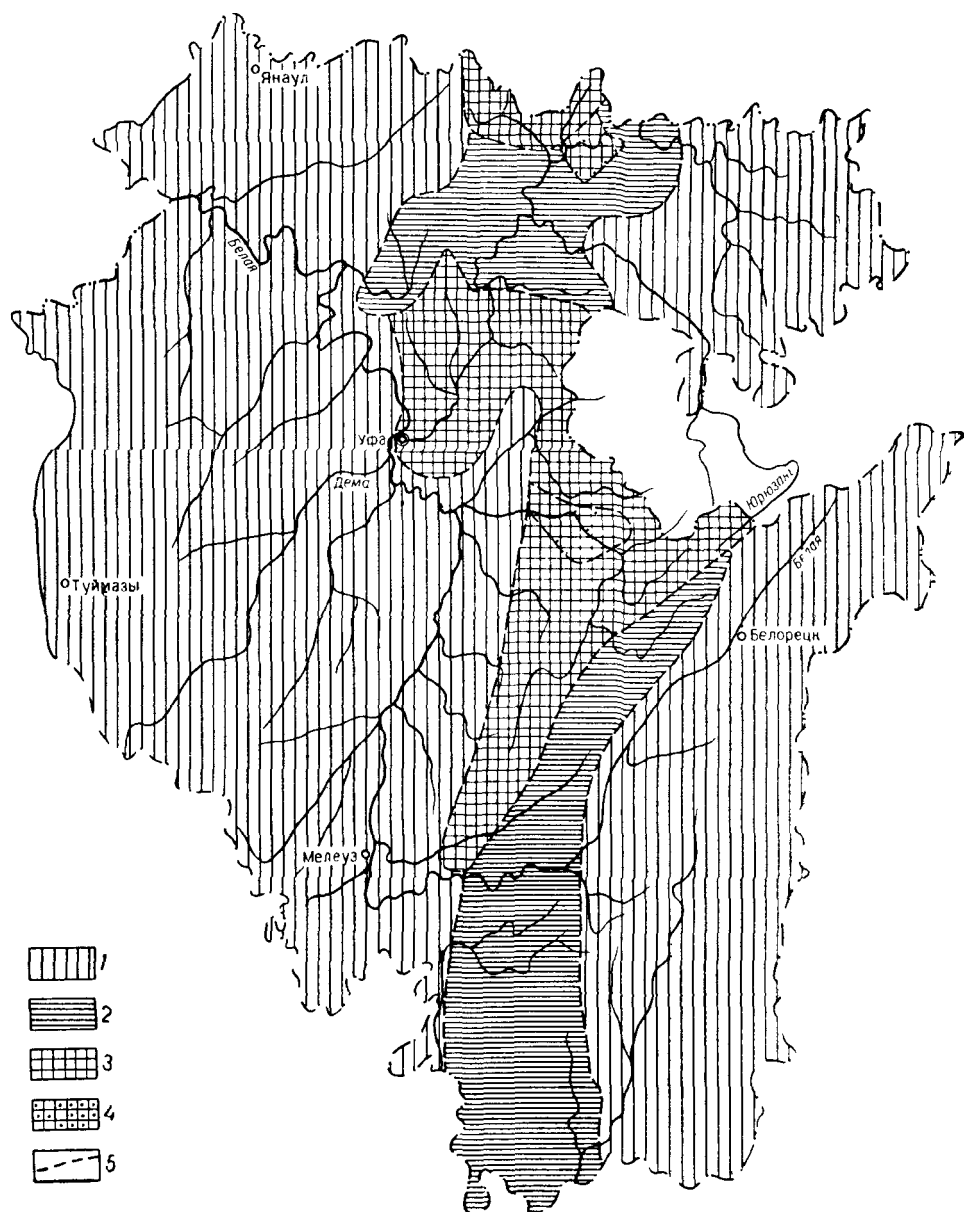


Рис. 9. Карта среднемноголетних модулей речного стока. Составила Е. А. Епифанова по материалам Уральского управления гидрометеослужбы
 Величины модулей стока (л/сек/км²) 1 — менее 5; 2 — от 5 до 10; 3 — от 10 до 20; 4 — более 20, 5 — границы площадей с различными модулями стока

Скорость течения рек 0,6—0,8 м/сек в межень и до 1,7 л/сек в половодье. Уклоны многочисленных мелких рек и притоков также весьма различны и определяются рельефом местности. В пределах возвышенностей (Бугульминско-Белебеевская, Сакмаро-Бельская и т. д.) течение их иеред-

ко имеет горный характер, а уклоны достигают 0,001—0,003. В горных районах дно рек преимущественно галечное, местами скалистое, на равнинах — большей частью гравийно-галечное, а на спокойных плесах и заводах в донных отложениях имеется ил.

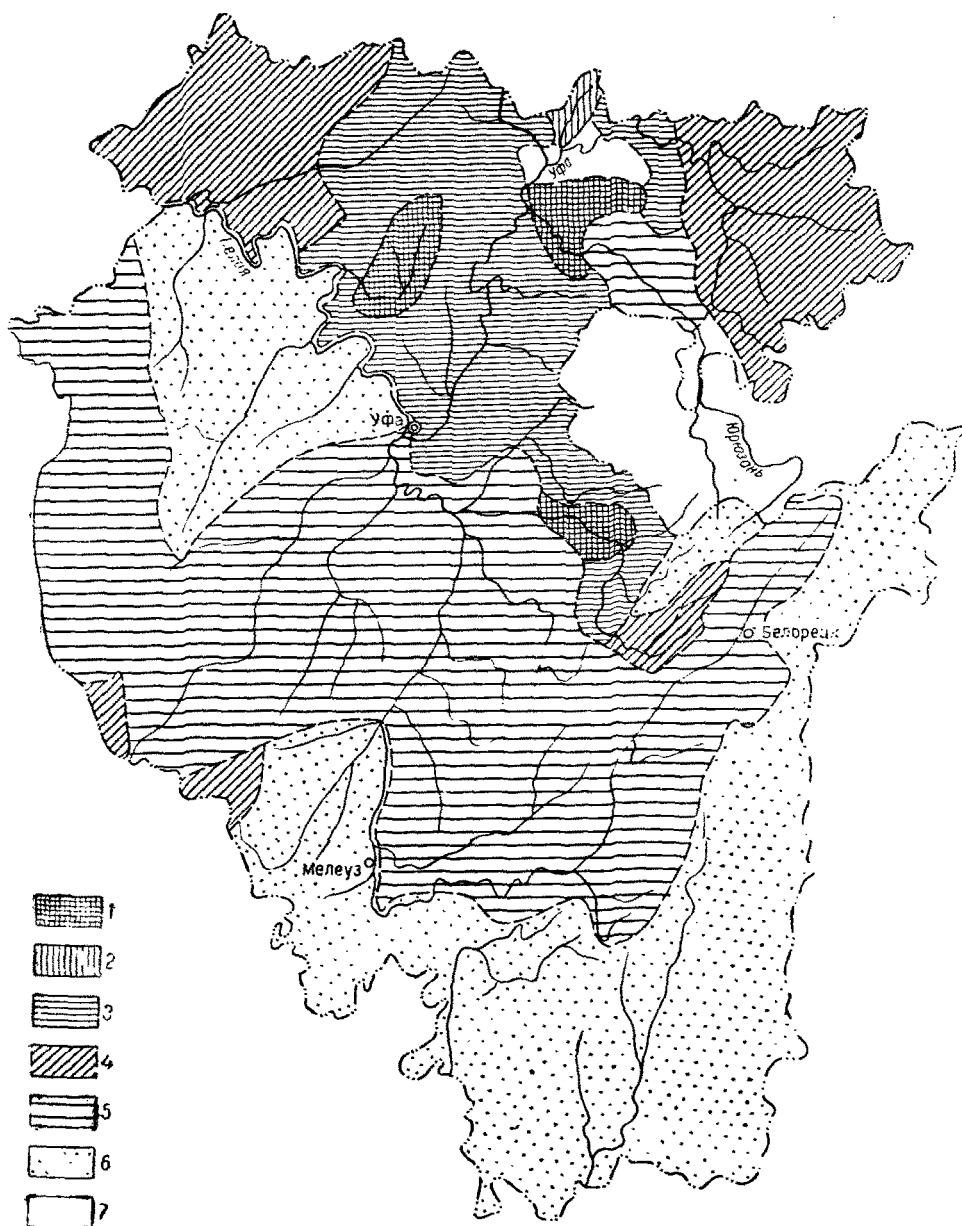


Рис. 10. Карта среднемноголетних минимальных модулей речного стока. Составила Е. А. Епифанова

Величины модулей ($л/сек/км^2$): 1 — более 3; 2 — от 2 до 3; 3 — от 1 до 2; 4 — от 0,5 до 1; 5 — от 0,1 до 0,5; 6 — менее 0,1; 7 — сток отсутствует

Речной сток формируется за счет снеговых (60—80%) и дождевых (2—12%) осадков, а также подземных вод (13—38%). Среднемноголетний модуль речного стока (рис. 9, 10) в наиболее приподнятой части

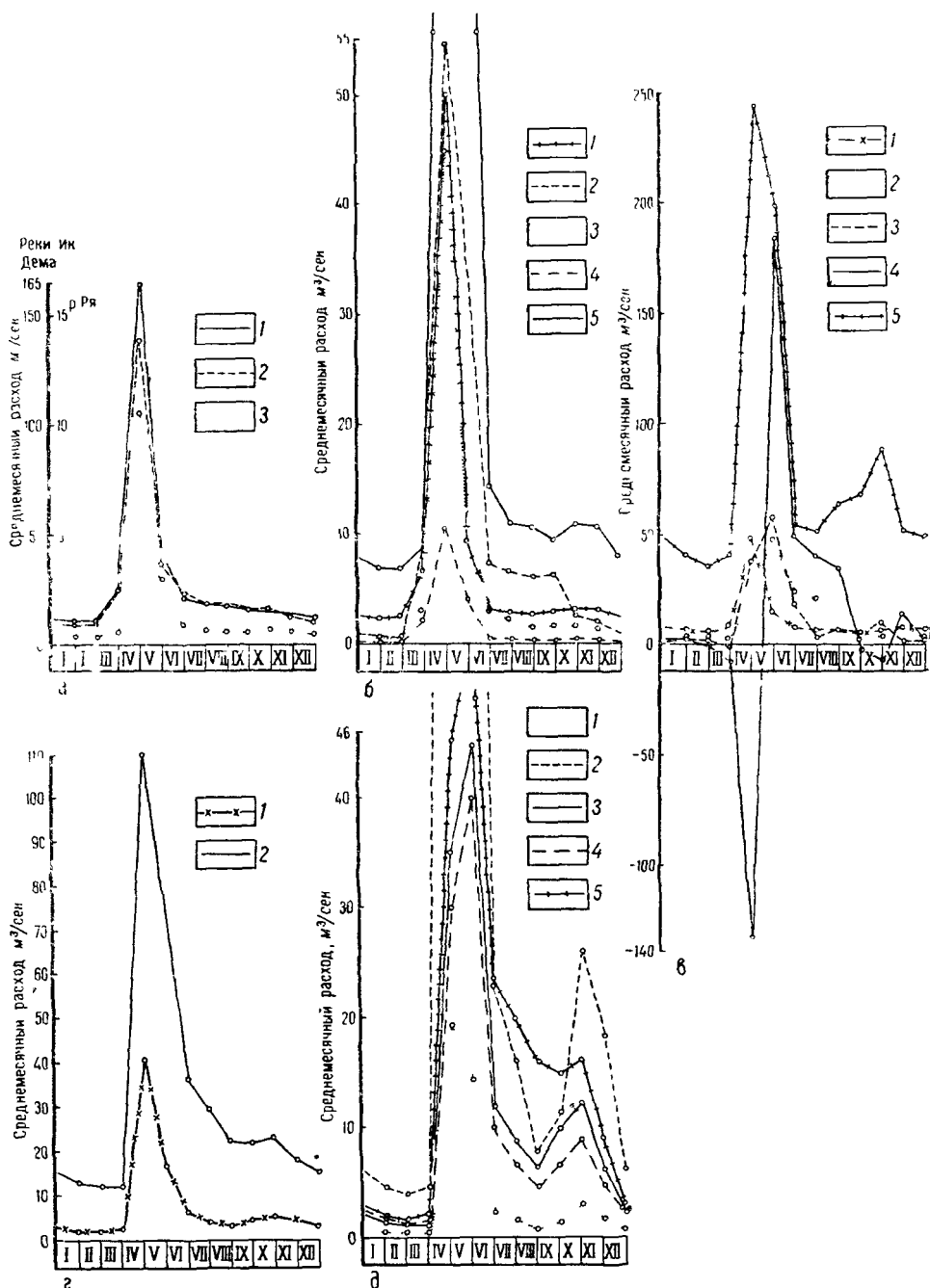


Рис 11. Гидрографы характерных рек по многолетним данным. Составили Е. А. Епифанова, А. И. Епифанов

а — в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности 1 — Ик (пост Москово), 2 — Ря (с Ря-Тамак), 3 — Дема (пост Дюсяново), б — в пределах Прибельской равнины 1 — Уршак (пост Ляхово), 2 — Стерля (пост Отрадовка), 3 — Ашкадар (пост Веселый), 4 — Чермасан (пост Ново-Юсаново), 5 — Быстрый Танып (между постами Чернушка — Алтаево), в — в пределах Уфимского плато 1 — Бирь (пост Малосухойзово), 2 — Юрюзань (между постами Чулпан — Атияш), 3 — Уфа (между постами Янбай — Верхний Суяи), 4 — Уфа (между постами Верхний Суяи — Карандель), 5 — Уфа (между постами Карандель — Красный Ключ), г — в пределах Приайской равнины 1 — Бол. Ик (пост Аккино), 2 — Ай (между постами Лаклы — Метели), д — в пределах горноскладчатого Урала, 1 — Нугуш (пост Новосейтово), 2 — Нугуш (пост Андреева), 3 — Мал. Инзер (пост Айгир), 4 — Бол. Инзер (пост Калышта), 5 — Юрюзань (пост Екатериновка)

Урала составляет в основном 10—15 л/сек/км², в западных районах Башкирии 3—5 л/сек/км² и в юго-восточных 1—3 л/сек/км². Внутригодовое распределение стока очень неравномерное (рис. 11). Большая часть его (65—75%, а для малых рек местами 50—50%) приходится на апрель—июнь и особенно на половодье (апрель—май), когда уровень воды в реках резко поднимается (в р. Белой у г. Уфы до 11 м). На июль—ноябрь падает всего 10—28%, а на декабрь—март, т. е. на зимнюю межень, 5—8% (местами до 12—15%) стока. Минимум летнего стока отмечается в конце августа—первой половине сентября. На Уфимском плато участками расход рек не увеличивается, а уменьшается, что отразилось на гидрографах в виде отрицательных пиков. В настоящее время сток ряда рек зарегулирован водохранилищами. Они имеются в верхнем течении р. Белой и ее притоках, на р. Нугуш (Нугушское водохранилище) и на р. Уфе (Павловское). Вскрытие рек обычно происходит в первой или второй декадах апреля. Ледостав на них устанавливается во второй—третьей декадах ноября. Мелкие речки и ручьи зимой частью перемерзают. Характерные расходы основных рек приведены в табл. 2.

Минерализация и химический состав речных вод пестрые и непостоянные во времени, что определяется главным образом составом дренируемых отложений и количеством выпадающих атмосферных осадков.

В пределах Урала, где разнообразные некарбонатные и карбонатные породы чередуются на сравнительно небольших площадях и выпадает наибольшее количество осадков, в реках происходит смешение вод различного состава и минерализации. Воды рек Белой и Инзер имеют минерализацию 0,15—0,3 г/л в зимнюю и 0,14—0,23 г/л в летне-осеннюю межени, 0,06—0,2 г/л в половодье. Состав вод обычно гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый без значительного колебания в относительном содержании компонентов во все фазы режима рек. В Предуралье минерализация вод рек выше, чем на Урале, что объясняется широким развитием здесь пермских пород, во многих местах загипсованных или представленных гипсами (кунгурский ярус), и меньшим количеством осадков. После выхода из гор р. Белой минерализация воды в зимнюю межень в ней постепенно увеличивается от 0,3—0,4 г/л у г. Стерлитамака, 0,4—0,6 у г. Уфы, 0,36—0,66 у г. Бирска до 0,65—0,71 г/л у с. Андреевки. По составу вода у г. Стерлитамака гидрокарбонатная кальциево-магниевая, ниже—гидрокарбонатно-сульфатная кальциевая с постепенным увеличением содержания SO₄ за счет уменьшения HCO₃. В летне-осеннюю межень минерализация воды в р. Белой по сравнению с зимней меженью уменьшается не более чем на 10—30% почти без изменения состава, в половодье—в 1,5—4 раза, а состав ее становится гидрокарбонатным кальциевым. Воды р. Уршак, дренирующей гипсы кунгурского яруса, в нижнем течении во время спада весеннего половодья содержат 1,9 г/л солей при сульфатном кальциевом составе, а в период половодья—около 0,3 г/л при сульфатно-гидрокарбонатном кальциевом составе. Вода реч. Чебуды (правого притока р. Бирь) ниже Уржумских минеральных родников в летне-осеннюю межень имеет минерализацию до 3,5 г/л и хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый состав, а вода р. Усолки ниже Красноусольских родников до впадения в р. Белую соленая.

В Башкирии имеется большое количество озер, развитых по долинам крупных рек и вне речных долин. В основном это озера старичного и карстового происхождения с площадью зеркала менее 1 км², редко до 10 км². При этом карстовые озера широко известны и в долинах рек, и за их пределами. В Предуралье (вдоль рек Белая, Уфа, Ай, Сим, Дема)

Т а б л и ц а 2

Река, гидрометрический пункт	Площадь водосбора, км ²	Период наблюдений, годы	Средние расходы, м ³ /сек		
	Расстояние створа от истока реки, км		годо- вой	наиболь- ший	наимень- ший
Бассейн р. Белой, площадь водосбора 142 000 км ² , длина 1430 км					
Белая, д/о „Арский Камень“	2300	1932—1962	13,5	26,9	5,83
	133				
Белая, дер. Сыртланово	10100	1931—1962	63,5	130	25,9
	484				
Белая, г. Стерлитамак	21000	1919—1962	119	258	41,7
	688				
Белая, г. Уфа	100000	1878—1962	747	1420	364
	—				
Белая, г. Бирск	121000	1881—1962	847	1620	394
	—				
Нугуш, с. Новосеитово	353	1936—1962	3,97	7,2	1,55
	41				
Нугуш, хут. Андреевка	2870	1934—1962	31,9	62,4	10,2
	192				
Ашкадар, хут. Веселый	2250	1934—1940 1957—1962	6,83	16,2	2,74
	129				
Уфа, с. Янбай	31800	1950—1962	188	243	126
	556				
Уфа, с. Карандель	36400	1912—1958	244	491	129
	642				
Уфа, пост Дудкинский	53000	1931—1943	351	497	228
	—				
Дема, дер. Дюсяново	4030	1952—1962	16,6	27,9	10,6
	146				
Дема, дер. Бочкарева	12500	1947—1962	42	82,7	24,1
	481				
Чермасан, дер. Новоюрманово	3570	1950—1962	7,9	15,8	4,77
	161				
Быстрый Танып, пгт. Чернушка	667	1950—1962	5,05	6,69	3,16
	49				
Быстрый Танып, дер. Алтаево	4860	1935—1962	29,8	52,8	18
	242				
Сюнь, с. Миньярово	4140	1945—1962	13,6	23,4	7,17
	170				
Ик, с. Нагайбаково	12300	1934—1962	45,5	94	15,9
	317				
Бассейн р. Урала					
Урал, г. Верхнеуральск	2720	1936—1955	8,62	21,6	2,15
	—				
Урал, с. Кизильское	15100	1926—1955	26,7	86,6	3,9
	—				
Сакмара, с. Сакмара	28700	1920—1955	128	310	36,4
	—				

количество таких озер превышает 3000. У подножия и вблизи уступа Бугульминского-Белебеевской возвышенности расположены два самых крупных озера: Кандрыкуль и Асликуль с площадью зеркала соответственно 12 и 18 км². Первое из них глубиной до 15,6 м непроточное, из второго вытекает реч. Асли-Удряк. В предгорьях хребтов Ирендык — Крыкты и на Кизило-Уртазымской равнине также наблюдается большое количество озер. Крупными из них являются Ургун, Карагайлы, Банное, Суртанды, Мулдаккуль, Чебаркуль, Атавды и Колтубан. Площадь большинства из них не превышает 3—4 км², а оз. Банного достигает 7,8 км². Кроме озер, в Предуралье на мелких речках, ручьях и в оврагах создано около 2000 прудов, которые являются искусственным источником локального и незначительного питания подземных вод путем фильтрации воды через глинистые грунты.

В Предуралье по минерализации и составу воды старичных озер близки водам трек на близлежащих отрезках их течения. Воды карстовых озер на площади гипсов кунгурского яруса в большинстве случаев имеют минерализацию до 1,5—2,5 г/л и сульфатный кальциевый состав. В оз. Кандрыкуль вода содержит 1 г/л солей и имеет сульфатно-гидрокарбонатный магниевый-натриевый состав, в оз. Асликуль — 1,6 г/л и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-магниевый состав.

В пределах восточных предгорий хребтов Ирендык — Крыкты и на Кизило-Уртазымской равнине минерализация и состав воды в озерах изменяются по мере выполаживания рельефа и уменьшения количества осадков с севера на юг. На севере озера Узункуль, Карабалыкты, Сабакты, Банное, Чебаркуль и более мелкие имеют избыточное питание* и характеризуются гидрокарбонатными водами со смешанным катионным составом и минерализацией до 0,3 г/л. Вдоль западной границы Кизило-Уртазымской равнины в озерах (Ургун, Карагайлы, Суртанды, Колтубан) с равновесным режимом питания воды имеют минерализацию до 1 г/л и гидрокарбонатный натриево-магниевый состав, а в оз. Атавды до 1,8 г/л и повышенное содержание SO₄ и Cl. Южнее на ровных междуречьях Кизило-Уртазымской равнины в усыхающих озерах (Мулдаккуль, Горькое, Лебяжье) минерализация вод достигает 11—13 г/л при хлоридно-сульфатном натриево-магниевом типе.

Почвы и растительность. Башкирия относится к зоне лесостепей, но разновысотное положение отдельных ее частей обуславливает пестрое распределение почвенно-растительного покрова. В равнинных частях Башкирии распространена лесостепная растительность, сменяющаяся в южных районах степной, а в пределах Урала — преимущественно лесная. В Предуралье и Зауралье преобладают степные пространства с разнообразной растительностью, на фоне которой обычно на возвышенных участках произрастают лиственные леса (дуб, береза, липа и др.), и только Уфимское плато почти полностью покрыто смешанными лесами (липа, береза, ель, сосна и др.). Состав лесов в горной части Башкирии неоднороден: до высоты 700 м абс. в них доминируют лиственные породы (осина, липа и др.), выше (до 1000 м) — леса смешанные (осина, сосна и др.), еще выше — пихтовые и еловые, а гребни хребтов нередко безлесые («гольцы»). На юге горной области по понижениям рельефа иногда наблюдается лесостепная растительность.

Для степей типичны разнообразные черноземы (от тучных до выщелоченных или южных), а под лесными массивами развиты подзолистые лесные почвы. В равнинных частях почвы образуют практически сплошной покров и книзу сменяются обычно супесчано-суглинистыми породами. Для Урала характерны оподзоленные лесные и сильно щербени-

* Режим питания озер, по В. Ф. Ковалеву и др., 1962а.

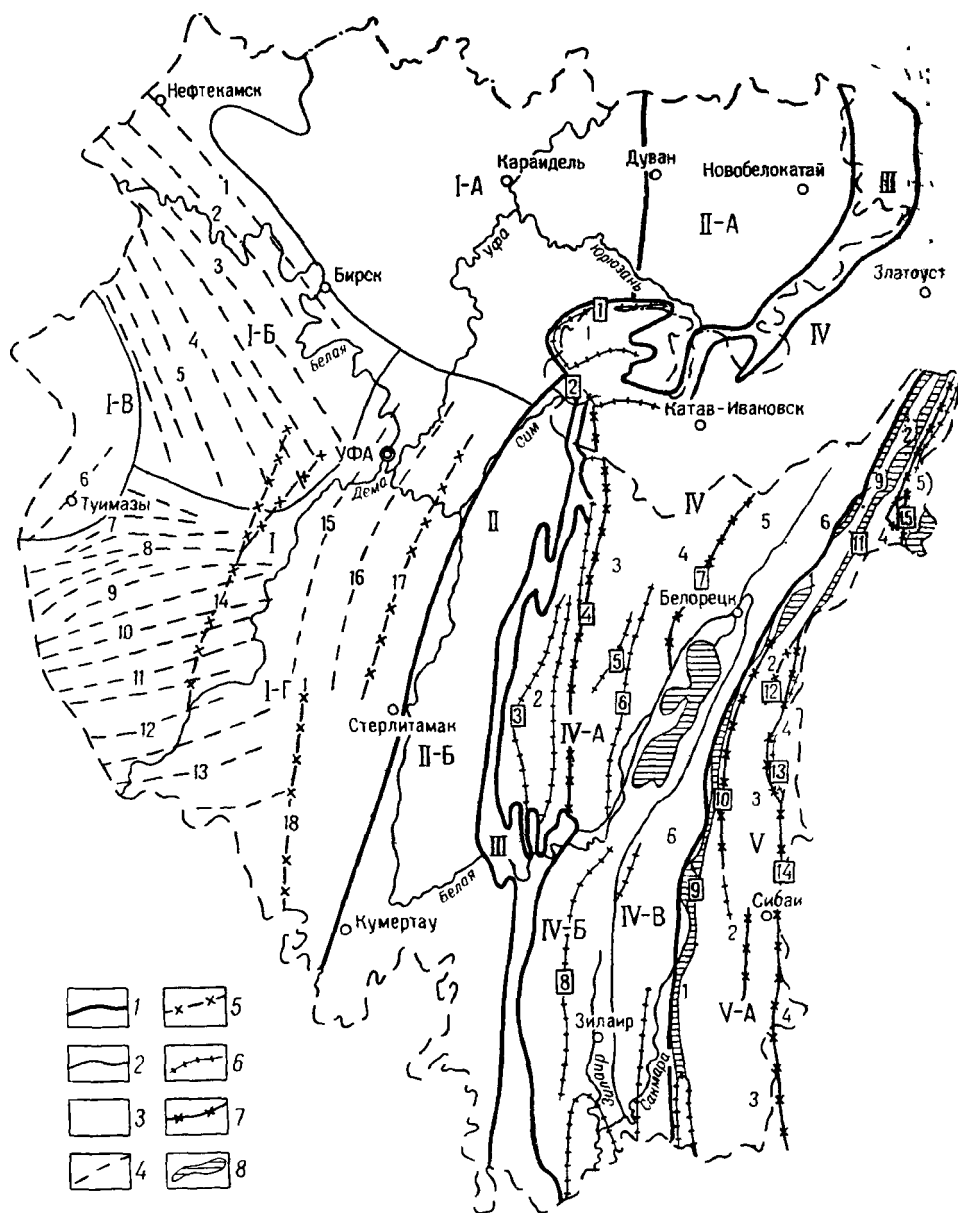


Рис 12 Тектоническая схема Составил Я Я Вецлер

1 — границы между структурами первого порядка 2 — границы между структурами второго порядка 3 — границы между структурами третьего порядка 4 — оси валов, установленных по артиским и более древним отложениям, 5 — то же, по верхнепермским, 6 — разрывные нарушения 7 — разрывные нарушения, разделяющие структуры второго и третьего порядков 8 — интрузии Структуры первого порядка (римские цифры) I — Волго-Уральская антеклиза II — Предуральский краевой прогиб, III — Западно-Уральская внешняя зона складчатости, IV — Центрально-Уральское поднятие, V — Тагильно-Магнитогорский прогиб Структуры второго порядка (римские цифры и буквы) I А — Башкирский свод, I Б — Бирская седловина I В — Татарский свод, I Г — юго-восточный склон Русской платформы II А — Юрюзань-Сыльвенская депрессия II Б — Бельская депрессия IV А — Башкирский мегантиклинорий IV Б — Зилаирский мегасинклинорий IV В — Таганайско-Уралтауский мегантиклинорий V А — Магнитогорский мегасинклинорий Структуры более высокого порядка (цифры в кружках) на Центрально-Уральском поднятии 1 — Каратауский антиклинорий, 2 — Алатауский антиклинорий 3 — Инзерский синклинорий 4 — Тараташско-Ямантауский антиклинорий 5 — Ирмельско-Малиногорский антиклинорий 6 — Уралтауский антиклинорий в Тагильно-Магнитогорском прогибе 1 — Вознесенско-Присакмарский синклинорий 2 — Ирендынский антиклинорий 3 — Уртазымский синклинорий 4 — Князьский синклинорий, 5 — Ахуново-Кацбахский антиклинорий Валу 1 — Карабаевский 2 — Иванаевский 3 — Андреевский, 4 — Чекамагушевский, 5 — Базинский, 6 — Туймазинский, 7 — Бишин

стые почвы, а местами почвенный покров отсутствует. По понижениям здесь иногда развиты черноземы.

Таким образом, различие физико-географических условий на территории Башкирии вполне очевидно, а влияние отдельных факторов на формирование поверхностных и подземных вод не всегда однопланово. Так, горная часть характеризуется максимальным количеством осадков и одновременно наиболее расчлененным рельефом, в результате чего основной объем выпадающих осадков идет на формирование поверхностного стока, хотя почвенный покров здесь в целом мало препятствует их инфильтрации. Малые уклоны поверхности равнинных частей, наоборот, благоприятствуют инфильтрации осадков, но количество их здесь (особенно в Зауралье) гораздо меньше, чем в горах, а повсеместно развитые нередко суглинистые почвы задерживают проникновение влаги вглубь.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Территория Башкирии согласно схеме, разработанной в 1965—1969 гг. под руководством И. Д. Соболева для тектонической карты восточной окраины Русской платформы и Уральской геосинклинали, расположена в пределах крупных геологических структур. Это (с запада на восток): 1) Волго-Уральская антеклиза (платформенная область территории); 2) Предуральский краевой прогиб, разделенный Каратауским антиклинорием на Юрюзано-Сылвеискую (на севере) и Бельскую (на юге) депрессии; 3) Западно-Уральская внешняя зона складчатости; 4) Центрально-Уральское поднятие и 5) Тагило-Магнитогорский прогиб (рис. 12). Условия развития первых трех структур были во многом близкими, четвертой и пятой — весьма различными как между собой, так и по отношению к первым трем. Это обусловило сложную картину распределения горных пород различного состава, возраста и генезиса, а также типов дислокаций. В связи с этим характеристика геологического строения приводится по трем условно выделенным регионам: западному, центральному и восточному. Западный регион охватывает Волго-Уральскую антеклизу, Предуральский прогиб и Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости. От протерозоя до кайнозоя включительно развитие его шло в основном в платформенных условиях и он сложен осадочным комплексом пород близкого состава для большей части разреза всех трех структур. Центральный регион занимает Центрально-Уральское поднятие, сформировавшееся в палеозойское время в миогеосинклинальных условиях. В его строении участвуют в разной степени метаморфизованные и дислоцированные породы протерозоя и нижнего палеозоя, в меньшей мере осадочные отложения среднего палеозоя и более молодые. Восточный регион расположен на западном крыле Тагило-Магнитогорского прогиба, сформировавшегося в условиях эвгеосинклинали, и характеризуется преимущественным

динский, 8 — Серафимовско-Балтаевский, 9 — Елизаветинский, 10 — Белебеевский, 11 — Южно-Аксаковский, 12 — Бижбулякский, 13 — Азнаевский, 14 — Сараево-Асликульский, 15 — Сергеевский, 16 — Тавтимановский, 17 — Рязано-Охлебнинский, 18 — Федоровско-Стерлибашевский. Разрывы и нарушения (арабские цифры в квадратах) 1 — Каратауский разлом, 2 — Ашинский разлом, 3 — Авдырдак-Алатауский разлом, 4 — Зильмердакский надвиг, 5 — Туканский разлом, 6 — Каратауский разлом, 7 — Юрюзанский надвиг, 8 — Покровский надвиг, 9 — Главио-Уральская глубинная зона разлома, 10 — Западно-Ирендыкский разлом, 11 — Узынкырская глубинная зона разлома, 12 — Крыктинский разлом, 13 — Кутырдинский разлом, 14 — Кизильский разлом, 15 — Мало Агирский разлом

развитием вулканогенно-осадочных образований палеозоя, перекрытых местами отложениями мезо-кайнозоя.

Стратиграфическое расчленение отложений производится в соответствии с унифицированными стратиграфическими схемами, утвержденными Междуведомственным стратиграфическим комитетом для Русской платформы в 1962 г. и для Урала в 1964 г. Характеристика стратиграфических подразделений дается снизу вверх с детальностью, необходимой для понимания гидрогеологических и инженерно-геологических условий.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ЗАПАДНЫЙ РЕГИОН

Архей—нижний протерозой

К этому возрасту отнесены породы кристаллического фундамента, представленные разнообразными гнейсами с небольшими телами амфиболитов и интрузий габбро-диабазов. На Татарском своде эти породы вскрыты на глубине около 1800 м, на Башкирском своде, по геофизическим данным, они залегают на глубине 3500 м, а в Предуральском прогибе погружаются до 11 500 м.

Верхний протерозой—кембрий

Верхнепротерозойско-кембрийские образования представлены преимущественно терригенными породами, вскрытыми на глубине 1600—3000 м на платформе и до 4000 м в Предуральском прогибе. Они разделяются на серии, свиты и подсвиты, указанные (сверху вниз) в табл. 3.

Таблица 3

Серия	Свита	Подсвита	Мощность
Верхнебавлинская	Шкаповская	Верхнешкаповская	0—490
	Каировская	Нижнешкаповская	0—320
Перерыв Нижнебавлинская		Верхнекаировская	100—318
		Нижнекаировская	20—90
	Леонидовская		0—1139
	Серафимовская	Верхнесерафимовская	34—300
	Калтасинская	Нижнесерафимовская	125—270
		Верхнекалтасинская	78—1900
		Нижнекалтасинская	Более 675

Нижнебавлинская серия сопоставляется с каратауской серией верхнего протерозоя Центрально-Уральского поднятия. Для нее характерны наличие карбонатных пород, преимущественно микроклин-кварцевый состав обломков терригенных отложений, интенсивная дизъюнктивная нарушенность и присутствие даек габбро-диабазов. В нижнекалтасинской и нижнесерафимовской подсвитах и в леонидовской свите преобладают песчаники; верхнекалтасинская подсвита сложена доломитами с редкими прослоями песчаников и аргиллитов, верхнесерафимовская подсвита — преимущественно аргиллитами и мергелями.

Верхнебавлинская серия сопоставляется с ашинской свитой кембрия (?) Центрально-Уральского поднятия. От нижнебавлинской серии она отличается отсутствием карбонатных пород, плагиоклазовым со-

ставом обломков и отсутствием интрузий. В нижних подсвитах кайровской и шкаповской свит преобладают пласты песчаников, а верхние подсвиты сложены алевролито-аргиллитовыми породами с линзами песчаников.

Ордовикская система

Отложения ордовикской системы (средний и верхний отделы) развиты в районе широтного течения р. Белой. Они несогласно залегают на более древних породах и представлены в основании конгломератами (1—1,5 м), переходящими выше в песчаники с прослоями доломитов. Мощность их до 100 м.

Силурийская система

К достоверно силурийским отложениям относится маломощная пачка (до 12 м) переслаивающихся песчаников, алевролитов и доломитов (индятауская свита), без видимого перерыва залегающая на ордовикских песчаниках. В Юрюзано-Сылвенской депрессии С. Г. Морозов и А. Я. Чагаев (1967) к силуру условно относят грязнушинскую свиту*, вскрытую на глубине до 3300 м и залегающую на бавлинских породах. В основании свиты выделяются гравелиты и песчаники (до 134 м), сменяющиеся выше толщей алевролито-аргиллито-песчаных пород с пачкой (18—24 м) доломитов и известняков. Общая мощность отложений до 450 м.

Девонская система

Отложения девона (средний и верхний отделы) распространены почти повсеместно, но на поверхность выведены только во внешней зоне складчатости.

Средний отдел

Эйфельский ярус подразделяется на такатинскую свиту, вязовский, койвенский и бийский горизонты.

Такатинская свита почти повсеместно развита во внешней зоне складчатости и вскрыта скважинами в Бельской депрессии севернее р. Нугуш. Она сложена разнородными песчаниками с прослоями конгломератов, сланцев и мергелей. Мощность ее во внешней зоне складчатости достигает 150 м, а в Бельской депрессии не превышает 56 м. На большей части платформы свита отсутствует, но возможно развита (до 8 м) в юго-западных районах Башкирии (пласт Дv).

Вязовский горизонт распространен во внешней зоне складчатости по р. Ай и по р. Белой, где отложения его постепенно сменяют породы такатинской свиты и представлены в нижней части (15—21 м) толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, глин, доломитов и известняков, а в верхней (15 м по р. Ай и до 93 м по р. Белой) доминируют известняки с прослоями глин и песчаников.

Койвенский горизонт во внешней зоне складчатости известен по р. Ай, а на платформе и в Бельской депрессии — южнее линии Верхне-Яркево — Уфа — хр. Каратау. По р. Ай он сложен известняками (около 7—15 м) с прослоями сланцев. На остальной территории (за исключением р. Белой, где в разрезе преобладают известняки мощностью

* По Н. И. Ключникову и А. Э. Алксиз (1967), яныбаевская толща.

до 10 м) нижняя пачка его (2—40 м) представлена песчаниками (похожими на такатинские и выделяемыми на юго-западе Башкирии в пласт D_v) с прослоями глин, алевролитов и сланцев, а верхняя (2,5—6 м) — переслаивающимися мергелями, известняками, глинами и песчаниками.

Бийский горизонт распространен в тех же районах, что и койвенский, который он постепенно сменяет, и сложен известняками мощностью до 80 м по р. Ай, 2—45 м на участке от р. Лемезы до р. Белой, до 62 м в Бельской депрессии и большей части платформы. Только на Татарском своде и вблизи него в верхней части горизонта имеются мергели, глины и аргиллиты.

Живетский ярус во внешней зоне складчатости делится на афонинский и чеславский горизонты, а в краевом прогибе и на платформе — на афонинский и старооскольский.

Афонинский горизонт (инфрадоманик) во внешней зоне складчатости развит по р. Ай и на участке от р. Зиган до р. Белой. В Бельской депрессии и на платформе он известен южнее широты г. Белебея. Повсеместно в его разрезе преобладают известняки с прослоями мергелей, глин, глинистых сланцев и кремнистых пород. Мощность отложений 8—140 м во внешней зоне складчатости и 5—15 м у западной границы Башкирии.

Чеславский горизонт залегает с разрывом на подстилающих горизонтах и представлен в нижней части обычно песчаниково-аргиллитовыми породами (0,5—30 м), которые выше сменяются известняками мощностью 8—70 м.

Старооскольский горизонт расчленяется на воробьевские, ардатовские и муллинские слои.

Воробьевские слои известны юго-западнее линии Белебей — Стерлибашево. В основании их местами выделяется терригенная пачка (пласт D_{IV}), представленная песчаниками (0—10 м) с прослоями алевролитов. Верхняя часть сложена известняками (1—6 м) или алевролито-аргиллитовыми породами (до 3 м).

Ардатовские слои в Бельской депрессии и на платформе развиты повсеместно (кроме восточной части Башкирского свода). Они с разрывом залегают на подстилающих отложениях (вплоть до бавлинских). В Бельской депрессии и прилегающей части платформы (примерно до линии Аша — Иглино — Стерлибашево — Федоровка) в основании их выделяется пачка (2—8 м) аргиллитов с прослоями известняков и алевролитов. Остальная часть разреза (20—30 м) сложена известняками с редкими прослоями глин. В западном направлении карбонатные породы постепенно замещаются терригенными и появляются пласты песчаников. На Туймазинской площади в них, по Д. В. Постникову, выделяются: 1) пласт D_{III-1} (6—15 м) — песчаники; 2) нижняя аргиллито-алевролитовая пачка (4—15 м); пласт D_{III-2} (0—11 м) — песчаники, переходящие в алевролиты; 4) верхняя аргиллито-алевролитовая пачка (1—3 м); 5) известняки, переходящие в мергели. На отдельных площадях пласты D_{III-1} и D_{III-2} сливаются и местами налегают непосредственно на пласт D_{IV} . Мощность слоев в юго-западных районах 30—40 м. Северо-восточнее Татарского свода песчаники пласта D_{III-1} мощностью 2—4 м (на крайнем северо-западе Башкирии до 15 м) выше по разрезу сменяются известняками и аргиллитами. Мощность слоев здесь не превышает 13 м (на северо-западе до 22 м).

Муллинские слои развиты там же, где и ардатовские. Южнее линии Бижбуляк — Толбазы в Бельской депрессии и на платформе нижняя часть их сложена алевролито-аргиллитовой пачкой, а верхняя — известняками. На остальной части платформы в этих слоях обычно вы-

деляются: 1) нижняя аргиллито-алевролитовая пачка (0—14 м); 2) пласт D_{II} (3—28 м) — песчаники; 3) верхняя аргиллито-алевролитовая пачка (1—8 м); 4) глинистые известняки (0—3 м); 5) аргиллиты (3—5 м). Местами пласт D_{II} составляет 60—90% мощности слоев, колеблющейся от 0—5 м на востоке до 25—35 м на западе. Общая мощность живетского яруса 0—10 м на западе Башкирского свода и до 90 м в юго-западных районах Башкирии.

Верхний отдел

Франский ярус делится на нижнефранский (пашийский, кыновский, саргаевский и семилукский горизонты) и верхнефранский (мендымский и аскынский горизонты) подъярусы.

Пашийский горизонт развит повсеместно, кроме Юрюзано-Сылвенской депрессии и восточной части Башкирского свода. Во внешней зоне складчатости он залегает на различных горизонтах. В разрезе его (0,6—7 м) преобладают песчаники и алевролиты с прослоями глинистых сланцев, глин и известняков. В Бельской депрессии горизонт (2—9 м) сложен песчаниками или алевролитами с прослоями глин или аргиллитов. На платформе восточнее линии Нефтекамск — Дюртюли — Уфа — Федоровка в нижней части его преобладают песчано-алевролитовые, а в верхней — алевролито-аргиллитовые породы общей мощностью 5—10, редко до 15—20 м. Западнее этой линии типичен разрез Туймазинского нефтеносного района: 1) нижняя аргиллито-алевролитовая пачка (0—10 м); 2) пласт D_I (0—23 м) — песчаники или алевролиты; 3) верхняя алевролито-аргиллитовая пачка (1—13 м); 4) пласт D_0 (0—5 м) — песчаники или алевролиты, имеющие линзовидное строение. В других районах мощности пачек и пластов иные. Общая мощность горизонта 10—28 м.

Кыновский горизонт развит шире, чем пашийский. Во внешней зоне складчатости и в Бельской депрессии он сложен то глинистыми известняками с прослоями аргиллитов, то песчаниками и известняками с прослоями мергелей. Мощность отложений 0,5—15 м. На платформе в горизонте преобладают аргиллиты с двумя-тремя пластами известняков (по 2—3, реже до 5 м). Мощность пород от 0—5 м на Башкирском своде до 35 м в юго-западных районах Башкирии.

Саргаевский и семилукский (доманиковый) горизонты отсутствуют только в Юрюзано-Сылвенской депрессии. Они сложены глинистыми или битуминозными известняками с прослоями глинистых сланцев, глин и мергелей. В семилукском горизонте встречаются прослои кремней. Мощность саргаевского горизонта до 10 м, а семилукского от 0,5 до 55 м, чаще 20—30 м.

Мендымский и аскынский горизонты развиты повсеместно (мендымский горизонт отсутствует местами на востоке Башкирского свода). Сложены они известняками и доломитами, среди которых имеются прослои аргиллитов, глинистых сланцев и стяжения кремней. На востоке Башкирского свода, в Юрюзано-Сылвенской депрессии и примыкающей части внешней зоны складчатости в основании аскынского горизонта выделяется орловская свита (переслаивание песчаников, алевролитов и глин общей мощностью от 2 до 35 м). Мощность горизонтов до 150—350 м во внешней зоне складчатости, 100—150 м в Предуральском прогибе, 25—130 м на платформе.

Фаменский ярус выделяется повсеместно. Во внешней зоне складчатости и в краевом прогибе он сложен известняками и доломитами (15—550 м), местами с редкими прослоями аргиллитов, мергелей и линзами кремней. Вдоль границ Бирской седловины (в сторону Башкирского и

Татарского сводов), по М. А. Юнусову, Ю. И. Шатову и др. (1967), выделяется бортовая зона осадконакопления, сложенная биогермными породами мощностью до 500 м, относимыми частью и к франскому ярусу, а в центральной части седловины развиты глинисто-кремнистые карбонатные породы (22—150 м) с пропластками аргиллитов и мергелей (депресссионная зона).

Каменноугольная система

Каменноугольные отложения распространены повсеместно.

Нижний отдел

Турнейский ярус во внешней зоне складчатости (рис. 13) севернее р. Юрюзань сложен известняками (30—80 м). На участке от р. Лемезы до р. Рязуяк нижняя его часть (40—50 м) представлена известняками с прослоями глинистых сланцев, а верхняя (алатауская свита, до 160 м) — толщей чередующихся глин, известково-глинистых сланцев, известняков и песчаников (верхняя часть толщи относится к низам визейского яруса). Далее на юг, до р. Бол. Ик, преобладают известняки и доломиты (до 130 м) с кремневыми конкрециями в верхней части разреза, а южнее р. Бол. Ик — аргиллиты с прослоями и линзами известняков.

В Предуральском прогибе и на платформе в ярусе преобладают известняки, реже доломиты. В кровле его во многих случаях отмечается зона (2—3 и до 15 м) окремнения. Мощность отложений обычно 100—150 м (в юго-западной части Башкирского свода до 50 м). Биогермные известняки турне (до 450 м) известны в Бирской седловине. Они аналогичны верхнедевонским, но смещены к центру седловины, средняя часть которой занята осадками депрессионного типа (0—250 м).

Визейский ярус во внешней зоне складчатости севернее р. Мал. Ик представлен карбонатными породами мощностью до 550 м. В нижней части яруса имеются линзы, желваки и прослои кремней. Севернее р. Юрюзань низы яруса размыты. Южнее р. Мал. Ик в его составе выделены две свиты: куруильская и иткуловская. В первой из них (65—250 м) наблюдается тонкое чередование известняков, аргиллитов, силицитов, известняково-глинистых сланцев, редко песчаников; во второй (200—500 м) преобладают аргиллиты, переслаивающиеся с известняками и силицитами.

В Предуральском прогибе и на платформе нижняя часть яруса сложена терригенной толщей, стратиграфический объем и литологический состав которой меняется. На восточном борту Юрюзано-Сылвенской депрессии она размыта, а оставшаяся часть яруса сложена известняками (300—340 м). Ближе к центру депрессии в разрезе появляются аргиллиты (до 4 м), а к западному борту — глины с прослоями песчаников (10—16 м). На восточном борту Бельской депрессии терриген-

Рис. 13. Схема сопоставления разрезов нижнепермских (докунгурских), каменноугольных и девонских отложений восточного борта Предуральского прогиба и Западно-Уральской внешней зоны складчатости (по данным А. Э. Алкснэ, Г. А. Смирнова, З. А. Синицыной, И. И. Синицына, С. Н. Краузе, А. П. Тяжевой и др.)

1 — известняковые глыбовые конгломерато-брекчии, 2 — конгломераты полимиктовые и известняковые, 3 — гравелиты полимиктовые, 4 — песчаники и алевролиты, 5 — аргиллиты, глинистые сланцы (редко глины), 6 — мергели, 7 — известняки, 8 — доломиты, 9 — силициты, 10 — гипсы, 11 — несогласное залегание пород, 12 — кремнистость пород (а), глинистость (б)

ные отложения развиты только в районе, примыкающем к площади развития алатауской свиты. Они известны также ближе к центру депрессии, где представлены аргиллитами (1—4 м), которые западнее замещаются аргиллито-алевролитовыми разностями (до 5—12 м). Выше лежащие отложения представлены известняками и доломитами. Общая мощность яруса 200—250 м. На большей части платформы терригенная толща сложена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и промежуточными разностями этих пород. В ней встречаются пласты углей, углистых сланцев, прослой известняков и мергелей. Для толщи характерно постепенное увеличение мощности алевролитопесчаников от восточного края платформы к северо-западу Бирской седловины. Количество песчаных прослоев возрастает с 1—2 до 8—11, а мощность их от 0,1—2 до 18, местами до 30 м. Мощность терригенной толщи на северо-западе 180 м, а у восточного края платформы — 5—12 м. Выше этой толщи залегают карбонатные породы, в нижней части представленные известняками с прослоями аргиллитов, а в верхней — известняками и доломитами. Общая мощность их 200 м на северо-западе и до 300 м на востоке.

Намюрский ярус выделен условно. Во внешней зоне складчатости севернее р. Мал. Ик, в Предуральском прогибе и на платформе к нижней части яруса (30—120) отнесены сахаровидные доломиты. Верхняя часть его (0—70 м), сложенная известняками с прослоями доломитов, известна во внешней зоне складчатости, краевом прогибе и примыкающих районах платформы. На остальной части платформы она отсутствует. Южнее р. Мал. Ик к намюрскому ярусу во внешней зоне складчатости относится бухарчинская свита (225—350 м) известняков с прослоями аргиллитов и кремней.

Средний отдел

Башкирский ярус во внешней зоне складчатости севернее р. Алла-Елги сложен песчаниками с прослоями конгломератов, аргиллитов и известняков (ураимская свита, до 900 м), от р. Алла-Елги до р. Мал. Ик — известняками и доломитами с прослоями, линзами и желваками кремней. Мощность яруса 70—80 м (по рекам Ай, Юрюзань) и до 270 м (по рекам Аскын, Белая). Южнее р. Мал. Ик в разрезе яруса (340—780 м) преобладают аргиллиты, переслаивающиеся с мергелями, известняками и песчаниками. По р. Ускалык в ярусе имеется пачка (до 80 м) битуминозных известняков.

В прогибе в составе яруса развиты известняки, в меньшей мере доломиты мощностью 150—170 м. На платформе (особенно в западных районах) отдельные части яруса размыты, а сохранившийся разрез сложен известняками мощностью 17—25 м на западе и 120—180 м на востоке.

Московский ярус развит повсеместно. Во внешней зоне складчатости от р. Юрюзань до р. Мал. Ик он сложен карбонатными породами (110—160 м). На междуречье Юрюзань-Ай известна лишь его верхняя часть, представленная известняковой брекчией (20—80 м). Северо-восточнее р. Ай эта брекчия постепенно сменяется песчаниками, переслаивающимися с конгломератами (абдрезяковская или азымская свита), мощность которых достигает 1000 м. Южнее р. Мал. Ик ярус (золоторгорская свита, до 600 м) сложен глинами, аргиллитами и песчаниками. К югу от р. Бол. Сурень в основании и ближе к кровле свиты имеются пачки известняков (соответственно 90 и 60 м).

В Предуральском прогибе и на платформе ярус делится на *верхний, каширский, подольский и мячковский горизонты*. На восточном

борту Юрюзано-Сылвенской депрессии верейский и каширский горизонты размыты. Оставшаяся часть яруса (30—40 м) сложена известняками и аргиллитами. В центральной части депрессии к верейскому, каширскому и частично к подольскому горизонтам относится песчаниково-аргиллитовая толща (до 180 м), на которой залегают известняки (до 300 м). В Бельской депрессии нижняя часть (60 м) верейского горизонта сложена известняками и доломитами, а верхняя (50—70 м) — преимущественно мергелями. На платформе в нижней части горизонта преобладают известняки с прослоями аргиллитов, а в верхней — аргиллиты и аргилито-алевролитовые разности пород. Только на юго-востоке горизонт полностью сложен карбонатными породами с редкими прослоями глин. Мощность его 70—80 м на северо-западе и 30—45 м на юго-востоке. Вышележащие горизонты в Бельской депрессии и на платформе сложены карбонатными породами общей мощностью 200—270 м.

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения характеризуются разнообразием фаций и неодинаковой полнотой разреза. Во внешней зоне складчатости южнее р. Мал. Ик выделяются гжельский и оренбургский ярусы. Гжельский ярус в нижней части (абзаковский горизонт, 575 м) представлен толщей ритмично чередующихся глинистых и песчанистых известняков, песчаников и алевролитов с прослоями глин и аргиллитов. В верхней части яруса (зианчуринский горизонт) преобладают песчаниково-аргиллитовые породы, среди которых севернее р. Бол. Сурень встречаются пласты доломитов и известняков, а южнее — толщи (до 50—100 м) глыбовых брекчий. Мощность горизонта 60—120 м на севере и до 435 м на юге. Оренбургский ярус (450—700 м) сложен глинами с прослоями песчаников и известняков.

От р. Мал. Ик до р. Юрюзань гжельский ярус в основном отсутствует и на размытой поверхности среднего карбона залегает оренбургский ярус (до 80 м), представленный неравномерно переслаивающимися известняками, доломитами, мергелями, аргиллитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. На междуречье Ай — Юрюзань верхний отдел карбона сложен аргиллитами и глинистыми сланцами с прослоями мергелей и известняков (куркинская свита, 60—190 м). Севернее он представлен переслаивающимися песчаниками и аргиллитами, содержащими прослой известняков и линзы конгломератов (васелгинская свита, до 800 м).

На большей части Предуральяского прогиба и на платформе верхний карбон сложен известняками и доломитами с прослоями мергеля, кремня, гипса и сланцев. Мощность его 26—150 м (прогиб) и 110—220 м (платформа).

Пермская система

Пермские отложения повсеместно распространены в Предуральском прогибе и на платформе.

Нижний отдел

Ассельский, сакмарский и артинский ярусы выведены на поверхность вдоль восточного борта Предуральяского прогиба и на Уфимском плато (на платформе). На остальной части региона они вскрыты скважинами.

Северо-восточнее р. Ай по восточному борту прогиба все три яруса (общей мощностью до 3340 м) сложены терригенными и в меньшей мере карбонатными породами пестрого состава, свойственного флишовой и молассовой формациям. В разрезе ярусов выделяются свиты (см. рис. 13), которые отличаются друг от друга определенным сочетанием литологических разностей пород или выдержанностью отложений одного состава.

На междуречье Ай — Юрюзань и по левобережью последней (ниже с. Ахуново) разрез (до 2500 м) ассельского, сакмарского и артинского ярусов отличается от описанного выше резким уменьшением количества пластов и толщ конгломератов (имеются только линзы), а также сильным возрастанием роли известняков, мергелей, битуминозных и глинистых сланцев (урдалинская, янгантауская и тандакская свиты, см. рис. 13).

От р. Юрюзань на севере до р. Бол. Ик на юге ассельский и сакмарский ярусы местами отсутствуют. В полных разрезах в ассельско-нижеартинской толще (до 1700 м) отмечается неравномерное переслаивание аргиллитов, глин и глинистых сланцев, содержащих прослои известняков, алевролитов и песчаников, а местами линзы конгломератов и брекчий. По рекам Селеук, Нугуш и Белая ассельский и сакмарский ярусы содержат много известняков. В вышеартинском подъярусе (до 600 м) преобладают песчаники. По рекам Лемезе и Инзер в составе подъяруса известны линзы конгломератов (до 30—110 м), а в бассейне р. Усолки — гипсов.

Южнее р. Бол. Ик для ассельского, сакмарского и артинского ярусов (общей мощностью около 4000 м) характерно переслаивание разнообразных терригенных и карбонатных пород, типичное для флишовой и моласс. Здесь, как и севернее р. Юрюзань, по литологическим особенностям отложений выделяется большое количество свит (см. рис. 13), отдельные из которых (курмаинская, сарабильская) сложены преимущественно известняками мощностью до 230 м. В разрезе артинского яруса местами имеются песчано-гравийно-галечные скопления (до 80—150 м), а по р. Иньяк — линзы гипса протяженностью до 2 км и мощностью до 30 м.

В осевой зоне Предуралья прогиба ассельский, сакмарский и артинский ярусы сложены преимущественно глинистыми, кремнистыми или битуминозными известняками и мергелями с прослоями аргиллитов. По западному борту прогиба в разрезе преобладают чистые известняки мощностью от 20 до 250 м, а вдоль его западной границы развиты массивные биогермные известняки, слагающие рифовые массивы, выведенные на поверхность у восточной границы Уфимского плато, по р. Сим и у г. Стерлитамака. На других участках они выявлены на разных глубинах. Мощность (высота) рифов достигает 800—1200 м.

На платформе в пределах Уфимского плато ассельский и сакмарский ярусы (соответственно урмантауская и юрюзанская свиты) сложены плотными известняками. В юрюзанской свите имеются линзы, прослои и включения кремней. Мощность двух свит вблизи рифов около 370 м, на западе плато 250 м. В нижеартинском подъярусе (иргинская свита) на большей части плато преобладают известняки (в нижней части сильно кремнистые и глинистые) с прослоями мергелей, глин, кремней, глинистых и битуминозных сланцев. Мощность подъяруса 90 м на юго-западе и 210 м на севере плато. В нижней части (до 40 м) вышеартинского подъяруса почти повсеместно наблюдается переслаивание органогеннообломочных, фузулиновых и штафелловых известняков с прослоями сильно кремнистых. Верхняя часть подъяруса (20—40 м) сложена глинистыми, иногда чистыми известняками, местами на-

цело замещенными водорослевыми рифами. За пределами Уфимского плато ассельский, сакмарский и артинский ярусы представлены в **разной** степени глинистыми, кремнистыми и доломитизированными известняками и доломитами с линзами и прослоями кремней и ангидритов. В основании артинского яруса ангидриты нередко образуют пласты и пачки (5—40 м). Общая мощность отложений 700—850 м у борта Бельской депрессии и 150—180 м на западе платформы.

Кунгурский ярус делится на филипповский и иренский горизонты или одноименные свиты.

В Юрюзано-Сылвенской депрессии кунгурский ярус развит в центральной части. К *филипповскому горизонту* (170—235 м) здесь относятся исмагиловская, каранаевская, бурачинская, сабанаковская и устьикинская свиты. Исмагиловская (30—70 м) и буранчинская (40—70 м) свиты вдоль р. Ай сложены известняками, переслаивающимися с песчаниками и глинистыми сланцами или аргиллитами. Вблизи Уфимского плато свиты почти полностью карбонатные. В каранаевской (30—60 м) и сабанаковской (35—130 м) свитах по р. Ай преобладают песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и гипсами. Вдоль полосы рифов они большей частью замещаются ангидритами. Устьикинская свита (0—40 м) сложена мергелями с прослоями песчаников и сланцев. В *иренском горизонте* выделены лемазинская и кошелевская свиты. Первая свита (до 110 м) представлена чередующимися пластами и линзами брекчиевидных известняков и мергелей (с преобладанием первых); вторая (до 160 м) сложена песчаниками (местами на гипсовом цементе и с линзами гипса) и аргиллитами.

По восточному борту Бельской депрессии кунгурский ярус обнажается почти непрерывно. Он представлен сложно сочетающимися галогенными, терригенными и карбонатными породами. Терригенные породы (песчаники, реже глины и аргиллиты) развиты в нижней и верхней частях яруса, галогенные (гипсы) в средней его части, а карбонатные — по всему разрезу в виде тонких прослоев или пачек (до 10 м). Общая мощность пород 100—700 м. В осевой части депрессии кунгурский ярус выходит на поверхность локально (в ядрах диапиров), а ближе к западному ее борту — на значительной площади. Во всех случаях с поверхности он сложен преимущественно гипсами, а на глубине — ангидритами и каменной солью. В основании яруса местами имеется мергельно-ангидритовая толща (до 120 м). Каменная соль севернее г. Мелеуза и к востоку от рифов залегает в виде мощных линз (до 500—700 м), а южнее г. Мелеуза образует сплошные залежи (до 200—500 м), переходящие на край платформы. Общая мощность яруса 700—2200 м в диапирах и до 55 м в прогибах между ними. Соль в диапирах составляет до 75% разреза.

В пределах платформы кунгурский ярус выходит на поверхность в основном вдоль правобережья р. Уфы и представлен карбонатными породами. В филипповской свите (85—90 м) преобладают доломиты. Западнее и юго-западнее линии Старобалтачево — Уфа — Красная Горка и далее вверх по р. Салдыбаш в основании и средней части свиты появляются пласты и пачки ангидритов. Иренская свита вдоль западной окраины Уфимского плато сложена брекчиевидными известняками с глинисто-мергельными прослоями (до 1 м) в нижней и верхней ее частях. В бассейне рек Тюй и Сарс эти породы известны как ольховская брекчия. Западнее и юго-западнее площади распространения карбонатных пород филипповской и иренской свит (до линии Бижбуляк — Белебей — Чекмагуш — Чишмы — Стерлитамак) в разрезе кунгурского яруса (75 м на западе и до 500 м на юго-

востоке) обычно наблюдается неравномерное чередование ангидритов и доломитов (с преобладанием ангидритов). Только на междуречье Уфа — Сим, Уршак — Белая и других мелких участках по долинам рек, где породы кунгура обнажены, в их разрезе преобладают гипсы с редкими прослоями доломитов, мергелей, глин и включениями каменной соли. Южнее упомянутой линии в разрезе яруса (200—250 м в районе Чекмагуша и до 1000 м на востоке) преобладают ангидриты (в верхней части гипсы) и каменная соль.

Верхний отдел

На платформе уфимский, казанский и татарский ярусы отличаются по составу пород и описываются отдельно, а в Бельской депрессии состав их близок и описание дается в объеме отдела.

Уфимский ярус широко распространен к юго-западу от Уфимского плато. В нем выделены соликамская и шешминская свиты.

Соликамская свита восточнее линии Уфа — Старобалтачево выведена на поверхность и внизу представлена «седой» пачкой (10—15 и до 30 м) переслаивающихся доломитов, известняков, мергелей, глин и песчаников, а вверху — толщей (до 40—50 м) переслаивающихся песчаников, глин и известняков (реже доломитов и мергелей). «Седая» пачка связана с подстилающими породами иренской свиты постепенным переходом. В районе р. Уфы свита разделена на две толщи: нижнюю (до 25 м) глинисто-мергельную и верхнюю (20—37 м) терригенно-доломитовую (переслаивающиеся алевролиты, песчаники, глины, доломиты, известняки с мощностью слоев до 1,5 м). Западнее линии Уфа — Старобалтачево свита выходит на поверхность в нижних частях склонов речных долин. Здесь известняки сменяются доломитами, а песчано-глинистые породы — гипсами и ангидритами. На междуречье Бирь — Быстрый Танып в свите выделены три пачки: нижняя (17 м) — светло-серые доломиты и известняки с прослоями ангидритов в основании; средняя (9 м) — ангидриты (внизу) и гипсы (вверху) с прослоями известняков; верхняя (10—15 м) — мергели с тонкими прослоями известняков и доломитов, реже песчаников. Этот тип разреза в общих чертах характерен для всей Западной Башкирии. Лишь в южных районах (бассейны рек Ашкадар и Уршак), примерно до широты в 20—25 км севернее г. Стерлитамака, к соликамской свите (до 70 м) условно отнесены сильно загипсованные (гипса до 50%) песчаники, меньше алевролиты и аргиллиты.

Шешминская свита наиболее полно представлена в северной части Башкирии. В долине р. Белой, Чермасан, Кармасан и других в ней выделены две толщи. Нижняя (до 90 м) представлена переслаивающимися глинами, песчаниками, мергелями и известняками с довольно выдержанной пачкой известняка и лилового мергеля в кровле. Песчаники залегают в виде тонких прослоев среди глин и линз, расположенных на разных уровнях в 20—30 м выше подошвы толщи. Для линз песчаников (до 14—20 м) характерна косая слоистость и наличие конгломератов в основании. Толща в интервалах 0—12 м от подошвы и 40—50 м от кровли загипсована. Верхняя толща свиты представлена песчано-глинистыми породами. В нижней половине ее преобладают глины и песчаники с прослоями комковатых известняков, а в верхней — песчаные глины и алевролиты, содержащие многочисленные конкреции гипса. Мощность свиты по р. Буй достигает 324 м, по долине р. Белой, ниже г. Уфы и до южной границы Башкирии, — 200 м, в юго-западных районах Башкирии — 100—160 м.

Казанский ярус расчленен (кроме северо-западных районов) на два подъяруса.

Нижнеказанский подъярус представлен морскими осадками, которые обнажены по долинам рек восточнее линии Октябрьский — Аксаково — Бижбуляк, а западнее погружаются под верхнеказанские отложения. Нижняя часть его (нижняя толща) сложена известковистыми и алевролитистыми глинами с прослоями песчаников, известняков и алевролитов. К югу от р. Уязы количество известняков увеличивается (до 50% в бассейне Бол. Куяргазы), а к северу и северо-востоку возрастает роль терригенного материала, глины замещаются алевролитами, мощность пород уменьшается от 40 до 2 м, а местами равна нулю. Верхняя часть подъяруса (верхняя толща) сложена полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями аргиллитоподобных глин и известняков. Мощность ее 3—12 м вдоль северо-восточной границы распространения отложений и до 32 м в долине р. Мелеуз. В бассейне р. Бол. Куяргазы нижняя часть песчаников замещается полимиктовыми известняками.

Верхнеказанский подъярус сложен породами разнообразного генезиса. Юго-западнее линии Октябрьский — Белебей — Аксаково — Шафраново — Киргиз-Мияки развиты лагунно-морские отложения (110—125 м). В основании подъяруса здесь почти повсеместно залегает пачка (2—6 м) пестроцветных глин, а выше — толща (10—30 м) «листоватых» известняков. Вверх по разрезу известняки сменяются песчаниково-алевролитовыми породами (40—60 м), на которых залегают преимущественно карбонатные отложения (10—20 м) с прослоями глин, а местами бурых углей. Завершается разрез песчаниками, алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями известняков. Северо-восточнее указанной линии в подъярусе (35—60 м, местами до 120 м) преобладают глины, песчаники и алевролиты с линзами конгломератов. Южнее широты оз. Кандрыкуль в основании подъяруса также залегает пачка (1—5 м) пестроцветных глин и «листоватых» известняков.

На междуречье Буй — Быстрый Танып и по левобережью низовья р. Белой казанский ярус (до 65 м) не расчленен. В основании его залегают (2—15 м) дырчатые известняки, а выше наблюдается чередование песчаников, алевролитов, конгломератов и глин.

Татарский ярус представлен только нижним подъярусом. Он имеет островное распространение на возвышенных участках междуречья Ик — Дема и их притоков и сложен толстослоистыми известняками с прослоями песчаников и глин общей мощностью 3—10 м. Только по правобережью р. Ик (выше р. Ря) известняки залегают на песчаниках с прослоями глин и мергелей, а перекрываются песчаниками и аргиллитоподобными глинами с прослоями мергелей. Максимальная мощность подъяруса 65 м.

В Бельской депрессии верхнепермские отложения выполняют отдельные мульды, разделенные обычно выходами кунгурских гипсов. В мульдах севернее р. Усолки толща пород (преимущественно уфимского яруса) подразделена на две части. Нижняя часть (известково-мергельная) прослеживается севернее р. Инзер и представлена мергелями, глинами и известняками. Верхняя часть сложена глинами, песчаниками и конгломератами с прослоями известняков. Мощность толщи 300—900 м. Южнее р. Усолки для всех трех ярусов верхней перми характерно неравномерное чередование пачек, слоев и линз (по 0,5—5, редко 10—15 м) аргиллитов (аргиллитоподобных глин), песчаников, мергелей, конгломератов, реже известняков. В центральной части депрессии в основании толщи выделяется «переходная пачка» (до 435 м) красноватых сульфатизированных глин, мергелей и песчаников, со-

держащих прослой гипсов и ангидритов, а иногда линзы каменной соли. Мощность верхнепермской толщи у южной границы Башкирии достигает 2000 м.

Мезозойская и кайнозойская группы

Отложения всех систем мезо-кайнозоя сохранились на юге Бельской депрессии в грабенах и впадинах, где они описаны совместно. За пределами впадин и грабенов широко развиты лишь нижнетриасовые, неогеновые и четвертичные образования, описание которых дается отдельно.

Нижний триас

Отложения нижнего триаса развиты на междуречье Белая — Бол. Юшатырь и по правобережью р. Белой южнее р. Сим. Они залегают на разных горизонтах верхнепермских образований и представлены красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитоподобными глинами, замещающими друг друга. Севернее р. Усолки в разрезе кроме конгломератов имеются галечники с песчано-глинистым заполнителем и кварцевые пески. Мощность пород 100—400 м.

Неогеновая система

Из неогеновых образований известны миоценовые и плиоценовые (кинельская свита, объединенные акчагыльский и апшеронский ярусы). К верхнему плиоцену относится также нижняя часть общесыртовой свиты, верхи которой имеют нижечетвертичный возраст.

Миоценовые отложения известны вдоль р. Белой. Они залегают на размытой поверхности пермских отложений и представлены в основном различными глинами, местами с прослоями углей, реже песками с линзами галечников, прослоями алевролитов и глин. Мощность отложений 170—200 м.

Кинельская свита плиоцена развита в погребенных долинах палеорек ниже современного вреза. Нижнюю часть ее (до 60 м), известную в наиболее глубоких палеодолинах, составляют аллювиальные галечники с прослоями глинистых песков и глин, а верхнюю — озерно-лиманные глины с прослоями алевролитов и песков. Мощность свиты — 30—200 м.

Объединенные акчагыльский и апшеронский ярусы плиоцена известны вдоль долин р. Белой, нижнего течения ее притоков и р. Усень. К ним относятся морские среднеакчагыльские осадки и континентально-морские отложения фаз регрессии акчагыльского моря (домашкинская свита), видимо, соответствующие также низам апшерона. Морские отложения (6—15 м) представлены глинами с прослоями мергелей и песчаников, а в верху разреза — песков и конгломератов. Нижнюю часть домашкинской свиты (4—10 м) составляют морские глины с галечниками и песками, верхнюю (6—20 м) — озерные и аллювиальные глины, перекрытые галечниками и песками. Суммарная мощность отложений 16—45 м.

Верхнеплиоценовые — нижечетвертичные отложения (общесыртовая свита) сплошным чехлом покрывают низкие водоразделы и склоны долин в Прибельской равнине, а на Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Уфимском плато развиты на небольших участках. Они за-

легают на разновозрастных породах и представлены песчанистыми глинами и суглинками. В основании свиты встречаются прослой и линзы галечника и песка. Мощность свиты 4—70 м.

Четвертичная система

Среди четвертичных отложений широко развиты аллювиальные и элювиально-делювиальные образования.

Аллювиальные отложения развиты по речным долинам и представлены ниже-среднеплейстоценовыми (четвертая надпойменная терраса), среднеплейстоценовыми (третья), верхнеплейстоценовыми (вторая и первая террасы) и современными или голоценовыми (пойма и русло рек). Ниже-среднеплейстоценовые отложения — это гравийно-галечная толща (так называемый аллювий прарек), залегающая обычно в переуглубленных частях современных речных долин и представляющая собой базальный горизонт (местами до 25 м). На этом горизонте залегают более молодые отложения, составляющие III, II, I надпойменные террасы, пойму и русло. Нижние части всех террас сложены галечно-гравийно-песчаными отложениями, а верхние — супесями, суглинками, глинами и местами глинистыми песками. Поэтому в настоящее время гравийно-галечные и галечные отложения образуют как бы единую (1—40 м), местами нерасчленимую в возрастном отношении толщу, перекрытую позднейшими супесчано-глинистыми осадками (0,5—10 м на пойме и до 40 м в присклоновых частях долин). Исключение представляют аллювиальные отложения цокольных террас (выше II надпойменной), оторванные от общего поля распространения аллювия. Соотношение мощностей нижней и верхней частей аллювия изменяется в продольном и поперечном сечениях речных долин. В гранулометрическом составе нижней части аллювия вниз по течению рек и нередко от реки к склонам долин постепенно возрастает роль мелких фракций.

В долинах небольших рек, где террасы почти не выражены, аллювиальные отложения сочетаются в нижних частях склонов с делювиальными и представлены песчанистыми глинами и глинистыми песками, в основании которых местами имеются гравийно-галечные скопления. Мощность отложений до 10 м.

Элювиально-делювиальные отложения распространены повсеместно за исключением очень крутых и обрывистых склонов. На плоских или пологоволнистых водоразделах и склонах они накапливались с неогена (возможно, и раньше), а на отдельных участках речных долин только в четвертичное время. На водораздельных участках Уфимского плато, Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Общего Сырта и хребтов Урала, а также на крутых склонах долин отложения представлены сильно щебнистыми суглинками и глинами или дресвой и мелкими россыпями обломков сильно выветрелых пород мощностью 0,5—7 м. У подножий крутых склонов долин местами отмечается скопление щебнисто-глинистого материала, который сочленяется с аллювиальными отложениями террас, а в пределах Уфимского плато с аналогичными по составу аллювиально-пролювиальными (?) образованиями в днищах логов. Мощность отложений в таких местах достигает 25 м, а в отдельных случаях 40—50 м. На пологоволнистой поверхности Прибельской и Приайской равнин в составе отложений (5—7, местами до 15 м) преобладают глины и суглинки с рассеянной дресвой и щебенкой.

Мезо-кайнозойские образования, выполняющие грабены и впадины, имеют возрастной диапазон от среднего триаса (южнее широтного колена р. Белой) или юры (до широты пос. Зирган) до современных. Меловые отложения известны в карстовых воронках почти на широте

г. Уфы, а олигоценовые и миоценовые — на Уфимском плато. В целом это рыхлые и слабо сцементированные породы. Триасовая и юрская системы (до 200—300 м суммарно) сложены глинами, в меньшей мере алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами песков, галечников и песчаников. В меловой и палеогеновой системах широко развиты пески, переслаивающиеся с глинами, опоками и мергелями. Мощность пород мела до 100 м, палеогена до 30 м. Неоген представлен разнообразными породами: миоценовыми глинами, песками, галечниками, алевролитами с прослоями и залежами (до 105 м на Бабаевском месторождении) бурого угля общей мощностью до 250 м и плиоценовыми глинами, суглинками, супесями, песками, нередко с линзами и прослоями галечников.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РЕГИОН

Верхний протерозой (рифей)

К верхнему протерозою относится мощный комплекс в разной степени метаморфизованных пород, в котором по крупным циклам седиментации, разделенным перерывами, выделены бурзянская, машакская (нижний рифей), юрматинская (средний рифей) и каратауская (верхний рифей) серии.

Бурзянская серия развита восточнее линии хребтов Зигальга — Нары — Караташ — Юрматая, где она выходит на поверхность в сводовых частях Тараташско-Ямантауского и Ирмельско-Малиногорского антиклинориев. В разрезе ее выделены айская (большеинзерская), саткинская (суранская) и бакальская (юшинская) свиты.

Айская свита (видимая мощность до 700 м) сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями сланцев и известняков.

Саткинская свита (1900—2650 м) делится на миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую и лапыштинскую подсвиты. Миньякская (600—800 м) и лапыштинская (200—350 м) подсвиты представлены кристаллическими известняками и доломитами; остальные — сланцами углистыми, известковистыми с пачками и слоями доломитов, известняков и алевролитов.

Бакальская свита (600—1400 м) в основном состоит из сланцев (около 60%), переслаивающихся с песчаниками и алевролитами.

В Ирмельско-Малиногорском антиклинории бурзянская серия сложена сильно метаморфизованными породами. В бассейне р. Сюрюнка в нижней ее части выделяется кзылташская свита кристаллических известняков и доломитов с залежами магнезита. Возможно, свита (около 400 м) является аналогом лапыштинской подсвиты саткинской свиты. Остальная часть серии (350—500 м) представлена графито-слюдяно-полевошпато-кварцевыми и другими сланцами с прослоями известняков.

Машакская серия выделена в объеме одноименной свиты, выходящей на поверхность на хребтах Машак, Юша, Баштау и других. Западнее Юрюзанского разлома в основании свита часто сложена конгломератами, на которых залегают филлитизированные и кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов, углистых сланцев и телами эффузивов (до 1200 м). На хр. Машак верхняя часть свиты (до 500 м) состоит из сланцев серицито-хлорито-углисто-кварцевого состава с прослоями песчаников и залежами основных эффузивов. В Ирмельско-Малиногорском антиклинории нижняя часть свиты представлена слюдястыми кварцитами, слюдяно-кварцевыми и мусковито-графитовыми сланцами, а верхняя — различными сланцами и эффузивами. Мощность свиты в этом районе 300—1700 м.

Юрматинская серия в Тараташско-Ямантауском антиклинории разделяется на три свиты: зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую; в Иремельско-Малиногорском антиклинории две последние свиты четко не выделяются, а в разных частях Уралтауского антиклинория наименования свит обычно иные.

Зигальгинская свита* (900—1450 м) слагает гребни наиболее высоких хребтов и залегает с угловым несогласием на более древних породах. В большинстве случаев в разрезе ее преобладают кварциты и кварцитовидные песчаники с пачками и прослоями сланцев и алевролитов в средней части.

Зигазино-комаровская свита (550—1650 м) в Тараташско-Ямантауском антиклинории сложена алевролитами, углисто-глинистыми и кварцево-слюдяно-хлоритовыми сланцами, переслаивающимися между собой и содержащими редкие прослои (до 10 м) или линзы (до 100 м) доломитов.

Авзянская свита (900—1700 м) делится на пять подсвит: катаскинскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую (зеленую) и реветскую. Из них катаскинская (280—500 м), ушаковская (0—150 м) и реветская (250—750 м) представлены доломитами и известняками с прослоями и пачками слюдисто-хлоритовых, кварцево-серицитовых, реже глинистых и углистых сланцев. В малоинзерской (180—350 м) и куткурской (110—160 м) подсвитах преобладают перечисленные выше сланцы с прослоями алевролитов, песчаников и доломитов.

В Иремельско-Малиногорском антиклинории зигазино-комаровская и авзянская свиты (в Златоустовском районе уреньгинская свита) состоят из сланцев, среди которых отсутствуют характерные для катаскинской и ушаковской подсвит карбонатные породы. Уверенно выделяется лишь реветская подсвита (300—350 м) кристаллических доломитов с прослоями сланцев. Общая мощность свит около 2400 м.

В Уралтауском антиклинории юрматинская серия (1500—3000 м) сложена толщами кварцитов (часто графитистых и слюдистых) и разнообразных сланцев: слюдяных, зеленых, слюдисто-кварцевых, графитистых, глаукофановых и др. Мощности отдельных толщ колеблются от 30 до 300 м.

Каратауская серия распространена в основном в северо-западной части Центрально-Уральского поднятия и на западе Уралтауского антиклинория. Западнее последнего она делится на зильмердакскую, катавскую, инзерскую и миньярскую свиты, которые согласно залегают друг на друге.

Зильмердакская свита делится на бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты. Первая из них (100—200 м) сложена кварцевыми и аркозовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов и линзами конгломератов. Вблизи хр. Уралтау в ней преобладают кварцитовидные песчаники. В нугушской подсвите (до 500 м) наблюдается частое переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников и сланцев песчано-глинистого состава. В Иремельско-Малиногорском антиклинории сланцы кварцево-слюдисто-хлоритовые с прослоями кварцитов. Лемезинская подсвита (350, местами 785 м) западнее хр. Уралтау повсеместно сложена кварцитовидными песчаниками и кварцитами. Бедерышинская подсвита (100—300 м) литологически сходна с нугушской.

В Уралтауском антиклинории зильмердакская свита охватывает ранее выделявшиеся акбийскую и уйташскую свиты, из которых в первой (до 700 м) преобладают кварциты и кварцитовидные песча-

* В Златоустовском районе таганайская свита.

ники, а во второй (около 500 м) — слюдяно-кварцевые и аркозовые песчаники с конгломератами в основании.

Катавская свита (150—650 м) сложена известняками, которые в нижней части иногда переслаиваются с мергелями.

Инзерская свита (100—1000 м) большей частью представлена чередующимися кварцевыми и аркозовыми алевролитами, песчано-глинистыми сланцами и песчаниками. В Ирмельско-Малиногорском антиклинории в ней преобладают серицито-кварцевые и серицито-хлоритовые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов.

В Уралтауском антиклинории аналоги катавской и инзерской свит (около 600 м) представлены филлитами и филлитизированными сланцами с прослоями кварцито-песчаников.

Миньярская свита (50—800 м) сложена доломитами и известняками, которые в Ирмельско-Малиногорском антиклинории имеют иногда облик мраморов. В нижней части свиты, как правило, в доломитах встречаются включения и прослои кремней, а в средней части — единичные прослои и отдельные пачки глинистых сланцев, алевролитов и песчаников.

Кембрийская система

К кембрийским условно относятся на западе региона ашинская, а в зоне Уралтау мазаринская и укшук-арвянская свиты.

Ашинская свита (40—1700 м) выведена на поверхность от р. Ай на севере до р. Белой на юге. В ней выделяются урюкская, басинская, куккураукская* и зиганская подсвиты. Первая из них (около 100—125 м) местами начинается конгломератами мощностью до 20 м, на которых залегают аркозовые и кварцитовидные песчаники, реже алевролиты с прослоями сланцев. В басинской (200—850 м) и зиганской (0—400 м) подсвитах преобладают полимиктовые песчаники и алевролиты, неравномерно переслаивающиеся с аргиллитами. Куккураукская подсвита (0—280 м) севернее р. Лемезы отсутствует, а южнее сложена преимущественно песчаниками и конгломератами.

Мазаринская свита (200—1200 м) представлена преимущественно гнейсовидными мусковито-кварцевыми сланцами и измененными эффузивами с прослоями конгломератов.

Укшук-арвянская свита (до 1100 м) состоит из чередующихся слюдяно-кварцевых, мусковито-хлорито-кварцевых сланцев и кварцитов, среди которых имеются прослои конгломератов.

В верховье р. Сакмары к кембрию отнесена узко развитая толща (до 1000 м) хлоритовых, хлорито-полевошпатовых и графитистых сланцев, чередующихся с филлитами.

Ордовикская система

Отложения ордовика в виде узких полос выходят на поверхность по крыльям Юрюзанской и Тирлянской мульды, по северо-западному и восточному бортам Зилаирского мегасинклинория и на юге последнего вдоль р. Сакмары. Повсеместно они несогласно залегают на более древних отложениях. Вдоль р. Сакмары в них выделены нижний и средний отделы (до 800 м), в составе которых преобладают глинистые и глинисто-туфогенные сланцы с прослоями и линзами алевролитов, песчаников, кремнистых сланцев, эффузивов и известняков. В остальных районах доминируют кварцевые и кварцитовидные песчаники и

* В другой транскрипции «куккураукская», «куркураукская» и др.

алевролиты, относящиеся к среднему и верхнему отделам ордовика. Мощность их обычно не превышает 200 м и лишь в Юрюзанской мульде достигает 550 м.

Силурийская система

Силурийские отложения развиты там же, где и ордовикские. В Юрюзанской и Тирлянской мульдах, а также вдоль р. Белой (ниже г. Белорецка) нижний отдел (до 370 м) сложен (рис. 14) глинистыми сланцами с маломощными прослоями доломитов, известняков и песчаников, а верхний (до 320 м) — преимущественно известняками и доломитами с редкими прослоями и пачками сланцев и песчаников. По восточному борту Зилаирского мегасинклинория отложения силура (280—400 м) представлены глинистыми, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами песчаников, местами эффузивов и туфов основного состава.

Девонская система

Нижний отдел

Достоверно установленные отложения нижнего девона развиты в Юрюзанской и Тирлянской мульдах, вдоль р. Белой и на междуречье Белая—Бол. Ик. Они представлены толстослоистыми и массивными известняками (редко доломитами) рифогенного облика мощностью до 1500—1700 м, а местами полностью размыты (см. рис. 14).

Средний отдел

Отложения среднего девона (100—600 м) развиты там же, где и нижнего, а также вдоль руч. Зуяк (приток р. Инзер) и руч. Бол. Толпар (приток р. Зилим). В эйфельском и живетском ярусах известны все горизонты и свиты, описанные в разрезе Западно-Уральской внешней зоны складчатости. В них преобладают известняки, реже доломиты, а в вязовском, койвенском и чеславском горизонтах встречаются пачки и прослои песчаников, алевролитов, аргиллитов и глинистых слан-

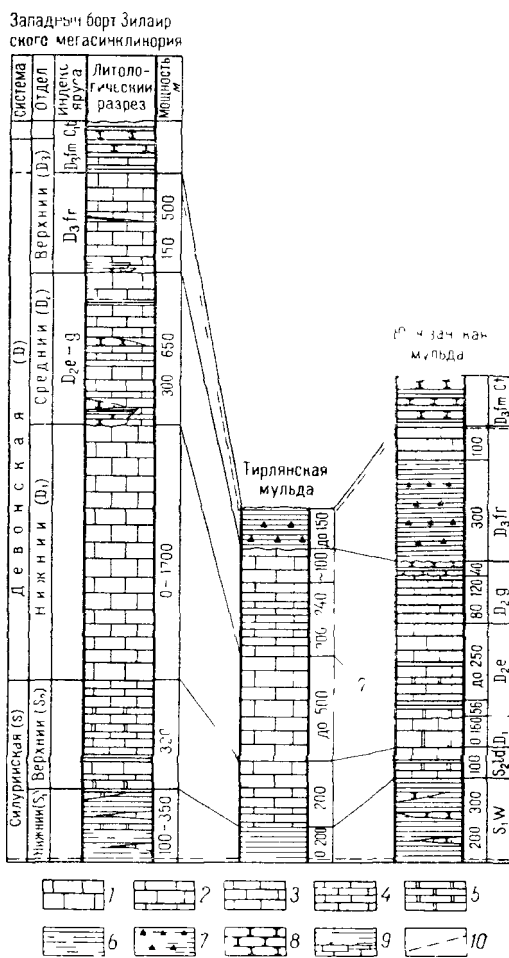


Рис. 14. Схема сопоставления разрезов девонских и силурийских отложений (водоносный комплекс в отложениях девона и силура) вдоль западного борта Зилаирского мегасинклинория (по данным А. И. Иванова, А. П. Тяжевой, С. Н. Краузе, В. А. Маслова, Г. Б. Яковлева, А. В. Ключихина):

1—4 — известняки (соответственно массивные, толсто-, средне- и тонкослоистые), 5 — доломиты, 6 — сланцы глинистые и серпидито-глинистые, 7 — сланцы кремнистые, 8 — песчаники и алевролиты, 9 — несогласное залегание пород, 10 — границы водоносных комплексов

цев. Песчаники такатинской свиты известны вблизи внешней зоны складчатости (руч. Зуяк и Бол. Толпар), в остальных местах они замещены карбонатными породами.

Верхний отдел

Франский ярус вблизи восточного окончания хр. Каратау, по руч. Зуяк и вдоль р. Белой сложен известняками (150—500 м), в нижней части которых (пашийский и кыновский горизонты, а вблизи хр. Каратау и орловская свита) местами имеются песчаники, глины и глинистые сланцы. В Юрюзанской мульде нижняя часть яруса (см. рис. 14) состоит из глинистых и кремнистых сланцев (около 300 м), а верхняя — из известняков мощностью 100 м. В Тирлянской мульде кремнистые и глинистые сланцы (до 150 м) содержат прослои песчаников.

Фаменский ярус выделен вблизи хр. Каратау и по руч. Зуяк, где он представлен известняками и доломитизированными известняками мощностью около 150 м.

Верхний девон-турнейский ярус нерасчлененные (зилаирская свита) широко развиты в Зилаирском мегасинклинории. Свита обычно с переывом залегает на отложениях от франского яруса девона до ордовика. Нижняя граница ее проводится на разном стратиграфическом уровне в верхнем девоне, а верхняя — в турнейском ярусе карбона. Представлена она полимиктовыми песчаниками (грауваккового типа), аргиллитами, глинистыми, кровельными, кремнистыми сланцами и силицитами, неравномерно, местами ритмично переслаивающимися или образующими толщи с преобладанием отдельных литологических разностей. Мощность свиты до 800 м в Юрюзанской мульде и до 3000 м в Зилаирском мегасинклинории.

Мезо-кайнозой

Мезо-кайнозойская кора выветривания известна на плоских между-речьях Зилаирского плато и, плато Уралтау, на ровных слабо расчлененных склонах хребтов и гор, а также в седловинах между ними и иногда вдоль зон тектонических нарушений. Наличие ее пока не доказано на площади пород каратауской серии. Наиболее широко она развита по сланцевым толщам, где представлена глинистой каолинзированной массой. На площади развития кварцитовидных песчаников в ее составе преобладает мелкий кварцевый песок. В районах месторожденный бурых железняков она состоит из выветрелых охристых руд и плотных бурых железняков. Во всех случаях переход коры выветривания к материнским породам постепенный. Мощность ее в пределах плато не превышает 30 м, на ровных склонах хребтов и гор 12—85 м (увеличивается вблизи контакта с карбонатными толщами), в седловинах и зонах разлома до 170 м и более.

Неогеновая система

Отложения неогена встречаются в долинах рек Белой, Инзер и Нугуш на останцах высоких надпойменных террас. Обычно это галечно-песчано-глинистые отложения мощностью от 1 до 25 м. В долине р. Белой (вблизи пос. Тирлянский) в эрозионно-карстовых впадинах (до 80 м) вскрыты глины мощностью до 60 м с включениями песка и валунов, а местами содержащие пласты (до 13 м) глинистого бурого угля.

Четвертичная система

Из четвертичных пород широко представлены аллювиальные, элювиально-делювиальные и элювиально-коллювиальные отложения.

Аллювиальные отложения слагают террасы долин крупных рек. Ширина аллювия редко превышает 0,5 км. Нижняя часть его преимущественно гравийно-галечная, верхняя суглинистая. Общая мощность аллювия 5—43 м, причем она максимальная на участках, где долины врезаются в карбонатные породы. Суглинистая часть составляет примерно 30—35% общей мощности аллювия, а местами вовсе отсутствует. В долинах мелких рек и ручьев аллювиальные отложения обычно ассоциируют с делювиальными и представлены глинистыми породами с включением песка и прослоями галечника в основании. Мощность их редко превышает 10 м.

Элювиально-делювиальные отложения прерывисто, реже сплошным чехлом покрывают поверхности хребтов, плато и склоны речных долин. На плоских водоразделах низкогорных хребтов и плато, а также на склонах этих хребтов это развитые прерывисто щебнистые суглинки и песчанистые глины с обломками пород, а местами россыпи щебня и мелких глыб с дресвяно-суглинистым заполнителем. Мощность их 0,5—5 м, редко до 10 м. На пологих склонах хребтов имеется почти сплошной покров элювиально-делювиальных отложений мощностью 12—70 м, местами 85 м, и в составе его преобладают глины и суглинки с обломками и глыбами в виде отдельных включений или прослоев (от 1 до 6) мощностью 0,4—8 м. От подножия склонов к гребню хребтов количество и размеры обломков и глыб возрастают. В средней части склонов в основании отложений местами выделяется «базальный» слой глыб мощностью до 10 м, залегающий на коренных породах или коре выветривания.

Элювиально-коллювиальные отложения развиты в виде шлейфов вдоль гребней среднегорных хребтов. Это преимущественно несмещенные глыбы и обломки кварцитов и кварцитовидных песчаников с хрящево-суглинистым заполнителем. От осыпей по склонам многих хребтов начинаются курумы протяженностью до 1,5 км. Мощность отложений до 50 м.

Интрузивные породы

Интрузии в пределах Центрально-Уральского поднятия относятся к верхнепротерозойско-кембрийскому и каледонско-варисскому тектоно-магматическим циклам.

Верхнепротерозойско-кембрийский цикл представлен интрузиями перидотитовой, габброидной и гранитной формаций. Интрузии перидотитовой формации (небольшие штокообразные массивы и дайкообразные тела) известны в зоне хр. Уралтау. В их составе преобладают оталькованные серпентиниты. Интрузии габброидной формации редки. Это дайки и жиллообразные тела протяженностью до 25—30 км, обычно габбро и габбро-диабазового состава. Интрузии гранитной формации (небольшие массивы микроклиновых гранитов) известны только в зоне Уралтау, восточнее пос. Тирлянский.

К каледонско-варисскому циклу относятся интрузии перидотитовой формации и сопутствующие им мелкие тела габброидов на севере (массивы Крака) и юге Зилаирского мегасинклинария. В центральной части массивов Крака преобладают лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, реже пироксениты. В краевых зонах массивов породы серпентинизированы. В южной части мегасинклинария перидотитовые интрузии нацело серпентинизированы.

ВОСТОЧНЫЙ РЕГИОН

Ордовикская система

Отложения ордовика (до 750 м) развиты вдоль Главно-Уральской зоны глубинного разлома. Они состоят из переслаивающихся глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, диабазов, диабазовых порфиров и их туфов.

Силурийская система

Силурийские образования известны вдоль западного борта Магнитогорского мегасинклинария. Южнее широты пос. Тубинского это мощная толща (1400 м) вулканогенных пород базальтового и липарито-базальтового состава (баймак-бурибаевская свита). Вдоль Главно-Уральской зоны глубинного разлома в толще пород (до 1500 м) содержатся прослои туфопесчаников, туффитов, кремнистых и углито-глинистых сланцев. Севернее пересечения хребтов Ирендык—Крыкты р. Урал в верхней части силурийских образований (в поляковской свите) имеются известняки (180—300 м при общей мощности силура до 1000 м).

Девонская система

Образования девонской системы представлены вулканогенными и осадочными породами всех отделов.

Нижний отдел — эйфельский ярус среднего девона

Этот возраст имеют образования ирендыкской и карамалыташской свит.

Ирендыкская свита (2500—2700 м) слагает систему хребтов Ирендык—Крыкты и их восточные предгорья. Она состоит из пироксен-плагиоклазовых порфиров андезитового, андезито-базальтового, реже андезито-дацитового состава, их туфов и брекчий с прослоями туфогенно-осадочных пород.

Карамалыташская свита (800—1600 м) тесно связана с ирендыкской, а местами, возможно, замещает ее. Она сложена основными и кислыми породами, среди которых преобладают диабазы, диабазовые порфиры, спилиты, альбитофиры, кварцевые альбитофиры, их туфы и туффиты с прослоями яшм и кремнистых туффитов.

Средний отдел

Живетский ярус в основании сложен бугулыгирской толщей (0—150 м) яшм, яшмовидных кремнистых туффитов и кремнистых сланцев с прослоями и линзами туфопесчаников и известняков. На ней залегает улутауская свита, для которой на северо-западе Учалинского района характерны туфогенно-карбонатные породы (100—200 м), в центральной части Учалинского, в Абзелиловском и Баймакском районах — вулканогенные образования (туфы, реже покровы андезито-дацитового состава до 1500 м), на юге (в Хайбуллинском районе) — кремнисто-туффитовые породы (100—1500 м).

Верхний отдел

Франский ярус развит в восточных предгорьях системы хребтов Ирендык—Крыкты и начинается мукасовской толщей (0—320 м), несогласно залегающей на более древних образованиях. Эта толща пред-

ставлена кремнистыми сланцами и туффитами с подчиненными им глинистыми сланцами и туфопесчаниками. На ней залегает колтубанская свита, в которой в Учалинском и Абзелиловском районах много вулканогенных образований андезито-дацитового и андезито-базальтового состава. В районе оз. Колтубан на мукасовской толще залегают известняки и известняковые конгломераты (100—160 м), перекрытые туфогенными песчаниками и алевролитами с прослоями кремнисто-глинистых сланцев (150—210 м). В бассейне р. Бол. Уртазымки и южнее колтубанская свита (300—800 м) сложена туфогенными песчаниками, чередующимися с кремнисто-глинистыми сланцами и прослоями туфов андезитового состава, и очень сходна с вышележащей зилаирской свитой.

Верхний девон—турнейский ярус нижнего карбона нерасчлененные (зилаирская свита) широко распространены и представлены чередующимися песчаниками, алевролитами, сланцами, реже конгломератами. В Кизильском, Уртазымском и части (севернее тракта Белорецк—Верхнеуральск) Вознесенско-Присакмарского синклинория свита (до 700 м) относится к фаменскому ярусу девона и турнейскому ярусу карбона, а в Вознесенско-Присакмарском синклинории (южнее тракта)—к верхнему девону и турнейскому ярусу карбона. В первом случае она залегает согласно на колтубанской свите, во втором—трансгрессивно на более древних образованиях, а в бассейне р. Бол. Уртазымки нижняя граница свиты условная.

Каменноугольная система

Нижний отдел

Верхнетурнейский и нижневизейский подъярусы нерасчлененные (березовская свита) на поверхности развиты неширокой полосой в междуречье Мал. Кизил—Янгелька, участками в нижнем течении р. Бол. Уртазымки и в верховье р. Бол. Кизил. На междуречье Мал. Кизил—Янгелька свита (до 1000 м) состоит из туфогенных и известковистых песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев с прослоями мергелей. В верховье р. Бол. Кизил для нее характерны сильно милонитизированные порфириты с подчиненными им туфами мощностью 80—100 м. В бассейне р. Бол. Уртазымки свита (850—1000 м) сложена вулканогенными образованиями преимущественно основного состава.

Средне-верхневизейский подъярус и намюрский ярус нерасчлененные (кизильская свита) представлены преимущественно карбонатными породами, залегающими несогласно на более древних образованиях, реже согласно на березовской свите. В Вознесенско-Присакмарском синклинории они выполняют внутренние части мелких синклиналей и в толще (400—1200 м) известняков и известняковых конгломератов, иногда встречаются прослои и линзы кремней и доломитов. В Кизильском синклинории в основании свиты залегают порфириты и их туфы, местами замещающиеся глинистыми сланцами, туфопесчаниками, туфоконгломератами с прослоями известняков (200—600 м). На этих породах лежат известняки с подчиненными эффузивами основного состава общей мощностью до 1250 м.

Средний отдел

Московский ярус развит в осевой части Кизильского синклинория и известен как уртазымская свита, в основании которой несогласно

на кизильской свите залегают конгломераты мощностью до 230 м, а на них известковистые песчаники и конгломераты с прослоями известняка, алевролита, реже глинистых сланцев (до 750 м).

Триасовая система

Нижний отдел

Породы нижнего триаса развиты на водоразделе рек Урал и Сосновка и представлены валунно-галечными отложениями с глинистым заполнителем и линзами песков, глин, алевролитов и аргиллитов. Мощность отложений около 200 м.

Верхний триас — нижняя юра. Этот возраст имеет кора выветривания, развитая на плоских водоразделах (до 60 м) и по зонам разломов (до 120 м и более). В составе коры по полевошпатовым породам (порфирирам, альбитофирам и их туфам) преобладают глины каолинового состава, по полимиктовым песчаникам — песчанистые глины, по серпентинитам сверху обычно наблюдаются железистые охры, а ниже — жирные глины, постепенно переходящие в материнские породы.

Юрская система

Юрская система представлена нерасчлененными отложениями нижнего и среднего отделов (более 200 м), развитыми в бассейне р. Таналык, где они заполняют эрозионно-тектонические впадины. В их составе преобладают глины жирные, слюдистые, алевролитистые и песчаные с подчиненными прослоями и линзами галечников и песков. Вдоль западной границы впадин в нижней части отложений иногда широко развиты галечники с песчано-глинистым заполнителем, имеющие местами мощность до 105 м.

Меловая система

Меловые отложения развиты по правобережью р. Таналык и на небольшом участке водораздела рек Сакмара и Таналык. Среди них выделены альбский ярус нижнего и маастрихтский ярус верхнего мела. Первый (до 20 м) сложен кварцевыми песками с прослоями глин. На площади развития карбонатных пород кизильской свиты нижнемеловые отложения (глины с линзами и пластами боксита до 70 м) сохранились в карстовых воронках. В разрезе маастрихтского яруса (до 16 м) преобладают мергели, глины, глауконитовые пески, реже опоки и галечники.

Палеогеновая система

Отложения палеогена известны на междуречье Сакмара — Таналык, где они трангрессивно залегают на отложениях от мела до протерозоя и относятся на разных участках к эоцену и олигоцену. В эоцене преобладают песчаники, переслаивающиеся с опоками или глинами, а в верхах эоцена и в олигоцене — кварцевые пески с линзами песчаников и глины с прослойками бурых углей. Мощность отложений до 50 м.

Неогеновая система

Из отложений неогена более или менее достоверно выделяются миоценовые и плиоценовые. Они обычно приурочены к небольшим эрозионным и карстовым понижениям. В миоцене преобладают галечники и

гравелистые пески (10—70 м), перекрытые глинами (8—15 м), а в плиоцене (до 30 м) — алевритистые глины с включениями щебенки.

Верхнеплиоценовые — нижнечетвертичные отложения нерасчлененные развиты участками на низких междуречьях и пологих склонах долин и представлены песчанистыми глинами (до 30 м) с марганцево-железистыми бобовинами, выделяемыми Н. Н. Яхимовичем в байрамгуловские слои (аналоги общесыртовой свиты Предуралья).

Четвертичная система

В четвертичной системе выделяются аллювиальные, озерно-аллювиальные, болотные и элювиально-делювиальные отложения.

Аллювиальные отложения слагают русло, пойму и надпойменные террасы речных долин. Почти повсеместно в их нижней части преобладают гравийно-песчано-галечные разности мощностью 2—10 м, а в переуглубленных участках долин до 30 м. Верхние части террас сложены супесями, суглинками и глинами мощностью от 1—2 до 10—17 м. От русел рек к склонам долин и вниз по течению рек в составе аллювия наблюдается постепенное увеличение глинистого материала.

Озерно-аллювиальные и болотные отложения (до 17 м) развиты на небольших площадях вокруг современных озер и местами на расширенных участках речных долин. В составе их присутствуют галечно-песчаный материал, глины, суглинки и торф.

Элювиально-делювиальные отложения распространены повсеместно. В пределах хр. Ирендык — Крыкты и его высоких восточных предгорий они развиты прерывисто в виде шлейфов преимущественно по склонам гор, где представлены глинами или суглинками с обильным включением обломочного материала. Нередко это чисто щебнистые образования. Мощность их до 5—10 м, а в межхребтовых понижениях местами до 30—50 м. В крайних восточных и южных районах региона элювио-делювий залегает почти сплошным чехлом (до 10—30 м, местами в понижениях до 50 м), и в его составе преобладают также песчанистые глины и суглинки, но с рассеянной дресвой, щебнем, реже с глыбами.

Интрузивные породы

В Тагило-Магнитогорском прогибе известны интрузии перидотитовой, габброидной и гранитной формаций каледонско-варисского цикла

Интрузии перидотитовой формации тяготеют к крупным дизъюнктивным нарушениям. Вдоль Главно-Уральской зоны глубинного разлома интрузии прослеживаются почти непрерывно и в основном представлены серпентинизированными перидотитами, среди которых в виде мелких тел встречаются дуниты и пироксениты. Восточнее этой зоны крупные массивы перидотитов имеются севернее широты г. Учалы, а мелкие — южнее.

Интрузии габброидов ассоциируют с перидотитовыми и характеризуются небольшими размерами и разнообразием в составе. Это дайки и жилы габбро, габбро-диабазов, габбро-порфиритов, реже габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов. Мелкие тела аналогичных габброидов в сочетании с породами среднего состава (диоритовыми порфиритами, кварцевыми диорит-порфирами и т. д.) имеются среди верхнедевонских отложений на междуречье Бол. Кизил — Худолаз и в других местах.

Интрузии гранитной формации представлены крупным Ахуновским массивом (северо-западная часть его) лакколитообразной формы и небольшими телами сложного состава, прорывающими ультраосновные породы в верховье р. Уй. Центральная часть Ахуновского массива сложена крупнозернистыми биотитовыми гранитами, а в зоне эндоконтакта — гранодиоритами, в меньшей мере диоритами и граносиенитами.

ТЕКТОНИКА

ЗАПАДНЫЙ РЕГИОН

Волго-Уральская антеклиза (платформенная область) на западе простирается далеко за пределы Башкирии, а восточная граница ее проводится по крутому уступу вдоль западного края нижнепермских рифов. На этой территории выделяются структуры второго порядка: Татарский и Пермско-Башкирский (Башкирский) своды, Бирская седловина и юго-восточный склон Русской платформы.

Татарский свод — это обширное поднятие, связанное с выступом кристаллического фундамента, заходящее в Башкирию юго-восточным окончанием. За восточную границу свода Г. П. Ованесов (1960) принимает резкий уступ в фундаменте, юго-восточнее которого развиты бавлинские отложения. Поверхность фундамента в пределах свода имеет абсолютные отметки минус 1550—1650 м и полого наклонена на юго-восток. Свод четко выражен по горизонтам девона, слабее по терригенной толще нижнего карбона и не выражен в верхней перми. Для него характерно наличие пологих валов, самый крупный из которых Туймазинский при ширине 15—20 км имеет амплитуду до 55 м.

Башкирский свод заходит в Башкирию лишь южной частью. Поверхность кристаллического фундамента в его пределах располагается примерно на абсолютных отметках минус 4500—7500 м и имеет общий наклон на юго-запад. По бавлинским отложениям, поверхность которых имеет отметки минус 1300 м на юге и 1800 м на севере, свод выражен очень четко. Он хорошо прослеживается также по девонским и большей части каменноугольным отложениям. Породы нижней перми в его пределах постепенно погружаются с востока на юго-запад, образуя ряд структурных террас, куполов и мульд.

Бирская седловина разделяет Татарский и Башкирский своды, а на северо-западе сливается с Верхнекамской впадиной. Кристаллический фундамент в седловине находится в среднем на абсолютной отметке минус 5000 м, а поверхность бавлинских отложений — минус 1700—2000 м. В палеозойском чехле имеется ряд валов и понижений северо-западного направления (вдоль седловины). Наиболее крупными валами по докунгурским отложениям являются Базинский, Чекамагушевский, Андреевский, Иванаевский и Карабаевский. Они осложнены локальными структурами. Погружение седловины по девонским и каменноугольным отложениям относительно сводов не превышает 300 м.

Юго-восточный склон Русской платформы расположен южнее и юго-восточнее описанных структур. Кристаллический фундамент на стыке склона с Татарским сводом находится на абсолютной отметке около минус 2500 м, а вблизи Предуральяского прогиба — до минус 7000—9000 м. Поверхность бавлинских отложений соответственно имеет отметки минус 1650 м и минус 3000 м (у г. Мелеуза). Для этой структуры характерно общее погружение докунгурских отложений на юго-восток, а верхнепермских — на юго-запад. Юго-восточнее Татарского свода по докунгурским породам установлены валы

с многочисленными локальными поднятиями. Наиболее крупными являются валы субширотного простирания: Белебеевский, Шкаповский, Бижбулякский и другие. По кровле кунгура и различным горизонтам верхней перми на фоне общего погружения пород на юго-запад зафиксированы крупные валы субмеридионального простирания (Сараево-Асликульский, Федоровско-Стерлибашевский, Рязано-Охлебининский) и многочисленные локальные купола и мулды.

Предуральский краевой прогиб в меридиональном направлении пересекает всю территорию Башкирии. Восточная граница его проводится по подошве выходов нижнепермских отложений на поверхность. Севернее широты г. Уфы прогиб разделен Каратауским антиклинорием на Юрюзано-Сылвенскую (на севере) и Бельскую (на юге) депрессии.

Юрюзано-Сылвенская депрессия — это широкая асимметричная впадина, в которой подошва палеозойских отложений залегает на глубине до 4800 м. Структурный план допалеозойских отложений в депрессии не установлен. В структуре палеозойских пород (от девонских до кунгурских) ось депрессии постепенно смещается (до 70 км) на запад. Вдоль западной границы депрессии протягивается полоса нижнепермских рифов, вершины которых обнажены, а основания местами погружаются на глубину до 500 м. В западном борту структуры докунгурские отложения без резких дислокаций погружаются на восток, а в восточном — круто поднимаются к поверхности, образуя ряд складок. Отложения иреньского горизонта кунгурского яруса образуют пологую синклиналь, крылья которой интенсивно дислоцированы.

Бельская депрессия имеет весьма сложное строение. Кристаллический фундамент в ее пределах опущен на глубину до 7000—11 000 м. По палеозойским горизонтам она ступенчато погружается на юг и сливается с Прикаспийской впадиной. В депрессии ярко выражена дисгармония в структурном плане докунгурских и верхнепермских отложений. Нижнепермские рифы здесь прослеживаются на большом расстоянии. Севернее г. Ишимбая вершины их местами выходят на поверхность, а южнее постепенно погружаются до 1700 м. Разность отметок поверхности артинских отложений в зоне рифов до 3000 м. В западном борту депрессии артинские и более древние отложения залегают сравнительно спокойно, а в восточном — смяты в резкие антиклинальные складки (кинзебулатовского типа) с пологим сводом и крутыми крыльями, нередко осложненные надвигами. Галогенные толщи кунгура в результате пластических деформаций имеют мощность до 2200 м на одних участках и почти полностью выклиниваются на других. Увеличение их мощности (особенно на юге депрессии) сопровождается прорывами (диапиры) верхнепермских отложений. Впадины на поверхности галогенных пород заполняют верхнепермские красноцветы. Севернее р. Зиган мощность кунгура не очень велика, и верхнепермские отложения залегают в пологих прогибах. На юге депрессии имеются многочисленные грабены, выполненные мезо-кайнозойскими отложениями.

Западно-Уральская внешняя зона складчатости обрамляет восточный борт Предуральского прогиба. Восточная граница ее севернее широтного течения р. Белой проводится по основанию девонских отложений, в районе широтного течения р. Белой — по подошве ордовика, а южнее р. Бол. Ик — по контакту отложений нижнего карбона с зилаирской свитой. Структура представляет собой моноклиналь, круто наклоненную на запад и, как правило, осложненную складками разных форм и размеров, крылья которых местами срезаны надвигами. Севернее р. Бол. Ик преобладают складки протяженностью 7—15 км. Часть

их имеет форму брахиантиклиналей, в своде которых выходят породы ашинской свиты кембрия Южнее р. Бол. Ик складки обычно узкие протяженностью до 40 км.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РЕГИОН

Этот регион соответствует Центрально-Уральскому поднятию, характеризующемуся крупными и мелкими пликативными дислокациями меридионального или субмеридионального простираения, осложненными продольными разломами типа надвигов (обычно большой амплитуды и протяженности) и более мелкими поперечными нарушениями типа сбросов. В регионе выделяются структуры второго порядка: Башкирский мегантиклинорий, Зилаирский мегаинклинорий и Таганайско-Уралтауский мегантиклинорий

Башкирский мегантиклинорий охватывает площадь преимущественного развития рифейских отложений к западу от Юрюзанского надвига. В его пределах выделяются Каратауский, Алатауский и Тараташско-Ямантауский антиклинории и Инзерский синклинорий.

Каратауский антиклинорий расположен на северо-западе Башкирского мегантиклинория и заходит в Башкирию частично. Он осложнен субширотными дислокациями, сложенными породами каратауской серии, девона и карбона. На севере он ограничен Каратауским надвигом, на западе — Ашинским разломом, на востоке постепенно сливается с Юрюзано-Сылвенской депрессией.

Алатауский антиклинорий прослеживается восточнее внешней зоны складчатости до Зильмердакского надвига. Центральная часть его сложена породами каратауской серии, образующими мегантиклиналы, на крыльях которых широко развиты породы ашинской свиты, смятые в относительно небольшие складки.

Инзерский синклинорий — это обширная пологая структура между Алатауским антиклинорием на западе и Тараташско-Ямантауским на востоке. С последним граница проводится по подошве зильмердакской свиты. Синклинорий сложен породами каратауской серии и состоит из ряда складок, наиболее крупные из которых развиты вблизи слияния рек Бол и Мал Инзер.

Тараташско-Ямантауский антиклинорий простирается восточнее Инзерского синклинория до Юрюзанского надвига. Его составляют породы от бурзянской серии до ашинской свиты, образующие многочисленные складки с сетью продольных надвигов и поперечных сбросов, что обусловило блоковое строение района.

Зилаирский мегаинклинорий занимает обширную территорию к юго-западу от г. Белорецка. В его строении участвуют отложения ордовика, силура, девона и турнейского яруса карбона. Особенно широко развита зилаирская свита, породы которой собраны в мелкие, часто изоклинальные складки. Более древние отложения выходят по восточному борту структуры, а севернее р. Бол. Ик — по западному ее борту. Южнее р. Бол. Ик они, очевидно, срезаны надвигом, аллохтонная часть которого, по данным бурения на Асташской площади в долине р. Мал. Сурень, смещена на запад до 20 км. Однако граница фронта надвига на поверхности не установлена.

Таганайско-Уралтауский мегантиклинорий охватывает часть территории восточнее Юрюзанского надвига. В его пределах выделены Ирмельско-Малиногорский и Уралтауский антиклинории.

Ирмельско-Малиногорский антиклинорий находится севернее Зилаирского мегаинклинория. Он сложен рифейскими, частично палеозойскими породами, собранными в сложные складки.

разных размеров и типов, нередко осложненных поперечными разломами. На фоне метаморфических образований протерозоя четко выделяются Юрюзанская и Тирлянская мульды, сложенные палеозойскими терригенно-карбонатными породами. Первая из них заходит в пределы Башкирии южной частью.

Уралтауский антиклинорий представляет собой валообразное поднятие, восточное крыло которого срезано Главной-Уральской зоной глубинного разлома. Западное крыло антиклинория сравнительно простое, и отдельные толщи пород, собранные в мелкие складки, прослеживаются на десятки километров. Только вдоль р. Сакмары имеются дислокации типа брахискладок.

ВОСТОЧНЫЙ РЕГИОН

Восточный регион охватывает южную часть Тагило-Магнитогорского прогиба, известную под наименованием Магнитогорского мегасинклинория. В Башкирии эта структура представлена западным крылом и центральной частью, сложенными породами силура, девона и карбона. В составе ее выделены Вознесенско-Присакмарский, Уртазымский и Кизильский синклинории, Ирендыкский и Ахуново-Кацбахский антиклинории.

Вознесенско-Присакмарский синклинорий расположен вдоль Главной-Уральской зоны глубинного разлома. На востоке он граничит с Ирендыкским антиклинорием севернее пос. Тубинского по Западно-Ирендыкскому разлому, а южнее — по подошве живетского яруса. Синклинорий узкий, участками пережат и разделен на ряд синклиналей.

Ирендыкский антиклинорий сложен породами силура, нижнего девона и эйфельского яруса. Восточная граница его проводится по Муртыктинскому и Крыктинскому разломам на севере и по подошве живетского яруса на юге. В пределах структуры имеются складки более высокого порядка.

Уртазымский синклинорий расположен восточнее Ирендыкского антиклинория и системой разломов отделен от Кизильского синклинория (на востоке). Сложен он вулканогенно-осадочными породами среднего и верхнего девона, смятыми в складки, часть которых имеют форму брахиструктур и рассечены разломами.

Кизильский синклинорий занимает центральную часть Магнитогорского мегасинклинория. На севере он сложен интенсивно смятыми и рассеченными разломами преимущественно вулканогенными породами среднего и верхнего девона, а южнее широты г. Белорецка в его пределах развиты осадочные отложения карбона, собранные в складки большой протяженности.

Ахуново-Кацбахский антиклинорий в Башкирию заходит северным окончанием и представлен Ахуновской антиклиналью. Она сложена силуро-девонскими вулканогенными породами, прорванными интрузией гранитов и разбитыми мелкими разломами.

ТРЕЩИНОВАТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Трешиноватость пород в Башкирии изучена очень слабо. Некоторые, обычно неполные, сведения о ней имеются в отчетах по геологической и гидрогеологической съемкам, разведке и разработке месторождений полезных ископаемых, изысканиям под гидротехнические сооружения и др.

Из многих генетических классификации трещин наиболее удачной представляется схема Д. С. Соколова (1962). По этой схеме выделяются четыре основные категории трещин: литогенетические, тектонические, разгрузки и выветривания. Литогенетические трещины (Овчинников, 1955 *) — это параллельные напластованию осадочных пород или слоистых и покровных эффузивных образований и перпендикулярные или наклонные к нему, но не выходящие за границы отдельных слоев. В интрузивных и массивных эффузивных породах они образуют различные формы отдельности. Тектонические трещины бывают внутрислойные и секущие слои. Внутрислойные тектонические трещины сходны с литогенетическими и трудно отличимы. В. В. Белоусов и другие исследователи полагают, что на спокойных участках платформы из внутрислойных преобладают литогенетические трещины, а в складчатых областях — тектонические. Трещины разгрузки Д. С. Соколов (1962) подразделяет на две основные группы: «трещины отседания» **, развитые на крутых склонах параллельно их простиранию, и «трещины отслаивания» — вне крутых склонов. Трещины выветривания очень часто трудно отличить от трещин других категорий, так как нередко происходит наложение процессов выветривания на уже образованные трещины. По степени раскрытия выделяются (по В. В. Белоусову, 1954) скрытые, закрытые и открытые трещины. Первые обнаруживаются лишь при раскалывании породы, вторые видны невооруженным глазом, но не раскрыты, стенки третьих на некоторое расстояние раздвинуты.

Ниже приводятся некоторые данные о трещинах перечисленных генетических категорий. При этом внутрислойные литогенетические и тектонические трещины из-за трудности их отличия описываются совместно.

Литогенетические трещины интрузивных и массивных эффузивных пород изучены очень слабо. По имеющимся данным в Ахуновском гранитном массиве вблизи контакта с эффузивами ясно выражена гнейсовидная текстура и плитчатая отдельность, ограниченная горизонтальными трещинами и почти перпендикулярными к ним трещинами меридионального и широтного простирания. В центральной части массива, где преобладают крупнозернистые граниты, отдельность преимущественно матрацевидная. Массивные эффузивные породы в Тагило-Магнитогорском прогибе имеют разнообразную по форме отдельность: порфириты — обычно матрацевидную, диабазы — преимущественно вытянутого или близкого к изометрическому многогранника, альбитофиры — большей частью неправильного многогранника и т. д. Пространственная ориентировка трещин отдельности в зависимости от условий и формы залегания эффузивных пород, от их общего структурного плана и разрывных нарушений не установлена.

Внутрислойные литогенетические и тектонические трещины развиты повсеместно. В породах верхней перми они практически не изучены. В долине р. Уфы, по данным А. Г. Лыкошина (1950 г.), слоистые и массивные рифогенные известняки нижней перми пересекаются трещинами двух направлений: СВ 60—70° и СЗ 330—340°, а в долине р. Юрюзань А. М. Шевченко (1967 г.) выделяет основные простирания трещин СВ 30—50° и СЗ 320—340°. В тонкослоистых известняках эти трещины наблюдаются через 0,1—0,3 м, в средне- и толстослоистых — через 0,3—1,5 м, в массивных рифогенных — через 3,1—15 м.

* «Трещины повсеместного распространения», по А. С. Новиковой (1951), и общие трещины, по В. В. Белоусову (1954).

** «Трещины откоса (скола)» А. С. Силина-Бекчурина (1940) и «трещины бортового отпора» А. Г. Лыкошина (1953).

В отложениях нижней перми, карбона и девона по восточному борту Предуральяского прогиба и во внешней зоне складчатости внутрислойные трещины большей частью перпендикулярны к слоистости и ориентированы вдоль простирания и падения пород. По данным С. Н. Краузе, А. З. Сюндюкова и др. (1965 г.), флишеидные породы карбона и нижней перми, слагающие южнее широтного отрезка р. Бол. Ик прямые складки меридионального или субмеридионального простирания, имеют трещины двух основных направлений: СВ 60—70° и СЗ 340—350°. По А. А. Богданову (1947), во флишеидах карбона мощные пласты песчаников пересекаются редкими открытыми трещинами на блоки, близкие по форме к кубу, в тонких слоях песчаников трещины повторяются чаще, но они менее открыты, а в глинистых породах часто вообще не выражены.

Мощная толща песчаников и глинистых сланцев в Зилаирском мегаинклинории смята в частые складки и сильно разбита трещинами кливажа. Исследования М. А. Гончарова (1963), В. В. Эза, Д. Е. Гафт и Б. И. Кузнецова (1965) показали, что кливаж в основном ориентирован параллельно осевым поверхностям складок и только местами располагается веерообразно. К югу от массивов Крака простираание кливажа меридиональное, а в узкой полосе обрамления этих массивов северо-восточное. В глинистых сланцах угол между слоистостью и кливажем острее, чем в песчаниках. Сланцы характеризуются и меньшей, чем песчаники, толщиной пластинок, на которые разбиты породы.

В карбонатных породах силура и девона на западном борту Зилаирского мегаинклинории простираание внутрислойных трещин, перпендикулярных к напластованию, совпадает в основном с простираанием и падением слоев. Наиболее четко эти трещины выражены в массивных известняках нижнего девона, где они имеют раскрытость до 0,5 м, а простираание СВ 40—60° и СЗ 300—330° (С. Н. Краузе и В. А. Маслов, 1961 г.). В северном замыкании мегаинклинории ориентировка трещин преимущественно СВ 10—20° и СЗ 310—320° (Н. Н. Толстунова и Е. К. Николаев, 1963 г.).

В пределах Башкирского мегантиклинории внутрислойные трещины наиболее четко устанавливаются в различных песчаниках, кварцитах и карбонатных породах. В алевролитах, аргиллитах и сходных с ними по составу сланцах эти трещины выражены слабее вследствие их закрытости и наложения процессов выветривания. Они перпендикулярны или круто наклонены к слоистости. Простираание их в целом совпадает с простираанием и падением отложений, а местами отклоняется до 30°. На большей части мегантиклинории простираание трещин СВ 10—40° и СЗ 280—310°, в бассейне рек Мал. и Бол. Инзер, где складки ориентированы на северо-восток,— СВ 40—70° и СЗ 320—340° и в бассейне р. Лемезы, где отдельные складки вытянуты субширотно,— СВ 15—50° (вдоль падения слоев) и СЗ 280—325° (вдоль простираания слоев). Кварциты, кварцитовидные и аркозовые песчаники разбиты трещинами на глыбы, близкие по форме к кубу или к прямоугольному параллелепипеду. Трещиноватость сланцев не изучена, но в обнажениях трещины в них напоминают кливаж.

В Таганайско-Уралтауском мегантиклинории кварциты, кварцитовидные песчаники и другие толстослоистые и массивные породы не имеют четкой отдельности в виде прямоугольных тел, характерной для Башкирского мегантиклинории. Внутрислойные трещины в них обычно наклонены под острым углом к слоистости. В разнообразных по составу сланцах преобладает кливаж. В полосе Уралтауского антиклинории, примыкающей к Зилаирскому мегаинклинории, кливаж развит в глинистых и филлитовидных сланцах, реже в песчаниках и редко в квар-

цитах (Эз, Гафт, Кузнецов, 1965). Здесь в изоклинальных складках плоскости кливажа параллельны осевым плоскостям складок и во многих случаях совпадают с напластованием на крыльях складок.

В Тагило-Магнитогорском прогибе интенсивно трещиноваты кремнистые породы мукасовской и бугулыгирской толщ девона. Трещины в них по слоистости и внутрислойные, перпендикулярные к слоистости.

Тектонические секущие трещины отмечены в Центральном-Уральском поднятии и Тагило-Магнитогорском прогибе. Их ориентировка, морфология и глубина проникновения не изучены. В обнажениях они часто пересекают все породы и простираются в том же направлении, что и внутрислойные. В зонах тектонического дробления и расщепления пород многочисленные трещины наблюдаются на значительной глубине. Вдоль крупных тектонических разрывов со смещением блоков имеется зона различной ширины с большим числом трещин, расположенных обычно кулисообразно по отношению друг к другу. Подобные трещины встречаются также в интрузивных телах и во вмещающих породах вблизи контакта. На платформе и в прогибе эти трещины не установлены, но, вероятно, они развиты вдоль сводов валов и особенно на резко выраженных куполах («трещины изгиба», по В. В. Белоусову).

Трещины разгрузки (группы трещин отседания) описаны в долинах рек Белая, Уфа и Юрюзань, но, очевидно, на крутых склонах, сложенных скальными и полускальными породами, они развиты повсеместно. На правом склоне долины р. Белой в районе г. Уфы эти трещины выделены Д. Л. Ивановым (1897) в гипсовой толще кунгура, разбитой параллельно склону на отдельные пластины, которые неравномерно оседают и образуют ряд ступеней. Аналогичные трещины имеются и вдоль склонов оврагов, перпендикулярных к реке. В долине р. Уфы трещины отседания установлены в районе Павловской ГЭС в известняках нижней перми (Лыкошин, 1953). На глубине они постепенно сужаются и имеют ступенчатый характер (вертикальные отрезки их совпадают с внутрислойными трещинами, а горизонтальные — с трещинами напластования). В разведочных штольнях, пройденных в глубь нижней части крутых склонов, трещины прослежены на 30 м от устья выработок и повторяются через 1—7 м. На правом склоне долины р. Юрюзань, у курорта Янгантау, трещины отседания описаны Г. Ф. Пилипенко и В. В. Штильмарком (1963 г.) в породах артинского яруса. Здесь они проникают на глубину до 170 м, извилисты, наклонены в сторону реки под углом до 80° и раскрыты в верхней части до 10 см.

*Трещины отслаивания** (параллельные земной поверхности независимо от залегания пород) в Башкирии не описаны. В условиях частого совпадения уклонов местности с наклоном слоев на Русской платформе эти трещины, возможно, совпадают с трещинами напластования, а в пределах Уральской геосинклинали маскируются трещинами выветривания или приняты за секущие тектонические.

Трещины выветривания характерны для всех пород, выведенных на поверхность. Они обычно извилистые, пересекаются друг с другом и с трещинами других генетических категорий. Наибольшая густота их свойственна тонкослоистым породам, где они часто волосные. В крепких массивных и толстослоистых породах (кварцитах, песчаниках, конгломератах, эффузивах, известняках) эти трещины редки. Процессы выветривания и явления разгрузки приводят в основном к расширению литогенетических и тектонических трещин. Расширение

* В днищах долин «трещины донного отпора», по Г. К. Бондаряку (1959).

трещин в крепких массивных породах прослеживается намного глубже, чем в слабых тонкослоистых породах.

Гидрогеологическое значение трещиноватости чрезвычайно велико. В пределах Урала, где широко развиты породы с жесткими связями, она обуславливает их водопроницаемость, а на платформе роль ее уже не столь существенна, так как отложения нередко сохранили первичную пористую структуру. Трещины всех генетических категорий в породах толстослоистых и массивных с жесткими связями обычно более раскрыты и на большую глубину, чем в породах тонкослоистых, но имеют меньшую частоту. Интенсивность трещиноватости в целом увеличивается на участках наибольшей пликативной и дизъюнктивной нарушенности пород, а процессы денудации и эрозии проявляются здесь также наиболее активно. Трещиноватость пород уменьшается с глубиной (на Урале наибольшая частота трещин наблюдается до глубины 40—80 м). Ниже этой зоны региональной трещиноватости имеются только отдельные тектонические трещины (локальная трещиноватость).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

ЗАПАДНЫЙ РЕГИОН

Западный регион развивался в основном в условиях платформы. История его развития раскрывается при анализе особенностей структурных этажей: архей-раннепротерозойского, позднепротерозойско-кембрийского, ордовикско-верхнепалеозойского и мезо-кайнозойского.

Архей-раннепротерозойский структурный этаж представлен породами кристаллического фундамента, прошедшими сложный путь развития. Блоковые подвижки фундамента, очевидно, влияли на распределение областей размыва и накопления отложений верхних этажей.

Позднепротерозойско-кембрийский структурный этаж сложен породами бавлинского комплекса и разделяется на два яруса, из которых нижний отвечает нижнебавлинской серии (верхнему рифею), а верхний — верхнебавлинской серии (кембрию). Накопление нижнебавлинской серии происходило при общем погружении территории в неглубоком бассейне. В конце рифея отложения были дислоцированы, прорваны дайками габбро-диабазов и частично размыты. Верхнебавлинские терригенные осадки отлагались в условиях морской трансгрессии на размытой поверхности нижнебавлинских пород. В послебавлинское время территория длительное время является областью денудации.

Ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж мощностью до 4000 м делится на ордовикско-нижнедевонский и среднедевонско-верхнепермский ярусы.

Ордовикско-нижнедевонский структурный ярус включает отложения ордовика и силура во внешней зоне складчатости и в Юрюзано-Сылвенской депрессии. Накопление их связано с кратковременной трансгрессией моря с Урала, после чего весь регион был сухой до эйфельского века девона.

Среднедевонско-верхнепермский структурный ярус начинается терригенными отложениями эйфельского яруса. Накопление их связано с началом среднедевонской трансгрессии, распростиравшейся на Бельскую депрессию и примыкающую к ней часть платформы. В дальнейшем трансгрессия постепенно расширялась и со второй половины франского века девона до верхнего карбона включительно почти на всей территории преобладало накопление карбонатных осадков в нормальной морской среде. В отдельные отрезки этого времени режим морского бассейна не отличался постоянством, а от-

дельные части региона выходили из-под уровня моря и размывались. Все это обусловило частую смену состава осадков в среднем и верхнем девоне, наличие среди карбонатных пород нормального морского бассейна карбона терригенно-карбонатных и терригенных отложений (в турнейском и визейском ярусах, а также в верейском горизонте среднего карбона), образовавшихся в прибрежных условиях или в условиях регрессии моря. Во внешней зоне складчатости, начиная с турнейского (на участке южнее р. Бол. Ик) или башкирского (севернее р. Ай) веков при интенсивном опускании дна бассейна накапливались осадки преимущественно флишеидного типа. Перерывы в осадконакоплении происходили местами в франском веке девона, визейском, намюрском, башкирском, московском и гжельском веках карбона.

В ассельском, сакмарском и артинском веках перми происходило поднятие Урала и опускание Предуральского прогиба. Вдоль восточного борта прогиба в прибрежных условиях образовывались терригенные отложения, которые в центральной части сменялись глубоководными известняково-мергельными породами, а вдоль западной границы его — барьерными рифами. На платформе в это время отлагались карбонатные осадки с прослоями сульфатных в бассейне с повышенной соленостью вод.

В кунгурский век опускание прогиба замедлилось. Юрюзано-Сылвенская депрессия заполнилась толщей карбонатно-терригенных осадков, в Бельской депрессии накапливались мощные толщи галогенных осадков в бассейне с высокой соленостью воды, а на платформе отлагались карбонатно-галогенные осадки на севере и преимущественно галогенные на юге.

В верхнепермское время Юрюзано-Сылвенская депрессия и большая часть Башкирского свода были сушей. В Бельской депрессии существовала серия лагун, где отлагались красцветы. На платформе преобладали лагунно-континентальные или лагунно-морские условия, нарушенные в нижнеказанское время морской трансгрессией в юго-западных районах. В конце пермского периода опускание региона сменилось общим воздыманием.

Мезо-кайнозойский структурный этаж включает отложения мезокайнозоя (мощностью не более 450 м), развитые преимущественно в Бельской депрессии, где с триаса и до верхней юры отлагались континентальные песчано-глинистые осадки; в верхней юре, меловом периоде и палеоцене накопление осадков происходило в морских условиях; а в эоцене — в системе озер. В олигоцене озера значительно сузились, активные пластические деформации галогенных толщ кунгура привели к образованию диапиров, горстов и грабенных, заполнившихся в миоцене озерно-болотными образованиями с бурым углем. Почти на всей остальной части территории в указанные эпохи и периоды была суша. В конце миоцена и начале плиоцена на всей территории произошли подвижки, с которыми связано поднятие Сакмаро-Бельского междуречья и зарождение палеорек системы Волги и Урала. В дальнейшем произошло опускание и накопление в долинах аллювиальных, а затем и лиманных осадков. Акчагыльское море проникло по долинам рек далеко в глубь территории и затопило низкие междуречья. В конце апшеронского века и начале четвертичного периода на сглаженных междуречьях накапливались глинистые осадки общесыртовой свиты. В четвертичный период территория региона была вне ледника, а общее воздымание ее привело к формированию современного рельефа. Однако изменение климатических условий на Русской равнине (чередование ледниковых и межледниковых эпох), а также трансгрессии и регрессии хазарского и хвалынского морей влияли на активность денудации в ре-

гионе. Это четко устанавливается по совпадению времени образования нижних (галечниково-песчаных) комплексов надпойменных террас с эпохами межледниковий и регрессий названных морей, а времени образования верхних (суглинистых) комплексов этих террас — с эпохами оледенений и регрессий указанных морей. Подъем территории продолжается также в последнее столетие и, по данным нивелировок вдоль железной дороги Куйбышев — Челябинск, составляет на платформе 4,5—5 мм в год, в Предуральском прогибе 2,8—4,3 мм в год.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РЕГИОН

Развитие региона шло в миогеосинклинальных условиях. Самым древним здесь является позднепротерозойско-кембрийский структурный этаж, включающий отложения от бурзянской серии нижнего рифея до ашинской свиты кембрия (около 12 000—16 000 м). На нем с размывом и угловым несогласием залегает ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж (до 3500 м) и крайне ограниченно развит мезо-кайнозойский.

Позднепротерозойско-кембрийский структурный этаж слагает Башкирский и Таганайско-Уралтауский антиклинории и делится на бурзянский, машакский, юрматинский, каратауский и кембрийский ярусы, соответствующие одноименным сериям рифея и ашинской свите кембрия. Отложения этих ярусов формировались в условиях длительного опускания территории с временными поднятиями и интенсивными дислокациями, о сложном характере которых свидетельствуют седиментационные циклы каждой серии и наличие между ними перерывов. Накопление отложений происходило, очевидно, в бассейне переменной глубины, занимавшем прогиб предгеосинклинального типа. В конце образования структурного этажа произошло внедрение небольших интрузий перидотитовой, габброидной и гранитной формаций, а территория региона испытала значительные подвижки, в результате чего оформились крупные структуры, в общих чертах близкие современным.

Ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж развит преимущественно в Зилаирском мегасинклинории. Опускание южной части мегасинклинория в нижнем ордовике привело к накоплению сланцевых толщ с небольшими залежами эффузивов. В среднем и верхнем ордовике мелководное море распространилось далеко на север и в нем накопились кварцевые песчаники. В силуре на востоке Зилаирского мегасинклинория осаждались преимущественно глинистые осадки, а в западной части — в основном карбонатные. Нижний девон характеризуется накоплением биогермных известняков в Тирлянской и Юрюзанской мульдах и по западному борту мегасинклинория, а на восточном борту его породы размывались. С начала эйфельского и до конца франского веков девона море расширилось, в связи с чем песчаники такатинской свиты эйфеля несогласно залегают на нижнедевонских и более древних отложениях. Карбонатные породы в этом бассейне отлагались до конца франского века, а вдоль восточного борта мегасинклинория почти до фаменского века была суша. В конце франского, местами в начале фаменского веков произошло поднятие территории и вплоть до первой половины турне накапливался терригенный обломочный материал (зилайская свита). В среднем и верхнем карбоне, а также в пермский период имели место неоднократные воздымания и усиления размыва территории. Незначительные подвижки в мезо-кайнозойское имели сводовый характер. Наиболее сильно они проявились в конце миоцена и начале плиоцена. В четвертичный период регион

был внеледниковой областью, развивался однотипно с западным, но сильно расчлененный рельеф способствовал интенсивному разрушению пород и накоплению элювиально-делювиальных и элювиально-коллювиальных отложений. Скорость подъема региона на современном этапе, по данным нивелировок, составляет 5,5—6,5 мм в год.

ВОСТОЧНЫЙ РЕГИОН

Формирование Тагило-Магнитогорского прогиба происходило в эвгеосинклинальных условиях. В его пределах выделяются ордовикско-верхнепалеозойский и мезо-кайнозойский структурные этажи.

Ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж вдоль Главной Уральской зоны глубинного разлома в основании сложен ордовикскими сланцами с прослоями вулканогенных пород, накопившихся в условиях открытого моря, на дне которого имелись слабые лавовые излияния. В силуре, нижнем девоне и первой половине эйфельского века происходило интенсивное прогибание территории и образование разломов, по которым изливались лавовые потоки (вулканогенные поляковская, баймак-бурибаевская, ирендыкская и карамалыташская свиты). Излив лав временами несколько затухал или прекращался, и тогда отлагались осадки терригенного или карбонатного состава. Интенсивные складчатые движения в конце эйфельского века привели к выходу большей части региона из-под уровня моря и его размыву. В начале живетского века возобновилось общее погружение территории и на большой площади накапливались кремнистые осадки (бугулыгирская толща), а затем осадочно-вулканогенные образования (улутауская свита). В конце века при общем воздымании произошли дифференцированные подвижки и размыв отдельных участков территории. Трансгрессия во франском веке заняла весь регион и ознаменовалась накоплением мукасовской кремнистой толщи. В дальнейшем на севере региона происходило бурное излияние лав и образование пирокластов (колтубанская свита), а в более южных районах — накопление преимущественно терригенных осадков (колтубанская и зилаирская свиты). В середине турнейского века имели место подвижки территории, а во второй его половине локально активизировалась вулканическая деятельность, приведшая к накоплению лав и пирокластов березовской свиты. В начале визейского века произошли резкие тектонические подвижки, обусловившие в ряде мест стратиграфическое несогласие в залегании известняков кизильской свиты. Конец намюрского века и первая половина среднего карбона ознаменовались общим воздыманием региона и внедрением крупных интрузий перидотитов и гранитоидов. Во второй половине среднего карбона в отдельных впадинах накапливались кластические породы (уртазымская свита), а магматическая деятельность прекратилась.

Мезо-кайнозойский структурный этаж включает отложения от триасовых до четвертичных. На протяжении этого времени почти весь регион развивался в континентальных условиях. Дифференцированные подвижки в триасе несколько расчленили рельеф территории и в отдельных впадинах накопился грубокластический материал. На юге региона в нижней и средней юре такие впадины заполнялись песчано-глинистым материалом. Позднее, в верхнемеловую и палеогеновую эпохи, море покрывало отдельные участки на юге региона, где происходило накопление преимущественно песчано-глинистых осадков. В конце миоцена и начале плиоцена произошел глубокий врез гидросети. Плиоценовые отложения сохранились на небольших участках в эрозионных и карстовых впадинах. В конце плиоцена и начале четвертичного периода

в пологих впадинах и на плоских междуречьях накапливались озерно-делювиальные байрамгуловские слои. Четвертичный период характеризуется незначительными восходящими движениями, в результате которых сформировались террасы в долинах рек, а на междуречьях продолжалось накопление элювиально-делювиальных отложений

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Территория Башкирии после герцинского орогенеза почти повсеместно была сухой. Поэтому современный рельеф является результатом длительной денудации, характер проявления которой тесно связан с составом пород и геологической структурой, и только в небольшой степени — результатом аккумуляции. Эта особенность формирования рельефа устанавливается четко и неоднократно отмечена в работах А. А. Борзова, Н. В. Башениной, Д. В. Борисевича, Г. В. Вахрушева, Н. П. Вербицкой, И. И. Краснова, Д. В. Наливкина, Н. А. Преображенского, А. П. Рождественского, Н. А. Сумкиной, Э. А. Фальковой, Н. Н. Яхимовича и др. На основе схем классификации рельефа, разработанных этими исследователями, в Башкирии можно выделить следующие генетические типы его денудационный, структурно-денудационный, денудационный литоморфный, денудационный структурно-литоморфный, эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный.

Денудационным (аструктурным) считается рельеф, который сформировался в результате совместного действия процессов денудации и форма которого не зависит от состава пород и геологической структуры. Для структурно-денудационного рельефа характерно соответствие его общей геологической структуре и большей части мелких структур. К денудационному литоморфному относится рельеф, возникший в результате селективной (избирательной) денудации. Различная устойчивость пород к выветриванию определяет форму и распределение орографических единиц независимо от структурностей. Денудационным структурно-литоморфным считается рельеф в случае, если в результате селективной денудации прямое отображение в рельефе получили крупные геологические структуры, а отдельные орографические единицы в их пределах не связаны с мелкими структурами. Эрозионно-аккумулятивный рельеф обусловлен действием эрозии в совокупности с аккумуляцией (морской и речной), приводящим к общему снижению местности, расчлененной на одних участках и выровненной за счет аккумуляции на других.

В Предуралье выделяются районы денудационного, структурно-денудационного, денудационного литоморфного, денудационного в сочетании с денудационным литоморфным и структурно-денудационным и эрозионно-аккумулятивного рельефа (рис. 15).

Район денудационного рельефа соответствует Уфимскому плато. Здесь неравномерно погружающиеся на запад-северо-запад карбонатные породы нижней перми срезаны под общий уровень. Поверхность плато, хотя и более полого, также наклонена в этом направлении, и многие купола совпадают с местными водоразделами, но четкой выраженности структурных форм в рельефе не наблюдается. Наиболее приподнятое положение слоев нижнепермских пород (по кровле сакмарского яруса) вдоль восточного края плато не совпадает с максимальными высотами местности и с водоразделом между реками Ай и Юрюзань.

Долины рек и суходолы имеют различное соотношение со структурами территории плато. Долина р. Уфы выше устья р. Тую и многие

лина р. Юрюзань наследует широкое понижение, а долина р. Ай приурочена к участкам повышенной дислоцированности пород. Суходол Яман-Елга следует вдоль валообразного поднятия северо-западного простиранья. Часть суходолов протягивается вдоль общего простиранья пород, по основанию структурных уступов или следует вниз по крыльям обширных поднятий. В последних случаях лога обычно прямолинейны, чем отличаются от логов, заложенных в структурных понижениях.

Крутые склоны долин и суходолов обусловлены хорошей устойчивостью карбонатных пород к процессам выветривания и отсутствием поверхностного стока. В долинах рек насчитывается до трех надпойменных террас (аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных). Плоские днища логов в приустьевых частях нередко сливаются с террасами речных долин и не нарушены оврагами, в других же случаях поверхности террас и днища логов изрезаны промоинами до уровня реки.

Район структурно-денудационного рельефа соответствует Бугульминско-Белебеевской возвышенности и примыкающим к ней и к Уфимскому плато частям Прибельской равнины. Платообразный характер водоразделов возвышенности обусловлен одинаковой устойчивостью к выветриванию развитых здесь пород казанского яруса, а волнистая поверхность водоразделов на участках Прибельской равнины — фациальной невыдержанностью и мягкостью преимущественно отложений уфимского яруса. Разница в крепости пород упомянутых ярусов является причиной образования уступа вдоль восточной окраины возвышенности и наличия на фоне волнистой поверхности уфимских отложений (на равнине) резко обособленных холмов, сложенных породами казанского яруса. Для района характерно совпадение водоразделов рек Ик — Дема, Дема — Уршак соответственно с Сараево-Асликульским и Федоровско-Стерлибашевским валами. Наиболее приподнятые купола этих валов совпадают с самыми высокими участками местности и орографическими узлами, где берет начало речная сеть. Основные речные долины занимают депрессии между валами или мульды и имеют древнее заложение, связанное с предкиньельским врезом палеорек. Долины крупных рек (Дема, Ик) имеют плоские днища, хорошо выраженные пойму и первую надпойменную террасу (на высоте до 5 м над рекой), а участками — вторую и третью террасы (на высоте 8—10 и 20—25 м). Долины небольших рек заложены по межкупольным мульдам или по склонам куполов. Резко выраженная асимметрия долин рек субширотного направления (о чем было сказано выше) объясняется явлениями инсоляции (более крутые склоны южной экспозиции). На крутых склонах долин или отдельных вершин наблюдаются террасы, образованные воздействиями денудации на почти горизонтально лежащие пачки пород различной устойчивости к выветриванию. На обнаженных склонах имеются, особенно в песчаниках уфимского яруса, формы выветривания в виде ниш, ячеек, карнизов и грибообразных останцов (южный берег оз. Асли-Куль и другие места). Склоны долин изрезаны оврагами.

Район денудационного литоморфного рельефа охватывает общий Сырт и Сакмаро-Бельскую возвышенность. Наличие хорошо очерченных увалов, вершин и сопок — результат денудации на близкие по устойчивости породы верхней перми и нижнего триаса. Более крепкие конгломераты триаса слагают хр. Мал. Наказ, горы Бугульчан, Зирган, Тумача, Баля и др. В местах чередования пород различной устойчивости на склонах наблюдается куэстообразная ребристость, а на участках их почти горизонтального залегания образуются террасы. В пределах Сакмаро-Бельской возвышенности, где красно-

цветы залегают во впадинах поверхности галогенных пород кунгура, преобладает обращенный рельеф. Речные долины здесь заложены вдоль выходов на поверхность гипсов или вдоль грабенных, выполненных мезокайнозойскими отложениями. Реки Белая и Бол. Ик текут в разработанных долинах, имеющих ряд аккумулятивных террас. Вдоль восточной полосы выходов на поверхность гипсов кунгура прослеживается цепь узких депрессий, по днищам которых местами текут ручьи.

Район денудационного рельефа в сочетании с денудационным литоморфным и структурно-денудационным занимает Приайскую холмисто-увалистую равнину. Площади отложений кунгурского яруса (по левобережью и частично по правобережью р. Ай) соответствует слегка волнистая денудационная равнина с вложенными в нее террасами вдоль р. Ай. Для этой части характерно наличие резко выделяющегося в рельефе Айского уступа, протягивающегося от с. Озерское на юге до с. Мало-Устьикинское на севере. Уступ (высотой до 100 м) обращен на восток и сложен устойчивыми карбонатными породами лемазинской и устьикинской свит, которые отделяют малоустойчивые песчаники и аргиллиты кошелевской свиты на западе от карбонатно-терригенных отложений нижних свит кунгурского яруса на востоке. Вдоль основания уступа прослеживается цепь мелких понижений, часть которых заболочена. Эти понижения образовались вдоль узкой полосы выходов на поверхность малоустойчивых песчаников и аргиллитов сабанаковской свиты.

На северо-востоке Приайской равнины (Белокатайское плато) рельеф денудационный литоморфный, сформированный по устойчивым конгломератам и песчаникам артинского яруса, а на остальной ее части — структурно-денудационный. В последнем случае положительным формам рельефа (обычно увалам) соответствуют антиклинали, а долинам рек — синклинали. Реки Ай и Юрюзань пересекают структуры вкрест простирания на участках более сильной дислоцированности отложений. Долины их хорошо разработаны и имеют ряд террас, на которых наблюдаются заболоченности и старичные озера.

Район эрозионно-аккумулятивного рельефа занимает центральную часть Прибельской холмисто-увалистой равнины. Сглаженность водораздельных пространств обусловлена здесь развитием сравнительно мягких пород уфимского яруса часто покрытых глинистыми отложениями общесыртовой свиты и элювио-делювием. По долинам р. Белой и ее крупных притоков прослеживаются аккумулятивные террасы, сложенные лагунно-морскими или озерно-аллювиальными отложениями акчагыльского и апшеронского ярусов, а также аллювиальными четвертичными образованиями. Палеореки района были заложены вдоль структурных депрессий в поверхности верхнепермских отложений. После заполнения палеодолин отложениями кинельской свиты, акчагыльского и апшеронского ярусов распределение гидросети определялось характером докинельской эрозионной и новой аккумулятивной поверхностей. В общем плане современная гидросеть отклонилась к востоку и северо-востоку от русел палеорек до 10—15 км и более. На площадях выхода на поверхность верхнепермских красноцветов мелкая гидрографическая и эрозионная сеть заложена по депрессиям и мульдам. На поверхности района четко выделяются эрозионные останцы, сложенные конгломератами нижнего триаса (горы Бакатау, Ману, Магаш), и отпрепарированные денудацией нижнепермские рифовые массивы (шиханы вблизи г. Стерлитамака). Широкое распространение глинистых пород неогена и общесыртовой свиты способствует развитию оврагов и образованию оползней.

На территории Урала выделяются районы с преобладанием денудационного, денудационного структурно-литоморфного и денудационного с участками аккумулятивного рельефа.

Район денудационного рельефа включает Зилаирское плато и плато Уралтау. На Зилаирском плато благодаря одинаковой устойчивости к выветриванию песчаников и сланцев водоразделы исключительно ровные, разделенные глубокими каньонообразными долинами. На плато Уралтау среди широкого поля сланцев кварцитовидные породы слагают узкие грядки и пологосклонные увалы.

В распределении долин речной сети на Зилаирском плато закономерностей не отмечено. На плато Уралтау продольные участки долин заложены вдоль полос развития разнообразных сланцев, поперечные — в местах резких изгибов толщ. Долина р. Сакмары следует вдоль цепи мелких брахискладок. В долинах узкими прерывистыми полосками развиты поймы, первая, вторая, редко третья надпойменные террасы.

Район денудационного структурно-литоморфного рельефа охватывает обширную площадь хребтов Урала и восточные предгорья хребтов Ирендык — Крыкты. Морфология хребтов, гряд и разделяющих их понижений определяется составом, мощностью и степенью дислоцированности пород. Геологическая структура обусловила также ориентировку форм рельефа.

В полосе отложений нижней перми от р. Сим до р. Бол. Ик гряды и хребты сложены устойчивыми песчаниками верхнеартинского подъяруса или карбонатами курмаинской свиты ассельского яруса, а межхребтовые понижения соответствуют выходам глинистых пород. На площади развития флишoidных отложений нижней перми и карбона отмечается прямое отображение складок в рельефе.

Среди отложений девона и карбона наиболее устойчивыми к денудации являются песчаники такатинской свиты, крепкие известняки турнейского и нижней части визейского ярусов, а также среднего карбона. Эти породы при выходе на поверхность слагают гряды независимо от геологической структуры. Полосам выхода на поверхность карбонатных пород франского и фаменского ярусов, большей части визейского и намюрского ярусов соответствуют открытые и полуоткрытые долины рек или суходолы.

В пределах Центрально-Уральского поднятия водоразделы низкорных хребтов сложены обычно крепкими кварцитовидными и аркозовыми песчаниками бирьянской и лемезинской подсвит зильмердакской свиты. Если выходы песчаников достаточно широкие, водоразделы хребтов имеют сглаженную, участками платообразную поверхность с единичными скальными выступами (хр. Сухих гор, Бирьян, Авдырдак, Зильмердак и др.). При частой смене пород (хр. Салдыс, северная часть хр. Алатау, южная часть хр. Колу) на водоразделах имеется несколько гребней. У среднегорных хребтов гребни сложены кварцитами и кварцитовидными песчаниками зигальгинской свиты (хр. Зигальга, Нары, Машак, Аваляк, Кумардак, Юрматау и др.) и состоят из цепи скальных вершин, окаймленных россыпями глыб. На горах Ямантау и Иремель имеются нагорные террасы, усеянные такими же россыпями (каменные моря). Склоны низкорных и среднегорных хребтов и межхребтовые понижения соответствуют площадям песчаниково-сланцевых и карбонатных пород. При этом поверхности склонов, сложенных сланцевыми свитами (бакальская и зигазино-комаровская и др.), обычно ровные, а в случае пестрого состава слагающих их пород (авзянская, саткинская и др. свиты) — волнистые.

Водораздел хр. Уралтау слагают кварциты, кварцитовидные песчаники и конгломераты. Чередующиеся с ними кристаллические сланцы

не намного уступают им в устойчивости. Поэтому хр. Уралтау не имеет резко выраженного гребня, и для него свойственна плавность очертаний и мягкость форм рельефа, а в бассейне р. Сакмары, где кварцитовидные породы и конгломераты занимают на поверхности небольшие площади, хребет постепенно переходит в плато. При частом чередовании пород различной устойчивости на поверхности хребта наблюдается продольная ребристость.

Система хребтов Ирендык — Крыкты и их предгорья имеют сложно построенный рельеф. Собственно хребты Крыкты и Ирендык, сложенные устойчивыми пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, их туфами и вулканическими брекчиями ирендыкской и карамалыташской свит девона, весьма монолитны, имеют уплощенные водоразделы и крутые склоны. Севернее широты пос. Миндяк хребты Бол. Кумач, Ирендык (северный), Узынкыр и Курнак имеют узкие водоразделы и менее крутые склоны. В их сложении, кроме вышеуказанных свит девона, участвует поляковская свита силура, состоящая из диабазов и их туфов с подчиненными им кремнистыми толщами. Южнее г. Баймака в связи с чередованием по площади пород различной устойчивости (баймак-бурибаевская свита силура и улутауская свита девона) хр. Ирендык утрачивает монолитность и распадается на серию гряд, сопков и отдельных вершин с мягкими очертаниями, разделенных плоскостными понижениями и котловинами. В восточных предгорьях системы хребтов Ирендык — Крыкты узкие гряды и хребты сложены устойчивыми к выветриванию кремнистыми породами бугулыгурской и мукасовской толщ девона, реже породами ирендыкской и карамалыташской свит. Долинообразные понижения, разделяющие гряды, приурочены к выходам на поверхность туфогенно-осадочных пород улутауской и колтубанской свит девона. Частая смена на поверхности пород различного состава выражена в рельефе отдельными сопками.

Речные долины нередко совмещаются с межхребтовыми понижениями, имея большую ширину и пологие склоны, или строго следуют вдоль контакта пород различной устойчивости. При пересечении реками субмеридиональных структур Урала долины их узкие, с крутыми и обрывистыми склонами, часто четковидные: сужены на участках устойчивых пород и расширены в пределах неустойчивых отложений. Эти части долин приурочены к зонам поперечных разломов, замыканиям складок, местам резкой смены простираения пород и другим участкам повышенных дизъюнктивных или пликативных дислокаций. В долинах рек развиты поймы и аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные первая, вторая и третья (местами четвертая и пятая) надпойменные террасы.

Район денудационного рельефа с участками аккумулятивного выделяется в пределах Сакмаро-Таналыкской высокой равнины, поверхность которой севернее широты с. Зилаир денудационная, сформированная преимущественно на песчано-сланцевых породах верхнего девона и нижнего карбона, а южнее на обширных участках развития отложения юры, мела и палеогена, поверхность которых после накопления осадков почти не изменилась (аккумулятивный рельеф). В северной части равнины пересекается р. Сакмарой, а в южной — реками Таналык и Бузавлык. Долины их хорошо разработаны и имеют до трех надпойменных террас.

В *Зауралье* выделяется район денудационного рельефа с участками аккумулятивного. Здесь пологие денудационные формы рельефа Кизило-Уртазымской равнины, образованные на карбонатных и терригенных породах нижнего и среднего карбона, перемежаются с ровными участками, сложенными рыхлыми неоген-чет-

вертикальными отложениями, заполняющими неровности в рельефе палеозойского субстрата. Долины рек имеют пологие склоны с комплексом террас (от поймы до третьей надпойменной).

Глава IV

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Из различных физико-геологических явлений в Башкирии наиболее широко распространен карст (рис. 16), в меньшей степени овраги, оползни и др.

КАРСТ

Карст в Башкирии развивается в условиях преимущественно умеренно-влажного климата с количеством осадков 400—900 мм в год и умеренного питания подземных вод. По условиям залегания карстующихся пород и характеру рельефа местности четко различаются три его подтипа: равнинный подтип на преимущественно горизонтально залегающих карстующихся породах; горный — на сильно дислоцированном субстрате; равнинный — на складчато-глыбовой основе.

Состав карстующихся пород дает возможность выделить классы сульфатного и карбонатного карста. По степени перекрытости карстующихся пород и характеру покрова различаются подклассы подаллювиального (камского, или перекрытого), закрытого (русского), подаллювиально-делювиального (среднеевропейского, или покрытого) и голого (средиземноморского) карста. Приуроченность каждого подкласса карста к определенным более или менее значительным площадям наиболее четко прослеживается в пределах развития сульфатных пород. Голый карст в основном встречается вдоль крутых и обрывистых склонов.

Равнинный подтип карста на преимущественно горизонтально залегающих породах распространен в Предуралье. Здесь широко представлены сульфатный и карбонатный карст, а иногда они присутствуют одновременно и в таких случаях возможно выделение смешанного сульфатно-карбонатного класса (западное обрамление Уфимского плато). В Предуралье широко известны и наиболее полно изучены все ранее названные подклассы карста.

Сульфатный класс карста развит в основном в пределах Прибельской равнины, небольшими участками на Бугульминско-Белебеевской возвышенности, а также на западе Приайской равнины. Карстующимися являются гипсово-ангидритовая толща кунгурского яруса и нижней части соликамской свиты уфимского яруса. На одних участках эти породы перекрыты четвертичными аллювиальными и неогеновыми отложениями, на других погружаются под толщи пород верхней перми, на третьих выведены почти на поверхность и покрыты лишь маломощным чехлом глинистых элювиально-делювиальных образований. Везде, где мощность перекрывающих пород не превышает 60—80 м, карстовые процессы отражаются в виде поверхностных карстопроявлений.

Подаллювиальный подкласс сульфатного карста развит по долинам рек Белая (от выхода ее из гор до широты г. Бирска), Уфа (от выхода ее из пределов Уфимского плато и до слияния с р. Белой), нижних течений рек Дема, Уршак, Сим, Инзер, Зилим, Ик, на отдельных участках долин рек Ай, Юрюзань и др. Предкинельский этап снижения базиса эрозии обусловил глубокий (до 100—300 м) врез этих рек в гипсово-ангидритовую толщу кунгура, которая была выве-

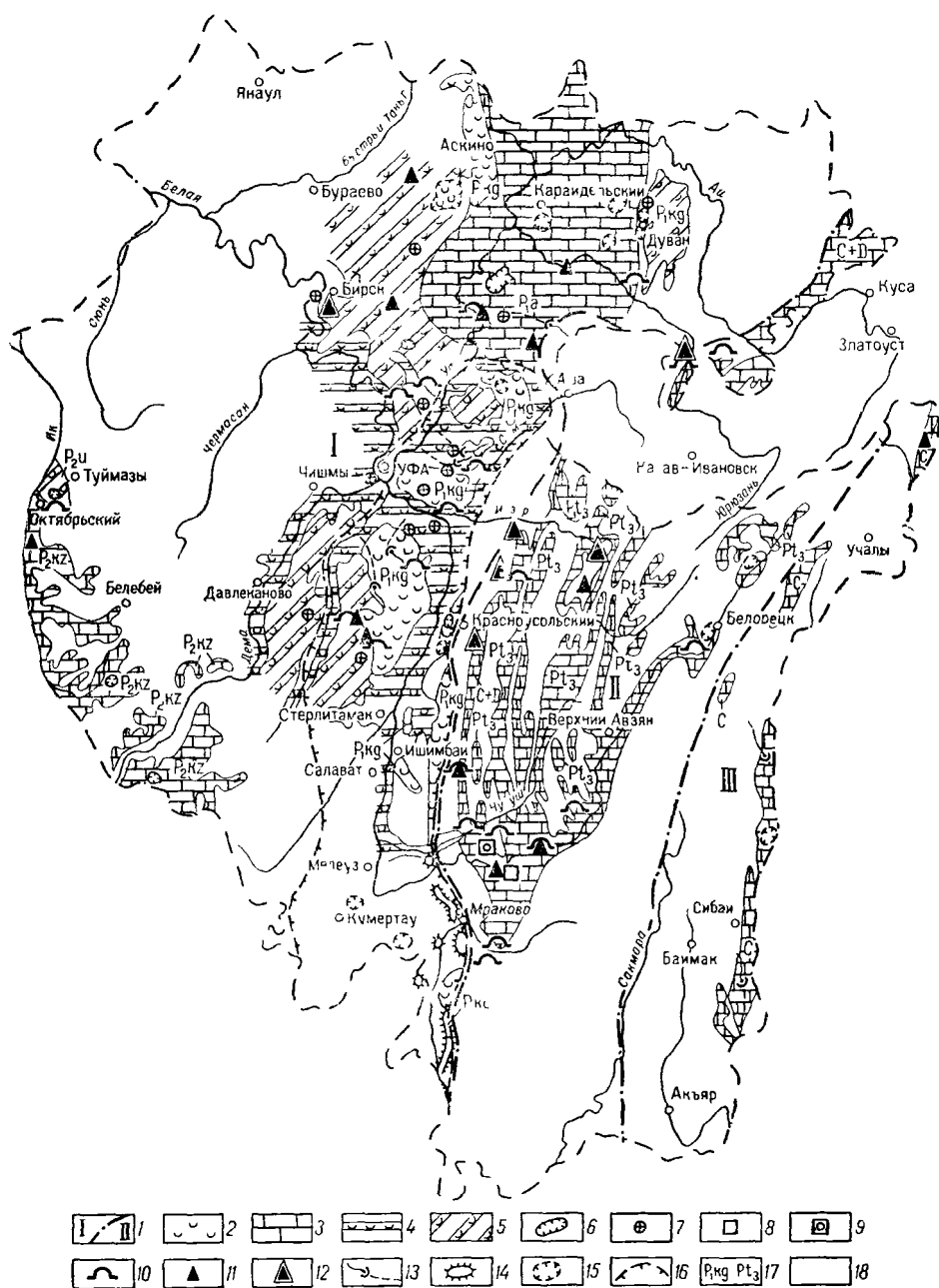


Рис 16 Карта карста Составил В И Мартин

1 — подтипы карста и их границы I — равнинный на преимущественно горизонтально залегающих карстующихся породах, II — горный на сильно дислоцированном субстрате III — равнинный на складчато-глыбовой основе Классы карста 2 — сульфатный, 3 — карбонатный Подклассы карста (подзонально делювиальный (покрытый) подкласс сульфатного и карбонатного карста не имеет дополнительной штриховки на знаках соответствующего класса карста) 4 — сульфатный подзонально делювиальный (перекрытый), 5 — сульфатный закрытый Карстовые формы 6 — котловины, 7 — провалы 8 — шахты, 9 — пропасти, 10 — пещеры, 11 — родники вулкано-карстовые, 12 — родники карстовые минеральные 13 — исчезающие реки Прочие обозначения 14 — карст на гипсовых куполах, 15 — карстовые депрессии, выполненные мезо-кайнозойскими отложениями, 16 — граница распространения погребенных карстовых форм (с послемелового до миоценового времени), 17 — индекс геологического возраста карстующихся пород, 18 — площади без поверхностных карстовых проявлений

дена на поверхность и подвергалась интенсивному выщелачиванию. В результате этого поверхность ее во многих случаях представляет собой сочетание узких гребней и вытянутых вдоль долин депрессий глубиной 55—120 м. Ширина гребней 50—200 м, протяженность 100—700 м. В период ачкагыльской ингрессии моря закарстованная поверхность гипсов была перекрыта морскими глинистыми породами, а позднее четвертичными аллювиальными образованиями.

Ниже современных рек в гипсово-ангидритовой толще кунгура карстовые формы, очевидно образовавшиеся преимущественно в период максимального предкинельского вреза р. Белой и ее притоков, вскрыты при изысканиях под мостовые переходы через р. Белую у г. Уфы. Размеры их 0,2—6,5 м. Заполнены они илисто-глинистым материалом. Здесь в прибортовой части над гипсами нередко залегает соликамская свита уфимского яруса, известняки которой на контакте с гипсами разрушены и в них также имеются карстовые полости, выполненные брекчиевидной известково-глинистой массой. Именно приконтактная часть гипсов с породами соликамской свиты является наиболее закарстованной. В долине р. Белой между городами Стерлитамаком и Бирском в этой части разреза нередко и современные карстовые провалы. В районе г. Уфы на отдельных участках зафиксирован в среднем один провал на 1 км², на левобережье р. Белой, в районе пос. Картаман, на площади 100 км², по сведениям М. С. Верзакова, с 1940 по 1966 г. зарегистрировано 19 провалов диаметром до 20 м.

В долине р. Ик в районе городов Октябрьский и Туймазы закарстованы карбонатно-галогенные отложения кунгурского яруса и соликамской свиты уфимского яруса. Здесь, по данным Б. В. Васильева (1949), все карстопоявления расположены внутри контура, образованного пересечением плоскости предкинельского базиса эрозии с карстующейся толщей, а современные карстопоявления развиты только там, где карстующаяся толща залегает выше современного базиса эрозии.

В пределах первой и второй надпойменных террас долины р. Ик, где аллювий залегает часто на породах уфимского яруса, развиты преимущественно воронки и колодцы, часто провального происхождения, нередко с открытыми понорами, представляющими собой входные отверстия в лабиринт пещерных ходов. Глубина воронок 2—10 м, реже до 17 м, диаметр 2—25 м, редко до 50 м. Кроме того, имеется несколько карстовых оврагов-котловин размером 100×(150—750) м. Поверхность террас слабо волнистая. Повышенные участки ее соответствуют останцам гипсово-доломитовой толщи, перекрытым уфимскими песчаниками и мергелями. Понижения являются ложбинами размыва, выполненными делювиально-пролювиальными образованиями. Характерно, что карстопоявления сосредоточены по краям гипсовых останцов.

На левобережье р. Белой у г. Уфы и пос. Картаман, по данным М. С. Верзакова, диаметр современных воронок составляет 10—25 м, реже 25—50 и очень редко до 100 м, а глубина их 1—8 м, редко до 12—17 м. Генезис воронок коррозионно-просадочный, коррозионно-суффозионный, коррозионно-эрозионный, реже коррозионно-провальный.

Наиболее благоприятны для развития карста очаги поглощения метеорных вод или разгрузки подземных вод. В районе таких очагов на террасах воронки, как правило, располагаются в виде беспорядочных скоплений (карстовых полей), а вдоль тыловых швов террас — в виде цепочек, нередко образующих в результате слияния удлиненные замкнутые котловины. Такие котловины отмечаются в долине р. Белой в районе городов Уфы, Благовещенска и в других местах. Плотность воронок на 1 км² по долинам Белой, Уфы и Демы в пределах карсто-

вых полей от 8 до 800, в среднем около 100. Коэффициент закарстованности от 0,003 до 0,3, чаще 0,05—0,08. Многие карстовые воронки заполнены водой. Некоторые карстовые озера гидравлически связаны с подземными водами, а отдельные из них являются очагами разгрузки карстовых вод. Такими, возможно, являются Бирский минеральный родник в долине р. Белой, Талалаевские родники в долине р. Мессельки и др.

Закрытый подкласс преимущественно сульфатного карста пользуется наиболее широким распространением, особенно по правобережью р. Белой, на Бельско-Демском и Уфа-Бельском междуречьях, где гипсовая толща перекрыта породами уфимского яруса. Карстовый процесс развивается и проявляется на поверхности в местах, где мощность водопроницаемого покрова до 80 м, а водоупорного покрова до 50 м. Карстопроявления концентрируются в основном вдоль склонов долин рек, а также оврагов и балок. Наличие трещин различного генезиса, особенно трещин бортового отпора, и близкое залегание гипсовой толщи от поверхности вдоль склонов является основной причиной интенсивного развития карста на береговых склонах и в придолинной зоне. Этому способствует поглощение не только дождевых и талых вод через воронки и поноры, но и инфильтрация слабоминерализованных вод из вышележащих отложений уфимского яруса, а местами непосредственный контакт гипсовой толщи с речными водами. Особенно сильно карст развит по правому склону долины р. Белой от г. Уфы до г. Благовещенска, по правому берегу рек Уфа, Уршак, Дема, в низовьях рек Аургаза, Ик (район г. Октябрьского), Изяк, Бирь и др. В районе г. Уфы около 85% всех карстопроявлений фиксируется именно на склонах долин рек. Плотность карстовых воронок на 1 км² здесь на крутых склонах достигает 18, на склонах средней крутизны — 2—3, на междуречьях — 1 и менее. Средний коэффициент закарстованности для территории г. Уфы равен 0,002—0,003 (3,3 воронки на 1 км²), для склонов — 0,006—0,007 и для междуречья — лишь 0,0005. Поверхностные формы карстопроявлений представлены главным образом воронками, часто провального генезиса. Диаметр их 10—90 м, нередко 200 м, а глубина 5—40 м. На дне воронок встречаются открытые карстовые поноры, в больших объемах поглощающие атмосферную воду. Г. Г. Скворцовым по изменению минерализации поглощенных вод была определена скорость выщелачивания, равная 600 м³ породы в год.

Наряду с видимыми карстопоявлениями на многих участках склонов долин рек Уфы и Белой обнаруживаются погребенные формы карста. Так, в районе г. Уфы при разведке месторождений гипса зафиксированы многочисленные трещины бортового отпора, расширенные выщелачиванием и выполненные песчано-глинистым материалом. Ширина трещин от нескольких сантиметров до 12 м.

Кроме поверхностных и погребенных форм карста, связанных преимущественно с зонами поверхностной и вертикальной циркуляции, в береговой полосе широко развиты глубинные его формы, связанные в основном с зонами переходной, горизонтальной и глубинной циркуляции. Они представлены пещерами, отдельными кавернами и полостями. Так, в основании железнодородной насыпи в районе г. Уфы бурением вскрыта система карстовых полостей, частично заполненных глиной, расположенных преимущественно в интервале сезонных колебаний уровня вод. Подобные явления имеются и по району г. Благовещенска.

Наиболее известны в гипсах Уфимские и Благовещенские пещеры (правый берег р. Белой); Крясь-Тишик, Ледяная, Водяная и Новая в районе дер. Московки на правом берегу р. Ик. Небольшие пещеры имеются также близ сел Аскино, Дуванейское и Тигерменево.

Одним из показателей активности современного карстового процесса являются провалы. По неполным данным, на Уфимском карстовом косогоре с 1893 по 1966 г. произошло 104 карстовых провала, т. е. в среднем 1,4 за год. Наиболее известны провалы, образовавшиеся в 1893 г. и особенно в последнее десятилетие. Основной причиной образования провалов являются агрессивные подземные воды, постепенно расширяющие карстовые каналы и полости на контакте отложений соликамской и иреньской свит. При этом мощность закарстованной зоны не превышает 6—7 м. Нередко толчком для развития карста и образования провалов на склонах являются трещины бортового отпора, по которым происходит подземный переток воды из верхних горизонтов в нижние. Некоторые провалы имеют внушительные размеры. Например, провал, образовавшийся в сентябре 1965 г. в средней части правого склона долины р. Уфы, имел длину 50 м, ширину 20 м и среднюю глубину 4 м. Сильная закарстованность придолинной зоны в свою очередь является причиной концентрации здесь подземного потока и разгрузки вод в виде мощных карстовых родников в основании склонов долин рек или под руслом. У мест выхода родников отмечаются карстовые ниши, пещеры или воронки. Дебиты родников от 2—3 до 200—300 л/сек. Крупные концентрированные родники известны по берегам рек Аургаза, Ар и Бирь.

Наряду с сильно закарстованными площадями на склонах долин рек встречаются слабо и совсем незакарстованные участки. Такие участки известны на правом склоне долины р. Белой у г. Уфы между авто- и железнодорожными мостами, на большей части правого склона долины р. Уфы в районе г. Уфы, на левом берегу р. Белой в районе с. Красный Яр и в других пунктах. По мнению А. Г. Лыкошина (1960), это объясняется неблагоприятными условиями инфильтрации метеорных вод из-за значительной крутизны склонов и слабой водопроницаемости перекрывающих толщ уфимского яруса.

На водораздельных плато, где гипсы перекрыты толщей уфимских красноцветов, карст развит слабо. Редкие карстопроявления представлены здесь преимущественно воронками, реже слепыми оврагами. Воронки имеют диаметр от 2 до 50, реже до 100 м. Они часто заполнены водой (оз. Солдатское в г. Уфе, оз. Безымянное у хут. Майского и др. на Уфа-Бельском междуречье). По происхождению воронки в основном коррозионно-просадочные и коррозионно-суффозионные. Карстопроявления на Уфа-Бельском междуречье в отдельных случаях, очевидно, связаны с близким залеганием от поверхности карбонатных пород уфимского яруса, которые, по-видимому, несмотря на малую мощность, также карстуются.

В целом на Уфа-Бельском междуречье гипсово-ангидритовая толща под уфимскими отложениями закарстована слабо и лишь в приконтактной зоне. Мощность этой зоны обычно 1—4 м, а ниже трещиноватость и закарстованность гипсов резко затухает. Фильтрационные свойства пород этой зоны изменяются от тысячных до десятых долей, но иногда достигают 50 м/сутки, что свидетельствует о неравномерной закарстованности гипсов.

В Юрюзано-Сылвенской депрессии, по данным дешифрирования, поверхностные карстопроявления встречаются на площади отложений кошелевской свиты, в разрезе которой имеются линзы и пропластки гипсов и загипсованные песчаники. Редкие одиночные карстопроявления отмечаются и в отложениях лемазинской свиты. По данным Е. А. Лушниковой (1956), карстовые явления здесь развиты также преимущественно по долинам рек Ай, Юрюзань и их притоков. Основными формами являются воронки, иногда с понорами. У сел Ярославка, Тас-

туба, Дуван имеются и обширные депрессии, заполненные олигоцен-миоценовыми глинами и песками. Диаметр воронок 5—10 м, реже до 50 м, а глубина 5—15 м. Они обычно сухие, одиночные или в виде карстовых полей (вблизи сел Михайловское, Пичугино, Митрофановка, Черношар, Чертан, Дуван, Тастуба и др.). Плотность воронок в пределах полей не превышает 100. Коэффициент закарстованности от 0,002 до 0,14.

Особо следует остановиться на переходной зоне от карбонатного к сульфатному карсту, обрамляющей с запада Уфимское плато. Эта зона отличается наиболее интенсивным развитием карста и наличием, по данным А. В. Турышева (1960), карстовых депрессий. Здесь слабо-минерализованные гидрокарбонатные воды, поступаая из известняков, активно растворяют сульфатные породы. Процессы интенсивного выщелачивания и обрушения горных пород в этой относительно узкой зоне привели к разрушению пород до карстовой брекчии и образованию на поверхности карстовых депрессий (воронок, колодцев, котловин, слепых оврагов и других форм). Из них наиболее часты воронки. По данным дешифрирования, их плотность в пределах отдельных полей составляет 80—500 на 1 км², в среднем 100—250, а коэффициент закарстованности 0,003—0,2, редко до 0,56, в среднем 0,01—0,07. Диаметры воронок от 2 до 200 м, а глубина от 1,5 до 40 м. Многие из них (около 1000) заполнены водой. Весьма характерны также котловины, достигающие в поперечнике нескольких километров. Котловины диаметром свыше 200 м имеются в районе сел Мишкино, Уразбаево, Ст. Кундашы. В их днах наблюдаются как сухие, так и заполненные водой воронки. Котловина длиной 3—4 км и шириной 1,5—2 км с увалом-останцом шириной 300—700 м посередине известна на междуречье Тюлько-Тюба и Туз-Елга. В верховьях р. Бирь, на междуречье Бирь—Иняк и по левобережью р. Ар имеются древние погребенные карстовые котловины, выполненные глинами акчагыльского яруса и плохо выраженные в рельефе.

Преимущественно подэлювиально-делювиальный подкласс сульфатного карста характерен для юго-восточного склона Русской платформы и Бельской депрессии, где сульфатные толщи кунгурского яруса или преломки гипсов в отложениях казанского яруса залегают лишь под маломощным чехлом глинисто-суглинистых элювиально-делювиальных и общесыртовых отложений. Карст наиболее интенсивен на Рязано-Охлебининском валу особенно в пределах куполовидных поднятий (Варяжское, Охлебининское. Сахаевское и др.), осложняющих широкую присводовую часть вала. По данным М. С. Верзакова и В. П. Костарева (1968), здесь распространены многочисленные воронки, колодцы, слепые и полуслепые овраги, суходолы, подземные полости, каналы и пещеры. Например, на Уфа-Симском междуречье на площади 373 км² зарегистрировано 4470 воронок. Они сухие и обычно с открытыми понорами. Лишь некоторые из них заполнены водой. Поверхностные водотоки, как правило, отсутствуют, а подземные воды залегают на глубине 50—100 м. На Уршак-Бельском междуречье как вблизи долин, так и на водоразделе имеются поля с плотностью карстовых форм до 200 на 1 км². На площади 585 км² здесь насчитывается около 6000 воронок. Поверхностные водотоки редки (р. Аургаза и др.), и в засушливое время года расход их резко уменьшается или они пересыхают. На некоторых участках (у с. Охлебинино) вскрыты погребенные карстовые формы, заполненные меловыми и неогеновыми отложениями. В других местах закарстованность пород наиболее интенсивная вдоль крупных и мелких эрозионных форм. Гипсы более закарстованы в зоне переходной циркуля-

ции подземных вод. Мощность этой зоны наибольшая в придолинных частях. Так, на Нижне-Лекандинском месторождении гипса в этой зоне на глубине 25—40 м от поверхности вскрыты карстовые полости размером 0,7—6 м по вертикали. В целом степень закарстованности гипсов очень неравномерная, о чем свидетельствуют резкие (от 0,09 до 102,5 м/сутки) изменения коэффициента фильтрации.

В пределах Рязано-Охлебининского вала известно также более 25 пещер. Наиболее крупные из них Куэшта (Куэштау) 571 м, Карламанская 198 м, Охлебининская 160 м, Курманаевские 500 (?) м. В Курманаевских пещерах имеются подземные озера, а в Куэште подземный ручей. Характерно, что пещерные ходы часто совпадают с крупными тектоническими трещинами. Например, Карламанская пещера вытянута вдоль четко прослеживаемого на ее потолке тектонического нарушения по азимуту СЗ 320°. Нередко направление пещерных ходов совпадает с преобладающим направлением трещин. Так, в первой Курманаевской пещере оно совпадает с азимутами трещин СЗ 340° и СВ 20°.

Покрытый подкласс сульфатного карста установлен местами вдоль восточного борта и на юге Бельской депрессии, где преобладают карстовые воронки, достигающие 30—50 м в диаметре и 15—20 м глубины. Встречаются также овраги, исчезающие ручьи, пещеры и древние карстопроявления в виде впадин, заполненных верхнемеловыми и неогеновыми отложениями. Пещеры у сел Петровское, Ишеевское, Табынское и др. обычно небольшие и находятся на уровне поймы и первой надпойменной террасы рек. В пределах Икско-Юшатырской части депрессии широко развиты крупные карстовые депрессии, образовавшиеся на диапировых структурах гипсово-ангидритовой толщи, позднее заполненные мезо-кайнозойскими отложениями.

На Бугульминско-Белебеевской возвышенности покрытый карст (в виде воронок диаметром 7—50 м и глубиной 7—15 м) отмечен в долине р. Ик, по правобережью р. Демы и в приустьевой части р. Уязы.

Изложенным не исчерпываются все разновидности и формы сульфатного карста в Предуралье. В частности, имеются сведения о карстопроявлениях в бассейне р. Сюнь, связанных с загипсованными песчаниками уфимского яруса (кластокарст).

Карбонатный класс карста в Предуралье широко развит на Уфимском плато и небольшими участками на Бугульминско-Белебеевской возвышенности.

На Уфимском плато карстуются нижнепермские карбонатные породы, разбитые трещинами северо-западного и северо-восточного простирания, местами определившими направление эрозионной сети. Доказательством этого служат коленообразные сочленения прямолинейных участков долин, совпадающих с преобладающим направлением трещиноватости. Карбонатные отложения почти повсеместно перекрыты элювиально-делювиальными глинистыми отложениями на междуречьях, аллювиально-пролювиальными в днищах логов и аллювиальными в днищах долин. В древних карстовых депрессиях встречаются также континентальные осадки олигоцена и неогена (глины, пески, галечники). Поэтому здесь развит преимущественно подэлювиально-делювиальный подкласс карста. Карстующиеся породы обнажаются лишь вдоль склонов эрозионной сети или в бортах крупных карстовых воронок и депрессий. Степень их закарстованности неравномерная. По имеющимся данным, известняки, доломитизированные известняки и доломиты филлиповской свиты имеют более или менее равномерную закарстованность, главным образом в виде мелких каверн и понор. Кремнистые

известняки артинского яруса также слабо подвержены карстовым процессам, в них крупных полостей не встречается. Растворение происходит равномерно по многочисленным трещинам и прежде всего по трещинам напластования. Наибольшей закарстованностью отличаются чистые рифогенные и органогенно-обломочные известняки артинского и сакмарского ярусов. Закарстованность в них носит сосредоточенный характер и представлена различными кавернами и полостями. Поверхностные карстопроявления на плато являются результатом развития карстового процесса в течение мезозоя и кайнозоя. А. Г. Лыкошин и Д. С. Соколов (1954) для юго-западной части Уфимского плато установили две фазы карстообразования, имеющие ряд стадий. Начальная стадия первой фазы, связанная с резким подъемом плато в конце палеогена, оставила много крупных карстовых полостей, пещер, кавернозности пород и т. д. Остатками первой фазы карстообразования, несомненно, являются многие трещины бортового отпора, расширенные выщелачиванием и превращенные в карстовые каналы, и полости — наиболее характерные и распространенные формы карста на придолинных частях территории. В конечную стадию этой фазы, во время акчагыльской ингрессии моря, произошло заполнение долин рек Уфа и Юрюзань отложениями плиночена и резкое ослабление карстового процесса на придолинных участках, а водораздельные пространства характеризовались прежней интенсивностью эрозионно-карстовых процессов. Вторая фаза карстообразования началась в четвертичный период, когда понижение базиса эрозии р. Уфы вызвало оживление карстового процесса. На междуречьях процесс развивался преимущественно на участках, лишенных глинистого чехла. Продолжалось расширение карстовых каналов под тальвегами оврагов и происходила все большая трансформация поверхностного стока на подземный.

Среди различных форм карста на плато весьма многочисленны воронки, колодцы и провалы, слепые овраги, суходолы, трещины, пещеры, каверны и полости, вскрываемые бурением, и карстовые депрессии. Наиболее распространены воронки. Они встречаются преимущественно в виде цепочек по днищам плоскодонных суходолов, в верховьях оврагов и на водоразделах на расстоянии 10—20 м и более друг от друга. Диаметр их 5—25 м, реже до 120 м, глубина 2—10 м, реже до 60 м. Дно их в большинстве случаев заилено, но нередко с открытыми понорами, через которые происходит инфлюация осадков. Некоторые воронки заполнены водой и представляют собой карстовые озера, которые на междуречьях обычно не имеют связи с водоносным горизонтом и вода в них пересыхает (оз. Кульваряш и ряд безымянных). Имеются также карстовые озера, тесно связанные с трещинно-карстовыми водами и наблюдаемые в местах концентрированной разгрузки последних (родн. «Красный Ключ», «Сарва» и др.). «Красный Ключ» представляет собой два соединившихся карстовых озера. Максимальная глубина одного из них 38 м, ширина 140—170 м. Родник «Сарва» вытекает из карстовой шахты глубиной 35 м. Размеры ее в плане 38 × 80 м.

Карстовые провалы, являющиеся показателем активности современного карстообразования, здесь довольно редки. Свежие провалы зафиксированы в верховье Ключевского оврага, в днище Яман-Елги около пос. Сорочинска и Первомайского, в Озерном овраге и других пунктах. Изредка они образуются на междуречьях. Один из таких крупных провалов имеется между долинами Яман-Елги и Красного Ключа вблизи пос. Октябрьский. Диаметр его около 80 м, глубина около 60 м. Карстовые депрессии наблюдаются также сравнительно редко. Наиболее крупная из них «Черные Лога». Ряд депрес-

сий имеется на междуречьях Ай и Юрюзань, Юрюзань и Яман-Елга. Они выполнены рыхлыми кайнозойскими отложениями.

Для южной части Уфимского плато наиболее типичной формой карстопроявления являются суходолы. Характерными суходолами являются Яман-Елга с ответвлениями, Круш, Бердяшка и др. По большинству из них наблюдается прерывистый поверхностный сток за счет разгрузки подвешенных водоносных горизонтов. Яман-Елга — один из наиболее интересных суходолов. Поверхностный сток по нему имеется лишь в самом верховье, в пределах Каратау, и в приустьевой части, где является продолжением исчезнувшего в верховьях, а формируется за счет разгрузки карстовых вод артинских известняков. Бассейн суходола Яман-Елга, видимо, служит областью питания гигантского карстового родника «Красный Ключ».

Рассмотренные карстопоявления связаны преимущественно с зонами поверхностной и вертикальной циркуляции карстовых вод. Кроме них большое развитие имеют глубинные формы карста, связанные преимущественно с зонами переменной, горизонтальной и частично сифонной циркуляции. Сюда относятся карстовые пещеры, карстовые каналы, полости, каверны. Большинство известных пещер находится по долинам рек Уфа и Юрюзань. Наиболее крупными из них являются Никольская и ряд пещер на горе Сабокай (восточнее дер. Сарапуловки) в долине р. Юрюзань. В долине р. Уфы А. Г. Лыкошиным описаны четыре мелкие пещеры в районе дер. Павловки. Длина их не превышает 15 м. В глубь склона они переходят в наклонно поднимающиеся карстовые каналы и, очевидно, связаны с выщелачивающей деятельностью вод, нисходящих по трещинам бортового отпора. Их устья расположены на высоте от 60 до 110 м над уровнем р. Уфы. Карстовые каналы и полости являются основными путями циркуляции карстовых вод. Среди них А. Г. Лыкошин и Д. С. Соколов (1954) выделяют три типа. К первому типу относятся карстовые каналы, ориентированные вкрест долин и являющиеся путями фильтрации карстовых вод в направлении основной дрены. Они, вероятно, нередко унаследуют одно из двух господствующих направлений трещиноватости. Такие каналы начинаются обычно от карстовых понор со дна воронок. Приуроченность воронок к верховьям оврагов позволяет предполагать, что направление каналов совпадает с направлением оврагов или близко к нему. Ко второму типу относятся карстовые каналы, ориентированные вдоль бортов древних эрозионных врезов и образованные за счет расширения трещин бортового отпора. Эти каналы наиболее разработаны и выдержаны по простиранию. Глубина их проникновения определяется глубиной распространения трещин бортового отпора, а поперечное сечение достигает 1—1,5 м. По долинам рр. Уфы и Юрюзань такие каналы дренируют поток карстовых вод, движущийся с междуречий, а на отдельных участках служат путями транзита речных вод. О возможности транзита свидетельствуют более низкий по сравнению с рекой уровень подземных вод на отдельных участках долины и некоторое уменьшение расхода рек (пос. Трапезниково на р. Юрюзань). К третьему типу относятся карстовые каналы, развивающиеся по трещинам литогенетического происхождения. Они распространены очень мало, что объясняется, очевидно, слабым раскрытием первичных трещин и прерывистостью их на границах пластов. Следовательно, карстовый процесс и потоки карстовых вод, вероятно, локализуются в основном в каналах первых двух типов.

Для карста Уфимского плато характерен гидродинамический профиль со всеми зонами циркуляции подземных вод (по Г. А. Максимо-вичу): поверхностной, вертикальной, горизонтальной, сифонной и глу-

бинной. Поглощение (инфильтрация и инфлюация) атмосферных осадков и поверхностных водотоков здесь — весьма типичное явление и вследствие этого подземный сток преобладает над поверхностным, а разгрузка вод в виде карстовых родников с дебитами от десятков до тысяч литров в секунду происходит по западной окраине плато и вдоль крупных дрен (Уфа, Юрюзань).

В пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности карстопроявления имеются на участках выходов на поверхность морской карбонатной фации верхнеказанского подъяруса. Основной формой являются карстовые воронки диаметром до 5—10 м, редко до 20 м, глубиной 1—5 м.

Горный подтип карста на сильно дислоцированном субстрате приурочен к толщам карбонатных пород, развитым в пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости (известняки девона и карбона), Прибельской части Зылаирского мегасинклинория и Тирлянской мульды (известняки, доломиты силура и девона) и Башкирского мегантиклинория (известняки и доломиты саткинской, авзянской, катавской и миньярской свит верхнего протерозоя). Горный рельеф и сильная дислоцированность отложений, частое переслаивание карбонатных пород с некарбонатными при наличии многочисленных разрывных нарушений обусловили развитие здесь карста, отличающегося от равнинного глубиной проникновения в толщу карстующихся пород, характером карстопроявлений и расположением их по площади и в разрезе. Здесь развит преимущественно поделювиально-делювиальный подкласс карста с участками голого.

В пределах Западно-Уральской внешней зоны складчатости поверхностные карстопроявления на площади пород девона и карбона представлены в основном воронками, часто с открытыми понорами на дне. Воронки глубиной 8—10 м нередко имеют овальную форму с большой осью (параллельной простиранию пластов) до 60 м и с короткой до 10 м. Расположены они часто цепочками вдоль дна суходолов, вытянутых обычно согласно простиранию пород или зон тектонических нарушений. Плотность воронок на 1 км² возрастает с приближением к эрозионным врезам. Так, на междуречьях она не превышает 10, а на склонах и в долинах иногда достигает 30—40 на 1 км². По происхождению воронки коррозионные и коррозионно-провальные. Кроме воронок здесь встречаются колодцы (в бассейне рек Инзер, Сим), пропасти (пропасть Сумган общей глубиной 140 м на правом берегу р. Белой) и суходолы. Последние являются характерными карстовыми формами рельефа и пользуются достаточно широким распространением. В верховьях суходолов нередко имеется поверхностный сток, который в дальнейшем исчезает (поглощается подрусловыми полостями) и появляется вновь на поверхности обычно у впадения суходолов в долину основной дрены в виде карстовых родников с дебитом 50—100 л/сек (суходолы Каменка, Атыш, Шульган, впадающие соответственно в реки Ай, Лемезу, Белую). Такие родники, как правило, расположены выше уреза рек, что объясняется подвешенностью карстового водотока на кремнистых и глинистых разностях карбонатов или отставанием карстового процесса от общего базиса эрозии. Так, в долинах рек Ай, Инзер и Сим родники нередко расположены на 5—6 и даже на 35—50 м выше уреза рек. Высокодебитные родники свидетельствуют о существовании концентрированных карстовых водотоков в непосредственной близости или под суходолами. Наличие подрусловых полостей создает условия для сложной взаимосвязи между поверхностными и подземными водами. Например, р. Нугуш на отдельных участках питает подрусловые карстовые воды, на других наоборот. Подобная картина

отмечена Ю. С. Розовой и Н. И. Северовым в 1936 г. на р. Бол. Инзер.

Глубинные карстопоявления представлены многочисленными карстовыми каналами, полостями, кавернами и пещерами. Большинство известных карстовых пещер Башкирии, в том числе Капова (1300 м) и Кутук-Сумган (7800 м), связаны с толщами карбона и девона. Пещеры имеются по долинам рек Белая, Нугуш, Селеук, Инзер, Лемеза, Сим, Ай и др. Многие из них приурочены к правым бортам долин, прорезающих карбонатные толщи вкрест простирания (с востока на запад). Наиболее крупные пещеры (три Мурадымовские на р. Ик, четыре Кутукские на правом берегу р. Белой, Хазинская и Ыласын в бассейне р. Селеук, безымянные на р. Нугуш, Салавата на р. Сиказе, Аскынская на р. Аскын, Игнатьевская на р. Сим, Лаклинская, Кургазакская и Идрисовская на р. Ай и ряд других), кроме уже отмеченных, имеют протяженность от 40 до 900 м. Общая протяженность всех известных пещерных ходов около 15 км.

Пещерные ходы в большинстве случаев развиты вдоль тектонических нарушений или преобладающего направления секущих тектонических трещин СЗ 320—340° и СВ 20—40° простирания (Ыласын, Нижняя Мурадымовская, Капова, почти все пещеры урочища Кутук-Сумган) и расположены на различных отметках относительно современных врезов долин рек. Уровни горизонтальных ходов обычно соответствуют террасовым уровням ближайших рек. В ряде пещер сохранилось два и более этажа карстовых каналов, что свидетельствует об этапности опускания базиса эрозии. Например, в пещерах Сумган, Капова, Хазинская, Ыласын, Аскынская три этажа. Многие пещеры являются ледяными (Сумган, Аскынская, Капова, Ыласын и др.). Иногда в них имеются подземные озера или речки (Сумган, Капова, Мурадымовская, Ыласын). Для большинства пещер характерны натечные образования. Особенно многочисленны они в Кутукских пещерах, в Мурадымовской, в дальних гротах Каповой, в пещерах Ыласын, Хазинская, Игнатьевская и др.

Буровыми работами обнаруживаются глубинные карстовые каналы и полости, не имеющие видимых выходов, а также отдельные формы погребенного (доакчагыльского) карста. Эти полости чаще выполнены обломками и дресвой в смеси с глиной и известково-доломитовой мукой. Высота их от 0,5 до 8,2 м. По данным Б. Ф. Костина и Н. М. Загородневой, в долине р. Нугуш наиболее высокие значения коэффициента фильтрации характерны для верхней зоны трещиноватости известняков мощностью 5—10 м. Ниже наблюдается неравномерное, но неуклонное уменьшение водопроницаемости пород и на глубине 25—30 м они становятся слабо водопроницаемыми. Средние значения коэффициента фильтрации для всей 25—30-метровой толщи колеблются от 7 до 150 м/сутки. По данным ВЭЗ, на правом берегу р. Нугуш закарстованность по отдельным зонам прослеживается на глубину 200—250 м. На месторождениях Южноуральского бокситового бассейна Б. Ф. Перевозчиковым (1962а) установлено, что наиболее закарстована верхняя часть карбонатной толщи (выше уровня р. Ай), где имеются карстовые полости размером до 5—10 м, выше и ниже уровня главной дрены размеры карстовых полостей до 1—1,5 м, а линейный коэффициент закарстованности уменьшается с 4,2 до 1,3%; на глубинах свыше 200—300 м от поверхности размеры карстовых полостей не превышают 1 м, а коэффициент закарстованности 0,1—0,2%. Отмечается также весьма неравномерная закарстованность известняков в плане (усиление ее вдоль зон разломов). В результате этого притоки в ствол шахты, заложенной в монолитных известняках, до глубины

235 м составляли 10—40 м³/ч, а после вскрытия тектонически раздробленной закарстованной зоны достигли 100—110 м³/ч.

На неравномерную закарстованность различных частей разреза карбонатных пород девона и карбона во внешней зоне складчатости указывают почти все исследователи, отмечая, что наибольшая закарстованность характерна для чистых по составу известняков и доломитов намюрского, визейского и франского ярусов. По данным Б. В. Озолина и др. (1966), это характерно и для восточной окраины Русской платформы, где карбонаты верхнего девона и нижнего карбона залегают на большой глубине.

В Прибельской части Зилаирского мегасинклинория и в Тирлян-ской мульде развитию карста в известняках и доломитах силура и девона во многом способствует долина р. Белой, которая от г. Белорецка и почти до выхода из гор заложена по простиранию этих толщ. По долине р. Белой и в устьевых частях ее притоков (Тютюлени, Иргизлы и др.) участками наблюдается разгрузка карстовых вод в виде концентрированных родников. Выходы их расположены, как правило, с превышением над урезом реки, а дебиты иногда достигают десятков литров в секунду. Карстовые процессы здесь выразились в образовании карстовых воронок и пещер. Воронки широко развиты по многочисленным суходолам и плотность их более высокая на площадях распространения известняков нижнего и верхнего девона. Диаметр воронок 5—20 м, глубина 2—5 м. На дне их имеются открытые поноры, способствующие поглощению поверхностных вод. Многие воронки выполнены делювиальными суглинками и превращены в небольшие озера.

Глубинные формы карста представлены пещерами, полостями и каналами. Наиболее крупные пещеры Кабантау и Мисьташ. Обычно направление пещерных ходов, как и большинства суходолов, а также цепочек карстовых воронок совпадает с преобладающими направлениями трещиноватости (СЗ 320° и СВ 40°) в доломитах и известняках. Входные отверстия в пещеры располагаются преимущественно на высоте 3—5, 10—15, 30—40 и 80—100 м над урезом р. Белой, т. е. в основном соответствуют уровням развитых в долине р. Белой террас.

Кроме названных форм имеются древние погребенные карстовые карманы, воронки и впадины. Размеры их намного больше современных. Так, вблизи г. Белорецка в доломитах имеются многочисленные карстовые карманы и воронки глубиной до 34 м, погребенные под толщей глин с галькой и обломками, а также впадины глубиной до 45 м, длиной 800—1000 м, вытянутые по простиранию известняков и выполненные олигоцен-миоценовыми рыхлыми отложениями. Такие впадины являются типичными древними полями.

В пределах Башкирского мегантиклинория карст изучен слабо. Здесь карстуются известняки и доломиты миньярской, катавской, авзянской и саткинской свит верхнего протерозоя. На площади известняков и доломитов миньярской свиты встречаются карстовые воронки (часто с понорами) и пещеры. Отмечается полное поглощение речек и ручьев. Однако степень закарстованности пород неравномерная, о чем свидетельствует различная степень концентраций подземных водотоков, питающих родники с разными дебитами, — от нескольких литров в секунду до 100 л/сек («Холодный родник» у дер. Усман-Гали в долине р. Бол. Инзер). Среди известняков катавской свиты в районе г. Миньяра на берегу р. Сим еще Ф. Н. Чернышовым описан карстовый пульсирующий родник «Пропавший», а к приконтактной зоне их с песчаниками зильмердакской свиты приурочен Ассинский минеральный источник.

В разрезе авзянской свиты особенно сильно подвержена карсту реветская толща доломитов в пределах Бакало-Зигаинского межгорного понижения, в его ответвлении в верховьях р. Тюльмень и по левым притокам р. Катав. Карстовые воронки на юго-восточном склоне Сухих гор (бассейн р. Бол. Курязя) достигают 60 м в диаметре и глубины 7 м. Закарстованность доломитов приводит к интенсивному поглощению поверхностного стока и к возрастанию роли подземного. За счет концентрированных подземных водотоков питаются высокодебитные родники по долинам рек Майгашлы, Бусунды и др. На Верхне-Аршинском полиметаллическом месторождении в зоне окисления был вскрыт типичный древний (мезозойский?) карстовый рельеф с полостями и карманами. Карстовые полости в основном сосредоточены вдоль обнаруженных крутопадающих тектонических нарушений, имеющих северо-западное простирание. Благодаря этому карст распространяется на значительную глубину.

Карбонатные породы саткинской свиты повсеместно сильно закарстованы на значительную глубину. Протекающие по ним ручьи и речки часто уменьшают или теряют свой сток (р. Сюрюнзак и др.). По данным Б. И. Орехова, на Кзыл-Ташском месторождении магнезитов в зоне тектонического нарушения обнаруживались карстовые полости размером до 2 м на глубине около 200 м. Мощность элювия вблизи тектонических зон на этом месторождении достигает 150—180 м. В ряде скважин вскрываются пустоты, частично заполненные алевроитово-пелитовым материалом и обломками известняка. Размеры полостей 0,3—3 м. Одной скважиной встречена полость мощностью 25 м, выполненная доломитовой мукой. Такие полости выщелачивания и каверны наблюдаются обычно в ожелезненных прослоях магнезитов.

Равнинный подтип карста на складчато-глыбовой основе распространен в основном в Зауралье, где среди эффузивных образований участками развиты карбонатные породы карбона или линзы известняков силура и девона. Все отложения сильно дислоцированы и разбиты тектоническими разломами. В условиях преимущественно равнинного рельефа породы коренной основы часто залегают под довольно мощной толщей рыхлых элювиально-делювиальных отложений, поэтому здесь развит равнинный подэлювиально-делювиальный подкласс карста. Его особенностью является линейный характер развития процесса, значительная глубина проникновения по зонам тектонических нарушений или литологических контактов, а отсюда и линейная концентрация карстовых вод. В целом наиболее интенсивно карст развит в карбонатных толщах кизильской свиты карбона и в линзах известняков среди вулканогенных отложений силура и девона. Его образованию в настоящее время значительно препятствует почти повсеместное наличие глинистого элювиально-делювиального покрова мощностью до 50 м. Поверхностные карстопроявления фиксируются на отдельных обычно слабо перекрытых участках. Они представлены воронками, шахтами, колодцами, провалами, каррами и встречаются в основном в бассейнах рек Мал. Кизил и Янгелька (район пос. Смеловского, Каменный и Пещерный лога и т. д.). Воронки развиты преимущественно на склонах долин и по днищам суходолов. Они часто имеют вытянутую форму с длинной осью, совпадающей с простиранием карстующихся пород или тектоническими нарушениями.

Для Зауралья характерно преобладание древних погребенных и глубинных карстопоявлений, что свидетельствует о более интенсивном развитии карста в геологическом прошлом. Глубинные формы карста в виде пещер фиксируются в Пещерном (Ледяная пещера) и Каменном логах. Погребенные древние карстовые формы, представленные

депрессиями (полями), каррами, воронками, известняковыми останцами, полостями и кавернами, развиты вдоль разломов. Они обнаруживаются на глубине до 200—300 м. Многие древние карстопоявления выражены и в современном рельефе (возможно, в виде чаш отдельных озер, слепых оврагов и др.). Карстопоявления прослеживаются и под рыхлой толщей, выполняющей долину р. Миндяк, а также древнюю долину р. Урал у дер. Уразовой (до 60—70 м). Очевидно, карстом объясняется замкнутый характер понижений в рельефе на правобережье р. Урал у дер. Юлдашево. Иногда они вытянуты параллельно реке и частично выполнены рыхлыми наносами.

Особенно интенсивно карст был развит в междуречье Урала и Янгельки, которое сложено терригенно-карбонатными породами карбона. Здесь в известняках образовались громадные понижения — котловины: Пещерный и Каменный лога и др. Нередко такие понижения унаследованы реками (участки долин рек Урал, Бол. Кизил). Н. Д. Буданов (1964) считает, что древний карст по долине Урала часто обусловлен поперечными трещинными зонами (пещеры и воронки в урочище «Волчьи Ямы» около с. Пещерного на р. Янгельке) или почти широтными ложбинами стока. Подобная ложбина, заполненная древним аллювием, прослежена на глубину около 40 м вблизи слияния р. Мал. Кизил с р. Урал. Под пойменным аллювием долин, унаследующих такие зоны, погребена сеть карстовых каналов с большими запасами вод. Лог Пещерный образовался на границе известняков с эффузивами карбона, что и явилось основной причиной интенсивного развития здесь карстового процесса. Различные карстовые полости концентрируют подземный сток, а разгрузка вод происходит в долинах рек Мал. Кизил и Янгелька, где имеется ряд родников с дебитом 40—50 л/сек (Большой ключ, Матвеев ключ и др. в Челябинской области). На участке от устья р. Кирсянка до пос. Смеловского, наоборот, установлено поглощение вод р. Мал. Кизил и ее притока Аналык известняками кизильской свиты. Большинство карстовых полостей, с которыми связан ряд месторождений огнеупорных глин, бокситов и др., образовалось в мезозойское время вдоль разломов.

Таким образом, карст оказывает большое влияние на гидрогеологическую обстановку. В первую очередь это влияние сказывается на характере распределения подземных вод, ибо существующие современные и древние карстопоявления способствуют трансформации поверхностного стока в подземный, концентрации последней по отдельным зонам или каналам, а затем концентрированной разгрузке подземных вод. Из охарактеризованных разновидностей карста переводу поверхностного стока в подземный и концентрации подземных вод наиболее благоприятствует его подэлювиально-делювиальный подкласс, менее всего этому способствует закрытый (русский) подкласс. Закономерности развития карстового процесса зависят от многих факторов, среди которых одним из основных, наряду с литологией пород, является тектоника и неотектоника, определяющие его активизацию или затухание на различных участках. Очень часто интенсивно закарстованные зоны приурочены именно к тектоническим нарушениям или прослеживаются вдоль преобладающих систем трещиноватости и литологических контактов. Особенно ярко связь карста с разрывной тектоникой выступает на Урале и в Зауралье.

С инженерно-геологической точки зрения карстовый процесс и связанные с ним поверхностные формы — отрицательное явление, ограничивающее возможности освоения площадей для строительства, а иногда и для сельскохозяйственных работ.

В отличие от других денудационных процессов карст может развиваться не только выше уровня базиса эрозии, но и значительно ниже его. Однако активность карстового процесса при положении карстующихся пород над базисом эрозии является наибольшей. Поэтому в геологической истории периодам нахождения карстующихся толщ выше базиса эрозии соответствуют циклы активизации карстового процесса. По вопросу выделения таких циклов на территории Башкирии единое мнение отсутствует. Большинство исследователей (М. М. Толстихина, М. А. Зубашенко, А. П. Сигов, Ф. Г. Лунсгергаузен, Н. А. Преображенский, М. А. Башенина, Г. А. Лыкошин и Д. С. Соколов), за исключением Н. С. Токарева (1940 г.), карстовые циклы выделяют только на мезо-кайнозойском этапе. Однако следы карстовых процессов обнаруживаются и на более древних этапах. Имеющиеся данные позволяют указать на его активизацию в отдельных районах во франское, фаменское, турнейское, визейское, намюрское, башкирское и верхнепермское время. Следы карстовых циклов — хорошая основа для палеогидрогеологических реконструкций.

ОВРАГИ, ОПОЛЗНИ И ЗАБОЛОЧЕННОСТИ

Овраги в пределах Башкирии наиболее широко развиты в Предуралье и в меньшей степени в Зауралье, т. е. преимущественно на равнинной территории, где с поверхности залегают четвертичные, неогеновые и уфимские породы, относительно легко поддающиеся размыву. Большая часть их приурочена к склонам долин или положительных форм рельефа. Рост оврагов в длину происходит за счет регрессивной эрозии и является обычно довольно медленным процессом. Однако известны единичные случаи, когда в летнее время после очень продолжительных и обильных дождей на склонах долин образовывались новые овраги длиной до 100 м и глубиной до 4—5 м. В частности, подобные овраги с почти отвесными бортами наблюдались по правому берегу р. Ик в районе г. Октябрьского. Рост таких оврагов в ширину в дальнейшем происходит путем подмыва и обрушения склонов.

Оползни на территории республики встречаются сравнительно редко. Обычно они образуются по долинам рек, где в результате перенасыщения водой верхнего слоя и смачиваемости наклонной поверхности подстилающих водоупорных пород на отдельных участках происходит сползание террасовых образований. Нередко такое скольжение наблюдается по поверхности глин неогенового возраста. Размеры оползней, как правило, несколько десятков метров в ширину и до 50—100, редко до 200 м по фронту. Иногда оползни являются результатом деятельности человека. Так, на правом берегу р. Белой у г. Уфы в 1968 г. произошел довольно большой оползень в результате искусственного углубления русла реки в прибрежной части. Кроме подобных типичных оползней на Уфа-Бельском междуречье, по мнению Г. Г. Скворцова, существует карстовый тип оползневых явлений, заключающихся в выщелачивании гипсов на глубине, нарушении устойчивости краевых частей массива с последующей просадкой и смещением пород. При этом смещение пород происходит не только в горизонтальной плоскости, но и по вертикали. Такие оползни в районе г. Уфы в основном стабилизовавшиеся. Некоторое оживление карстового процесса, а вместе с ним и оползней было вызвано строительством железной дороги. На Уфимском карстовом косогоре почти ежегодно, особенно весной или после длительных дождей, фиксируются также ополывы рыхлых пород.

Заболоченности в Башкирии территориально очень рассредоточены и имеют ограниченные размеры (от 150 до 700, редко до 1000 га). Наиболее крупные заболоченные участки известны в Предуралье, где они чаще всего приурочены к тыловым швам первой и второй надпойменных террас в долинах рек. Показательны в этом отношении низовья рек Белая и Быстрый Танып. Здесь заболоченные площади довольно значительны по размеру и встречаются чаще, чем на других участках долин, что объясняется низким положением поверхности террас, ничтожным уклоном ее к рекам и наличием в разрезе четвертичных отложений слабо водопроницаемых глинистых пород. Помимо долин рек на остальной территории заболоченные участки имеют еще более локальное распространение и связаны обычно с выходами подземных вод в пределах площадей с неблагоприятными условиями водооттока.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

По принятой схеме гидрогеологического районирования СССР территория Башкирии расположена в пределах Волго-Камского артезианского бассейна — I и бассейна трещинных вод складчатого Урала — II (рис. 17, карта 1).

Волго-Камский артезианский бассейн в геологическом отношении соответствует западному региону (см. гл. III), т. е. охватывает Волго-Уральскую антеклизу (платформенную область), Предуральский прогиб и Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости. В орографическом отношении это восточная окраина Русской равнины (Предуралье) и только на востоке сюда входят отдельные гряды и хребты западного склона Урала.

Основание (ложе) бассейна сложено гнейсами архейско-нижнепротерозойского возраста, а чехол — осадочными отложениями трех структурных этажей: верхнепротерозойско-кембрийского, ордовикско-верхнепалеозойского и мезо-кайнозойского.

Гнейсы кристаллического фундамента на Татарском своде вскрываются на глубине около 1800 м. Отсюда поверхность их неравномерно погружается на восток к Предуральскому прогибу, достигая в его пределах глубины 11 000 м.

Верхнепротерозойско-кембрийский структурный этаж представлен преимущественно терригенными (бавлинскими) отложениями, развитыми повсеместно, за исключением кристаллической плиты Татарского свода. Мощность отложений до 4000—6000 м на платформе и 5000—7000 м в Предуральском прогибе.

Ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж ниже подошвы кунгурского яруса сложен преимущественно карбонатными отложениями, в кунгурском ярусе на большей площади его развития преобладают галогенные породы, а в верхней перми — терригенные. Мощность этажа 1800—3000 м на платформе и до 4000 м и более в Предуральском прогибе. Эти величины характеризуют также глубину погружения подошвы этажа в указанных районах. Однако все отложения, слагающие этот этаж, в тех или иных районах выходят на поверхность (см. карту 1).

Мезо-кайнозойский этаж в строении бассейна имеет подчиненное значение, хотя в отдельных впадинах на юге Бельской депрессии мощность его достигает 350—400 м.

В общем плане на большей части артезианского бассейна отложения, залегающие под преимущественно галогенными породами кунгурского яруса, не выходят на поверхность и в целом (с небольшими от-

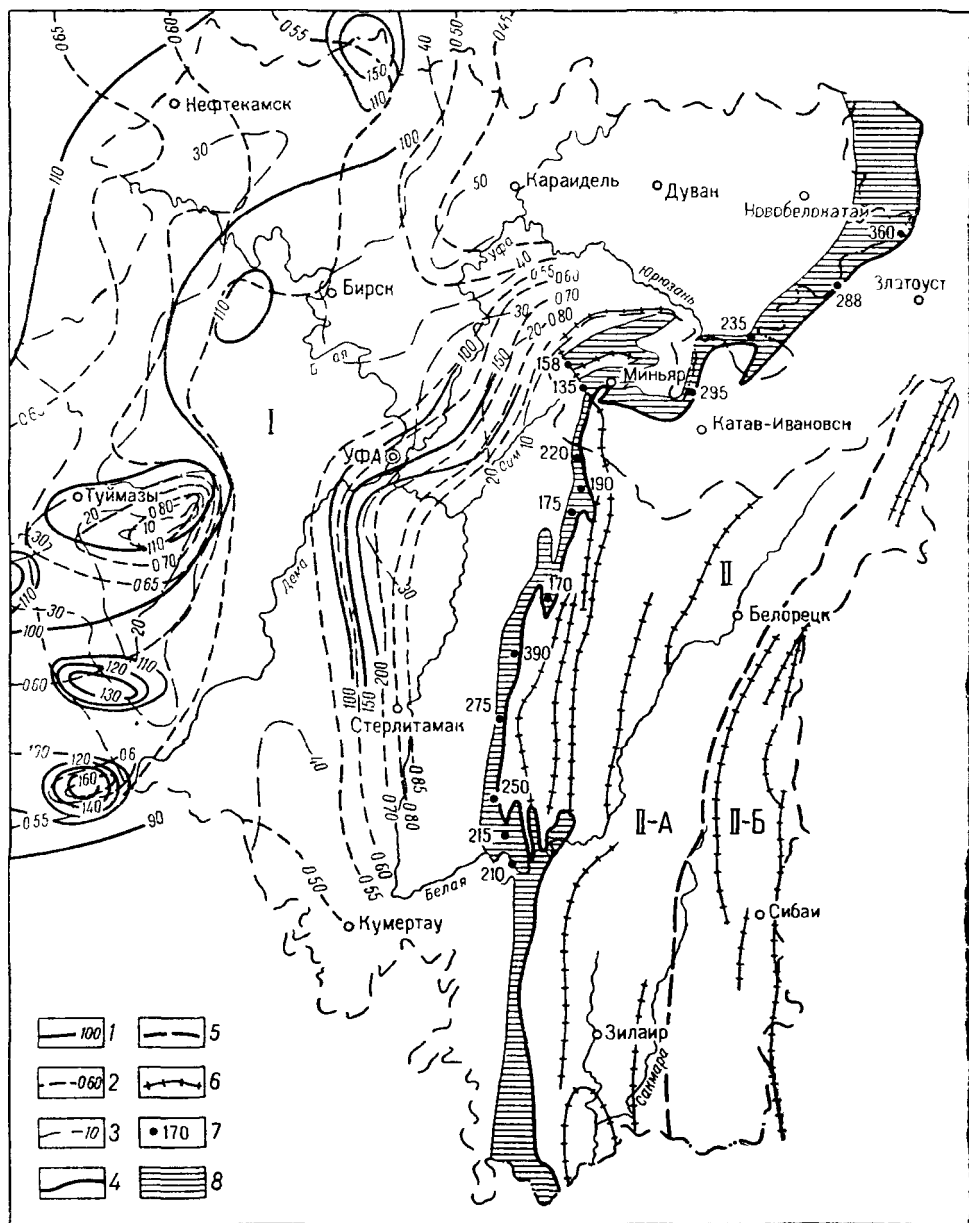


Рис 17 Схема гидрогеологического районирования Составил В. Ф. Ткачев

Районы I — Волго-Камский артезианский бассейн II — бассейны трещинных вод складчатого Урала II А — Центрально-Уральского поднятия, II Б — Тагило-Магнитогорского прогиба

1 — гидроизоэпезы водоносного комплекса в карбонатно-терригенных отложениях верхнего и среднего девона (по Г. П. Яковсону и др., 1963 г. и Г. П. Яковсону, 1967 г.), 2 — изолинии коэффициента $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ (по Г. П. Яковсону и др., 1963 г.), 3 — изолинии содержания Са в % (по Б. В. Озоллину, 1963, 1967), 4 — граница между Волго-Камским артезианским бассейном и бассейном трещинных вод складчатого Урала 5 — граница между бассейнами трещинных вод, 6 — основные разломы 7 — абсолютные отметки уровня подземных вод водоносного комплекса в карбонатно-терригенных отложениях верхнего и среднего девона при выходе пород на поверхность в днищах долин 8 — выходы отложений карбона и девона на поверхность

клонениями и осложнениями) погружаются на восток к осевой части Предуральского прогиба. Только в центральной части Башкирского свода они значительно приподняты и частично выведены на поверхность. От осевой части Предуральского прогиба эти отложения круто воздымаются на восток, образуют ряд складок и выходят на поверхность сплошной полосой на восточном борту прогиба и в Западно-Уральской внешней зоне складчатости.

Верхнепермские отложения, широко развитые на поверхности, на большей части платформы погружаются на юго-запад. Только на крайнем северо-западе они постепенно погружаются на северо-запад (к Верхнекамской впадине) и от осевой части Федоровско-Стерлибашевского вала на восток, к Бельской депрессии, в пределах которой они выполняют впадины (до 2000 м) в поверхности галогенных пород кунгурского яруса. В локальных грабенах на юге этой депрессии в толщу верхнепермских пород вложены мезо-кайнозойские отложения.

Таким образом, наиболее глубокое погружение пород ордовикско-верхнепалеозойского и мезо-кайнозойского структурных этажей отмечается в осевой части Предуральского прогиба, т. е. вблизи восточной границы артезианского бассейна, подчеркивая резкую асимметрию его геологической структуры, а структурный план палеозойских отложений, залегающих выше преимущественно галогенных пород кунгурского яруса, на большей части территории (особенно на юго-восточном склоне Русской платформы и в Бельской депрессии) не соответствует структурному плану докунгурских отложений. Последнее обстоятельство является следствием увеличения мощности галогенных пород кунгурского яруса с запада на восток и пластических деформаций этих пород, приведших к резкому увеличению их мощности на одних участках за счет сокращения ее на других и соответственно к воздыманию или опусканию вышележащих толщ по отношению к подошве самого кунгурского яруса, а также к поверхности наклона более древних отложений.

В мощной толще осадочного чехла Волго-Камского артезианского бассейна водопроницаемые породы многократно чередуются с водоупорными и образуют сложную систему пластовых подземных вод. Водопроницаемыми породами из карбонатных отложений являются преимущественно чистые по составу известняки и доломиты, из терригенных — песчаники, конгломераты и алевролиты, из галогенных — гипсы и очень редко ангидриты в зоне трещиноватости и закарстованности. Водоупорными породами (в большей или меньшей степени) являются глины, аргиллиты, глинистые и битуминозные сланцы, мергели, кремнистые и глинистые известняки, прослои кремней, монолитные ангидриты и гипсы ниже зоны трещиноватости и закарстованности. При этом как водопроницаемые, так и водоупорные породы за небольшими исключениями не имеют выдержанного состава на всей площади распространения. Наиболее широко распространены пачки и толщи галогенных пород кунгурского яруса, в разрезе которых ниже зоны трещиноватости и закарстованности преобладают главным образом монолитные ангидриты, содержащие прослои и пачки доломитов, линзы и залежи каменной соли, а в целом представляющие собой мощный (в отдельных местах Бельской депрессии до 2200 м) региональный водоупор, разделяющий осадочный чехол артезианского бассейна на два гидрогеологических этажа (по А. И. Силину-Бекчурину и другим исследователям): докунгурский (нижний) и послекунгурский (верхний).

В разрезе осадочного чехла артезианского бассейна устанавливается вертикальная гидрогеохимическая зональность, имеющая в разных частях бассейна свои особенности. В зоне дренирования в карбонатных и терригенных породах преобладают воды с минерализацией

до 1 г/л гидрокарбонатного кальциевого и кальциево-магниевого состава, а в местах наличия гипсов и загипсованных пород — до 3 г/л обычно сульфатного кальциевого состава. По мере увеличения глубины залегания минерализация вод возрастает, состав их становится разнообразнее, но в большей части разреза преобладают хлоридные натриевые и натриево-кальциевые рассолы, известная минерализация которых достигает 270—329 г/л.

Гидродинамические условия водоносных комплексов осадочного чехла артезианского бассейна существенно меняются от выходов их на поверхность к областям погружений: преимущественно безнапорные воды в первом случае переходят в напорные во втором. В первом случае водоносные комплексы дренируются речной и эрозийной сетью, во втором находятся в области напоров и подземного стока, разгружаясь в отдельных точках на поверхность в виде минеральных родников.

В целом динамика подземных вод ниже зоны дренирования изучена очень слабо. Суждения по этому вопросу, основанные на учете общих геоструктурных особенностей артезианского бассейна, считаются недостаточными и наиболее надежным доказательством является пьезометрическая поверхность вод литологически наиболее выдержанных горизонтов или толщ. Для территории Урало-Поволжья, в том числе и для Башкирии, различными исследователями построены карты гидроизопъез вод терригенных отложений нижнего карбона, верхнего и среднего девона. При всей несходности этих карт, построенных по разным методикам, как в рисовке самих гидроизопъез, так и их численных значений, почти все исследователи отмечают, что для большей части этой территории основная область питания подземных вод в породах карбона и девона находится внутри Русской платформы на приподнятых структурах (Коми-Пермьяцком, северной вершине Татарского, Токмовском и Воронежском сводах), где, по мнению Г. П. Якобсона (1967), созданию высоких напоров вод способствует поступление вод из вышележащих отложений. От этих районов передача напора осуществляется далеко на восток и юго-восток. Со стороны же Западно-Уральской внешней зоны складчатости, где породы карбона и девона выходят на поверхность и отметки уровня вод достаточно высокие, передача напора ограничивается Предуральским прогибом и примыкающей к нему полосой платформы. Для территории Башкирии движение вод в породах карбона и девона происходит в основном со стороны Татарского свода и Бирской седловины на восток и юго-восток. Степень воздействия напора со стороны Урала для Юрюзано-Сылвенской депрессии и большей части Башкирского свода не определена, а южнее намечается поступление вод через Бельскую депрессию на платформу до 100—120 км западнее осевой части этой депрессии. Встреча западного и восточного потоков, таким образом, происходит на юго-восточном склоне Русской платформы, т. е. не совпадает с зоной максимального погружения пород в Предуральском прогибе, далее движение вод предполагается на юг, в сторону Прикаспийской впадины. Указанным направлениям движения подземных вод (в породах верхнего и среднего девона) в общих чертах сопутствует увеличение их минерализации и метаморфизации (см. рис. 17).

Внутри артезианского бассейна, несомненно, большая роль в питании подземных вод в породах нижней перми и частично карбона (до верейского горизонта) принадлежит Башкирскому своду, где эти породы частично выведены на поверхность и сильно закарстованы. Области питания подземных вод верхнепермских отложений, широко развитых на поверхности, в целом совпадают с площадью их распростра-

нения; направление движения вод определяется общим погружением пород на юго-запад в пределах платформы и на юг в Бельской депрессии и на большей части территории не совпадает с направлением движения вод в более древних отложениях. Следовательно, как единая водонапорная система Волго-Камский артезианский бассейн в пределах Башкирии выделяется по каменноугольным (древнее верейского горизонта) и девонским отложениям. По более молодым отложениям возможно выделение более мелких артезианских бассейнов, однако слабая изученность динамики подземных вод по разрезу и ограниченность описываемой территории не позволяют произвести это в настоящей работе.

Таким образом, Волго-Камский артезианский бассейн в пределах Башкирии в геоструктурном и гидродинамическом отношении четко обособлен от бассейна трещинных вод складчатого Урала. Западно-Уральская внешняя зона складчатости, в пределах которой породы карбона и девона выходят на поверхность и в целом погружаются на запад, в общем плане представляет собой область питания для вод этих отложений на восточном крыле артезианского бассейна, т. е. восточная граница этого бассейна совпадает с восточной границей Западно-Уральской внешней зоны складчатости и на отдельных участках следует по зонам разломов (карта 1).

Бассейн трещинных вод складчатого Урала в геоструктурном отношении охватывает Центрально-Уральское поднятие и Тагило-Магнитогорский прогиб, в пределах которых распространены преимущественно сильно дислоцированные породы с жесткими связями. Водопроницаемость некарбонатных пород обусловлена их трещиноватостью, которая на площади выходов этих пород на поверхность распространена регионально (зона региональной трещиноватости) и в большинстве случаев проникает на глубину до 100 м. Ниже этой зоны породы практически водоупорны и только в зонах разломов, тектонического дробления и расланцевания они обычно интенсивно трещиноваты (зона локальной трещиноватости) и водоносны на глубину до 250 м и более.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости* пород обычно взаимосвязаны, т. е. образуют единое целое с водами водопроницаемых разностей элювиально-делювиальных отложений, покрывающих эти породы. Эти воды большей частью безнапорные трещинно-грунтовые, и только при наличии сплошного покрова глинистых разностей элювио-делювия на пологих склонах и в днищах понижений они становятся напорными. Подземные воды зон локальной трещиноватости обычно напорные.

Водопроницаемость карбонатных пород обусловлена их трещиноватостью и закарстованностью. Воды в них на участках их выходов на поверхность в основном безнапорные, а при залегании ниже вреза гидрографической сети под водоупорными песчаниково-глинистыми отложениями в них предполагается наличие напорных вод.

В разрезе мезо-кайнозойских отложений на юге Тагило-Магнитогорского прогиба воды приурочены к невыдержанным прослоям и линзам рыхлых грубозернистых пород, чередующихся с водоупорными породами глинистого состава.

Формирование подземных вод в пределах Урала происходит преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Здесь в зоне региональной трещиноватости пород преобладают пресные воды с минерализацией до 0,1—0,5 г/л довольно разнообразного химического состава. Только на юго-востоке района на химиче-

* В легенде к гидрогеологической карте зона региональной трещиноватости именуется зоной открытой трещиноватости.

ском облике подземных вод сказываются процессы континентального засоления, в результате чего минерализация вод достигает 1,5 г/л, а в рыхлых мезо-кайнозойских отложениях 10—15 г/л. В карбонатных породах и зонах разломов на глубине 400—600 м и более предполагается наличие хлоридных натриевых вод и рассолов.

Движение подземных вод довольно сложное, но в основном определяется рельефом местности и рельефом кровли водоупорных пород, а их разгрузка осуществляется в гидрографическую сеть.

По общности основных факторов формирования подземных вод (геологического строения и физико-географических условий) в пределах Урала выделено два района второго порядка: П-А — бассейн трещинных вод Центрально-Уральского поднятия и П-Б — бассейн трещинных вод Тагило-Магнитогорского прогиба.

Глава VI

ОПИСАНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

В этой главе по каждому району дается описание (сверху вниз) выделенных форм скопления подземных вод. При гидрогеологическом объединении отложений разного возраста индекс пишется от более древних к более молодым со знаком плюс (+), а если в состав водоносного комплекса или горизонта входят геологически нерасчлененные толщи — через дефис (-). Наименование химических типов вод приводится сначала по анионам, а затем по катионам в порядке их убывания, но содержащихся в количестве не менее 25%-экв. Данные по водопунктам, номера которых приводятся в тексте, помещены в таблицах в конце книги.

ВОЛГО-КАМСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

ВОДЫ КАЙНОЗойСКИХ И МЕЗОЗойСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Кайнозойские и мезозойские отложения развиты спорадически. По форме, размеру и условиям залегания водовмещающих пород в них выделены водоносный горизонт аллювиальных четвертичных отложений, горизонт грунтовых вод отложений общесыртовой свиты, водоносный комплекс кайнозоя и мезозоя, воды спорадического распространения отложений неогена и водоносный комплекс отложений нижнего триаса.

Водоносный горизонт

аллювиальных четвертичных отложений (al Q)

Горизонт выделен в пределах речных долин. В долине р. Белой ширина его изменяется от 3—8 до 10—20 км и до 70 км в нижнем течении. В долинах крупных притоков р. Белой она не превышает 7 км, а вдоль небольших рек — 0,5—1, реже 3 км.

Подземные воды приурочены в основном к галечно-гравийно-песчаным отложениям и суглинкам. Суглинки имеют мощность на первой надпойменной террасе 1—10 м, на второй и третьей террасах — до 10—40 м. Дебиты скважин, вскрывших их, 0,1—0,2 л/сек при понижении 1—2 м, а коэффициент фильтрации не более 2 м/сутки. Глубина залегания подземных вод горизонта в межень 1—8 м на первой

и 3—16 м на второй и третьей надпойменных террасах. В пределах всех террас воды имеют единую гидравлическую поверхность, наклоненную в сторону рек. Только на ряде участков долин рек Белой (район станций Карламан и Дема), Уфы (вблизи дер Байгильдино) и других макropористые водоносные суглинки второй надпойменной террасы отделяются от нижележащих гравийно-галечных отложений плотными водоупорными глинами, образуя два подгоризонта. При этом в суглинках воды безнапорные залегают близко от поверхности и заболачивают террасу, а воды в гравийно-галечной толще при вскрытии самоизливаются с глубины 18—20 м. Гидравлически самостоятельным является также водоносный горизонт в гравийно-галечных отложениях цокольных террас. Воды этого горизонта разгружаются в виде родников на уровне цоколя или скрыто (под суглинками) переливаются в находящийся гипсометрически ниже его аллювиальный горизонт. Родники вдоль цоколя известны в долине р. Мяндым у дер Сантбаба, в низовьях р. Зилим (вблизи дер Зилим-Караново родник с дебитом 34 л/сек, по неоднократным замерам летом 1961 г.), в нижнем течении р. Белой (у деревень Таубаш, Бадраково, Сабанаево родники с дебитом 0,5—9 л/сек), по р. Бол Ик (правый приток р. Сакмары), возле дер Шелапутино и в других местах.

В долинах р. Белой выше г. Стерлитамака и ее правых притоков Нугуш, Зиган, Зилим, Сим (с реками Инзер и Лемеза), а также в долинах рек Бол Ик (приток р. Сакмары), Юрюзань (выше Уфимского плато) и Ай (выше отрезка меридионального течения) мощность водоносных галечников с примесью гравия, валунов и песка обычно 3—15 м, а по рекам Белая и Сим — до 30—40 м. Средний гранулометрический состав толщи по одной из скважин в долине р. Инзер характеризуется следующими данными: валуны 3%, галька 72%, гравий 18%, песок 6%, пылеватые частицы 1%. Вдоль р. Белой и ее правых притоков аллювиальные четвертичные галечники иногда залегают на галечниках плиоцена, образуя единый водоносный горизонт мощностью до 50—100 м. Вблизи г. Стерлитамака ширина зоны, в которой мощность этого горизонта превышает 50 м, достигает 2,5 км (рис 18). Дебиты скважин из верхней части галечников составляют 10—50 л/сек, редко до 100 л/сек при понижениях 1—2,5 м. Коэффициент фильтрации обычно от 100 до 500 м/сутки. В бортовых частях долин и вниз по разрезу в связи с обогащением галечников глинистым материалом фильтрационные свойства пород снижаются (табл. 4 с данными по скв. 527, рис 18).

Таблица 4

Глубина, м	Гранулометрический состав пород, %			Результаты откачки дебит, л/сек понижение м	Коэффициент фильтрации м/сутки	Минерализация воды, г/л
	галька	гравий	песок			
7—25	44	37	19	$\frac{36,8}{0,9}$	185	0,32
37—55	30	40	30	$\frac{38,6}{1,7}$	88	0,42
70—86	5	46	49	$\frac{21,0}{4,25}$	21	0,55

По долинам р. Белой между городами Стерлитамак — Бирск (рис. 19) и р. Уфы ниже Уфимского плато мощность гравийно-галечного аллювия достигает соответственно 30 и 40 м. Гранулометрический состав толщи по скважине в районе г. Уфы (пос. Затон) следующий: галька 36%, гравий 38%, песок 24%, пылеватые частицы 1%, глинистые 1%. Дебиты скважин от 1—2 до 30—40 л/сек при понижении 1—2 м; коэффициент фильтрации 30—200 м/сутки, а вблизи рек 100—200 м/сутки.

В долине р. Белой ниже г. Бирска (рис. 20) и на левобережье долины р. Камы в верхней части водоносного горизонта на пойме и пер-

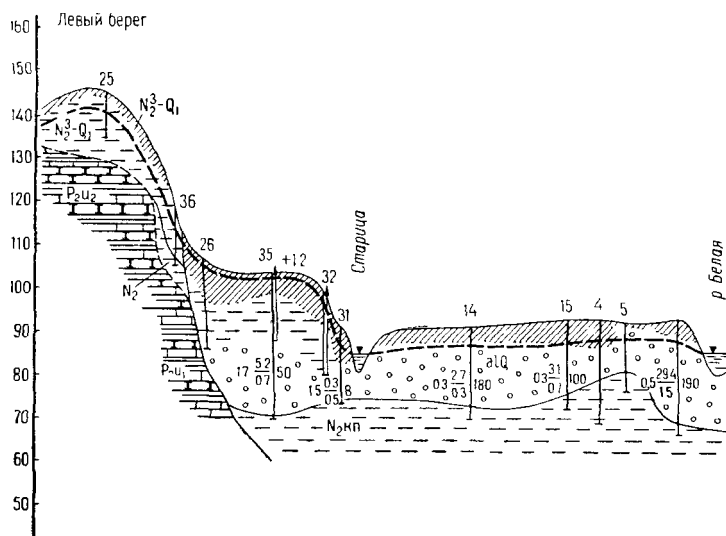


Рис. 19. Гидрогеологический разрез левобережной части долины р. Белой в районе г. Уфы. Составил М. С. Верзаков

Условные обозначения см. на рис. 18.

вой надпойменной террасе преобладает песок (верхний слой), а для нижней его части характерно примерно равное содержание песка и гравия. Соотношение этих частей горизонта на различных участках видно из табл. 5.

Таблица 5

Участок	Мощность верхнего слоя—пески разнозерни- стые, м (глубина до кровли песков 2—8 м)	Мощность нижнего слоя— гравийно-пес- чано-галечные отложения, м
Долина р. Белой		
Пос. Дюргюли	1,8—4,7	От 4—5 до 9—10
Пос. Редькино	6—7	4—7
Село Юсупово	1—10	1,5—5,7
Левобережье р. Камы		
60 км выше устья р. Белой	2—8,5	От 3—6 до 10—14

БРЕЖИ ТЕРРА



Рис. 20. Геологический разрез долины р. Брѣжнѣ Таринѣ — Коула — вѣдѣ жѣжнѣ Таринѣ.
Условныя обозначенія см. на рис. 18.

Содержание фракций в нижнем слое на Дюртиулинском участке галька до 10%, гравий 40—60%, песок 30—50%. Дебиты скважин в долине р. Белой от 1 до 10 л/сек, в долине р. Камы от 1 до 15 л/сек при понижении 1—2 м. Коэффициент фильтрации песков изменяется от 1—3 до 30 м/сутки, галечно-песчано-гравийных отложений 20—100 м/сутки.

В долинах рек Ик, Буй (притоки р. Камы) и Дема (левый приток р. Белой) мощность водоносного горизонта чаще составляет 3—8 м, местами 12—15 м. Дебиты скважин и коэффициенты фильтрации аллювия в целом мало отличаются от указанных для долины р. Белой ниже г. Бирска. В долине р. Демы средний гранулометрический состав отложений (в районе пос. Раевский) галька 10%, гравий 65%, песок 24%, пылеватые частицы 1%, дебиты скважин от 1 до 10 л/сек при понижении 3—5 м, коэффициент фильтрации 30—60 м/сутки. В долине р. Ик и ее притока р. Усень вблизи городов Туймазы и Октябрьский мощность водоносных галечно-песчано-гравийных отложений от 2 до 12 м, дебиты скважин вблизи русла реки от 7 до 30 л/сек, коэффициент фильтрации от 40—70 до 250 м/сутки. В долине р. Буй у с. Карманово верхняя часть аллювия сложена суглинками мощностью 10—13 м, которые подстилаются песками и песчано-гравийными отложениями мощностью 8—12 м, дебиты скважин составляют 9—11 л/сек при понижении 3—5 м. Выше по р. Буй, вблизи рабочего поселка Янаула, мощность песчано-гравийных пород 4—5 м, а дебиты скважин редко превышают 2 л/сек, местами 7,5 л/сек и более при понижении 2 м.

В долине р. Быстрый Танып (правый приток р. Белой) на второй и третьей надпойменных террасах (см. рис. 20) сверху вниз залегают суглинки (до 25 м), глинистые мелкозернистые пески (3—5 м) и галечно-гравийно-песчаные отложения (до 4 м). Дебиты скважин здесь чаще менее 1 л/сек при понижении от 2 до 8 м. Коэффициент фильтрации обычно до 10 м/сутки, реже 30—40 м/сутки.

В долинах небольших рек, где мощность аллювия не превышает 5—7 м, редко 10 м, производительность горизонта незначительная.

Минерализация вод горизонта от 0,2 до 2,5—3,5 г/л. Воды с содержанием солей до 0,5 г/л имеют гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-магниевый состав и общую жесткость 3—7 мг-экв. Увеличение минерализации воды до 1 г/л и более отмечается на тех участках, где горизонт подстилается загипсованными отложениями уфимского или гипсами кунгурского ярусов. В местах разгрузки подземных вод из кунгурских пород содержание солей в водах достигает 2,5—3,5 г/л. Состав таких вод сульфатный кальциевый, общая жесткость 25—50 мг-экв. Жесткие воды (более 14—15 мг-экв) широко распространены в долине р. Белой между городами Стерлитамаком и Бирском, в низовьях долин рек Уфа, Сим, Зилим, Селеук, в долинах рек Ашкардар, Уршак, Дема, Бирь, Ик, Усень. Местами воды имеют хлоридный натриевый состав при минерализации до 1 г/л. Для горизонта характерно увеличение минерализации вод с глубиной, даже на тех участках, где ее максимальные значения не более 0,5 г/л. Особенно хорошо это прослеживается на площадях, где аллювий подстилается загипсованными породами и гипсами уфимского и кунгурского ярусов (табл. 6 с данными по скважине в районе р. Уфы, пос. Затон).

Вблизи населенных пунктов подземные воды нередко загрязнены. Здесь содержание NO_3 достигает 300—400 мг/л и более (в обычных условиях до 10 мг/л). На участках старичных озер и заболоченностей они имеют болотный запах и содержат сероводород (устье р. Быстрый Танып, район г. Бирска). Поверхностные, а через них и подземные

Таблица 6

Глубина, м	Минерализация воды, г/л	Химический состав воды	Общая жесткость мг-экв
10	0,45	$\text{HCO}_3 78 \text{ SO}_4 15 \text{ Cl } 7$ $\text{Ca } 72 \text{ Mg } 25 \text{ (Na+K) } 3$	5,8
26,5	1,0	—	14,3
33,4	1,8	$\text{SO}_4 79 \text{ HCO}_3 17 \text{ Cl } 4$ $\text{Ca } 79 \text{ Mg } 14 \text{ (Na+K) } 7$	25,1

воды долин рек Белой, Ик и других загрязняются сточными водами промышленных предприятий. Так, в подземных водах в районе г. Стерлитамака содержание нефтяных кислот составляет 0,4—3 мг/л, фенолов до 0,1 мг/л.

Режим вод тесно связан с гидрологическими факторами. Наиболее низкое положение уровня вод наблюдается в зимнюю (декабрь — февраль) и летнюю (август — сентябрь) межени. Максимальные уровни отмечаются в период весеннего снеготаяния и резкого подъема воды в реках (апрель — май). В межень приток подземных вод направлен к рекам (0,001—0,025). Удельная производительность его, рассчитанная по гидравлическим уклонам и водопроницаемости пород, не превышает 10—15 л/сек. В паводковый период в прибрежной полосе происходит инфильтрация речных вод в водоносный горизонт. Важное значение в питании горизонта, вероятно, имеют и подземные воды контактирующих с ним других горизонтов (комплексов).

Горизонт играет весьма существенную роль в водоснабжении различных объектов Башкирии. Наиболее производительны береговые линейные водозаборы инфильтрационного типа. Однако на малых реках заиленность русловых отложений снижает их производительность. Так, в долине р. Усень дебиты одиночных скважин достигают 10—16 л/сек, а при создании линейного водозаборного ряда они падают до 3—6 л/сек (удельная производительность такого водозабора на 1 км длины составляет лишь 30—50 л/сек).

Горизонт грунтовых вод нижнечетвертичных — верхнеплиоценовых отложений (общесыртовой свиты) ($N_2^3 - Q_1$)

Водоносными в общесыртовой свите являются суглинки, песчанистые глины, местами галечники. Наличие вод в них обусловлено затрудненностью поверхностного стока на сглаженных водоразделах и пологих склонах, где, несмотря на низкие фильтрационные свойства пород, создаются условия, благоприятные для инфильтрации атмосферных осадков. На площадях, где мощность отложений не превышает 6—7 м, вода в них исчезает в засушливые периоды лета и в конце зимы, а в местах, где их мощность 10—15 м и более, — только в самые засушливые годы. Галечники в основании свиты водоносны в том случае, если залегают на водоупорных подстилающих породах. Глубина до воды незначительная, но в течение года она колеблется до 7 м, а в засушливые годы и более. Мощность горизонта зависит от мощности отложений и изменяется от 2—3 м (при общей мощности свиты 6—7 м) до 50 м.

Выходы подземных вод представляют собой тончайшие струи, рассредоточенные на сотни метров по тальвегам оврагов и их бортам

с суммарными дебитами от тысячных долей до 0,5—0,7 л/сек, изредка до 1,5 л/сек. Дебиты колодцев изменяются от 0,02 до 0,08 л/сек при понижениях 0,4—2 м. В верховье р. Сухайли (вблизи с. Богородского) дебиты скважин из суглинков и песчанистых глин 0,08—0,13 л/сек при понижении 10—24,5 м, а коэффициент фильтрации 0,052—0,069 м/сутки.

Минерализация вод 0,4—0,5 г/л, реже 0,8 г/л, общая жесткость до 10 мг-экв. Воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые. На междуречье Белая—Уршак минерализация их местами превышает 1 г/л, а содержание SO_4 достигает 26—34 %-экв, Cl 18—26 %-экв, нитратов 1500 мг/л.

Значение горизонта для водоснабжения велико в районах, где он залегает на гипсоносных отложениях уфимского и кунгурского ярусов, содержащих воды повышенной минерализации (междуречья Уршак—Белая, Уфа—Сим и др.).

Водоносный комплекс отложений кайнозоя и мезозоя (Mz + Kz)

В кайнозойских и мезозойских отложениях, выполняющих грабены и впадины в Бельской депрессии, водоносны слои, прослои и линзы грубообломочных пород и бурых углей, чередующиеся с водоупорными глинами. Воды в них вскрываются на глубине от 3 до 45 м. В разрезе отложений условно выделены три толщи: надугольная, угольная и подугольная.

Надугольная толща (общесыртовая свита плиоцена и надугольная толща миоцена) имеет мощность от 7—40 до 140 м. Удельные дебиты скважин, вскрывшие песчанистые глины, от 0,004 до 0,43 л/сек, коэффициент фильтрации глин 0,15—1,24 м/сутки. Для гравийно-галечных отложений удельные дебиты скважин изменяются от 0,9 до 9 л/сек, а коэффициент фильтрации 2—35 м/сутки. На Южно-Куюргазинском буругольном месторождении в гравийно-галечных отложениях при уклоне 0,2 естественная скорость подземного потока 11,16 м/сутки (Б. И. Орехов, 1949 г.).

Угольная толща (миоценовые бурые угли и жирные глины с линзами песков) имеет мощность 100—120 м. Воды в ней вскрыты на глубине до 200 м. Напор их достигает 200 м. Удельные дебиты скважин 0,01—0,2 л/сек, коэффициент фильтрации пород от 0,0005—0,3 до 1,2—6,05 м/сутки.

Подугольная толща (олигоценые отложения до 100 м) представлена переслаивающимися песками, галечниками и глинами, включающими пески, гравий и бурый уголь. Воды ее напорные. Дебиты скважин достигают 10—20 л/сек, коэффициент фильтрации 30—50 м/сутки. Пески часто пльвинунные, песчанистые глины имеют низкие фильтрационные свойства, а жирные глины водоупорны.

Приток воды из трех толщ в действующий с 1949 г. Ермолаевский карьер при площади его 2 км² и глубине 100 м на 20 августа 1962 г. составлял 22,2 л/сек, а радиус влияния 6 км.

Водоносность песчаных отложений эоцена и мела, а также песчано-глинистых пород юры, верхнего и среднего триаса изучена слабо. Так, песчаники триаса вскрыты только одной скважиной. Дебит ее 0,1 л/сек при понижении 14,35 м.

Минерализация вод преимущественно 0,2—0,8 г/л, тип вод гидрокарбонатный с переменным катионным составом. Только на участках близкого залегания галогенных пород кунгура минерализация их до 2,2 г/л (Ермолаевский карьер), тип сульфатный кальциевый.

Воды спорадического распространения отложений неогена (N)

Воды приурочены к линзам и прослоям песчано-гравийно-галечных и алевритистых пород в глинах плиоцена, выполняющих переуглубленные долины рек системы Белой и слагающих склоны долин их ниже р. Ашкадар в пределах Прибельской равнины и в долине р. Усень, к прослоям и линзам песков, галечников и бурых углей в глинах миоцена, развитых в карстово-эрозионных впадинах на водоразделах Белая — Уршак, Ашкадар — Стерля, Ашкадар — Сухайля.

Наиболее крупные водоносные линзы и прослои характерны для морской фации среднего акчагыла и установлены на левобережье р. Белой (от р. Ашкадар до р. Уршак) и в других местах. Мощность водоносных пород от 3 до 25 м, реже более. Они залегают на отложениях кинельской свиты или уфимского и кунгурского ярусов. Водоносные линзы и прослои вскрыты на глубине 5—46 м. Глубина вскрытия их увеличивается от склонов к центру речных долин. В этом же направлении отмечается появление напорных вод (напор до 15 м). При залегании песчано-галечных отложений под аллювием в них образуется единый водоносный горизонт (описан выше). Вне пределов гидравлической связи с аллювиальным горизонтом дебиты водопунктов весьма изменчивы. Из песчаных глин и глинистых песков дебиты родников и скважин (при понижении до 35 м) не превышают 0,5 л/сек. Расход родников из песчаных и гравийно-галечных отложений от 0,3 до 12 л/сек (левобережье р. Белой, деревни Каран-Кишки, Сарт-Чишмы, Красный Яр, междуречье Белая — Быстрый Танып, вдоль р. Евбазы, род 39), а производительность скважин (44, 42, 66) вдоль р. Белой выше г. Уфы от 0,1—1,3 л/сек при понижении около 3 м до 0,6—2 л/сек при понижении 0,4—0,8 м, коэффициент фильтрации от 1,6 до 45,5 м/сутки.

Дебиты скважин из прослоев алевролитов и песков среди водупорных глин кинельской свиты (в переуглублениях долин) составляют 0,025—0,4 л/сек при понижениях 15—20 м. Более водообильны галечники (до 60 м), залегающие местами в нижней части свиты. Воды в них напорные и гидравлически связаны с водами в подстилающих палеозойских отложениях, а местами, возможно, и с водами в аллювии, за счет которых они, вероятно, питаются. В долине р. Белой водоносные галечники вскрыты в следующих интервалах глубин от поверхности 54,2—89,4 м в районе г. Мелеуза, 108—132 м — г. Стерлитамака (скв. 57), 46,1—101 м — с. Табынска, 124,8—154 м ниже устья р. Кармасан (скв. 18). Абсолютные отметки пьезометрического уровня изменяются от 169,2 м (10,8 м от поверхности) в районе г. Мелеуза до 106,5 м (13,5 м) в устье р. Кармасан, т. е. происходит снижение их к низовью палеодолины. Ниже г. Стерлитамака воды из галечников часто самоизливаются. Дебиты скважин обычно 0,65—1 л/сек при понижении соответственно 4,5—4 м, а из скв. 57 с 1947 г. вода стабильно фонтанирует с дебитом 22 л/сек.

Водоносные прослои и линзы песков, галечников и бурых углей среди глин миоцена в карстово-эрозионных впадинах (Наумкинское, Маклыкульское и другие буроугольные месторождения) вскрыты на глубине от 10 до 50 м. Уровень воды устанавливается на 5—16 м. В прибортовых частях впадин они взаимосвязаны с водами в верхнепермских породах. Водоносность песков характеризуется дебитами скважин 0,06—0,07 л/сек при понижении на 3—3,5 м. Глинистые мелкозернистые пески обладают свойствами пльвунов. Песчано-галечные отложения характеризуются дебитами скважин от 0,16 до 1,4 л/сек при

понижении в среднем на 1,4 м и коэффициентом фильтрации до 5 м/сутки. Комковатые и землистые угли дают притоки в скважины от 0,3 до 2 л/сек при понижениях 3,1 и 4 м. Коэффициент фильтрации их 0,4—2,9 м/сутки. За пределами впадин в галечно-глинистых отложениях миоцена воды безнапорные, залегают на глубине до 10 м, редко более. Дебиты родников здесь составляют сотые и десятые доли литра в секунду и редко превышают 1 л/сек. Сравнительно высокие дебиты (0,4—4 л/сек) имеют родники (преимущественно из песков) в верховьях рек Асавы, Турсугали и Месельки (междуречье Белая — Уршак).

Основным источником питания вод являются атмосферные осадки. Однако для плиоценовых отложений инфильтрация их происходит через толщу слабопроницаемых общесыртовых суглинков или одновозрастных песчанистых глин, что выравнивает пополнение вод во времени и обуславливает небольшие колебания (до 45%) дебитов родников в течение года.

Минерализация вод до 0,8 г/л, общая жесткость 3—9 мг-экв. Состав их преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, кальциево-магниевый либо переменного катионного состава. Минерализация вод галечников основания кинельской свиты 1,6—3,4 г/л, тип их сульфатный кальциевый, кальциево-магниевый и натриево-кальциевый. Вблизи г. Мелеуза состав и минерализация их такие же, как в водах верхнепермских пород. Однако в низовьях р. Белой минерализация их 3,2—3,6 г/л при минерализации вод в уфимских отложениях 8 г/л и более.

Пресные воды используются для водоснабжения небольших населенных пунктов.

Водоносный комплекс отложений нижнего триаса (Т₁)

На междуречье Белая — Бол. Юшатырь подземные воды приурочены к слоям, прослоям и линзам песчаников, алевролитов и конгломератов, разделенным водоупорными слоями аргиллитоподобных глин (или аргиллитов). Водоносные и водоупорные породы пространственно не выдержаны. Мощности их изменяются от десятков сантиметров до 20 м. Воды в различных слоях вскрываются на глубине 3—10 м на склонах и до 30 м на водоразделах. На участках с сильно пересеченным рельефом имеются выходы пластовых вод. Дебиты родников от сотых долей до 5 л/сек, реже до 15 л/сек, чаще 0,2—0,3 л/сек. Только расход 25% родников более 1 л/сек. При прочих равных условиях дебит тем больше, чем ниже по склону расположен родник, а наиболее крупные приурочены к осевым частям синклиналей (Кривлевской и др.) и к зонам разломов (верховье р. Бол. Юшатырь возле дер. Уралки).

Вдоль р. Белой водоносность нижнетриасовых отложений, представленных в основном конгломератами, изучена слабо. В тальвегах оврагов и на залесенных склонах возвышенностей здесь наблюдаются рассредоточенные родники (0,05—1,5 л/сек), питающие небольшие ручьи. Истоки ручьев летом смещаются вниз по руслу, а часть из них пересыхает. На крутых безлесных склонах родники очень редки.

Минерализация вод комплекса до 0,4 г/л, общая жесткость 1—7 мг-экв, тип гидрокарбонатный с преобладанием катионов кальция и магния. На междуречье Белая — Бол. Юшатырь они используются для водоснабжения деревень и сел.

ВОДЫ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для отложений верхней перми характерно весьма разное сочетание водоносных и водоупорных пород. В Бельской депрессии в них невозможно выделить выдержанные водоносные горизонты или пласты

из-за сложного геологического строения и дислоцированности пород. На платформе породы полого наклонены на юго-запад и слабо дислоцированы. Здесь в них местами на больших площадях выделяются отдельные водоносные пласты. Особенно отчетливо они прослеживаются в татарских и казанских отложениях выше вреза гидросети на Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Общем Сырте. Пласты заполнены водой не на полную мощность, а разница в глубинах уровней воды двух соседних по разрезу пластов достигает 30—40 м. Ниже вреза гидросети прослеживание пластов затруднительно, а водоносность пород изучена слабо. В целом в толще отложений установлены водоносные комплексы верхней перми, нижнетатарского подъяруса, казанского яруса, верхнеказанского и нижнеказанского подъярусов, уфимского яруса. Вдоль западной окраины Уфимского плато условно (на выходах на поверхность) выделена самостоятельный водоносный комплекс нижняя часть уфимского яруса (соликамская свита).

Водоносный комплекс отложений верхней перми (P₂)

Комплекс выделен в пределах Бельской депрессии. Распределение водоносных и водоупорных пород в его разрезе не выяснено (за исключением отдельных участков). Родники выходят из всех встречаемых в разрезе пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов, известняков и мергелей. Они сосредоточенные и рассредоточенные, нисходящие и восходящие. Только по правобережью р. Инзер установлены пластовые выходы подземных вод из известняков и доломитов, подстилающихся водоупорными глинами и аргиллитами. Дебиты родников чаще 0,1—1 л/сек. Только 15% родников имеют расход 10—50 л/сек, но на их долю в южной части депрессии приходится до 70% родникового стока. Зависимость дебита родников от литологии пород и структурных особенностей местности не установлена. Скважинами воды в комплексе вскрыты повсеместно независимо от характера переслаивания пород. Водоносность отдельных литологических разностей пород при этом не установлена. Отмечается только общая тенденция уменьшения водообильности пород с глубиной, особенно до глубины 70—80 м от поверхности земли в условиях неравномерного и частого переслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников, известняков и мергелей. Дебиты скважин изменяются от 0,4—1,5 л/сек при понижении около 25 м до 10,7 л/сек при понижении 0,7 м (скв. 64, 68, 82). Коэффициент фильтрации пород колеблется от сотых долей до 18 м/сутки. До глубины 60—70 м воды безнапорные, глубже напорные. При вскрытии вод ниже 70 м уровни их для отдельных интервалов разреза мощностью 15—70 м устанавливаются на разных глубинах. Из некоторых скважин в долинах рек происходил самоизлив вод с дебитом 1—15,1 л/сек (скв. 64, 68).

Минерализация вод комплекса выше вреза эрозионной сети 0,2—0,5 г/л. Воды исключительно гидрокарбонатные смешанного катионного состава (часто с преобладанием натрия, реже кальциево-магниевого). Общая жесткость их не превышает 6 мг-экв. Мощность зоны пресных вод в этом комплексе гораздо больше, чем в других горизонтах и комплексах Волго-Камского артезианского бассейна. Так, скважиной у с. Смакаево пресные воды (до 0,5 г/л) вскрыты на глубине 324 м, в долине р. Юшатырь (скв. 1 Якуповской площади) они самоизливались с глубины 600 м. Исключение составляют площади комплекса севернее р. Инзер. Здесь у дер. Асы воды имеют минерализацию 3,56 г/л на глубине 107 м. Состав их сульфатно-гидрокарбонатный натриевый.

Ниже глубин 324—600 м минерализация вод не установлена. Лишь на Воскресенской площади (скв. 62) в интервале глубин 1168—1417,8 м вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией около 110 г/л.

Воды комплекса широко используются для водоснабжения.

Водоносный комплекс отложений нижнетатарского подъяруса (P_2t_1)

Этот комплекс имеет островное развитие на междуречье Ик — Де-ма. Воды приурочены к пластам песчаников, алевролитов и известняков, безнапорные и обычно заполняют только третью часть их мощности. В осевых частях синклиналей и мульд мощность обводненной части пластов увеличивается, а иногда они водонасыщены полностью. Количество пластов и их мощность (от 3—10 до 20 м) по площади непостоянны. Хорошо прослеживаются два водоносных пласта на междуречье Усень — Ря и три на правобережье р. Ик (выше впадения р. Ря). Они разделены водоупорными аргиллитоподобными глинами (12—18 м) с маломощными (до 2 м) прослоями песчаников, алевролитов и известняков, которые иногда содержат воды (дебит родников до 0,1 л/сек). Первый и третий пласты (рис. 21) представлены песчаниками, второй — известняками. Глубина залегания вод первого от поверхности пласта 3—9 м. Родники расположены на склонах, согласных с падением пород. Дебиты их от 0,1—2, чаще до 0,5 л/сек (для песчаников) до 1—5 л/сек (для известняков). Для всех пластов максимальные дебиты родников отмечаются в синклиналях и мульдах.

Минерализация вод комплекса не превышает 0,5 г/л, тип вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый, а для верхнего пласта — часто кальциево-магнезио-натриевый. Общая жесткость до 6 мг-экв. Воды комплекса используются для водоснабжения (родники и колодцы).

Водоносный комплекс отложений казанского яруса (P_2kz)

Водоносный комплекс (до 65 м) развит в междуречье Сюнь — База и левобережье р. Буй. Водоносны песчаники, алевролиты, реже конгломераты и известняки, которые в разрезе часто переслаиваются и замещаются аргиллитами и аргиллитоподобными глинами. Водоносные песчаники, алевролиты и конгломераты залегают в виде отдельных прослоев и толщ, заполнены водой частично и характеризуются дебитами родников от 0,3 до 7 л/сек. Известняки встречаются сравнительно редко, мощность пластов их не превышает 2 м. По водоносности в целом этот комплекс мало отличается от нижележащего комплекса отложений уфимского яруса. Для него характерна лишь более стабильная минерализация вод, не превышающая 0,5 г/л, и гидрокарбонатный кальциево-магниевый, либо смешанный по катионам состав.

Водоносный комплекс отложений верхнеказанского подъяруса (P_2kz_2)

Среди верхнеказанских отложений водоносны песчаники, известняки, конгломераты, реже мергели и алевролиты, залегающие в виде толщ, слоев и прослоев среди водоупорных аргиллитоподобных глин. Распределение водопроницаемых пород по площади и разрезу сложное и весьма разное.

На площади преимущественно континентальных осадков, к юго-востоку от р. Демы, в комплексе обычно выделяются два водоносных

Водоносный комплекс (по понижению)	Литология	Мощность м	Дебит родников л/сек	Дебит скважин, л/сек понижение м	номера опорных водопунктов родников скважин	номер водоносного пласта (сверху вниз)	Примечание	
Бичинтатарского подъяруса (P_2I_1)		2-20	01-05	—		1		
		12-18						
		3-10	1-5			2	на междуречье Усьень РЯ, нижний водоносный пласт	
		1-2 до 20	015-1			3	Развит только в правобережье р. Ик, выше р. РЯ	
Верхнеказанского подъяруса (P_2K_2)		15-25					Прслеживается на междуречье Усьень-Аи. Залегает в 90-100 м над подошвой подъяруса. В мутках воды напорные (р. Ик, выше у. д. уровня Ключевая, Гусаркино, Ижевский, Английский).	
		5-6 2-3 редчайше	08-6 чаще 11 без понижения	100-105 100		1		
		10-15						
		05-7 2-10	015-12 05-35			2	Прслеживается по долинам рек РЯ. Нидыш. Залегает в 8-15 м над подошвой подъяруса.	
		6-7	05-5			3	Прслеживается по р. Ик и севернее. Залегает в 60-65 м над подошвой подъяруса. Местами прослоями из известняков (с. Знаменка).	
		14-24						
		4-12	05-5, часто 4-5	0,5 1		4	Прслеживается в р. Ик, выше р. Усьень. Залегает в 32-40 м над подошвой подъяруса. Местами в нем прослои из известняков (с. Знаменка).	
		4-25						
		6-30	25-10 (редчайше) 2-80	—		5	Прслеживается по р. Ик и севернее. Известняки переслаиваются с глинами и мергелями. Уровень под Ижевским.	
		0-6						
Нижнеказанского подъяруса (P_2K_1)		10-30	01-3 меньше 5-7		104 10-116 119-140	37-60 81-83	1	Прслеживается повсюду Южнее широтной д. течения р. Аиша. В нижней части известняков (до 8 м) залегают известняки.
		11-28 05-7		122-08 04-4		72-83	2	Развиты только в верховьях рек Татарь, Кундрия и южнее. Воды напорные.
		4-13 15-18 3-7	суммарные 5-50		127	72-83	3	
Уфимского яруса (P_2U)		100-160	01-7			73	Залегает преимущественно ниже врез основных рек	
P_1K_2								



Рис. 21. Схематическая гидростратиграфическая колонка верхнепермских отложений юго-западных районов Башкирии (юго-западнее линии Октябрьский—Белебей—Шафраново—Киргиз—Мияки. Составила Н. Н. Толстунова 1 — песчаники, 2 — известняки; 3 — аргиллиты и аргиллитоподобные глины; 4 — мергели, 5 — гипсы, 6 — ангидриты; 7 — относительно водоупорные толщи аргиллитов и аргиллитоподобных глин с прослоями 0,1—2 м песчаников и алевролитов, местами водоносных (дебит родников до 0,1 л/сек), 8 — жирные водоупорные глины, 9 — доломиты.

пласта. Верхний пласт песчаников (10—20 м) с линзами конгломератов и алевролитов повсеместно обнажен и подстилается аргиллитоподобными глинами мощностью 10—20 м, в свою очередь содержащими мало-мощные прослои песчаников и алевролитов. Воды безнапорные. Из песчаников выходят многочисленные родники. Около 10% их имеют пластовый характер и дебиты 1—4 л/сек. Расход остальных родников 0,2—1 л/сек. Дебиты скважин составляют 1,1—1 л/сек при понижениях соответственно 1,3 и 11,7 м (скв. 73, 81). Коэффициент фильтрации песчаников по скв. 81 1,65 м/сутки, водопроницаемость 18,2 м²/сутки, коэффициент удерживания 1 · 10⁵ м²/сутки, водоотдача 0,004. Второй (нижний) пласт известняков (1,5—2 м и более) залегает в основании подъяруса. Он подстилается жирными глинами (0,2—6 м), которые отделяют водоносный пласт от водоносного комплекса нижеказанских отложений. Местами глины отсутствуют и известняки залегают на нижеказанских песчаниках (район г. Белебей). Горизонт прослежен в верховье р. Тельгазы (род. 132), в бассейне р. Кундряк (род. 128), юго-западнее с. Стерлибашево и в других местах. На междуречье Дема — Уршак он вскрыт скважиной (№ 55) на глубине 8 м. Дебиты родников 0,1—0,8 л/сек, в мульдях 2—2,5 л/сек. Дебит скважины 0,2 л/сек при понижении 3 м.

На площади лагунно-морских осадков (юго-западнее линии Октябрьский — Белебей — Шафраново — Киргиз-Мияки) вышеописанный водоносный пласт известняков прослежен повсеместно и является пятым в разрезе комплекса. Здесь мощность известняков увеличивается до 6—30 м, а в составе имеются прослои глин и бурых углей. Дебиты родников из них в районе г. Белебей 2,5—10 л/сек, а на междуречье Ик — Менеуз, в бассейнах рек Уяза, Седяк и по левому склону долины р. Демы (район сел Аитово, Каськиново, Туксанбаево), где известняки сильно закарстованы и идет переток подземных вод из вышележащих толщ, — от 1,2 до 80 л/сек. Наиболее крупные родники здесь приурочены также к синклиналям (род. 121, 126). Выше этого пласта на разных участках прослеживаются еще до четырех водоносных пластов (см. рис. 21). Они представлены известняками, реже песчаниками. Пласты местами содержат прослои и линзы глин. Друг от друга водоносные пласты отделяются толщами (до 25 м) аргиллитоподобных (изредка жирных) глин с многочисленными прослоями (0,1—2 м) песчаников, алевролитов, известняков, мергелей, местами содержащих подземные воды (дебиты родников до 0,1 л/сек). По склонам долин водоносные пласты прослеживаются по многочисленным родникам и пластовым выходам подземных вод, дебиты которых изменяются от 0,5 до 30 л/сек. Более водообильны пласты известняков, а максимальные дебиты родников как для известняков, так и для песчаников связаны с участками синклиналей и мульд.

Водоносный комплекс в пределах всей площади развития в основном дренируется местной гидрографической сетью. Движение вод в нем определяется общим погружением пород на юго-запад, что определяет положение родников на склонах, совпадающих с падением пород. Воды нижнего горизонта имеют напорный характер юго-западнее линии Ермекеево — Приютово — устье р. Уязы. В пограничной полосе Оренбургской области (Ефремо-Зыковская площадь) известны самонизливы вод из скважин с глубин 29—80 м.

Минерализация вод комплекса обычно 0,3—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный с содержанием сульфатов не более 6 %-экв. Среди катионов доминируют кальций и магний, на площади континентальных осадков часто встречается натрий. Общая жесткость 6—8 мг-экв. На междуречье Ик — Дема в пятом водоносном пласте минерализация вод

до 1,6 г/л, а общая жесткость до 22 мг-экв. Тип вод здесь гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатный кальциевый.

Воды комплекса широко используются для водоснабжения (г. Белебей, ст. Глуховская, сел. Аксеново, Шафраново и ряд других).

Водоносный комплекс отложений нижнеказанского подъяруса (P_{2kz1})

В полосе выхода на поверхность в толще отложений нижнеказанского подъяруса прослежено три водоносных пласта, из которых верхний развит повсеместно, а два нижележащих — южнее р. Уязы (см. рис. 21).

Верхний пласт приурочен к верхней песчаниковой толще. В верховье р. Бол. Изяк нижняя часть этой толщи обогащена битой ракушкой, а южнее широтного течения р. Ашкадар замещается известняками, мощность которых достигает 8 м (скв. 83) при общей мощности толщи 27 м. Мощность обводненной части песчаников от 3—5 до 10—16 м, уменьшаясь к сводам поднятий. Нижним водоупором для пласта служат аргиллитоподобные глины нижней глинистой толщи подъяруса. Юго-восточнее р. Демы пласт надежно изолирован также и от верхнеказанского комплекса водоупорными глинами (скв. 60 и 81). Обычно подошва пласта залегает на 25—30 м выше вреза гидросети, а в долинах рек Бол. Куюргазы (род 140), Ря, Стивинзи — на уровне вреза. Почти 80% родников имеют дебиты 0,1—3 л/сек, остальные 5—7 л/сек и более. Крупные (более 7 л/сек) нисходящие и восходящие родники приурочены к синклиналям (род. 104, 106, 116, 119, 140). Родники с дебитами до 3 л/сек характерны для присводовых частей Сараево-Асликульского и Федоровско-Стерлибашевского валов. Но и здесь относительно высокодебитные (1—3 л/сек) родники тяготеют к мульдам. Величина дебитов тем больше, чем крупнее мульда (скв. 37, 60, 81, 83). Коэффициент фильтрации для песчаниковой толщи изменяется от десятых долей до 20 м/сутки, водоотдача от 0,0001 до 0,4.

Второй водоносный пласт органогенных известняков в глинистой толще подъяруса распространен в верховьях рек Тятерь, Кундряк и южнее. Мощность его от 0,5—1,5 м в бассейне указанных рек до 7 м в долине р. Бол. Куюргазы (скв. 83). Пласт хорошо прослеживается пластовыми выходами (второй сверху ярус) воды по склонам долин рек Бол. Изяк, Тятерь (верховье), Алштан (правый приток р. Кундряк) и Ашкадар. Расход их колеблется от 0,5 до 2 л/сек, редко более 2 л/сек. Дебит скв. 72 из этого пласта составил 1,22 л/сек без понижения уровня, а по скв. 83—0,8 л/сек при понижении 4,4 м. Южнее р. Ашкадар он вскрыт по долинам рек на глубине 20—40 м и содержит напорные воды (напор до 10 м).

Третий пласт прослежен на той же площади, что и второй, а также несколько севернее в долине р. Узян. Водовмещающими являются тонкоплитчатые известняки, залегающие в 3—7 м от подошвы подъяруса. Мощность их 1,5—2 м в бассейнах рек Уяза и Тятерь, южнее 2,4 и 12,9 м (скв. 72 и 83). Для пласта верхним водоупором являются глины мощностью от 4—5 м в бассейне р. Тятерь до 12—13 м в долине р. Ашкадар и южнее, а нижним — глины мощностью 3—7 м основания подъяруса и глинисто-алевритистые породы уфимского яруса. Родники из пласта немногочисленны и расположены обычно цепочками вдоль него. Они известны в верховьях рек Уяза, Тятерь (род. 127), в долине руч. Алштан вблизи с. Каралачик, по долине р. Ашкадар (у сел. Денискино, Батырово, Сергеевка). Дебиты родников 0,3—1 л/сек, суммарно от 5 до 50 л/сек. Южнее р. Ашкадар и на небольших участках се-

вернее пласт напорный. По скв 72 величина напора 1,7 м, южнее р. Ашкадар (у с Михайловки) 8,8 м, по скв 83 в бассейне р Бол Куюргазы 23 м. Дебиты этих скважин равны соответственно 2,5, 1,8 и 2,37 л/сек при понижении 0,61, 8,7 и 3,8 м. Коэффициент водопроницаемости пород (по скв 72) $21 \text{ м}^2/\text{сутки}$, пьезопроводимости $2 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{сутки}$.

В сводовых частях Сараево-Асликульского и Федоровско-Стерлибашевского валов воды комплекса разгружаются (в гидросеть) полностью, а юго-западнее линии Кандрыкуль — Усень-Ивановское — Шафраново — Раевка — Стерлибашево — Федоровка — верховье р Сухайли — лишь частично. Движение подземных вод здесь направлено на юго-запад по падению пород. В питании водоносного комплекса, помимо атмосферных осадков, существенную роль играют воды верхнеказанских отложений. Ручьи от родников из верхнеказанских отложений особенно интенсивно поглощаются песчаниками первого пласта в сводовых частях указанных выше валов. Вдоль западной границы Башкирии нижнеказанские отложения на поверхность не выходят и водоносность их не изучена.

Минерализация вод комплекса на площадях выхода его на поверхность преимущественно 0,3—0,5 г/л, тип вод гидрокарбонатный, среди катионов преобладают кальций и магний, содержание натрия возрастает от первого пласта к третьему (от 9—22 до 22—50 %-экв). Общая жесткость 5—6 мг-экв. Воды с минерализацией 0,5—1 г/л отмечены для первого пласта в бассейнах рек Уяза, Тятерь и Менеуз, для третьего в бассейне р Бол Куюргазы (скв. 83). Тип их гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатный (за счет загипсованности пород) кальциевый, общая жесткость 7—10 мг-экв.

Воды нижнеказанского комплекса, особенно первого пласта, широко используются для водоснабжения г Белебея, сел Киргиз-Мияки, Стерлибашево, Федоровка и многих других.

Водоносный комплекс отложений уфимского яруса (P_{2u})

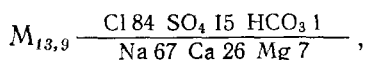
Водоносный комплекс развит на платформе западнее меридиана с Старо-Балтачево. В толще общей мощностью от 100 м в районе г. Октябрьского до 324 м в долине р. Буй водоносные породы составляют 46—70% и залегают в виде прослоев и рукавообразных линз среди водоупорных аргиллитоподобных глин. Воды пластового типа приурочены к прослоям песчаников, алевролитов, известняков и мергелей, имеющих значительное распространение при мощности 1—5 м, редко 10—15 м. Водоносные пласты или слои часто выклиниваются или замещаются водоупорными породами. Количество их на различных участках от одного до пяти. Они фиксируются по выходам (на разных уровнях) родников. Дебиты родников из песчаников и алевролитов 0,01—0,5 л/сек, чаще 0,1—0,2 л/сек. По правобережью р. Белой из известняков выходят родники с дебитами 5—7 л/сек. Скважинами воды вскрываются на глубине до 50 м и более. Дебиты их в песчаниках и алевролитах от 0,2 до 0,7 л/сек при понижении уровня соответственно 35,2 и 0,5 м (скв. 14, 20, 34, 30, 49, 50). Более производительны слои дырчатых известняков. Удельные дебиты скважин, их вскрывших (район г. Бирска), изменяются от 0,04 до 3,3 л/сек. В пределах выхода на поверхность комплекса на валах и других положительных формах воды безнапорные. Последнее особенно хорошо прослеживается в сводовых частях Сараево-Асликульского и Федоровско-Стерлибашевского валов. Здесь водопроницаемые слои верхней части комплекса (60—80 м) либо безводны, либо заполнены водой, но незначительно. Воды со свободным уровнем вскрываются скважинами на глубине 60—80 м. При бу-

рении скважин в этой части комплекса наблюдается полное поглощение промывочной жидкости и подземных вод из вышележащих водоносных комплексов казанского яруса. В синклиналях и мульдах воды нижних водоносных слоев приобретают напор. Юго-западнее, с погружением комплекса под более молодые отложения, воды всех его слоев напорные. Они вскрыты южнее широтного течения р. Ашкадар у с. Михайловки, в верховье р. Бол. Изяк (скв. 73), на левобережье р. Демы против устья р. Уязы. В этой зоне пьезометрические уровни отдельных водоносных слоев (скв. 73) имеют близкие отметки (разница до 1,5—2 м), а нижняя загипсованная часть комплекса практически водонепроницаема. Величина напора вод над кровлей комплекса у с. Михайловки составляет 31 м, на левобережье р. Демы отмечен самоизлив сероводородных вод из песчаников и алевролитов (напор 63 м). Производительность комплекса также пестрая. Так, дебит скв. 73 составил 1,1 л/сек при понижении 1 м, а скважины у с. Михайловки из верхней части (51 м) комплекса — 0,92 л/сек при понижении 25 м.

Воды в рукавообразных линзах косослоистых песчаников имеют ограниченное распространение. Мощность линз 10—15 м, редко до 32 м. Обводнены они частично (5—6 м) или полностью в зависимости от положения по отношению к эрозионной сети. В краевых частях линз песчаники часто соприкасаются с одним или несколькими слоями подземных вод первого типа. Дебиты родников 0,5—7 л/сек. Такие родники тяготеют к неширокой полосе, идущей от верхней части правого склона долины р. Быстрый Танып (деревни Тучебаево, Кузбаево) на юг к междуречью Быстрый Танып—Кынгыр, по верховьям левых притоков р. Чермасан к верхней части водораздела рек Чермасан—Бол. Нугуш—Усень. Вторая подобная полоса прослеживается от водораздела нижнего течения р. Бирь и р. Белой, по правобережью р. Кармасан до ее верховья, затем по правобережью р. Уязы в сторону оз. Асликуль. На севере указанных полос родники многочисленны, нисходящие, с дебитами от 0,5 до 10 л/сек. В направлении на юго-запад появляются восходящие родники, количество их уменьшается, но дебиты стабилизируются (4—7 л/сек). В бассейне р. Быстрый Танып (скв. 7) и в верховье р. Кармасан (скв. 38) дебиты скважин в песчаных равнинах соответственно 1,6—1,8 л/сек при понижении 2,6—6 м.

В питании комплекса, кроме атмосферных осадков, принимают участие воды родникового стока верхне- и нижнеказанских водоносных комплексов, интенсивно поглощающиеся в сводовых частях Сараево-Асликульского и Федоровско-Стерлибашевского валов (правобережье р. Уршак, междуречье Уршак—Дема).

Минерализация вод комплекса по родникам от 0,3 до 3,6 г/л. На правобережье р. Белой, в бассейнах рек Сюнь и База, преобладают (около 90% водопунктов) гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниево-магневые воды с минерализацией до 0,7 г/л и общей жесткостью 4—6 мг-экв. Подчиненное значение имеют гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные воды с минерализацией 0,7—1 г/л и жесткостью 7—12 мг-экв. К югу и юго-западу от указанных районов пестрота минерализации увеличивается. Во многих родниках она достигает 3 г/л при общей жесткости до 20 мг-экв. Тип вод гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатный кальциево-магниево-магневый. Воды высокой минерализации вскрыты рядом скважин под аллювиальными отложениями в долине р. Белой ниже г. Бирска. В дер. Русский Ангасяк из алевролитов с глубины 26 м (абс. отм. 44 м) вода имеет состав



а в песчаниках той же скважины на глубине 70 м (абс. отм. 0 м)

$$M_{113} \frac{Cl 98 SO_4 2}{Na 69 Ca 20 Mg 11}.$$

В верховьях р. Бол. Изяк (скв. 73) состав воды из слоя известняков в интервале 32—68 м

$$M_{0,4} \frac{HCO_3 82 SO_4 15 Cl 1}{Mg 47 Ca 44 Na 9},$$

а из песчаников интервала 138—189 м (абс. отм. 162—111 м)

$$M_4 \frac{Cl 71 SO_4 25 HCO_3 4}{Ca 47 Na 44 Mg 9}.$$

Причина такой высокой минерализации пока неясна. Воды комплекса, несмотря на довольно слабую производительность и пеструю минерализацию, нередко являются единственным источником водоснабжения. Значение их усиливается тем, что комплекс занимает примерно третью часть площади Волго-Камского артезианского бассейна.

Водоносный комплекс нижней части уфимского яруса (соликамской свиты) (Р₂С₁)

Водоносный комплекс отложений соликамской свиты выделен только на участках выхода их на поверхность восточнее линии Уфа — Старобалтачево. Западнее этой линии водоносность их изучена слабо и описана выше в составе комплекса уфимских отложений. Комплекс представлен в верхней части пачкой тонко переслаивающихся (слои 1,5—2 м) песчаников, глин, известняков, реже доломитов и мергелей, а в нижней — «седой» толщей переслаивающихся известняков, доломитов, глин, мергелей и песчаников. Водоносны слои известняков, доломитов, песчаников и алевролитов. Наличие и характер вод в комплексе зависят от состава подстилающих пород кунгурского яруса и структурного плана территории.

В восточной части комплекса (см. карту 1), где он подстилается карбонатными породами иренской свиты кунгура, водопроницаемые породы обводнены повсеместно, но на тектонически приподнятых участках мощность обводненной части и водообильность пород наименьшие. Наибольшей водоносностью здесь обладают известняки и доломиты «седой» пачки, которые в зависимости от положения в разрезе водупорных мергелей и глин интенсивно обводнены то в верхней, то в нижней ее части. В целом для комплекса дебиты родников изменяются от 0,1 до 2,5 л/сек, причем дебиты 0,1—0,5 л/сек характерны для верхней пачки, а 0,5—2,5 л/сек — для «седой». Колодцами и скважинами воды вскрываются на глубине от 2—8 до 30 м (скв. 6). При опробовании всего вскрытого разреза свиты (высота столба воды по скважинам достигает 20—25 м) дебиты скважин составляют 0,02—1,5 л/сек (скв. 6) при понижении соответственно 5—6,9 м.

Сложнее гидрогеологические условия в западной части, где комплекс залегает на гипсах иренской свиты кунгура. Наличие подземных вод в комплексе здесь зависит, кроме того, от степени и характера их закарстованности. Гипсы наиболее закарстованы на сводах поднятий по кровле кунгура и в речных долинах, где мощность соликамской свиты не превышает 35—40 м. Сильно закарстованные участки отмечены на междуречьях Бирь — Ар (Худяковская и Тайгинская антиклинали), Уса — Уфа (Кушкульское поднятие), Уса — Изяк (Новоиликовское и Спасское поднятия), Уфа — Сим (Кальтовское, Байгиль-

динское поднятия) и в других местах. В пределах поднятий соликамские отложения водоносны только на локальных участках ненарушенного залегания (дебиты родников до 0,1 л/сек). При глубине залегания гипсов более 50 м их закарстованность уменьшается, а верхняя и нижняя пачки соликамской свиты водоносны (род 4, 18, 28, 85, 87). В этих условиях нижним водоупором для комплекса служат глины и мергели, залегающие выше подошвы на 5—8 м. Родники, выходящие из песчаников, алевролитов и известняков верхней пачки, имеют дебиты 0,1—0,5 л/сек, из известняков и доломитов нижней пачки — 1,5—3,5 л/сек. Глубина залегания вод в комплексе, вскрытых довольно многочисленными скважинами, колеблется от 13 до 53 м. Дебиты скважин от 0,2 л/сек при понижениях 2,5—35,2 м вблизи сводов поднятий (скв 14, 15) до 1—1,6 л/сек при понижениях соответственно 0,2 и 1,5 м в синклиналях (скв 4, 27, 33). Местами в синклиналях воды напорные.

В некоторых речных долинах (левые притоки р. Ар, верховья рек Бол. Иняк, Чегуды и др.) отложения свиты нередко залегают значительно ниже кровли кунгурских гипсов, выполняя в них карстовые провалы. На таких участках воды в соликамских отложениях гидравлически связаны с водами в гипсах кунгура, о чем свидетельствуют родники с минерализацией воды 1,1—1,6 г/л (род 28). Аналогичную минерализацию имеют воды, вскрытые (скв 5) в долинах левых притоков р. Ар (руч Кундашлы, Карышево, Тимка) в основании соликамской свиты или в верху иреньской.

Минерализация вод комплекса обычно 0,3—0,5 г/л, тип вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый, общая жесткость 5—6 мг-экв. Повышение минерализации до 1,5—2,2 г/л отмечается в синклиналях по долинам рек, где возможна разгрузка вод повышенной минерализации из отложений кунгурского яруса. Тип вод в таких местах сульфатный кальциевый, общая жесткость 30—35 мг-экв.

Воды комплекса широко используются для водоснабжения.

ВОДЫ НИЖНЕПЕРМСКИХ, КАМЕННОУГОЛЬНЫХ И ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения нижней перми, карбона и девона представляют большую часть разреза палеозойского чехла Волго-Камского артезианского бассейна. Фациальная изменчивость их обуславливает сложное распространение в них подземных вод. В толще этих пород выделены: водоносный горизонт отложений кунгурского яруса; водоупорные галогенные породы кунгурского яруса; водоносные комплексы отложений кошелевской и лемазинской свит, филипповского горизонта кунгурского яруса; нижнепермских (преимущественно докунгурских) отложений; нижней перми и карбона; карбона и девона.

Водоносный горизонт отложений кунгурского яруса (P₁kg)

Горизонт распространен на участках выхода на поверхность или неглубокого (обычно до 80 м) залегания преимущественно галогенных и в небольшой мере карбонатных пород кунгурского яруса, где они трещиноваты и закарстованы. На большей же части платформы и Предуральяского прогиба кунгурский ярус сложен в основном монолитными ангидритами с прослоями доломитов и каменной соли и представляет собой региональный водоупор.

Более или менее значительные площади выхода галогенных пород на поверхность известны по правобережью р. Тую, на междуречьях

Уфа — Сим и Уршак — Белая, а мелкие участки имеются по долинам рек в Прибельской равнине и Сакмаро-Бельской возвышенности. Здесь породы представлены гипсами с небольшими прослоями карбонатных пород, трещиноваты и сильно закарстованы. Мощность трещинно-карстовой зоны не установлена, но, судя по тому, что глубина отдельных карстовых воронок и провалов на междуречье Белая — Уршак достигает 30 м, а в днищах их отмечаются поноры, мощность трещинно-карстовой зоны здесь может достигать 50 м. В пределах г. Уфы, на правом склоне долины р. Белой, открытые трещины вскрыты скважинами на глубине до 70 м. Не исключено, однако, что здесь на крутом склоне открыты преимущественно трещины отседания (бортового отпора). В толще переслаивающихся гипсов и карбонатных пород (в зоне замещения карбонатных пород иренской свиты сульфатными в бассейнах рек Ар и Бирь) трещины и карстовые полости в них встречаются на большой глубине.

Воды в трещинно-карстовой зоне пород безнапорные. В условиях расчлененного рельефа (междуречье Белая — Уршак) породы местами безводны (сдренированы). Вблизи днищ долин отдельные карстовые воронки обнажают зеркало подземных вод. О производительности горизонта можно судить только по родникам, которые разделяются по величине дебита на две группы. К первой группе относятся родники с дебитом 0,1—3, реже до 5 л/сек. Они обычно выходят по берегам рек, подмывающих массивы гипсов (род 83, 84, 95, 112), и на малых площадях развития гипсов. Вторую группу составляют высокодебитные родники, приуроченные к зоне фациального замещения карбонатных пород сульфатными (бассейны рек Ар и Бирь) и к местам сочленения неоген-четвертичных отложений с породами кунгурского яруса в долинах рек (левобережье р. Белой и в других местах). Они, как правило, выходят из воронок в днищах небольших рек и в основном восходящие. Дебит их (род 63, 71, 106, 113) достигает десятков и сотен литров в секунду (до 400 л/сек).

В местах, где породы кунгурского яруса перекрыты неогеновыми и четвертичными отложениями (отдельные карстово-эрозионные впадины, палеодолины, современные речные долины), гипсы трещиноваты, закарстованы и содержат подземные воды, взаимосвязанные с водами перекрывающих отложений. Мощность трещинно-карстовой зоны в гипсах здесь также достоверно не установлена. Отдельные карстовые полости пересекаются скважинами в 50—60 м ниже кровли гипсов. При этом в большинстве случаев под глинистыми плиоценовыми отложениями воды напорные (до самоизлива из скважин). Наиболее хорошо это устанавливается вдоль р. Белой от устья р. Ашкар до устья р. Сим, а также на других участках палеодолины р. Белой и ее притоков (скв. 24, 33, 47 и др.), где в гипсах под глинами кинельской свиты плиоцена на глубине до 240 м (абс. отм. до —87 м) вскрыты самоизливающиеся воды с дебитом по отдельным скважинам до 33 л/сек и высотой фонтана над устьем до 3 м. Замечено, что наиболее производительны скважины, расположенные по бортам палеодолин (удельный дебит скв. 24 и 33 около 1 л/сек, других скважин до 2 л/сек).

Трещиноватость и закарстованность гипсов под верхнепермскими отложениями наблюдается только там, где мощность покрова не превышает 80 м. Такие условия отмечаются вблизи западной и юго-западной окраин Уфимского плато. Вдоль долины р. Белой ниже г. Уфы трещинно-карстовая зона устанавливается в гипсах под уфимскими отложениями, сильно изрезанными палеореками, на глубине до 180 м. Как показывают данные бурения, мощность трещинно-карстовой зоны в гипсах под соликамской свитой сильно колеблется. В верхней части чель-

дуречья Бирь — Ар одна из скважин на глубине 43,5 м вскрыла трещиноватые гипсы (10 м) и затем вошла в монолитные ангидриты. На междуречье Уфа — Сим на глубине 63,6 м зафиксированы трещиноватые гипсы (2,7 м). Ближе к склонам речных долин мощность зоны увеличивается. В верхней части правого склона долины р. Белой (выше устья реч. Сутолоки) в г. Уфе с глубины 45 м вскрыты трещиноватые гипсы мощностью 25 м, а в 0,3 км ниже по склону с глубины 37 м — мощностью 33 м. Многочисленные провалы (до 3 м) бурового снаряда и поглощение промывочной жидкости свидетельствуют, что наиболее трещиноваты и закарстованы гипсы вблизи контакта с верхнепермскими отложениями, где в зоне постепенного перехода от соликамской свиты к иреньской происходит сильное выщелачивание как гипсов, так и карбонатных пород и образуется «закарстованная пачка», выделяемая геологами-нефтяниками между относительно однородными гипсами кунгура и слоистыми породами соликамской свиты. В этой пачке (до 40—50 м) породы сильно кавернозны, перемяты и местами образуют карстовую брекчию, сцементированную глиной. При бурении скважин во многих случаях из приконтактной зоны соликамской и иреньской свит отмечался самоизлив вод с дебитом от 0,5—3 до 33 л/сек. Наиболее часто самоизлив наблюдался в бассейнах рек Бирь и Изяк (правый приток р. Уфы). Видимо, это самая производительная часть водоносного горизонта. Ниже этой зоны открытая трещиноватость, а следовательно, и водоносность гипсов незначительны. В районе г. Уфы дебит скважин из гипсов ниже закарстованной зоны составлял сотые доли литра в секунду при понижениях от 0,05 до 33 м, а коэффициент фильтрации гипсов не превышает 1,4 м/сутки (данные С. П. Ткалича, В. И. Мартина и др.).

Минерализация вод горизонта обычно 1,5—3 г/л, редко до 4,5 г/л, тип сульфатный кальциевый, местами сульфатно-хлоридный с переменным соотношением катионов. В районе г. Уфы и на других участках минерализация вод в отдельных скважинах от 14 до 100 г/л и более, что связано с выщелачиванием включений каменной соли. Для водоснабжения воды почти не используются.

Водоупорные галогенные породы кунгурского яруса (Р₁kg)

Ниже зоны трещиноватости и закарстованности в пределах выходов на поверхность, а также под верхнепермскими отложениями галогенные породы кунгурского яруса являются региональным водоупором, развитым на обширной территории артезианского бассейна (за исключением Юрюзано-Сылвенской депрессии и части Башкирского свода). Во всех случаях верхняя часть водоупорной толщи на какую-то мощность сложена гипсами (см. гидрогеологические разрезы), а ниже — преимущественно ангидритами. На платформе, западнее и юго-западнее площади распространения карбонатных пород иреньской и филипповской свит водоупорная толща сложена ангидритами с прослоями и местами пачками доломитов, а вблизи Бельской депрессии — с линзами и пластами каменной соли. В Бельской депрессии преобладают ангидриты и каменная соль. Мощность водоупора в крайних западных и северо-западных районах платформы 50—100 м, вблизи Бельской депрессии до 1000 м, а в самой депрессии колеблется от 55 до 2200 м.

Значение водоупора исключительно велико, так как он разделяет на огромной территории палеозойский чехол артезианского бассейна на два этажа: нижний — докунгурский (с содержанием в кровле рассолов до 272—315 г/л) и верхний — послекунгурский, в котором заключены пресные, солоноватые и редко соленые воды.

Водоносный комплекс отложений кошелевской свиты кунгурского яруса ($P_{1kg\ ks}$)

Водоносный комплекс кошелевской свиты (до 160 м) распространен в центральной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Подземные воды приурочены к пластам и прослоям песчаников мощностью до 3—5 м, разделенным водоупорными аргиллитами или глинистыми сланцами (обычно меньшей мощности, чем песчаники). До глубины 20 м подземные воды безнапорные, глубже преимущественно напорные. Наличие вод подтверждается многочисленными родниками и отдельными скважинами. Родники (10, 21, 34, 46) имеют дебиты от 0,1 до 20, чаще до 1 л/сек. Во многих местах наблюдаются пластовые выходы подземных вод (протяженностью до 1 км) с общим расходом до 10—20 л/сек.

Минерализация вод комплекса обычно до 1 г/л, общая жесткость до 7 мг-экв, тип гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. Более высокая минерализация вод отмечена в местах наличия линз гипса и преобладания его в цементе песчаников.

Водоносный комплекс отложений лемазинской свиты кунгурского яруса ($P_{1kg\ lm}$)

Породы лемазинской свиты (до 110 м) выходят на поверхность вдоль границ развития кошелевской свиты и погружаются под нее. Подземные воды приурочены к брекчиевидным и кавернозным известнякам. Водоупорами служат прослои и пачки мергелей. Сочетание и выдержанность водоносных и водоупорных пород в разрезе не выяснены. В пределах выходов свиты на поверхность воды в ней безнапорные и залегают на глубине до 40 м, глубже — напорные. Родники из пород свиты редки. Они зафиксированы в основном вдоль западной полосы выходов свиты по речкам Мелекес, Кошелевке, Атавке и в меньшей мере вдоль левобережья р. Ай (по речкам Лемазе, Булатовке и Сивокаменке). Дебиты родников от 0,1 до 10 л/сек, их групп до 50 л/сек (род. 15, 53). Удельные дебиты скважин (села Алегазово, Вознесенка, Тастуба) 0,5—1,1 л/сек.

Минерализация вод до глубины вреза местной гидросети обычно не более 0,6 г/л, общая жесткость 3—7 мг-экв, тип гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый. По реч. Лемазе воды родников в зоне контакта лемазинской свиты с нижележащей устьикинской имеют минерализацию до 1,7 г/л, тип сульфатный кальциево-магниевый. Причина повышения их минерализации не установлена.

Воды комплекса используются для водоснабжения (родники, реже колодцы и скважины).

Водоносный комплекс отложений филипповского горизонта кунгурского яруса (P_{1kgfl})

Водоносный комплекс развит в центральной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Он охватывает все пять свит филипповского горизонта (устыикинскую, сабанаковскую, буранчинскую, каранаевскую и исмагиловскую) общей мощностью от 170 до 235 м. В пределах выходов их на поверхность в разрезе наблюдается частое и неравномерное переслаивание терригенных и карбонатных пород. Из них водоносны слои и простои (0,3—1,2 м) песчаников сабанаковской и каранаевской свит, афанитовых известняков буранчинской и исмагиловской свит, мер-

гелей и песчаников устьикинской свиты. Водоупорные слои (обычно меньшей мощности, чем водоносные) представлены глинистыми сланцами и аргиллитами. Взаимоотношения водоносных и водоупорных слоев весьма сложные.

Воды комплекса залегают на глубине до 30—40 м. Скважины обычно вскрывают несколько водоносных прослоев, но опробование их производится в целом. Удельные дебиты скважин (села Бол. Устьикинское, Алегазово, Аюпово, Кутушево и Абдрахманово), вскрывших воду в устьикинской и сабанаковской свитах, 0,5—5 л/сек, а в с. Бол. Устьикинское до 18 л/сек. У восточной окраины с. Озерское скважина глубиной 79 м, пройденная в аргиллитах с прослоями песчаников сабанаковской и, возможно, верхов буранчинской свит, оказалась практически безводной.

Представление о водоносности отдельных прослоев дают многочисленные родники. Они часто восходящие, что свидетельствует о наличии в разрезе напорных вод. Дебиты многих из них 0,1—5 л/сек, но около 40% всех родников групповые (на протяжении до 200 м) с дебитом от 7 до 75 л/сек (род. 11, 35). Концентрированные высокодебитные родники выходят из песчаников сабанаковской свиты (в с. Озерское около 25 л/сек) и из известняков исмагиловской свиты (род. 22 80 л/сек). В последнем температура вод 14°С (?) при обычной для других родников 5—7°С.

Минерализация вод комплекса до вреза гидросети редко превышает 0,5 г/л, общая жесткость их обычно 4,5—8 мг-экв, тип вод гидрокарбонатный кальциево-магнийевый. В загипсованных песчаниках воды обогащаются SO₄ (до 20—28 %-экв).

В осевой части Юрюзано-Сылвенской депрессии филипповский горизонт залегает на глубине 300—400 м. Сабанаковская и каранаевская свиты здесь замещены ангидритами, а остальные свиты почти целиком сложены карбонатными породами. На основании этого можно предполагать, что первые водоупорны, а вторые заключают напорные сульфатные и хлоридные воды.

Водоносный комплекс отложений нижней перми (P₁)

Водоносный комплекс развит почти на всей описываемой территории Волго-Камского артезианского бассейна и характеризуется исключительной неоднородностью в распределении и облике подземных вод как на площади выходов на поверхность, так и на глубине. В связи с этим описание его приводится по отдельным районам.

По восточному борту Предуральяского прогиба (на отрезке от р. Юрюзань на севере до р. Бол. Ик на юге) комплекс развит на поверхности. Здесь в нем объединены преимущественно терригенные и в меньшей мере карбонатные и галогенные отложения артинского, сакмарского и ассельского ярусов. На участке от р. Ук до р. Усолки в него полностью включены также породы кунгурского яруса, а южнее — только нижней его части. Общая мощность комплекса на междуречье Мяндым — Усолка — Зиган 800—1000 м, севернее около 1500 м, а южнее до 2300 м. Мощность отдельных слоев от 0,02—0,3 до 30—50 м.

Частая смена и фациальная замещаемость водоносных (песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты, линзы гипсов) и водоупорных (аргиллиты, глины, глинистые сланцы и пачки тонко переслаивающихся аргиллитов с алевролитами) пород в разрезе определяют сложную гидравлическую связь между водоносными пластами и прослоями. Глубина залегания подземных вод на площади развития комплекса неодинакова: на водораздельных грядах в песчаниках верхнеартинского

подъяруса 50 м, в условиях частого чередования водоносных и водопорных пород не более 30 м, а в прослоях и линзах гипсов достигает 75 м. Воды на этих глубинах в основном безнапорные. Водообильность пород зависит от их литологического состава и мощности. В пластах и пачках (10—40 м) разнородных песчаников кунгурского яруса и верхнеартинского подъяруса получены следующие притоки: дебит скв. 53 составил 0,2 л/сек при понижении 0,2 м; скв. 58 — 0,8 л/сек при понижении 2,6 м; скважины возле с. Верхне-Иткулово на р. Селеук — 2,3 л/сек при понижении 0,15 м (коэффициент фильтрации около 34 м/сутки). Дебиты родников из песчаников, реже конгломератов преимущественно 1—5 л/сек, а их групп (на протяжении 30—50 м) до 24 л/сек. Из известняков в скв. 65 получен приток воды 2,3 л/сек без понижения. Дебиты родников из известняков (как правило, сакмарского или ассельского ярусов) с сосредоточенным выходом до 10 л/сек. При переслаивании песчаников, алевролитов и известняков с глинистыми породами (в сакмарском и ассельском ярусах) дебиты скважин чаще 0,8—0,9 л/сек при понижении 2—2,9 м (скв. 46, 78, 80). Напорные (до самоизлива) воды встречены скважиной на левом склоне долины р. Ишоры вблизи с. Хазино и скв. 65. Дебит первой при самоизливе 2 л/сек, второй 0,84 л/сек при понижении 15 м. Родники в условиях переслаивания пород имеют дебит при сосредоточенных выходах 0,2—0,4 л/сек, реже до 0,8 л/сек, при рассредоточенных (площадь около 100 м²) — до 15 л/сек. Большой водообильностью отличаются прослои и линзы гипсов. Крупные родники из них отмечены по правобережью р. Зилим и вблизи пос. Красноусольского. В последнем пункте имеется родник «Горький ключ» с дебитом до 75 л/сек.

Минерализация и состав вод до изученной глубины (70—80 м) пестрые. Минерализация вод родников из карбонатных и терригенных незагипсованных пород и скважин с забоем на отметках гидросети (а для песчаников верхнеартинского подъяруса и до 50 м ниже ее) 0,3—0,5 г/л, реже до 0,7 г/л, тип гидрокарбонатный кальциево-магниевый или кальциевый. Общая жесткость вод 3,5—9,5 мг-экв и является почти полностью устранимой. В линзах и прослоях гипсов, а также в загипсованных песчаниках и в местах, где терригенные и карбонатные водоносные породы подстилаются загипсованными водупорными глинами, минерализация вод составляет 1—2,3 г/л, состав их сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый или сульфатный кальциевый, общая жесткость до 17—32 мг-экв при карбонатной 4—8 мг-экв. Подобные воды известны на междуречье Аскин — Зилим и в бассейнах рек Усолка, Зиган и Тор. В условиях частого переслаивания пород скважины с забоем на 30—40 м ниже вреза гидросети вскрывают воды с минерализацией от 1 г/л при сульфатно-гидрокарбонатном кальциевом составе (скв. 78) до 3,2 г/л при хлоридном натриевом составе (скв. 80). Для таких вод характерен запах сероводорода, наличие которого устанавливается от р. Усолки до р. Бол. Ик. В скв. 1 (Арх-Латышская площадь) на глубине 567 м минерализация вод комплекса 49 г/л, состав хлоридный натриевый.

На Уфимском плато и в прилегающей части Прибельской равнины нижнепермский водоносный комплекс охватывает выходящие на поверхность карбонатные отложения кунгурского, артинского, сакмарского и ассельского ярусов. Общая мощность комплекса в среднем около 500 м. В печатных и рукописных работах гидрогеологические условия отложений в указанном стратиграфическом объеме обычно рассматриваются в целом как область развития подземных вод в сильно закарстованных карбонатных породах. Почти всеми признается повсеместное развитие здесь вод, циркулирующих по гидравлически связан-

ным трещинам и карстовым полостям и имеющих гидравлическую поверхность, форма которой в сглаженном виде повторяет рельеф, а вблизи дрен находится на их уровне. Движение подземных вод происходит от менее закарстованных ядер водоразделов к днищам долин и суходолов, под которыми (как наиболее закарстованными участками) образуются концентрированные водотоки, направленные вдоль логов и проявляющиеся в их устьях крупными родниками. Эта схема распространения и динамики подземных вод наиболее полно разработана Д. С. Соколовыми и А. Г. Лыкошиным в 1944—1950 гг. в процессе изысканий под плотину Павловской ГЭС на р. Уфе и принята авторами других работ.

Анализ фактического материала показывает, что в толще карбонатных пород нет единой гидравлической поверхности подземных вод, форма которой в общем виде повторяла бы рельеф и вблизи рек находилась бы на их уровне. Об этом свидетельствует: 1) вскрытие скважинами двух и более водоносных интервалов, фиксируемых в процессе проходки скважин по резким скачкам уровня подземных вод; 2) различие (до 20 м) в абсолютных отметках установившегося уровня воды в скважинах, пройденных рядом, но имеющих разные глубины; 3) положение установившегося уровня воды в скважинах на водоразделах ниже абсолютных отметок родников в окружающих логах; 4) положение установившегося уровня воды в скважинах ниже постоянного поверхностного водотока как на участках наличия последнего, так и выше по долине, где он отсутствует (в верховье р. Бирь и ее правых притоков, по реч. Бердяшке, Яман-Елге и др.); 5) поглощение вод из основных дрен (реки Уфа, Юрюзань и, возможно, другие).

Имеющийся материал показывает, что в разрезе комплекса около 85—90% карбонатных пород водопроницаемы, а 10—15% водоупорны. Водопроницаемые породы представлены органогенно-обломочными, пелитоморфными, мелкокристаллическими и рифогенными известняками, а в филипповской свите кунгура преимущественно доломитами; водоупорные — прослоями глин, мергелей, глинистых и карбонатно-битуминозных сланцев, кремней, глинистых и кремнистых разностей известняков. Мощность этих прослоев от 1—5 см до 1,5—5 м. В чистом виде среди известняков кремни встречаются редко. Обычно они залегают в виде линз (1—50 см), окаймленных сверху и снизу кремнисто-глинисто-карбонатным материалом мощностью от 0,3—1 до 8—20 см и образуют водоупорную пачку (0,2—0,7 м), прослеживаемую на большие расстояния. Водоупорность пород обусловлена отсутствием в них водопроводящих трещин. Распространение водоупоров в разрезе неравномерное: они переслаиваются с водопроницаемыми породами через 0,3—1,2 м, через 30—40 м, а местами, возможно, и через 100—150 м. Положение водоупоров в условиях плохой обнаженности фиксируется по многочисленным родникам, расположенным выше вреза гидрографической сети, и по отсутствию поверхностных карстопоявлений на участках водоразделов и днищ логов. В логах при этом имеются русла (в бассейне р. Круш нередко с водотоками), не свойственные участкам распространения водопроницаемых закарстованных пород.

Сильная изрезанность пород комплекса эрозией сетью способствует их хорошей дренированности. В засушливое время года это местами приводит к их осушению, о чем свидетельствует исчезновение многих родников. При отсутствии водоупоров в толще карбонатов выше вреза гидрографической сети атмосферные воды инфильтруются на глубину, близкую к урезу поверхностных водотоков, а на участках наличия водоупоров задерживаются на них, образуя (Соколов, 1962) «висячие воды» (водоносные прослои, слои и горизонты с само-

стоятельными уровнями вод). Характерными признаками развития «висячих вод» являются: 1) наличие родников в определенном интервале разреза выше уровня поверхностных водотоков; 2) расположение родников на близких абсолютных отметках вдоль склона лога или в днищах мелких логов, пересекающих склон; 3) выход родников только на склонах, согласных с общим или локальным погружением слоев; 4) исчезновение ручьев, начинающихся от родников, после пересечения ими водоупора или вхождения в зону развития трещин отседания (бортового отпора). Последний признак при частом чередовании водоносных и водоупорных пород четко не выражен.

На территории распространения комплекса наличие «висячих вод» устанавливается почти повсеместно. Исключение представляют только крутые склоны долин рек и логов, где породы отличаются повышенной трещиноватостью, особенно за счет трещин отседания, нарушающих целостность водоупоров. Вследствие этого на придолинных участках воды залегают на глубине до 150—220 м, а вдали от долин при том же характере разреза — до 100 м. Глубина установившегося уровня подземных вод при прочих равных условиях тем меньше, чем больше водоупорных прослоев имеется в разрезе.

Более или менее «послойное» распределение водоносных и водоупорных пород в разрезе комплекса устанавливается на основании данных по описанию обнажений и родников, так как скважины вскрывают обычно несколько водоносных прослоев, гидравлическая связь между которыми не изучена.

«Висячие воды» установлены в брекчиевидных известняках иренской свиты (50—60 м) на междуречье Уфа—Уса (род 43, 58 и другие с дебитом от 0,1 до 2 л/сек). Они держатся на мергельно-глинистых прослоях (до 1 м) примерно в 10 м от кровли и в основании свиты. В доломитах филипповской свиты «висячие воды» отмечаются по левобережью р. Уфы, где эти породы залегают на относительно водоупорных глинистых известняках артинского яруса (бассейн рек Бул-мазки и Бердяшка, междуречье Юрюзань—Сырая Кирзя). В этих местах из нижней части свиты выходят родники с дебитом 0,1—0,3 л/сек, а дебит скважины в пос. Очит (на водоразделе) глубиной 40 м составил 5 л/сек при понижении 5,5 м.

В отложениях артинского яруса «висячие воды» наиболее широко развиты в бассейнах рек Туй, Сарс, рек и суходолов Круш, Бердяшка и Бол. Бердяшка. Здесь ярус представлен преимущественно карбонатными породами с многочисленными водоупорными прослоями глин, сланцев, глинистых и кремнистых известняков. В этих местах выходят многочисленные родники (19, 20, 30, 33, 44) с дебитом от 0,03 до 20 л/сек. В бассейне левых притоков р. Уфы (ниже р. Юрюзань) количество «висячих» водоносных горизонтов уменьшается вследствие неполной мощности яруса и уменьшения в его разрезе количества водоупорных прослоев. На юго-востоке Уфимского плато среди артинских пород преобладают чистые разности известняков, которые почти всюду сдренированы.

Из отложений сакмарского и ассельского ярусов (юрюзанской и урмантауской свит) родники, как правило, выходят на уровне гидросети. Это, однако, не исключает наличия «висячих вод» на прослоях кремней. Отсутствие родников выше уровня рек объясняется тем, что породы развиты на крутых склонах долины р. Юрюзань и крупных логов, где имеются трещины отседания, уводящие «висячие воды» вниз.

На урезе гидросети из пород комплекса выходят многочисленные родники с дебитом от сотых долей до тысяч литров в секунду. Из пород филипповской свиты родники (13, 29, 57, 64 и др.) выходят пре-

имущественно по правым притокам р. Уфы (реки Тюй, Байки, Урюш, Бурна, Уса) и по р. Бирь. Дебит их от 0,1—1 до 200—270 л/сек. Родник с дебитом 270 л/сек находится в с. Урюш (на одноименной реке) и приурочен к мульде. Удельный дебит скважин в бассейнах перечисленных рек от 0,04 до 6 л/сек, коэффициент фильтрации пород 2,5—15 м/сутки. Выходящие из отложений артинского яруса сосредоточенные родники имеют дебит 0,1—60 л/сек, рассредоточенные (на расстоянии до 1,5 км) — до 250 л/сек (род. 8, 9), а родник «Тюба» в днище реч. Яман-Елги — 350 л/сек. Удельные дебиты скважин от 0,3 до 3,5 л/сек. Коэффициент фильтрации пород, определенный по откачкам и нагнетаниям в скважинах в районе Павловской ГЭС, колеблется от 0,1 до 340 м/сутки (предельные величины по откачкам до 591 м/сутки). Действительная скорость фильтрации подземных вод через перемычки котлована при строительстве ГЭС составляла около 100 м/сутки. Дебиты родников, выходящих из отложений юрюзанской свиты (долины рек Юрюзань, Кошелевка, устьевые части многих логов), изменяются от десятых долей до сотен и тысяч литров в секунду. У тыловых швов террас из воронкообразных углублений обычно выходят восходящие родники. Широко известен родник «Красный Ключ» (74), находящийся на окраине одноименного поселка у подножья левого склона долины р. Уфы. Дебит его колеблется от 2—6 м³/сек зимой до 30—52 м³/сек весной (Лыкошин, Соколов, 1957). Это один из крупнейших родников мира. Нисходящие родники чаще расположены на уровне уреза рек и иногда являются рассредоточенными. На левом берегу р. Юрюзань против дер. Агирзя из полости в известняках выходит родник с дебитом в начале июля до 2,5 м³/сек, который в засушливые годы в конце августа и в отдельные зимы исчезает. В случаях, когда в известняках юрюзанской свиты имеются прослойки кремней, по берегам р. Юрюзань (ниже пос. Атяш и в других местах) наблюдаются рассредоточенные (до 0,6 км) выходы подземных вод в виде нисходящих и восходящих родников. Удельные дебиты скважин от 0,06 до 3,2 л/сек.

Питание подземных вод комплекса в описываемом районе осуществляется за счет почти полной инфильтрации атмосферных осадков и частично поглощения поверхностных водотоков. Этому способствует сильная закарстованность территории и наличие на склонах и водоразделах обломочного (дресвяного) элювио-делювия. Лишь на водоразделах, покрытых глинистыми неоген-четвертичными отложениями, атмосферные осадки задерживаются на поверхности, образуя заболоченности (междуречье Юрюзань — Бол. Бердяшка). Наличие карстовых воронок в днищах большинства логов исключает поверхностный сток почти на всем их протяжении даже в период паводка. Сплошной водоток в паводок и прерывистый в течение большей части лета наблюдается только по тем логам (Круш, Нижний Суян и др.), которые пересекают площади с большим количеством водоупорных прослоев и лишены карстовых воронок. В паводок за счет поглощения талых вод происходит интенсивное питание подземных вод, и уровень их в отдельных скважинах в районе Павловской ГЭС поднимался до 6 м за сутки.

Движение подземных вод в целом направлено преимущественно по падению пород. Это доказывается расположением родников на склонах, согласных с падением пород, как выше вреза гидросети, так и на ее уровне. Форма естественной депрессионной кривой в дренируемой части комплекса определяется рельефом местности только при отсутствии водоупоров выше вреза гидросети.

Особый интерес в динамике подземных вод представляют концентрированные карстовые водотоки и большедебитные родники, являю-

щиеся очагами разгрузки этих водотоков. Считается, что образование этих потоков связано с наличием зон повышенной трещиноватости и закарстованности пород под днищами логов. Есть основание предполагать, что они развиты преимущественно под днищами логов, заложённых по цепи локальных мульд, которые способствуют концентрации подземных вод. При других соотношениях геологических структур с логами подобные водотоки под днищами маловероятны. Это подтверждается данными бурения в днище р. Яман-Елги (приуроченной к присводовой части антиклинали) от пос. Просвет до пос. Развилка (см. скв. 11 и 12), где подземные воды вскрыты на глубине 78—220 м, наиболее закарстованные породы верхней части разреза сдренированы, а удельные дебиты скважин не превышают десятых долей литра в секунду. При изысканиях под Павловскую ГЭС вдоль левого склона долины р. Уфы была установлена зона пониженных уровней подземных вод («левобережная депрессия»). Поток воды здесь приурочен к трещиноватым известнякам борта палеодолины и следует вдоль реки, поскольку глинистые плиоценовые отложения, заполняющие палеодолину, препятствуют выходу вод в реку. На основании этого предполагалось, что на всем протяжении, где палеодолины врезаются в известняки и выполнены плиоценовыми и четвертичными глинистыми отложениями, вдоль контакта с ними в известняках имеются концентрированные подземные водотоки, являющиеся важнейшим элементом гидрогеологических условий речных долин. Подпруживанием подземного потока в известняках глинистыми отложениями палеодолины р. Уфы А. Г. Лыкошин и Д. С. Соколов (1957) объясняли образование родника «Красный Ключ» и других восходящих родников. Приуроченность подобных родников к месту сочленения карбонатных пород с глинистыми неоген-четвертичными отложениями в долине р. Юрюзань, отмеченная еще М. М. Толстухиной (1932 г.), подтверждает это.

Минерализация вод комплекса в пределах выхода его на поверхность составляет 0,1—0,4 г/л, чаще 0,2—0,3 г/л, общая жесткость 2—6 мг-экв и является почти полностью устранимой. Тип вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Вдоль полосы замещения карбонатных пород иренской свиты галогенными минерализация вод повышается до 0,8—1 г/л, а тип их становится гидрокарбонатно-сульфатным кальциевым и кальциево-магниевым. Ниже вреза гидросети изменение минерализации и состава вод в целом не прослежено. Анализ данных по отдельным скважинам показывает, что на 60—110 м ниже вреза гидросети воды имеют минерализацию 0,4—0,5 г/л, состав гидрокарбонатный или гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый.

Воды комплекса используются для водоснабжения сел и поселков (каптаж родников, на правом берегу р. Уфы много скважин).

В Предуральском прогибе и на большей части платформы водоносный комплекс нижнепермских отложений залегает на различной глубине под водоупорными галогенными породами кунгурского яруса, излучен неравномерно и недостаточно.

По западному борту Юрюзано-Сылвенской депрессии известно только, что вблизи полосы рифов на глубине около 750 м воды комплекса имеют минерализацию около 75 г/л (проба воды, вероятно, разбавлена).

В Бельской депрессии комплекс залегает под мощной толщей ангидритов и каменной соли кунгурского яруса на глубине от 150—180 м на севере до 2500 м по р. Нугуш и, возможно, до 3500 м вблизи южной границы республики. Воды приурочены к трещиноватым известнякам и мергелям. Из скважин в сводах антиклиналей на восточном борту депрессии во многих случаях отмечался самоизлив вод с дебитом от 12

до $100 \text{ м}^3/\text{сутки}$ ($0,14\text{--}1,15 \text{ л/сек}$) или уровень вод устанавливался на глубине до 150 м , что соответствует абсолютным отметкам $185\text{--}200 \text{ м}$. На Салиховской площади из отдельных скважин получены дебиты около $0,08\text{--}0,14 \text{ л/сек}$ при понижении уровня до 266 м , на Карлинской площади — $0,4 \text{ л/сек}$ при неизвестном понижении. Минерализация и химический состав вод местами совместно с водами верхнекаменноугольных отложений изучены в основном при эксплуатации нефтяных месторождений (Кинзебулатовского и др.). В среднем минерализация их составляет $30\text{--}148 \text{ г/л}$ (в пробах воды, выделенной из смеси с нефтью путем естественного отстоя или с помощью фенола, содержание солей достигало 225 г/л). Тип вод хлоридный натриевый. Содержание отдельных компонентов (%-экв): Cl $68\text{--}96$; SO_4 $2\text{--}16$; HCO_3 $3\text{--}15$, Na $67\text{--}85$; Ca $10\text{--}16$; Mg $5\text{--}17$. Общее содержание сероводорода до $3000\text{--}4000 \text{ мг/л}$. Из микрокомпонентов установлены J , Br и K ($80\text{--}150 \text{ мг/л}$).

Специфические гидрогеологические условия в Бельской депрессии установлены для нижнепермских рифовых массивов. Коллекторами нефти и подземных вод в них являются пористые известняки и доломиты центральных частей массивов (на всю их высоту), имеющие горизонтальное или пологонаклонное залегание. Пористость коллекторов $3\text{--}32\%$, местами до $55\text{--}71\%$. При пористости до 5% они практически непроницаемы, при $5\text{--}17\%$ проницаемость составляет $10\text{--}250 \text{ мд}$, а при $21\text{--}32\%$ и более — до 600 и даже 2250 мд . Периферические части рифов сложены плотными практически непроницаемыми породами. На севере рифовой полосы воды залегают на глубине $300\text{--}500 \text{ м}$, в районе Ишимбая — на глубине $700\text{--}800 \text{ м}$, у южной границы — на глубине $2000\text{--}2500 \text{ м}$. Они «подстилают» нефть, выше которой обычно имеется «газовая шапка». Воды напорные. На Ишимбайских массивах из отдельных скважин они самоизливались с дебитом до $180 \text{ м}^3/\text{сутки}$ ($2,1 \text{ л/сек}$), дебит остальных скважин около $1\text{--}1,25 \text{ л/сек}$ при понижении до 260 м . В процессе эксплуатации нефтяных месторождений уровень вод и нефти довольно быстро снижается. Это дало основание считать, что напор жидкости в рифах вызывается давлением газов и не является гидростатическим. Разные отметки водонефтяного контакта в соседних массивах рассматриваются обычно как доказательство гидравлической разобщенности вод в рифах. Однако отсутствие данных о поведении уровня подземных вод после выработки нефтяных месторождений не позволяет безоговорочно согласиться с подобными соображениями и однозначно ответить на эти вопросы. Минерализация вод в рифах обычно $230\text{--}280 \text{ г/л}$, реже 315 или 80 г/л (низкое значение минерализации скорее всего является следствием недоброкачества проб воды). Тип вод хлоридный натриевый. Из микрокомпонентов в них содержатся J , Br , NH_4 $100\text{--}400 \text{ мг/л}$, K $1500\text{--}2000 \text{ мг/л}$. Как правило, в водах растворен сероводород (до 1000 мг/л в Ишимбае), исчезающий на юге рифовой полосы на глубине около 2000 м .

В платформенной области кровля комплекса, включающего карбонатные отложения артинского, сакмарского, ассельского и местами нижней части кунгурского (оолитовые доломиты) ярусов, погружается на запад от Уфимского плато на глубину до $200\text{--}350 \text{ м}$ в речных долинах и до $450\text{--}600 \text{ м}$ на водоразделах. У южной границы Башкирии вблизи полосы рифов она залегает на глубине до 1500 м . Мощность его уменьшается от $600\text{--}900 \text{ м}$ вблизи рифов до $170\text{--}200 \text{ м}$ в западных районах платформы. Воды приурочены к пористо-кавернозным и трещиноватым известнякам и доломитам и фиксируются по перепадам в скважинах с дебитом до $8\text{--}15 \text{ л/сек}$ и по самоизливам из них с дебитом до $4\text{--}7 \text{ л/сек}$. Самоизлив вод наблюдался из скважин, имеющих

абс. отм. устья до 125—140 м, а в междуречье Уршак—Белая до 150 м. В нижнем течении р. Белой (абс. отм. местности не более 100 м) высота фонтанов над устьями скважин достигала 20—25 м, а в долине р. Ик вблизи г. Октябрьского—12 м. Местами фонтанирование вод сопровождалось газовыми выбросами.

Минерализация и состав вод комплекса на описываемой территории сильно меняются. Вблизи выходов его на поверхность (вдоль западной окраины Уфимского плато) минерализация вод в верхней части составляет 2—3 г/л при сульфатном кальциевом или кальциево-натриевом составе, в средней части на глубине от 100 до 250 м ниже вреза гидросети минерализация вод 3—10 г/л. При 3—6 г/л воды обычно сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, а при 6—10 г/л натриево-кальциевые. К подошве комплекса (до 400 м ниже вреза гидросети) минерализация вод постепенно увеличивается до 15 г/л при сульфатно-хлоридном или хлоридно-сульфатном натриево-кальциевом составе и до 30—50 г/л при хлоридном натриевом типе. На междуречьях Уфа—Сим и Уршак—Белая, т. е. южнее Уфимского плато и восточнее выходов на поверхность рифовых массивов, минерализация вод в разрезе комплекса (450—600 м) варьирует от 10—35 г/л в его верхней части до 80—107 г/л в нижней. В первом случае воды хлоридно-сульфатные или хлоридные натриево-кальциевые, во втором хлоридные натриевые. В целом западнее и юго-западнее Уфимского плато изолиния минерализации 100 г/л проходит примерно (с севера на юг) в 10—15 км западнее с. Верхне-Татышлы, через г. Бирск, ст. Чишмы, г. Стерлитамак и приурочена к разрезу сакмарского яруса. Вдоль этой линии в верхней части комплекса минерализация вод уменьшается до 60—80 г/л, а в нижней достигает 120—135 г/л. В северо-западной части Бирской седловины минерализация вод обычно 200—220 г/л и только в скв. 93 на Илишевской и скв. 9 на Маляшской площадях соответственно 244 и 249 г/л. По составу воды хлоридные натриевые. На Татарском своде и юго-восточном склоне Русской платформы состав вод изучен в отдельных точках. Вблизи г. Октябрьского в верхней части комплекса (на абс. отм. около —100 м) минерализация вод составляет 20—40 г/л, тип хлоридно-сульфатный натриевый, а южнее г. Октябрьского (Суллинская площадь) в нижней его части (на абс. отм. около —200 м) 168 г/л, тип хлоридный натриевый. Высокоминерализованные (260—272 г/л) хлоридного натриевого типа воды вскрыты на глубине около 1200 м в верхнем течении р. Ашкадар (Федоровская площадь) и на междуречье Бол. Юшатырь—Бол. Куюргаза (Якшимбетовская площадь). В водах повсеместно устанавливается сероводород, содержание которого на северо-западе Бирской седловины достигает 2183 мг/л.

Водоносный комплекс отложений нижней перми и карбона (С + Р₁)

Комплекс распространен по восточному борту Юрюзано-Сылвенской и Бельской (южнее р. Бол. Ик) депрессий и прилегающих к ним частей внешней зоны складчатости.

В первом районе комплекс объединяет отложения от верхнеартинского подъяруса до московского яруса включительно. Частые переслаивания и фациальные переходы (см. рис. 13) наряду с отдельными выдержанными толщами обусловили наличие в его разрезе сложной системы водоносных прослоев, линз и горизонтов. Севернее р. Ай в комплексе (до 4300 м) водоносными являются слои (мощность от 0,1—1,5 до 30—40 м) песчаников, известняков, алевролитов и конгломератов, водоупорами—слои аргиллитов и глинистых сланцев. На участках

выхода на поверхность пачек часто чередующихся пород глубина залегания подземных вод не превышает 35 м, в конгломератах (на Белокатайском плато) до 50 м. Дебиты родников, выходящих из пачек часто переслаивающихся пород, от 0,1 до 3, очень редко до 5 л/сек (род. 23, 24, 54). Расход пластовых выходов подземных вод протяженностью до 50—150 м изменяется от 2—3 до 50—100 л/сек (род. 36, 48). Большедебитные (до 25 л/сек) сосредоточенные родники выходят из конгломератов белокатайской (род. 37) и известняков ахунской свиты (по р. Киги у с. Успенки).

На междуречье Ай—Юрюзань и по правобережью р. Ай выше с. Старо-Халилово мощность комплекса около 1200—1500 м. Верхняя часть его, относящаяся к артинскому, сакмарскому и верхам ассельского яруса (до ахунской свиты), сложена в основном известняками с прослоями аргиллитов, песчаников, реже конгломератов (см. рис. 13). Только в янгантауской свите преобладают песчаниково-сланцевые пачки. В нижней части комплекса аргиллиты и глинистые сланцы переслаиваются с песчаниками, реже алевролитами, мергелями и известняками. Конгломераты здесь почти полностью отсутствуют. Реки Ай и Юрюзань имеют глубину вреза до 200 м и поэтому известняки, песчаники и конгломераты верхней части комплекса вблизи них местами сдренированы до глубины 80 м. Дебит родников из этой части разреза (восходящих и нисходящих) преимущественно 2—5 л/сек, а рассредоточенных до 25—50 л/сек (род. 68). На площади обнажения на поверхности нижней части комплекса воды залегают на глубине до 30—40 м, дебиты родников, выходящих из песчаников, в основном составляют 0,1—0,5 л/сек.

По левобережью р. Юрюзань (до реч. Айр) в разрезе комплекса преобладают известняки с прослоями аргиллитов, глинистых сланцев и песчаников. Водоносны здесь известняки, из которых выходят многочисленные родники с дебитом от 1 до 15 л/сек (род. 66).

В пределах выхода водоносного комплекса на поверхность пробурено много скважин для водоснабжения сел (Новобелокатай, Верхние Киги, Нижние Киги, Леуза и др.) и животноводческих ферм. Документация по скважинам обычно содержит данные об установленном уровне воды и дебите (часто без величины понижения). Из них видно, что дебит скважин глубиной 40—150 м, пройденных вдоль восточного борта Юрюзано-Сылвенской депрессии в условиях часто переслаивающихся пород, 0,5—1 л/сек (удельный 0,01—0,02 л/сек), а на участках развития выдержанных толщ известняков и конгломератов 0,5—10 л/сек (удельный 0,3—8 л/сек).

Во втором районе (южнее р. Бол. Ик) в водоносный комплекс объединены отложения от артинского яруса до верхов турнейского яруса включительно, а местами — терригенные породы нижней части кунгурского яруса (см. рис. 13). Отложения собраны в узкие линейные складки. Общая мощность их около 6000 м на севере и до 9000 м на юге. В разрезе комплекса, как и в первом районе, наблюдается частое (через 0,05—7,5 м) переслаивание терригенных и карбонатных пород. В артинском ярусе имеются песчаниковые и конгломератовые пачки мощностью соответственно до 150 и 40—80 м. Выдержанные толщи известняков характерны для сарабильской, курмаинской, бухарчинской свит и некоторых других частей разреза.

Подземные воды приурочены к песчаникам, известнякам, алевролитам и конгломератам. В нижней части комплекса (под бухарчинской свитой) известны родники из силицитов и кремнистых аргиллитов. Водоупорами являются глины, аргиллиты, реже мергели и сланцы глинистого состава. Глубина залегания вод в выдержанных толщах извест-

няков, выходящих на поверхность по водоразделам гряд, достигает 80 м, в выдержанных пачках песчаников и конгломератов — 60 м, на площади часто чередующихся пород 30—50 м. Дебиты многочисленных преимущественно нисходящих родников, выходящих из песчаников и алевролитов, от 0,05 до 1,5 л/сек (род 148, 152), а рассредоточенных до 3 л/сек. Родники, выходящие из известняков, имеют дебиты от 0,2 до 10 л/сек, а из бухарчинской свиты до 22—100 л/сек. Высокодебитные родники расположены в основании склонов поперечных речных долин (род 143, 145, 151). В бассейне рек Акберды, Ассель, Касмарки единичные скважины глубиной 40—50 м вскрыли воды во флишеидных пачках пород. Дебит их не превышает 2,5 л/сек.

Минерализация вод комплекса в районах выхода его на поверхность до 0,5 г/л, общая жесткость 3—8,5 мг-экв и обычно равна карбонатной. Тип вод гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый. Ниже вреза эрозионной сети минерализация и состав вод, вероятно, быстро меняются. В скв. 4 на Белокатайской площади с глубины 800—1000 м вода (частично разбавленная буровым раствором) имела минерализацию 177 г/л и хлоридный натриевый состав.

Водоносные комплексы отложений карбона и девона (D + C)

В мощной толще преимущественно карбонатных отложений карбона и девона, выведенных на поверхность в Западно-Уральской внешней зоне складчатости и повсеместно развитых на глубине в Предуральском прогибе и на платформе, состав пород не остается постоянным, вследствие чего изменяется и распределение в них подземных вод. Во внешней зоне складчатости, где границы смены литологических разностей отложений не закартированы, описывается водоносность всей толщи карбона и девона в целом, с указанием отличительных черт отдельных частей разреза без выделения их в самостоятельные водоносные комплексы, что сделано по территории Предуральского прогиба и платформы.

Во внешней зоне складчатости водоносная толща карбона и девона, включающая 4—5 водоносных комплексов, имеет различный стратиграфический интервал. На отрезке от р. Юрюзань до р. Бол. Ик в нее входит весь разрез этих систем, а севернее р. Юрюзань — от башкирского яруса карбона до основания девона. Мощность толщ севернее р. Юрюзань до 2000 м, от р. Юрюзань до р. Белой 900—1500 м и по р. Бол. Ик 2500 м. Распределение и глубина залегания подземных вод, а также водообильность пород в этой толще определяются характером разреза, геоморфологическими и геоструктурными условиями.

На протяжении от р. Юрюзань до р. Мал. Ик в разрезе (700—1300 м) карбона и верхнего девона до кровли семилукского горизонта (доманика) преобладают карбонатные отложения с небольшим содержанием терригенных и кремнистых пород. Породы среднего карбона (105—400 м), нижней части визейского и всего турнейского яруса (80—240 м), представленные плотными афанитовыми и пелитоморфными известняками, редко доломитами, с многочисленными прослоями, линзами и желваками кремней, как было отмечено при описании геоморфологии, слагают цепи водораздельных гряд, разделенных глубокими поперечными долинами. При моноклиальном погружении описываемых толщ в пределах этих гряд подземные воды залегают на глубине 100—200 м, а местами до 250 м и разгружаются по берегам поперечных рек в виде родников, дебит которых обычно не менее 5—7 л/сек. Вблизи р. Ишоры в зоне тектонического контакта с нижнепермскими отложениями выходит один из крупнейших родников Башкирии «Бер-

хомут» (№ 123) Дебит его в середине лета до 1300 л/сек, а минимальный 780 л/сек При залегании пород в силклиналях в них отмечаются «висячие воды», которые держатся на прослоях кремней или песчаниково-сланцевых пачках алатауской свиты (низы визейского и верхи турнейского ярусов) и проявляются родниками, расположенными на разной высоте над поверхностными водоотками Подобные родники часто встречаются на междуречье Нугуш—Белая—Мал Ик, редко севернее Дебит их обычно 0,1—0,2 л/сек, но иногда достигает 5 л/сек. Местами (бассейн р Усолки) на урзе рек имеются рассредоточенные (до 130 м) выходы подземных вод с дебитом до 40 л/сек, но при частом чередовании известняков с прослоями кремней и сланцев дебит родников не превышает 1 л/сек (род 103) Последнее, кроме описываемых толщ, наиболее характерно для разреза верхнего карбона

При изысканиях в районе Нугушского водохранилища воды были вскрыты в сильно разрушенных известняках среднего карбона под аллювиальными четвертичными и плиоценовыми песчано-глинистыми отложениями долины р Нугуш Удельные дебиты скважин составляли 5—26 л/сек, а коэффициент фильтрации пород—18—150 м/сутки, но уже в 10—15 м ниже поверхности известняков они в отдельных случаях уменьшались в 2 раза

В намюрском и большей части визейского ярусов (100—600 м), а также фаменского и франского (до кровли доманика) ярусов (220 м) преобладают чистые известняки и доломиты с желваками и линзами кремней Эти породы независимо от структурного плана прослеживаются в днищах и нижних частях склонов продольных долин эрозионной сети и сильно закарстованы Подземные воды залегают в них на глубине до 70—120 м, редко более По берегам поперечных рек и их продольных притоков из известняков и доломитов выходят многочисленные преимущественно нисходящие родники с дебитом от 0,1—5 до 50—400 л/сек (род 102, 131 из пород визе—намюра, 115, 120, 124, 133, 134 из пород девона) Некоторые из высокодебитных родников являются, вероятно, выходами на поверхность рек и ручьев, поглощенных выше по долинам карстовыми полостями Дебит таких родников сильно меняется по сезонам года

Севернее р Юрюзань в разрезе (до 900 м) башкирского яруса водоносны песчаники и известняки, водоупорны аргиллиты Глубина залегания подземных вод в этих условиях не превышает 50 м, дебиты родников 0,1—2 л/сек (род 6) Характер водоносности нижележащих карбонатных толщ нижнего карбона и верхнего девона (до кровли доманика) здесь мало отличается от вышеописанного для участка р Юрюзань—р Мал Ик Из карбонатных пород намюра и визе на этом участке (по правым притокам р Ай) выходят родники с дебитом до 100 л/сек (род 38 и др), в виде грифонов выбивающие в сводах антиклиналей из-под аргиллитов и песчаников башкирского яруса Породы фаменского и франского ярусов (до 850 м), как установлено при разведке и эксплуатации месторождений бокситов (вдоль р Ай в Челябинской области и в Башкирии), приуроченных к верхней части франского яруса, наиболее закарстованы и водообильны по зонам тектонических нарушений Вдоль этих зон удельные дебиты скважин составляют 7—30 л/сек, а коэффициент фильтрации пород 25—100 м/сутки Вне зон удельный дебит скважин, как правило, не превышает 1 л/сек и коэффициент фильтрации пород колеблется от 0,02 до 5 м/сутки Родники (62, 80 и др), выходящие из этих пород, имеют дебиты до 100 л/сек, а отдельные из них представляют собой выход на поверхность вод поглощенных рек и ручьев Так, на левобережье р Ай (Челябинская область) в карстовых воронках теряется реч. Ка-

менка, а затем выходит на поверхность у р. Ай в виде родника «Шумиха», дебит которого в зимнюю и летнюю межень (Перевозчиков, 1962б) 10—25 л/сек, а в период паводка до 2800 л/сек. Скорость подземного потока реч. Каменки 1130—1400 м/сутки.

На междуречье Мал. Ик — Бол. Ик, где в разрезе всего карбона наблюдается переслаивание карбонатных и терригенных пород, распределение подземных вод и дебиты родников аналогичны приведенным для башкирского яруса севернее р. Юрюзань. Только из выдержанных карбонатных толщ намюра и визе выходят родники с дебитом до 6 л/сек.

На всем протяжении внешней зоны складчатости севернее р. Бол. Ик франкий (от кровли доманика), живетский и эйфельский ярусы представлены переслаивающимися карбонатными и терригенными породами (около 150 м в бассейне рек Ай и Юрюзань, 25—100 м на участке от р. Лемезы до р. Зиган и 120—280 м южнее). Эта толща представляет собой сложный водоносный комплекс, в котором водоносными являются известняки и песчаники, а водоупорами — глины, аргиллиты, сланцы и мергели. Мощности слоев отдельных разностей пород обычно от 0,1 до 3—5 м. Только известняки чеславского, афонинского и вязовского горизонтов имеют мощность до 10—20 м, бийского горизонта до 45—80 м, а песчаники такатинской свиты по р. Белой до 150 м. Из маломощных слоев известняков и песчаников на разной высоте над днищами долин выходят родники с дебитом до 1 л/сек, редко до 5 л/сек. На площади развития такатинской свиты родники приурочены к осыпям или трещинам в песчаниках и имеют дебит от 0,05 до 10 л/сек. Известняки чеславского и бийского горизонтов часто поглощают ручьи и речки. В 7 км выше дер. Саргаева исчезает реч. Рязузяк и через 2 км выходит в виде родника (№ 117) с дебитом около 300 л/сек.

Питание подземных вод в породах карбона и девона кроме инфильтрации атмосферных осадков осуществляется за счет поглощения поверхностных водотоков, формирующихся восточнее (в пределах Центрально-Уральского поднятия). Часть подземных вод комплекса разгружается в речную сеть в виде родников, а часть, вероятно, идет на питание водоносных комплексов, развитых в Предуральском прогибе и западнее его. Однако судить о количественных соотношениях этих частей подземных вод невозможно из-за отсутствия каких-либо надежных данных. Общий родниковый сток (летний) из пород карбона и девона на отрезке от р. Инзер до р. Мал. Ик около 7000 л/сек, т. е. модуль родникового стока в целом для пород можно принять равным примерно 3,5 л/сек/км². Часть вод, очевидно, разгружается в реки через русловые отложения. Это подтверждают данные Б. Ф. Перевозчикова (1962б) для р. Ай на отрезке между устьями рек Улуир и Ишелька, где в результате комплекса гидрологических и гидрогеологических работ установлено, что 70% вод поверхностных водотоков, поглощенных по левобережью р. Ай, уходит ниже ее уровня и только 30% изливается в виде родников.

Минерализация вод пород карбона и девона в пределах выхода их на поверхность обычно 0,2—0,3 г/л, местами 0,1 г/л, тип вод гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый. Общая жесткость их 3—7 мг-экв, карбонатная 3—5,5 мг-экв. По мере погружения пород минерализация и состав вод меняются. Так, скв. 4 на Уразбаевской площади вскрыла воду с минерализацией около 1 г/л сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-магнезиевого состава примерно в 300 м ниже уровня р. Селеук, а из скв. 4 на Иштугановской площади при сваби-

ровании с глубины 700 м извлечены воды с содержанием солей 42 г/л хлоридного натриевого состава.

Воды родников из пород карбона и девона используются для водоснабжения сел.

В *Предуральском прогибе и на платформе* в толще карбона и девона выделено шесть водоносных комплексов.

Водоносный комплекс карбонатных отложений верхнего и среднего карбона (C_{2+3}) почти повсеместно объединяет породы верхнего карбона, мячковского, подольского и каширского горизонтов московского яруса среднего карбона. Только на большей части Юрюзано-Сылвенской депрессии подошва его находится внутри подольского горизонта, нижняя часть которого сложена терригенными породами. Глубина залегания кровли комплекса на Башкирском своде от 200 до 500 м, на Татарском своде и в Бирской седловине от 450 до 750 м, на юго-восточном склоне платформы от 750 до 1600 м и в Бельской депрессии (севернее р. Белой) от 150—300 до 2500 м. Разрез его представлен неравномерно чередующимися известняками, доломитами и переходными разностями между этими породами, которые залегают обычно в виде линз и невыдержанных пластов. Среди отложений встречаются стяжения, конкреции и линзы кремней и сульфатных пород. По данным А. Я. Виссарионовой, В. М. Лайкам, Б. И. Лерман, Б. В. Озолина, А. М. Тюрихина, Ю. И. Шатова и др. пористые и плотные разности пород (от 0,6—2 до 15—40 м) в разрезе чередуются, соотношение их неравномерное и попеременно составляет от 15 до 75% общей мощности отложений. Пористыми обычно являются органогенно-обломочные известняки (пористость до 20%, проницаемость до 100 мд) и известковистые зернистые доломиты (пористость до 35%, проницаемость до 320 мд). Плотные породы чаще представлены глинистыми разностями доломитов и пелитоморфных или афанитовых известняков, мергелями, местами доломитизированными известняками с включениями ангидрита. Наличие вод в отложениях комплекса фиксируется по осолонению бурового раствора, его поглощению, переливам вод в скважинах и самоизливу. Воды напорные и во всех случаях уровень их устанавливается выше уровня моря. В нижнем течении р. Белой и ее левых притоков наблюдался самоизлив из скважин с абс. отм. устьев до 139,4 м. Сведения о водообильности пород весьма ограничены. Из пород верхнего карбона дебит скв. 27 «уф» (Илишево) при самоизливе достигал 46 м³/сутки (0,5 л/сек), в Бельской депрессии (скв. 1, Арх-Латышская площадь) составил 1,25 м³/сутки (0,015 л/сек) при понижении около 750 м. Из отложений каширского горизонта в скв. 38 (Дюртюли), скв. 21 и 30 (Илишево) получены дебиты соответственно 0,25 м³/сутки (0,003 л/сек), 4,6 м³/сутки (0,05 л/сек) и 13,2 м³/сутки (0,15 л/сек) при понижениях в среднем 500—600 м. Поглощение промывочной жидкости в каширском горизонте достигало (скв. 1, Чесноковка) 6000 м³/сутки (70 л/сек).

Химический состав вод комплекса изучен недостаточно и очень неравномерно. Больше всего данных по Бирской седловине. Здесь минерализация вод отложений верхнего карбона составляет 178—197 г/л; на юго-восточном склоне платформы 143 г/л (скв. 1, Чесноковка); на западном борту Юрюзано-Сылвенской депрессии (Сивокаменское поднятие) на глубине около 1200 м не превышает 55 г/л (очевидно, проба воды разбавлена); в Бельской депрессии на глубине 1610—1620 м около 155 г/л (скв. 1, Арх-Латышская площадь). Минерализация вод отложений мячковского и подольского горизонтов (скв. 311, Арланская площадь) составляет около 250 г/л. Содержание солей в водах каширского горизонта в Бирской седловине 250—265 г/л, на Башкирском своде (скв. 396 на Аскинской площади) всего 161 г/л. В Бельской

депрессии (скв. 66, Воскресенская площадь) в породах верхней части среднего карбона минерализация воды 283 г/л. Повсеместно воды хлоридные натриевые, обычно с запахом сероводорода. Из микрокомпонентов в водах присутствуют J, Br, NH_4 до 234 мг/л, К до 1510 мг/л.

Водоносный комплекс терригенно-карбонатных отложений среднего карбона (hC_2) на платформе выделен в породах верейского горизонта (30—80 м), в Юрюзано-Сылвенской депрессии — в песчаниково-аргиллитовой толще (до 180 м) нижней части подольского, каширского и верейского горизонтов, а в Бельской депрессии — в верхней мергельной части (50—70 м) верейского горизонта. Значительную часть комплекса составляют водоупорные аргиллиты и мергели, пользующиеся непрерывным распространением и разделяющие доломито-известковистые водоносные толщи среднего карбона на две гидравлически не связанные части. Глубина залегания кровли комплекса на большей части платформы 850—1300 м, на восток она постепенно увеличивается, достигая в Юрюзано-Сылвенской и Бельской депрессиях 2800 м. Водоносность отложений изучена очень слабо. В пределах платформы коллекторами вод являются пласты (от 1—5 до 20 м) органогенно-обломочных, оолитовых и доломитизированных известняков, составляющие обычно 20—30% общей мощности комплекса и лишь на юго-востоке преобладающие в разрезе. Пористость их от 0,5 до 25%, проницаемость достигает 40 мд. Они переслаиваются с плотными глинистыми известняками, мергелями и аргиллитами. Дебиты единичных опробованных скважин, вскрывших воды карбонатных пород, составляют 0,1—0,4 м³/сутки (0,0012—0,004 л/сек), а местами в них получена нефть (до 14 м³/сутки).

Химический состав вод комплекса изучен на платформе в скважинах 24 Вояды, 348 и 372 Янаул, 92 Акинеево, 59 Илишево, 9 Карача-Елга, 1050 Майская. Минерализация вод 202—240 г/л, тип хлоридный натриевый. На севере Башкирского свода (Балтачево-Аскино, скв. 388) в воде содержится 160 г/л солей, а на Крушской площади не более 100 г/л. Для Предуральяского прогиба данных о химическом составе вод комплекса, как и о дебитах скважин, не имеется.

Водоносный комплекс карбонатных отложений среднего и нижнего карбона (C_{1+2}) в пределах платформы и в прогибе распространен повсеместно. Верхняя граница его совпадает с кровлей башкирского яруса и лишь в Бельской депрессии проводится по кровле нижней карбонатной пачки (60 м) верейского горизонта. Нижняя граница совпадает с кровлей терригенных пород нижнего карбона. В разрезе преобладают известняки органогенно-обломочные и пелитоморфные доломитизированные, местами слабо глинистые. Доломиты имеют подчиненное значение, но среди них выделяется регионально выдержанная толща сахаровидных доломитов намюрского яруса (от 30—40 м на северо-западе до 100—120 м в прогибе). Глубина залегания кровли водоносного комплекса увеличивается с запада на восток от 870—1000 до 1750—2400 м и более в прогибе. Параллельно увеличивается и мощность его от 350 до 540—600 м.

При проходке скважин через этот комплекс повсеместно отмечаются интенсивное поглощение промывочной жидкости, иногда до полной потери циркуляции, и частые провалы бурового инструмента. По данным Б. И. Лерман (1967), в пределах Арланской площади из 805 скважин в 660 отмечено поглощение промывочной жидкости и около 70% поглощений приходится на сахаровидные доломиты намюрского яруса. Это характерно для доломитов на Шкаповской площади (Озолин и др., 1966). Провалы бурового снаряда зафиксированы по отдельным площадям в 8—10% скважин. Величина провалов от 0,05—

0,15 до 1,5—3, редко до 6—12 м. Максимальные поглощения и провалы обычно происходят вблизи кровли доломитов намюрского яруса. При этом интенсивность и мощность зон поглощений увеличиваются в пределах резко выраженных локальных положительных структур. Эта закономерность четко прослежена на Арланской площади (Лерман, 1967), разбуренной по равномерной сетке скважин, и, очевидно, является региональной. Изложенное свидетельствует о наличии в разрезе комплекса сильно проницаемых слоев и линз (от 0,5—2 до 8—10, местами до 25 м), развитых неравномерно и имеющих суммарную мощность до 60% от общего разреза. Наибольшее количество их и мощность характерны для намюрского яруса. Распределение проницаемых интервалов в зависимости от литологии пород изучено слабо. Значения пористости и проницаемости пород (соответственно до 10% и до 6—10 мд), определенные в лаборатории по керну, явно занижены, так как керн, как правило, поднят из более плотных интервалов разреза. По данным гамма-каротажа пористость в доломитах намюрского яруса до 25% и выше. Пористые интервалы содержат высоконапорные воды, самоизливающиеся при абс. отм. устьев скважин до 140 м (Северная Культюба 23, Суллинская 6 «уф»). Согласно замерам в отдельных скважинах статический уровень вод устанавливается на глубине от 10 до 200 м (абс. отм. от 25 до 165 м). Почти повсеместно положение уровня вод ниже, чем в вышележащих карбонатных отложениях среднего и верхнего карбона. Это четко фиксируется по резкому падению уровня промывочной жидкости в скважинах после вскрытия отложений башкирского яруса и по перетоку в них вод из вышележащих водоносных комплексов нижней перми и надверейских карбонатных толщ карбона (даже в случаях, когда из последних до этого происходил самоизлив).

На основании данных единичных откачек, переливов вод в скважинах и большого числа поглощений промывочной жидкости можно заключить, что водообильность пород комплекса пестрая. Так, из отложений башкирского яруса дебит скв. 59 (Илишево) составил 3,84 м³/сутки (0,044 л/сек) при уровне 716 м; из намюрского яруса в скв. 59 (Манчарово) 600 м³/сутки (7 л/сек); из верхней части визейского яруса в скв. 35 (Илишево) 179,28 м³/сутки (2 л/сек) при давлении компрессора 55 ат; из тульского горизонта в скв. 2 «уф» (Суллинская площадь) 0,18 м³/сутки (0,002 л/сек). В скв. 23 (Северная Культюба) вода из башкирского яруса самоизливалась с дебитом 5000 м³/сутки (60 л/сек). Величина поглощения промывочной жидкости значительна по всему разрезу комплекса: в скв. 1 (Чесноковка) в кровле башкирского яруса до 8000 м³/сутки (92 л/сек), в скв. 60 (Илишево) в намюрском ярусе 34 л/сек. При опытных свободных наливах воды поглощение в намюрском ярусе составило: на Арланской площади (Лерман, 1967) 2000—4800 м³/сутки (24—56 л/сек), на Шкаповской (Л. Н. Усольцев, Д. Н. Малоярославцев, 1966) 5000—10 000 (57—115 л/сек), а при наливах под давлением оно резко увеличивается. Первоначальное давление в скважинах восстанавливается через 1—4 суток. Хорошая приемистость комплекса позволяет закачивать в него промстоки на Арланском, Шкаповском, Туймазинском и других нефтяных месторождениях.

Минерализация вод комплекса в западных районах Башкирии от 162 до 263 г/л. В башкирском ярусе наиболее высокая минерализация вод (238 г/л) отмечена в скв. 24 (Вояды), в намюрском (261 г/л) в скв. 103 (Касево), в визейском (263 г/л) в скв. 15 (Бакалы). Химический тип вод хлоридный натриевый. Из микрокомпонентов в водах присутствуют J, Br, NH₄ 92—210 мг/л, K до 1200 мг/л.

Водоносный комплекс терригенных отложений нижнего карбона (hC_1) охватывает терригенную толщу пород визейского яруса, а в районе развития алатауской свиты и верхи турнейского яруса. Мощность толщи на северо-западе Башкирии 40—60 м, редко (в эрозионных впадинах) до 180 м. Она постепенно уменьшается в восточном направлении и на восточном борту прогиба толща выклинивается (Юрюзано-Сылвенская депрессия) или замещается кремнистыми карбонатами, а в районе развития алатауской свиты (Бельская депрессия) достигает 80 м и более.

Распределение водоносных и водоупорных пород в комплексе весьма сложное. На северо-западе Бирской седловины водоносны или нефтеносны пласты песчаников или алевролитов мощностью 3—8 м, а в отдельных случаях до 30 м. Суммарная мощность их в разрезе достигает 50% всей терригенной толщи. Они разделены более выдержанными прослоями аргиллитов, глинисто-углистых пород, редко мергелей и известняков. Коллекторские свойства песчаниково-алевролитовых пластов весьма изменчивы. Пористость их от 10 до 37%, проницаемость от 10—100 до 1000 мд, а разнородных песчаников до 8800 мд. Воды высоконапорные, статический уровень их устанавливается на глубине до 150 м (на абс. отм. 10—30 м). Дебиты скважин из алевролитов составляют доли и единицы $м^3/сутки$ (до 0,15 л/сек) при понижении до 700—800 м, а из песчаников десятки $м^3/сутки$ (0,3—1 л/сек), достигая 270 $м^3/сутки$ (3,1 л/сек) при понижении 500—600 м. К востоку количество и мощность прослоев песчаников и алевролитов в разрезе комплекса уменьшаются и они замещаются аргиллитами. Лишь в районе развития алатауской свиты воды вскрыты на глубине 2444 м в песчаниках (скв. 1, Арх-Латышская площадь). Дебит скважин составил 2,25 $м^3/ч$ (0,62 л/сек) при понижении 540 м.

Минерализация вод комплекса на платформе 220—300 г/л, чаще 250—260 г/л, состав хлоридный натриевый, изредка натриево-кальциевый. Содержание растворенных газов в воде в северо-западных районах до 200 $см^3/л$, состав их азотно-метановый. Из микрокомпонентов в водах определены J, Br, NH_4 до 150 мг/л, K 940—1510 мг/л. На отдельных площадях в них имеется сероводород (до 50 мг/л). Минерализация вод в скв. 1 (Арх-Латышская площадь) 302 г/л при том же составе.

Водоносный комплекс карбонатных отложений нижнего карбона и верхнего девона (D_3+C_1) объединяет турнейский ярус карбона, фаменский и франский (до кровли доманика) ярусы девона. Мощность его 340—550 м на платформе, 450—930 м в Юрюзано-Сылвенской и до 250 м в Бельской депрессиях. Глубина залегания комплекса на большей части платформы 1200—1700 м, в Юрюзано-Сылвенской депрессии до 3500 м (вблизи с. Новобелокатай), в Бельской депрессии (севернее р. Белой) и прилегающей части платформы до 2600 м. Воды напорные, уровень их устанавливается в среднем на абсолютных отметках 20—30 м. Коллекторами являются чистые по составу карбонатные породы, а на Башкирском своде и в Юрюзано-Сылвенской депрессии также песчаники орловской свиты франского яруса. Глинистые и кремнистые разности известняков, мергели и аргиллиты водоупорны. Распределение коллекторов и непроницаемых пород в разрезе комплекса изменчиво и неравномерно. Почти всюду, за исключением Бирской седловины, чистые в основном органогенно-обломочные известняки и реже доломиты (коллекторы) преобладают, а глинистые и кремнистые плотные известняки (обычно пелитоморфные) составляют 7—37% в разрезе турнейского яруса и 14—57% в верхнем девоне. В кровле турнейского яруса развита выдержан-

ная водоупорная пачка кремнистых известняков (иногда с прослоями аргиллитов) мощностью от 2—3 до 15 м, обуславливающая региональную нефтеносность лежащих под ней сгустковых известняков (пористость их до 18—24%, проницаемость до 181—312 мд) Ниже проницаемые и непроницаемые породы перемежаются в виде прослоев и линз мощностью от 0,5—2 до 20—30 м Пористость коллекторов редко превышает 10%, проницаемость 15 мд Местами в породах отмечаются кавернозность и наличие полостей Биогермные известняки вдоль границы Бирской седловины (бортовая зона) характеризуются хорошими коллекторскими свойствами В центральной части Бирской седловины, наоборот, преобладают глинистые водоупорные известняки, мергели и известковистые аргиллиты, составляющие в среднем 50—70% разреза.

О производительности комплекса можно судить по притокам нефти и воды в скважины По данным М А Юнусова, Ю И Шатова и др (1967), дебиты скважин на месторождениях в бортовой зоне достигают 80—100 и даже 300 т/сутки нефти, а в других местах редко превышают 60 т/сутки. При этом сводовые части локальных поднятий и участки повышенной дислоцированности слоев отличаются более высокими дебитами скважин (70 т/сутки и более). Приток воды в скважины обычно колеблется от 0,15 до 30—40 м³/сутки (от 0,002 до 0,46 л/сек) при уровнях 300—900 м. В скв. 154 (Кинзебулатово) из турнейского яруса получен дебит 240 м³/сутки (2,7 л/сек) при уровне до 1830 м, а в скв. 100 (Илишево) 325 м³/сутки (3,7 л/сек) при неизвестном уровне Судя по наличию пустот в породах и величине поглощения промывочной жидкости, достигающей (скв. 6, Шакша) в фаменском ярусе 1400 м³/сутки (16 л/сек), а при свободном наливе промстоков в скв. 110 (Туймазы) 2000 м³/сутки (23 л/сек), дебиты скважин могут достигать 1000 м³/сутки (около 10 л/сек).

Минерализация вод комплекса в пределах платформы 220—275 г/л, чаще 250—260 г/л Максимальные значения ее получены в Бирской седловине и на юго-восточном склоне платформы Химический состав их аналогичен водам терригенной толщи нижнего карбона. В Бельской депрессии в скв. 154 (Кинзебулатово) воды имеют минерализацию 193 г/л и хлоридный натриевый состав В фаменском и франском ярусах на платформе воды содержат 240—288 г/л, чаще около 260 г/л солей и имеют хлоридный натриевый (в очень редких случаях натриево-кальциевый) состав Растворенные газы определены в водах франского яруса (скв. 5, Шакша) и в водах фаменского яруса (скв. 1, Черкаassy) В первой из них количество газов составило 1565 см³/л, в том числе углекислоты 77%, во второй 960 см³/л, состав газов азотно-метановый (углекислоты 0,2%) В водах установлены J. Вг, NH₄ 200—260 мг/л, К до 2000 мг/л

Водоносный комплекс карбонатно-терригенных отложений верхнего и среднего девона (D₂₊₃) выделен в разрезе от кровли доманика франского яруса до основания среднего девона Он развит повсеместно, кроме центральной части Юрюзано-Сылвенской депрессии. Для него характерно непостоянство разреза и мощности отложений в различных районах. На большей (восточной) части Башкирского свода он представлен преимущественно отложениями франского яруса (30—70 м), а в юго-западных районах республики, кроме того, отложениями среднего девона (180—210 м) Кровля комплекса в пределах Татарского и Башкирского сводов находится на глубине 1600—1800 м, в Бирской седловине на глубине 2000—2200 м, к югу Бельской депрессии она постепенно погружается до 3000—3500 м. По литологическому составу пород в составе комплекса выделены три толщи.

Верхняя толща (семилукский, саргаевский и кыновский горизонты) развита наиболее широко. Мощность ее от 15—40 м в Бельской депрессии и прилегающей полосе юго-восточного склона платформы до 50—75 м в ее западных районах. Для толщи повсюду характерны относительно хорошая выдержанность отложений и преобладание в разрезе водоупорных пород (битуминозных глинистых сланцев и известняков с прослоями мергелей доманика, аргиллитов и глинистых сланцев кыновского горизонта). Водоносны прослои (до 5 м) относительно чистых известняков в саргаевском, редко в семилукском и кыновском горизонтах, а также прослои песчаников в последнем. Опробования на приток жидкости из этих отложений почти не производились. Из пород доманика местами получено до 2 м³/сутки нефти. Незначительные притоки жидкости отмечаются также из песчаников кыновского горизонта.

Средняя толща (пашийский горизонт и живетский ярус) характеризуется непостоянством состава пород и различной водоносностью по площади. В Бельской депрессии и на прилегающей к ней части платформы (до линии Аша — Иглино — Стерлибашево — Федоровка) в разрезе преобладают известняки с прослоями аргиллитов, глин, мергелей или кремнистых сланцев и пачками (по 2—8 м) алевролита-аргиллитовых пород. В ее верхней части (пашийский горизонт франского яруса) имеются прослои (2—3 м) мелкозернистых песчаников. Общая мощность толщи от 10—25 м на севере депрессии до 80 м на юге. Водоносны известняки, песчаники и, возможно, местами алевролиты. Данных об их коллекторских свойствах и притоках воды из них почти не имеется. В скв. 154 (Кинзебулатово) из известняков живетского яруса в интервале 2442—2443 м получен приток 10 м³/сутки (0,11 л/сек) при уровне 900 м, а в интервале 2455—2455,5 м 60 м³/сутки (0,7 л/сек) при уровне до 1500 м.

К востоку от линии Янаул — Уфа — Бижбуляк состав отложений толщи различен. Севернее г. Уфы в ее разрезе (до 30 м) преобладают слабопроницаемые и водоупорные алевролита-аргиллитовые породы с единичными прослоями карбонатов и повсеместно развитых пластов песчаников (Д_I, Д_{II} и Д_{III}), содержащих подземные воды и местами нефть. Мощность пласта Д_I до 4 м, пористость песчаников 5—15%, проницаемость до 100 мд. Мощность пласта Д_{II} 1—3 м, пористость 17—21%, проницаемость 100—500, участками до 900 мд. Местами пласты Д_I и Д_{II} сливаются в один (Татышлинская и Казанчинская площади). Пласт Д_{III} характеризуется слабой пористостью и проницаемостью до 150 мд. По имеющимся данным, приток жидкости из перечисленных пластов не превышает 1 л/сек. Южнее г. Уфы в разрезе средней толщи (до 85 м) преобладают аргиллиты и известняки (большой частью глинистые). Пласт Д_I здесь развит шире, чем севернее г. Уфы, пористость его обычно 12—18%, участками 16—20%, проницаемость до 200—500 мд. Пласт Д_{II} как коллектор практически не развит. Пласты Д_{III} и Д_{IV} распространены только в крайней юго-западной части Башкирии. Мощность их обычно 2—3 м (пласта Д_{III} местами до 5—7 м), пористость 9—18%, проницаемость от 0 до 200—400 мд.

Западнее линии Янаул — Уфа — Бижбуляк мощность средней толщи 40—70 м на севере и до 120 м на юге. Для нее здесь характерно преобладание терригенных пород, среди которых роль песчаников постепенно увеличивается в западном направлении. На Татарском своде и вблизи него песчаниковые пласты занимают около половины мощности толщи. Пористость пласта Д_I преимущественно 16—23%, проницаемость 200—600 мд; пласта Д_{II} — соответственно 17—24% и 100—

500 мд (местами до 2000 мд); пластов D_{III} и D_{IV} — от 9—18% и 0—400 мд на большей части Бирской седловины до 17—20% и 300—3000 мд на Татарском своде. Воды заключены преимущественно в песчаниковых пластах и обладают большим напором. Уровень их устанавливается в среднем на абсолютных отметках минус 20—50 м. Поскольку песчаниковые пласты разделены аргиллитно-алевролитовыми пачками, гидравлическая взаимосвязь вод в них маловероятна. В местах непосредственного залегания пласта D_I на пласте D_{II} (Шкапово) и пласта D_{III} на пласте D_{IV} эта связь существует. При испытаниях скважин на приток нефти и воды из отдельных пластов получены дебиты от 10 до 150 м³/сутки (0,11—1,73 л/сек) во многих случаях без понижения уровня и до 350 м³/сутки (4 л/сек) при понижении до 500 м. Из прослоев алевролитов притоки невелики, а прослои карбонатных пород в этом отношении не изучены.

Нижняя толща комплекса (эйфельский ярус) развита южнее линии Верхне-Яркево — Уфа — хр. Каратау. Мощность ее на севере 0—10 м, на юго-востоке (в Бельской депрессии) до 100 м. Верхняя половина ее представлена хорошо выдержанными известняками бийского горизонта («нижний известняк»), которые вниз по разрезу сменяются пачкой (2,5—6 м) переслаивающихся мергелей, глинистых известняков, глин и песчаников, а затем разнородными песчаниками койвенского горизонта и такатинской свиты. Мощность бийских известняков и койвенско-такатинских песчаников примерно равна. Конкретных данных о притоках вод из бийских известняков почти не имеется. Водоносность и нефтеносность их установлены в отдельных скважинах (Шкапово), а в скв. 12 (Карлы, интервал глубин 2185—2187 м) отмечался «сильный приток воды». Пачка переслаивающихся пород препятствует перетоку вод из известняков в нижележащие песчаники койвенского горизонта (пласт D_V) и такатинской свиты, которые представляют единый водоносный горизонт. Пористость песчаников от 3 до 20%, проницаемость до 1800 мд. Притоки воды в скважины из них от 4 м³/сутки (0,04 л/сек) при понижении уровня до 1500 м (скв. 154, Кинзебулатово) до 150 м³/сутки (1,73 л/сек) при снижении давления на 1 ат (скв. 92, Шкапово). Уровень вод в отложениях нижней толщи в западных районах Башкирии устанавливается на абсолютных отметках, близких к указанным для средней толщи комплекса.

Минерализация вод в карбонатно-терригенных отложениях верхнего и среднего девона на большей части платформы 250—310 г/л (преобладает 260—280 г/л), тип хлоридный натриево-кальциевый. Содержания катионов (%-экв): Na 43—68, Ca 25—45, Mg 4—10 (чаще 7—9). Минерализация и содержание кальция возрастают в направлении с запада на восток. На этом фоне в широтной полосе, проходящей через г. Октябрьский почти до р. Чермасан (вдоль Серафимовско-Балтаевского вала), отмечается невысокое содержание кальция (до 7—15%-экв), что Б. В. Озолин, Б. И. Лерман (1959) и Б. В. Озолин (1963) считают следствием перетока вод из вышележащих карбонатных отложений девона и карбона. Состав растворенных в водах газов (300—400 см³/л) азотно-метановый. Вблизи г. Уфы (скв. 2, Чесноковка) в водах кыновско-пашийских отложений общее содержание газов составило 1160 см³/л, в том числе углекислого газа 66,8%. Из микрокомпонентов в водах присутствуют J, Br, NH₄ от 80—175 мг/л в западных районах до 30—100 в восточных; K от 740 до 2600 мг/л. В Бельской депрессии и прилегающей к ней части платформы состав вод изучен по отдельным скважинам. На участке платформы у северного окончания депрессии минерализация вод из кыновско-пашийских отложений (скв. 25, Северная Культиуба) 102 г/л, из отложений живетского яруса 213 г/л

(скв. 6, Культюба). В депрессии содержание солей в водах живетского яруса составляет 149 г/л (скв. 154, Кинзебулатово), эйфельского яруса 290 г/л (скв. 12, Карлы) и 147 г/л (скв. 154, Кинзебулатово). Состав вод во всех случаях хлоридный натриевый.

ВОДЫ СИЛУРИЙСКИХ, НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ И ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Водоносный комплекс отложений силура (S?)

Условно отнесенные к силуру преимущественно терригенные отложения (до 450 м) вскрыты в Юрюзано-Сылвенской депрессии скв. 9 (Яныбаево) и скв. 18 (Апугово) соответственно на глубине 3225 и 3320 м. В их составе преобладают песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, реже карбонатных пород. Водоносность их не изучена, но, судя по литологии пород, водоносными являются в основном песчаники. В скв. 18 (Апугово) они были опробованы на приток пластоиспытателем. При перепаде давления в 200 ат получен дебит около 120 м³/сутк. газированной воды с примесью промывочной жидкости.

Водоносный комплекс отложений силура и ордовика (O + S)

В этот водоносный комплекс объединены отложения силура и ордовика (мощностью до 110 м), развитые на междуречье Нугуш — Белая — Мал. Ик в виде узких полос, оконтуривающих гребни хребтов. Большая часть его разреза (до 100 м) представлена отложениями ордовика: плотными песчаниками с прослоями (0,3—0,8 м) доломитов. В силуре песчаники переслаиваются с алевролитами и доломитами. Отложения расположены высоко над гидрографической сетью, что способствует их сильной дренированности. Из прослоев доломитов выходят родники с дебитом не более 1,8 л/сек, а из песчаников не более 0,6 л/сек. По минерализации и химическому составу воды комплекса не отличаются от вод в породах карбона и девона во внешней зоне складчатости. Данные о водоносности этих отложений в более западных районах (на глубине) отсутствуют.

Водоносный комплекс кембрийских и верхнепротерозойских (бавлинских) отложений (Pt₃ + Cm)

Бавлинские отложения в пределах артезианского бассейна развиты повсеместно (за исключением Татарского свода). Они залегают на глубине от 1600 м вблизи Татарского свода до 4000 м в Предуральском прогибе. Вскрытая мощность их (по сводной колонке) до 4000 м. Они представлены в основном терригенными породами, среди которых имеются пачки и толщи песчаников и аргиллито-алевролитовых пород, а верхнекалтасинская подсвита сложена доломитами. На основании литологического состава можно полагать, что мощная толща бавлинских отложений в гидрогеологическом отношении представляет собой очень сложный комплекс, в котором водоносными являются преимущественно песчаники (пористость их от 2 до 24%, проницаемость от 15 до 295 мд) и, возможно, доломиты, а водоупорами — аргиллито-алевролитовые пачки. Водообильность пород не изучена. На северо-западе Башкирии в скв. 11 и 17 (Орьебаш) уровень вод установился на абс. отм. соответственно 136,3 м и 90,5 м. Для северной части республики данные о составе вод имеются по упомянутым скважинам, а также по скв. 1 (Бураево), скв. 42 (Куш-Куль) и скв. 4 (Уржумово); для

западных районов по скв. 65 (Серафимовка). Минерализация вод 257—269 г/л, а в скв. 4 (Уржумово) 208 г/л, тип их повсюду хлоридный натриево-кальциевый. В пробе из скв. 11 (Орьебаш) определено 320 см³/л растворенных газов азотно-метанового состава. Из микрокомпонентов в водах содержатся J, Br, NH₄ до 60 мг/л.

Подземные воды зоны трещиноватости архейско-нижнепротерозойских пород кристаллического фундамента (А — Pt₁)

В пределах республики водоносность пород фундамента не изучена. По данным В. А. Кротовой (1956), в 60 км северо-западнее г. Туймазы (у с. Азнаево Татарской АССР) в элювии фундамента вскрыты воды с минерализацией около 235 г/л хлоридного натриево-кальциевого типа. По аналогии можно предполагать, что в Башкирии на Татарском своде в зоне трещиноватости пород фундамента имеются воды такого же состава.

БАССЕЙН ТРЕЩИННЫХ ВОД СКЛАДЧАТОГО УРАЛА

БАССЕЙН ТРЕЩИННЫХ ВОД ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Водоносный горизонт аллювиальных четвертичных отложений (al Q)

Горизонт развит по долине р. Белой и ее основных притоков. Ширина аллювия редко превышает 0,5 км. Подземные воды приурочены в основном к песчано-галечниковой толще, слагающей русло, нижнюю часть поймы, первой, в меньшей мере второй и редко третьей надпойменных террас. Мощность этой толщи от 1,5—6 до 9—20 м на участках развития карбонатных пород. От склонов долин к руслам рек она увеличивается. Мощность верхней (суглинистой) части аллювия, наоборот, увеличивается от рек к склонам долин и обычно не превышает 7 м, а на третьей надпойменной террасе достигает 14—20 м. Породы этой толщи слабопроницаемы. Удельные дебиты единичных скважин, вскрывших воды в нижней толще аллювия в долинах рек Белой (вблизи пос. Тирлянского, г. Белорецка, с. Старосубханкулово), Ай, Юрюзань и Сим, от 0,15 до 5 л/сек, а коэффициент фильтрации пород от 5 до 100 м/сутки (чаще 10—35 м/сутки). В долинах небольших рек и ручьев аллювий (до 3—7 м) имеет преимущественно глинистый состав с прослойками и линзами песчано-галечного материала. У основания склонов долин он нередко перекрыт глинистым делювием (с включением гальки и щебенки) мощностью до 25 м. Последний отличается слабыми фильтрационными свойствами. Минерализация вод аллювия 0,3—0,5 г/л, общая жесткость 3—7 мг-экв, состав гидрокарбонатный кальциевый.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений среднего и нижнего палеозоя (Pz₁₊₂)

Воды широко распространены в пределах Зилаирского мегасинклинария в зоне трещиноватости пород зилаирской свиты (верхний девон — турнейский ярус карбона), силура, нижнего и среднего ордовика (вдоль р. Сакмары). В разрезе этой толщи наблюдается пере-
слаивание полимиктовых песчаников грауваккового типа, сланцев глинистых, кремнистых, кремнисто-глинистых, углисто-кремнистых, сили-

цитов и аргиллитов. Кроме того, имеются прослои алевролитов, редко известняков и линзы эффузивных пород. Отложения собраны в мелкие складки и разбиты частыми трещинами кливажа, а вблизи поверхности еще и трещинами выветривания. Водопроводящие трещины в породах развиты до глубины 50—60 м. Подземные воды фиксируются во всей трещиноватой зоне или части ее, а местами содержатся и в прерывисто распространенном щебнисто-суглинистом элювио-делювии (не более 5—7 м, редко в верховье долин до 20 м). Воды безнапорные. Глубина залегания их на водоразделах обычно 5—10 м, в верховьях долин 10—20 м, а вблизи крутых склонов долин и при сильной расчлененности рельефа достигает 50 м, т. е. почти вся трещиноватая зона пород сдренирована. На поверхности воды зоны трещиноватости проявляются многочисленными родниками и мелкими заболоченностями, которые обычно приурочены к ложбинкообразным замыканиям верховий эрозионной сети. Родники нисходящие, большей частью рассредоточенные вдоль русел, выходят преимущественно из-под щебнисто-суглинистого элювио-делювия, редко из трещин пород. Крайние значения дебитов родников 0,01—9 л/сек, но преобладают 0,1—0,3 л/сек (род. 191, 194, 195, 200, 201, 204, 206 и 208). Зависимость дебита родников от литологических разностей пород или от геологической структуры не установлена. Отдельные родники с дебитом 1 л/сек и более приурочены к пачкам кремнистых сланцев. Южнее г. Белорецка, в бассейне реч. Рязь, известен родник с дебитом около 4 л/сек. Выходит он из трещин по слоистости граувакковых песчаников и сланцев, имеющих почти вертикальное падение. В этом же районе отмечаются сосредоточенные родники с дебитом 0,2—0,3 л/сек, выходящие из сильно раздробленных кварцевых жил, являющихся хорошими водопроводящими каналами. Не выяснена также зависимость дебита скважин от характера вскрываемого разреза и геологической структуры. Например, в с. Зилаир в одинаковых геологических и геоморфологических условиях пробурено 11 скважин. Наибольший дебит (2,5 л/сек) получен при понижении 33 м, наименьший (0,36 л/сек) при понижении 6 м. Примерно такие же данные о водообильности пород получены в других пунктах (скв. 93, 96).

Направление движения вод совпадает с уклоном Зилаирского плато. Разгружаясь по периферии междолинных пространств в виде родников и заболоченностей, они дают начало многочисленным мелким ручьям, расход которых в верхних выположенных частях долин постепенно увеличивается вниз по течению. На отрезках долин с крутыми склонами местами происходит постепенная потеря воды вплоть до полного поглощения ее аллювиальными отложениями (в бассейне реч. Рязь полностью поглощается руч. Уткаль с расходом 43 л/сек).

Минерализация вод в родниках не превышает 0,1 г/л и только вдоль западной и южной окраин Зилаирского плато достигает 0,3 г/л. По скважинам она колеблется от 0,1 до 1 г/л (с. Зилаир). Состав вод обычно гидрокарбонатный кальциевый, во многих случаях смешанный по анионам или по катионам. Общая жесткость до 5 мг-экв, но при минерализации около 1 г/л она достигает 15 мг-экв.

Воды используются для водоснабжения сел и ферм (каптаж родников, реже скважины).

Водоносный комплекс отложений девона (D)

В комплекс объединены известняки фаменского и франского (до кровли доманика) ярусов верхнего девона (до 150 м) и подстилающие их карбонатно-терригенные отложения (до 100 м) от кровли доманика

до такатинской свиты эйфельского яруса среднего девона. Эти отложения выполняют две синклинали, восточные крылья которых срезаны Зильмердакским надвигом. Распределение подземных вод в породах не изучено. Исходя из их литологии, геоморфологического положения и условий залегания, можно полагать, что в карбонатных отложениях фаменского и франского ярусов существует бассейн трещинно-карстовых вод, залегающих на глубине до 100 м. На правом берегу р. Инзер (против устья руч. Зуяк) из известняков выходит родник с дебитом 1 л/сек. Нижележащая толща карбонатно-терригенных пород, возможно, содержит напорные воды.

Водоносный комплекс отложений девона и силура (S + D)

Комплекс распространен вдоль западного борта Зилаирского мегасинклинория и в Тирлянской и Юрюзанской депрессиях (мульдах). В него объединены отложения от франского яруса девона до основания силура. Полнота разреза, состав и мощность отложений в указанных районах непостоянны (см. рис. 14). Водоносными в комплексе являются карбонатные породы и в небольшой степени песчаники, а водоупорными — глинистые сланцы. Последние на участках широкого развития на поверхности (сланцы нижнего силура) при выпсоложенном рельефе также иногда содержат воды в зоне региональной трещиноватости, однако водообильность этих пород ничтожна. Карбонатные породы трещиноваты и закарстованы. Для них характерны внутрислойные и секущие трещины. Первые в толстослойных известняках чередуются через 0,5—1,5 м, как правило, полые и раскрыты в обнажениях от 1—2 мм до 1—5 см. В средне- и тонкослойных известняках эти трещины встречаются чаще, но раскрыты они обычно на 1—3 мм, редко до 1 см, а местами сомкнуты, заполнены рыхлым материалом или выполнены кальцитом (редко кварцем). Внутрислойные трещины ориентированы по простиранию и падению пород. Секущие трещины более открыты и по направлению совпадают или близки к внутрислойным. Местами крутопадающие внутрислойные и секущие трещины группируются на небольшом протяжении в зоны трещиноватости. Поверхностные карстопроявления в выложенных днищах депрессий не имеют широкого развития, но нередко устанавливаются карманообразные углубления (от 5—12 м в Белорецкой депрессии до 70 м в Тирлянской), выполненные песчано-глинистыми отложениями палеогена и неогена.

Водоносность карбонатных пород в пределах отдельных районов развития комплекса различна и определяется особенностями орографических условий в этих районах, составом, мощностью, трещиноватостью и закарстованностью отложений. В Юрюзанской, Тирлянской и Белорецкой депрессиях породы девона и силура занимают пологоволнистые днища понижений, расположенных выше рек не более чем на 50—70 м. Глубина залегания вод в этих условиях, очевидно, не превышает 50 м. Дебиты родников сильно колеблются и зависят от слоистости известняков, влияющей на характер их трещиноватости. В Тирлянской депрессии дебит родников (167 и др.), выходящих из нижнедевонских массивных известняков, 6—15 л/сек, очень редко 0,5 л/сек, из разнослойных известняков среднего девона — от 1 до 5, иногда до 10 л/сек, из тонкослойных известняков силура — не более 1,7 л/сек. В Белорецкой депрессии южнее с. Ломовки на правом берегу р. Белой дебит родника, выходящего из нижнедевонских известняков, 86 л/сек, а удельный дебит скв 89 на левом склоне долины р. Бугонак 2,4 л/сек при коэффициенте фильтрации пород 4 м/сутки. Скважины на Пугачевском месторождении и восточнее г. Белорецка, вскрывшие

воды в этих известняках, но с песчано-глинистым заполнителем карстовых полостей, имели удельные дебиты от 0,001 до 0,08 л/сек. Дебит родников, выходящих из толстослоистых известняков франского яруса и среднего девона, 0,5—5 л/сек. Дебит скважины на левом склоне долины р. Белой в хут. Новобельский 2 л/сек при понижении 0,8 м, коэффициент фильтрации пород 5 м/сутки. Дебит родников, выходящих из среднеслоистых известняков среднего девона, по левому берегу р. Белой ниже устья р. Рязь 1—5 л/сек. Они часто прослеживаются почти непрерывно на 100—200 м, их суммарный дебит до 100 л/сек. По правому берегу р. Белой ниже устья р. Бугонак, где развиты преимущественно тонкослоистые известняки низов среднего девона, дебит одиночных родников не превышает 6 л/сек, а групповых (на протяжении 150—200 м) 10—15 л/сек. Аналогичны родники, выходящие из силурийских известняков в окрестностях г. Белорецка, а также западнее его.

Вдоль западного борта Зилаирского мегасинклинория от с. Нижне-Серменево до с. Мурадымово водоносный комплекс прорезан глубокими долинами р. Белой или ее притоков, а также реками Мал. и Бол. Ик. Изучен он здесь слабо. Глубина залегания вод на участках обнажения известняков нижнего девона, часто образующих отвесные обрывы вдоль р. Белой, достигает 80—100 м, а в пределах площади развития других пород 50—70 м. На уровне рек отмечены сосредоточенные родники, выходящие из нижнедевонских известняков с дебитом до 8,8 л/сек, из толстослоистых известняков франского яруса — с дебитом 0,5—125 л/сек (род. 183 и 193), из карбонатных пород силура — до 1,5 л/сек (род. 190). Минерализация вод комплекса 0,2—0,4 г/л, общая жесткость 2—5 мг-экв и является почти полностью устранимой, состав гидрокарбонатный кальциевый. Воды комплекса используются для водоснабжения пос. Тирлянского, частично г. Белорецка и ряда сел.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений ордовика (О)

Подземные воды развиты в Юрюзанской мульде и вдоль западного борта Зилаирского мегасинклинория в зоне трещиноватости плотных кварцитовидных песчаников с редкими прослоями и линзами конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. В Юрюзанской мульде отложения ордовика слагают резко выраженный хр. Бакты, а в западном борту мегасинклинория — разобщенные небольшие хребтики и гряды. Узкий скалистый гребень хр. Бакты высотой около 1000 м абс. на юго-восток обрывается уступом (до 200 м), а на северо-западе переходит в более или менее ровный (в верхней части очень крутой) склон. Стекающие с юго-восточного уступа осадки концентрируются у его подножья в трещиноватой зоне песчаников вблизи их контакта со сланцами протерозоя. Этим, очевидно, объясняется наличие в зоне контакта родника с дебитом около 1 л/сек (в седловине хребта у разъезда Арша). На северо-западном склоне воды скапливаются в более пологой нижней его части (ниже отметок 700—600 м). Здесь начинается руч. Гремячий. Воды концентрируются в основном в трещинах песчаников, а также вблизи контакта с нижнесилурийскими сланцами, развитыми у подножья склона и подпруживающими трещинно-грунто-вый поток. Это подтверждается выходом в этой зоне (в 0,7 км выше устья руч. Гремячий) родника с дебитом 0,8 л/сек. На хребтиках и грядах вдоль западной границы Зилаирского мегасинклинория зона трещиноватости песчаников местами сдренирована, и воды в ней име-

ются в основном вблизи контактов со сланцами у подножий склонов, где выходят родники с дебитом до 0,1 л/сек.

Минерализация вод не превышает 0,05 г/л, тип их гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений ашинской свиты кембрия (Cma^s)

Подземные воды в основном распространены западнее хребтов Авдырдак, Алатау, Кибиз и восточнее хребтов Авдырдак и Колу. Неравномерно переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы ашинской свиты, включающие толщи конгломератов, в пределах выхода на поверхность трещиноваты. Аргиллиты и глинистые сланцы разбиты сетью трещин на мелкие обломки. Глубина проникновения водопроводящих трещин в перечисленных породах не изучена. Судя по данным для аналогичных пород в других районах, можно полагать, что аргиллиты и глинистые сланцы трещиноваты и водоносны на глубину около 30 м, алевролиты и песчаники до 40—70 м, конгломераты до 150 м. Воды залегают на разной глубине. На хребтах Карыбужан, Такаты и Кибиз, сложенных преимущественно песчаниками и конгломератами, она может достигать 70 м, а в понижениях, где развиты в основном алевролиты и аргиллиты, вряд ли превышает 15 м. Крутые склоны поперечных участков долин рек, вероятно, лишены подземных вод.

Зафиксированные из пород свиты родники, как правило, нисходящие, рассредоточены вдоль русел эрозионной сети, имеют переменное место выхода и неустойчивый дебит в течение года. На площади развития песчаников, алевролитов и аргиллитов зиганской и басинской подсвит родники рассредоточены на протяжении от 3—10 до 100 м и выходят из щебнисто-глинистого элювио-делювия (до 5 м, местами до 20 м). Дебит родников от 0,005 до 1 л/сек. Родники из кварцитовидных и аркозовых песчаников урюкской подсвиты имеют более сосредоточенные выходы. Из конгломератов куккараукской подсвиты родники изредка восходящие выходят непосредственно из трещин в породах. В бассейнах рек Бол. Рязук, Мак Рязук и Сиказы отмечены многочисленные родники (178 и др.) с дебитом от 3—6 до 20 л/сек, что объясняется повышенной трещиноватостью пород в связи с их сильной пликативной и, возможно, дизъюнктивной дислоцированностью.

Минерализация вод горизонта не превышает 0,1 г/л (чаще 0,02—0,06 г/л), общая жесткость не более 2 мг-экв, тип гидрокарбонатный, реже гидрокарбонатно-сульфатный или гидрокарбонатно-хлоридный с переменным катионным составом.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений нижнего палеозоя и верхнего протерозоя (Pt₃ + Pz₁)

На обширной территории в центральной части Южного Урала подземные воды распространены в зоне трещиноватости метаморфических толщ верхнего протерозоя, кембрия (зона Уралтау, окрестности Тирлянской мульды) и ордовика (Тирлянская мульда, восточный борт Зилаирского мегасинклинория, вдоль Главно-Уральской зоны глубинного разлома), а также в покрывающем их элювио-делювии. Все эти породы с поверхности трещиноваты, но мощность зоны с водопроводящими трещинами в них различная. По данным наблюдений за цирку-

ляцией промывочной жидкости и выходом керна при бурении картировочных и геолого-поисковых скважин в районе Тирлянской мульды можно предполагать, что водопроводящие трещины в кварцитах, кварцитовидных песчаниках и конгломератах развиты до глубины 75—100 м, в сланцах кварцево-сланцевого и графитисто-кварцевого состава до 35—40 м, в телах амфиболитов до 40—50 м, в тальковых и мусковито-хлоритовых сланцах до 25 м. В других породах глубина проникновения трещин не установлена, но в среднем ее можно принять равной 30—40 м.

Мощность и состав элювио-делювия также различны. Отдельные выступы и обрывы на севере хр. Уралтау окаймлены небольшими осыпями и россыпями щебня и глыб (элювио-делювий) мощностью до 10 м. Сглаженные участки водоразделов обычно покрыты щебнисто-суглинистым материалом мощностью 0,1—7 м. В пределах плато Уралтау на таких участках местами сохранилась кора выветривания (до 30 м), представленная каолинизированной глинистой массой или мелкозернистым песком. На ровных нерасчлененных продольных склонах долин и гор в щебнисто-глинистом чехле (до 60 м) имеются прослои (от 1 до 5 м) глыб и щебня мощностью от 0,5—2 до 6—8 м, иногда до 13 м. Количество и мощность прослоев щебня и глыб к основанию склонов уменьшаются. На склонах поперечных четковидных долин элювио-делювий представлен глинисто-хрящеватым или щебнисто-глинистым материалом (от 0—2 до 20 м). Почти всегда при мощности элювио-делювия более 5 м в основании его отмечается своего рода «базальный слой», состоящий из обломков или глыб, залегающих на скальных породах или на коре выветривания. Последняя на склонах представлена алеврито-пелитовой массой мощностью от 3—10 до 40 м, а вблизи контакта метаморфизованных пород с карбонатными и в зонах разломов мощность ее достигает 130 м и, возможно, более.

Подземные воды развиты повсеместно, за исключением участков крутых и обрывистых склонов. В местах, где на трещиноватых породах непосредственно залегает глыбово-щебнистый элювио-делювий, воды в них взаимосвязаны. На участках развития глинистой коры выветривания или переслаивающихся глыбово-щебнистых и глинистых разностей элювио-делювия горизонт расщепляется на две части и более.

В приводораздельной полосе хр. Уралтау и на уплощенных водоразделах одноименного плато воды содержатся лишь в зоне трещиноватости пород. В первом районе глубина их залегания до 80 м на вершинах и до 40 м в седловинах, во втором не превышает 40 м, а на крайнем юге 30 м. Мощность обводненной трещиноватой зоны в пределах хребта 10—30 м, на плато до 50 м. По склонам хр. Уралтау в пределах поперечных водоразделов глубина залегания вод в хлоритосланцевых и других мягких сланцах колеблется от 1,5 до 15 м, в более устойчивых породах, обычно выступающих в рельефе в виде гряд, может достигать 30 м, находясь ниже, чем в сланцах (обращенная поверхность вод по отношению к рельефу). При сильной пересеченности рельефа глубина до воды возрастает до 38 м (Кирибинское месторождение талька). Мощность водосодержащей зоны здесь колеблется от 10 до 40 м. Аналогичные условия характерны и для склонов поперечных долин. На склонах продольных долин воды следует ожидать на глубине от 2—8 до 20—30 м. При многослойности элювио-делювия и наличии коры выветривания не исключается вскрытие нескольких уровней вод на разной глубине. В «базальном слое» элювио-делювия и в зоне трещиноватости пород под корой выветривания могут встречаться напорные самоизливающиеся воды. Глубокое (до 130 м) зале-

гание напорных вод возможно и под корой выветривания в зонах разломов.

Родники, выходящие преимущественно из-под обломков элювио-делювия или непосредственно из трещин в породах, имеют дебиты от 0,01 до 12 л/сек. При прочих равных условиях дебит 1 л/сек и более имеют в основном родники, выходящие из устойчивых пород (кварцитов, слюдястых кварцитов, кварцитовидных, кварцевых и аркозовых песчаников, конгломератов и слюдяно-кварцевых сланцев). Когда эти породы имеют большую мощность и слагают массивные гряды (водораздельная часть хр. Уралтау и др.), воды из них изливаются вдоль контакта с окружающими сланцевыми толщами в виде родников, часто восходящих с дебитом до 12 л/сек (род. 156, 157, 163, 184, 192 и др.). В условиях невысоких гряд родники выходят в местах пересечения контакта этих пород верховьями мелких ручьев. Это хорошо выражено вдоль западной границы описываемых толщ южнее верховьев р. Бол. Ик. Здесь вдоль контактов кварцитовидных песчаников ордовика (слагающих гряды высотой 50—80 м) со сланцами силура (на западе) и протерозоя (на востоке) прослеживаются преимущественно восходящие родники (205 и др.) с дебитом до 4,5 л/сек. При небольшой мощности (5—20 м) устойчивых пород, залегающих среди сланцев и почти не выделяющихся в рельефе, из них в поперечных участках долин рек и ручьев выходят сосредоточенные нередко восходящие родники. Обычно они приурочены к углублениям воронкообразной формы глубиной до 2 м, заполненным песчано-щебнистым материалом. Эта закономерность наблюдается почти повсеместно, но ярче всего проявляется на хр. Уралтау севернее г. Белорецка, где отложения наиболее пестры по составу и сильно дислоцированы. Родники (199, 203 и др.) с дебитом до 5,6 л/сек выходят также из сланцев в южной части западного склона хр. Уралтау, в бассейне рек Бетери, Куркатау и Каны, и на большей части плато (особенно вдоль р. Сакмары), где породы претерпевают резкие изгибы в простирании, углах падения или образуют частые брахискладки. На площади развития слюдяных, хлорито-слюдясто-графитистых, кремнисто-глинистых, тальковых и других мягких сланцев (в более спокойных условиях залегания) родники (172, 196, 197, 202, 207 и др.) выходят из-под щебнисто-глинистого элювио-делювия в ложбинных замыканиях долин ручьев, рассредоточены и имеют дебит до 0,5 л/сек. Местами подземные воды образуют небольшие заболоченности, из которых начинаются ручейки. На ровных продольных склонах долин и гор со сплошным чехлом элювио-делювия родники обычно отсутствуют.

Дебиты скважин, как и родников, зависят от состава и трещиноватости пород. Так, скв. 87, 90 и 95, вскрывшие воды в рассланцованных серицито-кварцевых породах, имели дебиты соответственно 0,4; 0,9 и 1,4 л/сек при понижениях 7,7; 2,5 и 5 м; скв. 91 и 92 в сланцах кварц-слюдястого состава около 0,3 л/сек при понижении соответственно 8,7 и 2,4 м; скв. 94 в тальк-хлорито-серицитовых сланцах 0,4 л/сек при понижении 39 м; скв. 86 в змеевиках и тальке на Кирябинском месторождении талька 0,06 л/сек при понижении 14 м, а в других местах еще меньше.

Для вод метаморфических пород нижнего палеозоя и верхнего протерозоя характерны пестрота минерализации и химического типа без установленных зависимостей от состава пород. В пределах хр. Уралтау минерализация вод родников 0,04—0,07 г/л, в единичных случаях 0,2 г/л. Из анионов в них преобладают HCO_3 и SO_4 , а Cl редко достигает 40—50%-экв, из катионов — Ca, но часто на первом месте находится Na, содержание которого достигает 86%-экв. В южной части

плато проявляется тенденция к увеличению минерализации вод родников до 0,2—0,4 г/л при сохранении примерно тех же соотношений в содержании анионов. Из катионов здесь почти во всех пробах на первом месте находится Са, а содержание Mg и Na изменяется от 2—10 до 30—40%-экв. Во многих случаях отмечается равное содержание среди анионов и катионов или преобладание любого из них в своей группе. В скважинах минерализация вод обычно выше, чем в родниках.

Воды пород нижнего палеозоя и верхнего протерозоя используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения редко расположенных населенных пунктов (каптаж родников, реже колодцы и совсем редко скважины).

Водоносный горизонт отложений миньярской свиты верхнего протерозоя (Pt_{3mn})

Горизонт развит в пределах Центрально-Уральского поднятия западнее р. Белой. Толстослоистые доломиты и известняки свиты, содержащие местами тонкие прослои (в восточных разрезах пачки) терригенных пород, залегают в ядрах и на крыльях складок, выходя на поверхность по днищам и склонам долин. Породы трещиноваты, закарстованы и содержат трещинно-карстовые воды, как правило, с единым уровнем. Только по рекам Тирлян и Белая, где в средней части свиты имеются пачки терригенных пород, возможно наличие нескольких уровней. Глубина залегания вод не превышает 80 м. Породы свиты развиты преимущественно в виде узких полос среди терригенных образований ашинской и инзерской свит, слагающих водоразделы, и представляют собой своеобразные каналы, по которым подземные воды движутся к долинам рек, пересекающим эти полосы вкрест простирания, и разгружаются по их берегам в виде родников. При течении рек вдоль простирания свиты родники встречаются реже и имеют меньший дебит. В целом дебиты родников, выходящих из различных частей свиты, изменяются от 0,1 до 112 л/сек. Четкой зависимости дебитов от условий залегания пород не отмечается. Однако во многих случаях при выходах пород в сводах антиклиналей родники отсутствуют или имеют дебит до 1 л/сек. На крыльях складок дебиты родников достигают 3—5 л/сек, а при групповых выходах 17 л/сек (род. 165 и др.). В синклиналях образуются трещинно-карстовые бассейны. Дебиты родников здесь очень разнообразны. Вблизи пос. Инзер Н. И. Лупарев в 1938 г. отмечал наличие небольших родников, выходящих из доломитов. В засушливое время они почти полностью пересыхают, а во время дождей их дебит сильно увеличивается. В этом же районе на левом берегу р. Инзер с превышением 1 м над рекой выходит родник (168) с дебитом 100 л/сек на контакте с подстилающими песчаниками инзерской свиты. Предполагается, что он является выходом на поверхность поглощенной реч. Нукат. Родники с дебитом от 10 до 112 л/сек приурочены к зонам разломов (по р. Белой у с. Мурадымово, на правом склоне долины р. Урюк в 0,6 км ниже реч. Карагайлы и др.).

Питание вод горизонта, кроме инфильтрации атмосферных осадков, осуществляется за счет поглощения поверхностных водотоков, а также перетока трещинно-грунтовых вод из терригенных пород с окружающих водоразделов. Воды разгружаются в гидрографическую сеть в виде родников.

Минерализация вод горизонта 0,2—0,4 г/л, общая жесткость обычно до 6 мг-экв, состав гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый. Воды используются для водоснабжения сел.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений инзерской свиты верхнего протерозоя (Pt_{3in})

Здесь описываются воды в породах инзерской свиты, где она выходит на поверхность среди карбонатных отложений миньярской и катавской свит. Мелкие участки их среди терригенных пород различных свит протерозоя описаны ниже совместно с последними. Обычно породы свиты на поверхности прослеживаются в виде полос, протягивающихся на десятки километров. Алевролиты, песчано-глинистые сланцы и песчаники трещиноваты, но глубина проникновения трещин в них не установлена. Исходя из состава отложений, можно полагать, что она для водопрводящих трещин составляет примерно 50 м. Воды заполняют частично или полностью зону трещиноватости, а местами (преимущественно на склонах) и щебнисто-глинистые разности элювио-делювия (5—7 м, но на отдельных участках, возможно, до 20 м). Глубина залегания вод на водоразделах не более 20 м, на склонах 7—12 м. Воды проявляются нисходящими рассредоточенными вдоль русел эрозионной сети родниками и мелкими заболоченностями, от которых начинаются ручьи. Местами наличие вод устанавливается только по постепенному увеличению расхода ручьев и рек. Абсолютное большинство родников выходит из элювио-делювия. Дебит их от 0,01 до 0,5 л/сек, чаще 0,1—0,3 л/сек. Вблизи разломов местами выходят родники (южнее пос. Инзер) с дебитом до 1 л/сек.

Минерализация вод до 0,1 г/л, общая жесткость 3 мг-экв, тип гидрокарбонатный с переменным катионным составом.

Водоносный горизонт отложений катавской свиты верхнего протерозоя (Pt_{3kl})

Водоносность отложений катавской свиты мало отличается от описанной для миньярской свиты. Преобладающие в разрезе известняки закарстованы и на поверхности разбиты довольно частыми различными по генезису трещинами (по слоистости через 2—5—10—50 см). Воды свиты имеют единый уровень, местами разобоченный прослоями алевролитов и аргиллитов. Глубина залегания вод не превышает 90 м. Родники расположены на урезе гидрографической сети и местами выходят из карстовых воронок и полостей. Дебит их от 0,01 до 25 л/сек. В верховьях рек и ручьев, текущих вдоль простираения пород, отмечаются мелкие родники (до 0,3 л/сек), но вниз по течению дебит родников увеличивается до 1 л/сек и расход водотоков быстро возрастает. Эта закономерность хорошо устанавливается по левым притокам р. Лемезы, в верховье реч. Бол. Шишеняк и его притокам, по реч. Верхней Уще (правый приток р. Нугуш) и в других местах. Крупные родники (5—25 л/сек) характерны для поперечных участков рек или их притоков. Такие родники имеются по рекам Лемезе, Зилим, Нугуш и др. В случаях, когда известняки катавской свиты залегают в синклиналях и подошва их находится выше уреза рек, родники выходят на склонах долин у контакта с подстилающими породами зильмердакской свиты (род. 161).

Качество вод горизонта, условия их питания и разгрузки аналогичны описанным для вод в породах миньярской свиты.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений зильмердакской свиты верхнего протерозоя (Pt_{3zl})

На хребтах Каратау, Авдырдак, Алатау, Колу, Баштин, Ардакты, Салдыс, восточных частях хр. Бирьян и Зильмердак, западной части

хр. Беягуш и на других небольших вершинах ни одна из подсвит зильмердакской свиты не имеет доминирующего развития. Кварцитовидные и аркозовые песчаники лемезинской и бирьянской подсвит слагают обычно водоразделы хребтов или гряды и гребешки на поверхности хребтов, вытянутые по простиранию подсвит. На склонах хребтов, а также в понижениях между грядками и гребешками развиты аргиллиты, алевролиты, песчано-глинистые и глинистые сланцы бедерышинской и нугушской подсвит. В песчаниках лемезинской и бирьянской подсвит водопроводящие трещины проникают на глубину предположительно до 120 м, в песчаниково-сланцевых толщах бедерышинской и нугушской подсвит — в среднем до 50 м. На резко выраженных гребнях хребтов воды залегают на глубине до 100 м, на сглаженных водоразделах — до 20—50 м, в нижних частях склонов и в понижениях между грядами — до 15 м. Крутые и обрывистые участки склонов лишены подземных вод. Многочисленные родники отмечаются от гребней хребтов до основания их склонов. Они, как правило, нисходящие, расщелоченные, с переменным местом выхода в течение года. Дебит их обычно от 0,05 до 0,6 л/сек, но во многих местах вблизи гребней хр. Колу, Баштин, Ардакты и других зафиксированы родники с дебитом около 1 л/сек, выходящие из песчаников (или из-под их глыб) на контакте с алевролит-аргиллитовыми пачками. На хр. Алатау вдоль тракта Стерлитамак — Белорецк и в 4—5 км севернее его известны родники с дебитом 5—7 л/сек, что, вероятно, связано с повышенной трещиноватостью пород, обусловленной резким изгибом слоев по простиранию и напряжениями, возникшими при внедрении мелких даек диабазов. В этом же районе вблизи разлома, по которому соприкасаются породы ашинской и зильмердакской свит, из-под осыпей песчаников бирьянской подсвиты выходит рассредоточенный родник с дебитом 17 л/сек.

Минерализация вод не превышает 0,1 г/л, очень редко 0,2 г/л, жесткость общая до 3 мг-экв. В их составе из анионов попеременно преобладают HCO_3 и SO_4 , из катионов обычно два (любых) из трех составляют более 70%-экв.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего протерозоя (Pt_3zl_1)

В пределах западных частей хребтов Бирьян и Зильмердак, юго-западного окончания хр. Сухих гор и восточной части хр. Беягуш бирьянская подсвита развита на большей площади, чем все остальные подсвиты зильмердакской свиты, и сложена преимущественно аркозовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, аргиллитов и линзами конгломератов. Для рельефа характерно наличие монолитных вершин, разделенных плоскодонными седловинами, от которых местами начинаются короткие (1—5, реже до 10 км), глубокие (от 130 до 370 м) ущельевидные долины ручьев и рек. Песчаники рассечены сравнительно редкими, но обычно открытыми трещинами разного генезиса. В трещиноватой зоне пород воды безнапорные, проявляются многочисленными родниками, располагающимися в нижней части склонов вершин или в седловинах. Последние часто заболочены. Часто родники расположены в местах перехода крутых склонов долин или вершин в более пологие. Родники обычно сосредоточенные и выходят из-под глыб песчаников в виде стремительных струй или потоков. Дебит их от 0,06 до 7 л/сек, чаще около 1 л/сек. Расход ручьев и рек, начинающихся от седловин, очень быстро увеличивается. Так, расходы речки Быстрой и ручья 2-го Быстрого на склоне хр. Сухих гор (севернее границы Башкирии) при их выходе с площади бирьянской подсвиты, по

которой они текут соответственно на протяжении 5 и 4 км, составили около 300 л/сек каждый (по замеру в конце августа 1962 г.). Модуль стока по этим данным для реч. Быстрой 13 л/сек/км², а по ручью 25 л/сек/км², что намного выше, чем для других толщ протерозоя. Это является следствием интенсивного питания горизонта атмосферными осадками, которые поглощаются непосредственно трещинами в песчанниках или инфильтруются через преимущественно глыбово-щербистый элювио-делювий.

Минерализация вод 0,03—0,04 г/л, общая жесткость до 0,5 мг-экв. В их составе из анионов преобладает HCO_3 (50—73%-экв), содержание SO_4 и Cl обычно ниже 20%-экв. Из катионов на первом месте находится Na (45—60%-экв); Ca и Mg , как правило, содержатся в равных количествах.

Водоносный комплекс отложений авзянской свиты верхнего протерозоя ($\text{Pt}_{3\text{ав}}$)

Комплекс наиболее широко развит в межхребтовом понижении восточнее цепи хребтов Белягуш, Салдыс, Баштин и Ардакты. Сравнительно небольшими участками он распространен в окрестностях и южнее с. Верхний Авзян, вблизи Тирлянской мульды и западнее хр. Сулей. Полнота разреза свиты в этих районах различная. Южнее с. Верхний Авзян отдельные части свиты срезаны разломами, вблизи Тирлянской мульды уверенно выделяется только верхняя (реветская) подсвита, а остальная часть отложений не отличается от подстилающих протерозойских толщ. Вообще реветская (250—750 м), ушаковская (0—150 м) и каташкинская (0—500 м) подсвиты, сложенные разнослойными доломитами и известняками, в гидрогеологическом отношении представляют собой водоносные горизонты или комплексы, а куткурская, или зеленая (110—160 м) и малоинзерская (180—350 м) подсвиты, представленные преимущественно сланцами слюдисто-хлоритокварцевого состава, характеризуются развитием на их площади вод в зоне трещиноватости. Однако в связи с недостаточной гидрогеологической изученностью и невозможностью повсеместного прослеживания отдельных подсвит они объединены в водоносный комплекс. Характеристика дается только для карбонатных отложений, а водоносность сланцевых подсвит не отличается от аналогичных подстилающих толщ, описание которых будет приведено ниже.

Водоносность доломитов реветской подсвиты наиболее полно изучена в районе Верхне-Аршинского полиметаллического месторождения. Здесь при разведке месторождения было установлено, что доломиты сильно трещиноваты и закарстованы до глубины 200 м и более. Поверхность их неровная. Карманообразные углубления заполнены глинистым материалом (до 36 м). Воды залегают на глубине до 40 м и обычно безнапорные, а под глинистым материалом в карманообразных углублениях приобретают напор. Так, при проходке разведочной шахты доломиты были вскрыты под глинами на глубине 35,5 м, и после этого в шахту стала интенсивно поступать вода, уровень которой через 20 ч установился на 16,5 м. Дебит при водоотливе из шахты колебался от 2 до 6,3 л/сек, а удельный дебит скважин достигал 11 л/сек. Коэффициент фильтрации пород от 1,7 до 32,5 м/сутки. В районе месторождения из доломитов выходят родники. Дебит одного из них летом около 3,2 л/сек, зимой 0,62 л/сек, а весной 12 л/сек. Дебит родников по р. Зилим достигает 5,6 л/сек, по р. Зигазе, на правом склоне долины р. Тюльмень — около 15 л/сек (рассредоточен вдоль склона на 22 м).

Родников, выходящих из пород ушаковской подсвиты, не зафиксировано. На площади их развития отмечаются карстовые воронки и слепые лога с открытыми понорами, поглощающие ручьи, дождевые и талые воды.

Из известняков и доломитов катаескинской подсвиты родники выходят в бассейнах рек. Мал. и Бол. Инзер (169), р. Зилим (179), по р. Бол. Авзян (с Верхний Авзян) и в других местах. Родники нисходящие и восходящие. Дебит их от 0,25 до 10 л/сек. Восходящие родники в сводах мелких антиклиналей южнее пос. Тузан, по мнению Н. И. Лупарева и других исследователей, свидетельствуют о наличии в карбонатных породах напорных вод под сланцевыми толщами.

Минерализация вод 0,2—0,3 г/л, общая жесткость их до 5 мг-экв, тип гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений верхнего протерозоя (Pt₃)

На склонах среднегорных хребтов на поверхность выходят преимущественно песчаниково-сланцевые породы зигазино-комаровской, машакской (кроме западного гребня хр. Машак), бакальской, саткинской (ее сланцевых подсвит) и айской свит западнее Юрюзанского надвига и аналогов этих свит к востоку от него.

Иногда встречаются небольшие участки развития зигальгинской, а по правобережью р. Белой (ниже с Узьян) инзерской и зильмердакской свит. В целом в разрезе и по площади преобладают различные сланцы, переслаивающиеся с кварцитовидными (редко аркозовыми) песчаниками и алевролитами, а также включающие прослои и линзы (местами до 100 м) карбонатных пород (обычно доломитов). По данным немногочисленных наблюдений за состоянием керна, потерей промысловой жидкости и притоком воды в скважинах можно считать, что водопроницаемые трещины в сланцах и алевролитах проникают на глубину до 35—45 м; в кварцитовидных песчаниках, кварцитах и слюдистых кварцитах, развитых на небольших участках, — до 50—70 м. В среднем мощность трещиноватой зоны пород принимается равной 30—60 м. В приконтактной зоне с карбонатными породами или вблизи разломов она увеличивается в сланцах до 80 м и более. Указанные глубины зоны трещиноватости сохраняются в породах независимо от мощности перекрывающего элювио-делювия и коры выветривания. Последняя развита на пологих и ровных склонах хребтов, реже в седловинах между отдельными горами (верховья рек Нура, Тирлян, Бол. Авзян, хребет Маярдак и в других местах). Она представлена алеврито-пелитовой массой мощностью до 85 м на склонах и до 170 м в седловинах и зонах разломов. Элювиально-делювиальные отложения образуют почти сплошной покров и представлены суглинками и глинами с примесью или прослоями обломков и глыб кварцитов. На ровных склонах мощность элювио-делювия от 10 до 85 м, на всхолмленных поверхностях — от 0 до 12 м. Иногда в его толще (до 50 м) имеется один — шесть прослоев глыб и щебня мощностью 0,6—8 м. В основании элювио-делювия во многих местах отмечается «базальный слой» глыб мощностью до 10 м. В верхней части склонов количество обломков и глыб или их прослоев больше, а местами они постепенно переходят в щебнисто-глыбовый элювио-коллювий. В нижней части склонов и в седловинах между горами преобладает глинистый материал.

Подземные воды содержатся в зоне трещиноватости пород и в проницаемых разностях элювио-делювия, но распределение их по площади неравномерное.

В условиях всхолмленного рельефа межхребтовых понижений при широком развитии сланцев и малой мощности щебнисто-суглинистого элювио-делювия преобладает поверхностный сток. При этом на возвышенных участках зона трещиноватости пород местами почти безводна, а на пониженных за счет затрудненного стока образуются заболоченности. Слабая водоносность сланцев подтверждается горными выработками, отдельные из которых (глубиной до 25—40 м) на Нижне-Калыштинском железорудном месторождении в сланцах зигазино-комаровской свиты были пройдены ниже уреза ручьев и оказались сухими. Только в единичных выработках отмечались очень слабые притоки вод из зоны перехода в разрушенные выветрелые разности — «белики», сопутствующие рудным залежам. В существующий карьер глубиной около 80 м на Туканском месторождении приток воды не наблюдается, но в пос. Тукан скважина глубиной 23 м под элювио-делювием (2 м) и глинистыми сланцами (19 м) вскрыла в диабазовых самоизливающихся воды с дебитом около 4 л/сек. Здесь же дебит другой скважины глубиной 28 м на левом берегу реч. Зиланды в глинистых сланцах составил 10 л/сек при понижении 2,7 м.

На пологих не расчлененных эрозионной сетью склонах и в седловинах между отдельными горами водоносны элювиально-делювиальные образования и трещиноватая зона пород. Во время проходки скважин в верховье р. Нуры в интервале «базального слоя» и трещиноватой зоны пород отмечалось поглощение промывочной жидкости. Глинистая кора выветривания чаще водоупорна, но местами в ее толще встречаются пачки сильно водоносных пород. Иногда под глинистым элювио-делювием и корой выветривания в зоне трещиноватости пород, очень редко в коре выветривания, вскрываются напорные воды. Например, вдоль основания левого склона долины руч. Маярдак на глубине около 81—84 м вскрыты самоизливающиеся воды в сильно разрушенных графито-мусковито-кварцевых сланцах, залегающих среди глини коры выветривания и в зоне трещиноватости слюдисто-хлоритово-кварцевых сланцев под корой. Дебит одной из скважин 0,2 л/сек. В центральной части Журавлиного болота (скв. 88) под вязкой элювиально-делювиальной глиной (10 м) вскрыты песчано-глинистые отложения (37,5 м), а из мелкозернистых песков с глубины 43 м самоизливались воды с дебитом около 20 л/сек. В основании левого склона долины р. Бол. Сюрюнзяк (район Кызыл-Ташского месторождения магнетитов) в условиях переслаивания сланцев и кварцитовидных песчаников в последних, по данным Б. И. Орехова, двумя скважинами на глубине 34 и 42 м вскрыты самоизливающиеся воды. Дебит первой скважины 0,16 л/сек за время наблюдений в течение 10 месяцев оставался постоянным. В этом же районе одна из скважин при самоизливе имела дебит около 1,4 л/сек.

Воды зоны трещиноватости проявляются на поверхности в виде родников, мелких заболоченностей и мочажин. Родники, как правило, рассредоточенные, нисходящие, выходят из-под обломков элювио-делювия и крайне редко из трещин в породах. Дебит их от 0,01 до 1 л/сек (род. 160, 171, 176, 181 и др.), чаще 0,1—0,3 л/сек, сильно изменяется в течение теплого периода года, но для родников, выходящих из трещин, более постоянный во времени. В районе Кызыл-Ташского месторождения отмечен родник из амфиболитов в толще машакской свиты с постоянным дебитом около 0,13 л/сек в течение всего года. На ровных склонах хребтов Зигальга, Нары, Машак, Кумардак и других, гребни которых сложены кварцитами зигальгинской свиты, в теплый период года наблюдается почти сплошной поток вод. Они движутся сначала в курумах, потом выходят на поверхность (род. 162) и снова

исчезают в курумах или растекаются по склонам почти до нижних их частей, где формируются в ручьи. Образование этих потоков связано с интенсивной разгрузкой трещинно-грунтовых вод из кварцитов зигальгинской свиты на контакте со сланцевыми толщами, слагающими склоны. В местах, где поверхностный сток затруднен, образуются заболоченности (понижения между гребнями хр. Машак и истоков р. Мал. Катав, окрестности гор Ямантау и Иремель, Журавлиное болото и др.). Местами на склонах вдоль рек Юрюзань, Мал. Инзер и других наблюдаются своеобразные выпуклые мочажины, в купольной части которых сочится вода, вероятно, поступающая из щебнисто-глыбовых прослоев, заключенных в глинистой толще элювио-делювия.

Минерализация и химический состав вод аналогичны описанным для вод зильмердакской свиты.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отложений зигальгинской свиты верхнего протерозоя (Pt_3zg)

Гидрогеологические условия и характер водопроявлений в пределах гребней хребтов (Зигальга, Нары, Кумардак, Инзерские зубчатки, Караташ, Карагас, Маярдак, Юрматау, Базал), вершин гор Ямантау, Иремель и других более мелких хребтов и гор, сложенных зигальгинской свитой, специфичны. Это выражается в почти полном отсутствии родников на самих гребнях и в обилии их у основания гребней вдоль контакта свиты с покрывающими и подстилающими сланцевыми толщами, развитыми на склонах хребтов. Родники, как правило, выходят из-под глыб, окаймляющих гребни. Дебит их резко увеличивается после дождей и сильно уменьшается (иногда до исчезновения) в летнюю и зимнюю межень. Первое из указанных обстоятельств, по мнению Н. И. Лупарева, К. И. Макова и др., свидетельствует о преимущественном наличии подземных вод в россыпях глыб и в меньшей степени в трещиноватой зоне пород, а второе — о незначительном количестве вод на гребнях вообще, хотя высказывались и противоположные суждения. Так, Г. А. Аранович в 1932 г. отнес кварциты зигальгинской свиты хр. Бол. Сука в Челябинской области к водообильным породам.

Анализ имеющегося материала показывает, что отмеченная специфичность в распределении родников на гребнях хребтов обусловлена в основном составом пород зигальгинской свиты и их геоморфологическим положением. Кварциты и кварцитовидные песчаники этой свиты образуют на гребнях цепи вершин округлой или вытянутой формы, разделенных ущельями (глубиной до 100—300 м) или плоскодонными седловинами. Нахождение пород в гольцовой зоне, т. е. в условиях интенсивного физического выветривания, способствует раскрытию и новообразованию в них трещин. Наиболее четко выделяются трещины по слоистости и внутрислойные, которые обуславливают кубическую или параллелепипедальную отдельность. На стенках обнажений трещины местами сомкнуты, но чаще раскрыты на 1—3 мм, а в отдельных случаях до 10 см. При сильной трещиноватости породы образуют развалы и россыпи глыб в форме куба с длиной ребра от 0,15—0,3 до 1,5 м или параллелепипеда размером от 0,15×0,5×1 до 2×3×5 м. Эти глыбы окаймляют скалистые вершины гребней и спускаются по склонам хребтов. Конкретных данных о глубине проникновения водопроводящих трещин не имеется. На восточном склоне хр. Кумардак зона «повышенной трещиноватости» в кварцитах вблизи их контактов со сланцами

зигазино-комаровской свиты встречена картировочными и геолого-поисковыми скважинами на глубине около 140 м. Вдоль западного основания гребня хр. Ерик-Таш у самой границы со сланцами под глыбовой осыпью (3—8,4 м) тремя скважинами до глубины 30 м вскрыты трещиноватые кварциты (выход керна в основном составлял 20—84%), но полного поглощения промывочной жидкости не отмечалось. По этим единичным данным можно судить, что водопроводящие трещины в кварцитах вблизи границы со сланцевыми толщами вдоль основания гребней хребтов распространены на глубину не менее 30 м (в среднем 50 м). В центральной части гребней они проникают намного глубже (на отдельных резко выраженных вершинах до 250—320 м) и, вероятно, развиты ниже днищ ущелий и седловин, о чем свидетельствует почти полное отсутствие родников и заболоченностей в пределах последних. Исходя из этого, можно предполагать, что подземные воды в пределах гребней приурочены преимущественно к трещиноватой зоне пород. В пользу этого свидетельствует глубина трещиноватости пород, которая намного превышает мощность (максимальная 50 м) глыбовых осыпей. Воды движутся от осей гребней к их основаниям, где разгружаются в виде многочисленных родников, о которых упоминалось выше. Наличие родников вдоль контактов со сланцами обусловлено резким уменьшением ширины трещин и водопроводимости сланцев по сравнению с кварцитами. Поэтому у контактов со сланцами в зигальгинской свите образуются зоны повышенной водообильности. При значительной мощности осыпей часть грунтового потока движется в них и изливается на поверхность в виде родников, смещенных вниз по склону от контакта. Выше таких родников под глыбами слышен шум текущей воды, который обычно пропадает у места резкого перелома поверхности рельефа (при переходе крутого гребня хребта в пологий склон). Вдоль основания гребня родники располагаются почти на одинаковой абсолютной отметке (хребты Зигальга, Машак, Караташ) на расстоянии 25—300 м, местами 0,9—2,8 км друг от друга. Родники сосредоточенные и рассредоточенные (на 5—80 м). Дебиты их от 0,1 до 20 л/сек (род. 158, 164, 166 и др) и, как указывалось выше, резко меняются в зависимости от величины питания за счет осадков. Закономерности в расположении родников или их дебитах в зависимости от характера поверхности гребней не установлено. Вдоль восточного основания гребня хр. Зигальга на протяжении около 7 км зафиксировано 17 родников с общим расходом около 80,5 л/сек (дебит отдельных выходов от 0,3—5 до 15—20 л/сек). Модуль родникового стока здесь на конец сентября 1962 г. составил 11 л/сек/км², а вдоль западного основания восточного гребня хр. Машак около 1,5 л/сек/км². О сильной обводненности кварцитов вблизи контактов со сланцами свидетельствует быстрое заполнение шурфов водой. Кроме атмосферных осадков, являющихся основным источником восполнения вод, в питании их, по мнению Н. И. Лупарева и других исследователей, определенная роль принадлежит конденсации водяных паров воздуха, но качественных данных на этот счет не имеется. Разгрузка вод в виде родников обеспечивает наличие на склонах хребтов ниже выходов пород зигальгинской свиты («полос» поверхностного стока, берущих начало от этих родников, о чем указывалось ранее).

Минерализация вод обычно 0,03—0,05, реже 0,07—0,1 г/л, общая жесткость до 0,3 мг-экв. Из анионов (%-экв) обычно преобладает HCO_3 (45—70), на втором месте SO_4 или Cl , а из катионов доминирует Na (46—84) или Ca (34—53). Изредка наблюдается преобладание в своей группе любого из анионов или из катионов.

**Подземные воды зоны региональной трещиноватости
отложений машакской свиты верхнего протерозоя (Pt_3mh)**

Воды в зоне трещиноватости пород машакской свиты выявлены на западном гребне хр. Машак. Здесь большая часть ее сложена кварцитовидными и филлитизированными песчаниками, для которых характерны те же особенности водоносности, что и для пород зигальгинской свиты восточного гребня хребта.

**Водоносный горизонт отложений пятой (лапыштинской)
подсвиты саткинской свиты верхнего протерозоя (Pt_3st_5)**

Горизонт развит западнее Юрюзанского надвига в бассейнах рек Мал. и Бол. Инзер и в верховье р. Мал. Нугуш, а восточнее этого надвига — в бассейнах рек Бол. Сюрюньязк, Бугонак и Нура.

В бассейнах рек Мал. и Бол. Инзер преимущественно толсто- и среднеслоистых кристаллических известняках и доломитах, слагающих крылья складок и выходящих на поверхность в нижних частях склонов хребтов или долин, наличие вод устанавливается по родникам. Последние зафиксированы вдоль ручья Багарышты у дер. Ильмяшки и севернее дер. Багарышты (род. 170), а также по реч. Лапыште. Дебиты родников от 0,25 до 15 л/сек. В верховьях р. Мал. Нугуш породы подсвиты выходят на поверхность в своде антиклинали, западное крыло которой нарушено разломом. В зоне разлома на юго-восточной окраине дер. Исламбаево известен родник (186) с дебитом 10 л/сек.

В бассейнах рек Бол. Сюрюньязк, Бугонак и Нура кристаллические известняки и доломиты верхней части кзылташской свиты (сопоставляемой с лапыштинской подсвитой) развиты на небольших, но многочисленных участках в сводах антиклиналей или в тектонических блоках среди сланцевых и песчанниковых толщ. Водоносность их наиболее хорошо изучена в пределах Кзыл-Ташского месторождения магнетитов (правый склон долины р. Бол. Сюрюньязк). Здесь, по данным О. С. Адриановой и Б. И. Орехова, карбонатные породы сильно закарстованы. Отдельные карстовые полости вскрываются на глубине 235 м (абс. отч. 415 м) или 225 м ниже русла р. Бол. Сюрюньязк. Как правило, эти полости и карманообразные углубления на поверхности заполнены песчано-глинистым материалом мощностью до 68 м, а в зонах разломов до 90 м. На участках, где карбонатные породы не покрыты рыхлыми отложениями, воды безнапорные и вскрываются на глубине 1—30 м, а в пределах карманообразных углублений обладают напором до 40 м и более. Удельные дебиты скважин от 0,001 до 11 л/сек, коэффициент фильтрации пород от 0,0013 до 21,4 м/сутки. Наибольшие дебиты характерны для скважин, расположенных вблизи тектонических нарушений. По р. Бугонак из известняков и доломитов выходят родники с дебитом обычно 1—1,5 л/сек, местами до 20—30 л/сек (вблизи дер. Кузун-Ахмерово). В бассейне р. Нуры родники с дебитом до 3 л/сек встречаются по руч. Средний Отнурок и в других местах.

Минерализация вод горизонта 0,2—0,3 г/л, общая жесткость соответствует карбонатной и не превышает 3 мг-экв. Тип вод гидрокарбонатный кальцево-магниевый.

**Водоносный горизонт отложений первой (миньякской)
подсвиты саткинской свиты верхнего протерозоя (Pt_3st_1)**

Горизонт выделен по долине р. Бол. Инзер вдоль основания восточных склонов хребтов Караташ, Юрматау и на небольших участках на западном склоне последнего. Состав пород миньякской подсвиты и ус-

ловия залегания в них подземных вод сходны с вышеописанными для горизонта в отложениях лапыштинской подсвиты. Вдоль основания восточного склона хр. Караташ по руч. Айгир и Миньяк из известняков выходят родники с дебитом до 5—7 л/сек, но обычно карбонатные породы миньякской подсвиты на склонах перекрыты щебнисто-суглинистым чехлом, из-под которого местами выходят родники (175 и др.) с дебитом 0,25—0,5 л/сек. Воды их резко отличаются от вод родников, выходящих из-под элювио-делювия на площади развития песчаниково-сланцевых толщ, более высокой минерализацией, химическим составом, а летом и более низкой температурой.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости ультраосновных пород (Σ)

Ультраосновные породы наиболее широко развиты в пределах массивов Крака и на небольшом участке в южной части Зилаирского плато. Водоносность центральных и периферических частей массивов Крака существенно различается. Центральные части их (с абс. отм. 700—1000 м), сложенные дунитами, гарцбургитами и перидотитами, занимают изометричные или вытянутые уплощенные водораздельные узлы, от которых радиально расходятся узкие гребни, разделенные глубокими крутосклонными долинами эрозионной сети. Поверхность гребней вблизи водораздельного узла также плоская, но с удалением от него быстро сужается и переходит в острый гребень саблевидного продольного профиля. Трещинно-грунтовые воды имеются лишь на уплощенных участках, по периферии которых вдоль бровок крутых склонов и по тальвегам замыканий из-под обломков, редко из трещин пород выходят родники с дебитом 0,005—0,3 л/сек. Ниже на расстоянии 0,05—0,3 км от начала расход ручьев увеличивается до 0,5—2,5 л/сек (род. 177, 180). Острые гребни и крутые склоны являются участками поверхностного стока.

Краевые части массивов, сложенные серпентинитами, имеют волнистую поверхность (в пределах высот 550—700 м), способствующую сохранению на ней обломочного элювио-делювия. Подземные воды здесь залегают на глубине не более 10—15 м. Они проявляются в виде многочисленных преимущественно рассредоточенных родников, выходящих из-под обломков серпентинитов, редко из трещин в них. Дебиты родников от 0,1 до 0,5 л/сек (188 и др.), а на контакте серпентинитов с окружающими их песчано-сланцевыми породами около 1 л/сек (187 и др.). С барражирующим влиянием сланцев связаны также заболоченности, опоясывающие массивы вдоль контактов.

В южной части Зилаирского плато (в долинах р. Араньян и других притоков р. Зилаир) характер водоносности серпентинитов такой же, как и в краевых частях массивов Крака, но разгружаются подземные воды здесь непосредственно в речную сеть. Минерализация вод 0,2—0,4 г/л, общая жесткость 2—8 мг-экв, тип вод гидрокарбонатный магниевый.

БАССЕЙН ТРЕЩИННЫХ ВОД ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА

Водоносный горизонт аллювиальных четвертичных отложений (al Q)

Горизонт развит в долинах рек Урал, Мал. Кизил, Янгелька, Бол. Кизил, Бол. Уртазымка, Таналык и Сакмара. Воды приурочены к песчаным и гравийно-галечным отложениям, но на второй и третьей тер-

расах частично обводнена и суглинистая часть разреза (от 2—3 м в верховьях рек до 5—10 м в нижнем течении). Общая мощность обводненных отложений от 2—3 до 10 м, а в переуглубленных долинах до 30 м (р. Мал. Кизил ниже пос. Смеловский). Глубина залегания вод на пойме и первой надпойменной террасе 1,5—5 м, на более высоких террасах до 8—18 м. Воды безнапорные, но при наличии в верхней части аллювия прослоев глин они приобретают напор до 5—6 м. Производительность горизонта уменьшается от современного русла рек к склонам долин параллельно возрастанию в составе отложений глинистого материала. Максимальные удельные дебиты скважин на пойме и первой надпойменной террасе 1,5—5 л/сек, на более высоких террасах — от 0,1 до 1,2 л/сек. Коэффициент фильтрации отложений от десятых долей до 60—70 м/сутки. Воды горизонта обычно взаимосвязаны с водами в породах, подстилающих аллювий, и лишь местами изолированы от них прослоем глин. Движение их, за исключением времени паводков, направлено в сторону реки. Уклон зеркала подземного потока в долине р. Урал выше с. Юлдашево в межень 0,0046. По наблюдениям в долинах рек Урал (с. Юлдашево), Янгелька (пос. Пещерский) и Бол. Кизил (выше с. Кизильского) амплитуда колебания уровня вод во времени 1,4—2 м. Минимальное положение его приходится на декабрь, максимальное — на май.

Минерализация вод горизонта в верховьях рек 0,2—0,3, реже 0,5—0,8 г/л, общая жесткость до 6 мг-экв, состав преимущественно гидрокарбонатный кальциево-магниевый. В равнинной части бассейна преобладает минерализация вод выше 0,5 г/л, часто более 1 г/л. В составе их здесь появляются сульфаты и хлориды (до преобладания), из катионов доминирует натрий.

Генетически близкие к аллювию озерно-болотные отложения также водоносны. Воды в них приурочены в основном к суглинистым и песчано-галечным породам верхней части разреза и вскрыты колодцами на глубине от 1 до 8 м (по берегам озер Суртанды, Чебаркуль, Мулдаккуль, Колтубан и др.). Производительность колодцев мала, вода в них часто вычерпывается. Минерализация вод обычно менее 1 г/л и иногда (у оз. Мулдаккуль) гораздо меньше минерализации воды в самих озерах. Состав вод в северных районах гидрокарбонатный кальциевый, реже магниевый, в южных сульфатно-гидрокарбонатный натриевый.

Воды спорадического распространения отложений неогена (N)

В толще мощностью до 30 м локально развитых неогеновых отложений воды приурочены к прослоям и линзам песка и гравийно-галечных отложений в жирных и алевроитистых глинах. Они вскрыты в немногих пунктах. Дебиты скважин и колодцев составляют сотые и тысячные доли литра в секунду. Только скважина в долине р. Бол. Урта-зымки у дер. Тамаковки, вскрывшая под глинами валунно-галечные отложения в интервале 10,4—17,1 м, имела дебит 3 л/сек при понижении 5 м. Установившийся уровень воды в ней 4 м.

Воды спорадического распространения отложений палеогена и мела (Сг + Pg)

Для палеогена и мела характерна частая смена по площади и по разрезу песков, глин, песчаников, мергелей, опок и галечников. Это обуславливает наличие нескольких водоносных прослоев на участках

развития многих пород и отсутствие вод в местах распространения одних глин. Родники из водоносных прослоев в основном нисходящие с дебитом 0,2—0,5 л/сек. Минерализация вод 0,3—0,7 г/л, тип гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый. Воды используются для водоснабжения мелких населенных пунктов

Воды спорадического распространения нижне-среднеюрских отложений (J_{1-2})

Спорадический характер развития вод в юрских отложениях обусловлен преобладанием в разрезе глин, среди которых залегают песчано-галечные отложения. Последние местами составляют около половины мощности отложений, но такие их скопления и линзы имеют ограниченные размеры. Наиболее водообильными являются галечники с грубым песчано-глинистым заполнителем, иногда сцементированные в конгломераты. Конгломераты слагают нижнюю часть разреза (до 105 м) вдоль западной границы впадин, выполненных юрскими породами. Пески и особенно алевриты слабо водоносны. Алеврит часто обладает свойствами пльвунов. Из глин слабо водоносны алевритистые и песчаные разности. Глубина залегания вод в галечниках при выходе их на поверхность не превышает 25 м, в песках, алевритах, песчаных и алевритистых глинах 10—15 м. Воды безнапорные, но под жирными глинами вскрываются напорные воды. В районе городов Орск и Ново-Троицк Оренбургской области (Ковалев и Черняева, 1964) в галечниках на глубине соответственно 53 и 61,5 м вскрыты самоизливающиеся воды. Родники, выходящие из юрских отложений, очень редки. Дебит их из песков и галечников 0,05—0,1 л/сек. Многочисленные колодцы вскрывают воды преимущественно в алевритах или песчаных глинах и имеют удельные дебиты до 0,05 л/сек. Скважины в этих породах практически безводны. Дебиты скважин из песков 0,2—1,5 л/сек при понижении 8—4 м (скв. 149).

Минерализация и химический состав вод зависят от глубины залегания и гранулометрического состава вмещающих пород. До глубины 10—25 м в условиях переслаивания глин, алевритов и песков воды имеют минерализацию до 1—1,5 г/л и чаще смешанные по составу, но при сумме солей от 1 до 1,5 г/л в составе их обычно преобладают Cl и Na . При глубинах свыше 10—25 м минерализация вод может достигать 3,5—15 г/л и возможно наличие сероводорода, слабый запах которого отмечен в скважине у пос. Акъяр. В скоплениях галечников воды, как правило, пресные независимо от глубины. Воды юрских отложений используются для водоснабжения пос. Бурибай, сел Акъяр, Мамбетово и других, хотя часто и имеют повышенную мутность.

Воды спорадического распространения отложений нижнего триаса (T_1)

Водоносность нижнетриасовых отложений, развитых на водоразделе рек Урал и Сосновка, в пределах Башкирии не изучена. Из шести скважин, вскрывших отложения нижнего триаса на этом водоразделе в Челябинской области, пять (в валунно-галечных породах с глинистым заполнителем) до глубины 70—80 м оказались безводными, а одна на глубине 15,1 м вскрыла водоносные валунно-галечные образования с песчано-глинистым заполнителем (5 м). Дебит скважины 0,11 л/сек при понижении 5,6 м. Минерализация воды 5,9 г/л, состав хлоридный натриево-магниевый, общая жесткость 35,6 мг-экв. Таким образом, на территории Башкирии в линзах или прослоях песков и галечников с пористым заполнителем также возможно наличие подземных вод

Водоносный комплекс отложений московского яруса (уртазымской свиты) среднего карбона (C_{2m})

Комплекс развит в осевой части Кизильского синклинория вдоль восточной границы Башкирии. Он состоит из пачек переслаивающихся известняковых конгломератов, песчаников, известняков, алевролитов, меньше глинистых сланцев (до 1000 м). Водоносны известняки и песчаники, а остальные разности пород либо безводны, либо содержат воды в зоне региональной трещиноватости. Дислоцированность отложений комплекса и мощный покров (до 50 м) рыхлых кайнозойских образований затрудняют его изучение. Поэтому не выяснено соотношение водоносных и водоупорных пород в разрезе. Большинство скважин, вскрывших на междуречьях известняковые конгломераты, кремнистые известняки, глинистые сланцы и алевролиты, безводны при забое на уровне гидросети. На участках речных долин те же породы водоносны. Здесь мощность трещиноватой водоносной зоны изменяется от 10—20 м для сланцев до 50 м для алевролитов и конгломератов. Из сланцев в долине р. Худолаз дебиты скважин (141) составляют 1,4—1,83 л/сек при понижении 9—5,6 м, из переслаивающихся алевролитов и конгломератов (долина р. Янгельки) — 2,9 л/сек при понижении 22,4 м. Воды в известняках вскрыты лишь одной скважиной в долине р. Бол. Кизил (район с. Кизильское) в интервале глубин 37—56 м. Воды напорные (21 м). Верхним водоупором здесь являются алевролиты, нижним — глинистые сланцы. Дебит скважины 10,9 л/сек при понижении 8,4 м. Дебиты немногочисленных родников из известняков и песчаников до 0,2 л/сек.

Минерализация вод комплекса от 0,8 до 2,7 г/л, чаще 1,8—2,7 г/л. Воды в скважинах на участках вблизи речных долин (141) и родниках имеют минерализацию 0,8—1,3 г/л. Состав их сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, общая жесткость 6—12 мг-экв. На водоразделах минерализация вод более 1,3 г/л. Состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. Общая жесткость до 20 мг-экв. Повышенная минерализация вод является следствием загипсованности и засоленности отложений свиты и рыхлого кайнозойского покрова.

Водоносный горизонт средневизейско-намюрских отложений (кизильской свиты) нижнего карбона (C_{1v2} — n)

Горизонт развит в центральной части Кизильского и в мелких синклиналях Вознесенско-Присакмарского синклинория и представлен трещиноватыми и закарстованными массивными и слоистыми известняками, содержащими местами толщи известняковых конгломератов, прослой и линзы кремней, доломитизированных известняков и доломитов. Характер водоносности отдельных разностей известняков изучен недостаточно. Достоверно известно, что известняки трещиноваты и закарстованы на глубину до 200 м, а наиболее интенсивно вблизи речных долин и логов. Уровенная поверхность вод в них наклонена от водоразделов к долинам рек и вдоль уклона рек. Под уртазымской свитой и глинистыми породами мезо-кайнозоя они содержат напорные воды. Западнее хребтов Ирндык — Крыкты (Вознесенско-Присакмарский синклинорий) в верховье р. Урал воды в известняках вскрыты скважинами на глубине от 0,5 м до 10—20 м. Удельные дебиты скважин здесь 3—9 л/сек, коэффициент фильтрации пород 10—65 м/сутки. Южнее, в долине р. Мал. Кизил, приуроченной к синклинали, уровень вод в известняках находится ниже уровня реки и воды всех ее боковых притоков поглощаются в пределах подножий коренных склонов

долины, не достигая реки. Так поглощается руч. Якай, расход которого на 12/X 1963 г. составлял 73 л/сек, а на 20 м ниже абсолютной отметки места его поглощения уже в северном замыкании синклинали (район дер. Мухаметово) на террасе долины реки наблюдаются восходящие родники с дебитами 20—30 л/сек.

Восточнее хребтов Ирендык — Крыкты (Кизильский синклинорий) воды в известняках вскрыты многочисленными скважинами на глубине от 3—4 м в речных долинах до 70—80 м на водоразделах. Наиболее водообильные участки тяготеют к логом и речным долинам. В сторону водоразделов производительность скважин уменьшается, достигая минимума на выровненных участках междуречий, перекрытых глинистыми образованиями мезо-кайнозоя. Дебиты скважин (вдоль восточной границы распространения комплекса) от 3,4—6,37 л/сек при понижении 0,2—1,7 м в долине р. Худолаз до 150 л/сек при понижении 5 м в долине р. Янгельки (район пос. Пещерский), а в долине р. Мал. Кизил ниже пос. Смеловского эксплуатационные дебиты отдельных скважин вдоль контакта известняков с эффузивами березовской свиты составляют 160—440 л/сек. На междуречье Худолаз — Бол. Уртазымка дебиты скважин 0,5—0,9 л/сек при понижении соответственно 2,5 и 1,1 м. Вдоль западной границы развития комплекса при тех же условиях (на пойме и первой надпойменной террасе) дебиты скважин значительно ниже и составляют 2,1—5 л/сек при понижениях 0,6—5 м (117 и 132 в долинах рек Янгелька и Худолаз). Близки к этим дебиты скважин в пределах логов и понижений на междуречьях. Например, в логу междуречья Мал. Кизил — Янгелька (скв. 114) и в котловине оз. Мулдаккуль они равны 8,2 и 5 л/сек при понижении 2,3 и 1,8 м. Большие дебиты скважин (136, 137) отмечены в зоне Кизильского разлома на междуречье Худолаз — Большая Уртазымка, где под корой выветривания на глубине 14 и 36 м вскрыты напорные (10 и 34 м) воды. Дебиты скважин 4,6 и 5,7 л/сек при понижении соответственно 3,6 и 1,1 м. На выровненном участке междуречья под покровом (40—50 м) отложений кайнозоя дебит одной из скважин в свх. «Красная Башкирия» 0,03 л/сек при понижении 4 м.

Уклон зеркала потока вдоль речных долин по течению рек составляет 0,002—0,0025 (р. Кизил у с. Кизильское и р. Худолаз ниже дер. Чернышевки). Вдоль восточной границы распространения горизонта наблюдается общее снижение уровня поверхности вод в южном направлении по простиранию известняков независимо от речной сети.

Кроме атмосферных осадков, в питании горизонта большую роль играют поглощение поверхностных вод и подземный сток из эффузивов карбона (березовская свита), девона и силура (восточные предгорья хр. Ирендык). Об этом свидетельствует снижение абс. отм. уровней подземных вод в сторону карбонатов. На приречных участках горизонт гидравлически связан с речными водами.

Минерализация вод горизонта от 0,4 до 4,7 г/л. Воды с минерализацией 0,4—1 г/л характерны для речных долин и логов. Химический тип их гидрокарбонатно-сульфатный, реже смешанный, среди катионов преобладают натрий и кальций. Общая жесткость вод 3—15 мг-экв. Вне речных долин и логов минерализация вод до 1,5—4,7 г/л, а в анионном составе их доминируют сульфаты и хлориды. В южных районах воды часто хлоридные (скв. 136 и 137) натриево-кальциевые и натриево-магниевые. Общая жесткость их 11—17 мг-экв. Воды горизонта в ряде случаев являются источником крупного централизованного водоснабжения.

**Подземные воды зоны региональной трещиноватости
турнейско-визейских образований (березовской и низов
кизильской свит) нижнего карбона (C_{1t} — v)**

Подземные воды развиты в зоне региональной трещиноватости вулканогенных образований березовской свиты (бассейн р. Бол. Уртазымки) и пород близкого состава нижней части кизильской свиты (междуречье Янгелька — Урал). Это образования преимущественно основного состава: диабазовые порфириды и их туфы, кварцсодержащие порфириды, диабазы, палеобазальты и фельзитовые порфиры с редкими прослоями и линзами известняков. В условиях выровненных пространств мощность зоны региональной трещиноватости в них от 30 до 80 м. Воды вскрываются на глубине от 6 до 30 м. Водообильность пород неравномерная. Она наибольшая на придолинных участках (скв. 118, 122), особенно там, где эффузивные образования контактируют с известняками, и в зонах разломов. Дебиты скважин, вскрывших воды на придолинных участках в порфиритах (122) и диабазах (118), 0,61—1,3 л/сек при понижении 0,65—3,3 м, а в тех же породах в верхней части междуречья скважины практически безводны. В бассейне р. Бол. Уртазымки дебит скважины (140) в удалении от разлома достигал 0,8 л/сек при понижении 13 м, в зоне разлома 1,3 л/сек при понижении 3,3 м. На значительных площадях, где породы контактируют с известняками кизильской свиты, движение вод направлено в сторону известняков независимо от уклона рельефа местности. В основном же уровенная поверхность вод повторяет рельеф.

Минерализация вод от 0,8 до 2 г/л, тип хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и натриевый. Практическое значение их невелико.

**Подземные воды зоны региональной трещиноватости
отложений нижнего карбона и верхнего девона ($D_3 + C_1$)**

В пределах пологохолмистых участков Тагило-Магнитогорского прогиба развита толща переслаивающихся туфогенных и граувакковых песчаников, алевролитов, кремнистых и глинистых сланцев, реже конгломератов. В Вознесенско-Присакмарском синклинории эти породы относятся к зилаирской и колтубанской свитам, в Кизильском синклинории севернее тракта Белорецк — Верхнеуральск — к кизильской свите, от тракта до р. Янгельки — к березовской и зилаирской, а южнее р. Янгельки — к зилаирской и колтубанской свитам. С поверхности до глубины 25—30 м породы наиболее сильно трещиноваты. Ниже этой глубины преобладают волосные трещины, и на 50—80 м породы часто монолитны. В зоне трещиноватости пород содержатся свободные подземные воды. Глубина их залегания от 1,5—10 м в пределах междуречных пространств до 25 м на склонах долин основных рек (скв. 123, 129, 130, 144). Повсеместно уровень подземных вод располагается выше уровня воды в реках. На локальных участках при наличии покрова глинистых образований воды напорные. Максимальная величина напора (20 м) отмечена в долине р. Худолаз (3 км юго-восточнее дер. Казанской). Дебит родников сотые и первые десятые доли литра в секунду, редко 0,5 л/сек и в единичных случаях более. Удельные дебиты скважин 0,02—0,2 л/сек и, как правило, резко уменьшаются с глубиной. Более высокие дебиты при однотипном составе водовмещающих пород характерны для скважин, расположенных в долинах основных рек. Повышение дебитов родников и скважин отмечено также на приконтактовых участках с интрузиями. К ним приурочены почти все родни-

ки с дебитами более 0,4 л/сек, а дебит скважин (115, 126), равен 1,2 и 2 л/сек при понижении соответственно 1,5 и 7 м. Повышенная водообильность пород прослеживается в приконтактовой полосе зилаирской свиты с эффузивами колтубанской между трактом Белорецк — Верхнеуральск и оз. Суртанды. Здесь дебит скважины в туфопесчаниках на склоне котловины оз. Бол. Бугодак 2,8 л/сек при понижении 1,5 м.

Минерализация вод менее 0,5 г/л. В Вознесенско-Присакмарском синклинории вода в скважинах на придолинных участках имеет минерализацию на 0,1—0,2 г/л больше, чем вблизи водоразделов (119, 123, 130 и др.). В Кизильском синклинории отмечается общий более высокий (нет менее 0,2 г/л) фон минерализации вод, но в тех же пределах на севере и до 1 г/л на юге. Воды гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные в Вознесенско-Присакмарском синклинории, а в Кизильском синклинории, кроме того, гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевого и переменного по катионам состава. Общая жесткость вод 3—9 мг-экв. Отклонения в минерализации вод отмечены в районе оз. Атавды, в верховье р. Худолаз (скв. 129) и севернее пос. Тубинского. Здесь содержание солей в воде достигает 1,6—4,9 г/л, а в составе преобладают хлориды и сульфаты магния и натрия.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости образований девона и силура (S + D)

Вулканогенные (с подчиненными толщами осадочных пород) образования девона и силура (колтубанская, улутауская, карамалыташская, ирендыкская, поляковская и баймак-бурибаевская свиты) занимают большие площади в пределах системы хребтов Ирендык — Крыкты и их восточных предгорий. Вулканогенные образования представлены эффузивами и пирокластами основного, среднего и кислого состава, осадочные — кремнистыми породами и известняками. Все образования сильно дислоцированы и в значительной степени изменены. Многообразие петрографического состава пород в совокупности с меняющимися геоструктурными и геоморфологическими условиями определяют различную степень их трещиноватости и, как следствие, водоносности. Немногочисленные данные по интенсивности развития и глубине проникновения водопроводящих трещин позволяют с большой долей условности разделить все породы на четыре группы.

В первую группу выделены полнокристаллические разности пироксен-плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых порфиритов, их туфов и туфобрекчий ирендыкской и частично баймак-бурибаевской свит. Они развиты преимущественно в центральной зоне системы хребтов Ирендык — Крыкты и слагают отдельные хребты восточных предгорий. Эти образования разбиты системами трещин, дающих разнообразные формы отдельности. Наиболее часто встречаются вертикальные трещины субмеридионального простирания и горизонтальные. Частота этих трещин от 0,7—1,5 до 5—10 м. Менее часты круто- и пологонаклонные трещины северо-западного простирания. На возвышенных участках мощность трещиноватой зоны не превышает 30—40 м (скв. 110).

Вторая группа объединяет диабазо-альбитофировые породы колтубанской, улутауской, карамалыташской и баймак-бурибаевской свит, слагающих склоны и центральную часть (южнее г. Баймака) системы хребтов Ирендык — Крыкты и их восточные предгорья. Породы этой группы более трещиноваты, чем первой. Наиболее сильно раздроблены кварцсодержащие породы (кварцевые альбитофиры, кварцевые порфириты). По данным Д. М. Антошкина (1967 г.), в бортах Учалинского

карьера для диабазов устанавливаются крутопадающие (45° и более) трещины субмеридионального и субширотного простираний. Глубина проникновения водопроводящих трещин 80—100 м.

Третью группу составляют кремнистые породы: яшмы, яшмовидные кремнистые туффы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы мукасовской (до 320 м) и бугулыгирской (до 150 м) толщ, а также прослои и линзы их в карамалыташской и ирендыкской свитах. Они сильно дислоцированы и трещиноваты. Трещины по слоистости и две системы внутрислойных (перпендикулярных или крутонаклонных к слоистости) разбивают породы на обломки средним размером $5 \times 3 \times 0,5$ см. Сильно трещиноватые кремнистые сланцы вскрыты на западном крыле Ильчинской синклинали (широта оз. Ургун) на глубине 272 м.

К четвертой группе пород отнесены известняки, локально развитые в виде крупных линз и отдельных толщ среди эффузивов улутауской, ирендыкской и поляковской свит. В рельефе им соответствуют понижения, где часто наблюдаются карстовые формы. Трещиноватость и закарстованность в известняках достигает глубины 100 м и более.

Различная интенсивность и глубина распространения водопроводящих трещин в выделенных группах пород, наличие и состав элювиально-делювиальных отложений, коры выветривания и рельеф влияют на мощность и производительность обводненной зоны трещиноватости. В пределах выровненной водораздельной поверхности системы хребтов Ирендык — Крыкты (от широты г. Белорецка до г. Баймака), где развиты в основном породы первой группы, воды на платообразных участках содержатся, как правило, в трещиноватой зоне пород и в покрывающем щебнистом элювио-делювии, а в ложбинных замыканиях долин рек, ручьев и логов — преимущественно в элювио-делювии. Они проявляются в виде родников с дебитом до 0,2 л/сек. Крутые и обрывистые участки склонов хребтов, а также прорезающих их долин рек и ручьев характеризуются преобладанием поверхностного стока и практически безводны. Поэтому уровень подземных вод на уплощенной водораздельной поверхности хребтов оторван от уровня вод в породах окружающих предгорий. Водораздельная часть хребта и крутые склоны служат водосбором, откуда воды стекают в пределы делювиальных шлейфов и межгорных понижений, где почти полностью поглощаются.

В условиях более плавных форм рельефа в системе хребтов Ирендык — Крыкты (севернее г. Белорецка и южнее г. Баймака), а также в пределах их восточных предгорий подземные воды развиты повсеместно, за исключением отдельных участков крутых склонов долин или гряд, на которых преобладает поверхностный сток, и резко выраженных вершин, где трещиноватая зона пород сдренирована. Глубина залегания вод здесь от 1—15 м на пологих склонах, покрытых преимущественно щебнистым элювио-делювием, до 30—50 м на грядах, сложенных кремнистыми породами, и местами в межхребтовых понижениях, где воды вскрываются под глинистым элювио-делювием или (реже) под корой выветривания, обладают напором до 20—30 м, а иногда самоизливаются. О водообильности пород дают возможность судить многочисленные родники, из которых около 60% имеют дебит менее 0,5 л/сек, а остальные — от 0,5 до 2,5 л/сек, редко более. Малодебитные родники (до 0,5 л/сек) характерны в основном для пород первой, частично второй групп (диабазы, спилиты, диабазовые порфириты и сильно измененные кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые породы), а большедебитные — для пород третьей и четвертой групп, а также для кварцсодержащих эффузивов второй группы. Дебиты родников из неизмененных кварцсодержащих пород (кварцевые альбитофиры, кварцевые порфириты, кремнистые туффы и др.) обычно на 40—50%

(редко в 2 раза) больше, чем из вышеперечисленных пород первой и второй групп. Эта же закономерность в водообильности пород устанавливается по скважинам и горным выработкам на медноколчеданных и марганцевых месторождениях. По данным С. М. Терещенко, для Учалинского карьера до глубины 80—100 м средневзвешенные удельный дебит скважин и коэффициент фильтрации составляют для пород первой группы соответственно до 0,13 л/сек и до 22 м/сутки, второй 0,14—0,26 л/сек и 0,32—0,58 м/сутки. Во втором случае максимальные величины характерны для кварцсодержащих пород. Вне месторождений дебиты скважин, вскрывших породы первой группы и перечисленные выше второй, изменяются от 0,1 до 0,9 л/сек при понижениях соответственно 5 и 9 м. Дебиты скважин в кварцевых альбитофирах, кварцевых порфиритах, кремнистых туффидах и других неизмененных кварц-

Таблица 7*

Дата замера	Глубина шахты, м	Приток воды, л/сек
26/VI 1942	31,0	13,4—14,0
13/VIII 1942	33,5	14,4—14,7
6/X 1942	41,0	18,9—19,2
14/XI 1942	45,0	20,5

* По К. И. Махову (1946).

содержащих породах от 0,7 л/сек при понижении 5 м до 0,9—2,5 л/сек при понижении 0,05 и 3,5 м. Общей закономерностью в водообильности пород является уменьшение ее в направлении с севера на юг для всех разностей пород. В южных районах местами под глинистыми юрскими образованиями мощностью 30—50 м породы безводны. Здесь даже кварцсодержащие породы сравнительно слабо водообильны. Так, на Семеновском месторождении вода вскрыта на глубине 50 м (установившийся уровень 38—40 м), общий приток ее в шахту глубиной 60 м составлял 6,9—8,3 л/сек, а на месторождении Бакртау вода появилась на глубине 36 м (установившийся уровень 17—20 м) и приток ее в шахту (на глубине 36 м) равнялся 0,4—0,7 л/сек.

Из кремнистых образований мукасовской и бугульгырской толщ выходят родники (иногда восходящие) с дебитами 0,5—10 л/сек (изредка более 10 л/сек). Они встречаются в нижних частях склонов или в днищах поперечных долин в восточных предгорьях хребтов Ирндык — Крыкты севернее широты с. Аскароро, вблизи г. Сибая (Давлетовские родники, 12,5 л/сек). Южнее г. Сибая зависимость большедебитных родников от их приуроченности к кремнистым образованиям не наблюдается. В районе г. Сибая, с. Аскароро и севернее на тех же поперечных участках долин воды в кремнистых породах вскрыты скважинами. Местами под глинистыми четвертичными отложениями (2—20 м) воды напорные, изредка самоизливающиеся (район пос. Бол. Учалы). Удельные дебиты скважин (112, 116, 131 и др.) 0,5—2 л/сек, коэффициент фильтрации яшм до 29 м/сутки. В долине р. Янгельки на Алимбетовском руднике водоприток в шахту из кремнистых сланцев и яшм характеризуются величинами, приведенными в табл. 7.

Самыми водообильными из выделенных групп пород являются известняки. Они более водопроницаемы и на большую глубину, чем окружающие эффузивы, что обеспечивает создание в них мелких бассейнов трещинно-карстовых вод с односторонним стоком. Вдоль границ распространения известняков (кроме нижних по отношению к гидросети) наблюдается значительный перепад в уровнях подземных вод в известняках и окружающих их эффузивах. Вследствие этого на площади известняков происходит поглощение поверхностных водотоков, а бассейны являются своего рода дренами для вод эффузивов. Такие поглощения в объеме от 2 до 58,5 л/сек отмечены в верховье р. Урал, в районе оз. Ускуль, в верховье р. Мал. Кизил и в других местах. Двумя скважи-

нами в верховье р. Бол. Уртазымки под элювиально-делювиальными глинами на глубине 23 и 28 м в известняках вскрыты напорные воды. Из обеих скважин воды самоизливались с дебитом до 3 л/сек. Из известняков выходит ряд родников (213, 216 и др.) с дебитом от 1 до 50 л/сек.

В целом для рассматриваемых образований независимо от выделенных групп пород повышенная производительность по сравнению с фоновой наблюдается в межхребтовых понижениях, на участках повышенной трещиноватости пород (замыкания складок, перегибы слоев, тектонические нарушения), вдоль контактов пород с различными водно-физическими свойствами. Повышенная водообильность пород в межхребтовых понижениях особенно характерна для восточных предгорий хребтов Ирендык-Крыкты, что связано с благоприятными условиями питания за счет стока вод с окружающих хребтов, более полным заполнением зоны трещиноватости и нередко наличием песчано-щебнистого делювия по подножиям хребтов (восточный склон хребтов Ирендык — Крыкты), способствующего поглощению поверхностного стока. В таких местах отмечен ряд родников (215 и др.) с дебитами более 10 л/сек.

Значительная водообильность пород вдоль разломов отмечена во многих местах. Дебит одной из скважин, вскрывшей пироксен-плагиоклазовые порфиры и серицито-хлоритовые сланцы вдоль зоны разлома западнее Ахуновского гранитного массива, 11,3 л/сек при понижении 9 м. Южнее к этой же зоне приурочены родники (211) с дебитом до 4 л/сек. Из пироксен-плагиоклазовых порфиритов известны родники с дебитами 1—3 л/сек также в зоне Муртыктинского разлома (209) и в южной части Западно-Ирендыкского разлома. Родник (214) с дебитом 21 л/сек из раздробленных яшм в зоне нарушения описан к северо-западу от пос. Аскароро. На южном продолжении зоны Западно-Ирендыкского разлома в районе г. Баймака пробурена скважина, дебит которой из серицито-кварцевых пород на глубине 18 м составил 0,34 л/сек при понижении 0,3 м. С зоной Карамалыташского разлома связана отмеченная выше водоносность известняков в верховье р. Бол. Уртазымки. На ее северном продолжении зафиксированы родники с дебитами 2—6 л/сек, выходящие из туфов альбитофиров и пироксен-плагиоклазовых порфиритов. На участке повышенной трещиноватости в замыкании Имангуловской синклинали (долина руч. Канды-Булак) скважиной на глубине 3,6 м вскрыты воды в туфах пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Дебит ее 2,5 л/сек при понижении 3,5 м. Для южного замыкания Карамалыташской брахиантиклинали (южнее широты г. Сибая) характерны родники, выходящие из диабазов, с дебитами 1,5—7 л/сек. Дебит родников, выходящих из пироксен-плагиоклазовых порфиритов в приконтактной зоне с диабазами севернее оз. Бол. Учалы, 2,5—5 л/сек (210).

Участки относительно водообильных пород зафиксированы также в приконтактных зонах с интрузивными массивами и отдельными дайко- и жиллообразными интрузиями. Повышенные водопритoki в скважины из альбитофиров, туфов и туфобрекчий отмечены С. М. Терещенко в зоне эндоконтактового метаморфизма Ахуновского гранитного массива (скв. 104). Родники (217) с дебитами 1,9—3 л/сек, выходящие из пироксен-плагиоклазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий вдоль зоны контакта с серпентинитами, установлены к западу от оз. Чебаркуль. Из трех скважин, вскрывших кварц-пироксеновые порфиры вдоль западного подножия хр. Ирендык к северо-востоку от г. Баймака, наибольший дебит (4 л/сек при понижении 1,8 м) имела

скважина, пройденная в 40 м от дайки кварцевых пород, а дебиты скважин, удаленных от дайки, 2,1 и 3,8 л/сек при понижении 6 м.

В пределах зоны региональной трещиноватости удельные дебиты скважин с глубиной резко уменьшаются. Ниже нее воды в эффузивных породах сосредоточиваются, как правило, по локальным зонам дроблений и рассланцеваний пород (трещинно-жильные воды). По данным Д. М. Антошкина, на Учалинском месторождении водоприток в западную часть (длиной 530 м) дренажного квершлага на глубине 130 м, пройденного на 83% по диабазам, на апрель 1966 г. составлял 55 м³/ч. Из них 50 м³/ч поступало из зоны дробления в диабазах в интервале 120—125 м от ствола шахты, 2 м³/ч из зоны дробления в тех же породах в 300—301 м от ствола шахты и 3 м³/ч из зон дробления и рассланцевания общей шириной 18 м в габбро-диоритовых порфиритах, туфах и лавобрекчиях миндалекаменных диабазов и медном колчедане в интервале 300—530 м от ствола шахты. Остальные участки выработок были сухими. На Сибайском месторождении дренажные выработки пройдены преимущественно в альбитофирах и кварцевых альбитофирах, участками раздробленных, рассланцованных и измененных до состояния серицит-кварцевых пород. По квершлагу на глубине 238 м на 17/II 1966 г. оказались обводненными 41,3 из 920 м его длины, но сосредоточенные водоприток с расходом 1,5—9 л/сек наблюдались из трещин в кварцевых альбитофирах в приконтактной зоне их со спилитами и в зоне рассланцевания на расстоянии 73,5; 110 и 191 м от ствола шахты. Для остальной обводненной части квершлага характерны капез, выпоты и мелкие струи воды с дебитом до 0,2 л/сек. Общий приток воды в квершлаг в интервале 606—735 м от ствола шахты (обводнено 93 м) с 23/I 1964 г до 25/XII 1967 г. изменялся от 3,5 до 21,5 м³/ч, а в интервале 474—606 м (обводнено 79 м) — от 1,7 до 16,15 м³/ч.

Минерализация вод севернее широты г. Баймака по родникам 0,05—0,3 г/л, по скважинам 0,2—0,5 г/л, а южнее соответственно 0,2—0,4 и 0,5—1 г/л и нередко, особенно в среднем течении бассейна р. Таналык (скв. 145, 146), она составляет 1—3 г/л. Чаще всего воды повышенной минерализации вскрываются под корой (скв. 145) или в коре выветривания (скв. 146). Воды гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные. Хлориды имеют подчиненное значение: в северных районах содержание их достигает 3—7%-экв, очень редко 10%-экв, а южнее широты г. Баймака 10—20%-экв и иногда превышает 25%-экв. По катионам воды преимущественно двух-, редко трехкомпонентные с переменным преобладанием кальция, магния или натрия. В северных районах доминирует кальций, за ним следует магний. Южнее широты г. Баймака на первом месте чаще стоит натрий (до 60—70%-экв), за ним следует кальций, реже магний. Общая жесткость от 1 до 14 мг-экв, чаще 1—6 мг-экв. Для медноколчеданных месторождений характерны сульфатные воды высокой минерализации с кислой реакцией. Так, минерализация вод рудного тела Учалинского месторождения до 8 г/л, pH 4—6,6, а после смешения в дренажной системе минерализация воды уменьшается до 3 г/л, жесткость 15 мг-экв. Воды имеют большое практическое значение и нередко являются единственным источником водоснабжения (города Учалы, Баймак, с. Аскаррово и другие более мелкие населенные пункты).

Подземные воды зоны региональной трещиноватости гранитов и диоритов (γδ)

Граниты развиты в пределах Ахуновского, а диориты Петропавловского интрузивных массивов. Граниты в центре массива крупнокристаллические, а по периферии имеют четко выраженную гнейсовидную тек-

стуру. Диориты среднезернистые. Сверху (до 3—8 м) породы обычно превращены в дресву и щебень, а глубже трещиноваты (на Ахуновском месторождении камни легко разбираются на небольшие плитки). Водопроницающие трещины в них развиты предположительно до глубины 50—60 м от поверхности. Частота трещин обычно больше в краевых частях массивов, что обуславливает большую водообильность пород здесь. Например, дебит скважины в центре гранитного массива 0,1 л/сек при понижении 23 м, а на периферии Петропавловского массива 5,7 л/сек при понижении 0,45 м. Накоплению вод в краевых частях способствует и рельеф, ибо подземный сток направлен от наиболее поднятых центральных частей к периферии массивов. Средний модуль его не превышает 0,1 л/сек/км². В период интенсивного питания (май) из гранитов выходит большое количество родников с дебитом до 3,5—6 л/сек, а в сухое время года многие из них пересыхают. Подземные воды циркулируют на глубине от 2 до 15 м как в дресвяно-щебнистом материале, так и в трещиноватой зоне материнских пород. Многочисленные жилы аплитов и других пород среди гранитоидов в гидрогеологическом отношении не изучены. В других районах Урала они имеют повышенную водообильность по сравнению с интрузивным массивом и являются объектами при поисках подземных вод. Минерализация вод горизонта до 0,3 г/л, общая жесткость 4—5 мг-экв, тип гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости ультраосновных пород (Σ)

Ультраосновные интрузии различной величины протягиваются цепью вдоль Главно-Уральской зоны глубинного разлома и известны местами восточнее нее. Среди них преобладают серпентиниты, перидотиты, пироксениты, реже габбро и амфиболиты. В рельефе им соответствуют понижения, поверхность которых имеет черты мелкосопочника с характерными плавными переходами от вершин к склонам. Лишь в районе пос. Миндяк имеются вершины со скалистыми выступами пород. Плоские межсопочные днища часто заболочены.

Глубина трещиноватости пород, доступной для циркуляции вод, в среднем до 50—70 м, а в зонах дробления и расщепления до 100 м. Данные по проходке и эксплуатации шахты в пос. Миндяк показывают, что породы наиболее обводнены до глубины 50 м, а на глубинах 130—180 м они практически сухие с отдельными участками увлажнения по зонам расщепления. Это подтверждается и данными по скважинам. Глубина залегания вод не превышает 25 м. Дебиты скважин в Учалинском районе (дер. Абзаково) на р. Краснохте, вдоль р. Урал вблизи деревень Калканово и Юлдашево, по р. Сакмаре вблизи деревень Телясово и Муллакаево и других составляли от 0,15 до 6 л/сек при понижении соответственно около 30 и 3 м. Большей производительностью обладают краевые части массивов, где породы обычно грубо расщеплены. Родники, как правило, рассредоточенные, выходят из щебня с дебитом 0,01—3 л/сек. Некоторые из них летом пересыхают.

Минерализация вод не превышает 0,5 г/л, общая жесткость до 7 мг-экв. Тип вод обычно гидрокарбонатный магниевый, местами с большим содержанием SO_4 и Са. Практическое значение их невелико.

Многочисленные мелкие дайки и жилы ультраосновных интрузий среди эффузивно-осадочных пород в гидрогеологическом отношении не изучены. Но в оврагах, пересекающих эти тела, фиксируются родники с дебитом 1,5—3 л/сек. Это подтверждает установленную в других районах Урала роль даек и жил как хорошо водопроницающих каналов.

Глава VII

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Систематическое изучение режима подземных вод осуществляется в пределах г. Уфы с 1943 г. и в центральных районах республики с 1963 г. Изучался преимущественно режим грунтовых вод в аллювиальных отложениях, в отложениях уфимского и кунгурского ярусов. Помимо систематического изучения режима подземных вод велись кратковременные наблюдения (1—2 года) при различных видах исследований в различных частях Башкирии как в естественных условиях, так и в нарушенных. Изучение режима в нарушенных условиях кратковременное, бессистемное и не позволяет сделать определенные выводы. Поэтому в основу приводимой ниже характеристики режима грунтовых вод положены (за очень небольшими исключениями) данные систематического изучения его Башкирской гидрогеологической станцией.

По территории Волго-Камского артезианского бассейна описание режима грунтовых вод приводится в годовом и многолетнем циклах.

В годовом цикле особенностью режима грунтовых вод являются четко выраженный весенний и менее значительный осенний подъемы уровня. Начало весеннего подъема приходится на период с 24 марта по 6 апреля и определяется окончательным установлением положительных температур. Время наступления максимума наблюдается в апреле, мае, июне, реже в июле и зависит от сочетания различных природных факторов (запасов снега, сроков начала интенсивного снеготаяния, рельефа, гидрогеологической обстановки и др.).

По наблюдениям за уровнем грунтовых вод в отложениях уфимского яруса на междуречье Уфы и Белой в районе г. Уфы установлено (период 1949—1969 гг.) наличие в годовом цикле двух максимумов (весеннего и осенне-зимнего) и двух минимумов (зимне-весеннего и летне-осеннего) уровня грунтовых вод. Время установления весеннего максимума между 6 апреля и 4 июля, самый высокий уровень 64 см, наиболее низкий 245 см. Осенне-зимний максимум наблюдается между 19 сентября и 1 декабря, уровень колеблется от 169 до 289 см. Зимне-весенний минимум отмечается с 16 февраля по 7 апреля, уровень колеблется от 151 до 360 см. Летне-осенний минимум наступает между 1 августа и 30 октября, уровень колеблется от 230 до 312 см. Таким образом, амплитуда колебания уровня грунтовых вод здесь составляет 296 см.

Зависимость амплитуды подъема уровня грунтовых вод в отложениях уфимского яруса от геоморфологических условий на правобережье р. Демы приведена в табл. 8.

Таблица 8

Геоморфологические условия	Амплитуда колебания уровня, м						Отно- шение весен- ней ампли- туды к годовой
	Сред- няя весен- няя	Сред- няя годовая	Макси- маль- ная весен- няя	Макси- маль- ная годовая	Мини- маль- ная весен- няя	Мини- маль- ная годовая	
1966 г.							
Террасовые	2,03	2,27	4,41	4,41	0,75	1,04	0,90
Склоновые	2,64	2,83	4,58	4,91	0,32	0,40	0,93
Междуречные	0,96	1,19	1,70	1,70	0,0	0,19	0,95
Междуречные (межпастовые) . . .	0,58	0,83	1,40	1,50	0,0	0,53	0,73

Амплитуда колебаний уровня зависит также от глубины залегания грунтовых вод и литологического состава водовмещающих пород. Грунтовые воды в песчано-гравийно-галечных отложениях имеют максимальную амплитуду при мощности зоны аэрации менее 5 м. С глубиной амплитуда колебаний уровня уменьшается и на 10 м не превышает 1 м. Грунтовые воды в трещиновато-пористых песчаниках, аргиллитах и алевролитах имеют наибольшую амплитуду (5 м) при глубине залегания до 10—15 м. Глубже амплитуда затухает и на глубине 32 м не превышает 0,2 м.

Осенний подъем наблюдается в основном в междуречных условиях, реже в склоновых. Величина подъема на междуречьях достигает 0,5—1 м, на склонах — 0,1—0,2 м. Характер подъема постепенный. Начало его, как правило, приурочено ко второй половине сентября или к октябрю, максимум наблюдается в ноябре. Этот подъем обусловливается осенними осадками и убывающей интенсивностью испарения. Годовая амплитуда колебания уровня определяется весенней. Отношение весенней амплитуды к годовой составляет 0,90—0,95, что характерно для районов с умеренным увлажнением.

Режим уровня грунтовых вод, гидравлически связанных с поверхностными (преимущественно воды аллювия), в пределах долин рек и озерных котловин находится в тесной зависимости от режима поверхностных водотоков или водоемов. Для большинства рек Башкирии характерен такой тип гидродинамического профиля, когда водоупор залегает ниже уровня реки. Лишь на отдельных участках фиксируются другие типы гидродинамического профиля. Наблюдениями за режимом грунтовых вод в долинах рек Белая, Уфа, Дема, Уршак, Инзер, Селеук и др. установлено, что почти одновременно с подъемом уровня в реке или с некоторым запозданием начинается подъем уровня грунтовых вод. Запоздание подъема уровня грунтовых вод по сравнению с уровнем в реках при одинаковых условиях возрастает с удалением от реки и с уменьшением фильтрационных свойств водовмещающих пород. Так, по Соколовскому створу на правобережье р. Демы запоздание подъема уровня вод в песчаниках и алевролитах уфимского яруса по скважинам, находящимся в 15, 215 и 415 м от реки, составляет соответственно 4, 25 и 40 дней. На левом берегу р. Демы в аллювиальных песчано-гравийных отложениях по скважинам, удаленным от реки на 215 и 415 м, запоздание подъема 4—5 дней. Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод в долинах равна или меньше амплитуды колебаний уровня в реке и уменьшается с увеличением расстояния от реки. При этом величина амплитуды и скорость ее затухания в глубь берега определяется в основном коэффициентом фильтрации водовмещающих пород. Чем больше коэффициент фильтрации, тем более постепенное затухание амплитуды колебания уровня грунтовых вод с удалением от реки и шире зона влияния гидрологических факторов.

Максимальные уровни рек, а соответственно и грунтовых вод, тесно связанных с ними, по данным гидрологического справочника, наблюдались в юго-западной части Башкирии с 25 марта по 4 июля, в северной — с 3 апреля по 25 мая. Величина амплитуды весеннего подъема грунтовых вод наибольшая в низовьях долин рек Белой и Уфы (до 10—11 м), с уменьшением величины поверхностного водотока она уменьшается (в верховьях рек Селеук, Уса и др. до 1—2 м).

Температурный режим грунтовых вод зависит от ряда факторов, наиболее существенным из них является температура воздуха. Грунтовые воды, как правило, не промерзают (или промерзают лишь при глубине залегания до 0,5 м) и имеют температуру 4,5—8°С. Талые воды с температурой 1—2°С, инфильтруясь, снижают температуру грунто-

вых вод. Величина этого снижения определяет величину почти всей годовой амплитуды температур, которая составляет 1—6, реже до 8° С. Максимальная температура достигает 10° С, минимальная — 2° С.

Режим химического состава и минерализации грунтовых вод изучались лишь для водоносного горизонта аллювиальных отложений, водоносного комплекса отложений уфимского яруса и водоносного горизонта отложений кунгурского яруса. Установлено, что на междуречьях, склонах и террасах в различные периоды года минерализация вод изменяется незначительно (на 0,1—0,2 г/л), а химический состав их постоянен даже весной в период наиболее интенсивного питания. Только минерализация вод в гипсах кунгурского яруса весной резко уменьша-

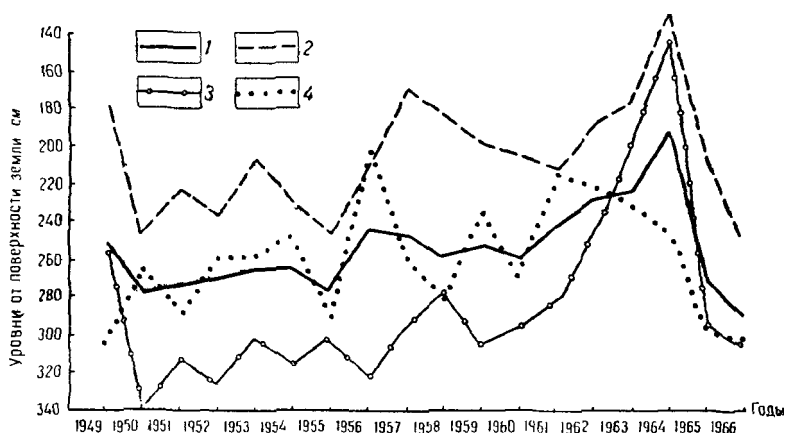


Рис. 22 График колебания уровня подземных вод водоносного комплекса отложений уфимского яруса (скв. 39 Башкирской гидростанции) на Уфа-Бельском междуречье. Составил В. И. Мартин
Уровни 1 — среднегодовой, 2 — среднемартовский, 3 — среднемайский, 4 — среднеоктябрьский

ется без заметного изменения химического состава. В ряде случаев в районе г. Уфы и с. Охлебинино в период весеннего максимума уровня карстовых вод отмечалось увеличение минерализации в 3—4 раза за счет хлоридов натрия, а также сульфатов магния, что объясняется растворением мелких прослоек и гнезд каменной соли, находящихся в зоне аэрации.

Многолетний режим грунтовых вод изучен в районе г. Уфы. Длительный цикл наблюдений позволил установить многолетние ритмы в колебаниях уровня грунтовых вод и сопоставить их с ритмами режимобразующих факторов.

Периодограммным анализом многолетнего ряда наблюдений за уровнем грунтовых вод в междуречье в песчанистых глинах водоносного комплекса уфимского яруса выявлены 3- и 6-летняя периодичности в его колебаниях и менее выраженная 8-летняя (рис. 22). По хронологическим графикам среднемесячных значений уровня в сравнении со среднемноголетними месячными за весь период наблюдений также выявлена многолетняя ритмичность, установлены сроки прохождения ритмов и экстремальные значения в колебаниях уровня. По скв. 39 Башкирской гидростанции с 1949 по 1956 г. среднемноголетние месячные значения уровня превышают фактические в любом году периода (рис. 23). С 1956 по 1961 г. фактические среднемесячные уровни почти совпадают со среднемесячными многолетними. С 1962 по 1964 г. фактические среднемесячные превышают среднемесячные многолетние.

С 1965 г. наблюдается спад уровня и среднемноголетние месячные уровни превышают фактические среднемесячные. Самый минимальный уровень за период наблюдений с 1949 по 1966 г. был в марте 1950 г. (338 см), а максимальный — в апреле 1964 г. (95 см). Амплитуда колебания уровня за период наблюдений 243 см.

Подобный анализ данных наблюдений за водоносным горизонтом в гипсах кунгурского яруса на первой надпойменной террасе долины р. Белой по скв. 8 Башкирской гидростанции показывает, что с 1945 по 1951 г. среднемноголетние месячные уровни в основном превышают фактические среднемесячные, исключая некоторые зимние месяцы. На большие превышения приходится на апрель. С 1952 по 1966 г. фактические среднемесячные уровни немного ниже месячных среднемноголетних за исключением 1957 и 1958 гг., когда фактические уровни превышали среднемноголетние. Максимальный уровень за период наблюдений был в апреле 1951 г., минимальный уровень в ноябре 1949 г. Амплитуда колебаний уровня за период наблюдений с 1945 по 1966 г. 975 см.

На междуречье определяющим фактором режима грунтовых вод являются атмосферные осадки, а в долине р. Белой — изменение уровня в реке. По графикам разностных интегральных кривых для района г. Уфы выявлен 16-летний цикл колебаний уровня вод. Интегральные кривые дефицита влажности воздуха и осадков как определяющих факторов за этот же период в общем являются синхронными. Попытка установления коррелятивной зависимости между уровнем грунтовых вод и режимобразующими факторами на Уфа-Бельском междуречье показала, что при парной корреляции, а также корреляции с тремя переменными имеется прямая связь колебаний уровня грунтовых вод в многолетнем разрезе с колебанием метеорологических факторов (осадки, дефицит насыщения). При небольшой глубине залегания грунтовых вод коррелятивная связь их уровня с осадками слабая, но теснее с дефицитом насыщения.

По интегральной кривой, коэффициенту множественной корреляции за гидрологический год (0,66) и результатам периодического анализа в 1966 г. был дан прогноз общего подъема уровня грунтовых вод в районе г. Уфы в течение 8 лет, начиная с 1968 г., с некоторыми спадами и подъемами 3- и 6-летнего цикла. Данные за 1968—1970 гг. подтверждают этот прогноз.

По территории бассейна трещинных вод Урала в уровне грунтовых вод в течение года также отмечаются два подъема: весенний и слабо выраженный осенний. Начало весеннего подъема в пределах Центрально-Уральского поднятия приходится на третью декаду марта и первую-вторую декады апреля (наблюдения различных лет с 1947 по 1954 г.). В пределах Тагило-Магнитогорского прогиба весенний подъем начинается во второй и третьей декадах мая (Учалы, Баталово и др.), хотя наступление положительных температур воздуха приходится на начало апреля. Такое смещение даты весеннего подъема уровня грунтовых вод объясняется тем, что в восточных районах Башкирии выпадает значительно меньшее количество зимних осадков. Это создает условия для большей глубины промерзания грунтов (до 1,5—2 и даже 3 м), а следовательно, задерживает оттаивание грунтов и инфильтрацию талых вод. Величина осеннего подъема уровня грунтовых вод достигает 0,5—1,5 м. Начало подъема наблюдается в сентябре, максимум — в октябре-ноябре. Весенняя амплитуда колебания уровня грунтовых вод равна годовой и изменяется от 0,8 до 6 м.

Минимальное положение уровня на площади Центрально-Уральского поднятия наступает в различное время года. В летний период,

когда отмечается высокий дефицит влажности воздуха и большую роль играет испарение, происходит резкое снижение уровня, достигающее наименьшего положения в конце лета или в начале осени. Но часто из-за обильных летних дождей годовой минимум уровня смещается на весенний период. В пределах Тагило-Магнитогорского прогиба годовой минимум наблюдается в конце апреля — мае, осенний минимум, как правило, не выражен.

Глава VIII

ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Описание основных гидрогеологических закономерностей приводится отдельно для Волго-Камского артезианского бассейна и для бассейна трещинных вод складчатого Урала.

ВОЛГО-КАМСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

В разрезе осадочного чехла этого бассейна породы отличаются по составу, водопроницаемости, глубине залегания, геоструктурным и геоморфологическим условиям распространения и т. п., что в конечном итоге определяет динамику, минерализацию и химический состав содержащихся в них подземных вод. Изменение перечисленных характеристик подземных вод в вертикальном разрезе осадочного чехла артезианских бассейнов обычно рассматривается по гидродинамическим, гидрогеохимическим и другим зонам, хотя надежные критерии для объективного разграничения этих зон пока отсутствуют, т. е. выделение зон является условным. Следует также подчеркнуть, что границы зон в большинстве случаев не являются плавными, а имеют вид ломаных линий, и поэтому выделение зон необходимо понимать как обобщенную схему, рассмотрение которой позволяет глубже понять пространственные закономерности в распределении, динамике, химическом облике и условиях формирования подземных вод.

В гидродинамическом отношении в вертикальном разрезе Волго-Камского артезианского бассейна сверху вниз выделены зоны интенсивного, замедленного (затрудненного) и весьма затрудненного водообмена.

Зона интенсивного водообмена охватывает разнообразные по литологическому составу толщи осадочного чехла бассейна, находящиеся в сфере дренирующего влияния местной гидрографической сети. Она характеризуется относительно высокими скоростями движения, интенсивным питанием подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, а также активным воздействием других современных гидрометеорологических факторов, которые определяют формирование в этой зоне пресных и солоноватых вод различного химического состава, зависящего от литологического состава водовмещающих пород.

Характеристика этой зоны на основании количественных данных об интенсивности водообмена в виде действительной скорости движения подземных вод или коэффициента водообмена в различных литологических разностях пород не может быть приведена из-за отсутствия этих данных. Однако мощность зоны (определяемая по глубине залегания ее подошвы от поверхности земли) в различных комплексах отложений может быть приведена с большим или меньшим приближением (учитывая перечисленные ранее особенности и признаки этой зоны).

В трещиноватых и сильно закарстованных карбонатных породах нижней перми на Уфимском плато, карбона и девона в пределах гряд и хребтов Западно-Уральской внешней зоны складчатости, т. е. в толщах карбонатных пород большой мощности при отсутствии регионально выдержанных водопоров и значительном количестве выпадающих и инфильтрующихся атмосферных осадков, подошва зоны находится наиболее глубоко, в среднем около 150 м под днищами долин рек (в породах карбона в отдельных случаях в бассейне р. Селеук до 300 м) и 350—550 м на водоразделах. В нижнепермских и каменноугольных отложениях восточного борта Предуральяского прогиба при частом и неравномерном переслаивании пород различного состава она предполагается на глубине от 20—60 м под днищами долин до 70—140 м на водоразделах (на Белокатайском плато с широким развитием конгломератов до 240 м), а в хорошо выдержанных карбонатных толщах курманинской и бухарчинской свит соответственно от 150 до 450 м. На площади выходов на поверхность галогенных пород кунгурского яруса подошва зоны совпадает с подошвой трещиноватости и закарстованности этих пород, т. е. находится на глубине до 80 м. В верхнепермских отложениях на платформе подошва зоны находится на глубине от 20—50 м под днищами долин до 100—150 м на водоразделах Прибельской равнины и до 200—270 м на Бугульминско-Белебеевской возвышенности. В одновозрастных породах в Бельской депрессии глубина подошвы зоны на водоразделах местами достигает 450 м.

Зона замедленного водообмена расположена ниже зоны активного водообмена. Для нее характерны меньшие по сравнению с вышележащей зоной скорости движения подземных вод, ослабленные дренаж и влияние гидрометеорологических факторов. Поэтому здесь за счет вымывания из пород различных солей формируются соленоватые и соленые воды разнообразного состава. Нижняя граница зоны на большей части платформы совпадает с кровлей водоупорных пород кунгурского яруса, т. е. зона полностью расположена в разрезе верхнепермских отложений и мощность ее достигает 220 м. В местах выхода на поверхность галогенных пород кунгура значительной мощности эта зона практически отсутствует. В хорошо проницаемых карбонатных породах нижней перми, карбона и девона мощность зоны около 300 м, а в условиях частого чередования пород различного состава в разрезе нижней перми и карбона предположительно 80—200 м.

Зона весьма затрудненного водообмена охватывает большую часть разреза осадочного чехла артезианского бассейна. В этой зоне скорости движения подземных вод весьма незначительные, ощутимые чаще всего в масштабе геологического времени, дренаж и влияние гидрометеорологических факторов крайне ослаблены. Вследствие малых скоростей движения подземные воды слабо промывают водовмещающие породы, а обменные реакции с породами приводят к накоплению в подземных водах солевого комплекса высокой растворимости, преимущественно в виде хлоридов натрия и кальция.

В гидрогеохимическом отношении в вертикальном разрезе осадочного чехла артезианского бассейна сверху вниз выделяется до пяти зон (см. гидрогеологические разрезы).

Зона гидрокарбонатных, гидрокарбонатно-сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных кальциево-магниевых, магниевых-кальциевых, кальциевых, реже натриевых и смешанных по катионному составу вод (0,1—2 г/л) выделяется на обширной территории бассейна в верхней части толщ карбонатных и терригенных незагипсованных отложений и в большинстве случаев совпадает или близка к зоне интенсивного водо-

обмена в этих отложениях. В наиболее хорошо изученной верхней части этой зоны воды преимущественно гидрокарбонатные, в средней части гидрокарбонатно-сульфатные, в нижней сульфатно-гидрокарбонатные. Катионный состав вод в карбонатных породах нижней перми на Уфимском плато, карбона и девона во внешней зоне складчатости преимущественно кальциево-магниевого и кальциевого по всей мощности зоны. На всей остальной части территории бассейна в преимущественно терригенных отложениях палеозоя, мезозоя и кайнозоя преобладают кальциево-магниевого и магнезово-кальциевого воды, в полимиктовых песчаниках местами натриевые, а в верхнепермских и мезо-кайнозойских отложениях Бельской депрессии часто смешанные с преобладанием натрия. В Юрюзано-Сылвенской депрессии вдоль левого берега р. Юрюзань от с. Кусяярово до горы Куткантау в битуминозных породах янгантауской свиты артинского яруса воды часто смешанные по анионам и катионам, но с преобладанием хлора и кальция. Минерализация подземных вод в описываемой зоне увеличивается сверху вниз от 0,1—0,5 до 1,2—1,7 г/л и только в полосе замещения карбонатных пород иренской свиты кунгурского яруса галогенными и очень редко в других местах она достигает 2 г/л.

Зона сульфатных кальциевого, кальциево-магниевого, кальциево-натриевого и натриевого вод (1,2—20 г/л) распространена повсеместно и выделяется как в зоне интенсивного, так и замедленного водообмена.

В зоне интенсивного водообмена сульфатные кальциевого воды с минерализацией 1,2—2,6 г/л широко развиты в галогенных породах кунгурского яруса и участками в загипсованных преимущественно терригенных отложениях верхней и нижней перми. В мезо-кайнозойских отложениях, залегающих на размытой поверхности гипсов кунгура, воды часто сульфатные кальциево-натриевого или натриевого при минерализации 2 г/л.

В зоне замедленного водообмена сульфатные воды изучены очень слабо. Поэтому мощность их зоны приводится весьма приблизительно, а для большей части Бирской седловины и Бельской депрессии в целом вообще не приводится.

На обширной территории, расположенной юго-западнее р. Белой, зона сульфатных вод выделяется преимущественно в нижней части карбонатно-терригенных отложений уфимского яруса и только в крайних юго-западных районах она охватывает полный разрез этого яруса и нижнеказанского подъяруса, а местами и низы верхнеказанского подъяруса. Мощность зоны колеблется от 5—20 до 200—220 м, подошва ее совпадает с кровлей галогенных пород кунгурского яруса. В долинах рек Усень, Стивинзи, Уязы, Демы (при впадении в нее р. Уязы) в верхней части зоны воды при минерализации 1,7—2,5 г/л обычно сульфатные кальциево-магниевого, а ниже при 5—7 г/л натриевого и натриево-кальциевого. По р. Усень вблизи г. Туймазы в основании уфимского яруса сульфатный натриевый состав вод сохраняется при минерализации до 20 г/л. Эпизодически в этой зоне отмечается содержание хлора до 31‰-экв, а в верховье р. Бол. Изяк (скв. 72) в терригенных породах уфимского яруса вскрыты хлоридно-сульфатные кальциево-натриевого воды.

В Бирской седловине, по правобережью р. Белой, мощность зоны сульфатных вод не установлена, хотя отдельные скважины вскрыли здесь в отложениях верхней перми сульфатные кальциевого, кальциево-магниевого и кальциево-натриевого воды. В Бельской депрессии в толще верхнепермских пород эта зона также не изучена, но имеющиеся сведения по долине р. Инзер, где скважиной вскрыты сульфатные нат-

риевые воды с минерализацией 5,1 г/л в интервале глубин примерно 100—150 м, показывают, что мощность зоны здесь может быть не меньше, чем на платформе.

В нижнепермских карбонатных породах вблизи западной границы Уфимского плато, по имеющимся данным, зона сульфатных вод имеет мощность 60—80 м, катионный состав вод обычно кальциево-натриевый, минерализация их в подошве зоны 2,5—3 г/л. Примерно такая же мощность этой зоны и аналогичный состав вод предполагаются на всей территории Уфимского плато и в карбонатных породах карбона и девона во внешней зоне складчатости.

На восточном борту Предуральяского прогиба в нижнепермских породах мощность зоны сульфатных вод, вероятно, испытывает значительные колебания. В отложениях артинского яруса, среди которых широко развиты достаточно хорошо водопроницаемые песчаники и конгломераты, мощность зоны сульфатных вод может достигать 100—150 м, минерализация их в подошве зоны 10—15 г/л, а в катионном составе, очевидно, преобладает натрий. В отложениях сакмарского и ассельского ярусов, а также во флишеидных формациях карбона при частом чередовании пород различного состава мощность зоны примерно 15—50 м, минерализация вод в подошве зоны 2,5—4 г/л, катионный состав, судя по данным опробования скважин в районе Красноусольского курорта и в бассейне реч. Иртыш (левый приток р. Белой), натриевый и натриево-кальциевый.

Зона сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных натриево-кальциевых, кальциево-натриевых и натриевых вод (2,3—30 г/л) не имеет повсеместного распространения. В верхнепермских отложениях сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые воды с минерализацией 2,3—8,7 г/л вскрыты вблизи устья р. Быстрый Танып в интервале глубин 24—60 м. В 2,5 км южнее г. Бирска из четвертичных аллювиальных отложений, залегающих на породах уфимского яруса, выходит Бирский минеральный родник, который предположительно выводит на поверхность воды приподожвенной части отложений уфимского яруса. Минерализация воды в роднике 5,7 г/л, состав ее хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. Однако в целом распространение этих вод в верхнепермских отложениях в пределах Бирской седловины не установлено. То же относится и к разновозрастным отложениям Бельской депрессии, где эти воды, несомненно, имеются.

В нижнепермских (подкунгурских) и более древних отложениях воды описываемого состава наиболее широко распространены в пределах Башкирского свода, Юрюзано-Сылвенской депрессии и частично по восточному борту Бельской депрессии, т. е. в районах, где отсутствуют водоупорные галогенные породы кунгурского яруса или под этими породами в непосредственной близости от границ их выклинивания. По имеющимся данным, мощность зоны в нижнепермских карбонатных отложениях вблизи западной границы Уфимского плато достигает 300 м. Это дает основание предполагать, что на других участках плато, а также в карбонатных породах карбона и девона мощность зоны может быть такой же. В нижнепермских карбонатных отложениях вод водоупорными галогенными породами кунгура вблизи городов Туймазы и Октябрьский, а также вблизи выходов на поверхность нижнепермских рифовых массивов по р. Сим и вблизи г. Стерлитамака мощность зоны не превышает 100 м. В нижнепермских и каменноугольных отложениях при частом чередовании пород разного состава мощность зоны может сокращаться до 20—60 м, а при наличии

выдержанных пластов и толщ песчаников, конгломератов и известняков, возможно, достигает 200 м (в Юрюзано-Сылвенской депрессии)

Преобладающими компонентами в составе вод зоны являются SO_4 , Cl , Na и Ca , различные сочетания которых образуют несколько химических типов вод (см таблицу опробования нефтеразведочных скважин с номерами на карте 6, 15, 38, 48). В карбонатных породах нижней перми вблизи западной границы Уфимского плато при минерализации 3—6 г/л воды почти всегда сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, реже натриево-кальциевые, при 6—10 г/л — сульфатно-хлоридные, при 10—15 г/л — сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные, при 15—20 г/л — хлоридно-сульфатные, в трех последних случаях обычно натриевые и натриево-кальциевые. В других районах изменение состава вод в этой зоне может быть иное. Минерализация вод в подошве зоны в нижнепермских карбонатных породах на Уфимском плато и вблизи городов Туймазы и Октябрьского до 20—30 г/л, вблизи полосы рифов до 20 г/л, в нижнепермских отложениях с выдержанными пластами и пачками песчаников, конгломератов и известняков до 20 г/л, во флишoidных толщах нижней перми и карбона до 5 г/л.

Зона хлоридных натриевых вод (1—315 г/л) распространена как в отложениях верхней перми, залегающих выше галогенных водоупорных пород кунгурского яруса, так и в отложениях древнее кунгурских.

В верхнепермских (уфимских) отложениях на платформе хлоридные натриевые воды вскрыты только единичными скважинами по правобережью р. Белой ниже г. Бирска, поэтому пока трудно считать, что эти воды имеют здесь сколько-нибудь широкое распространение. Скорее всего они развиты на ограниченных участках, так как находятся в нижней части разреза уфимских отложений, подстилаемых водоупорными галогенными породами кунгура, и не исключено, что они существуют локально в зоне преимущественно хлоридно-сульфатных натриевых и натриево-кальциевых вод. В пользу последнего свидетельствует высокое содержание кальция в хлоридных водах. Так, у восточной окраины г. Бирска скважина при глубине забоя около 70 м (примерно на уровне р. Белой) вскрыла хлоридные натриево-кальциевые воды (содержание кальция 32%-экв) с минерализацией 9 г/л. Если учесть, что вблизи выхodka Бирский минеральный родник, предположительно выводящий на поверхность хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые воды приподошвенной части уфимского яруса, то упомянутое предположение находит подтверждение. В дер. Русский Ангасяк на глубине 27,5 м воды при минерализации 14,3 г/л хлоридные натриево-кальциевые (при содержании SO_4 15%-экв и Ca 26%-экв), а на глубине 51,5 и 84 м соответственно при минерализации 94 и 114 г/л хлоридные натриевые (с содержанием Ca от 15 до 21%-экв), что также может свидетельствовать о локальном развитии этих вод среди преимущественно хлоридно-сульфатных натриево-кальциевых.

В южной части Бельской депрессии, где вершины соляных куполов находятся на абсолютных отметках до 100 м, хлоридные натриевые воды в породах верхней перми, реже мезокайнозоя возможны под днищами долин на глубине 0—150 м. Об этом, в частности, может свидетельствовать Якутовский минеральный родник, который выходит у основания левого склона долины реч. Казлаир в борту грабена, расположенного над соляным куполом. Воды родника имеют минерализацию 4,3 г/л и хлоридный натриевый состав, которыми они объяснены, вероятно, растворению каменной соли вершины соляного купола. В наиболее глубоких (до 2000 м) мульдах, выполненных верхнепермскими отложениями и окруженных гипсоангидритовыми куполами, мощность

зоны хлоридных натриевых вод в центральных частях этих мульд может достигать 1200 м, тогда как в периферических частях эта зона преимущественно отсутствует. Так, в центральной части мульды скв. 62 на Воскресенской площади в интервале глубин 1168—1417,8 м вскрыла хлоридные натриевые воды с минерализацией 110 г/л, тогда как в периферических частях мульд на глубине до 600 м воды этого состава пока не зафиксированы нефтеразведочными скважинами.

В нижнепермских и более древних отложениях хлоридные натриевые воды повсеместно распространены в пределах артезианского бассейна и занимают большую часть разреза его осадочного чехла. В районах, где развиты сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные воды, они постепенно сменяют их, а на большей части бассейна залегают непосредственно ниже подошвы галогенных водоупорных пород кунгура, которые отделяют их от сульфатных вод разнообразного катионного состава (см. гидрогеологические разрезы). Мощность зоны хлоридных натриевых вод на Татарском своде около 1400 м, на Башкирском 1200—1500 м, на юго-восточном склоне платформы 1400—2000 м, снизу она ограничивается кровлей семилукского горизонта (доманика) франского яруса девона *. В Бельской депрессии (севернее широтного течения р. Белой) зона прослеживается до подошвы палеозойских отложений, а в Юрюзано-Сылвенской депрессии нижняя граница ее не установлена.

Хлоридные натриевые воды изливаются на поверхность в виде минеральных родников, выходящих из каменноугольных отложений вдоль восточного борта Бельской депрессии в долинах рек Басу, Аскын, Зилим и Усолка. Минерализация вод в этих родниках колеблется от 1—3,6 до 44 г/л. В нижнепермских отложениях пестрого литологического состава на восточном борту Бельской депрессии воды с преобладанием хлоридов натрия при минерализации 3,2—5 г/л вскрыты скважинами (40—100 м) в районе Красноусольского курорта и по реч Иртыбек (скв. 80). В отдельных родниках и скважинах содержание гидрокарбонатного иона, а также иона кальция достигает 15%-экв. В целом же проследить изменения в содержании отдельных компонентов в этой зоне при минерализации вод до 50 г/л не представляется возможным из-за ограниченного количества данных. Более или менее достоверно это устанавливается при минерализации вод свыше 50 г/л, т. е. рассолов. Общая картина изменения минерализации хлоридных натриевых рассолов в какой-то мере видна на гидрогеологических разрезах (см. цифровые данные у скважин). Конкретные данные приведены в таблице по гидрогеологическому опробованию нефтеразведочных скважин. Необходимо заметить, что рассолы с минерализацией 50 г/л в верхней части зоны развиты в районах отсутствия водоупорных галогенных пород кунгура, ниже их подошвы минерализация рассолов в карбонатных отложениях нижней перми превышает 50 г/л и достигает на севере Бирской седловины 200—220 г/л, на юго-восточном склоне платформы 260—272 г/л (Федоровская и Якшимбетовская площади), в Столярском рифовом массиве 315 г/л. Минерализация рассолов сверху вниз увеличивается примерно следующим образом: на Татарском своде от 50 до 270 г/л (на 1300 м мощности зоны), на Башкирском своде от 50 до 265 г/л (на 1200 м), в Бирской седловине от 70—220 до 260 г/л (на 1500 м), на юго-восточном склоне платформы вблизи г. Уфы от 50 до 288 г/л (на 1800 м), в Юрюзано-Сылвенской депрессии от 50 г/л до

* Только в скв. 1 на Воядинской, скв. 29 на Шавьядинской, скв. 107 на Кубязской и скв. 1 на Черкасинской площадях подземные воды в фаменском ярусе хлоридные натриево-кальциевые

примерно 300 г/л (на 3000 м), в Бельской депрессии (севернее широтного отрезка р. Белой) от 50 до 300 г/л (на 3000 м) в полосе развития складок кинзбулатовского типа, а в рифовых массивах минерализация рассолов часто выше, чем во всех нижележащих отложениях.

С увеличением минерализации рассолов в них обычно уменьшается содержание SO_4 и увеличивается содержание Са, а также изменяется метаморфизация*. При минерализации 50—80 г/л содержание SO_4 не превышает 11 %-экв, при 100 г/л до 5 %-экв, при 200 г/л и более до 2 %-экв. Строгой закономерности увеличения содержания кальция по мере возрастания минерализации не наблюдается. Рассолы (от 50 до 270 г/л) в нижнепермских породах в пределах платформы содержат кальция от 1 до 18 %-экв, причем меньшая из этих величин соответствует максимальной минерализации (Федоровская площадь). На севере Бирской седловины при минерализации рассолов до 200—220 г/л содержание кальция составляет 4—18 %-экв. Величина отношения $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$ в нижнепермских рассолах часто близка к единице (особенно вблизи Бельской депрессии), а на севере Бирской седловины местами снижается до 0,74 (при среднем значении 0,78). В нижележащих породах в северной части Бирской седловины показатели метаморфизации рассолов имеют следующие значения: в отложениях верхнего и среднего карбона Са 10—21 %-экв, $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,7—0,98$, $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}} = 2,5—3,4$; в терригенной толще нижнего карбона Са 7—22 %-экв, $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,7—0,9$, $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}} = 2,7—3,8$ (только вблизи г. Уфы, на Охлебининской площади, при глубоком залегании толщи концентрация Са до 29 %-экв, а $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}} = 4,7$); в карбонатной толще турнейского яруса карбона, фаменского и франского ярусов девона Са 9—26 %-экв, $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,74—0,92$, $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}} = 2—3,9$. Содержание микрокомпонентов от верхней границы рассолов к нижней изменяется по-разному. Так, йод фиксируется по всей толще от 1 до 4—7 мг/л без какой-либо закономерности, содержание брома явно возрастает по мере увеличения минерализации рассолов и содержания в них кальция. В изменении содержания калия и аммония закономерностей не установлено. Максимальные концентрации их соответственно до 2000 и 260 мг/л.

В Бельской депрессии проследить изменения в облике рассолов в породах от нижней перми (без рифов) до девона пока невозможно. Содержание SO_4 в них от 0 до 6—11 %-экв (верхний предел для слабых рассолов); Са 1—15 %-экв; $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,8—1,0$; $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}} = 1—3,9$ (в слабых рассолах нижнепермских отложений в районе Кинзбулатово в отдельных случаях не более 0,5). Количество йода обычно 4—6 мг/л, калия, как правило, больше, чем в рассолах на платформе.

Содержание SO_4 в рассолах рифов не превышает 5 %-экв; Са 2—21 %-экв; $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}} = 0,70—0,97$; $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}} = 1,5—3,4$.

Зона хлоридных натриево-кальциевых, очень редко кальциево-натриевых вод (230—329 г/л) развита в карбонатно-терригенных отложениях верхнего и среднего девона в пределах платформы и в залегающих ниже бавлинских отложениях. Наиболее полно минерализация и состав этих вод (рассолов) изучены

* Чаше степень метаморфизации рассолов определяют по отношению (в мг-экв) $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$ и $\frac{\text{Cl}-\text{Na}}{\text{Mg}}$. Б. В. Озолин (1963, 1967) оценивает ее по концентрации Са (%-экв).

в девонских отложениях и приведены при описании водоносного комплекса карбонатно-терригенных отложений верхнего и среднего девона (глава VI). Необходимо напомнить, что на юго-западе Башкирии Б. В. Озолин и Б. И. Лерман выделили гидрохимическую аномалию, в пределах которой рассолы имеют преимущественно хлоридный натриевый состав. Аномалия оконтуривается примерно изолинией 20 содержания кальция (см. рис. 17). Характеризуемая зона отличается от зоны хлоридных натриевых вод резким возрастанием в рассолах количества кальция (до 45, а в скв. 3 Байкибашевской площади до 51 %-экв), уменьшением $\frac{Na}{Cl}$ (0,43—0,67) и увеличением $\frac{Cl-Na}{Mg}$ (4,2—12)⁴. Рассолы в бавлинских отложениях исследованы в немногих скважинах. Они имеют хлоридный натриево-кальциевый состав, отличаясь от рассолов в карбонатно-терригенных породах верхнего и среднего девона несколько повышенным содержанием SO_4 .

Минерализация (соленость) и состав подземных вод имеют большое значение при решении практических вопросов использования подземных вод для различных целей. В связи с этим представляется целесообразным кратко рассмотреть распространение и состав подземных вод различной солености в вертикальном разрезе осадочного чехла артезианского бассейна, т. е. привести описание пресных (до 1 г/л), солоноватых (1—3 г/л), сильно солоноватых (3—10 г/л), соленых (10—50 г/л) вод и рассолов (более 50 г/л).

Пресные воды (до 1 г/л) распространены в карбонатных и терригенных незагипсованных отложениях верхней части осадочного чехла артезианского бассейна. Подошва их расположена несколько выше, а местами совпадает с подошвой зоны интенсивного водообмена и гидрогеохимической зоны гидрокарбонатных, гидрокарбонатно-сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных кальциево-магниевых, магниевых, кальциевых, реже натриевых и смешанных по катионному составу вод (см. гидрогеологические разрезы). Характеристика указанной гидрогеохимической зоны была приведена ранее. Здесь необходимо лишь дополнить, что в местах выходов минеральных родников подземные воды при минерализации около 1 г/л часто имеют хлоридный состав, а состав вод аллювиальных четвертичных отложений во многом зависит от состава вод отложений, слагающих на соответствующих участках склоны и днища речных долин.

Солоноватые воды (1—3 г/л) распространены на всей территории артезианского бассейна. В пределах площадей развития на поверхности галогенных пород кунгурского яруса и загипсованных пород нижней и верхней перми эти воды полностью занимают зону интенсивного водообмена и соответствующую ей по мощности гидрогеохимическую зону сульфатных кальциевых вод, имеющих минерализацию 1,2—2,6 г/л. В мезо-кайнозойских (в том числе и в аллювиальных четвертичных) отложениях, залегающих на размытой поверхности гипсов кунгурского яруса, воды во многих случаях сульфатные кальциево-натриевые и натриевые.

В карбонатных и терригенных незагипсованных породах солоноватые воды развиты ниже пресных вод, занимают местами приподошвенную часть зоны интенсивного водообмена, полностью или только верхнюю часть зоны замедленного водообмена. Мощность пород, заключающих солоноватые воды, неодинакова. В карбонатных породах нижней перми на Уфимском плато, карбона и девона во внешней зоне складчатости она составляет примерно 80 м; в нижнепермских и каменноугольных отложениях вдоль восточного борта Предуральяского прогиба при

* Значения отношений даны без учета гидрохимической аномалии.

частом чередовании пород различного состава — 20—40 м; в выдержанных пластах и пачках песчаников, конгломератов и известняков — 40—60 м; в верхнепермских отложениях на платформе и в Бельской депрессии — от 8—12 м на участках частого чередования пород, среди которых преобладают глинистые разности, до 40—50 м в пластах и пачках песчаников и известняков. Химический состав солоноватых вод определяется расположением их главным образом в верхней части зоны сульфатных и местами в приподошвенной части гидрокарбонатных, гидрокарбонатно-сульфатных и сульфатно-гидрокарбонатных вод различного катионного состава. На всей территории бассейна это преимущественно сульфатные кальциевые воды, но вблизи границы с пресными водами они местами сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевого или натриевого, а при минерализации 2—3 г/л в карбонатных породах они иногда сульфатно-хлоридные кальциевые и кальциево-натриевые, в терригенных породах сульфатно-хлоридные натриевые, хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые, очень редко сульфатные или хлоридные натриевые.

Сильно солоноватые воды (3—10 г/л) сменяют вниз по разрезу солоноватые воды, распространены широко, но не повсеместно. Они отсутствуют на площади развития на поверхности галогенных пород кунгурского яруса, а также в тех местах, где мощность покрывающих их верхнепермских отложений в днищах долин рек обычно менее 40—50 м. Эти воды занимают значительную часть мощности (во многих случаях до подошвы) зоны замедленного водообмена, которая (часть) сугубо ориентировочно принимается равной в карбонатных отложениях нижней перми, карбона и девона 120—180 м; в разнообразных по составу отложениях нижней перми и карбона при частом чередовании пород 60 м, а в литологически выдержанных толщах 100 м; в карбонатно-терригенных отложениях верхней перми 30—120 м.

Химический состав сильно солоноватых вод определяется расположением их в зоне сульфатных (в толще пород верхней перми), а также сульфатно-хлоридных и хлоридно-сульфатных (в толще нижнепермских и более древних отложений) вод разнообразного состава (см. гидрогеологические разрезы). В верхнепермских отложениях преобладают сульфатные натриевые, реже натриево-кальциевые воды, среди которых в отдельных местах вскрыты хлоридно-сульфатные, редко хлоридные натриево-кальциевые (район г. Бирска, вблизи устья р. Быстрый Танып), а в верховье р. Бол. Изяк (скв. 72) кальциево-натриевые воды. В нижнепермских карбонатных породах преобладают сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые, натриево-кальциевые (до 6 г/л) и натриевые (более 6 г/л) воды. В алевролитно-известняково-мергельных толщах нижней перми восточного борта Бельской депрессии при 3—5 г/л воды обычно хлоридные натриевые, а при большей минерализации состав их не изучен.

Соленые воды (10—50 г/л) наименее широко распространены по сравнению с водами других градаций солености. В верхнепермских отложениях на территории платформы они известны преимущественно в юго-западных районах, где приурочены к нижней части толщи (до 30 м, местами до 100 м) этих пород. В северной части Бирской седловины, где мощность уфимских отложений превышает 300 м и подошва их опускается до 200 м ниже вреза гидросети, соленые воды могут занимать мощность этих пород до 120—150 м. На юге Бельской депрессии, в местах близкого залегания к поверхности соляных куполов, эти воды могут вскрываться в породах верхней перми на небольших глубинах (30—150 м), но в целом распространение их в этой структуре не выяснено. Минерализация вод в юго-западных районах платформы не

более 15—20 г/л, состав преимущественно сульфатный, в бассейне р. Базы вскрываются сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые воды. По правобережью р. Белой (в дер. Русский Ангасяк) в интервале глубин 25—40 м при минерализации 13 г/л воды хлоридные натриево-кальциевые, а на глубине 51 м — рассолы (94 г/л) хлоридного натриевого типа. Причина такой высокой минерализации в данной точке не установлена.

В нижнепермских и более древних отложениях соленые воды развиты в районе городов Туймазы и Октябрьского до 100 м ниже подошвы водоупорных галогенных пород кунгура, в аналогичных условиях на междуречьях Уфа — Сим и Уршак — Белая (в пределах Рязано-Охлебининского вала), на восточной половине Башкирского свода, в Юрюзано-Сылвенской депрессии и по краю восточного борта Бельской депрессии. В последних трех районах эти воды охватывают толщи пород мощностью до 250 м и вскрываются на глубине до 570—700 м. По имеющимся данным, при минерализации до 20 г/л воды преимущественно сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые и натриевые, а при большей минерализации почти всегда хлоридные натриевые.

Рассолы (более 50 г/л) развиты повсеместно и занимают большую часть осадочного чехла артезианского бассейна. Мощность палеозойских отложений, заключающих рассолы, колеблется от 1200—2000 м на платформе до 4000 м в Предуральском прогибе, а с учетом бавлинской толщи общая мощность составит до 8000 м на платформе и до 11 000 м в прогибе. Наиболее высокая из известных минерализация рассолов в подошве палеозойских отложений достигает 329 г/л. Предельная минерализация их как в палеозойских, так и в бавлинских отложениях пока не установлена. Химический состав рассолов хлоридный натриевый, натриево-кальциевый, очень редко кальциево-натриевый приведен при характеристике соответствующих гидрогеохимических зон.

Температура подземных вод в осадочном чехле артезианского бассейна возрастает с увеличением глубины их залегания.

В зоне дренирования температура подземных вод в родниках на всей территории бассейна в среднем равна 5°С. Вдоль левого берега р. Юрюзань от с. Куселярово до горы Куткантау из битуминозных пород янгантауской свиты артинского яруса выходят родники с температурой воды до 21°С, которую они, вероятно, приобретают в результате своеобразных термоскислительных процессов (термовыветривание), приводящих к нагреванию пород в районе горы Янгантау на глубине 60—90 м до 400°С. Эти естественные гидрогеотермические аномалии имеют температуру выше, чем Красноусольские (до 11°,5 С) и другие минеральные родники, выносящие тепло из глубоких горизонтов.

Ниже вреза гидрографической сети сведения о температуре подземных вод практически отсутствуют. В целом считается, что температура вод в этих условиях равна или близка к температуре вмещающих пород, хотя имеются и некоторые отклонения.

Замеры температуры в скважинах имеются примерно по 20 нефтеразведочным площадям, которые расположены на платформе западнее рек Уфы и Белой, и только три площади находятся в Бельской депрессии или вблизи ее западной границы. Замеры обычно проводились после откачек спустя месяц и более ртутным термографом через интервалы от 100—200 до 1200—1500 м или электротермографом. По этим замерам получены данные об изменении температуры в толще преимущественно карбонатных нижнепермских и более древних палеозойских отложений. Средние величины температуры и геотермического градиента (°С/100 м) по Бугульминско-Белебеевской возвышенности,

долине р Белой (ниже г Уфы) и Бельской депрессии* приведены в табл 9

На Уфимском плато температура в одной из скважин на Куш-Кульской площади на глубине 1000 и 1500 м близка к средней температуре на этих же глубинах в пределах Бугульминско-Белебеевской возвышенности и практически совпадает с температурами на Ардатовской и Туймазинской площадях. Более высокие геотермический градиент в первом районе в интервале глубин 1500—

Таблица 9

Глубина, м	Бугульминско-Белебеевская возвышенность		Долина р Белой		Бельская депрессия	
	Температура	Градиент	Температура	Градиент	Температура	Градиент
200	9,1	1	9,9	1,1	12,6	1,1
500	12,1	1,3	13,4	1,4	16,0	1,1
1000	19,0	1,5	20,7	1,6	22,7	1,4
1500	26,5	2,1	28,6	1,7	30,0	1,4
2000	37,1		37,2		37,3	

2000 м следует, очевидно, связывать с наличием здесь в основании палеозоя преимущественно терригенных толщ (до 210 м) верхнего и среднего девона, обладающих более низкой теплопроводностью, чем вышележащие карбонатные породы. При наличии галогенных пород кунгурского яруса большой мощности температура с глубиной увеличивается наиболее медленно и геотермический градиент

часто менее $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Это устанавливается на Шакшинской, Шкаповской и других площадях и видно на гидрогеологическом разрезе, проходящем через Стерлибашевскую площадь. На общем фоне возрастания геотермического градиента с глубиной он несколько снижается в толще хорошо проницаемых карбонатных пород намюрского и визейского ярусов. В. В. Озолин связывает это с сильной водонасыщенностью пород.

В Бельской депрессии высокая температура у поверхности и низкие значения геотермического градиента на глубине, возможно, обусловлены более или менее одинаковой тектонической напряженностью пород по всему разрезу палеозоя. В общем плане при проведении изотерм на разрезах с учетом абсолютных и средних значений температуры видно, что эти линии более плавно повторяют линии поверхности земли. На разрезах также видно, что значительную часть палеозойского осадочного чехла артезианского бассейна занимают холодные воды (с температурой ниже 20°C). Термальные воды залегают на глубине около 1000 м. Температура их в основании палеозойских толщ на платформе не превышает примерно $40\text{--}50^{\circ}\text{C}$, в Предуральском прогибе $80\text{--}100^{\circ}\text{C}$. В основании верхнепротерозойского кембрийских толщ, т. е. на глубине до 11 000 м, она предпологается близкой к критической (400°C).

Формирование подземных вод и их химического состава зависит от многих факторов в геологической истории артезианского бассейна. Однако для выяснения этих зависимостей во времени данных пока явно недостаточно. Более или менее уверенно можно судить лишь о наблюдаемых связях между отдельными факторами при формировании подземных вод в современной структуре артезианского бассейна.

* По Бугульминско-Белебеевской возвышенности использованы замеры температуры через разные интервалы в скважинах на следующих площадях: Ардатовской, Туймазинской, Балтаевской, Копей-Кубовской, Стахановской, Белебеевской и Шкаповской, в долине р Белой — Арланской, Акинеевской, Николо-Березовской, Ново-Хазинской, Орьбашской, Шакшинской и Чесноковской, по Бельской депрессии — Культюбинской, Карлинской и Кинзебулатовской.

Но и в этом случае при всем многообразии гипотез пока не существует такой, которая удовлетворительно объясняла бы происхождение подземных вод и смену существующих химических типов их в разрезе осадочного чехла бассейна. В то же время, как отмечает Е. В. Пиннекер (1966), при имеющемся «многообразии подхода к причинам вертикальной гидрохимической зональности в его основе у большинства исследователей... лежит неперемненное условие о движении подземных вод из верхних зон в более глубокие артезианские горизонты» (стр. 253). Этот исследователь развивает тезис А. И. Силина-Бекчурина: «Все подземные воды — воды возобновляемые» (1949, стр. 137). Аналогичных взглядов придерживаются Г. П. Якобсон и другие исследователи. В связи с этим особенно большое внимание уделяется выяснению условий питания и динамике подземных вод, оказывающих решающее влияние на пространственное распределение и наблюдаемую смену существующих химических типов подземных вод в осадочном чехле артезианского бассейна.

В зоне интенсивного водообмена питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, количество которых обычно превышает испаряемость с поверхности суши, за счет талых вод и в отдельных случаях за счет вод поверхностных водотоков. На площади развития закарстованных пород нижней перми, карбона и девона осадки инфильтруются почти полностью. Этому способствуют неширокое развитие слабо проницаемых разностей элювио-делювия и многочисленные карстовые воронки. На плоских водоразделах Уфимского плато (в основном севернее р. Юрюзань) суглинистые отложения (до 30 м) плиоцен-четвертичного возраста затрудняют инфильтрацию осадков, в результате чего водоразделы местами заболочены. Мелкие заболоченности на суглинках общесыртовой свиты, залегающих на гипсах кунгура, встречаются локально также на междуречьях Уфа — Сим и Уршак — Белая. На площади развития преимущественно терригенных толщ нижней перми и карбона, а также мезокайнозойских отложений инфильтрации осадков препятствует почти сплошной покров суглинистого элювио-делювия.

Своеобразны условия питания подземных вод в разрезе верхней перми. На Бугульминско-Белебеевской возвышенности и Прибельской равнине выше вреза основной гидрографической сети (рек Дема, Ик, Усень, Чермасан, Кармасан, Уршак, Ашкадар) в казанском и частично уфимском ярусах преобладают межпластовые безнапорные воды. Разница в уровнях вод горизонтов, залегающих друг над другом, до 30—40 м. При соответствии плоского или пологоволнистого рельефа местности структурным формам условия пополнения подземных вод за счет инфильтрации осадков наиболее благоприятны для первого от поверхности водоносного горизонта. Области питания нижележащих горизонтов ограничиваются участками выходов пород горизонтов на склонах. Многие склоны крутые, а пологие покрыты суглинистым элювио-делювием, что не способствует интенсивной инфильтрации осадков. Питание каждого нижележащего водоносного горизонта в этих условиях, вероятно, в значительной мере обеспечивается подделювиальным перетоком вод из вышележащего горизонта и поглощением ручьев, берущих начало от родников из верхней части разреза. Наиболее часто поглощение ручьев отмечается в присводовых частях Сараево-Асликульского (междуречье Усень — Чермасан) и Федоровско-Стерлибашевского (междуречье Дема — Уршак, правобережье верхний р. Уршак и левобережье верхний р. Ашкадар) валов. В Бельской депрессии инфильтрации осадков в толщу верхнепермских красноцветных пород, залегающих в мульдах, способствует слабое развитие элювио-делювия,

преимущественно щебнистый состав его и обращенный рельеф местности. Не исключено, что глубокое распространение пресных вод в них связано здесь с повышенной трещиноватостью пород, которая могла образоваться в связи с пластическими деформациями нижележащих галогенных толщ кунгура, а большедебитные родники, выходящие из разнообразных пород, обусловлены наличием сильно трещиноватых зон. Разгрузка подземных вод зоны интенсивного водообмена осуществляется в гидрографическую сеть. Минерализация и химический состав подземных вод этой зоны, как было показано при описании гидрогеохимических зон, определяются составом водовмещающих пород.

В условиях замедленного и весьма затрудненного водообмена минерализация и химический состав подземных вод на одной и той же глубине в разных районах бассейна во многих случаях сильно отличаются. Анализ показывает, что эти различия обусловлены в основном литолого-фаціальным составом отложений, тектоническим строением отдельных частей бассейна и удаленностью их от областей питания (площадей выхода пород на поверхность). Наиболее четко это проявляется в облике вод карбонатных отложений нижней перми и карбонатно-терригенных отложений верхнего и среднего девона. Так, на участках, где водоупорные галогенные породы кунгура отсутствуют, на глубине 300—400 м ниже вреза гидрографической сети (правобережье р. Уфы) минерализация вод в карбонатных породах нижней перми не превышает 50 г/л. То же наблюдается под галогенными породами кунгура на междуречьях Уфа — Сим и Уршак — Белая вблизи выхода на поверхность нижнепермских рифов. В районе городов Туймазы и Октябрьского, западнее которых водоупорные породы кунгура быстро выклиниваются, в верхней части карбонатных отложений нижней перми минерализация вод составляет 20—40 г/л, тогда как в нижнем течении р. Белой (в 60—90 км от выходов этих отложений на поверхность) под галогенными породами кунгура на глубине 300—400 м воды минерализованы до 200—220 г/л.

В отложениях верхнего и среднего девона на глубине около 1700—1900 м (абс. отм. около минус 1600—1700 м) воды у западного борта Бельской депрессии (скв. 2/44 Ново-Табынской площади) имеют минерализацию 186 г/л и исключительно хлоридный натриевый состав ($\frac{Na}{Cl} = 1$); на Татарском своде и вблизи него до 270—280 г/л, а на Башкирском своде до 315 г/л при преимущественно натриево-кальциевом составе. Общая картина изменения отношения $\frac{Na}{Cl}$ и содержания Са в водах верхнего и среднего девона показана на рис. 17. Многими исследователями отмечается увеличение метаморфизации вод в этих породах по мере ухудшения их коллекторских свойств. Наименее метаморфизованные воды в юго-западных районах Башкирии развиты именно на площади значительного или преобладающего распространения в разрезе песчаников с хорошими коллекторскими свойствами. Выделенная здесь Б. В. Озолиным и Б. И. Лерман гидрохимическая аномалия площадью около 600 км² с низким содержанием кальция и объясняемая ими перетоком менее метаморфизованных вод из вышележащих карбонатных пород верхнего девона и нижнего карбона, по нашему мнению, скорее всего является результатом общей закономерности — уменьшения метаморфизации вод в хорошо проницаемых пластах песчаников. Это подтверждается наличием в центре аномалии в алевролито-аргиллитовых пачках вод с содержанием кальция в два раза выше, чем в водах песчаников. Об отсутствии здесь значительного нисходящего перетока вод свидетельствует более высокая и выдержанная

минерализация их в терригенных отложениях девона по сравнению с вышележащими карбонатными породами на территории, по размерам превосходящей аномалию. Б. В. Озолиным (1963, 1967) построена карта гидроизопез для вод терригенных отложений девона, на которой в пределах аномалии фиксируются более низкие уровни по сравнению с окружающими районами, что при наличии перетока из вышележащих отложений исключается, хотя на локальных участках (при отсутствии водоупоров) подобный переток может иметь место.

Как указывалось при описании гидрогеологического районирования (глава V), в настоящее время почти все исследователи полагают, что в рассматриваемой части Волго-Камского артезианского бассейна движение подземных вод в осадочном палеозойском чехле происходит в основном со стороны сводовых поднятий платформы на восток и юго-восток и в меньшей мере со стороны Урала на запад и юго-запад. Этот вывод основан на анализе карт гидроизопез, построенных Б. В. Озолиным (1963, 1967), Г. П. Якобсоном (1967), В. Ф. Клейменовым (1968) и другими, для вод терригенных отложений нижнего карбона, верхнего и среднего девона, по которым имеется большее количество данных. Дополнительно учитывались метаморфизация вод в этих толщах и наклон водо-нефтяного контакта в предположении, что увеличение метаморфизации вод и наклон упомянутого контакта в общем совпадают с направлением движения вод. Однако терригенные отложения указанных толщ литологически неоднородны, и в них не может происходить более или менее одинаковая передача напора и увеличение метаморфизации подземных вод от областей питания к районам разгрузки. К тому же во многих случаях приведенные напоры рассчитаны по величинам пластовых давлений с точностью 2 ат, т. е. 20 м столба пресной воды, что при ограниченном количестве данных и большом расстоянии между скважинами может сильно исказить картину действительно существующей пьезометрической поверхности вод. Но, поскольку на обширной территории преимущественно водоупорные отложения семилукского и кыновского горизонтов франского яруса препятствуют перетоку вод из нижележащих пород, считается, что отметки пьезометров вод пашийских и более древних горизонтов девона и построенные по ним гидроизопезы в общих чертах правильно отражают существующую пьезометрическую поверхность.

Очень сложным и до конца нерешенным вопросом является определение приведенных уровней соленых вод и рассолов. Это объясняется отсутствием достаточного количества качественных исходных данных о статических уровнях вод и несовершенством методики определения приведенных пластовых давлений или уровней вод, приуроченных к одним и тем же толщам, но имеющих различную глубину залегания и удельный вес. Обычно для определения приведенных уровней и построения карт гидроизопез пользуются методикой и формулой А. И. Силина-Бекчурина (1949). Однако удельный вес воды с глубиной изменяется не по прямолинейной зависимости и не всегда равен $1,2 \text{ г/см}^3$ на отметке — 2000 м (постоянные величины, принятые в формуле). Учитывая это, Г. П. Якобсон и Ю. М. Качалов (1965) разработали методику пересчета приведенных уровней подземных вод, учитывающую функциональную зависимость удельного веса воды от глубины залегания горизонтов, и вычислили приведенные напоры к плоскости сравнения с абс. отм. 0 м. Эта методика является наиболее удачной, а полученные по ней отметки пьезометров более надежны и хорошо сопоставляются с уровнями пресных вод соответствующих горизонтов (см. рис. 17). Таким образом, по пьезометрической поверхности вод терригенных отложений девона приближенно определены крылья Вол-

го-Камского артезианского бассейна на большей части платформы и Бельской депрессии. Не выяснен пока вопрос о движении подземных вод в Юрюзано-Сылвенской депрессии и восточной половине Башкирского свода. Ряд исследователей считают, что подземные воды выдавливаются на Башкирский свод из Юрюзано-Сылвенской депрессии. В частности, Б. В. Озолин этим объясняет высокую метаморфизацию вод в девонских терригенных отложениях на Куш-Кульской, Байкибашевской и других площадях, расположенных на Башкирском своде. Возможность подобного движения вод в отложениях выше семилукского горизонта верхнего девона не исключается. Что же касается ниже лежащих терригенных отложений, то движение вод в них к этой части Башкирского свода более вероятно с северо-востока (от мест выхода пород на поверхность во внешней зоне складчатости между г. Чусовым и г. Первоуральском), так как у восточной границы Башкирского свода и на западном борту Юрюзано-Сылвенской депрессии эти отложения отсутствуют.

Многие исследователи (В. А. Кротова, Б. В. Озолин и др.) полагают, что большую роль в питании подземных вод в отложениях девона и карбона играет Каратауский антиклинорий, выдвинутый на запад далее других структур Урала. Однако это ничем не подтверждено, и роль указанного района в питании подземных вод, видимо, не столь велика, так как отложения девона и карбона не получили здесь широкого распространения, уровень вод в них находится на низких абсолютных отметках, а минерализация и метаморфизация вод девонских отложений на участке платформы вблизи антиклинория обычно выше, чем в этих же отложениях на большей глубине и на более значительном удалении от выходов на поверхность в Бельской депрессии.

Скорость движения рассолов в терригенных толщах девона и нижнего карбона, по определениям Б. В. Озолина (1963, 1967), В. Г. Герасимова (1967), Г. П. Якобсона (1967), в пределах Башкирии и соседних областей в среднем около 1 см в год. Правда, Г. П. Якобсон указывает, что местами она составляет 4—8 и 20 см в год, а в районе Куединской площади (Пермская область) в терригенных породах нижнего карбона 326,9 см в год.

Приведенные уровни вод различных толщ артезианского бассейна, как правило, тем ниже, чем больше глубина залегания водоносных пород (Озолин, 1963, 1967; Герасимов, 1967; Якобсон, 1967). Исходя из этого, Б. В. Озолин допускает преимущественно нисходящее движение подземных вод в разрезе, т. е. их переток из вышележащих комплексов в нижележащие на участках отсутствия водоупоров. Пьезометрическая поверхность вод терригенных отложений девона осложнена положительными и отрицательными формами (см. рис. 17). Отмечая частую приуроченность максимальных отметок уровней к валлообразным поднятиям и зонам разломов, Г. П. Якобсон допускает возможность образования куполов на этой поверхности за счет поступления вод из смежных комплексов по тектоническим нарушениям, а В. А. Кротова и Б. В. Озолин склонны предполагать (в местах невысокой метаморфизации рассолов) поступление по таким нарушениям и другим участкам вод с поверхности (местные области питания). В. Ф. Клейменов (1968) считает, что такие предположения противоречат условиям сохранения нефтяных залежей, к которым чаще всего приурочено наибольшее число куполов пьезометрической поверхности вод девона на западе Башкирии и востоке Татарии. Последнее обстоятельство наводит на мысль о том, что сильная волнистость этой поверхности местами может быть следствием разновременных замеров пластового давления, нарушенного в процессе эксплуатации месторождений, что подтверждается данными режимных

наблюдений на месторождениях Татарии (Герасимов, 1964). Возможно, что эта волнистость во многом определяется неравномерной проницаемостью пород, наличием в них нефти и газа, тектоническими движениями и другими естественными причинами, на которые указывает И. Г. Киссин (1967) для Восточно-Предкавказского артезианского бассейна

Видимая разгрузка соленых вод и рассолов Волго-Камского артезианского бассейна в пределах Башкирии наблюдается в ограниченном количестве точек в виде минеральных родников в основном по восточной окраине бассейна (Таш-Астинский, Аскынский, Тереклинский, Красноусольские), реже в более западных районах (Бирский и Уржумский родники). Вероятнее всего, родники являются местными очагами разгрузки вод и рассолов тех водоносных комплексов, которые вскрыты в этих районах современной и предкинемской эрозией. Учитывая закономерность уменьшения отметок приведенных (и статических) уровней вод с увеличением глубины их залегания, следует ожидать, что разгрузка вод из водоносных комплексов, залегающих ниже вреза современной и предкинемской эрозионной сети, является незначительной или вообще отсутствует в пределах Башкирии.

Руководствуясь представлениями А. И. Силина-Бекчурина, Е. В. Пиннекера, Г. П. Якобсона и других исследователей о возобновляемости подземных вод и основываясь на скорости их движения в глубоких горизонтах, можно считать, что водообмен в породах осадочного чехла бассейна совершался неоднократно. Так, принимая во внимание, что общий структурный план Волго-Камского артезианского бассейна в пределах Башкирии был сформирован к началу мезозоя, т. е. около 225 млн. лет назад, а направление и скорость движения (средняя около 1 см в год) соленых вод и рассолов на протяжении этого времени мало изменились, кратность водообмена на западном крыле (шириной примерно 400 км) бассейна составит около 5, а на восточном крыле (шириной до 150 км) около 15. Точность вычисленных кратностей, очевидно, свидетельствует только о порядке цифр, так как интенсивность водообмена в различных по проницаемости породах, по-видимому, сильно изменяется и в большую, и в меньшую стороны. Тем не менее можно полагать, что в результате неоднократного водообмена подземные воды в осадочном чехле артезианского бассейна в основной массе имеют инфильтрационное происхождение, хотя не исключается наличие в породах и седиментационных вод (в большей или меньшей степени измененных).

Таким образом, в пределы бассейна от областей питания по всей мощности осадочного чехла непрерывно поступают инфильтрационные воды, которые при этом оказывают растворяющее воздействие на горные породы и в результате сложных физико-химических процессов образуют растворы с составом и минерализацией, устойчивыми при конкретных условиях динамики, давления, температуры и других факторов. В зоне интенсивного водообмена, как было указано ранее, в составе пресных и солоноватых вод находятся более труднорастворимые соли из обычно определяемого шестикомпонентного комплекса ионов, а по мере уменьшения интенсивности водообмена в водах начинают преобладать легкорастворимые соли и возрастает минерализация. Формирование хлоридных натриевых рассолов восточной окраины Русской платформы большинство исследователей связывают с выщелачиванием из пород каменной соли. Особенно большое значение при этом придается галогенным породам кунгура, которые признаются не только водопором, но и источником минерализации рассолов. Доказательством их последней роли обычно считается высокая концентрация хлоридов натрия на сравнительно небольшой глубине непосредственно под этими

породами. Но, как было показано на примере водоносного комплекса нижнепермских карбонатных отложений, величина минерализации вод на одной и той же глубине тем больше, чем дальше от области питания находится тот или иной участок комплекса. Поэтому нельзя считать, что единственной причиной быстрого нарастания количества хлоридов натрия в рассолах является наличие пород кунгура, ибо роль этих пород как водоупоров в данном процессе может быть большей, чем наличие в них (неповсеместно) каменной соли. К тому же на большей части Башкирского свода и Юрюзано-Сылвенской депрессии галогенные породы кунгура отсутствуют, а рассолы подобного состава, но меньшей минерализации в верхних горизонтах развиты повсеместно и по мере возрастания глубины минерализация их постепенно достигает величин, характерных для тех же глубин на площадях с повсеместным распространением галогенных пород.

Преобладание в нижних частях осадочного чехла артезианского бассейна хлоридных натриево-кальциевых рассолов считается результатом метаморфизма, приводящего к формированию хлоридных рассолов с содержанием солей свыше 500 г/л, как это имеет место в Ангаро-Ленском артезианском бассейне. В ходе метаморфизма между рассолами и породами протекают реакции катионного обмена, в результате чего состав рассолов меняется. Сам механизм катионного обмена при обогащении рассолов кальцием «и особенно условия протекания самой реакции в земных недрах требуют дальнейшего изучения» (Пиннекер, 1966, стр. 260). По мнению Г. П. Якобсона, Е. В. Пиннекера и других исследователей, большую роль в процессе обогащения рассолов кальцием играет поглощенный солевой комплекс пород, среди которого находится значительное количество кальция. А. И. Козин (1958) для территории Волго-Уральской области и Е. В. Пиннекер (1966) для Ангаро-Ленского артезианского бассейна указывают, что поглощенного в породах кальция вполне достаточно для обеспечения образования хлоридных рассолов со значительным содержанием кальция. Замечено также, что емкость поглощения у глинистых пород всегда выше, чем у песчаных или карбонатных, и что в составе поглощенных катионов обычно преобладает кальций. Вероятно, эти обстоятельства являются причиной повышенной концентрации кальция в рассолах девонских терригенных пород, обладающих плохими коллекторскими свойствами.

Существенное влияние на состав подземных вод оказывают процессы биогенной сульфатредукции, протекающей при участии органических веществ в четвертичных отложениях (обычно у места выхода родников из гипсов и загипсованных пород, перекрытых современным аллювием) или битумов, окисленной и капельно-жидкой нефти в породах на глубине. В результате этих процессов образуется сероводород. Наличие сульфатных кальциевых вод с запахом сероводорода отмечено местами в нижнеказанских и уфимских отложениях. На глубине 13—60 м воды пестрой минерализации и состава с содержанием сероводорода от единиц до 128 мг/л вскрываются в обогащенных битумами песчаниково-карбонатно-сланцевых толщах нижней перми вдоль восточного борта Бельской депрессии. Присутствие сероводорода в водах с минерализацией до 1 г/л отмечено в карбонатных породах нижней перми в пределах Уфимского плато. На обширной территории под водоупорными галогенными породами кунгура почти повсеместно в водах от карбонатных отложений нижней перми до терригенных пород нижнего карбона устанавливается сероводород (см. гидрогеологические разрезы), количество которого уменьшается с глубиной. В водах мергельных толщ нижней перми центральной части Бельской депрессии содержание его местами достигает 3000—4000 мг/л, а в водах карбонат-

ных пород этого возраста на севере Бирской седловины — 3000 мг/л. В отложениях нижнего карбона и древнее воды, как правило, не содержат сероводорода, но вблизи г. Уфы он отмечен в небольшом количестве в водах карбонатных пород турнейского и фаменского ярусов. Причина отсутствия сероводорода в водах нижних комплексов осадочного чехла не установлена.

БАССЕЙН ТРЕЩИННЫХ ВОД СКЛАДЧАТОГО УРАЛА

Чередование литологически разнородных некарстующихся толщ и карбонатных карстующихся пород в пределах бассейна, их весьма сложная структурно-тектоническая позиция, пересеченный рельеф и другие факторы обуславливают волнистый (местами прерывистый или с резкими изломами) характер поверхности подземных вод, различия их запасов и ресурсов, а также условия их питания и разгрузки.

Основным источником питания подземных вод служат атмосферные осадки, годовое количество которых превышает испарение с поверхности суши в пределах Центрально-Уральского поднятия, равно или меньше его в Тагило-Магнитогорском прогибе. Избыточное увлажнение в первом районе способствует образованию заболоченностей на выложенных участках склонов хребтов, в межгорных седловинах и в днищах долин, а недостаточность увлажнения во втором благоприятствует засолению вод и образованию небольших солончаков. Интенсивность питания подземных вод в зависимости от условий их залегания может быть охарактеризована только сравнительно.

На гребнях хребтов и местами на выложенных водоразделах, сложенных кварцитами, кварцитовидными, аркозовыми песчаниками, реже конгломератами и окаймленных или покрытых россыпями глыб, атмосферные осадки жидкой фазы поглощаются практически полностью зияющими трещинами и промежутками между глыбами пород, вызывая резкое повышение уровня подземных вод и дебитов родников. Многими исследователями отмечалась возможность пополнения подземных вод на гребнях за счет конденсации паров воздуха, чему способствуют резкие суточные колебания температуры, но количество конденсируемой воды не устанавливалось. Косвенно об этом явлении свидетельствует обильная роса, сохраняющаяся на теневых склонах хребтов большую часть дня. Более или менее равномерное питание атмосферными водами присходит на выложенных водоразделах Зилаирского плато и плато Уралтау. На пологих склонах хребтов, где нередко широко развиты глинистые разности элювио-делювия, инфильтрация осадков затруднена, и они большей частью расходуются на поверхностный сток, а питание водоносных горизонтов здесь осуществляется в основном за счет поступления подземных вод с водораздельных частей хребтов. В пределах Тагило-Магнитогорского прогиба благоприятны условия питания подземных вод вдоль подножий хребтов, где имеются шлейфы хорошо проницаемого делювия, поглощающего атмосферные осадки и частично воды ручьев, стекающих со склонов. На выровненных участках преимущественно глинистые отложения мезо-кайнозоя препятствуют инфильтрации осадков, в результате чего они в большей мере испаряются. Но на небольших участках низких водоразделов и пологих склонов междуречья Бол. Кизил — Мал. Кизил суглинки и песчаные глины (до 30 м) байрамгуловских слоев и элювио-делювия способствуют более равномерной инфильтрации осадков в подстилающие породы, в результате чего колебание уровня вод в суглинках достигает 3—4 м в год. На участках развития карста подземные воды местами пополняются за счет поглощения поверхностных вод.

Для подземных вод зоны региональной трещиноватости пород ха-

рактрно то, что поверхность их в целом повторяет рельеф. На площади литологически однородных толщ она обычно спокойная, а в местах развития разнородных пород имеет волнистый характер. Крутые и обрывистые склоны лишены подземных вод, и в связи с этим в ряде случаев наблюдается перепад (разрыв) в уровнях вод, развитых выше и ниже таких склонов. Так, уровень вод в зоне трещиноватости вулканогенных образований девона и силура на водоразделах хребтов Ирландик — Крыкты на большом протяжении оторван от уровня вод, развитых у подножия этих хребтов. Для образований других возрастов подобное явление отмечается локально. В некарбонатных толщах, чередующихся с карбонатными породами, положение уровня вод часто более высокое, чем в карбонатах. Поэтому карбонатные породы, обладающие более высокой водопроницаемостью, во многих случаях являются своеобразными аккумуляторами, концентрирующими воды из некарстующихся отложений окружающих площадей. Аналогичную роль подземных дрен нередко выполняют наиболее сильно и глубоко трещиноватые породы некарбонатного состава кварциты, кварцитовидные, кварцевые и аркозовые песчаники, реже конгломераты в пределах Центрально-Уральского поднятия, яшмы, яшмовидные кремнистые туффы, кремнистые сланцы, диабаз-альбитофиры, кварцевые альбитофиры и кварцевые порфиры в Тагил-Магнитогорском прогибе. Известны также случаи, когда воды карбонатных и сильно трещиноватых некарбонатных пород подпитывают трещинно-грунтовые воды в менее трещиноватых породах, что определяется разностью в глубине развития трещин контактирующих толщ, а также совокупностью геоморфологических и структурных условий местности.

Характер поверхности подземных вод и условия их разгрузки при различном сочетании пород неоднородного состава видны на примере Центрально-Уральского поднятия (рис 24—26). Здесь четко выраженная зависимость уклона зеркала вод от рельефа на площади развития однородных пород в большей или меньшей степени нарушается при чередовании различных по составу толщ. Причиной образования на таких участках волнистой поверхности подземных вод является неодинаковая водопроницаемость пластов или толщ пород. При этом в пределах хр. Уралтау поверхность вод в деталях часто является инверсионной по отношению к рельефу, так как уровень вод в пластах и небольших толщах кварцитов, выступающих в рельефе в виде узких грядок и гребешков, ниже, чем на участках разделяющих их сланцев (см. рис. 24, правая часть). В таких случаях воды движутся вдоль простирания кварцитов (вдоль хребта) к поперечным долинам, где разгружаются в виде концентрированных (часто восходящих) родников (см. рис. 24, план). При наличии на трещиноватых породах водопроницаемого элювио-делювия инверсия в поверхности вод не выражена, но схема их разгрузки во многом сохраняется (см. рис. 24, левая часть).

Следовательно, на территории складчатого Урала наибольшая концентрация подземных вод при прочих равных условиях наблюдается в карбонатных отложениях, а также в преимущественно крепких породах (перечисленных выше), механические свойства которых, мощность или условия залегания пластов способствуют образованию водопроницающих трещин на большую глубину. В карбонатных породах это более свойственно толстослоистым и массивным разностям, что видно из сравнения дебитов родников водоносного комплекса девона и силура, а также подтверждается выходами из толстослоистых карбонатных пород, преобладающих в миньярской свите, родников с расходом до 100 л/сек, а из средне- и тонкослоистых разностей карбонатов катаевской свиты — не более 25 л/сек.

Если кварциты и другие некарбонатные породы с высокой водопроницаемостью слагают массивные гряды или гребни хребтов, четко выделяющиеся в рельефе, движение подземных вод подчиняется общей закономерности, т. е. направлено к подножию этих гряд и гребней, где основная масса вод разгружается в виде родников на контакте с менее трещиноватыми (преимущественно сланцевыми) толщами. Не исключено, что часть вод движется вдоль контакта. Эти условия наиболее характерны для гребней хребтов, сложенных кварцитами и квар-

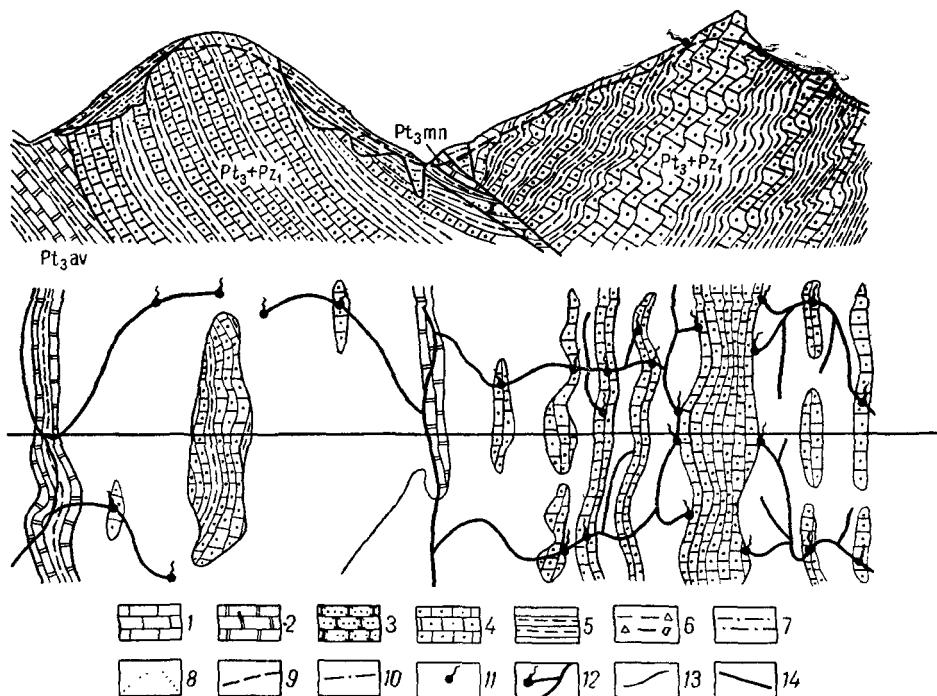


Рис. 24. Принципиальная схема условий залегания и разгрузки подземных вод на площади распространения метаморфических пород в пределах Уралтауского и частично Ирмельско-Малиногорского антиклинориев. Составил В. Ф. Ткачев

Условные обозначения к рис. 24—26: 1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — песчаники, 4 — кварциты и кварцитовидные песчаники, 5 — сланцы разнообразного состава, 6 — элювиально-делювиальные (в пределах гребней хребтов переходящие в элювиально-коллювиальные) отложения, 7 — глинистые образования коры выветривания; 8 — нижняя граница зоны региональной трещиноватости, 9 — уровень безнапорных подземных вод, 10 — уровень напорных подземных вод, 11 — родник, 12 — гидрографическая сеть, 13 — литологические границы, 14 — границы водоносных горизонтов и полей

цитовидными песчаниками зигальгинской и машакской свит, местами лемезинской и бирьянской подсвит зильмердакской свиты, и для отдельных участков водораздела хр. Уралтау (см. рис. 24—26). Когда толщи более трещиноватых пород обнажаются на склонах хребтов и в рельефе четко не выделяются, вдоль нижнего (по склону) контакта образуется зона сосредоточения подземных вод за счет подпора грунтового потока менее трещиноватыми породами, лежащими ниже по склону. Вдоль таких контактов наблюдаются родники, в то время как у противоположного (верхнего по склону) контакта они обычно отсутствуют. Подобные условия чаще встречаются в зоне трещиноватости пород зильмердакской свиты (рис. 25, левая часть). Движение и разгрузка вод в карбонатных толщах в зависимости от их геоморфологического положения и условий залегания (поперечный разрез) в основных чертах показаны на рис. 26.

На территории Урала большое значение имеют тектонические нарушения, которые в гидрогеологическом отношении в Башкирии изучены

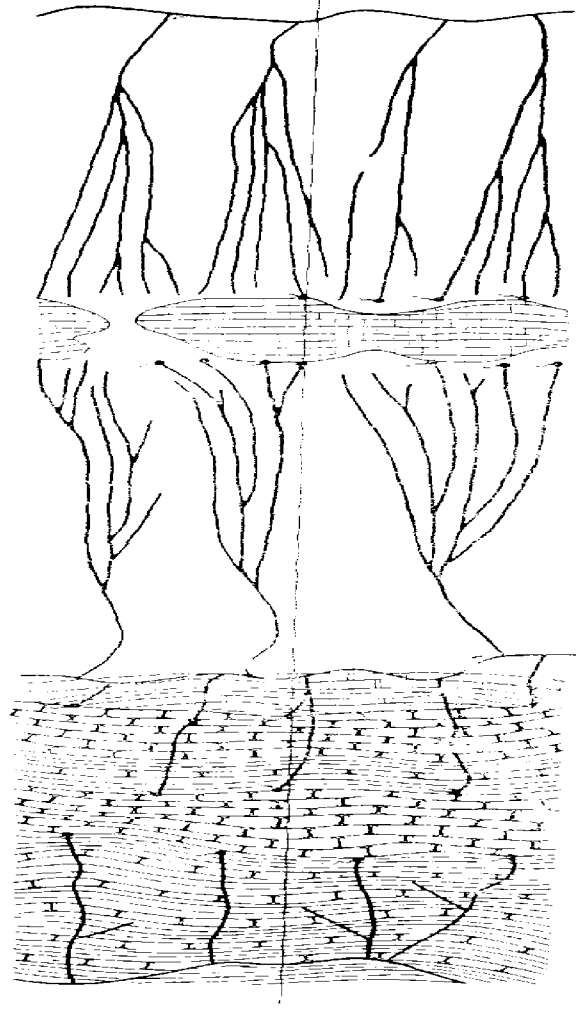


Рис. 55. Призматическая схема изометрической и разрывной деформации вод на площади развития слабо деформированных преимущественно песчаных отложений в восточной части Бийского и северных районов Таловского Усть-Илиского бассейнов (состав В. Ф. Титов)

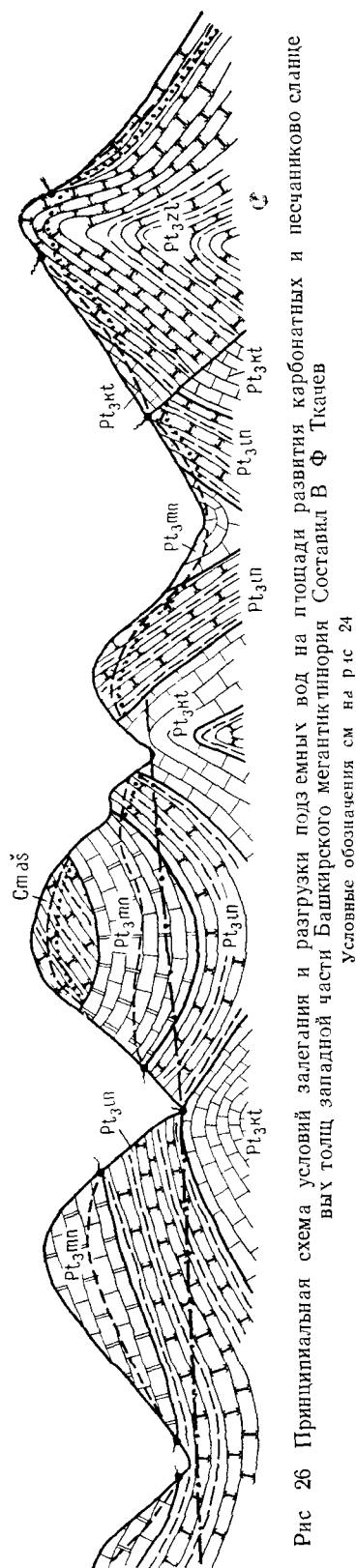


Рис 26 Принципиальная схема условий залегания и разгрузки подземных вод на площади развития карбонатных и песчаниково-сланцевых толщ западной части Башкирского мегантиклинория. Составил В. Ф. Ткачев

плохо. Исследованиями в горных выработках на месторождениях полезных ископаемых установлено, что горные породы вдоль многих разломов интенсивно трещиноваты на значительную глубину и часто представляют собой зоны сосредоточения подземных вод. Возможно, что эти зоны протягиваются на многие километры и питаются в основном за счет вод зоны региональной трещиноватости пород. Родники вдоль таких зон наблюдаются не всегда, ибо нередко зоны с поверхности перекрыты глинистой корой выветривания (мощность до 250 м).

На большей части Урала распространены пресные воды, химический состав которых формируется за счет выщелачивания солевого комплекса пород, и только на юго-востоке этого района проявляются процессы континентального засоления.

В пределах Центрально-Уральского поднятия в карбонатных породах девона, силура, миньярской, катаевской, авзянской и саткинской свит протерозоя воды имеют минерализацию 0,2—0,4 г/л и гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-магниевый состав. Наличие соленых вод в них предполагается на участках глубокого залегания под песчаниково-сланцевыми толщами (ниже вреза гидрографической сети). Минерализация 0,2—0,4 г/л, но при гидрокарбонатном магниевом типе она свойственна также водам ультраосновных пород. Наиболее пресные воды (0,03—0,05 г/л, редко до 0,1 г/л) характерны для кварцитов, кварцевых, кварцитовидных и аркозовых песчаников. В составе вод из анионов преобладает HCO_3 (45—73%-экв), на втором месте попеременно находятся SO_4 или Cl . Из катионов доминируют Na (45—84%-экв) или Ca (34—53%-экв). В отдельных случаях отмечается преобладание любого из анионов или из катионов. На площади доминирующего развития песчано-сланцевых толщ промытость пород с глубиной уменьшается, а минерализация вод возрастает. В самой верхней части трещиноватой зоны она колеблется от 0,02 до 0,1 г/л, редко достигая 0,2 г/л. Только вдоль западной и южной окраин Зилаирского плато и в южной части плато Уралтау минерализация вод в родниках обычно 0,3 г/л, в скважинах глубиной 20—70 м изменяется от 0,1 до

1— г/л. В составе вод преобладает HCO_3 , а из катионов обычно Ca , но нередко случаи смешанных вод, а также преобладание в своей группе любого аниона или катиона.

На территории Тагило-Магнитогорского прогиба в пределах хребтов Ирндык — Крыкты и их восточных предгорий в вулканогенных породах девона и силура севернее г. Баймака минерализация вод составляет в родниках 0,05—0,3 г/л и в скважинах 0,2—0,5 г/л, а в полосе предгорий южнее г. Баймака соответственно 0,2—0,4 и до 1 г/л. В составе вод из анионов преобладает HCO_3 (30—85%-экв). Содержание SO_4 от 5 до 35%-экв (чаще 5—15%-экв), Cl севернее г. Баймака обычно 3—7%-экв, а южнее 10—20, изредка до 25%-экв. Из катионов севернее г. Баймака доминирует Ca (до 80%-экв), южнее Na (60—70%-экв), а Ca занимает второе место. На участках медноколчеданных месторождений преобладают сульфатные кальциево-магнєвые воды, минерализация которых на Учалинском месторождении вблизи рудной залежи 8 г/л при содержании свободной серной кислоты до 5 г/л. В формировании солевого состава подземных вод в породах палеогена и мела, кизильской и зилаирской свит, в зоне трещиноватости ультраосновных пород (вдоль Главно-Уральской зоны глубинного разлома) и гранитоидов (север района) основная роль принадлежит также процессам выщелачивания. Однако в облике вод зилаирской свиты начинают проявляться процессы континентального засоления. Это устанавливается по увеличению их минерализации от 0,1—0,4 г/л в полосе развития свиты западнее хребтов Ирндык — Крыкты до 0,2—0,5 г/л к востоку от этих хребтов. Одновременно возрастает содержание SO_4 и Cl . Явное преобладание процессов засоления устанавливается в плоских понижениях (район оз. Атавды и верховье р. Худолаз), где минерализация вод достигает 4,9 г/л и в составе их преобладают Cl , SO_4 , Mg и Na .

На большей части Кизило-Уртазымской и на юге Сакмаро-Таналыкской равнин солевой состав подземных вод пестрый. Вдоль речных долин породы уртазымской и кизильской свит промыты и содержат воды с минерализацией до 1 г/л гидрокарбонатно-сульфатного или сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава. На водораздельных пространствах эти свиты перекрыты рыхлыми (преимущественно глинистыми) мезо-кайнозойскими отложениями, воды в них имеют минерализацию до 2,7—4,7 г/л и сульфатно-хлоридный или хлоридный натриево-кальциевый или натриево-магнєвый состав. В мезо-кайнозойских отложениях процессы континентального засоления наряду с выщелачиванием солевого комплекса пород приводят к образованию вод с минерализацией до 6—10 г/л хлоридного натриево-магнєвого состава. В алевроито-глинистых отложениях юры на юге Сакмаро-Таналыкской равнины в отдельных местах воды имеют минерализацию до 15 г/л, хлоридный натриевый состав и слабый запах сероводорода (восточнее пос. Акъяр). В хорошо промытых линзах галечников этого возраста минерализация вод обычно не превышает 1 г/л.

Таким образом, в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба к востоку от хребтов Ирндык — Крыкты и на юге Сакмаро-Таналыкской равнины по мере выполаживания рельефа, уменьшения атмосферного увлажнения и увеличения площадей распространения слабопроницаемых мезо-кайнозойских отложений в формировании подземных вод все отчетливее проявляются процессы континентального засоления. Эта закономерность устанавливается и при анализе химического состава вод озер (см. гл. II). О влиянии процессов континентального засоления на формирование химического облика подземных вод здесь свидетельствуют также локально развитые солончаки и засоленные почвы.

Глава IX

**ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ И ПРОГНОЗНЫЕ
ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ЗАПАСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

В данной главе рассматриваются естественные, или динамические, ресурсы подземных вод, вернее часть их до глубины местного базиса дренирования, и эксплуатационные запасы, т. е. совокупность всех доступных и пригодных для использования подземных вод, а также поверхностных вод, привлекаемых в процессе эксплуатации водозаборов. Их оценка выполнена по районам (см. карту 2). Схема районирования несколько отлична от изложенной в главе VI, поскольку здесь учитывались геоморфологические, геологические, гидрогеологические и климатические условия, определяющие формирование вод и их стока, а также конфигурация бассейнов стока и изученность основных факторов формирования вод и стока. Так, зона вдоль восточного борта Волго-Камского артезианского бассейна в основном по сходству некоторых признаков формирования стока рассматривается в составе горного Урала (район 1). Восточная часть горного Урала и Кизило-Уртазымская равнина, характеризующиеся некоторой общностью основных факторов формирования стока, выделены в самостоятельный район (район 6). В пределах Волго-Камского артезианского бассейна выделено четыре района: Уфимское плато (район 2), Бугульминско-Белебеевская возвышенность (район 4), Прибельская равнина с южным обрамлением (район 3) и Приайская равнина (район 5).

Из-за недостаточной изученности для оценки ресурсов и запасов подземных вод принято укрупненное (табл. 10) по сравнению с гл. VI расчленение стратиграфического разреза горных пород. Развитие на территории Башкирии выделенных подразделений показано на карте 2

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ

Количественно за естественные ресурсы подземных вод принята среднегодовое, близкая к минимальной величина подземного стока из всех водоносных толщ, имеющих в пределах каждого из выделенных бассейнов стока. Подземный сток выражен модулем ($л/сек$ с $1 км^2$), слоем ($мм$), объемом ($м^3$ в год) и коэффициентом (%). Для их расчета использованы среднегодовые данные стационарной гидрометрической сети Уральского управления гидрометеослужбы и данные, полученные при гидрогеологической съемке территории, приведенные к синхронным рядам. Родниковый сток отдельно не учитывался. Из-за недостаточности данных оценка величины подземного стока в каждом из выделенных районов осуществлена приближенно по разным схемам с учетом косвенных признаков. Дифференциация данных

Таблица 10

В гл. IX		В гл. VI
Дренажное водоносных отложений или образований	Номер толщи	Водоносные горизонты, комплексы, воды спорадического распространения, подземные воды зоны региональной трещиноватости
Аллювиальных четвертичных и неогеновых (N+alQ)	1	Аллювиальных четвертичных, неогена
Терригенных верхней перми, триаса, верхней перми и кайнозоя ($P_2, T_1, P_2 + Kz$)	2	Нижнего триаса; верхней перми, казанского и уфимского ярусов; нижнеказанского подъяруса, кайнозоя и мезозоя
Терригенно-карбонатных верхней перми (P_2)	3	Нижнетатарского подъяруса; верхнеказанского подъяруса
Галогенных, карбонатно- и терригенно-галогенных нижней перми ($P_1 kg$)	4	Кунгурского яруса
Карбонатных доверхнепермских ($P_1 C_1, D + C, S + D, Pt_3$)	5	Соликамской свиты уфимского яруса, нижней перми, карбона и девона; девона и силура, миньярской, катавской, авзянской свит, запыштинской, миньярской подсвит саткинской свиты, кизильской свиты нижнего карбона
Терригенных и терригенно-карбонатных нижней перми и карбона (P_1, C)	6	Кошелевской свиты кунгурского яруса, нижней перми, нижней перми и карбона, лемазинской свиты; филипповского горизонта кунгурского яруса
Терригенных нижнекаменноугольных—верхнедевонских и кембрийских (зилайрской и ашинской свит) $D_3 + C_1, S mas$	7	Среднего и нижнего палеозоя; фаменского яруса девона и турнейского яруса карбона (зилайрская свита); девона; ашинской свиты; уртазымской свиты среднего карбона
Метаморфических нижнего палеозоя и верхнего протерозоя $Pt_3 - Pz_1, Pt_3$	8	Нижнего палеозоя и верхнего протерозоя; инзерской, зильмердакской свит, бирьянской подсвиты зильмердакской свиты; верхнего протерозоя, зигальгинской, машакской свит
Вулканогенных нижнего, среднего и верхнего палеозоя ($C_1, S + D$)	9	Березовской и низов кизильской свит, гранитов и диоритов, ультраосновных пород
Мезо-кайнозоя	10	Верхнеплотцового и нижнечетвертичного возраста (общесыртовая свита), неогена; палеогена и мела; нижней и средней юры, нижнего триаса

по водоносным толщам произведена также приближенно соответственно доле участия каждой из них в питании рек (см. карту 2).

Для определения величины подземного стока в реки во внимание принимались в основном те стационарные посты, где расход воды в реках в зимнюю межень обеспечивается за счет дренирования одной или преимущественно одной водоносной толщи. Эти данные нередко распространялись на те участки развития аналогичных водовмещающих пород, по которым необходимые материалы отсутствовали.

Район 1—горный Урал. Площадь 37 625 км². В пределах района подземный сток осуществляется из водоносных терригенных, карбонатных и метаморфических преимущественно песчано-глинистых отложений среднего и нижнего палеозоя и верхнего протерозоя. Воды сконцентрированы в зоне региональной трещиноватости пород мощностью в среднем 60 м. Глубже 60 м породы, кроме карбонатных, а так-

же разного состава в пределах локальных зон дробления или тектонической и другой трещиноватости, практически водоупорны.

Большая густота эрозионной сети в районе и врез рек (Белая, Инзер, Лемеза, Юрюзань, Зилим, Нугуш, Бол. Ик, Зилаир, Сакмара и др.) до водоупорной зоны пород сближают области питания и стока подземных вод и обуславливают интенсивный водообмен и преобладание естественных ресурсов. Естественные запасы подземных вод в районе в целом невелики. Режим речного стока в многолетнем разрезе нестабилен. Общий ход его в годовом разрезе показан на рис. 11. Однако данных для расчленения гидрографов рек недостаточно. Подземный сток в реки на территории района определен по многолетней среднемесячной величине речного стока в период зимней межени. Объем его, приравниваемый к естественным ресурсам в целом для района, составляет 1542 млн. м³ в год, или 49 м³/сек. Приближенные величины модулей подземного стока (естественных ресурсов) дренируемых водоносных толщ приведены в табл. 11, а по речным бассейнам в табл. 12.

Таблица 11

Дренируемые водоносные отложения (номера по табл. 10)	Площадь распространения (табл. ж-ний, км ²)	Минимальный модуль естественных ресурсов	Средний	Минимальные естественные ресурсы воды в отложениях
				м ³ /сек млн. м ³ в год
Карбонатные доверхнепермские (5)	5 400	1,7—6,4	3,0	$\frac{16,2}{510}$
Терригенные и терригенно-карбонатные нижнепермские и карбоновые (6)	4 750	0,7—2,7	1,5	$\frac{7,1}{224}$
Терригенные нижнекаменноугольные—верхнедевонские и кембрийские (зилаирская и ашинская свиты) (7)	9 125	0,5—1,2	0,8	$\frac{7,3}{230}$
Метаморфические нижнепалеозойские и верхнепротерозойские (8)	18 350	0,6—2,6	1,0	$\frac{18,3}{577}$
Всего	37 625	—	1,3	$\frac{48,9}{1542}$

Для горного Урала сделана попытка расчета водного баланса. В результате выявлено, что в северо-западной части района (бассейны рек Лемеза, Бол. и Мал. Инзер, Зилим, Юрюзань, Нугуш и Бол. Ик) атмосферные осадки полностью расходуются на испарение, поверхностный и подземный сток, а в юго-восточной (бассейны рек Белая, Зилаир и Сакмара) на отдельных участках атмосферные осадки больше суммы испарения, поверхностного и подземного стока (см. табл. 12).

Район 2—Уфимское плато. Площадь 11 800 км². Подземный сток в реки (Уфа, Юрюзань, Бол. и Мал. Бердышка, Бирь и др.) осуществляется из закарстованных карбонатных отложений нижней перми и частично соликамской свиты уфимского яруса. Режим речного стока в годовом разрезе по среднемноголетним данным показан на рис. 11. За годовой среднемноголетний объем подземного стока из толщи пород в реки для района принят среднемноголетний объем речного стока за вычетом объема стока в паводковый период. Расчет подземного стока выполнен по данным (за период наблюдений с 1950 по

1958 г.) постов по рекам Уфа и Юрюзань. Величина модуля подземного стока колеблется от 2,5 до 9,3 л/сек с 1 км², а в среднем для толщи пород она равна 3,7 л/сек с 1 км². Объем подземного стока для района составляет 1375 млн. м³ в год, или 44 м³/сек (см. табл. 12).

В результате балансового расчета выявлено, что часть атмосферных вод в пределах района не участвует в кругообороте воды.

Район 3 — Прибельская равнина с ее южным обрамлением (Общий Сырт и Сакмаро-Бельская возвышенность). Площадь 34 480 км². Подземный сток в реки (Белая, Дема, Быстрый Танып, Уршак, Стерля, Мелеуз, Ашкадар, Сюнь, Чермасан и др.) в этом обширном районе осуществляется в основном из терригенных верхнепермских, в меньшей степени терригенных триасовых, терригенно-карбонатных верхнепермских, галогенных кунгурских, рыхлых мезокайнозойских и рыхлых четвертичных отложений. В толще красноцветов водоносны разобщенные и не выдержанные по простирацию слои, условия питания которых в целом неблагоприятны. Малый (в среднем 60—80 м, на отдельных участках 100—250 м) врез речных долин ограничивает зону интенсивного водообмена. Данные для оценки ресурсов и запасов вод каждого водоносного слоя в толще красноцветов отсутствуют, поэтому величина подземного стока в реки рассчитана в целом для толщи пород до глубины их дренирования.

Расчет подземного стока в районе осуществлен по величине среднемноголетнего месячного расхода рек зимней межени. Режим речного стока единообразен на всей площади района. Расход рек в зимнюю межень довольно постоянен. Колебания его по годам не превышают 50—200% от среднего, что свидетельствует о более или менее равномерном подземном питании рек. При общем невысоком уровне эта величина на различных участках района колеблется в широких пределах. Наименьшие значения модуля, слоя и объема подземного стока наблюдаются для бассейнов рек Мелеуз, Ашкадар и Чермасан. Несколькo выше они для бассейнов рек Стерля, Уршак и Дема (нижнее течение). Наиболее высокие значения их характерны для бассейнов рек Дема (верхнее и среднее течение), Усень и Быстрый Танып. По бассейнам разных рек модуль подземного стока изменяется от 0,2 до 1,5 л/сек с 1 км², а средневзвешенное его значение для района 0,8 л/сек с 1 км², слой стока 27 мм (табл. 13). Практически эта же величина модуля подземного стока характеризует основную в районе водоносную толщу терригенных верхнепермских отложений (0,8 л/сек с 1 км²).

Естественные ресурсы водоносных аллювиальных четвертичных и рыхлых неогеновых отложений, развитых в речных долинах, рассчитаны по формуле $Q = khbi$, где k — коэффициент фильтрации пород, м/сутки; h — мощность водоносных пород, м; b — ширина фронта потока, м; i — напорный градиент. Величина модуля естественных ресурсов составляет 1,4 л/сек с 1 км².

Район 4 — Бугульминско-Белебеевская возвышенность. Площадь 9050 км². На территории района подземный сток в реки (Дема, Ик, Ря, Усень и др.) осуществляется в основном из водоносных местами закарстованных терригенно-карбонатных отложений казанского яруса, меньше из терригенных отложений татарского и уфимского ярусов верхней перми. Здесь режим речного стока довольно выдержан во времени. Весенний паводок начинается в марте, захватывая апрель и май. За это время реки выносят до 50% их годового стока и более 70% осадков зимне-весеннего времени (ноябрь — май). После весеннего паводка постепенно и непрерывно расходы рек снижаются, достигая минимума в январе — феврале. Зимняя межень продолжается с ноября до первой половины марта. Расход рек в этот период довольно

Река, гидрометрический пост (гидрометрическая вывеска) точка по реке, (0)	Период наблюдений, годы	Площадь водосбора (в БАССР), км ²	Речной сток						Водный баланс
			Положенный		Полученный		Средний общий		
			Среднезимний, м ³ /сек	Максимальный	Среднегодовой, мм	Кoeffициент, %	Мес. осадки, мм	В паводок, мм	
Модуль, л/сек с 1 км ²		Среднегодовой, мм		Среднегодовые атмосферные осадки, мм		Суммарное испарение, мм			
				В паводок, мм		Мес. осадки, мм		Дефицит (—) или избыток (+) влаги, мм	
				% от осадков за XI—V месяцы		Объем, млн. м ³ в год		млн. м ³ в год	
				Кoeffициент, %		Среднегодовой, мм		Суммарное испарение, мм	
				Кoeffициент, % от годовых осадков		Среднегодовой, мм		Дефицит (—) или избыток (+) влаги, мм	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм		млн. м ³ в год	
						Среднегодовой, мм			

Район 1

Р. Девеса, пост Нижние Девесы (1, 3, 5)	1959—1965	1180	7,3	4,35	$\frac{137}{155}$	17	498	345	39,2	19,8	$\frac{623}{704}$	78	895	492	-280
					$\frac{155}{155}$			91			$\frac{704}{704}$		909		-316
Р. Исар, поста Канаша, Акпир (5, 8)	1991—1993	1950	3,4	1,7	$\frac{55}{107}$	8	303	208	29,2	11,4	$\frac{359}{700}$	52	690	468	-137
					$\frac{107}{107}$			72			$\frac{700}{700}$		1345		-287
Р. Зиким, пост Ташлево (5, 7)	1940—1941	2200	2,6	1,15	$\frac{38}{92}$	5	495	322	38,1	16,9	$\frac{531}{1292}$	79	692	475	-224
					$\frac{92}{92}$			116			$\frac{1292}{1292}$		1541		-732
Р. Юрзань, пост Ектериковая (5, 8)	1991—1993	418	2,2	1,4	$\frac{44}{18}$	7	329	188	19,7	11,8	$\frac{373}{156}$	59	628	441	-186
					$\frac{18}{18}$			71			$\frac{156}{156}$		292		-78
Р. Нугуш, пост Андреева (5, 6, 7, 8)	1994—1996	2580	4,0	1,5	$\frac{47}{128}$	6	335	Н. с.	32,6	12,2	$\frac{384}{1028}$	45	945	479	-18
					$\frac{128}{128}$			Н. с.			$\frac{1028}{1028}$		2365		-48
Р. Бот, Ик, пост Марково (5, 6, 7)	1940—1950	1950	2,1	1,3	$\frac{40}{66}$	7	201	231	16,8	10,2	$\frac{321}{529}$	54	600	460	-181
					$\frac{66}{66}$			72			$\frac{529}{529}$		990		-298
Р. Беиз, пост Султаново (5, 7, 8)	1991—1993	10100	12,4	1,2	$\frac{39}{—}$	6	160	109	69,7	6,3	$\frac{199}{2009}$	31	656	438	-1
					$\frac{—}{—}$			37			$\frac{2009}{2009}$		6424		-10
Р. Зинаид, пост Аксарово (7)	1992—1993	1190	1,0	0,8	$\frac{35}{32}$	4	145	124	6,5	5,5	$\frac{172}{205}$	27	628	470	-14
					$\frac{32}{32}$			37			$\frac{205}{205}$		747		-17

Таблица 13

Река, гидрометрический пост (дренируемая водоносная толща по табл. 10)	Период наблюдения, год	Площадь водосбора (в БАССР), км ²	Подземный сток		
			Средне- месячный расход зимой м ³ /сек	Модуль, л/сек с 1 км ²	Слой, мм Объем, млн. м ³ в год
Район 3					
Р. Быстрый Танып, между постами Чернушка—Алтаево (1, 2, 3)	1950—1960	4371	6,7	1,5	$\frac{47}{212}$
Р. Быстрый Танып, между постами Алтаево—Маняк (1, 2)	1935—1936	2160	2,8	1,3	$\frac{41}{88}$
Р. Синь, пост Миньярово (1, 2)	1954—1959	4230	2,3	0,5	$\frac{16}{73}$
Р. Чермасан, пост Ново-Юрмано-ново (1, 2)	1950—1961	3500	0,9	0,3	$\frac{8}{28}$
Р. Усень, пост Туймазы (1, 2, 3)	1950—1960	2440	2,3	0,9	$\frac{29}{72}$
Р. Дема, пост Дюсяново (1, 2, 3)	1952—1961	1110	4,2	1,1	$\frac{34}{38}$
Р. Дема, между постами Дюсяново—Альшеево (1, 2, 3)	1954—1959	5140	5	1	$\frac{31}{158}$
Р. Дема, между постами Альшеево—Бочкарево (1, 2)	1954—1969	2980	2,3	0,8	$\frac{25}{72}$
Р. Уршак, пост Ляхово (1, 2, 4)	1949—1960	3190	2,7	0,8	$\frac{25}{85}$
Р. Стерля, пост Отрадовка (1, 2)	1940—1960	630	0,25	0,4	$\frac{13}{8}$
Р. Ашкадар, пост Веселый (1, 2, 3)	1934—1960	2360	0,55	0,23	$\frac{7}{17}$
Р. Мелеуз, пост Мелеуз (1, 2)	1950—1960	323	0,13	0,4	$\frac{13}{4}$
Средневзвешенный модуль подземного стока				0,8	

Район 4

Р. Ик, пост Московка	1955—1963	2852	11,9	1,5	$\frac{47}{134}$
Р. Ря, пост Рятамак (3)	1952—1963	615	1,01	1,8	$\frac{57}{32}$

Район 5

Р. Ай, между постами Лаклы—Метели (1, 6, 5)	1938—1960	7800	13	1,6	$\frac{53}{413}$
Р. Бол. Ик, пост Аккино	1952—1960	1300	1,9	1,4	$\frac{47}{61}$

Продолжение табл. 13

Река, гидрометрический пост (дренируемая водоносная толща по табл. 10)	Период наблюдений, год	Площадь водосбора в БАССР), км ²	Подземный сток		
			Средне- месячный расход зимой, м ³ /сек	Модуль, л/сек с 1 км ²	Сл. й. мм Объем, млн. м ³ в год
Район 6					
Р. Урал, пост Верхне-Уральск (7, 9)	1936—1960	2720	0,9	0,33	$\frac{10}{28}$
Р. Миндяк, пост Новобайрамгу- лово (7, 9)	1948—1958	834	0,25	0,3	$\frac{9}{8}$
Р. Мал. Кизил, пост Муракаево (5, 7, 9)	1959—1963	510	0,65	1,27	$\frac{40}{20}$
Р. Янгелька, пост Пещерский (5, 7, 9)	н. с.	1080	0,16	0,15	$\frac{5}{5}$
Р. Бол. Кизил, пост Верхне- Абдрашево (5, 7, 9)	1953—1963	1760	0,4	0,23	$\frac{7}{13}$
Р. Худолаз, пост Казанка (7, 9)	н. с.	625	0,16	0,26	$\frac{8}{5}$
Р. Бол. Уртазымка, пост Соснов- ка (7, 9)	1963	1460	0,08	0,06	$\frac{2}{3}$
Р. Таналык, пост Самарское (7, 9)	1955—1963	1530	0,08	0,05	$\frac{2}{3}$
Р. Карагайла, пост Старо-Сиб- ево (7, 9)	1949—1960	52	0,06	1,1	$\frac{35}{2}$
Средневзвешенный модуль под- земного стока				0,3	

стабилен. Колебания его по годам не превышают $\pm 50\%$ от среднего-
летнего.

Подземный сток рассчитан по среднемесячным многолетним расхо-
дам рек в холодный и теплый периоды года. Полностью исключен лишь
паводковый сброс. Большинство рек района дренируют не одну, а две
водоносные толщи. Средняя величина модуля подземного стока для
района 1,5 л/сек с 1 км², слой стока 47 мм. Для верхнепермской водо-
носной терригенной толщи из-за недостатка сведений величина подзем-
ного стока взята по аналогии с районом 3 (0,8 л/сек с 1 км²).

Район 5—Приайская равнина (бассейн р. Ай). Пло-
щадь 9360 км². В пределах района дренированы терригенные и терри-
генно-карбонатные отложения нижней перми и карбона. Ресурсы под-
считаны по данным гидрометрических постов Лаклы и Метели на
р. Ай и поста Аккино на р. Бол. Ик. Используются также результаты еди-
новременных замеров расходов малых рек, выполненных Уральским гео-
логическим управлением в процессе гидрогеологической съемки. Одна-
ко неустойчивость летних расходов рек и необходимость их пересчета
могли внести в конечный результат значительную погрешность. Недо-
статок данных не позволяет достоверно выяснить как режим речного
стока, так и ресурсы подземных вод района. Очевидно, здесь, как и для

района 1, в речном стоке преобладает поверхностный, а доля подземных вод в его формировании довольно скромна. Зимние расходы рек снижаются до ничтожно малых величин. В очень засушливые годы летние расходы также снижаются почти до уровня зимних. Величина годового подземного стока в реки рассчитана по среднемесячному (многолетнему) расходу реки в зимнюю межень. Среднее значение модуля подземного стока района составляет $1,5 \text{ л/сек с } 1 \text{ км}^2$ (см. табл. 13).

Район 6—восточная часть горного Урала Башкирии и Кизило-Уртазымская равнина. Площадь $14\,500 \text{ км}^2$. В пределах района подземный сток в реки (бассейн р. Урал) осуществляется из карбонатных отложений карбона, терригенных отложений карбона—девона и вулканогенных образований различного состава нижнего и среднего палеозоя. Расчет подземного стока в реки произведен на основе малочисленных разновременных замеров с периодом наблюдений от 1 до 10 лет. За расчетную величину принят среднемноголетний месячный расход реки зимней межени. Модули подземного стока изменяются от $0,05$ до $1,2 \text{ л/сек с } 1 \text{ км}^2$. Средний модуль для района $0,3 \text{ л/сек с } 1 \text{ км}^2$. Модуль подземного стока из водоносных карбонатных отложений карбона колеблется от $1,2$ до $0,1 \text{ л/сек с } 1 \text{ км}^2$. Значения подземного стока в других единицах приведены в табл. 13.

По данным гидрогеологической съемки величина инфильтрации в южной части восточного склона составляет примерно 2% от годовых осадков, т. е. около 10 мм . Несмотря на сопоставимые результаты расчетов, приведенные величины, очевидно, в большей или меньшей степени занижены. Кроме того, в районе имеются отдельные участки или локальные зоны, в пределах которых водообильность пород, а следовательно, и ресурсы подземных вод с единицы площади оказываются в несколько раз выше общего фона.

Анализ данных по естественным ресурсам позволяет сделать некоторые выводы о закономерностях их распределения на территории Башкирии в целом и в пределах отдельных водоносных толщ. Основной особенностью является неравномерность распределения по площади. Наиболее значительными региональными ресурсами подземных вод ($3\text{—}3,7 \text{ л/сек с } 1 \text{ км}^2$) обладают водоносные толщи карбонатных закарстованных пород нижней перми (Уфимское плато—район 2), карбона и девона (Западно-Уральская внешняя зона складчатости—район 1), девона и силура (Центрально-Уральское поднятие—район 1). На отдельных участках в горной части Башкирии аналогичными показателями, возможно, будут характеризоваться также водоносные карбонатные отложения верхнего протерозоя (Центрально-Уральское поднятие—район 1). Несколько меньше естественные ресурсы подземных вод карбонатных и терригенно-карбонатных пород верхней перми, нижней перми и карбона (районы 4, 5 и 1). Минимальные ($0,3 \text{ л/сек с } 1 \text{ км}^2$) ресурсы характерны для вулканогенных или осадочно-вулканогенных образований девона, силура и других отложений на восточном склоне Урала. Остальные водоносные толщи на большей части территории (около 70%) Башкирии отличаются неравномерным распределением в них естественных ресурсов (районы 3, 1, 6). Ресурсы их в целом незначительны ($0,5\text{—}0,8 \text{ л/сек с } 1 \text{ км}^2$).

ПРОГНОЗНЫЕ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫЕ ЗАПАСЫ

На территории Башкирии прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод оценивались для тех же водоносных пород, что и естественные ресурсы (см. карту 2). В данной работе они представлены модулем эксплуатационных запасов, выраженным в $\text{л/сек с } 1 \text{ км}^2$ пло-

щади водоносных пород. Их расчет базируется на принципах и методах, изложенных в работах Н. Н. Биндемана и Ф. М. Бочевера (1964) и др. В основу расчета принят балансовый метод. По схеме приходную часть эксплуатационных запасов вод составляют: естественные (статические) запасы; естественные ресурсы (динамические запасы); запасы воды, привлекаемые в процессе эксплуатации водозаборов, а при нарушенных условиях и количество воды, отбираемой потребителями. При расчете части эксплуатационных запасов вод, обеспечиваемой естественными запасами, в дополнение к естественным граничным условиям принято, что глубина динамического уровня вод от поверхности земли при эксплуатации не превышает 100 м, а время водопотребления равно 50 годам. Учитывая это, а также реальную мощность водоносных пород или их недостаточную изученность ниже вреза эрозионной сети и нередко плохое качество воды, подсчет этой части эксплуатационных запасов вод производился в среднем до глубины 100—150 м от поверхности земли на междуречьях в Предуралье, до 20—30 м в речных долинах и до 60—100 м в пределах восточного склона Урала. В соответствии с принятой методикой площадь водоносных пород покрывается сетью проектных водозаборов с расстоянием между ними в ряду 5 км, а между рядами 2,5 км, и в образованных ячейках по формулам неустановившегося движения определяются эксплуатационные запасы в л/сек с 1 км². Для расчета модуля в трещиноватых породах, характерных для большей части Башкирии, использовалась формула $M=0,64 \mu S$, или $M=0,32 \mu H$, а в рыхлых аллювиальных четвертичных и неогеновых отложениях

$$M = \frac{0,24KH}{505 + \frac{0,75KH}{\mu}},$$

где M — модуль естественных запасов, л/сек с 1 км²;

S — максимально возможное понижение уровня воды, м;

H — средняя мощность водоносного горизонта (комплекса), м;

K — коэффициент фильтрации, м/сутки;

μ — коэффициент водоотдачи пород (величина его принималась условно по литературным данным)

Величина эксплуатационных запасов, обеспечиваемая естественными ресурсами вод, методика определения которых охарактеризована выше, принята равной для одних водоносных пород полному объему их естественных ресурсов, а для других в расчет принималось только 50—70% их в зависимости от полноты и достоверности исходных расчетных материалов, а также особенностей питания и стока подземных вод. Например, к эксплуатационным запасам вод аллювиальных водоносных отложений вдоль рек Белая, Уфа, Дема и некоторых других отнесено 70% естественных ресурсов, а в долинах более мелких рек 50%.

Привлекаемые в процессе эксплуатации запасы воды учтены только для водоносных аллювиальных отложений долин крупных рек западной части Башкирии и карбонатных каменистоугольных пород на восточном склоне Урала. Постоянным и надежным источником их являются речные воды. Резерв привлекаемых в процессе эксплуатации речных вод весьма велик и в каждом конкретном случае ограничивается в основном фильтрационными свойствами подрусловых отложений и водовмещающих пород водоносного горизонта. Важное значение име-

ет также расход реки как своеобразный предел эксплуатационных возможностей водозаборов. По приближенным расчетам на отдельных участках поступление речных вод к водозаборам, заложенным на расстоянии 100—500 м от реки, в 4—5 раз, а иногда более превышает приток подземных вод. Модуль привлекаемых ресурсов для аллювия долин крупных рек оценивается в 1—2 л/сек с 1 км², а для карбонатных пород на восточном склоне Южного Урала — в среднем 0,4 л/сек с 1 км². Возможная производительность водозаборов на отдельных участках вдоль речного русла характеризуется линейным модулем (суммарная величина подземных и привлекаемых вод) 80—130 л/сек на 1 км. Однако, учитывая изменчивость состава подрусловых отложений и аллювия в целом, средняя величина его по всей длине крупных рек, очевидно, будет в 2—4 раза меньше, т. е. примерно 30—50 л/сек на 1 км.

Современное водопотребление в пределах площадей развития большинства водоносных пород, как правило, весьма незначительно (модуль его обычно до 0,01—0,02 л/сек с 1 км²) и при расчетах модуля эксплуатационных запасов вод не учитывалось. Только для аллювиальных отложений в долинах крупных рек, являющихся основным объектом эксплуатации, особенно в приречной зоне, оно принималось в расчет (модуль современного водопотребления 0,4 л/сек с 1 км²).

В пределах горной части Башкирии эксплуатационные запасы не рассчитывались для вод в зоне региональной трещиноватости метаморфических пород верхнего протерозоя, терригенных отложений ашинской и зилаирской свит, а также терригенно-карбонатных пород карбона и перми, карбонатных пород карбона, девона, силура и верхнего протерозоя из-за их слабой изученности. Эксплуатационные запасы вод в них условно приняты равными естественным ресурсам. В принципе такой подход к оценке эксплуатационных запасов не рекомендуется. Однако, если учесть, что большинству водоносных пород, за исключением локальных участков и зон, свойственны в целом такие граничные условия, как дренированность, отсутствие гидравлической связи вод в них с речными, питание атмосферными осадками и почти повсеместный уклон практически водоупорного ложа для вод в сторону дрен, то отклонения в величинах эксплуатационных запасов и естественных ресурсов вод будут весьма незначительными.

Оценка эксплуатационных запасов не производилась только для соленых и соленых вод галогенных пород кунгура (Уршак-Бельское междуречье и другие участки) и для глинисто-алевроитовых юрских отложений весьма низкой водообильности на юго-востоке Башкирии (см. карту 2).

Средние значения модулей прогнозных эксплуатационных запасов вод в отложениях разного геологического возраста приведены в табл. 14.

Распределение прогнозных эксплуатационных запасов подземных вод на территории Башкирии, как и естественных ресурсов, неравномерное. Наиболее значительными запасами вод характеризуются аллювиальные отложения в долинах крупных рек (до 3 л/сек с 1 км²) и карбонатные преимущественно нижней перми в пределах Уфимского плато (3 л/сек с 1 км²), карбона и девона, девона и силура в пределах горной части (2,4 л/сек с 1 км²). Минимальны эксплуатационные запасы вод в зоне региональной трещиноватости вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований девона и силура на восточном склоне Урала (0,3 л/сек с 1 км²) и в терригенных породах верхней перми и триаса в Предуралье (0,5 л/сек с 1 км²). Модули эксплуатационных запасов вод в отложениях других геологических возрастов изменяются от 1 до 1,5 л/сек с 1 км².

Таблица 14^а

Воды отложений	Площадь, км ²	Максимально возможное попущение (S)	Водопроницаемость, м ³ /сутки (КН)	Коэффициент водоотдачи (α)	Модуль, л/сек с 1 км ²		
	естественных запасов				естественных ресурсов		прогнозных эксплуа- тационных запасов
					полученных расчетом	принятых для оценки экс- плуатацион- ных запасов	
Аллювиальных четвер- тичных и неогеновых в долинах рек:							
а) крупных	$\frac{11400}{12}$	6	$\frac{720}{0,25}$	0,8	1,4	1,0	5,0**
б) малых	$\frac{7000}{10}$	5	$\frac{54}{0,15}$	0,3	1,4	0,7	1,0
Терригенных верхне- пермских и триасовых (Прибельская равнина)	$\frac{34480}{64}$	32	$\frac{46}{0,008}$	0,16	0,5	0,35	0,5
Терригенно-карбонатных казанского яруса (Бу- гульминско-Белебеев- ская возвышенность)	$\frac{11600}{48}$	31	$\frac{112}{0,015}$	0,3	1,8	1,2	1,5
Карбонатных преиму- щественно нижнеперм- ских (Уфимское пла- то)	$\frac{12500}{58}$	32	$\frac{400}{0,02}$	0,4	3,7	2,6	3,0
Карбонатных карбоно- вых, девонских и си- лурийских (горный Урал)	2600	—	—	—	3,0	2,4	2,4
Карбонатных карбоно- вых (восточный склон Урала)	$\frac{1100}{76}$	38	$\frac{450}{0,02}$	0,5	1,3	1,0	1,9*-*
Терригенных нижне- пермских и карбоно- вых (Приайская рав- нина)	$\frac{8400}{62}$	31	$\frac{331}{0,01}$	0,2	1,4	1,0	1,2
В зоне региональной трещиноватости вул- каногенных девонских и силурийских (во- сточный склон Урала), карбонатно-терриген- ных нижнепермских и карбоновых	$\frac{12000}{57}$	28	$\frac{46}{0,005}$	0,1	0,3	0,2	0,3
В зоне региональной тре- щиноватости терри- генных зилаирской и ашинской свит и мета- морфических верхне- протерозойских (гор- ный Урал)	36300	—	—	—	1,2	1,2	1,2

^а Составили А. И. Епифанов и Е. А. Епифанова** При расчете учтен модуль современного водопотребления и привлекаемых запасов соответственно 0,4 и 1—2 л/сек с 1 км²*** При расчете учтен модуль привлекаемых запасов 0,4 л/сек с 1 км².

Глава X

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

Подземные воды являются достаточно качественным источником водоснабжения. Почти повсеместно они обладают удовлетворительными санитарно-бактериологическими показателями и на значительной территории защищены от различных видов поверхностного загрязнения. Однако использование их из-за неравномерного распределения, количества и изменчивости физико-химических свойств (повышенная минерализация, жесткость, иногда сероводородное заражение и пр.) очень часто сопряжено с необходимостью строительства довольно сложных каптажей. Для эксплуатации воды каптируются в местах выходов их на поверхность или горными выработками глубиной до 100—150 м, редко более. Особенно широко распространенными типами каптажей в различных районах Башкирии являются шахтные колодцы и буровые скважины. В пределах складчатого Урала каптируются родники. В зависимости от производительности водоносного горизонта (комплекса и других форм) максимально возможные дебиты одиночных водозаборов чаще составляют 1—10 л/сек, а групповых 10—500 л/сек. Наибольшими расходами отличаются родники и водозаборные горные выработки, приуроченные к карбонатным породам преимущественно доверхнепермского возраста (нижней перми, карбона и девона, девона и силура, верхнего протерозоя) и к аллювиальным отложениям доль крупных рек. Минимальная производительность характерна для водозаборов из терригенных пород верхней перми и из терригенных, осадочно-вулканогенных и метаморфических палеозойских и верхнепротерозойских образований. Это полностью соответствует эксплуатационным запасам подземных вод отложений данного состава и геологического возраста.

Важную роль играют также линейные, реже лучевые водозаборы. Ими каптируются воды аллювиальных отложений на приречных участках. При действии таких водозаборов используются в совокупности воды аллювия и речные, фильтрующиеся через аллювий. Доля речных вод в производительности водозаборов по приближенным расчетам может достигнуть 80%. Производительность таких действующих водозаборов достигает 300—500 л/сек и более. Эти водозаборы и используемые ими воды в дальнейшем мы будем условно называть грунтово-инфильтрационными. Последние в целом легко доступны, удобны для эксплуатации и являются основным источником централизованного водоснабжения. Отрицательным фактором, сдерживающим еще более широкое использование их, является зависимость качества этих вод от качества речных вод. Поверхностные воды не относятся к категории рассматриваемых здесь объектов. Однако следует отметить, что воды многих поверхностных водотоков и водоемов, особенно на западе Башкирии, в той или иной степени загрязняются сточными водами различных промышленных предприятий, а затем нередко загрязняют и подземные воды.

Современная потребность Башкирии в хозяйственно-технической и питьевой воде удовлетворяется путем комплексного использования поверхностных и подземных вод. Лишь на небольшой ее части (примерно 5% площади) ощущаются определенные затруднения в организации водоснабжения из-за отсутствия вод или неудовлетворительного их качества. Решение вопросов обеспечения водой в Башкирии в значительной степени облегчается размещением водоемких потребителей в основном по долинам рек, где условия для организации водоснабжения наиболее благоприятны. По объему современного водопотребления в

соответствии со степенью экономического развития, народнохозяйственного освоения и плотностью населения ее территорию можно условно (примерно по меридиану первых низкогорных хребтов Урала) подразделить на два региона: преимущественно равнинный западный со значительным объемом современного и перспективного водопотребления (I) и преимущественно горный восточный с незначительным объемом современного и перспективного водопотребления (II). Вполне естественно, что граница между этими регионами не совпадает с границей между Волго-Камским артезианским бассейном и бассейном трещинно-карстовых вод складчатого Урала (рис. 27).

По характеру и производительности водоисточников (водозаборов), степени современной водообеспеченности и перспективному увеличению водопотребления территория Башкирии подразделяется на девять районов. Каждый район в зависимости от гидрогеологической обстановки может включать площади с однотипными или, наоборот, с различными условиями современного и перспективного водоснабжения. Среди последних различаются хорошие, удовлетворительные и неудовлетворительные. Под хорошими условиями водоснабжения понимаются такие условия, когда современная потребность в воде обеспечивается в полной мере, а перспективы увеличения водопотребления (водоотбора) значительные. При удовлетворительных условиях водоснабжения современная потребность в воде более или менее обеспечивается, но перспективы увеличения водоотбора уже менее благоприятные, хотя на ряде участков и имеются. Неудовлетворительные условия водоснабжения имеют место на площадях, где гидрогеологическая обстановка совершенно неблагоприятна: слишком глубокое залегание подземных вод (около 100 м или более), плохое качество их или развиты практически безводные породы. На таких участках организация водоснабжения сопряжена с большими трудностями, современная потребность в воде обычно обеспечивается не в должной мере, а перспективы увеличения водопотребления за счет местных ресурсов практически отсутствуют или весьма незначительны. Пестрые условия водоснабжения связаны с невыдержанностью гидрогеологической обстановки. Поэтому площади, где имеется такая обстановка, будут характеризоваться различными условиями водоснабжения: от хороших или удовлетворительных до неудовлетворительных.

Каждый из вышеупомянутых девяти районов, если он не пересекается широкими речными долинами, обычно занимает вполне определенную монолитную по конфигурации площадь. Исключение составляет район, выделенный в пределах изолированных и удаленных друг от друга участков развития галогенных пород кунгурского яруса.

Район I₁ — долины наиболее крупных рек (Белая, Уфа, Дема, Кама, Ик, Бол. Ик, низовья р. Инзер, Зилим) — характеризуется в основном хорошей водообеспеченностью. Источниками водоснабжения здесь являются грунтовые и грунтово-инфильтрационные воды аллювиальных четвертичных, участками неогеновых отложений. Максимально возможный дебит одиночных водозаборов достигает 5—10 л/сек, а групповых 50—100 л/сек. Приречная зона на отдельных благоприятных участках перспективна для устройства грунтово-инфильтрационных линейных или лучевых водозаборов производительностью до 300—500 л/сек и более. Расчетная производительность таких водозаборов при 1 км длины приведена в табл. 15.

В районе и на прилегающих к нему площадях размещено большинство наиболее крупных водопотребителей: города, промышленные центры и нефтепромыслы. Потребность этих объектов в воде удовлетворяется в основном за счет использования грунтово-инфильтрационных

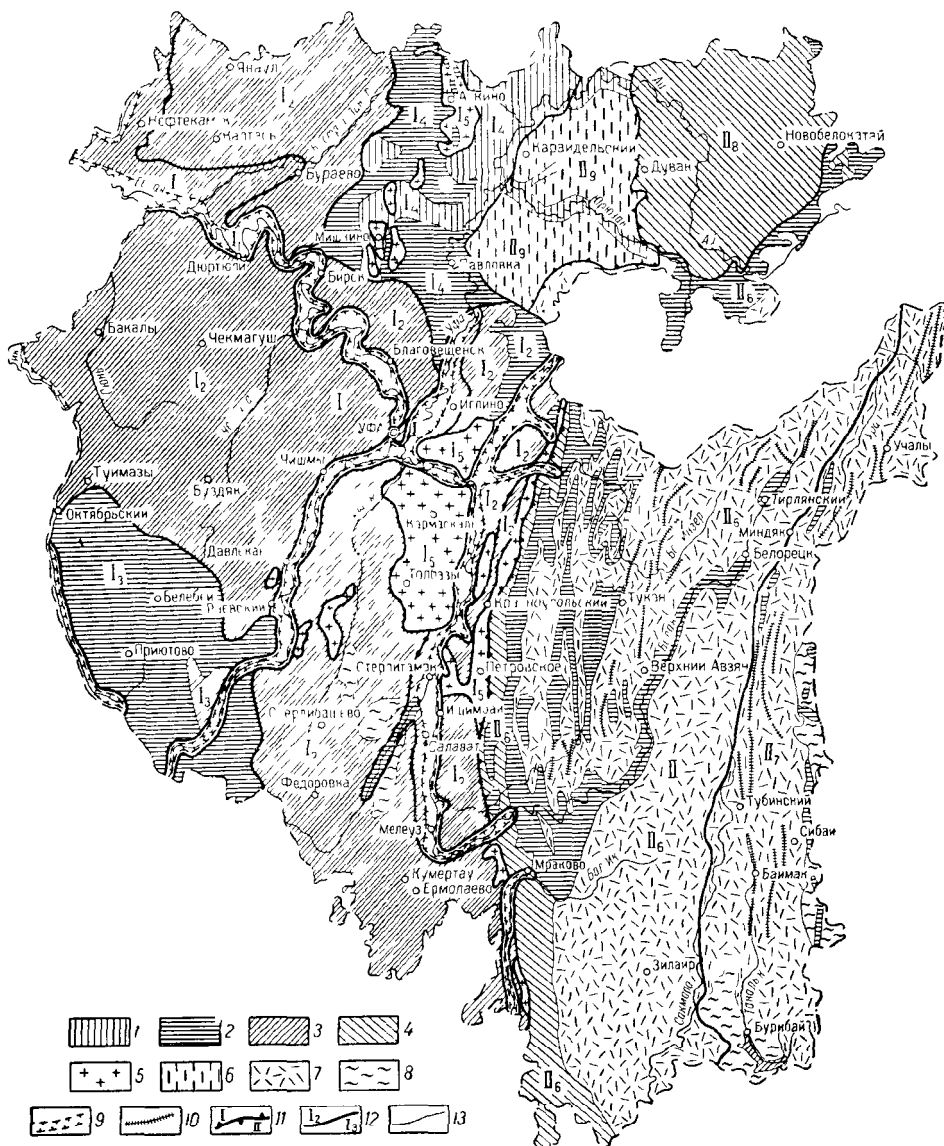


Рис. 27. Карта районирования Башкирии по условиям водоснабжения. Составили Е. А. Епифанова, А. И. Епифанов

1 — условия современного и перспективного водоснабжения преимущественно хорошие, максимально возможная производительность одиночных водозаборов более 10 л/сек, групповых 100—300, современный водоотбор небольшой и рассредоточенный, перспективы расширения его в придолинных участках значительные, 2 — условия современного и перспективного водоснабжения преимущественно удовлетворительные, максимально возможная производительность одиночных водозаборов более 5 л/сек, групповых 50—100, современный водозабор рассредоточенный, перспективы расширения его неравноценны; 3 — условия современного и перспективного водоснабжения разные, часто неблагоприятные, максимально возможная производительность одиночных водозаборов до 2,5—5 л/сек, групповых 10—50, современный водозабор рассредоточенный, перспективы расширения его ограничены; 4 — условия современного и перспективного водоснабжения разные, но преимущественно удовлетворительные, максимально возможная производительность одиночных водозаборов до 5—10 л/сек, групповых 50—100, современный водоотбор небольшой и рассредоточенный, перспективы расширения его имеются не везде; 5 — условия современного и перспективного водоснабжения преимущественно неудовлетворительные из-за повышенной минерализации и жесткости воды, современный водоотбор рассредоточенный (за счет верховодки), перспективы расширения его отсутствуют; 6 — условия современного и перспективного водоснабжения преимущественно неудовлетворительные из-за глубокого залегания вод, современный водоотбор очень мал и рассредоточенный, перспективы расширения его по долинам рек значительные; 7 — условия современного и перспективного водоснабжения разные, часто неудовлетворительные, максимально возможная производительность одиночных водозаборов 1—2,5 л/сек, редко до 5, групповых до 10, современный водоотбор рассредоточенный, перспективы расширения его ничтожные; 8 — условия современного и перспективного водоснабжения преимущественно неудовлетворительные из-за мощной толщи пород со слабой водоотдачей, максимально возможная производительность одиночных водозабо-

Т а б л и ц а 15*

Река	Район населенного пункта	Параметры вод н с г о горизонта		Принятое в расчет понижение уровня, %	Расчетная производительность линейного водозабора, л/сек на 1 км длины	Автор расчета
		мощность, м	коэффициент фильтрации, м/сутки			
Белая	Г. Мелеуз	8	45	4	105	Б. Ф. Костин
Белая	Г. Стерлитамак	5	230	2	125	
Белая	Г. Стерлитамак	40	150	10	1600	Н. М. Загороднева
Белая	Г. Бирск	13	150	6,5	280—380	М. С. Веразов
Белая	Г. Дюртюли	6	70	—	100	Н. М. Загороднева
Кама	Г. Нефтекамск	15	40	—	100—170	
Инзер	С. Архангельское	30	140	11	1000—2000	М. С. Веразов
Зилим		8	40	3,5	70	
Дема	Пос. Раевский	6	55	3	75	Г. М. Атаев
Ик	Г. Октябрьский	5—7	80—250	—	70—175	А. И. Арцев

Составил М. С. Веразов

вод. Количественная сторона водообеспечения на ближайшее будущее не вызывает особых опасений, хотя в отдельных местах, например в долине р. Ик, перспективы его расширения ограничены из-за плохого качества воды. Для водообеспечения различных объектов района в перспективе необходимо безотлагательное прекращение загрязнения рек протокками, а также планомерное изучение фильтрационных свойств подрусловых отложений с выявлением участков, пригодных под строительство новых водозаборов, и качества подземных вод.

Район I_2 занимает около 70% площади западной части Башкирии. Он характеризуется высокоразвитым многоотраслевым хозяйством, но весьма ограниченными водными ресурсами. Его водообеспеченность на разных участках различная, но часто малоблагоприятная. Источником водоснабжения являются воды преимущественно терригенных отложений верхней перми. Не выдержанные в пространстве и в целом низкие фильтрационные свойства верхнепермских пород обуславливают невысокую и изменяющуюся даже на небольших расстояниях производительность водозаборов. Для одиночных выработок максимально возможный дебит чаще составляет 1—2,5 л/сек, а для группы скважин не превышает 10—50 л/сек. Такие водозаборы в состоянии обеспечить потребность лишь небольших населенных пунктов и сельских объектов. За счет вод верхнепермских пород обеспечивается водоснабжение районных центров: Калтасы, Кандры, Бакалы, Стерлибашево, Федоровка и др. Однако многие достаточно крупные населенные пункты (Бирск, Давлеканово, Дюртюли, Чекмагуш, Буздяк и др.) снабжаются водой централизованно и уже испытывают затруднения в водоснабжении. В ряде мест недостаток в воде обусловлен ее неудовлетворительным качеством — повышенной минерализацией и жесткостью, например в загипсованных породах (села Буздяк, Верхне-Яркево, Петровское и др.). В пределах района по долинам рек Буй, Быстрый Танып, Сюнь, Чермасан и других ресурсы вод аллювия также ограничены. Практическое

ров до 1 л/сек, современный водоотбор рассредоточенный, перспективы его расширения весьма ограничены, 9 — условия современного и перспективного водоснабжения хорошие, максимально возможная производительность одиночных водозаборов более 10 л/сек, групповых (грунтово-инфильтрационных) 300—500, современный водоотбор значительный, перспективы расширения его большие при условии очистки речных вод, 10 — локальные зоны (разломы, литологические контакты, узкие полосы карбонатных и кремнистых пород) повышенной водообильности пород, 11 — номера и границы регионов (I Западного, II Восточного) по объему водопотребления, 12 — номера и границы районов по степени современной и перспективной водообеспеченности, 13 — границы площадей с различными условиями водоснабжения

значение этих вод невелико. Ими обеспечиваются потребности сел Иглино, Архангельское, Бураево, Шаран и некоторых других. Организация крупного централизованного водоснабжения в районе практически бесперспективна. Города (Уфа, Кумертау, Ишимбай) и многие поселки расположены здесь в небольшом удалении от крупных рек и используют грунтовые и грунтово-инфильтрационные воды аллювия (район I_1). Для улучшения водообеспечения средних и мелких объектов на площади развития верхнепермских пород необходимо выявление участков, характеризующихся повышенной водообильностью, а также изучение закономерностей изменения качества подземных вод по площади и с глубиной.

Район I_3 занимает юго-западную часть Башкирии. Здесь водопотребляющие объекты довольно многочисленны. Современное водопотребление их составляет десятки тысяч кубометров в сутки. Самым надежным источником централизованного водоснабжения наиболее крупных из них (города Октябрьский, частично Белебей и др.) являются грунтово-инфильтрационные воды аллювия долин рек Ик и Усень. Для аллювия долины р. Усень производительность линейных инфильтрационных водозаборов на 1 км их длины не превышает 30—50 л/сек. Основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения мелких объектов являются воды терригенно-карбонатных отложений верхней перми. В первую очередь используются родники, дебит которых достигает 10—40 л/сек. Воды каптируются также скважинами. Максимально возможные дебиты одиночных водозаборов 5—10 л/сек, а групповых (15—20 скважин) 50—100 л/сек (Приютровский водозабор). Воды аллювиальных отложений малых рек и элювиально-делювиальных образований кайнозоя, как и в других районах, используются мелкими, часто индивидуальными хозяйствами с помощью шахтных колодцев.

При сложившейся системе водоснабжения с привлечением грунтово-инфильтрационных вод аллювия долин рек Ик и Усень современная водообеспеченность района более или менее удовлетворительная. На площади развития водоносного комплекса терригенно-карбонатных отложений верхней перми имеются перспективы расширения хозяйственно-питьевого водоснабжения путем создания групповых водозаборов производительностью до 50—100 л/сек, но для этого требуется постановка работ по выявлению благоприятных участков и изучению качества воды. Для разведки наиболее благоприятны долины местной эрозийной сети.

Район I_4 выделяется на севере Башкирии между реками Уфа и Быстрый Танып. Промышленные центры и крупные населенные пункты в районе отсутствуют. Водоснабжение населения и сельскохозяйственных объектов базируется почти исключительно на трещинных и трещинно-карстовых водах карбонатных и терригенно-карбонатных отложений соликамской свиты и нижней перми. Водоотбор осуществляется из родников и многочисленных одиночных буровых скважин. Значение колодцев как пунктов водоотбора ограничено из-за сравнительно глубокого залегания вод. Они имеются в основном по долинам рек. Производительность каптажей почти повсеместно высокая. Максимально возможный дебит одиночных скважин часто превышает 10 л/сек, а расчетная производительность групповых (10—20 скважин) водозаборов 100—300 л/сек. К эрозийной сети приурочены родники с дебитом до 50—100 л/сек, а родник «Красный Ключ» в разное время года имеет расход от 2 до 52 м³/сек. Современная водообеспеченность района в основном хорошая. В связи с отсутствием крупных водопотребителей водные богатства района используются далеко не полностью и имеются значительные перспективы расширения водоотбора. Крупные родники, в том

числе и «Красный Ключ», практически не используются и могут рассматриваться в качестве потенциальной базы для водообеспечения промышленных центров, расположенных на территории смежных районов и испытывающих затруднения в организации водоснабжения (города Бирск, Дюртюли, а возможно, и Уфа). Отрицательными свойствами подземных вод района как источника водоснабжения являются нередко большая глубина залегания, повышенная минерализация и жесткость (соответственно до 2,8 г/л и 15 мг-экв на участках развития гипсовых пород иренской свиты кунгура). Поэтому задачей дальнейших исследований является изучение качества трещинно-карстовых вод и поиски наиболее перспективных участков для строительства водозаборов.

Район I₅ в виде отдельных разобленных участков выделен на левобережье и правобережье р. Белой вдоль западной окраины Уфимского плато в пределах обнажения или очень неглубокого залегания галогенных пород кунгурского яруса. Для вод этих пород типична минерализация до 2—3 г/л и жесткость до 30 мг-экв при дебите родников до 100—350 л/сек. Разгружаясь в гидрографическую сеть, эти воды ухудшают качество и вод аллювия речных долин. Поэтому в целом современная водообеспеченность района пресными водами неудовлетворительная и сдерживает его экономическое развитие. Даже крупные населенные пункты (Аскино, Кармаскалы, Толбазы, Красноусольск и др.) не имеют централизованного водоснабжения. Основным источником водоснабжения являются воды общесыртовой свиты, которая каптируется колодцами весьма малой производительности. Современное и перспективное водоснабжение района пресными водами не обеспечено. Необходимо новое решение данной проблемы: улучшение качества «гипсовых» вод или переброска вод из других районов. Эффективность одного из вариантов должен решить экономический анализ.

Район II₆ занимает горную часть Башкирии, включая хребет Уралтау. Для него характерны минимальная в республике плотность населения и довольно интенсивно расчлененный средне- и низкорельеф. Крупные водопотребители редки (г. Белорецк, пос. Тирлян и др.). Незначительное современное водопотребление удовлетворяется родниковыми и поверхностными водами. Водозаборные горные выработки даже типа простейших шахтных колодцев довольно редки. Все крупные населенные пункты нуждаются в расширении и реорганизации существующего водоснабжения. Почти повсеместно в районе для водоснабжения могут использоваться лишь воды зоны региональной трещиноватости терригенных и метаморфических протерозойских, нижне- и среднепалеозойских пород, которые глубоко сдренированы. Водообильность зоны региональной трещиноватости пород низкая. Производительность водозаборных скважин здесь, по предположению, не превысит 2,5 л/сек. Исключением являются участки развития вод карбонатных и кремнистых пород, а также локальные зоны повышенной водообильности пород, связанные с тектоническими разломами, расланцеванием и литологическими контактами.

В целом водообеспеченность района неравномерная и часто неудовлетворительная. На большей части района гидрогеологические условия неблагоприятны для организации крупного и среднего водоснабжения. За счет подземных вод здесь можно удовлетворить нужды в основном мелких водопотребителей. Более перспективны для организации водоснабжения площади развития карбонатных пород в западной и центральной частях района. Вследствие лучших условий накопления воды в них могут явиться источником даже крупного централизованного водоотбора. В первую очередь это относится к полосе развития известняков карбона и девона Западно-Уральской внешней зоны складчатости.

Здесь имеется много родников с дебитом более 50—100 л/сек, а расход родника Берхомут по замерам в летне-осеннюю межень разных лет составляет 780—1300 л/сек. В районе родника осуществляются исследования с целью использования его для водоснабжения. При проведении в районе поисково-разведочных на воду работ основное внимание необходимо уделять изучению карбонатных пород и выявлению зон сосредоточения подземных вод.

Район II₇ находится на востоке Башкирской АССР в пограничной полосе с Челябинской областью. В районе преобладают населенные пункты сельского типа, более крупные водопотребители редки. Основным источником их водоснабжения являются воды осадочно-вулканогенных образований девона и силура, а на отдельных участках закарстованных карбонатных пород. Водозаборы в районе представлены в основном одиночными скважинами. Максимально возможная производительность таких водозаборов 1—2,5 л/сек, а возможная производительность водозаборной группы скважин не более 10 л/сек. На этом фоне возможны локальные зоны повышенной водообильности пород, приуроченные к тектоническим разломам и узким полосам кремнистых (яшмовых) пород. Важное значение для организации централизованного водоснабжения имеют на отдельных участках, особенно в пределах речных долин, воды карбонатных пород карбона, а также линзы известняков среди вулканогенных или осадочно-вулканогенных образований девона и силура. Водозаборы из трещиноватых закарстованных известняков, расположенных в долинах рек, обеспечивают водоснабжение городов Сибай и Учалы. Условия водоснабжения большинства других крупных и мелких водопотребителей менее благоприятны.

В целом современная потребность в воде на севере района более или менее удовлетворяется, хотя и не повсеместно, а на юге очень часто не удовлетворяется. Перспективы увеличения водоотбора из имеющихся в районе водисточников малоблагоприятны.

Район II₈ занимает северо-восточную часть Башкирии. Крупные водопотребители в районе отсутствуют, и в ближайшее время появление их не предвидится. Основным источником водоснабжения мелких водопотребителей являются воды терригенных и терригенно-карбонатных пород нижней перми и карбона. В большинстве случаев потребность их в воде удовлетворяется при помощи одиночных водозаборных скважин. По имеющимся данным, максимальный дебит последних 5—10 л/сек, а групповых водозаборов на благоприятных участках до 50—100 л/сек. Однако из-за неравномерной водообильности пород не исключена их большая или меньшая производительность. Кроме того, местами в связи с загипсованностью водоносных пород минерализация воды может достигать 1,5—2 г/л, а жесткость 29 мг-экв. В целом водообеспеченность района удовлетворительная, но неоднородная, а перспективы расширения водоотбора пока недостаточно определены, но, по предположению, они имеются, хотя и не везде одинаковы. Наиболее благоприятны условия для организации водоснабжения на площадях развития карбонатных пород, а также в речных долинах, где возможно совместное использование вод аллювия и подстилающих его пород.

Район II₉ — Уфимское плато — характеризуется широким развитием карстовых явлений, трещинных и карстовых вод нижнепермских карбонатных пород. Освоение его территории чрезвычайно слабое. Здесь имеются леспромхозы, небольшие населенные пункты, расположенные преимущественно по долинам рек. Незначительная современная потребность их в воде удовлетворяется за счет естественных выходов карстовых вод. В долинах рек Юрюзань, Бердяшка и Яман-Елга имеется несколько одиночных водозаборных скважин.

В гидрогеологическом отношении район плохо изучен. Предположительно по косвенным признакам глубина залегания карстовых вод за исключением висячих водотоков и речных долин превышает 100 м. Условия водоснабжения района из-за глубокого залегания карстовых вод в основном неудовлетворительные. Только по долинам рек, где подземные воды залегают сравнительно неглубоко, условия водоснабжения вполне хорошие, тем более что существующий водоотбор из скважин мал и обычно не превышает 10—25 м³/сутки. Здесь перспективы увеличения водоотбора значительны и возможно как бурение скважин, так и картирование родников, имеющих иногда дебит 50—100 л/сек и выше. Перспективы увеличения водоотбора для района в целом разные.

Таким образом, территория Башкирии характеризуется неоднородными условиями водоснабжения. Они наиболее благоприятны на площадях развития вод аллювиальных четвертичных отложений (район I₁) и карбонатных пород различного геологического возраста (район I₄, отдельные участки районов II₆, II₇, II₉). Эти же площади, как правило, отличаются самой высокой в пределах Башкирии степенью современной и перспективной водообеспеченности. Для районов II₆ и II₇ характерна неоднородная, часто слабая водообеспеченность. В районе I₂ водообеспеченность недостаточна, а в районе I₅, где повсеместно в гипсах кунгурского яруса развиты сульфатные воды повышенной минерализации и жесткости, очень плохая. В пределах районов I₃ и II₈ условия водоснабжения для средних и мелких потребителей вполне удовлетворительные, но для водоснабжения объектов, потребность которых в воде превышает 100—300 л/сек, могут возникнуть затруднения.

Глава XI

ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОТ ИСТОЩЕНИЯ И ЗАГРЯЗНЕНИЯ

В Башкирии важное значение приобрели вопросы охраны подземных вод от различных видов загрязнений. Для этого требуется, чтобы каждый промышленный объект и крупный населенный пункт прекратили сбрасывать в реки плохо очищенные, а тем более неочищенные промышленные и бытовые стоки.

Гораздо меньше подвержены химическому и бактериальному загрязнению первые от поверхности водоносные горизонты и комплексы, гидравлически не связанные с реками, в том числе и удаленные от рек участки аллювиального горизонта. Загрязнение их происходит преимущественно в пределах площадей расположения промышленных объектов и населенных пунктов. Тип и глубина проникновения загрязняющих веществ в каждом конкретном случае определяются характером загрязнения, свойствами зоны аэрации и собственно водоносного горизонта и некоторыми другими факторами. Особенности строения зоны аэрации и первых от поверхности водоносных горизонтов и другие факторы формирования подземных вод в общем охарактеризованы в предыдущих разделах и здесь не рассматриваются. В районах расположения промышленных объектов, особенно нефтедобывающей, нефтеперерабатывающей и химической промышленности, а иногда и в сельской местности, где не всегда соблюдаются в должной мере правила хранения и использования ядохимикатов, происходит постепенное загрязнение вредными веществами почв и атмосферы. Накопившиеся в почве и атмосфере вещества вместе с атмосферными осадками поступают в водотоки и водоемы или фильтруются в водоносные горизонты. Именно этим можно объяснить повышенное содержание фенолов в во-

де ныне закрытого водозабора для г. Салавата, расположенного на площади, где аллювиальный водоносный горизонт гидравлически не связан с рекой. Весьма опасной для первых от поверхности водоносных горизонтов и комплексов является возможность их загрязнения за счет инфильтрации промышленных стоков из очистных сооружений (нефтеловушек, прудов-отстойников и пр.), нередко не имеющих противофильтрационных экранов.

На территории Башкирии кроме отмеченных имеются и рассредоточенные источники загрязнения. Загрязнение ими подземных вод в целом имеет локальный характер. Оно связано в основном с притоком или перетоком загрязненных или минерализованных до рассолов вод по скважинам различного назначения. Источником загрязнения вод с поверхности являются в основном сельскохозяйственные объекты и горные выработки (карьеры). Меры по охране вод от таких источников загрязнения сводятся к соблюдению правил хранения ядохимикатов, проходки и ликвидации горных выработок, а для эксплуатируемых выработок — соответствующему их оборудованию и соблюдению санитарных норм.

Вопрос охраны подземных вод от истощения стоит менее остро, чем проблема охраны их от загрязнения. Отсутствие данных о положении динамического уровня и количестве отбираемой воды не позволяет однозначно судить о срабатываемости запасов подземных вод в процессе эксплуатации того или иного водоносного горизонта (комплекса). Учитывая общие гидрогеологические условия, водообильность и фильтрационные свойства пород, можно лишь предполагать, что некоторые водозаборные скважины работают на пределе возможности водоносных горизонтов (комплексов), хотя о сработке запасов говорить преждевременно. При проектируемом водоотборе местами возможна временная сработка даже наиболее производительного аллювиального водоносного горизонта. Условия для сработки запасов подземных вод менее производительных водоносных горизонтов (комплексов) более благоприятные, а в отдельных случаях этому способствуют ликвидированные без тампонажа или эксплуатируемые без соответствующего оборудования самоизливающие скважины. Так, на юге Башкирии и вдоль западного склона Урала подобные скважины без надобности самоизливают несколько лет подряд. Для защиты водоносных горизонтов от истощения эти скважины необходимо ликвидировать или переоборудовать. Соответствующие охранные меры в этом отношении пока не приняты.

По мере дальнейшего роста водоотбора проблема охраны подземных вод от истощения будет приобретать все большее значение. Решение ее немыслимо без соответствующих данных о величине современного водоотбора и о режиме подземных вод, которые в настоящее время практически отсутствуют даже по крупным групповым водозаборам. Поэтому совершенно необходимо безотлагательное принятие действенных мер по организации учета современного водозабора и изучения режима подземных вод в процессе эксплуатации, а также по ликвидации самоизливающих скважин и тех, по которым возможен перелив вод из одних горизонтов в другие, что может вызвать неоправданную преждевременную сработку водоносных горизонтов.

Охраной подземных вод от загрязнения и истощения на территории Башкирии занимается Башкирское территориальное геологическое управление и государственная санитарная инспекция. Контроль за работой действующих водозаборов осуществляется путем периодического посещения их на местах. При этом обращается внимание на техническое и санитарное состояние водозаборных сооружений, на наличие зон санитарной охраны, на регулярность наблюдений эксплуатирующей организации за качеством отбираемой воды и т. д. С целью уменьше-

ния возможных очагов загрязнения подземных вод, а иногда и их истощения Башкирским геологическим управлением изданы приказы о ликвидации горноразведочных выработок, в том числе о необходимости ликвидационного тампонажа «самоизливающих неиспользуемых и не оборудованных для использования скважин». Определенные шаги, особенно по вопросам охраны подземных вод от загрязнения предпринимаются и другими республиканскими организациями.

Для улучшения санитарной позиции поверхностных водотоков и водоемов, из которых поступает в основном загрязнение в наиболее используемый и перспективный аллювиальный водоносный горизонт, необходимо: 1) дальнейшее совершенствование очистки промышленных стоков до безусловно чистых вод; 2) сокращение объема сточных вод за счет более широкого внедрения на промышленных предприятиях системы оборотного водоснабжения, 3) сброс неочищенных стоков и стоков, для которых в настоящее время не имеется технологии очистки, в глубокие поглощающие горизонты после всестороннего изучения возможных последствий этого процесса; 4) установление на каждом предприятии строгого контроля за количеством и качеством сбрасываемых вод, 5) организация утилизации или ликвидации различных нефтешлаков и промтоходов, накапливающихся на технологических участках предприятий нефтеперерабатывающей, химической и других отраслей промышленности подобного профиля.

Для предупреждения прямого поступления промстоков в различные водоносные горизонты нужно, чтобы пруды-накопители, отстойники и т. п. устройства в системах очистных сооружений имели противоточные экраны, а территории промпредприятий были соответствующим образом обустроены.

Захоронение промстоков в глубокие водоносные горизонты или комплексы представляет собой надежное, но не лучшее решение вопроса по охране природных вод, так как при этом безвозвратно изымаются из обращения водные ресурсы, приводя к ухудшению общего водного баланса территории. В районах Западной Башкирии основные поглощающие горизонты приурочены к карбонатным породам каменноугольного и девонского возраста, а в пределах Предуральяского прогиба заслуживают внимания рифогенные сакмаро-артинские образования.

Самым перспективным коллектором для захоронения сточных вод является водоносный комплекс карбонатных отложений среднего и нижнего карбона, имеющий в Западной Башкирии повсеместное распространение. В его составе наибольшей приемистостью, особенно на локальных положительных структурах, обладают сахаровидные доломиты намюрского яруса, а на юго-восточном склоне платформы вблизи Бельской депрессии закарстованные карбонатные породы башкирского яруса. На большей части Волго-Уральской антеклизы этот комплекс залегает в интервале от 1000—1200 до 1300—1500 м. Суммарная мощность наиболее пористых пластов в нем достигает 80 м. Проницаемость пород в среднем равна 150 мд, а в отдельных интервалах достигает 10 000 мд и более, приемистость скважин до 130 м³/сутки на 1 ат. Подобная приемистость скважин подтверждается имеющимися по отдельным участкам фактическими данными. Например, на Туймазинском месторождении нефти в 12 скважин сбрасывается до 22—23 тыс м³/сутки нефтепромысловых вод при давлении на устье скважин 20—26 ат, а три скважины на Шкаповском месторождении принимают от 1000 до 5000 м³/сутки при давлении на устье от 0 до 6 ат. По данным Б. В. Озолина, в одну из скважин Шкаповского месторождения в течение четырех лет ежедневно сбрасывалось в среднем около 5 тыс м³

нефтепромысловых вод, но после прекращения сброса пластовое давление в поглощающем интервале за 2—3 суток восстановилось до первоначального. Общее количество поглощающих скважин на нефтепромыслах Башкирии в настоящее время достигает 60.

Кроме охарактеризованного водоносного комплекса, на западе республики перспективны для захоронения сточных вод водоносный комплекс в карбонатных отложениях нижнего карбона и верхнего девона, особенно породы фаменского яруса, а в районе г. Уфы наряду с вышеупомянутым башкирским ярусом водоносный комплекс в карбонатных отложениях верхнего карбона и московского яруса среднего карбона. Последний залегает на глубине около 800 м и характеризуется приемистостью скважин примерно до 90 м³/сутки на 1 ат.

В пределах Волго-Уральской антеклизы водоносные комплексы карбонатных отложений нижнего карбона и верхнего девона, среднего и нижнего карбона, верхнего и среднего карбона, содержащие интервалы с повышенной проницаемостью пород, отделены от других водоносных комплексов более или менее выдержанными водоупорами, приуроченными к кровле турнейского яруса, к кровле терригенных отложений визейского яруса и к подошве московского яруса (верей). Выше всех вероятных поглощающих водоносных комплексов почти повсеместно (кроме северо-восточной части Башкирии) залегает региональный водоупор, связанный с галогенными породами кунгурского яруса. Несмотря на наличие в разрезе отложений палеозоя указанных водоупоров, изолирующих водоносные комплексы от зоны пресных вод, закачке стоков в любой из них должны предшествовать специальные исследования по выяснению условий захоронения стоков и его возможных последствий.

Глава XII

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

К лечебным минеральным водам относятся природные воды с общей минерализацией свыше 1 г/л, а также воды с меньшей минерализацией, но содержащие один или несколько биологически активных компонентов. Воды с минерализацией более 1 г/л, но не содержащие биологически активных компонентов, называются минеральными с указанием своего химического состава, а содержащие такие компоненты называются сероводородными (содержание общего сероводорода не менее 10 мг/л), железистыми (содержание железа не менее 10 мг/л), радоновыми (содержание радона не менее 14 ед. Махе) и др.

На территории Башкирии известны минеральные воды различного состава и лечебные грязи, используемые в бальнеологических целях, а также рассолы, представляющие интерес для извлечения из них различных солей или компонентов, т. е. промышленные воды. Разделение вод на минеральные и промышленные (с минерализацией свыше 50 г/л) является условным, так как последние одновременно являются и минеральными. Ниже приводится описание минеральных вод отдельно для Волго-Камского артезианского бассейна и бассейна трещинных вод складчатого Урала.

ВОЛГО-КАМСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

В пределах артезианского бассейна подземные минеральные воды встречаются как в зоне интенсивного водообмена, так и в нижних гидродинамических зонах. По мере увеличения своей минерализации и изменения химического состава в вертикальном разрезе осадочного чехла

бассейна воды в одних случаях быстро обогащаются биологически активными (специфическими) компонентами, в других вообще не обогащаются. В целом распространение и условия формирования минеральных вод изучены слабо. Поэтому освещение этих вопросов часто основывается на общих геологических и гидрогеологических соображениях.

На территории бассейна широко распространены минеральные воды без специфических компонентов (сульфатные, сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные различного катионного состава, хлоридные натриевые). Так же широко развиты сероводородные воды, встречаются радоновые, местами возможны железистые воды и повсеместно рассолы. Распространение и формирование химического состава этих вод охарактеризовано при описании вертикальной гидрогеохимической зональности. Приобретение водами специфических компонентов зависит от определенных условий. Сероводородные воды образуются за счет биогенной сульфатредукции, протекающей при участии органических веществ битумов, окислечной и капельно-жидкой нефти в палеозойских породах. Образование сероводорода этим же путем при участии органических веществ четвертичных отложений также имеет место, но содержание сероводорода обычно менее 10 мг/л. Обогащение вод радоном, как это выяснено в районе выхода Красноусольских минеральных родников и родника «Кислый», происходит на границе песчано-глинистых аллювиальных и аллювиально-делювиальных четвертичных отложений с коренными породами, где четвертичные отложения сорбируют радий (выносимый подземными водами из коренных пород), который в дальнейшем служит источником обогащения вод радоном. Железистые гидрокарбонатные кальцево-магниево-натриевые воды (с содержанием FeO до 30 мг/л и минерализацией 0,6 г/л) отмечены в 1939 г. А. Н. Фонаревым в плиоценовых отложениях в Стерлитамакском районе. Возможно, что в ожелезненных гравийно-песчаных отложениях плиоцена или аллювиальных четвертичных подобных воды имеются и в других местах, но они не изучены и в дальнейшем не описываются.

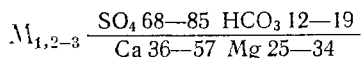
Описание минеральных вод с минерализацией до 50 г/л, используемых обычно только в бальнеологии, и рассолов, представляющих интерес как для бальнеологии, так и для промышленности, дается раздельно.

Минеральные воды (до 50 г/л) рассматриваются по девяти районам (рис. 28).

Район 1-а занимает небольшую территорию на западе Башкирии. В географическом отношении он охватывает северную окраину Бугульминско-Белебеевской возвышенности и примыкающий к ней участок Прибельской равнины, а в тектоническом отношении — почти весь Татарский свод в пределах Башкирии. Здесь широко распространены сульфатные минеральные воды различного катионного состава, а также сероводородные воды.

Сульфатные кальциевые воды с минерализацией около 2 г/л установлены в загипсованных отложениях соликамской свиты уфимского яруса в долине р. Ик и в устье р. Усень, но состав вод и их распространение изучены недостаточно.

Сульфатные кальцево-магниево-натриевые воды



типа звенигородских* вскрываются в верхнепермских (обычно уфимских) отложениях на глубине до 50 м ниже вреза гидросети; ниже их обычно сменяют натриево-кальциевые

* Здесь и далее типы вод указаны по В. В. Иванову и Г. А. Невраеву (1964)

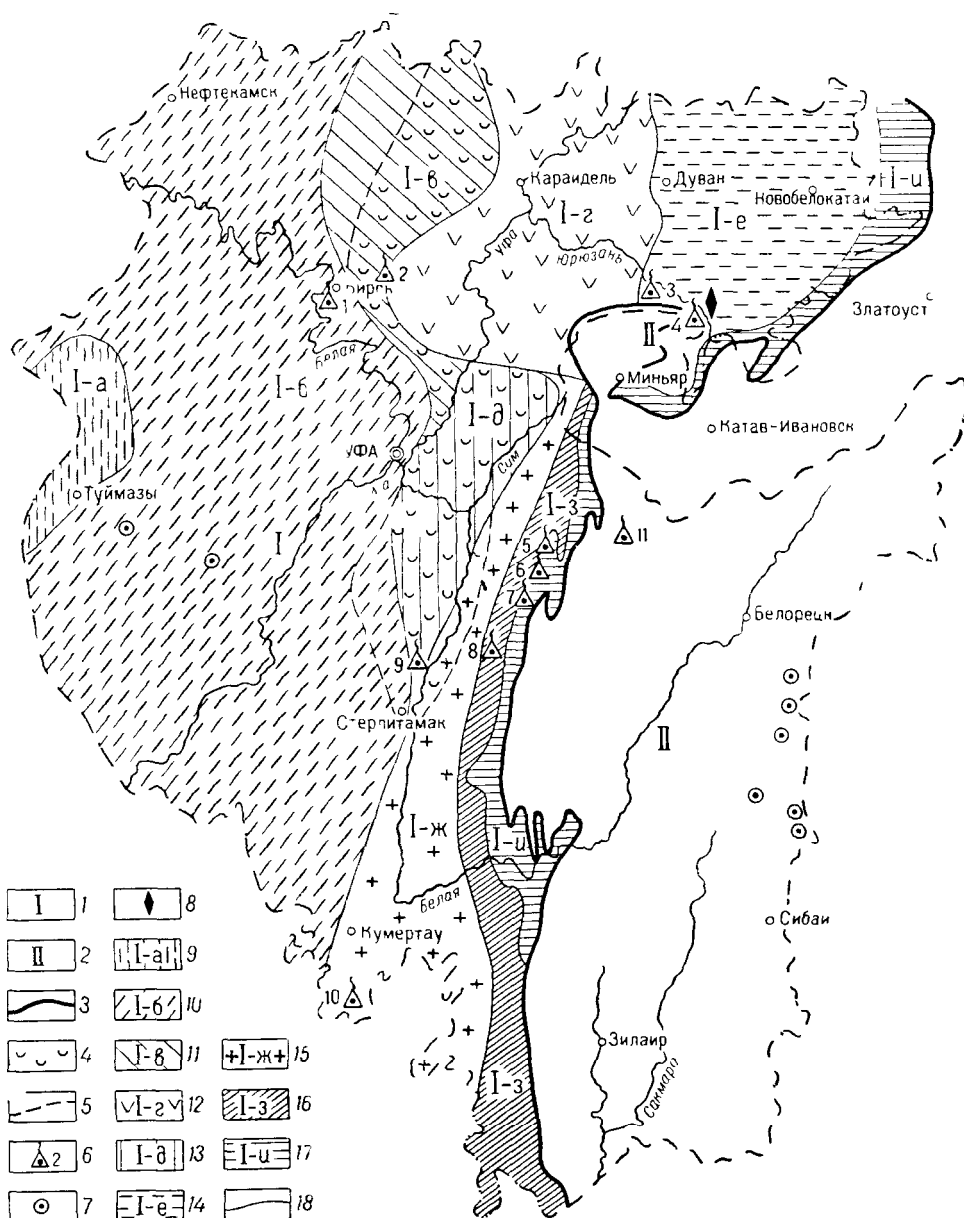


Рис 28 Схема распространения минеральных вод с минерализацией до 50 г/л Составил В Ф Ткачев

1 — Волго Камский артезианский бассейн с наличием минеральных вод различного состава 2 — бассейн трещинных вод складчатого Урала с преимущественным распространением пресных подземных вод 3 — граница между бассейнами, 4 — площадь преимущественного развития минеральных сульфатных кальциевых вод в зоне активного водообмена 5 — границы площади (см п 4), 6 — минеральные родники и их номера (1 — Бирский с радоновой хлоридно-сульфатной натриево-кальциевой водой, 2 — Уржумские с хлоридно-сульфатной натриево-кальциевой и хлоридной натриевой водой, 3 — родник «Кислый» с водой смешанного состава и температурой 20—21° С 4 — родник «Кургазак» с радоновой гидрокарбонатной кальциево-магниевой водой, 5—7 — соответственно Тереклинский, Аскинский и Таш Астинский с хлоридной натриевой водой, 8 — Красноуфимские с сероводородными и радоновыми хлоридными натриевыми водами, 9 — Ямансазовские и Талалаевские родники с сульфатной кальциевой водой, 10 — Якутовский с хлоридной натриевой водой, 11 — Асинские с хлоридной натриевой водой) 7 — озера с минеральными водами или лечебными грязями; 8 — термальные газы г Янгантау, 9—17 — площади и индексы районов, отличающихся распространением минеральных вод, 18 — границы районов

$$M_{1,6-5} \frac{SO_4 72-90}{Na 40-78 Ca 26-36},$$

близкие к московским, а на глубине от 70 до 150 м натриевые воды

$$M_{6-20} \frac{SO_4 80-96}{Na 58-96 Ca 1-21 Mg 3-21}$$

типа будапештских и иаскараенских. На отдельных участках воды имеют слабый запах сероводорода. Дебит скважин по всему разрезу с наличием минеральных вод в долине р. Усень выше г. Туймазы от сотых долей до 10 л/сек при понижениях от 1 до 10—35 м.

Сероводородные воды вскрываются ниже водоупорных пород кунгура на глубине от 140 до 300 м в днищах долин и до 450 м на водоразделах в нижнепермских карбонатных отложениях.

В долинах рек эти воды часто самоизливаются, а на водоразделах уровень их устанавливается на глубине не более 200 м от поверхности. Они имеют состав

$$M_{20-50} \frac{Cl 61-67 SO_4 24-32}{Na 77-87 Mg 7-12 Ca 6-11}$$

Содержание микрокомпонентов, мг/л: H_2S 32—192; Br 16—27; K 90; NH_4 6—22. В г. Октябрьском воды используются в водолечебнице при больнице нефтяников. Дебит одной из скважин составил 1—1,5 л/сек (понижение неизвестно). Состав воды, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 244,4; SO_4^{2-} 5860 (122); Cl^- 11238 (316,9); Ca^{2+} 710,3 (35,45); Mg^{2+} 493,8 (40,6); Na⁺ 8371 (364). Формула ее химического состава

$$M_{27} \frac{Cl 71 SO_4 28}{Na 82 Mg 9 Ca 8}; pH 7,7; T 15-18^\circ C.$$

Содержание микрокомпонентов, мг/л; J не обн.; Br 19,3; HBO_2 88; K 168,7; NH_4 6,7; H_2SiO_3 21; H_2S общий 78, свободный 23,5.

Район 1-6 охватывает обширную территорию почти всей Прибельской равнины и Общего Сырта, относящуюся в тектоническом плане к Бирской седловине и юго-восточному склону платформы.

В этом районе распространены почти исключительно минеральные сульфатные воды разнообразного катионного состава без специфических компонентов. Только вблизи г. Бирска известен родник с радоновой водой.

Сульфатные кальциевые воды (до 3 г/л) на территории района развиты широко, но, по-видимому, не повсеместно. Они преобладают по правобережью р. Уршак (вдоль шоссе Уфа — Стерлитамак), где на поверхность выходят галогенные породы кунгурского яруса, вдоль долины р. Белой от г. Уфы до г. Бирска, где на размытой поверхности гипсов залегают плиоценовые и современные рыхлые отложения, и на участках залегания гипсов под верхнепермскими породами мощностью до 80 м. В толще верхнепермских отложений западнее р. Белой, как было показано при описании гидрогеохимических зон, среди катионов в сульфатных водах очень часто преобладает натрий, т. е. мощность сульфатных кальциевых вод сильно сокращена или они вообще отсутствуют.

По правобережью р. Уршак и ее притокам из гипсов кунгурского яруса сульфатные кальциевые воды выходят на поверхность в виде родников с дебитом до десятков литров в секунду. Вдоль р. Белой эти воды вскрываются чаще всего скважинами. В г. Уфе в 1968—1969 гг. на базе одной из скважин режимной сети Башгидростанции организован розлив воды в бутылки для продажи под названием «Уфимский минеральный источник». Эта скважина, расположенная в северной ча-

сти города, на глубине около 40 м вскрыла самоизливающиеся воды в приконтактной части гипсов кунгура с гипсово-карбонатными породами соликамской свиты. Минерализация и состав воды (по данным Башгидростанции) в течение года меняется незначительно. В ней содержатся, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 286,7 (4,7); SO_4^{2-} 1406,4 (29,3); Cl^- 37,3 (1,05); Ca^{2+} 579,2 (28,9); Mg^{2+} 63,2 (5,2); $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 26,7 (1,16); SiO_2 12; J 0,006; Br 0,21. Формула химического состава ее

$$M_{2,3} \frac{\text{SO}_4 83 \text{ HCO}_3 13}{\text{Ca } 82 \text{ Mg } 15},$$

т. е. вода аналогична воде курорта Краинка.

Сульфатные кальциево-магниевые, натриево-кальциевые и натриевые воды, аналогичные описанным в районе 1-а, по имеющимся немногочисленным данным, устанавливаются в разрезе верхнепермских отложений описываемого района южнее широты г. Бирска примерно в той же последовательности и на тех же глубинах, что и в районе 1-а. В долине р. Уязы (правый приток р. Демы) при бурении структурно-поисковых скважин на глубине до 150 м были вскрыты самоизливающиеся (до 8,3 л/сек) сульфатно-хлоридные натриевые (2 г/л) и сульфатные натриево-кальциевые (5 г/л) воды. На отдельных участках сульфатные воды имеют слабый запах сероводорода.

Севернее широты г. Бирска распределение минеральных вод в разрезе верхнепермских отложений изучено очень слабо. При описании основных гидрогеологических закономерностей отмечалось, что здесь во многих местах на глубине свыше 25 м вскрываются пестрые по минерализации и составу воды, не содержащие специфических бальнеологически активных компонентов. При минерализации 2—3 г/л состав их сульфатный кальциевый и кальциево-натриевый, иногда хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. Местами при содержании солей от 3 до 5,5 г/л воды имеют сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый (типа ижевских минеральных) или хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый состав. При минерализации 8—15 г/л состав вод обычно сульфатно-хлоридный натриевый или хлоридно-сульфатный натриевый (в последнем случае состав их близок к новоижевским минеральным), а при содержании солей от 15 до 50 г/л — хлоридный натриевый (Са до 20%-экв).

Радоновые воды имеет Бирский минеральный родник, находящийся в 2,5 км выше г. Бирска по р. Белой (у тылового шва правобережной первой надпойменной террасы). Вода выходит в виде сильных грифонов и имеет слабый запах сероводорода. Дебит родника в теплое время года от 56 до 175 л/сек. За последние 35 лет температура (7°), минерализация и состав ее практически не изменяются, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 305 (5); SO_4^{2-} 781 (37,1); Cl^- 1711,8 (48,22); Ca^{2+} 713,8 (35,62); Mg^{2+} 68,2 (5,6); Na^+ 1129,3 (49,1); SiO_2 28; B_2O_3 2; Sr 5,7 (0—4,5). Формула химического состава воды

$$M_{5,7} \frac{\text{Cl } 53 \text{ SO}_4 41 \text{ HCO}_3 6}{\text{Na } 54 \text{ Ca } 40 \text{ Mg } 6}; \text{pH } 7,4.$$

По Г. Б. Муксинову (1957), содержание радона равно 19,7 ед. Махе.

Район 1-в занимает небольшую площадь Прибельской равнины, примыкающей к Уфимскому плато и расположенной на западном склоне Башкирского свода. В районе широко распространены минеральные воды без специфических компонентов (сульфатные кальциевые, встречаются хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые, хлоридные натриевые), а также повсеместно сероводородные воды различного состава.

Сульфатные кальциевые воды (1,2—2,6 г/л) формируются в гилсах кунгурского яруса, которые здесь выходят на поверхность или перекрыты отложениями (небольшой мощности) соликамской свиты. Это типичные для гипсовых толщ воды, состав которых можно выразить формулой

$$M_{1,2-2,6} \frac{SO_4 82-87 \text{ HCO}_3 2-16 \text{ Cl } 1-5}{Ca 75-91 \text{ Mg } 8-19 \text{ Na } 2-7}.$$

Хлоридно-сульфатные натриево-кальциевые воды (3,2—5 г/л) типа новоижевских формируются в карбонатно-галогенных отложениях иренской свиты кунгурского яруса. Они выходят на поверхность в группе Уржумских минеральных родников по берегам реч. Чегуды в 1,5—2 км выше дер. Уржумовки. Вода большей частью сочится из трещин в известняках. Суммарный дебит родников по левому берегу реки 10 л/сек. Состав воды одного из выходов:

$$M_5 \frac{Cl 63 \text{ SO}_4 30 \text{ HCO}_3 7}{Na 63 \text{ Ca } 30 \text{ Mg } 6}.$$

Хлоридные натриевые воды, близкие по составу к миргородским, имеют отдельные выходы среди Уржумских родников. Формула химического состава одного из выходов:

$$M_{12,6} \frac{Cl 80 \text{ SO}_4 18}{(Na+K) 86 \text{ Ca } 11}.$$

В водах Уржумских родников содержатся, мг/л: Вг до 3; В₂О₃ до 0,75; Sr до 5; SiO₂ до 30; почти повсеместно отмечается слабый запах сероводорода. Температура воды от 6,5 до 8°С, т. е. она иногда до 1°С выше, чем в родниках из тех же пород в бассейне р. Бирь. Обычно это объясняется подтоком вод с глубины. Возможно, что воды действительно поднимаются с глубины 50—100 м ниже современного вреза реч. Чегуды, чему, по-видимому, способствует врез ее палеодолины, прорезающей водоупорные породы (гипсы или ангидриты), из-под которых вдоль борта палеодолины вода поднимается вверх, поступая в основном непосредственно в реч. Чегуду.

Сероводородные воды различного состава (1,1—50 г/л) развиты под галогенными водоупорными породами кунгура в карбонатных нижнепермских отложениях. Эти воды вскрыты во многих местах структурно-поисковыми скважинами. На глубине от 50—200 м в днищах долин до 300—550 м на водоразделах из многих скважин воды самоизливались с дебитом 0,1—5 л/сек и имели очень сильный запах сероводорода, на основании чего они и отнесены к сероводородным, хотя количественные определения этого компонента не производились. Химический состав вод вниз по разрезу в общем виде изменяется следующим образом:

$$M_{1,1-1,8} \frac{SO_4 67-87 \text{ HCO}_3 16-23 \text{ Cl } 0-1}{Ca 64-86 \text{ Mg } 11-26 \text{ Na } 1-9};$$

$$M_{2,5-6} \frac{SO_4 50-84 \text{ Cl } 4-54 \text{ HCO}_3 2-10}{Ca 33-80 \text{ Na } 1-61 \text{ Mg } 1-53};$$

$$M_{6-10} \frac{SO_4 37-68 \text{ Cl } 27-61 \text{ HCO}_3 2-10}{Na 22-63 \text{ Ca } 16-37 \text{ Mg } 12-34};$$

$$M_{15-20} \frac{Cl 52-72 \text{ SO}_4 11-48 \text{ HCO}_3 2-17}{Na 62-74 \text{ Ca } 15-25 \text{ Mg } 1-23}.$$

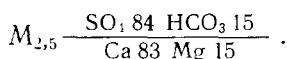
При минерализации 50 г/л воды хлоридные натриевые. Таким образом, по мере возрастания глубины здесь предполагается встретить

сероводородные воды типа кемери, сергиевских, ключевских и мацестинских.

Район 1-г занимает территорию Уфимского плато и прилегающую полосу Прибельской равнины. Здесь минеральные воды без специфических компонентов практически отсутствуют и повсеместно предполагается наличие сероводородных минеральных вод, изменение минерализации и состава которых с глубиной сходно с описанным для района 1-в. Верхняя граница зоны минеральных вод располагается в разрезе карбонатных пород нижней перми и находится на глубине 110—160 м в днищах долин и до 250 м по суходолам, а на водоразделах от 280—320 м в северо-западной до 450—480 м в юго-восточной частях района. Нижняя граница ее расположена в разрезе карбонатных пород верхнего, местами в верхней части среднего карбона. Она находится на глубине 460—520 м в днищах долин по правобережью р. Уфы, около 600 м по левобережью ее, 600—700 м в суходолах и от 680 м на северо-западе до 800 м на юго-востоке района в пределах водоразделов.

Район 1-д выделен на междуречьях Уфа—Сим и Уршак—Белая (большая часть Рязано-Охлебининского вала). Здесь развиты сульфатные кальциевые, натриево-кальциевые и сероводородные воды различного состава.

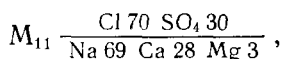
Сульфатные кальциевые воды приурочены к гипсам кунгурского яруса. По составу они не отличаются от вод в аналогичных породах района 1-в. Наиболее полно здесь изучены Ямансазовские и Талалаевские минеральные родники в Стерлитамакском районе, расположенные соответственно на право- и левобережной поймах реч. Месельки против дер. Ямансаз и вблизи дер. Талалаевки. Вода выходит в виде грифонов с дебитом соответственно около 300 и 1,7 л/сек (в последнем случае часть выходов затоплена прудом). Химический состав вод родников однотипен и имеет формулу:



В воде содержатся, мг/л: J менее 0,25, Br 0,02; Al_2O_3 3,7; Fe_2O_3 0,3; SiO_2 28. О содержании сероводорода достоверных данных не имеется. По сведениям А. Н. Фонарева, обследовавшего родник в 1939 г., в лабораторных условиях сероводород в водах не обнаружен или отмечают его следы, а по полевым определениям содержание его в воде Талалаевского родника достигает 16 мг/л.

Сульфатные натриево-кальциевые воды (1,6—3,6 г/л) вскрываются в гипсах кунгура по бортам палеодолины р. Белой и в галечниках кинельской свиты плиоцена. Часто эти воды самоизливаются из скважин с дебитом до 22 л/сек.

Сероводородные воды (11—50 г/л) вскрываются ниже подошвы галогенных пород кунгура на глубине 230—300 м в днищах долин и около 400 м на водоразделах в карбонатных отложениях филипповской свиты. Воды напорные (вдоль рек до самоизлива). На Толбазинской структурно-поисковой площади в скв. 612 (между селами Нов. Барятино и Костяково Стерлитамакского района) из интервала 240—329 м получена вода следующего состава:



а в скв. 577 (у дер. Танеевки) из интервала 268—332 м состав воды уже иной:

$$M_{21} \frac{Cl\ 72\ HCO_3\ 17\ SO_4\ 11}{Na\ 74\ Ca\ 25\ Mg\ 1}.$$

Вблизи г. Уфы (на левобережье р. Уфы около дер. Базелевки) вода самоизливала с глубины 285 м и имела состав:

$$M_{50} \frac{Cl\ 91\ SO_4\ 9}{Na\ 92\ Ca\ 3}.$$

Район 1-е занимает Юрюзано-Сылвенскую депрессию и прилегающую к ней часть Западно-Уральской внешней зоны складчатости. На основании единичных данных по глубоким нефтепоисковым и разведочным скважинам и состава пород можно предположить наличие в верхней части разреза преимущественно сульфатных минеральных вод различного катионного состава до глубины 40—150 м в днищах долин и 140—350 м на водоразделах. Ниже, на глубине до 350—500 м под днищами долин и до 700 м на водоразделах, предполагается наличие сероводородных сульфатно-хлоридных, хлоридно-сульфатных и хлоридных минеральных вод с преобладанием натрия и с минерализацией до 50 г/л, так как песчаниково-аргиллитовые породы артинского, сакмарского, ассельского ярусов нижней перми, верхнего и среднего карбона обычно содержат органическое вещество, особенно много которого в битуминозных отложениях янгатауской свиты артинского яруса. В днище долины реч. Атавки (в 1,5 км от с. Таймеево) сульфатные кальциево-магниевые воды (1,2 г/л) с сильным запахом сероводорода были встречены в разрушенных битуминозных породах этой свиты на глубине около 40 м.

Радоновые воды установлены в родниках, выходящих из пород янгатауской свиты вдоль левого берега р. Юрюзань от с. Куселярово вниз до горы Куткантау на протяжении около 3,5 км. Г. В. Вахрушев (1961) отмечает также три родника на правом берегу реки южнее с. Махмутово (против горы Куткантау). Вода выходит в виде сильных струй из трещин в породах янгатауской свиты у подножия горы Куткантау и в русле р. Юрюзань или в виде грифонов из аллювиальных отложений на пойме и первой надпойменной террасе, где наблюдаются небольшие заболоченности. Дебит отдельных выходов от сотых долей до 18 л/сек. Воды большинства родников имеют слабый запах сероводорода и температуру 15—21°С. Наиболее известен родник «Кислый», расположенный у подножия горы Куткантау на левобережной первой надпойменной террасе (в 40 м от р. Юрюзань). Дебит его 10—12 л/сек. Температура воды 20—21°С, средний химический состав, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 341,6 (5,6); SO_4^{2-} 234,5 (4,89); Cl^- 194,5 (5,48); Ca^{2+} 115,2 (5,75); Mg^{2+} 48,3 (3,97); $Na^+ + K^+$ 14,5 (6,3). Формула химического состава:

$$M_{0,8} \frac{HCO_3\ 35\ Cl\ 34\ SO_4\ 31}{Na\ 39\ Ca\ 36\ Mg\ 25}.$$

В разные годы отмечается изменение минерализации и состава:

$$M_{0,7-0,9} \frac{Cl\ 34-45\ HCO_3\ 25-35\ SO_4\ 23-36}{Ca\ 36-56\ Mg\ 25-36\ Na\ 10-32};\ pH\ 7,4.$$

Периодически из воды выделяются пузырьки газов, по С. С. Осипову (1938 г.), состоящих в (%): N_2 98,8; O_2 0,9; CO_2 0,3; CH_4 0,04. Сероводорода в воде около 1 мг/л. Близкий состав имеют воды и других родников.

Содержание радона в воде родников от 1,1 до 5,5 ед. Махе (данные В. М. Головкова и др.). Согласно классификации А. М. Овчинникова (1963), воды отдельных родников по концентрации радона могут быть отнесены к лечебным слаборадоновым, поскольку родники имеют большой дебит и повышенную температуру воды, что позволяет использовать

ее в проточных бассейнах без дополнительного подогрева или с незначительным подогревом.

Имеется еще один родник с температурой воды 16°C , который по своему происхождению считается во многом аналогичным вышеописанным родникам, но имеет отличный состав воды. Это хорошо известный родник «Кургазак». Он находится в 2,5 км южнее курорта Янгатау на левом склоне долины р. Юрюзань (в 22 км выше с. Куселярово) и выходит из известняков нижнего карбона с дебитом в летнее время около 120 л/сек. Состав воды, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 366 (6); SO_4^{2-} 37 (0,77); Cl^- 10,3 (0,29); Ca^{2+} 67,3 (4,36); Mg^{2+} 21,7 (1,79); $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 20,9 (0,91). Формула ее химического состава:

$$\text{M}_{0,4} \frac{\text{HCO}_3 \ 85 \ \text{SO}_4 \ 10 \ \text{Cl} \ 5}{\text{Ca} \ 52 \ \text{Mg} \ 25 \ \text{Na} \ 13}.$$

Содержание радона в воде до 17 ед. Махе, общей углекислоты 214,4 мг/л (по данным К. А. и Л. А. Миловидовых). Эта слаборадоновая вода как лечебно-питьевая используется на курорте Янгантау.

Существует мнение (Н. Д. Буданов и др.), что появление родника «Кургазак» и родников у горы Куткантау связано с восходящими глубинными струями подземных вод, поднимающихся по зоне разлома. Однако существование последнего вдоль р. Юрюзань на отрезке выходов родников у с. Куселярово и горы Куткантау пока не подтверждается достоверными данными. Выше по р. Юрюзань (от с. Ахуново) четко фиксируется по контурам на геологической карте юго-восточная ветвь Каратауского разлома, проходящая примерно в 0,4 км от родника «Кургазак». Против подъема вод с больших глубин свидетельствует также их низкая минерализация, которая вряд ли может быть объяснена сильным разбавлением, если учесть стремительность выходов и сохранение высокой температуры воды. Поэтому Г. В. Вахрушев (1961) допускает возможность повышения температуры вод в родниках у горы Куткантау за счет экзотермических процессов, аналогичных наблюдаемым на горе Янгантау, а родник «Кургазак» считает сифонным, к которому воды поступают со стороны Каратауского антиклинория и приобретают высокую температуру в известняках нижнего карбона на глубине 600—700 м, не повышая минерализацию из-за большой скорости движения в карстованных породах. Не отрицая такую схему циркуляции вод к роднику «Кургазак», необходимо отметить малую вероятность (или невозможность) повышения температуры вод без возрастания их минерализации при погружении на глубину до 600—700 м даже при больших скоростях движения. Сейчас, когда доказана экзогенная природа тепловых явлений на горе Янгантау (ранее часть исследователей считала их результатом прогрева пород тепловыми струями, поднимающимися с глубины по зоне разлома) за счет медленного, но полного окисления органического вещества в породах янгантауской свиты (Штильмарк, 1960; данные Г. Ф. Пилюшенко и В. В. Штильмарка за 1963 г.), представляется наиболее вероятным повышение температуры вод в родниках, а также и в скважинах, вскрывших аналогичные воды у с. Куселярово, связывать с процессами термовыветривания, которые здесь не имеют столь явной выраженности, как на горе Янгантау. Воды родника «Кургазак» до выхода на поверхность, по-видимому, имеют возможность для

* Анализами разных лет устанавливаются колебания в содержании компонентов (особенно катионов) без изменения типа воды, а Л. В. Славянова (анализ 1960 г.) приводит следующую формулу:

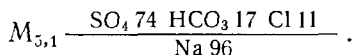
$$\text{M}_{0,4} \frac{\text{HCO}_3 \ 49 \ \text{Cl} \ 45 \ \text{SO}_4 \ 6}{\text{Na} \ 43 \ \text{Ca} \ 36 \ \text{Mg} \ 24}.$$

тельно соприкасаться с породами янгантауской свиты, которые в зоне разлома барражируют подземные воды, поступающие из каменноугольных известняков. В связи с этим интересны данные Г. Ф. Пилипенко и В. В. Штильмарка о близости состава (битуминозный характер) органических соединений в конденсате термальных газов на горе Янгантау и воде родника «Кургазак», что, по их мнению, может свидетельствовать о поступлении органики в воды родника из пород янгантауской свиты. Специфика химического состава вод в родниках и скважинах вблизи с. Кусяларово и горы Куткантау может быть объяснена обогащением их за счет поглощения солевого комплекса пород янгантауской свиты, чему, возможно, способствует термоокисление. Здесь имеются родники с температурой воды до 17,5° С, аналогичной по составу воде родника «Кургазак», что также не противоречит приведенной схеме повышения температуры вод в последнем.

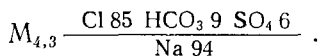
Район 1-ж соответствует Бельской депрессии, где распространение и состав минеральных вод изучены очень слабо.

Сульфатные кальциевые воды здесь встречаются на участках выхода на поверхность гипсов кунгура и в загипсованных толщах верхнепермских красноцветов.

Сульфатные кальциево-натриевые и натриевые воды известны в подошвенной части мезо-кайнозойских отложений, залегающих на гипсах кунгура, и в толще верхнепермских красноцветов на глубине более 100 м. Так, скважина вблизи дер. Асы на р. Инзер вскрыла в верхнепермских породах на глубине примерно 100—150 м воды (с содержанием сероводорода до 10 мг/л) следующего состава:



Хлоридные натриевые воды (до 50 г/л) возможны в южной части Бельской депрессии на глубине до 100—150 м ниже днищ долин в местах высокого положения (на абс. отм. до 100 м) вершин соляных куполов. Об этом, видимо, свидетельствует Якутовский минеральный родник, расположенный в 2,6 км выше дер. Якутова у основания левого склона долины реч. Казлаир в борту грабена. Выход родника маскирует небольшое озеро, поверхность которого сливается с поймой. Состав воды:



Район 1-з выделяется вдоль восточной границы Бельской депрессии и занимает полосу низкогорных хребтов в полосе выходов на поверхность преимущественно терригенных пород нижней перми севернее р. Бол. Ик и карбонатно-терригенных отложений нижней перми и карбона южнее этой реки. Здесь установлено наличие сульфатных кальциевых, хлоридных натриевых, сероводородных и радоновых вод.

Сульфатные кальциевые воды развиты преимущественно в загипсованных песчаниках, линзах и прослоях гипсов артинского яруса. Наиболее хорошо они изучены в роднике «Горький ключ». Он расположен примерно в 2 км от Красноусольского курорта на правом берегу р. Усолки и выходит из мощного пласта гипсов, залегающего среди песчаников верхнеартинского подъяруса. У места выхода имеется воронка, а ниже течет ручей с расходом 40—75 л/сек. По В. А. Арбузову и В. Т. Кожевниковой (1962 г.), состав воды, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 292,8 (4,6); SO_4^{2-} 1308,2 (27,23); Cl—8,3 (0,23); Ca^{2+} 585,1 (29,2); Mg^{2+} 29,7 (2,45); Na^+ 9,2 (0,4); K+1 (0,03). Сухой остаток 2,09 г/л, сумма солей 2,25 г/л, pH 7,35, температура воды 6,7—8,5° С, содержание H_2SiO_3

10,9 мг/л, F 0,4 мг/л, В следы, J, Li, NH₄, Fe, Al, Mn, Cu, As не обнаружены. Формула ее химического состава:

$$M_2 \frac{SO_4 85 \text{ HCO}_3 14}{Ca 91 \text{ Mg } 8},$$

т. е. она близка воде курорта Краинка и используется как лечебно-питьевая на Красноусольском курорте.

Хлоридные натриевые бессероводородные, сероводородные и радоновые воды различной минерализации выходя на поверхность и вскрыты скважинами на Красноусольском курорте, в результате чего представляется целесообразным описать их совместно для более полного представления о курорте.

Минеральные воды Красноусольского курорта известны с давних пор. Курорт расположен в долине р. Усолки, прорезающей вкосте простиранная Усольскую антиклиналь, в своде которой вскрыты каменноугольные известняки. Из этих известняков выходят минеральные родники, на которых долгое время базировался курорт. Лишь в 1958—1961 гг. Центральным институтом курортологии и физиотерапии проведены комплексные гидрогеологические исследования с бурением разведочных и каптажных скважин с целью вскрытия различных минеральных вод.

Родники выходят по берегам р. Усолки на протяжении около 700 м. Общий средний расход их 315 л/сек, минимальный 123, максимальный 470 л/сек (данные В. А. Арбузова и В. Т. Кожевниковой). Состав вод родников хлоридный натриевый, минерализация ее от 3—10 до 44 г/л, содержание сероводорода от 1—22 до 59 мг/л, радона от 2—12 до 62 ед. Махе. До недавнего времени для ванн использовалась сероводородная вода родника № 1, а как лебечно-питьевая — радоновая вода родника № 11. Дебит родника № 1 в течение года от 5 до 20 л/сек, минерализация воды в нем от 21 до 44 г/л, химический состав практически не меняется.

$$\frac{Cl 94 \text{ SO}_4 5}{Na 94 \text{ Ca } 3}; T 10,2—11,2 \text{ } ^\circ\text{C},$$

содержание сероводорода равно 7,4—21,5 мг/л, радона 1,7—4 ед. Махе. Дебит родника № 11 0,05—0,3 л/сек, формула химического состава воды:

$$M_{9,6—15,6} \frac{Cl 92—94}{Na 91—95 \text{ Ca } 5}; T 10—11,5 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

Содержание радона от 36 до 62,1 ед. Махе.

Бурением скважин и опытными работами, проведенными В. А. Арбузовым и В. Т. Кожевниковой, установлено, что в западном крыле Усольской антиклинали в мергелях с прослоями известняков (нижняя пермь) до глубины 138 м циркулируют напорные воды. Дебиты скважин при самоизливах не превышают 0,25 л/сек, а при откачках — 0,37 л/сек при понижении 6,75 м. Минерализация вод до глубины 15 м составляет 1—1,5 г/л при гидрокарбонатно-сульфатном кальциевом составе. При углублении скважин (без перекрытия верхних интервалов) минерализация вод увеличивается до 4,6 г/л, а тип их становится хлоридно-гидрокарбонатным натриевым. Содержание сероводорода от 7 до 51—128 мг/л, радона от 0,7 до 6,6 ед. Махе.

В своде Усольской антиклинали в интенсивно трещиноватых известняках карбона вскрыты также напорные воды. Дебит скважин при самоизливе в отдельных случаях до 10 л/сек, а при откачках 2,5 л/сек при понижении 1,6—9,5 м и 17,2 л/сек при понижении 0,15 и 0,44 м. Минерализация вод от 1,5 до 1,5 г/л, тип их становится хлоридно-гидрокарбонатным натриевым. Содержание сероводорода от 7 до 51—128 мг/л, радона от 0,7 до 6,6 ед. Махе.

рализация вод от 40 г/л на глубине 10—20 м до 82 г/л при откачке из интервала 89,5—150,65 м (скв. 1 РЭ). Состав вод хлоридный натриевый, содержание сероводорода 5,4—36 мг/л, радона от 2,5 до 9,9 ед. Махе. Вблизи родника № 11 (в основании левого склона долины реки) обнаружены воды с содержанием радона 175—210 ед. Махе. Насыщение их радоном происходит на контакте песчано-глинистых аллювиально-делювиальных четвертичных отложений с известняками карбона. С глубиной минерализация вод увеличивается, а содержание радона уменьшается (в скв. 1 РЭ в интервале 30—190 м оно не превышает 4 ед. Махе).

В эксплуатационных скважинах (2-к, 3-к, 4-к) самоизливающиеся воды имеют одинаковый состав, но различную минерализацию и различное содержание сероводорода. Скважиной 2-к (120 м) воды вскрыты в мергельной толще нижней перми в интервале 42—120 м. Дебит при самоизливе 0,015—0,033 л/сек, при откачках до 0,25 л/сек при понижении 13,75 м. Состав воды, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 568,5 (9,32); SO_4^{2-} 2085,7 (43,42); Cl^- 24 353 (686,77); Ca^{2+} 438,9 (21,94); Mg^{2+} 228,6 (18,8), Na^+ 15 795,2 (686,75); K^+ 475 (12,15) и выражается формулой

$$M_{14} \frac{\text{Cl } 93 \text{ SO}_4 6}{\text{Na } 93}; \text{pH } 7,8; \text{ T } 10^\circ, 2 \text{ C.}$$

Содержание (мг/л) сероводорода 71,6, в том числе свободного 0,7; брома 4,9, йода следы; угольного ангидрида 53. Высокую минерализацию воды В. А. Арбузов и В. Т. Кожевникова объясняют подтоком вод из каменноугольных отложений.

Скважина 3-к до глубины 138 м пройдена в нижнепермских мергелях с прослоями известняков, а ниже (до 190 м) в известняках карбона. До глубины 128,2 м она обсажена глухими трубами. Дебит ее при самоизливе 0,85 л/сек с понижением уровня на 1,5 м. Состав воды, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 362,3 (5,96); SO_4^{2-} 3912,2 (81,45); Cl^- 37044 (1044,67); Ca^{2+} 726 (36,29); Mg^{2+} 300,6 (24,72); Na^+ 24 265,5 (1055,02); K^+ 632,5 (16,17). Формула ее химического состава:

$$M_{67} \frac{\text{Cl } 92 \text{ SO}_4 7}{\text{Na } 93}; \text{pH } 7,4; \text{ T } 11^\circ, 8 \text{ C.}$$

В воде обнаружены, мг/л: NH_4 0,1, Br 6,3; J следы; H_2SiO_3 7,3; H_2S 45, в том числе свободный 0,8.

Скважина 4-к (23 м) вскрыла воды в известняках карбона. До 16 м она обсажена трубами. Дебит ее при самоизливе 4,3 л/сек. Состав воды, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 305 (5); SO_4^{2-} 1703 (35,45); Cl^- 23 152, 5 (652,87); Ca^{2+} 726,1 (36,29); Mg^{2+} 153,9 (12,66) Na^+ 14 807,6 (643,81); K^+ 23,5 (0,59). Формула ее химического состава:

$$M_{40,6} \frac{\text{Cl } 94 \text{ SO}_4 5}{\text{Na } 93 \text{ Ca } 5}; \text{pH } 7; \text{ T } 12^\circ, 5 \text{ C.}$$

Содержание сероводорода 5,4 г/л (свободный отсутствует); радона 3,3 ед. Махе; H_2SiO_3 6,9 мг/л.

Сероводородные воды различного состава в пределах этого района возможны на разных глубинах в нижнепермских отложениях с частым переслаиванием различных по составу пород. Наличие сероводорода (не определенного количественно) фиксировалось в отдельных местах при глубине скважин до 30 м, вскрывших сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниево-хлоридные натриевые воды с минерализацией соответственно 1,2 и 3,2 г/л. В целом по району верхняя граница сероводородных (преимущественно хлоридных натриевых) вод предполагается в днищах долин на глубине 15—20 м у Красноусольских род-

ников, 300—350 м в толщах частого переслаивания пород и до 450 м в выдержанных карбонатных толщах, а на водоразделах в двух последних случаях соответственно 350—400 и до 750 м. Не исключено, что местами в сводах антиклиналей она не опускается глубже 150 м. В скв. 1 на Арх-Латышской площади в нижнепермских отложениях на глубине 567 м воды имеют состав:

$$M_{49} \frac{Cl 99}{Na 89 Mg 7}.$$

Район 1-и занимает низкогорные хребты западного склона Урала в пределах выходов на поверхность преимущественно карбонатных отложений карбона и девона севернее р. Бол. Ик, т. е. большую часть Западно-Уральской внешней зоны складчатости.

В этом районе предполагается наличие различных по химическому составу и минерализации минеральных вод без специфических компонентов, а также сероводородных до глубины 400—600 м в днищах долин и 700—900 м на водоразделах. Пока же здесь по рекам Басу, Аскын и Зилим известны Тереклинский, Аскынский и Таш-Астинский минеральные родники с хлоридными натриевыми водами невысокой минерализации. Эти родники неоднократно упоминаются в литературе, но наиболее детально обследованы М. С. Верзаковым и другими в 1961—1963 гг. при проведении гидрогеологической съемки.

Тереклинский родник находится в 1,8 км юго-восточнее дер. Тереклы у подножия правого склона долины р. Басу. Вода выходит грифонами из-под осыпей обломков и глыб известняков (на площади развития верхне-среднекаменноугольных отложений). Суммарный дебит родника от 67 л/сек (30/IX 1961 г.) до 100 л/сек (8/VI 1961 г.). Состав воды (8/VI 1961 г.)

$$M_{1,7} \frac{Cl 82 HCO_3 13 SO_4 5}{Na 83 Ca 12 Mg 5}; pH 7,2; T 8^\circ C.$$

В течение июня—октября минерализация воды менялась от 1,05 до 1,65 г/л.

Аскынский родник расположен у юго-восточной окраины дер. Солонцы на пойме и у подножия правого склона долины р. Аскын. Вода выходит рассредоточенными восходящими струями из известняков среднего карбона с общим дебитом от 50 до 90 л/сек (теплый период 1961 г.). Состав воды одного из выходов выражается формулой

$$M_{1,9} \frac{Cl 81 HCO_3 15}{Na 81 Ca 13 Mg 6}; pH 7,4; T 10^\circ C.$$

Таш-Астинский родник находится на острове р. Зилим против западной окраины дер. Таш-Асты и выходит из аллювиальных песчано-галечных отложений в месте пересечения рекой свода антиклинали (в ядре среднекаменноугольные известняки). Максимальный дебит его (7/VI 1961 г.) 70 л/сек, минимальный (15/XII 1961 г.) 45 л/сек. Состав воды (28/IX 1961 г.):

$$M_{3,6} \frac{Cl 89 HCO_3 7}{Na 89 Ca 8}.$$

В течение теплого периода 1961 г. минерализация изменялась от 3 до 3,6 г/л.

Рассолы (более 50 г/л) на территории Волго-Камского артезианского бассейна распространены повсеместно. Минерализация их в основном палеозойских отложений достигает 329 г/л, химический состав хлоридный натриевый и натриево-кальциевый (см. гл. VIII). На боль-

шей части территории бассейна до глубины в среднем 1500 м они содержат сероводород.

Данные, полученные при бурении нефтеразведочных скважин, показывают, что минимальная глубина вскрытия рассолов составляет 300—500 м в днищах долин рек и до 900 м на водоразделах. Только в Бельской депрессии и на крайнем юго-востоке платформы, где рассолы залегают под мощной толщей галогенных пород кунгура, глубина вскрытия их местами достигает 2000—3500 м. В Предуральском прогибе наиболее глубоко (до 4000 м) находится также и нижняя граница зоны рассолов в палеозойских (не древнее среднедевонских) отложениях *. Установившийся уровень для верхней части зоны рассолов находится на глубине от 0 до 70—100 м в днищах долин и до 400 м на водоразделах, а для нижней — от 100—300 м в днищах долин до 700 м на водоразделах. Освоенность территории распространения рассолов в целом удовлетворительная, а в районах нефтяных месторождений, где уже имеются коммуникации и для извлечения рассолов возможна эксплуатация нефтяных скважин, — хорошая.

На обширной территории платформенной области дебиты нефтеразведочных и эксплуатационных скважин весьма различны. Как было показано при общей характеристике водоносности разреза, местами отмечены самоизливы вод из карбонатных пород от нижней перми до башкирского яруса карбона. Дебит скважин при самоизливе из нижнепермских пород в нижнем течении р. Белой достигает 1300 м³/сутки, а из отложения башкирского яруса на Северо-Культебинской площади 5000 м³/сутки. В то же время во многих скважинах из карбонатных пород от нижней перми до семилукского горизонта (доманика) верхнего девона получены дебиты от десятых долей или десятков до 300—600 м³/сутки при понижении уровня до 500—600 м, а в отдельных случаях до 900 м. По совокупности данных (литологии пород, полученных дебитах скважин, величинах поглощений промывочной жидкости при бурении и при наливах) можно полагать, что в указанном интервале разреза на отдельных участках из большей части карбонатных толщ будут получены дебиты скважин до 250—500 м³/сутки и более при понижении до 300—500 м. Это наиболее вероятно при вскрытии хорошо проницаемых пород каширского горизонта и башкирского яруса среднего карбона, намюрского и визейского ярусов нижнего карбона, а также фаменского яруса верхнего девона, в которых скважины при свободных наливах поглощают воду до 2000—10 000 м³/сутки. Скважины в терригенно-карбонатных породах верейского горизонта среднего карбона и в преимущественно терригенных отложениях нижнего карбона имеют низкую производительность, не превышающую (для песчаников нижнего карбона) 260 м³/сутки при понижении 500—600 м. Среди карбонатно-терригенных отложений верхнего и среднего девона наиболее производительны выдержанные песчаниковые пласты Д₁, Д₂ и Д₃, из которых иногда возможны притоки до 150 м³/сутки почти без понижения уровня и до 350—500 м³/сутки при понижении до 500 м.

В рассолах, заключенных в нижнепермских и более древних (до кровли доманика) преимущественно карбонатных породах, содержатся йод и бром. Содержание калия по разрезу колеблется от 500 до 2000 мг/л.

Эти данные показывают, что в большей части мощности зоны рассолы в пределах платформы перспективны на извлечение из них калия. Однако в отношении возможной глубины динамического уровня при

* Рассолы в досреднедевонских породах практически не изучены

откачках территория во многих местах (на водоразделах) неблагоприятна для добычи рассолов (особенно из нижних водоносных комплексов). Примерно такие же перспективы, судя по отдельным опробованиям скважин, и в Юрюзано-Сылвенской депрессии.

На площади узкой полосы распространения рифовых массивов нижнепермского возраста вдоль западного борта Бельской депрессии глубина вскрытия рассолов составляет 500—2000 м. Производительность скважин и положение статического уровня рассолов изучены очень слабо. Известно, что в пределах Ишимбайской группы рифов из отдельных скважин рассолы самоизливались с дебитом до $180 \text{ м}^3/\text{сутки}$, при откачке из других были получены дебиты около $100 \text{ м}^3/\text{сутки}$ при понижении уровня до 260 м, но в части скважин во время эксплуатации нефтяных залежей происходило быстрое снижение уровней (до 100 м в год) и в дальнейшем наступала почти полная потеря притока. В 1952 г., по данным О. И. Авдеевой, А. Т. Козлова и др., общее количество рассолов, извлекаемых попутно с нефтью, из 82 скважин на шести рифовых массивах Ишимбайской группы составило 110 000 т в год, или около $300 \text{ м}^3/\text{сутки}$, а в 1960 г. (по подсчету Е. И. Кудрявцевой) $84\,833 \text{ м}^3$ в год, или $230 \text{ м}^3/\text{сутки}$ (количество скважин не указано). На Столяровском массиве в 1960 г. вместе с нефтью извлекалось около $80 \text{ м}^3/\text{сутки}$ рассолов, на Введенском около $70 \text{ м}^3/\text{сутки}$, на других меньше. Эти данные не позволяют обоснованно говорить об эксплуатационных дебитах скважин, но, учитывая расход воды при самоизливах, можно полагать, что получение 200—250 $\text{м}^3/\text{сутки}$ рассолов по отдельным скважинам вполне возможно.

Минерализация рассолов в рифовых массивах, исключая массивы, выходящие на поверхность вблизи городов Стерлитамака и Ишимбая, достигает 290—310 г/л. Состав их исключительно хлоридный натриевый. Среднее содержание микрокомпонентов (мг/л): К 1500—2000, NH_4 100—400.

В Бельской депрессии рассолы известны на глубине более 600 м в породах верхней перми, но они не изучены. В нижнепермских и более древних отложениях глубина вскрытия рассолов колеблется от 20 м в районе Красноусольских минеральных родников до 3500 м в местах развития мощных галогенных толщ кунгура. Сведения о дебитах скважин и положении установившегося уровня рассолов крайне ограничены. Известны случаи самоизлива вод из нижнепермских и верхнекаменноугольных известняков и мергелей, вскрытых в сводах антиклиналей. Дебит таких скважин 12—100 $\text{м}^3/\text{сутки}$. На Кинзебулатовском месторождении нефти, по данным О. И. Авдеевой, А. Т. Козлова и др., в 1952—1954 гг. попутно с нефтью извлекалось ежегодно около 1 млн. т рассолов, что в среднем составляет около $2740 \text{ м}^3/\text{сутки}$, или около $70 \text{ м}^3/\text{сутки}$ на одну скважину. Вероятно, что эти данные свидетельствуют лишь о порядке возможных дебитов скважин из карбонатных пород нижней перми и более древних. Из терригенных пород девона практический интерес для извлечения рассолов представляют только песчаники такатинской свиты эйфельского яруса.

Минерализация рассолов в пределах Бельской депрессии от 50—140 г/л на отдельных участках у верхней границы зоны до 147—290 г/л в наиболее глубоко погруженных отложениях девона (в нижней части зоны). Состав рассолов на всех глубинах их вскрытия хлоридный натриевый. Содержание в них микрокомпонентов изучено совершенно недостаточно. Местами в рассолах нижнепермских отложениях установлены иод и бром. Судя по общему составу рассолов предположительно вся территория перспективна на калий.

В настоящее время по имеющимся данным невозможно определить даже в грубом приближении эксплуатационные запасы промышленных рассолов.

Лечебные грязи в пределах Волго-Камского артезианского бассейна развиты локально и больших скоплений их нет. Они имеются у мест выхода минеральных родников, на дне некоторых озер, на площади торфяных болот и в целом изучены очень слабо.

В настоящее время значительные скопления грязей, имеющих практическое значение для бальнеологии, известны у выходов Красноуфимских, Бирского, «Кислого», Ямансазовских и некоторых других минеральных родников, на дне озер Кандрыкуль и Асликуль. Свойства и состав их изучены практически на Красноуфимском курорте и в указанных озерах.

У выходов Красноуфимских минеральных родников имеются два месторождения лечебных грязей: «Минеральный канал» и «Лесная станица» (по Т. М. Сафроновой) с общими запасами 1300 т. Количество грязей может быть увеличено путем устройства регенерационных бассейнов. Грязь темно серая или черная, удельный вес ее 1,31—1,86 г/см³, консистенция густой сметаны, окислительно-восстановительный потенциал (Eh) 185—250 мВ, сопротивление сдвигу 1200—4500 дин/см², влажность 31,1—68%, зольность около 90% (на сухое вещество), содержание органических веществ 1,68—2,87, сероводорода 124—340 мг на 100 г грязи. Минерализация раствора 25—50 г/л, состав хлоридный натриевый, рН около 7,5. Грязи используются в грязелечебнице.

Вокруг Бирского родника имеются скопления пластичных грязей удельного веса 1,43 г/см³. Содержание воды в них (Г. Б. Муксинов, 1957 г.) 44,49%, сероводорода 530 мг на 100 г грязи. Запасы грязей около 1730 м³ (Вахрушев, 1961).

У мест выхода других минеральных родников лечебные грязи не изучены. Известно, что они обычно пластичные и обладают сероводородным запахом.

На дне оз. Кандрыкуль имеется иловая грязь, которая находится на глубине 7—8 м и более и не содержит крупных механических примесей (данные А. И. Спасокукоцкого за 1943 г.). Мощность ее до 1—1,5 м, общие запасы около 6 млн т. Грязь серая с зеленоватым оттенком, маслянистая, с запахом сероводорода, удельный вес ее 1,1—1,34 г/см³. В жидкой фазе содержатся (вес. %) вода 88,89, растворимые соли 0,15, а в твердой фазе — кальциево-магnezияльные соли 2,8, глинистые и коллоидные частицы 1,18, силикатные частицы 7,22.

Дно оз. Асликуль устилает слой грязи, мощность и запасы которой не определены. Состав ее, по Е. С. Бурксеру и А. И. Спасокукоцкому (вес. %) вода 72,1, растворимые соли 0,45, силикатные частицы 6,5, кальциево-магnezиевые соли 9,77, коллоидные и глинистые частицы 1,44. Имеются также сероводород и йод соответственно 0,0425 и 0,00926% на 100 г сырой грязи.

С точки зрения обнаружения лечебных сапропелевых грязей представляют интерес старичные и некоторые карстовые озера, а для торфяных грязей — болота в днищах речных долин.

Помимо минеральных вод и лечебных грязей, в Башкирии на курорте Янгантау (Горелая гора) в качестве лечебного фактора используются сильно нагретый пар и сухой газ, выделяющиеся из трещин в породах янгантауской и тандакской свит артинского яруса. Эта единственная в СССР газотермальная лечебница расположена в северо-восточной части Башкирии, в 42 км севернее ст. Кропачево на правом берегу р. Юрюзань. Уникальное термальное явление на горе Янгантау было впервые описано П. С. Палласом, посетившим этот район в 1770 г., и в дальней-

шем привлекло внимание многих исследователей. Только в последние годы (1953—1963) благодаря разносторонним исследованиям Центрального института курортологии и физиотерапии, проводившимся при научном руководстве В. В. Штильмарка, было доказано, что выделение тепла происходит за счет медленного (но полного) окисления органического вещества в мергелях янгантауской свиты, приводящего к самонагреванию пород и циркулирующего по трещинам атмосферного воздуха. Таким образом, термальные газы представляют собой продукт изменения (несколько повышенное содержание углекислого газа) атмосферного воздуха под влиянием термоокислительного процесса. Температура пород в ядре аномалии (на глубине 60—90 м) достигает 400° С, температура выделяющихся газов 40—140° С. Эксплуатационные ресурсы газов при естественном их выходе из трещин в породах, по данным Г. Ф. Пилипенко и В. В. Штильмарка, равны 725 л/сек, а минимальные сроки существования аномалии составят 450 лет.

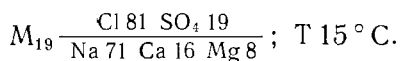
БАССЕЙН ТРЕЩИННЫХ ВОД СКЛАДЧАТОГО УРАЛА

На территории этого бассейна минеральные воды с содержанием специфических компонентов в нужных концентрациях пока не установлены, хотя возможность наличия их в карбонатных толщах, залегающих под песчаниково-сланцевыми породами ниже вреза гидрографической сети, в зонах глубоких разломов и в других местах не исключается. Минеральные воды без специфических компонентов и минеральные грязи развиты также ограниченно и изучены недостаточно.

Минеральные воды различного состава без специфических компонентов известны преимущественно в Тагило-Магнитогорском прогибе.

Сульфатно-хлоридные и хлоридные натриево-кальциевые и натриево-магниевые воды (2,7—4,7 г/л) вскрыты отдельными скважинами в терригенных и карбонатных отложениях уртазымской и кизильской свит карбона.

Хлоридные натриево-магниевые и натриевые воды (6—15 г/л) вскрываются местами в терригенных триасовых и юрских отложениях. В Центрально-Уральском поднятии аналогичный состав имеют Ассинские минеральные родники, расположенные вблизи дер. Ассы Белорецкого района вдоль левых берегов реч. Юрмаш (правый приток р. Инзер) и руч. Туз-Елга (левый приток реч. Юрмаш). Родники выходят мелкими грифонами на протяжении около 2 км. Наиболее крупный выход (до 0,25 л/сек при общем расходе всех грифонов около 11 л/сек) каптирован копанью, закрепленной деревянным срубом, из которой вода по желобу поступает в больницу, где используется для ванн и как лечебная питьевая. По данным В. В. Штильмарка, В. А. Думплицкой и др., химический состав воды, мг/л (мг-экв): HCO_3^- 123,5 (2,0); SO_4^{2-} 2793,2 (58,3); Cl^- 9016 (254,3); Ca^{2+} 980 (48,9); Mg^{2+} 360 (29,3); Na^+ 5171 (224,8); K^+ 450 (11,5). Формула химического состава



Из микрокомпонентов в воде обнаружены (мг/л): сероводород 1,7; бром 4; железо 2,4; марганец 0,7; стронций 0,3—1; свинец 0,001; кремневая кислота 9,6. Л. В. Славянова (1963) отмечает присутствие в воде йода (до 2 мг/л). Минерализация и состав воды в течение последних 70 лет довольно постоянны.

Большая часть выходов Ассинских родников имеет минерализацию воды 1,3—5,5 г/л. Содержания отдельных компонентов в ней составляют

(%-экв): Cl 63—78; HCO₃ до 24; Na 39—68; Ca 20—38; Mg до 30; температура 7,2—12,5°С. Воды родников выделяют газы, среди которых преобладает азот, а углекислый газ составляет около 20 мг/л. Минеральные родники выходят из известняков катавской свиты, обнажающихся на поверхности в краевых частях крыльев сложнопостроенной синклинали. Врез рек Инзер и Юрмаш на этом участке наиболее глубокий (ниже других рек на 70—160 м и более). При ширине синклинали по контуру подошвы катавской свиты до 20 км и предполагаемой глубине погружения кровли до 600 м такая разница в уровнях подземных вод на крыльях складки позволяет допустить возможность выдавливания минерализованных вод из ее центральной части к западному борту, где они и разгружаются в виде родников.

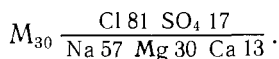
Кислые воды (рН 2,9—6,6) преимущественно сульфатные натриевые с высоким содержанием железа, алюминия, марганца, меди и других металлов (типа блявинских и гайских в Оренбургской области) при минерализации 2,4—8 г/л развиты вблизи рудных залежей на Учалинском и других медноколчеданных месторождениях в Тагило-Магнитогорском прогибе.

В последние годы при геологосъемочных и поисковых работах в районе горы Ямантау и на южном окончании хр. Машак установлено повышенное (против фона) содержание радона в водах отдельных родников на площади развития пород зигальгинской свиты, но удовлетворительного исследования их не проводилось. В отношении поисков радоновых вод, очевидно, заслуживает внимания Ахуновский гранитный массив вблизи г. Учалы.

Лечебные грязи на территории бассейна трещинных вод складчатого Урала известны вокруг Ассинских минеральных родников и на дне озер в пределах Кизило-Уртазымской равнины.

Вокруг Ассинских минеральных родников, по данным В. В. Штильмарка и др., торфяно-болотные грязи имеют мощность 0,2—1 м. Они неоднородны по механическому составу (содержат песчаный и щебенистый материал) и в естественном виде для лечебных целей не пригодны.

Минеральные грязи на дне озер всесторонне исследованы только в оз. Мулдаккуль. По данным В. В. Эпштейна и Г. М. Катаевой, грязь в этом озере накапливается примерно в 100—150 м от берега, имеет среднюю мощность 25—30 см и общие запасы около 1 млн. т. Она серо-черная и серая, пластичная, иловая, удельного веса 1,25 г/см³, с примесью грубых частиц до 1,4%. Содержание воды в ней 64—82,7%, общего сероводорода от 12 до 48, а сернистого железа от 20 до 120 мг на 100 г сырой массы (эти показатели уменьшаются от кровли к подошве слоя). Средний химический состав грязи, мг/л (мг-экв): HCO₃⁻ 827,2 (13,5); SO₄²⁻ 4273 (88,77); Cl 14,749 (418,8); Ca²⁺ 1299 (65); Mg²⁺ 1867,8 (156,6); Na⁺ 6899,3 (300) и выражается формулой:



В сухой грязи содержатся (вес. %): кальциево-магнезиальные соли 40—52; глина 25—34; коллоидные вещества 20—25 (в том числе органические 17—20). Она используется в грязелечебницах курорта Яктыкуль (в 20 км севернее оз. Мулдаккуль) и в лечебных учреждениях г. Магнитогорска.

Свойства и состав грязей на дне других озер, возможно, будут близки к описанным для грязи оз. Мулдаккуль. Наличие лечебных грязей не исключено также на участках развития торфяников в долинах рек и по берегам некоторых озер.

Глава XIII

**ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ*****ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА***

Все месторождения нефти и газа в Башкирии находятся в пределах Волго-Камского артезианского бассейна и связаны с палеозойскими породами. В районе Татарского свода и прилегающей части платформы наиболее крупные залежи нефти приурочены к терригенным отложениям девона (рис. 29), в районе Бирской седловины — к терригенным отложениям нижнего карбона (рис. 30), а в Бельской депрессии — к карбонатным породам нижней перми (рис. 31).

Месторождения нефти платформенного типа связаны с пологими тектоническими поднятиями (куполами), размеры которых от одного до десятков километров по длинной оси, а амплитуда до 20—40 м и более. В Туймазинско-Шкаповском районе структурный план совпадает по всем маркирующим горизонтам палеозоя, но происходит выполаживание структур снизу вверх. В Арланско-Дюртюлинском районе отмечается соответствие поднятий по каменноугольным и нижнепермским отложениям. Залежи нефти в терригенных отложениях девона и нижнего карбона находятся соответственно на глубине 1600—2300 и 1000—1300 м. Почти все они чисто нефтяные, и пластовое давление в них значительно превышает давление насыщения нефти. Залежи нефти с газовой шапкой известны только в пределах отдельных месторождений в районе Башкирского свода, где они приурочены к отложениям среднего карбона.

Нефтесодержащие пласты в толще пород одного или смежных стратиграфических подразделений разделяются прослоями аргиллитов или плотных глинистых карбонатов. Залежи таких пластов часто имеют водо-нефтяной контакт (ВНК) на различных отметках, но в ряде месторождений отметки ВНК одинаковы. Например, в залежах пластов Д_I и Д_{II} Туймазинского месторождения ВНК на одинаковых отметках (минус 1485—1490), так как имеется гидравлическая связь между этими пластами (рис. 29). Здесь одинаковая отметка ВНК характерна также для залежи в отложениях турнейского яруса и бобриковского горизонта визе. В Туймазинско-Шкаповском районе ВНК в залежах терригенного девона наклонены на юго-восток, а на Арланском месторождении в терригенной части нижнего карбона — на северо-запад. Значительная часть платформенных залежей пластово-сводового характера подстилается водой («водоплавающие»). Залежи в карбонатных породах часто относятся к массивным.

В Бельской депрессии выделяются месторождения, приуроченные к рифовым массивам вдоль ее западного борта (рифогенные) и к складкам кинзебулатовского типа в ее центральной части (тектонические) (см. рис. 31). В рифовых массивах высотой до 1000 м этаж нефтеносности составляет 100—500 м. Вершины различных рифов погружены на глубину от 400 до 1700 м. Месторождения кинзебулатовского типа приурочены к вытянутым складкам с крутыми углами падения слоев. Так, Кинзебулатовская складка при ширине 1 км имеет длину 9 км, а углы падения до 70°. Кровля продуктивного пласта находится на глубине 400 м, этаж нефтеносности равен 250 м. Продуктивные горизонты на других месторождениях этого типа залегают на глубине 2000—2500 м. В нижнепермских отложениях депрессии известны чисто нефтяные и газо-нефтяные месторождения, а на юге и газоконденсатные.

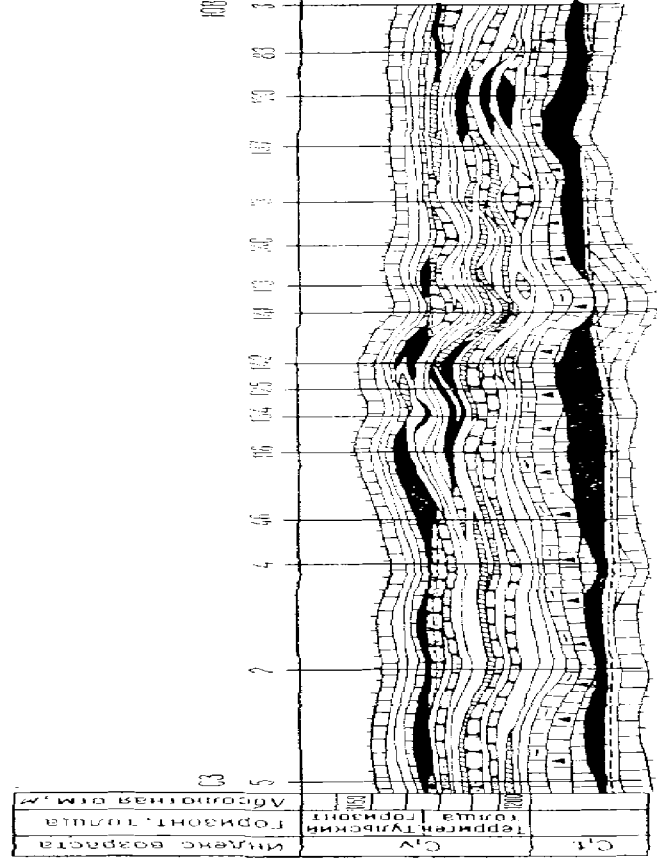
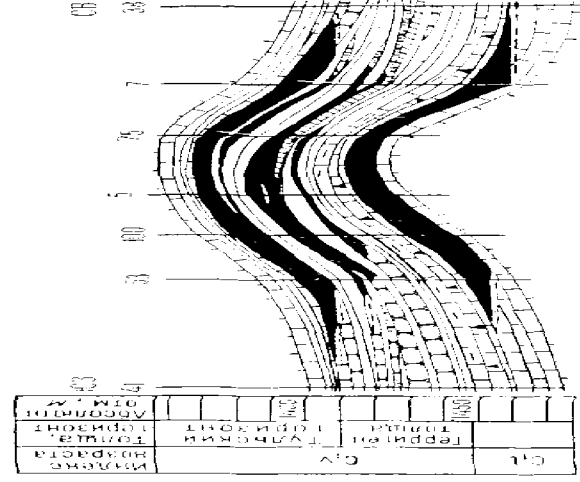


Рис. 30. Схема строения Манчжурской группы нефтяных месторождений. Разрез вдоль нижнего карбона (по Н. П. Зубову)

Устойчивое развитие в ЛД

Таблица 16*

Нефтеносная площадь (горизонт)	Глубина, м	Величина давления, кг/см ²		Абс. отм., м	
	Количество использованных скважин	Абс. отм., м	Приведенное давление на абс. отм. 1000 м	Статического уровня пласто- вой воды	Напора, приве- денного к плос- кости — 2000 м и уд. весу воды
		Давление, кг/см			
Куш-Кульская (староос- кольский)	1674—78	—1471	113,3	—52	+325
	1	169,3			
Шкаповская (Д _{IV})	2190—2206	—1820	109,4	—92	+287
	1	207,0			
Копей-Кубовская (Д _{IV})	1829—2061	—150,0	113,5	—50	+325
	3	173,0			
Белебеевская (Д _{IV})	1997—2106	—1753	113,6	—50	+328
	4	203,2			
Шкаповская (Д _{IV})	2053—2141	—1770	112,4	—59	+316
	6	204,0			
Чекмагушевская (Д _{II})	1772—1856	—1660	115,1	—36	+341
	3	193,6			
Туймазинская (Д _{II})	1624—30	—1490	114,5	—42	+317
	1	172,8			
Копей-Кубовская (Д _{II})	1870—2034	—1700	113,6	—49	328
	2	196,9			
Чекмагушевская (Д _I)	1837—1964	—1690	115,2	—36	+342
	2	197,3			
Копей-Кубовская (Д _I)	1861—63,5	—1587	113,6	—50	+326
	1	183,5			
Шкаповская (Д _I)	1917—2106	—1700	116,7	—23	+357
	10	200,0			
Орьбашская (кыновско- пашийский)	1926—29	—1774	118,1	—11	+371
	1	210,2			
Куш-Кульская (кынов- ско-пашийский)	1627—1745	—1465	116,5	—25	+355
	4	171,8			
Знаменская (фаменский)	1624—42	—1470	118,2	+5	+372
	1	174,1			
Арланская (турнейский)	1248—58	—1180	118,6	+13	+384
	2	140,8			
Копей-Кубовская (тур- нейский)	1311—78	—1100	118,8	+6	+376
	6	130,6			
Арланская (угленосный)	1074—1339	—1180	119,5	+12	+383
	17	140,7			
Шкаповская (угленос- ный)	1274—78	—1200	117,5	—5	+362
	1	141,0			
Чекмагушевская (угле- носный)	1338—1471	—1180	119,2	+10	+380
	5	140,4			
Орьбашская (угленос- ный)	1335—1425	—1200	117,0	—9	+358
	13	140,6			
Юговская (угленосный)	1347—49	—1200	118,9	+7	+377
	1	142,5			
Ново-Хазинская (угле- носный)	1205—48	—1168	117,9	—2	+367
	6	137,7			
Арланская (артинский)	340—360	—250	129,7	+130	+475
	1	43,4			

* Составил Б. В. Озолин

Подземные воды в продуктивных отложениях палеозоя напорные (табл. 16, рис. 32, 33).

Ближайшими областями питания подземных вод считаются Уфимское плато и Западно-Уральская внешняя зона складчатости. Кроме того,

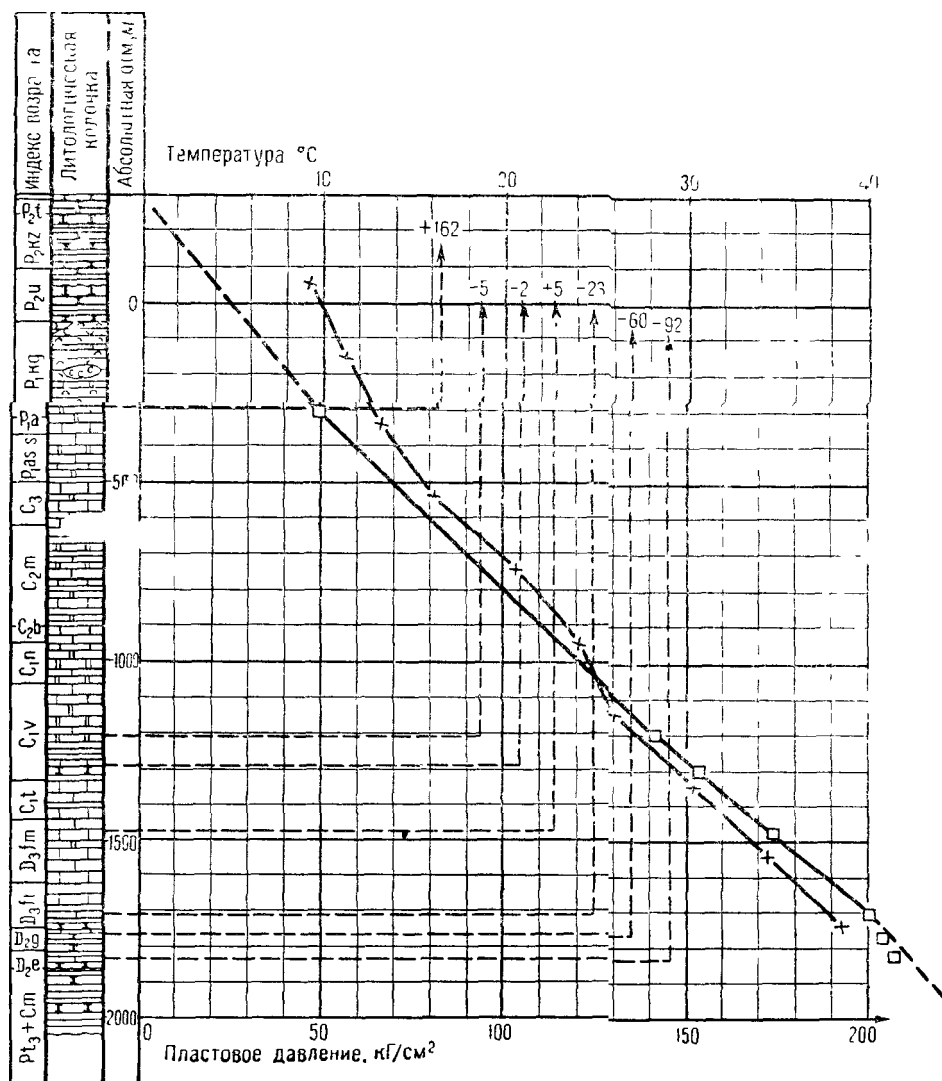


Рис. 32. Изменение напоров и температуры вод на Шкаповской площади. Составил
Б. В. Озолин

Условные обозначения см. на рис. 29

воды поступают с севера и северо-запада. Наряду с пластовым (горизонтальным) движением вод участками имеет место межпластовое (вертикальное) преимущественно нисходящее. О наличии пьезометрических условий для нисходящего перетока свидетельствуют пластовые давления и отметки напоров вод, приведенные по методу А. И. Силина-Бекчурина (1949) к плоскости сравнения — 2000 м и к удельному весу 1 г/см³. Воды нефтегазоносных толщ обычно имеют минерализацию более 50 г/л, хлоридный натриевый состав (по классификации В. А. Су-

На платформе в разрезе палеозоя Ю. И. Кузнецов, А. Д. Надежкин и Ю. И. Шатов (1967) выделяют четыре нефтеносных комплекса: 1) девонский терригенный; 2) верхнедевонский и нижнекаменноугольный карбонатный; 3) нижнекаменноугольный терригенный; 4) среднекаменноугольный карбонатный.

Девонский терригенный нефтеносный комплекс соответствует одноименному водоносному комплексу. Нефтегазовые залежи приурочены к песчано-алевритовым пластам: D_v — кальцеолово-такатинским, D_{IV} — воробьевским (нижняя часть) и старооскольским, D_{III} — старооскольским, D_{II} — муллинским, D_I — пашийским, $D_{кын}$ — кыновским. Важнейшие промышленные залежи нефти находятся в Туймазинско-Шкаповской зоне (пласты D_{IV} , D_{II} , D_I и $D_{кын}$). Менее значительны скопления ее в Чекмагушевско-Уфимской и Кушкульской зонах. Пласт D_v распространен южнее широты с. Чекмагуш, пласт D_{III} прослеживается только в районе Туймазов и Серафимовки, а остальные развиты повсеместно, за исключением некоторых участков Башкирского свода. На западе Башкирии мощность пластов до 20—30 м, пористость пород чаще 20—22%, проницаемость их от сотых долей до единиц дарси. Лучшие коллекторские свойства имеет пласт D_v , представленный разнородными песчаниками с линзовидными прослоями алевритов и аргиллитов. Дебиты скважин по воде достигают десятков $м^3/сутки/ат.$ Пласт D_v представляет собой единую гидравлически связанную систему, где возможно перемещение флюидов в горизонтальном и вертикальном направлениях. В вышележащих пластах коллекторские свойства снижаются. Песчаники нередко замещаются аргиллитом-алевритовыми разностями, причем проницаемые и малопроницаемые породы часто распространены полосообразно. Полосы ориентированы в северо-западном направлении. Такое строение затрудняет широтное перемещение флюидов и способствует движению их вдоль литологических полос по песчаникам с повышенными коллекторскими свойствами. Сильной литологической изменчивостью характеризуется верхняя часть пласта D_I . Песчаники здесь часто замещаются аргиллитами, и гидравлическая связь между отдельными участками затруднена. В кыновских отложениях, сложенных в основном аргиллитами, прослеживаются линзовидно залегающие песчаники. Притоки воды в скважины, вскрывающие эти линзы, чаще составляют сотые и тысячные доли $м^3/сутки/ат.$

Воды терригенного девона имеют сходный состав. Минерализация их обычно 800—880 $мг-экв/100 г$ (270—295 $г/л$), удельный вес соответственно 1,19—1,21. Наиболее минерализованные воды встречены на площадях Башкирского свода. Основными компонентами являются хлориды натрия, кальция, магния. Метаморфизация вод, оцениваемая по содержанию кальция, изменяется от 13—14% $-экв$ в районе Туймазов до 25% $-экв$ на Башкирском своде (при сумме катионов 50% $-экв$). В водах пластов D_I , D_{II} , D_{IV} Туймазинско-Шкаповской зоны концентрация сульфат-иона обычно 0,1 $мг-экв/100 г$ и часто составляет 0,03—0,05 $мг-экв/100 г$, а в водах кыновских отложений она повышается до 0,7—0,8 $мг-экв/100 г$. На Башкирском своде сульфатность вод составляет 0,4—0,5 $мг-экв/100 г$. На юго-западе Башкирии (Каргалинская и Балтаевская площади) обнаружены воды, близкие по составу к водам вышележащих горизонтов. Участок с такими водами приурочен к Серафимовско-Балтаевскому валу и разлому в фундаменте, отмеченному по геофизическим данным. Здесь же установлен размыв доманиковых и частично кыновских отложений. Наличие в этом районе гидрохимической аномалии, вероятно, связано с перетоком вод из вышележащих отложений в горизонты терригенного девона (Озолин, Лерман, 1959). Из

Чемпионское (кыргызский)	130	6 (3)	1109	17	0,01	0,00	18,0	11	27,0	117	0,05	18	25	84	130
					10,09	0,06		17,2	46	28,2					
Токмоцкое (кыргызский)	125	7 (3)	1173	588	0,10	0,08	3,0	35	205	73,8	0,60	27	17	215	—
					40,5	0,14	0,04	7,6	45	57,9	0,02				
Хомутское (тог же)	200	1 (2)	1175	375	2,2	0,11	27	11	341	90,2	0,008	32	25	—	—
					30,6	0,2	0,02	35	14	5,1	0,01				
Армакское (туземный)	1216	5 (4)	1174	355	1,5	0,02	12	19	223	84,0	0,845	32	22	—	—
					10,2	0,13		5,9	25	42,0	15,0				
Шактинское (тог же)	1730	3 (6)	1199	101	0,71	0,51	102	47	254	53,0	0,035	32	21	—	—
					9,81	0,02	0,10	12,7	5,8	37,5	0,2				
Туранское (тог же)	1156	20 (23)	117	356	0,54	0,24	53	41	223	75,0	0,53	23	12	170	1426
					19,50	0,08	0,05	7,0	55	37,5	0,06				
Орбашское (туземный)	1300	13 (20)	1183	339	1,0	0,16	68	30	302	77,3	0,55	32	28	140	—
					10,8	0,16	0,02	8,5	37	37,5	24,5				
Армакское (тог же)	1260	17 (42)	1182	101	0,54	0,10	34	19	332	83,8	0,872	27	18	95	380
					10,02	0,07	0,01	42	24	46,4	0,02				
Ново-Ханское (тог же)	1240	87 (120)	1183	101	1,10	0,20	40	22	316	84,6	0,830	28	18	140	—
					19,34	0,11	0,02	4,9	27	42,4	0,02				
Чемпионское (тог же)	1406	12 (17)	1173	357	1,0	0,09	38	18	336	87,2	0,879	28	18	140	1000
					10,57	0,12	0,01	42	22	43,6	15,2				
Туранское (тог же)	1085	6 (240)	1173	354	0,9	0,11	59	37	209	73,0	0,74	25	16	204	1185
					8,1	0,12	0,01	7,7	48	37,5	35,0				

Продолжение табл. 17

Месторождение (пробит)	Глубина пробит, мм, μ	Концентрация, г/г, вес. (среднее)	Ионный состав, ат.экв. % или ммоль эквивалента						Характери- стики по Павлову, S, S ₂ , S ₃	Коэффициенты			Содержание микроэле- ментов, мг/г
			Ионный состав, ат.экв. % или ммоль эквивалента							$\frac{Ca}{C+K}$	$\frac{C+K}{Mg}$		
			Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺					
Юго-западное (бальнеол.)	955	2 (2)	1108,23	3,07	0,2	36	36	190	74,1	0,733	2,4	1,5	—
			49,36	0,60	0,04	7,6	5,1	37,2	25,6	0,08			
Ново-Халтинское (бальнеол.)	902	1 (1)	1104,23	4,18	0,05	26	17	161	81,8	0,692	2,5	1,6	—
			49,11	0,88	0,01	5,6	4,5	40,9	18,2	0,01			
Аршинское (вакцинно- бальнеол.)	825	12 (15)	1117,57	1,7	0,37	36	34	287	76,0	0,761	2,6	1,7	180
			49,73	0,22	0,05	7,5	1,5	38,0	35,6	0,10			
Киндубайское (вакцинно- бальнеол.)	730	1 (1)	1106,42	2,5	0,41	20	11	334	69,8	0,694	2,5	1,8	195
			49,46	0,29	0,05	2,5	1,3	16,4	7,1	0,10			
Васильевское (топ. жс.)	870	1 (1)	1176,37	1,18	0,15	38	46	265	72,6	0,73	2,7	1,3	465
			49,80	0,19	0,01	7,6	6,1	36,3	27,4	0,01			
Киндубайское (вакцинно- бальнеол.)	700	1 (1)	1126,43	1	5	5	6	11	76,4	0,65	0,1	0,9	40
			41,09	3,4	4,7	4,8	5,3	38,7	11,1				
Киндубайское (топ. жс.)	680	1 (1)	1126,29	0,3	4	21	32	238	79,6	0,81	1,6	0,7	—
			49,20	0,65	0,75	4,7	3,9	39,8	18,6				

микрокомпонентов высокой концентрацией выделяется бром, а содержание йода не превышает 10 мг/л . В водах в растворенном состоянии содержатся газы (до $300\text{--}330 \text{ см}^3/\text{л}$), на $93\text{--}95\%$ состоящие из смеси примерно равных объемов азота и метана. На Туймазинском месторождении давление насыщения растворенных в воде газов равно 95 ат , т. е. соответствует давлению насыщения нефти и значительно ниже первоначального пластового давления. Последнее равно 173 ат на отметке водонефтяного контакта — 1490 м .

Тип нефтяных залежей в Туймазинско-Шкаповской зоне чаще пластово-сводовый (см. рис. 29). В восточном и северо-восточном направлениях коллекторские свойства пластов ухудшаются, песчаники замещаются алевролитом-аргиллитовыми породами и в Чекмагушевско-Уфимской и Югомашевско-Кушкульской зонах (Бирская седловина, юго-запад Башкирского свода) залежи часто относятся к структурно-литологическому и литологическому типам.

Промысловые данные, полученные в процессе эксплуатации, говорят о проявлении при разработке нефтяных залежей упруговодонапорного режима. Данный режим обуславливается удаленностью областей питания от нефтяных месторождений, значительным превышением пластового давления над давлением насыщения нефти, относительно хорошими коллекторскими свойствами нефте-водовмещающих пород, обеспечивающими значительную пьезопроводимость пластов и активность вод. Однако приток пластовых вод не компенсирует отбора нефти, при эксплуатации пластовое давление залежи непрерывно снижается, а в законтурной части образуется и расширяется воронка депрессии. Для поддержания высоких темпов отбора нефти используется искусственное заводнение нефтяных залежей. При этом разработка месторождений переходит на водонапорный режим. Для вытеснения нефти и поддержания пластового давления обычно применялись пресные воды. В последнее время для этого используются после частичного удаления механических примесей нефтепромысловые воды, извлекаемые попутно с нефтью, что предотвращает загрязнение водоемов и способствует более полному извлечению нефти из пласта. В северо-восточном направлении в связи с ухудшением коллекторских свойств и невыдержанностью песчано-алевролитовых пород активность пластовых вод снижается и при эксплуатации без заводнения возможно проявление замкнуто упруговодонапорного режима, при котором используется упругая энергия ограниченной части пласта.

Верхнедевонский и нижнекаменноугольный карбонатный нефтеносный комплекс соответствует водоносному комплексу карбонатных отложений этого возраста. Нефтеносность его связана с франско-фаменской и турнейской толщами. В первой основные залежи приурочены к пористо-кавернозным и трещиноватым доломитам и известнякам верхнефранского подъяруса, перекрытым плотными глинистыми известняками. При разбуривании фаменских отложений наблюдаются провалы инструмента и поглощения промывочной жидкости, свидетельствующие о кавернозности пород. Приемистость скважин на участках развития интенсивной кавернозности до $2000 \text{ м}^3/\text{сутки}$ и более при свободном наливе. Этот ярус используется для сброса в него сточных вод. В турнейской толще промышленные скопления нефти залегают в пористо-кавернозных породах верхней части яруса.

Промышленная нефтеносность установлена во всех трех зонах, отмеченных для терригенного девона. Нефтяные залежи структурного типа являются пластовыми или массивными. Последние приурочены к сводовым частям поднятий и к рифам, наличие которых установлено в Бирской седловине. Состав вод комплекса существенно не отличается от

состава вод терригенной толщи нижнего карбона, описанных ниже. В связи с хорошей проницаемостью трещиноватых пород фаменского яруса продуктивность скважин повышена. Искусственное заводнение при разработке таких залежей не проводится, так как закачиваемые воды, продвигаясь по трещинам, обводняют скважины, не вытесняя основных запасов нефти, заключенных в пористо-кавернозных разностях пород.

Нижекаменноугольный терригенный нефтеносный комплекс по объему равен водоносному комплексу этого наименования. Внутри него нефтяные залежи имеют региональное распространение в бобриковском горизонте и локальное в тульском и алексинском горизонтах. Тип залежей структурный и структурно-литологический (см. рис. 30). Наиболее крупные месторождения нефти находятся на северо-западе Башкирии в Арлано-Дюртиюлинской зоне. Продуктивными являются алевролиты и песчаники, разделенные пластами и линзами аргиллитов и углисто-глинистых сланцев. Вблизи Предуральского прогиба роль песчаных пород уменьшается до полного замещения их аргиллитами. В Арлано-Дюртиюлинской зоне разрез делится на две пачки: верхнюю и нижнюю, в которых выделяется восемь песчано-алевролитовых пластов. В нижней пачке имеется мощный (до 25 м) и выдержанный песчаный пласт с хорошими коллекторскими свойствами (пористость от 18 до 30%, проницаемость от 0,2 до 4,4 д). В нем встречаются линзовидные прослой плотных пород, не создающие гидравлической изолированности отдельных участков, и пласт можно рассматривать как единый резервуар. На Арланской площади производительность скважины по нефти из этого пласта до нескольких $\text{м}^3/\text{сутки/ат}$. Верхняя пачка представлена маломощными прослоями песчаников, чередующихся с аргиллитами, иногда с прослоями известняков. Песчаники часто залегают линзовидно, и гидравлическая сообщаемость отдельных участков коллектора затруднена.

Минерализация вод комплекса 750—800 $\text{мг-экв}/100 \text{ г}$ (250—270 $\text{г}/\text{л}$), удельный вес 1,175—1,180 $\text{г}/\text{см}^3$. Солевой состав вод колеблется значительно даже в пределах одной залежи. Содержание хлорида натрия 70—90%. Концентрация кальция обычно составляет 4—10%-экв, в районе Шкапово она меньше 4%-экв, а вблизи г. Уфы (Охлебининская площадь) достигает 14%-экв. Концентрация сульфат-иона на северо-западе Башкирии не более 0,7 $\text{мг-экв}/100 \text{ г}$, на остальной территории обычно выше (до 1,6—2,5 мг-экв). Концентрация брома изменяется параллельно с изменением содержания кальция. Растворимых газов в воде 150—200 $\text{см}^3/\text{л}$, преобладает азот (75—87 об. %).

При эксплуатации залежей этого нефтеносного комплекса, как и для терригенного девона, проявляется упруговодонапорный режим, и с целью приближения разработки к условиям водонапорного режима осуществляется законтурное нагнетание воды. Но уже в начальный период эксплуатации месторождений осложняется быстрым обводнением скважин. Одна из причин этого—неоднородность продуктивных пластов и связанная с ней резкая изменчивость проницаемости пород на различных участках пласта и различных пластов. Вследствие этого происходит неравномерное продвижение фронта воды, усугубляемое высокой вязкостью нефти (в пластовых условиях до 20 сПз), образование языков и обводнение скважин. Наиболее интенсивное обводнение происходит при искусственном заводнении пресной водой. В результате безводный период эксплуатации залежей практически отсутствует. Лучшие результаты обеспечиваются при закачке более вязких минерализованных вод, добываемых попутно с нефтью, или вод с добавкой реагентов (загустителей).

Среднекаменноугольный карбонатный нефтеносный комплекс является одновременно и водоносным. Продуктив-

ны в нем прослои и линзы пористо-кавернозных пород, перекрытые глинистыми известняками или мергелями с прослоями аргиллитов (башкирский ярус, верейский, каширский и подольский горизонты). Распространение наиболее крупных нефтяных месторождений в комплексе территориально совпадает с районами распространения основных промышленных залежей в терригенной толще нижнего карбона. Залежи изучены недостаточно. Фактический материал для гидрогеологической характеристики комплекса незначителен по объему и низкого качества. Можно лишь предполагать, что минерализация и солевой состав вод в нем непостоянны, но в основном это минерализованные рассолы хлоридного натриевого состава. Видимо, и роль пластовых вод как носителей потенциальной энергии также будет меняться.

В Бельской депрессии нефтегазоносные породы относятся к ассельскому, сакмарскому и артинскому ярусам нижней перми, а на юге, кроме того, к верхнему и среднему карбону. Они перекрыты галогенной водоупорной толщей кунгурского яруса. Залежи нефти в рифовых массивах (см. рис. 31) приурочены к линзам или фигурам неправильной формы пористых и кавернозных карбонатных пород, окруженных плотными их разностями. Для месторождений кинзебулатовского типа наряду с пористо-кавернозными коллекторами большое значение имеет трещиноватость пород. Залежи тектонических и рифогенных месторождений являются массивными.

Нефтяные воды в рифовых массивах — это высокоминерализованные (около 290 г/л) рассолы с удельным весом 1,19—1,20 г/см³. Содержание кальция в них 2—10%-экв, в южном направлении оно увеличивается. Максимальная концентрация его в рифах, залегающих на больших глубинах на юге депрессии. Концентрация иона SO₄ составляет 1,5—5,0 мг-экв/100 г. В поднефтяных водах присутствует сероводород, содержание которого в водах ишимбаевской связки рифов достигает 1000 мг/л. В водах рифовых массивов, расположенных южнее, количество сероводорода снижается и в наиболее погруженных он отсутствует. Установлены бром и йод, повышенное содержание последнего наблюдается в водах, отобранных из скважин, подвергавшихся кислотной обработке. Поднефтяные воды в рифах неактивны и не компенсируют снижения давления при эксплуатации. Это связано с наличием непроницаемой зоны окисленной нефти, которая гидравлически разобщает нефтеносную и водоносную части массива. Система коллекторов в рифовом массиве, по-видимому, представляет собой изолированный резервуар. Приток нефти в начальный период эксплуатации залежей происходит за счет упругих сил нефти и породы (при наличии газовой шапки и за счет упругости газа). Запас этой энергии ограничен, и пластовое давление в процессе эксплуатации быстро падает, дебиты скважин снижаются и эксплуатация переходит на режим растворенного газа, при котором продвижение нефти к скважинам осуществляется за счет энергии пузырьков газа, выделяющихся из раствора. При дальнейшем падении давления режим переходит в гравитационный, т. е. нефть под действием силы тяжести стекает на забой скважин и откачивается насосами.

Воды месторождений нефти кинзебулатовского типа не выдержаны по составу и минерализации. В отдельных скважинах их состав и минерализация нередко значительно изменялись в процессе эксплуатации. Наиболее изучены воды Кинзебулатовского месторождения. Минерализация их 100—600 мг-экв/100 г (35—200 г/л), причем отмечается отчетливая связь между общей минерализацией и составом. Здесь выделяется два основных типа вод: хлоридный — магниевый и хлоридный — кальциевый (по В. А. Сулину). В водах первого типа (минерализация до 100 мг-экв/100 г) содержится 5—6%-экв кальция и 3—6 мг-экв/100 г

иона SO_4 , 50—70 мг/л сероводорода, 4—6 мг/л йода. Для них характерна вторая щелочность до 10%, представленная гидросульфидами. В процессе эксплуатации залежей воды прогрессивно обводняют скважины. Они приурочены в основном к участку свода структуры, примыкающему к зоне тектонического разлома. Воды хлоридного кальциевого типа, минерализация до 600 мг-экв/100 г, концентрация кальция в них почти такая же, как для вод первого типа, содержание сульфат-иона менее 1 мг-экв/100 г. Вторая щелочность обычно не превышает 2%; величина второй солености до 18—20%. Концентрация сероводорода около 700 мг/л. Эти воды неактивны, оттартываются из скважин почти полностью. Они широко распространены по структуре, чаще в ее погруженных частях. Из ряда скважин извлекаются воды, состав которых является промежуточным между описанными типами.

Дислоцированность месторождения, различие состава вод, наличие газовой шапки свидетельствуют о сложности его эксплуатации. Перемещение нефти по пласту к скважинам обеспечивалось рядом факторов. В начальный период оно происходило в основном под действием упругих сил газовой шапки. Затем этот режим сменился режимом растворенного газа. Наличие активных вод дает основание полагать, что позднее значительную роль играли и упругие свойства вод. Трещиноватость пород, вероятно, способствовала проявлению при определенных условиях и водонапорного режима, при котором нефть вытесняется водой, двигающейся под воздействием гидростатического напора. Некоторые исследователи высказывали мнение о гидравлической изолированности отдельных участков залежи. В этом случае не исключено одновременное проявление ее в пределах различных режимов. Закачка вод для более полного вытеснения нефти и поддержания давления не имела успеха: воды быстро перемещались по трещинам к соседним скважинам, обводняя их.

Рассматривая гидрогеологические условия нефтяных и газовых месторождений Башкирии, нельзя не отметить связи между некоторыми особенностями строения артезианского бассейна и пространственным распространением залежей. На распределение их большое влияние оказывают два фактора, действия которых противоположны и проявляются в наличии двух тенденций.

Первый фактор — наличие региональных глинистых и галогенных отложений, ограничивающих вертикальную миграцию углеводородов. В пределах платформы такими водоупорными, точнее водонефтегазоупорными, породами, вероятно, являются аргиллиты кыновского горизонта в терригенном девоне и бобриковского горизонта в терригенной части нижнего карбона. Непроницаемость их усиливают залегающие над ними плотные карбонатные отложения (франского яруса в первом случае и тульского горизонта во втором). В Бельской депрессии водонефтегазоупорными породами, концентрирующими нефтеносность, являются галогенные отложения кунгурского яруса. В результате подавляющее число нефтяных залежей приурочено к трем толщам относительно небольшой мощности: 1) терригенным отложениям девона; 2) карбонатно-терригенным турнейско-нижневизейским отложениям (терригенные породы в этой толще подстилаются карбонатами турнейского яруса); 3) сакмаро-артинским отложениям. Всего к трем толщам приурочено 80% известных нефтяных залежей, установленных на 92% месторождений Башкирии. С двумя первыми толщами связана нефтеносность 93% месторождений и к ним приурочено 79% нефтяных залежей на площади антеклизы. Если учесть, что сюда относятся наиболее крупные залежи нефти, то сосредоточенность нефти в этих толщах будет выступать еще рельефнее.

Второй фактор — локальная гидравлическая связь между различными толщами разреза, следствием чего является территориальное несовпадение участков нефтеносности разных горизонтов и комплексов. В пределах платформы в среднем на одно месторождение приходится 2,4 нефтепродуктивных горизонта. Совпадение здесь нефтегазоносности двух первых из указанных продуктивных толщ характеризуется следующими данными: 58% месторождений промышленно нефтеносных по горизонтам терригенного девона нефтеносны также и по отложениям турнейско-нижневизейской толщи, а 33% всех месторождений являются промышленно нефтеносными одновременно по двум этим толщам. При этом распространение месторождений характеризуется приуроченностью их к определенным зонам. В этом отношении выделяется территория гидрохимической аномалии, где почти все месторождения содержат залежи одновременно в двух вышеуказанных толщах.

Отмеченные особенности заставляют придавать большое значение вертикальной миграции углеводородов при формировании нефтяных залежей. Этот вывод соответствует также гидрогеологической обстановке. Наличие гидрохимической аномалии и соотношения пьезометрических показателей приводит к заключению о возможности вертикальной миграции пластовых вод. По мнению Б. В. Озолина (1966), восходящее движение нефти и нисходящий переток вод не только возможны, но при определенных условиях могут быть взаимообусловлены.

В Бельской депрессии выделяется одна нефтеносная толща (сакмаро-артинские отложения), к которой приурочены почти все залежи и месторождения нефти. Очевидно, это результат утраты водоупорных свойств каменноугольного и девонского водоупоров в связи с сокращением их мощности до выклинивания и дислоцированностью отложений. Лишь галогенные породы кунгурского яруса, обладающие пластичностью и способностью «залечивать» трещиноватость, выполняют роль экрана на пути восходящего движения углеводородов.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Из твердых полезных ископаемых в Башкирии широко известны медь, полиметаллы, золото, бурый уголь, марганец, железо, магнезит, бокситы, тальк, каменная соль, различные строительные материалы и др. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия месторождений разнообразны, изученность их неодинаковая, а иногда недостаточная. Многие месторождения к настоящему времени уже отработаны или отрабатываются. Согласно классификации Н. И. Плотникова (1969 г.), по степени сложности для промышленного освоения большая часть основных разведанных и эксплуатируемых месторождений Башкирии относится к I группе; ко II группе отнесено медноколчеданное месторождение им. XIX партсъезда, железорудное Северный Наратай, полиметаллическое Верхне-Аршинское, магнезитовое Кзыл-Ташское, марганцевое Улу-Телякское; к III группе — буроугольные.

Ниже дается описание гидрогеологических условий месторождений главнейших видов полезных ископаемых.

Медь. Месторождения меди известны только в Тагило-Магнитогорском прогибе. Разработка их ведется карьерами и шахтами. Медноколчеданные руды связаны с альбитофиро-диабазовыми формациями силура и девона. Большинство рудных тел приурочено к структурам брахиантиклинального типа и залегают они в горизонтах туфогенно-осадочных пород внутри альбитофировых толщ, на контакте альбитофиров с диабазами и спилитами или субвулканических альбитофиров с

вулканогенно-пирокластическими породами. Они встречены на глубине от 40 до 700 м, обычно имеют линзообразную форму и крутое падение, согласное с падением вмещающих пород, но нередко залегают несогласно. Рудовмещающие породы сильно дислоцированы, часто по локальным зонам интенсивно расщеплены и разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Известные медноколчеданные месторождения располагаются (с севера на юг): Учалинское и Озерное в пределах восточных предгорий хребтов Ирендык—Крыкты; им XIX партсъезда и Сибайское у западной окраины Кизило-Уртымской равнины, Маканское, Ивановское и Деграмышское на западном склоне южной части хребтов Ирендык—Крыкты; Бурибайское на востоке Сакмаро-Таналыкской равнины.

Рудные тела практически повсеместно находятся ниже уровня подземных вод. При разработке месторождения (Учалинское, им. XIX партсъезда, Сибайское, Маканское, Бурибаевское) обводняются за счет подземных вод, приуроченных к зоне региональной трещиноватости осадочно-вулканогенных образований и покрывающих их отложений, а также вод зон тектонических нарушений, дробления и расщепления пород, после вскрытия которых обычно наблюдается резкое возрастание притока вод.

Учалинское месторождение приурочено к сопке, превышающей уровень оз. Мал Учалы на 28 м. Рудное тело, меридионально вытянутое среди туфогенных пород альбитофировой формации, залегает в ядре антиклинали сундучного типа и круто падает на восток. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы карамалыташской и улутауской свит среднего девона и колтубанской свиты верхнего девона в пределах рудного поля прорваны субвулканическими, интрузивными и жильными образованиями. На этих породах развиты кора выветривания (рыхлые глиноподобные и полускальные, сильно измененные и разрушенные разности) и элювиально-делювиальные (песчано-глинистые) отложения общей мощностью в понижениях к востоку от рудного тела 50 м.

Глубина залегания уровня вод в вулканогенных образованиях в ненарушенных условиях от 0 до 47 м, уклон поверхности их в сторону оз. Мал Учалы. Коэффициент фильтрации рыхлых пород 0,056—0,6 м/сутки. На востоке и юго-западе месторождения, где элювиально-делювиальные отложения преимущественно глинистого состава, воды в зоне региональной трещиноватости имеют напор от 5 до 41 м. Мощность зоны региональной трещиноватости пород 80—100 м (рис. 34), а ниже водоносность связана только с зонами дроблений и расщеплений, чаще имеющих субмеридиональное простирание.

Первоначально при эксплуатации месторождения осушение его осуществлялось путем водоотлива из карьера и мелких шахт. Затем, начиная с 1950 г., на западном борту карьера в диабазовых порфиритах была сооружена шахта глубиной 130 м, из которой на глубине 120 м вкрест простирания рудного тела и зон дробления пройден квершлаг, а по простиранию рудного тела — северный и южный штреки с ортами того же направления, что и квершлаг, общей длиной 2370 м. В них с помощью скважин перепускались воды зоны региональной трещиноватости пород, вскрытые шахтой на глубине 13 м. К концу проходки шахты приток воды в нее составлял 60 м³/ч. В 1965 г. он наблюдался только с глубины 70 м, в том числе из интервала 70—113 м 9 м³/ч и из зоны дробления в диабазовых породах в интервале 113—117 м 21 м³/ч. В горизонтальные выработки водоприток происходил из зон дробления и вертикальных скважин, причем за период эксплуатации он уменьшился примерно в 10 раз по сравнению с моментом вскрытия. По данным за 1967 г. среднегодовой приток в дренажную систему составил 187 м³/ч, минималь-

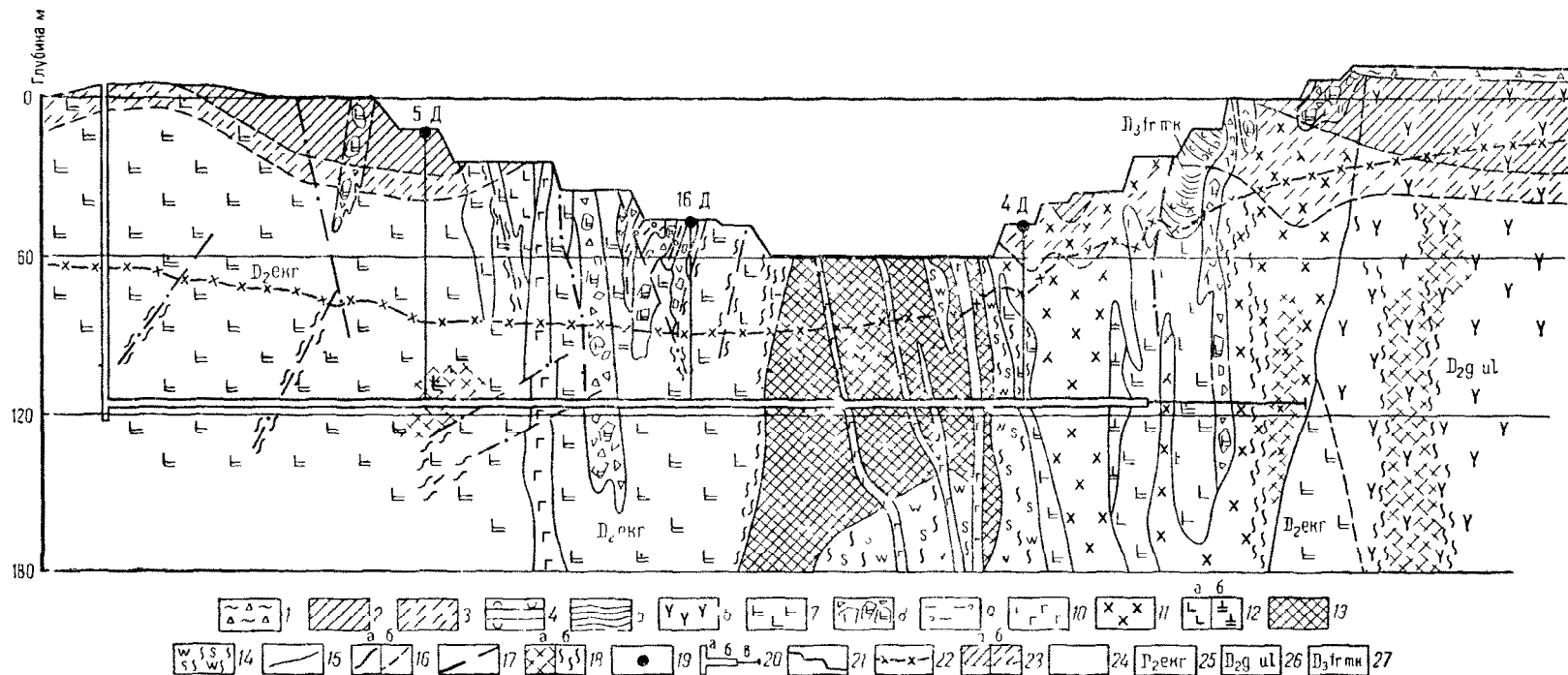


Рис 34 Гидрогеологический разрез вдоль квершлага Учалинского медно цинкового месторождения Составил Д М Антошкин

1 — элювиально делювиальные песчано-глинистые отложения, 2 — кора выветривания глинилоподобная, 3 — то же полускальная 4 — туфопесчанники полимиктовые 5 — кремнистые сланцы, 6 — кварцевые порфиры дацитового и андезито-дацитового состава 7 — миндалекаменные диабазы и диабазовые порфиры 8 — туфо и лаво-брекчии миндалекаменных диабазов и диабазовых порфиритов 9 — туфопесчанники грубозернистые 10 — габбро-диоритовые порфиры 11 — диоритовые порфиры 12 — диабазы, 13 — руды, 14 — кварцево-серпичитовые породы, 15 — трансгрессивные контакты 16 — литологические контакты а — установленные б — предполагаемые 17 — разломы; 18а — зоны дробления, 18б — рассланцевания, 19 — дренажные скважины 20 — дренажные выработки а — шахта, б — штрек в — горизонтальная скважина, 21 — уступы карьера, 22 — уровень подземных вод на 25 VI 1966 г 23 — границы а — рыхлой коры выветривания б — полускальной 24 — нижняя граница расширения открытой трещиноватости 25 — карачалыташская свита, 26 — улутау-кая свита 27 — мукасовская толща

ный среднемесячный $122 \text{ м}^3/\text{ч}$ был в декабре, а максимальный $397 \text{ м}^3/\text{ч}$ в июле. В периоды ливневых дождей приток воды достигал $864 \text{ м}^3/\text{ч}$. Расчетом притоки воды в карьер глубиной 120 и 240 м были определены в 205 и $270 \text{ м}^3/\text{ч}$ (Д. М. Антошкин и Д. П. Пушкарев). Наблюдениями за уровнем вод по скважинам установлено, что воронка депрессии, образовавшаяся в результате осушения карьера, уходит за пределы его контура на 500—700 м. Оз. Мал. Учалы находится внутри контура воронки, и из него происходит незначительная фильтрация воды в карьер. При отработке месторождений наблюдаются также оползни и обрушения пород объемом в сотни и тысячи кубометров. Основной причиной образования первых является увлажнение на бортах карьера рыхлых грунтов с низкими фильтрационными свойствами, а вторых — наличие трещин (тектонических и отдельности), раскрывающихся при массовых взрывах в карьере, и высокое положение уровня подземных вод на его бортах.

Сибайское месторождение расположено на выровненном участке и приурочено к своду и крыльям Сибайской брахиантиклинали. Рудные тела залегают на контакте альбитофиров с вулканическими брекчиями диабазовых порфиров и спилитами карамыташской свиты. Они имеют восточное падение под углом $45\text{--}60^\circ$. На вулканогенных породах развита кора выветривания (10—15 м), представленная глинами (книзу переходящими в дресву, щебень и глыбы материнских пород), а выше ее — делювиальные и аллювиальные суглинки и галечники с супесчаным или суглинистым заполнителем мощностью 5—20 м. Подземные воды зоны региональной трещиноватости пород взаимосвязаны с р. Карагайлы. Воды в зоне региональной трещиноватости пород прослежены до глубины 100 м, а в зонах их дроблений до 200 м. Наиболее водообильны породы до глубины 50 м. Особенно выделяются альбитофиры западного крыла месторождения. Из них поступает значительный объем воды как в карьер, так и по зонам дроблений в горизонтальные дренажные выработки на глубине 130 и 238 м. Так, в конце западного штрека отмечен концентрированный приток до $36 \text{ м}^3/\text{ч}$, что составляло 33% от притоков в карьер. Из спилитов на глубине 130 и 238 м наблюдаются местами лишь капез воды. Из рыхлых отложений наиболее обводнены галечники. Коэффициент фильтрации их 1—5,6 м/сутки. Глины и суглинки, имеющие наибольшую мощность на восточном борту карьера (30—35 м), также насыщены водой.

Месторождение отрабатывается карьером. Рудное поле осушается с помощью трех шахт, из которых пройдены горизонтальные выработки под карьер соответственно на глубине 130 м (длиной 5577 м), 238 м (длиной 1191 м) и 96 м (длиной 1760 м) и полукольцевой юго-западный штрек за контуром карьера на глубине 130 м. Дренаж рыхлых отложений осуществляется скважинами-фильтрами, пройденными с поверхности до полукольцевого штрека. Таким же путем перепускаются в горизонтальные выработки воды со дна карьера и из зоны региональной трещиноватости. После проходки дренажных выработок притоки воды в шахты стабилизировались, возрастая на 20—40 $\text{м}^3/\text{ч}$ лишь после сильных дождей. Среднегодовой суммарный водоотлив на месторождении за 1961—1967 гг. составил $221,3 \text{ м}^3/\text{ч}$. В связи с постоянным водоотливом отмечается медленное снижение (на бортах карьера) уровня подземных вод с подъемами в период паводков и ливневых дождей.

Месторождение им. XIX партсъезда находится в тех же физико-географических условиях, что и Учалинское и Сибайское. Основная особенность месторождения заключается в том, что рудные тела (от почти горизонтальных до крутопадающих) приурочены к многослойной толще трещиноватых пород (туфов, кварцевых альбитофиров, порфи-

ритов, известняков). При этом значительную долю занимают известняки (особенно на восточном участке месторождения). Отрабатывается месторождение открытым способом, осушается с помощью скважин за контуром и внутри карьера. По мере углубки карьера суммарный водоотлив из дренажных скважин изменялся от 60 до 500 м³/ч. По данным П. И. Пирожка, в 1969 г. в объединенном карьере северо-западного и восточного участков уровень подземных вод был снижен на 55—57 м, т. е. почти соответствовал глубине карьера (452 м абс.). Приток воды наблюдался по отдельным зонам, и многие из дренажных скважин (глубиной 120 м) оказались сухими, но дно карьера при той же глубине было постоянно покрыто водой. Водоотливом из зумпфа и внутри-карьерных скважин едва удавалось предотвратить затопление карьера.

Бурibaевское месторождение расположено в небольшом долинообразном понижении на левом коренном склоне долины р. Таналык. Линзовидные рудные тела приурочены к контакту альбитофиров и спилитов баймак-бурibaевской свиты силура. Рудовмещающие породы сильно дислоцированы и часто изменены до глиноподобного состояния. По восточной и западной окраинам месторождения они перекрыты юрскими отложениями мощностью 15—25 м, в линзах (до 4 м) песчано-галечных образований которых содержатся подземные воды, не имеющие связи с водами зоны региональной трещиноватости пород баймак-бурibaевской свиты. Подземные воды зоны трещиноватости залегают на глубине 15—25 м, поток их направлен к р. Таналык. За период отработки (1941—1967 гг.) глубина карьера достигла 85 м, среднегодовой водоотлив из него в 1969 г. составлял 18,9 м³/ч, в 1965 г. 20,9 м³/ч, в последующие годы он не увеличивался. Прогнозный водоприток в карьер при глубине 75—80 м, по расчетам А. Н. Толмачева, 75—80 м³/ч.

Мака́нское месторождение расположено в долине пересыхающего ручья Макан-1. Рудные тела приурочены к тектонически нарушенной андезитовой толще верхнего силура, залегающей под эффузивно-пирокластическими дацитовыми породами того же возраста. Породы перекрыты юрскими преимущественно глинистыми отложениями, которые содержат местами подземные воды, тесно связанные с водами зоны трещиноватости палеозойских пород. Среднегодовой приток воды в карьер при глубине 90 м и размерах 400×200 м по поверхности не превышает 2,2—2,6 м³/ч. Для отработки отдельных рудных тел пройдено две шахты глубиной 300 и 205 м сечением 19,6 и 15,5 м². Притоки воды при проходке шахт увеличивались до глубины 50 м, а затем стабилизировались и не превышали 7—8 м³/ч в каждую.

Полиметаллы. Месторождения полиметаллических руд разведаны в пределах Тагило-Магнитогорского прогиба (Бакртау, Таштау и др.) и Башкирского мегантклинория (Верхне-Аршинское).

Месторождения Ба́кртау и Та́штау сульфидного типа, связаны с вулканогенными образованиями баймак-бурibaевской свиты (силура). Рудные тела приурочены к контактам кислых и основных вулканогенных пород. Месторождения располагаются южнее г. Баймака на повышенных участках (сопках) в полосе хр. Ирэндык. Обводнение их происходит за счет вод в зоне (до 60—90 м) региональной трещиноватости пород девона и силура. Питание вод ограничено, так как из-за значительного уклона поверхности лишь около 10% атмосферных осадков идет на инфильтрацию. Наиболее трещиноваты породы до глубины 30—50 м, а подземные воды встречены на глубине от 0—15 м на Ба́кртау до 25—34 м на Та́штау. Суммарный среднегодовой приток в две шахты (глубиной 95 и 112 м) на месторождении Ба́кртау в 1962—1966 гг. при длине горизонтальных выработок на соответствующих глубинах 480 и 1295 м и горизонтальных скважин 791 и 1322 пог. м состав-

лял 6 м³/ч, снижаясь до 5 м³/ч зимой и увеличиваясь до 11 м³/ч летом в периоды дождей. Прогнозные притоки в шахты глубиной 130 м с рас-сечками до 200 м для Бакртау, по данным Б. И. Орехова, 4,5—5,5 м³/ч, для Таштау при тех же условиях, по данным Н. К. Поливода, 58,3 м³/ч.

Верхне-Аршинское свинцово-цинковое месторождение расположено в долине р. Арши. Рудное тело приурочено к доломитам ревет-ской подсвиты авзянской свиты, залегающим среди терригенных пород. Доломиты сильно трещиноваты и закарстованы, а вблизи рудного тела превращены в доломитовую «крошку». На участке месторождения они перекрыты элювиально-делювиальными отложениями на склоне и аллю-виальными в днище долины р. Арши. Рудную залежь обводняют в ос-новном подземные воды в доломитах, которые питаются за счет поверх-ностных вод, стекающих со склонов, и вод трещиноватости терригенных пород. Коэффициент фильтрации доломитов от 1,7 до 32,5 м/сутки. В карьер размером 465×270 м, глубиной 100 м ожидается приток вод из доломитов и аллювия 767 м³/ч, а при распространении депрессионной воронки до водохранилища на р. Арше — 1200 м³/ч (данные К. М. и И. А. Шрамко).

Золото. Коренные месторождения золота приурочены к гидротер-мально-измененным породам вдоль Главно-Уральской зоны глубинного разлома (Миндякская группа) и полиметаллическим рудам в вулка-ногенных породах силура и девона в Тагило-Магнитогорском прогибе (Ик-Давлят и Муртыкты в Учалинском районе, Семеновское и Туба-Каин в районе месторождения Бакртау, Тубинское и др.).

Миндякская группа месторождений располагается на западном крыле Миндякской брахиантклинали складки, рудные тела заклю-чены в толще диабазов. В настоящее время обрабатываются Благодат-ное и Южно-Ремезовское месторождения, приуроченные к одной из со-пок в днище понижения между хребтами Уралтау и Ирндык—Крыкты. Подземные воды зоны региональной трещиноватости пород залегают на глубине 16,5 м на Благодатном и 12—25 м на Южно-Ремезовском. Бла-годатное месторождение до глубины 128 м обрабатывалось карьером, ни-же (на глубине 137, 187 и 247 м) горизонтальными выработками из шахты. При глубине карьера 30—40 м и размерах 550×300 м приток составлял 50—100 м³/ч, а при дальнейшей углубке карьера 20—25 м³/ч, увеличиваясь в 2—5 раз осенью и весной. По стволу шахты в интервале глубин 37—255 м породы сухие. Отсутствует приток и в горизонтальные выработки на глубине 187 (длина 1500 пог. м) и 247 м (2500 пог. м). В карьер Ремезовского месторождения при глубине 45 м и площади по поверхности 21,3 тыс. м² среднегодовой приток воды составлял 2—2,5 м³/ч. На глубине 50 и 70 м (обнаженная выработками площадь 2,5 тыс м²) суммарный приток уменьшился до 0,3 м³/ч, а на глубине 82 и 187 м выработки сухие.

Гидрогеологические условия месторождений, связанных с полиме-таллическими рудами, такие же, как для месторождения Бакртау.

Кроме коренных месторождений в Тагило-Магнитогорском про-гибе известны месторождения россыпного золота. Они приурочены к ал-лювиальным отложениям долин рек Урал, Миасс, Уй, Таналык, Аль-мамбет и др. и из-за сильной обводненности обрабатываются гидроме-ханическим способом.

Бурый уголь. Буроугольные месторождения расположены в преде-лах Бельской депрессии (часть Южно-Уральского буроугольного бассей-на). Они приурочены к рыхлым мезо-кайнозойским отложениям, выпол-няющим впадины в пермских породах. Различные месторождения ха-рактеризуются сходными и в целом сложными (III группа) гидрогеоло-гическими и инженерно-геологическими условиями. В составе комплекса

весьма неоднородных пород мезо-кайнозоя условно выделяют надугольный, угольный (межугольный) и подугольный «водоносные горизонты», имеющие гидравлическую связь друг с другом и с водами пермских отложений. Ближе к центру впадин воды часто напорные. Водоносные породы (угли, глинистые пески, алевроиты, песчанистые глины), за исключением галечников, обладают очень слабой водоотдачей и плохо поддаются дренированию, требуя длительного времени для осушения. Водоупорные глинистые угли и глины подвержены набуханию с увеличением объема до 25—30%, а песчано-алевритистые породы и угли — размоканию и неустойчивы в откосах.

По данным Б. И. Орехова, на месторождениях, приуроченных к водоразделам, статический уровень вод подугольного горизонта ниже, чем надугольного, и общий естественный отток подземных вод идет в сторону бортов впадин, а на месторождениях, находящихся в долинах, наблюдается обратная картина. В Башкирии детально разведаны месторождения первого типа (Маячное, Бабаевское). Эксплуатируется только Бабаевское.

При эксплуатации Бабаевского месторождения осушение надугольного «водоносного горизонта» и снижение напора в подугольном достигается с помощью водоотлива из карьера и дренажных выработок. Первоначально последние состояли из двух шахт глубиной 30 м с рассечками. Приток воды в шахты достигал 28—35 м³/ч. Общая длина дренажных выработок на 1/1 1967 г. составляла 7221 м. Снятие напора подугольного «горизонта» производится забивными фильтрами и шахтными колодцами, пройденными из подземных выработок. Приток воды из забивных фильтров составляет десятые и сотые доли м³/ч, очень редко до 1,2—6 м³/ч. Надугольный «горизонт» дренируется скважинами, пройденными с поверхности и с уступов карьера до подземных выработок. Приток воды из скважин, пройденных с поверхности и с уступов карьера, снизился за год соответственно с 2,2—12,6 м³/ч до 1,3—9 м³/ч и с 26 до 9 м³/ч. Общий водоотлив в 1966 г., по данным Н. Л. Чильдинова, составил 270,8 м³/ч (расчетный приток 450 м³/ч). С 1968 г. на месторождении перед отработкой углей проходят опережающие скважины, перепускающие подземные воды из надугольного «горизонта» в подугольный, откуда ведется их откачка.

Марганец. Марганцевые руды распространены на платформе вблизи Каратауского антиклинория (Улу-Телякское месторождение) и в Тагило-Магнитогорском прогибе (Учалинская, Абзелиловская и Баймакская группы месторождений).

Улу-Телякское месторождение приурочено к карбонатным породам нижней перми. Здесь известны вторичные руды в зоне выветривания пород и с 1967—1968 гг. пластовые залежи первичных руд. Вторичные руды залегают выше уровня вод в породах нижней перми. Основную роль в их обводнении играют подземные воды, местами содержащиеся в перекрывающих гравийно-галечных и глинистых отложениях плиоцен-четвертичного возраста, а также в рудной толще. Коэффициент фильтрации покровных отложений 0,24—1,29 м/сутки, руд 0,4—0,83 м/сутки. По Д. Е. Айзенвергу, ожидаемые притоки на 1 м длины карьера составят на разных участках от 0,69 до 1,29 м³/сутки. При отработке первичных руд обводнение выработок будет происходить за счет высоководобильного комплекса в карбонатных породах нижней перми.

В Тагило-Магнитогорском прогибе марганцевые руды приурочены к слоям сургучных яшм, яшмовидных кремнистых туффитов и кремнистых сланцев бугулыгурской толщи. К настоящему времени они выработаны. Рудные залежи пластовые или линзовидные, залегают согласно с вме-

щающими породами В зависимости от положения в рельефе обводнены в различной степени

Месторождения Учалинской группы (Уразовское, Тетраук, Кожяевское и др) расположены на западном склоне хребтов Ирендык—Крыкты, а также по днищу понижения между хребтами Ирендык—Крыкты и Уралтау севернее пос Миндяк и приурочены к отдельным сопкам По данным А Ф Опалева и А Н Фонарева, руды месторождения Тетраук залегают на 75 м выше уровня подземных вод, а на остальных безводны до уровня гидрографической сети

Абзелитовская группа насчитывает до 15 небольших месторождений, расположенных в пределах восточных предгорий хребтов Ирендык—Крыкты от широтного течения р Мал Кизил до с Аскарново Одни из них приурочены к склонам хребтов (Аюсазовское, Аумышевское, Биккуловское), другие к межхребтовым понижениям (Алимбетовское, Ниязгуловское, Казган-Таш и др) Более обводнены месторождения, приуроченные к межхребтовым понижениям Приток в шахту Алимбетовского рудника на 14/XII 1942 г при забое 45 м составлял $74 \text{ м}^3/\text{ч}$ В районе Абзелиловской группы отрабатывались также вторичные (болотные) марганцевые руды Салаватского, Кужановского, Даутовского, Аскарковского и Кучаровского месторождений, приуроченных к поймам долин рек «Бобовые руды» залегают в глинах мощностью 1,5 м, перекрытых почвенным слоем и подстилаемых песчано гравелистым аллювием Глубина залегания подземных вод 0,2—1,5 м В паводки участки затопляются Осушение месторождений производилось траншеями со спуском воды самотеком в реки

Месторождения Баймакской группы (Губайдуллинское, Янзигитовское, Файзуллинское и Мачилия) находятся в пределах выположенной части хр Ирендык (южнее г Баймака) Рудные тела залегают выше уровня горизонта грунтовых вод с превышением над местной гидрографической сетью более 100 м

Железо. В пределах Инзерского синклинория, Тараташско Ямантауского и Иремельско-Малиногорского антиклинориев Центрально-Уральского поднятия известны шесть групп железорудных месторождений Зигазино Комаровская, Инзерская, Лапыштинская, Куртмалинская, Авзянская и Тирлянская Рудные тела, представленные сверху бурыми железняками и охристо-порошковыми рудами, а внизу сидеритами, залегают в различных толщах верхнего протерозоя Так, месторождения Лапыштинской группы приурочены к бакальской свите, Авзянской и Куртмалинской групп — к зигазино комаровской свите, Инзерской и Зигазино Комаровской групп — к катаскинской и малоинзерской подсвитам авзянской свиты, Тирлянской группы — в основном к авзянской свите Рудовмещающими являются глинистые сланцы и алевролиты с редкими прослоями кварцитов Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и расположены вдоль контакта с подстилающими карбонатными Вмещающие породы на контакте изменены до глиноподобного состояния («белики»)

В рельефе месторождения соответствуют возвышенностям с абс от 600—630 м Превышение их над речной сетью 50—150 м Рудные тела залегают как выше, так и ниже уровня подземных вод Верхние части рудных тел обводняются за счет вод зоны региональной трещиноватости терригенных свит, а на глубине, очевидно, в основном за счет вод в подстилающих карбонатных отложениях На некоторых месторождениях за счет вод из карбонатов возможно обводнение также верхних частей рудных тел Примером может служить месторождение «Северный Наратай» Рудная залежь представлена крутопадающими пластовыми телами Она подстилается известняками и доломитами катаскинской

подсвиты авзянской свиты, а в висячем боку ее развиты углисто-глинистые сланцы, алевролиты и песчаники малоинзерской подсвиты. На севере месторождения воды известняков и зоны региональной трещиноватости сланцево-песчаниковых рудоносных пород тесно связаны между собой и залегают на глубине 8—10 м. В южной его части рудная залежь погружается на глубину 50—70 м, водоносный горизонт в известняках отделен от пород малоинзерской подсвиты слоем глин «беликов» подошвы залежи и имеет напор. В этих условиях ожидаемый приток воды в карьер глубиной 130 м, размером 1120×170 м, по данным А. С. Чистосердова, составит 383 м³/ч.

На отрабатываемом Туканском месторождении при глубине карьера 80 м подземные воды не вскрыты (ожидаются на 10 м ниже).

Магнезиты. В Башкирии имеется одно месторождение магнезитов Кзыл-Ташское. Оно находится в 25 км к западу от г. Белорецка (на небольшой возвышенности, с трех сторон омываемой р. Бол. Сюрюньязк), разведано, но не отрабатывается. Здесь пластообразная рудная залежь кристаллического магнезита приурочена к карбонатам кзыл-ташской свиты (возможный аналог лапштинской подсвиты саткинской свиты), залегающим среди кристаллических сланцев. Протерозойские породы перекрыты корой выветривания мощностью до 90 м в зонах тектонических нарушений и элювио-делювием (до 68 м). Состав рыхлых образований — глинистые мелкозернистые пески с обломками материнских пород. Рудная залежь имеет северо-западное падение под углом от 15—25 до 60—70°. В ней вдоль разломов до глубины 180 м прослежены элювированные прослои. Залежь обводняется за счет вод в карбонатных породах, покрывающих их элювиально-делювиальных образованиях и водоносного горизонта аллювиальных отложений долины р. Бол. Сюрюньязк. Карбонатные породы наиболее закарстованы и трещиноваты в зонах тектонических нарушений. Карстовые полости размером от 0,3—0,6 до 2—3 м известны в них до глубин 235 м. Коэффициент фильтрации карбонатных пород от 0,0013 до 21,4 м/сутки. Ожидаемые притоки воды в карьер при глубине 180 м (площадь его по верху 104 600 м²) до 350 м³/ч (расчеты Б. И. Орехова и А. С. Чистосердова).

Бокситы. Месторождения бокситов из 11 рудных участков (Ново-Пристанские и Кукшинские), находятся на границе с Челябинской областью вдоль железной дороги Уфа—Челябинск и приурочены к известнякам и доломитам франского яруса девона. Детально разведаны из Ново-Пристанских «Межевой лог», из Кукшинских «Новое». Бокситы залегают на глубине 50—60 м, заполняя карманы различной формы в известняках. Глубина залегания подземных вод в карбонатных породах от 20 до 65 м. Наиболее закарстована и водообильна надбокситовая толща, представленная преимущественно чистыми толстослоистыми известняками франского и фаменского ярусов. В плане закарстованность их неравномерная, что способствует образованию зон разной водопроницаемости. Неравномерная закарстованность надбокситовой толщи осложняет условия проходки выработок, так как при встрече интенсивно закарстованных зон, особенно связанных с поверхностными водотоками, происходят внезапные и значительные прорывы вод. По данным Ю. В. Салтыкова, на месторождении «Межевой лог» расчетные водопритоки длиной 620 м на горизонте 200 м составляют 180 м³/ч, длиной 600 м на горизонте 230 м—550 м³/ч, на месторождении «Новом» при длине выработок 750 м на горизонте 320 м—192 м³/ч, а на горизонте 275 м—370 м³/ч. Подбокситовая терригенно-карбонатная толща (франско-живетская) по сравнению с надбокситовой закарстована слабо и менее водообильна. Прорывы подземных вод в шахту со стороны подбокситовой толщи на Блиново-Каменском месторождении отсутствовали, тогда как

со стороны надбокситовой происходили неоднократно. Бокситовый пласт неводоносен (водоупор).

Тальк. На севере хр. Уралтау разведано пять месторождений талька: Козьмо-Демьяновское, Абдул-Касимовское, Кирябинское, Пугачевское и Абдул-Бакеевское. Они приурочены к контактам перидотитовых и серпентинитовых интрузий с кристаллическими сланцами протерозоя. Наиболее крупное из них Козьмо-Демьяновское. Оно обводнено за счет вод зоны региональной трещиноватости пород нижнего палеозоя и верхнего протерозоя. Глубина залегания вод 0,2—9 м. Ожидаемый приток в карьер размером 200×200 м и глубиной 45 м — 6,5 м³/ч, глубиной 80 м — 31 м³/ч.

Каменная соль. Месторождения каменной соли приурочены к гипсово-ангидритовой толще кунгура. Они известны в осевой части Бельской депрессии и на юго-восточном склоне платформы. На разведанных месторождениях соль залегает в виде слоев и линз мощностью от 100—150 м (Стерлибашевское) до 700 (Яр-Бишкадакское) — 1500 м (Стерли-тамакское) на глубине соответственно от 100 до 400—500 м. Соль и вмещающие ее гипсово-ангидритовые толщи водоупорны. Добыча соли на Яр-Бишкадском месторождении идет путем выщелачивания водой через скважины.

Строительные материалы. В Башкирии разведано и эксплуатируется большое количество месторождений строительных материалов: гипсов, известняков, доломитов, песчано-гравийной смеси, песка, кирпичных и огнеупорных глин и др.

Месторождения гипса (более 300) расположены в основном на участках выхода на поверхность отложений кунгурского яруса. Гипсы при выходе на поверхность и при залегании под четвертичными, плиоценовыми или верхнепермскими отложениями мощностью до 80 м закарстованы. К ним приурочен водоносный горизонт. В настоящее время отрабатываются в основном гипсы, расположенные выше уровня подземных вод. При отработке их ниже уровня водоносного горизонта ожидаются значительные водопритoki.

Многочисленные месторождения известняков и доломитов известны в различных районах Башкирии и связаны с отложениями различного возраста: от верхней перми до верхнего протерозоя. Приурочены они к участкам выхода на поверхность соответствующих отложений и разведаны в основном выше уровня подземных вод под разработку открытым способом. Только нижнедевонские известняки (Пугачевское месторождение) в 7 км юго-западнее г. Белорецка предполагается отрабатывать ниже уровня подземных вод, залегающих здесь на глубине 10—35 м, что на 30—35 м выше уровня р. Белой (водоносный комплекс в отложениях девона и силура). Ожидаемый приток воды в карьер с забоем на отметке, близкой к уровню в р. Белой, и приведенным радиусом 190 м — 53 м³/ч весной и 35 м³/ч зимой.

Месторождения строительных песков и песчано-гравийных смесей связаны в основном с аллювиальными отложениями пойм и первых надпойменных террас долин рек. Большая часть их запасов находится ниже уровня водоносного горизонта в аллювиальных четвертичных отложениях. Нередко месторождения отрабатываются гидромеханическим способом.

Месторождения стекольных песков разведаны на Кутлугузинском, Караул-Тауском и Мускульдинском участках. В настоящее время отрабатываются два первых месторождения, расположенные в 18—20 км к юго-западу от пос. Красноусольский. Они связаны с отложениями эоцена. Кутлугузинское месторождение расположено на небольшом междуречье Белая — Язы-Елга. Подземные воды здесь встречены в виде линз

в покровных четвертичных и миоценовых отложениях и существенного значения в обводнении месторождения не имеют. Караул-Тауское месторождение находится на склоне возвышенности Караултау. В его пределах развит единый водоносный горизонт в песках четвертичного и неогенового возрастов. Он вскрыт на глубине от 3,1 до 37,6 м. До абс. отм. 150 м пески сухие, а при отработке ниже этой отметки потребуются водоотлив с расходом $2,34 \text{ м}^3/\text{ч}$ при площади карьера $3,35 \text{ га}$.

Месторождения кирпичных глин довольно многочисленны. Они приурочены к делювиально-аллювиальным четвертичным отложениям надпойменных террас долин рек. Разработка месторождений ведется до уровня подземных вод.

Промышленные залежи огнеупорных глин связаны с миоценовыми отложениями. В настоящее время отрабатываются три месторождения: Тавтимановское (междуречье Сим—Уфа), Талалаевское (севернее г. Стерлитамака) и Ахмеровское (западнее г. Белорецка). Подземные воды содержатся лишь в покровных четвертичных суглинках и практически не препятствуют отработке месторождений.

Из вышеизложенного видно, что в пределах большинства месторождений различных полезных ископаемых условия для промышленного освоения вполне благоприятны. В первую очередь это относится к месторождениям меди. Менее благоприятны условия отработки месторождений, связанных с карбонатами. Самыми сложными для отработки являются месторождения бурых углей, где часты оползни и оплывы масс по бортам карьеров, пучение пород и очень медленное их осушение.

Глава XIV

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ РУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В пределах Башкирского Урала месторождения рудных полезных ископаемых: железа, марганца, меди, цинка, свинца, полиметаллов, золота и др. — принадлежат к различным генетическим типам и рудным формациям. В настоящее время здесь ведутся в основном поиски месторождений меди и цинка, связанных с колчеданной рудной формацией, и в комплексе с другими методами их поиска применяется гидрохимический.

Гидрохимический метод поисков, как известно, основан на выявлении признаков, характерных для водных ореолов рассеяния компонентов рудных месторождений. В сравнении с водами, находящимися вне рудных тел и его литохимических ореолов (воды с фоновой концентрацией элементов), водные ореолы вблизи рудной минерализации в породах характеризуются повышенным содержанием рудообразующих элементов и их спутников, а при окислении сульфидных месторождений, кроме того, повышенным содержанием сульфат-иона и пониженным значением pH. Фоновые (наиболее часто встречающиеся) в водах на Южном Урале содержания микроэлементов (при pH вод 6,3—8), по данным химического (И. Ф. Соколов, 1961 г.) и спектрального анализов приведены в табл. 18.

В фоновых водах содержание многих микрокомпонентов находится ниже примененной чувствительности спектрального анализа: для свинца, молибдена, серебра, висмута, бериллия, ванадия 0,001%, бария, мышьяка и сурьмы 0,01% от сухого остатка. Спектральному определению цинка в сухих остатках проб воды мешает присутствующий в больших количествах кальций. Концентрация металлов в водах зависит от

Таблица 18

Cu	Zn	Pb	Mo	As	Ni	Cr	Mn	Sr	V	F
Химический анализ, $n \cdot 10^{-3}$ мг/л										
2—5	10—20	0,5—1	0,5—1	0,2—0,5	3—5	0,5	20—40		15—20	200—500
Спектральный анализ, $n \cdot 10^{-3}$ % от сухого остатка										
1—3					1—3		10—30	10—100		

многих причин, важнейшими из которых являются металлогенические особенности района, состав водовмещающих пород, интенсивность водообмена и тип вод (подземные, поверхностные). Так, в Учалинском районе, где на золоторудных и колчеданных месторождениях повышено содержание мышьяка, фоновые содержания последнего в природных водах в 5—10 раз выше, чем в водах других районов Южного Урала (до 0,005 мг/л). Воды в серпентинитах за пределами влияния месторождений отличаются от вод в эффузивных породах в Баймакском и Бурибайском районах более высоким содержанием никеля (в 3—5 раз). В районах с интенсивным водообменом и хорошей проницаемостью пород пониженная минерализация природных вод сопровождается более низкими фоновыми содержаниями металлов (табл. 19).

Таблица 19

Характер водообмена	Район циркуляции природных вод	Сухой остаток, мг/л	Содержание, мг/л	
			Медь	Цинк
Интенсивный	Среднгорный рельеф восточного склона хр. Уралтау и западного склона хр. Иреник	50—200	0,002	0,010
Заметный	Грядово-мелкосопочный рельеф Баймакского района	300—400	0,005	0,020

Фоновые содержания меди, цинка и молибдена в поверхностных водах на площади Тагил-Магнитогорского прогиба примерно в 2 раза ниже, чем в подземных (Засухин, Логинова, 1963).

Успешному проведению гидрогеохимических поисков, особенно при разнообразии природной обстановки в районе способствует знание характеристик водных ореолов известных месторождений рудных полезных ископаемых. В связи с этим они изучались на следующих колчеданных месторождениях Гайском, Маканском, им. XIX партсъезда, Таштау, Бакрдау, Южный Юлук и др. В водных ореолах этих месторождений обнаруживаются повышенные относительно фона содержания. Cu, Zn, Pb, Mo, As, Mn, Al, Ni, Co, Ag, Ba, Sr, V, Sb, P, а также SO_4 и пониженное значение pH. Степень аномальности перечисленных компонентов и их комплекс в водном ореоле определяются процессами разрушения рудных тел, химическим составом рудных тел и рудовмещающих пород. Наибольшему разрушению подвергаются рудные тела и их ореолы в условиях, благоприятных для окисления, когда формируются обширные водные ореолы с высоким содержанием металлов, низкими значениями pH и повышенной минерализацией. Так, поток кислых сульфат-

ных вод от Гайского месторождения, направленный в сторону Гайского озера, имеет длину около 2 км а ширину 1,2 км (Пислегина, 1956). В водах этого месторождения (Черняев, Черняева, 1962) в максимальных количествах установлены (10^{-3} мг/л): сумма минеральных солей 277 200, Cu 647, Zn 9145; Pb 0,06; Fe^{2+} 34 255; Fe^{3+} 2354; минимальное значение pH 2,8.

Однако на значительной глубине месторождения, по-видимому, не подвергаются окислению. В этом случае возможно формирование на эндогенных ореолах водных ореолов рассеяния, представленных нейтральными и щелочными несulfатными водами со слабоаномальным содержанием металлов. Нечеткие геохимические показатели имеют также водные ореолы, образующиеся за счет растворения компонентов «шляпных» бурых железняков на месторождениях, ранее подвергавшихся окислению. Например, водный ореол месторождения Таштау характеризуется сравнительно низкими содержаниями металлов: медь 0,010—0,080, молибден 0,005—0,030, цинк 0,010—0,020 мг/л при щелочной реакции гидрокарбонатно-сульфатных слабоминерализованных вод (0,3—0,4 г/л).

При изучении водных ореолов на месторождениях выявлены некоторые особенности их формирования в зависимости от химического состава рудных тел и водовмещающих пород. Водные ореолы золотоколчеданных месторождений (Бакртау, Южный Юлук) отличаются от водных ореолов медноколчеданных месторождений более высокими содержаниями серебра. Для водного ореола золото-баритового месторождения Горная Байкара характерны аномальные содержания Cu, Ag, Ba, Sb, V. Последние три элемента в водах колчеданных месторождений в аномальных содержаниях встречаются крайне редко, а поэтому они должны учитываться при поисках золото-баритовых руд. Влияние водовмещающих пород на формирование водных ореолов можно проследить на примере месторождений Макан и им. XIX партсъезда. Высокая минерализация вод на месторождении Макан образуется под влиянием юрских континентальных отложений, перекрывающих рудовмещающие породы. На месторождении им. XIX партсъезда, где водный ореол формируется в условиях карбонатных пород, минерализация вод низкая, а абсолютные содержания большинства металлов в 2—100 раз ниже, чем в ореоле месторождения Макан.

По химическим признакам в составе водных ореолов выделяются три зоны: зона вод рудного тела, зона вод первичного ореола и зона вод вторичного литохимического ореола. Существуют также зоны с водами смешанного происхождения, а отсюда и смешанного состава. На наиболее полно изученных окисляющихся медноколчеданных месторождениях Макан и им. XIX партсъезда гидрогеохимическая зональность проявляется в основном по комплексу элементов с определенной степенью аномальности (табл. 20).

Для вод зоны рудного тела характерны аномальные содержания большинства элементов и фоновое содержание молибдена и мышьяка. Воды, формирующиеся под влиянием первичного ореола, отличаются от предыдущих фоновой концентрацией алюминия и pH, повышенно фоновым содержанием мышьяка и аномальным содержанием молибдена. Отличительной особенностью вод зоны вторичного литохимического ореола является аномальная концентрация молибдена при фоновом содержании Mn, Ni, Co, Pb. Абсолютное содержание молибдена здесь значительно ниже, чем в зоне вод первичного ореола. Особое место в третьей зоне занимают Cu, Zn, As, F, SO_4 , которые обнаруживаются в количествах от фоновых до аномальных.

Таблица 20

Зоны водного ореола	Компоненты с постоянной степенью содержаний			Компоненты с переменной степенью содержаний
	Аномальное	Повышенное фоновое	Фоновое	
Зона вод рудного тела	Al, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, F, SO ₄ , pH		Mo, As	
Зона вод первичного ореола	Mo, Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, F, SO ₄	As	Al, pH	
Зона вод вторичного литохимического ореола	Mo		As, pH, Mn, Co, Pb	Cu, Zn, As, F, SO ₄

В табл. 20 указаны основные гидрогеохимические признаки зон водных ореолов. Вспомогательными признаками являются: общая минерализация вод, формы нахождения элементов в растворе, соотношение между содержаниями некоторых элементов в растворе и в твердой фазе (взвесь в воде). От зоны рудных вод к зоне вод экзогенного ореола увеличивается общая минерализация вод, в растворе уменьшается содержание меди в ионной форме и увеличивается в виде комплексных соединений, содержание меди и цинка уменьшается в жидкой фазе раствора и увеличивается в твердой фазе (во взвесах). Аномальное содержание в воде одного или нескольких элементов из комплекса, характерного для водных ореолов месторождений,—необходимое условие для выделения гидрогеохимической аномалии. Существует несколько методов выбора аномальных значений элементов. Они изложены в работах А. А. Бродского (1964) и Г. А. Голевой (1968). Усредненные нижние пределы аномальных содержаний элементов для природных вод Южного Урала следующие (мг/л): медь 0,01, цинк 0,06, молибден 0,005, мышьяк 0,005, свинец 0,01, никель 0,01, кобальт 0,003, алюминий 0,03, марганец 0,100, ванадий 0,06, барий 0,300. Содержания, промежуточные между фоновыми (см. табл. 20) и аномальными, объединяются в группу повышенно фоновых содержаний. Для оценки перспективности гидрогеохимических аномалий на обнаружение рудных тел необходимо использование указанных гидрохимических характеристик с обязательным учетом геологической, гидрогеологической, геоморфологической и климатической обстановок в районе аномалии. Подробно методика оценки их перспективности изложена в ряде работ (Засухин, Логинова, 1963; Бродский, 1964; Голева, 1968).

На Южном Урале гидрогеохимическим методом выявлен ряд перспективных участков, рекомендованных для детализации. В результате применения на этих участках других методов были выявлены рудопоявления и месторождения небольших масштабов. В настоящее время в Башкирии гидрогеохимические данные систематически используются для оценки перспективности территории на рудные полезные ископаемые.

Часть четвертая

Глава XV

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

При написании главы использованы материалы инженерно-геологических исследований на отдельных участках и данные геологических съемок.

Районирование территории произведено с выделением трех таксономических единиц: регионов — по геоструктурному признаку, областей — по геоморфологическому, районов — по составу геолого-генетических комплексов пород (карта 3). Районы характеризуются площадью распространения выделенных геолого-генетических комплексов, объединенных в инженерно-геологические группы горных пород. В соответствии с геологическим строением территории выделены три региона (западный, центральный и восточный).

ЗАПАДНЫЙ РЕГИОН

Регион охватывает Волго-Уральскую антеклизу, Предуральский краевой прогиб и Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости. В составе его до глубины эрозионного вреза выделяются два структурных этажа: мезо-кайнозойский и ордовикско-верхнепалеозойский.

Мезо-кайнозойский структурный этаж представлен формациями поверхностных отложений (внеледниковая востока Русской равнины и горных склонов) и пород коренной основы, относящихся к верхнетерригенной формации (до отложений нижнего триаса включительно). Ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж представлен отложениями от верхнепермских до каменноугольных включительно.

В западном регионе выделено шесть инженерно-геологических областей: 1-а — Бугульминско-Белебеевская возвышенность; 1-б — Общий Сырт; 1-в — Прибельская холмисто-увалистая равнина; 1-г — Сакмаро-Бельская возвышенность; 1-д — Уфимское плато; 1-е Приайская холмисто-увалистая равнина.

Область 1-а. Бугульминско-Белебеевская возвышенность расположена на юго-западе Башкирии. Она характеризуется платообразными водоразделами, разделенными глубокими долинами рек. Основные из них (долины рек Ик и Дема) имеют хорошо выраженные террасы. Абсолютные отметки водоразделов 400—450 м.

Внеледниковая формация востока Русской равнины представлена здесь аллювиальными и элювиально-делювиальными отложениями. Аллювиальные отложения в долинах рек Ик, Дема и их притоков представлены в основном суглинками и глинами. Естественная влажность их (средняя) 19—20%, допустимые нагрузки на суглинки 1,6—2,5 кг/см²

(табл. 21). Однако гражданское и промышленное строительство на низких террасах ограничено вследствие затопляемости территории. Строительство дамб и трубопроводов осуществляется успешно. Благоприятными условиями для строительства характеризуются водоразделы и пологие склоны, на которых развиты элювиально-делювиальные суглинки, глины, реже супеси. Иногда эти отложения отсутствуют и на поверхность выходят породы коренной основы. Подземные воды на этих участках залегают на глубине 3—5 м и не агрессивны. Допустимые нагрузки на элювиально-делювиальные глины достигают $2,7 \text{ кг/см}^2$, на суглинки — $1,7—2,5 \text{ кг/см}^2$ (см. табл. 21).

поверхность. На юго-востоке области в этих породах развит карбонатный карст, а севернее г. Октябрьского имеются участки гипсового карста, связанные с близким залеганием от поверхности гипсов кунгурского яруса. Из других современных геологических процессов наблюдается подмыв берегов р. Ик. На участках отсутствия карста породы верхнеказанского подъяруса служат надежным основанием для различных сооружений. На них построен рабочий пос. Серафимовский и др.

В третьем районе развиты комплексы полускальных отложений карбонатно-терригенной формации (до 65 м) нижнетатарского подъяруса верхней перми (P_{2t_1}) — песчаников, аргиллитоподобных глин, известня-

Таблица 21

Показатели	Аллювиальные отложения						Делювиальные отложения					
	Глины		Суглинки		Супеси		Глины		Суглинки		Супеси	
Глубина отбора проб, м	1,1—7,8	—	1,7—5,8	—	1,0—3,0	—	1,5—4,0	—	1,0—5,8	—	1,8—2,2	—
Количество определений	—	7	—	14	—	2	—	12	—	28	—	3
Естественная влажность, %	13,5—29,39*	19,09**	8,7—34,4	20,09	10,24—23,71	11,98	11,21—29,36	20,98	10,16—28,46	17,97	7,0—11,06	9,03
Удельный вес, $г/см^3$	2,51—2,72	2,66	2,63—2,90	2,72	2,47—2,68	2,58	2,68—2,79	2,73	2,62—2,83	2,71	2,58—2,68	2,62
Объемный вес, $г/см^3$ при естественной влажности	1,70—2,08	1,87	1,53—2,04	1,80	1,50—2,14	1,82	1,71—1,97	1,85	1,63—2,11	1,79	1,75—1,87	1,81
Пластичность, %:												
верхний предел	32,6—70,0	44,59	25,2—47,9	34,09	21,3—28,3	24,8	32,2—47,5	39,5	21,4—45,9	33,6	20,0	—
нижний предел	14,1—52,2	26,9	12,8—25,5	19,50	12,0—16,4	14,2	16,1—24,7	20,5	10,7—28,0	20,8	18,0	—
Число пластичности	9—23	18	6—22	14	5—16	11	12—26	19	5—20	12	2	—
Пористость, %	32,0—45,0	40,14	37,2—50,7	44,27	29,0—48,7	35,90	39,6—56,8	46,12	61—48,9	44,0	32,35—44,42	56,89
Коэффициент пористости	0,47—0—812	0,641	0,592—1,05	0,819	0,40	—	0,587—0,920	0,793	0,526—1,052	0,821	0,481—0,707	0,594
Степень влажности	0,479	—	0,361—0,90	0,601	—	—	0,50—0,88	0,691	0,5—1,0	0,683	0,42	—
Показатель консистенции	0,771	—	—	—	—	—	0,28—1,016	0,39	от —0,93 до +1,16	—1,40	—	—
Гранулометрический состав, мм:												
гравий 1,0	—	—	—	—	—	—	13,4	—	1,10	—	—	—
песчаные 1,0—0,05	2,37—35,80	19,57	5,7—63,29	25,11	32,2	—	2,24—34,0	22,18	9,93—64,5	38,59	67,0—79,23	72,08
пылеватые 0,05—0,005	9,94—46,2	34,50	9,18—70,8	51,93	10,8	—	4,73—49,1	33,62	19,5—90,07	42,64	11,73—28,9	21,21
глинистые 0,005	30,4—56,0	45,93	13,10—29,3	22,96	6,0	—	30,40—93,03	62,71	0,0—27,9	19,45	4,10—9,04	6,71
Угол внутреннего трения, град	—	—	20,30—27,4	23,56	—	—	—	—	26,19	—	—	—
Сцепление, $кг/см^2$	—	—	0,336—0,687	0,477	—	—	—	—	0,350	—	—	—
Модуль общей деформации, $кг/см^2$	—	—	17—113	53,7	—	—	16,0—77,9	38,2	6,9—45,9	26,4	—	—
Коэффициент относительной просадочности	—	—	0,0006—0,001	0,008	—	—	0,006—0,04	0,02	0,0003—0,062	0,02	0,01	—
Допустимая нагрузка, $кг/см^2$	—	—	1,6—2,5	—	—	—	2,7	—	1,7—2,5	—	3,0	—

* Пределы характеристик.

** Средние значения.

Породы коренной основы данной области входят в ордовикско-верхнепалеозойский структурный этаж и делятся на три формации, развитые в трех районах.

Первый район характеризуется развитием комплексов группы полускальных пород верхнетерригенной формации уфимского и казанского ярусов ($P_{2u}+K_2$): песчаников, глин, алевролитов с прослоями известняков, доломитов и мергелей. Эти отложения в основном развиты на востоке и северо-востоке области в пределах водоразделов и их склонов.

Во втором районе развиты лагунно-морские и континентальные осадки терригенно-карбонатной формации (110—125 м), куда входят комплексы известняков, доломитов, песчаников, алевролитов, конгломератов, мергелей, глин и аргиллитов верхнеказанского подъяруса верхней перми (P_{2kz_2}). Эти отложения относятся к группе полускальных пород. На крутых склонах и высоких водоразделах они часто выходят на

ков и мергелей. Мощность отдельных разностей от 3 до 10 м. Эти породы на водоразделах и их склонах залегают обычно на глубине 5—10 м от поверхности.

Для всех трех районов характерно глубокое (до 20 м) залегание грунтовых вод на водоразделах. Воды преимущественно неагрессивные с минерализацией менее 1 г/л.

В целом территория Бугульминско-Белебеевской возвышенности довольно благоприятна для освоения. Здесь расположены города Белебей, Октябрьский, Туймазы, проложены водо-, газо- и нефтепроводы. Подземные сооружения, как правило, размещаются выше уровня грунтовых вод в элювиально-делювиальных связных породах, позволяющих осуществлять проходку канав механизированным способом.

Область 1-б. Общий Сырт характеризуется выпуклой поверхностью водоразделов и слабо выраженной асимметрией речных долин.

Абсолютные отметки междуречий не превышают 300—350 м. Здесь, как и в области 1-а, развиты породы внеледниковой формации востока Русской равнины. Аллювиальные отложения маломощны и не имеют большого распространения, тогда как элювиально-делювиальные отложения развиты повсеместно и имеют мощности до 10 м. По составу это большей частью суглинки, глины, супеси общесыртовой свиты, объединенные на карте с элювиально-делювиальными отложениями в общую инженерно-геологическую группу связных пород (сldN—Q). Из пород коренной основы развиты отложения ($P_{2u}+kz$) верхнетерригенной формации и (P_2kz_2) терригенно-карбонатной, аналогичные описанным в области 1-а.

Область 1-в. Прибельская холмисто-увалистая равнина имеет сглаженную волнистую поверхность с абсолютными отметками водоразделов около 240 м и превышением их над днищами долин 80—90 м. Вдоль р. Белой (от р. Сим до р. Зилим) встречаются отдельные горы с отметками вершин до 515 м.

Показатели	Аллювиальные отложения					
	Глины		Суглинки		Супеси	
Глубина отбора проб, м	1,0—10,0	—	0,4—6,15	—	0,25—3,10	—
Количество определений	—	56	—	83	—	5
Естественная влажность, %	7,25—75,6*	2869**	9,3—39	23,90	7,12—25,33	23,03
Удельный вес, $г/см^3$	2,50—2,87	2,72	2,57—2,86	2,70	2,66—2,74	2,69
Объемный вес при естественной влажности, $г/см^3$	2,36—2,10	1,90	1,54—2,14	1,86	1,62—1,98	1,82
Пластичность, %:						
верхний предел	27,3—80,3	42,1	16,7—44,8	33,48	20,8—28,2	23,7
нижний предел	16,0—40,1	22,1	12,8—30,0	19,95	14,6—20,9	17,5
Число пластичности	7—40	20	2—34	13	5—7	6
Пористость, %	27,1—67,18	44,97	31,8—52,92	43,91	40,4—46,3	43,26
Коэффициент пористости	0,548—2,046	0,907	0,446—1,12	0,80	0,677—0,789	0,732
Степень влажности	0,66—1,00	0,912	0,52—1,0	0,814	0,29—0,34	0,34
Показатель консистенции	от — 0,07 до + 1,52	0,642	от — 0,22 до + 0,72	0,292	от — 1,5 до + 0,6	— 0,45
Гранулометрический состав, мм:						
гравий 1,0	1,15—9,40	5,28	0,43—19,16	9,79	5,8	—
песчаные 1,0—0,05	0,3—45,90	16,40	0,1—72,0	27,11	41,6—100,0	62,76
пылеватые 0,05—0,005	11—64,88	44,33	13,2—79,5	50,98	16,3—46,7	34,64
глинистые 0,005	24—75,0	39,06	10,0—30,0	21,66	7,0—9,9	8,9
Угол внутреннего трения, град	9,1—23,3	17,1	10—35,40	19,44	26—36,1	31,03
Сцепление, $кг/см^2$	0,13—0,675	0,321	0,0—0,512	0,282	0,417—0,563	0,49
Модуль общей деформации, $кг/см^2$	12—39	25	14,0—70,3	34,0	—	—
Коэффициент относительной просадочности	0,0005—0,013	0,004	0,0006—0,06	0,12	—	—
Допустимая нагрузка, $кг/см^2$	0,75—3,0	—	1,0—3,0	—	2,0—3,0	—

* Пределы характеристик.

** Средние значения.

В пределах равнины широко развиты аллювиальные отложения р. Белой и ее притоков — рек Уфа, Сим, Быстрый Танып, Дема и др. Они представлены в основном суглинками, глинами и песчано-гравийно-галечными образованиями, мощность которых в долине р. Белой достигает 80 м. В нижнем течении долин рек развиты мощные озерно-аллювиальные отложения и лагунно-морские преимущественно глинистые осадки плиоцена. Вдоль крупных рек прослеживаются террасы шириной от 2 до 6 км. На поверхности первой террасы встречаются заболоченности и озера-старицы. Особенно сильно заболочены долины рек в их нижнем течении. Допустимые нагрузки на суглинки до $0,75 \text{ кГ/см}^2$, на гравийно-галечные отложения до 3 кГ/см^2 .

Междуречные пространства, как правило, покрыты чехлом глинисто-суглинистых элювиально-делювиальных отложений (рис. 35), но в ряде случаев на значительных площадях они отсутствуют. По физико-механическим свойствам (табл. 22) эти отложения большей частью могут служить несущими грунтами при возведении различных строитель-

Таблица 22

Делювиальные отложения							
Пески		Глины		Суглинки		Супеси	
1,2—9,0	—	0,5—5,2	—	2,0—5,0	—	1,8—2,5	—
—	5	—	96	—	87	—	2
6,41—9,1 2,60—2,65	7,75 2,62	23,38—37,9 2,46—2,87	25,28 2,71	10,18—37,7 2,55—2,83	27,94 2,69	17,07—24,8 2,69—2,70	20,94 2,70
1,75—1,79	1,77	1,65—2,09	1,87	1,52—2,08	1,85	1,75—1,95	1,85
—	—	24,9—60,2	41,0	22,8—48,7	35,4	—	—
—	—	11,9—31,4	21,4	13,3—29,0	20,8	—	—
—	—	6—37	19	3—30	15	—	—
36,4—38,1	37,25	26,8—54,5	44,65	36,4—52,39	44,25	37,9—48,0	42,95
0,573—0,616 0,39	0,594 —	0,558—1,23 0,606—1,0	0,822 0,862	0,58—1,10 0,436—1,0	0,80 0,806	0,61—0,92 —	0,765 —
—	—	от -0,19 до +1,46	0,348	от -0,029 до +0,81	0,29	—	—
3,1—69,4 28,4—90,7	36,25 68,16	0,5—2,5 0,3—47,8	1,5 16,57	24,2 0,6—74,5	— 23,06	— 60,1—65,0	— 62,55
2,1—26,8 0,1—3,3	16,78 1,7	12,5—95,46 31,0—79,64	42,86 41,59	15,6—82,64 10,4—30,0	52,56 17,65	28,0—29,4 7,0—10,0	28,70 8,75
—	—	10,4—32,0	18,09	12,2—36,5	23,24	—	—
—	—	0,15—1,563	0,50	0,05—1,15	0,406	—	—
—	—	13,0—90,6	38,7	20,5—76,9	38,4	—	—
—	—	0,0006—0,026	0,008	0,0006—0,04	0,12	—	—
2,0—2,5	—	1,2—3,5	—	1,0—3,0	—	—	—

ных объектов. Грунтовые воды залегают глубже 4—5 м, их минерализация менее 1 г/л и они неагрессивны.

Породы коренной основы в этой области различны и описываются по районам.

1. Район развития плиоценовых отложений (N_2), представленных глинами, песчаниками и мергелями с прослоями песков и галечников, реже с линзами конгломератов (вдоль р. Белой, междуречье Белая — Быстрый Танып, левобережье р. Белой ниже г. Стерлитамака). Из отложений плиоцена наибольшую мощность (до 200 м) имеет кинельская свита. Допустимые нагрузки на глины плиоцена колеблются от 1,5 до 5,5 кг/см², а на пермские глины — от 2,5 до 5,9 (табл. 23).

Таблица 23

Показатели	Неогеновые отложения (глины)		Пермские отложения (глины)	
Глубина отбора проб, м	2,0—2,5	—	1,5—24,0	—
Количество определений	—	17	—	22
Естественная влажность, %	14,2—29,6*	24,86**	13,42—32,68	22—10
Удельный вес, г/см ³	2,66—2,75	2,72	2,64—2,95	2,73
Объемный вес, г/см ³ при естественной влажности	1,40—2,03	1,95	1,80—2,05	1,94
Пластичность, %:				
верхний предел	29,5—59,9	42,2	24,3—54,6	42,7
нижний предел	17,0—25,3	20,8	14,1—32,0	24,9
Число пластичности	8—40	22	6—25	17
Пористость, %	35,82—47,90	41—36	33,7—47,8	41,28
Коэффициент пористости	0,558—0,919	0,71	0,508—0,916	0,719
Степень влажности	0,682—1,00	0,91	0,30—1,00	0,782
Показатель консистенции	от —0,11 до +1,53	0,4	от —0,43 до +0,85	0,152
Гранулометрический состав, мм				
гравий 1,0	3,40—30,20	16,18	0,4—41,5	13,58
песчаные 1,0—0,05	8,7—41,5	20,35	8,7—46,8	21,36
пылеватые 0,05—0,005	10,2—29,5	38,65	14,5—72,5	43,42
глинистые 0,005	27,6—60,2	39,14	18,0—58,0	31,86
Угол внутреннего трения, град	14—32	23,30	17,2—28,5	27,13
Сцепление, кг/см ²	0,125—0,70	0,342	0,2—1,463	0,713
Модуль общей деформации, кг/см ²	67—86	76	44,2	—
Коэффициент относительной просадочности	—	—	0,004—0,015	0,009
Допустимая нагрузка, кг/см ²	1,50—5,50	—	2,0—5,9	—

* Пределы характеристик

** Средние значения

2. Район развития миоценовых отложений (N_1) к юго-западу от г. Стерлитамака. Здесь развиты глины с линзами песка, алевроита, реже с гравием и галькой, местами обогащенные углистым веществом. Мощность миоцена до 170—200 м.

Комплексы пород первого и второго районов объединены в инженерно-геологическую группу пластовых пород с песчаными и галечниковыми. С миоценовыми образованиями в междуречье Уршак — Куганак связаны оползни. Наиболее слабыми и неустойчивыми являющиеся рыхлые песчано-глинистые отложения. Образованию оползней способствует наличие под водоносными песками водоупорных глин, общий наклон песчаных и глинистых слоев и другие факторы. Песчаные и алевроитовые разности пород миоцена в состоянии естественной влажности являются вполне устойчивыми, но при увеличении влажности и изменения гидростатического равновесия они приобретают свойство плывунов.

3. Район развития комплексов нижнетриасовых (T_1) песчаников, слабцементированных грубообломочных конгломератов, алевролитов, аргиллитов и глин. Эти отложения (до 400 м) на востоке области залегают близко к поверхности в районе Ману-горы и Бака-горы. Они объединены в инженерно-геологическую группу песчаных и песчано-галечных пород с пластичными.

4. Район развития комплексов верхнепермских (P_2) полускальных пород: конгломератов, алевролитов, аргиллитов, аргиллитоподобных глин, мергелей, известняков, неравномерно переслаивающихся и замещающих друг друга (правобережье р. Белой севернее пос. Красноусольского).

5. Район развития комплексов полускальных отложений ($P_{2u}+kz$) уфимского и казанского ярусов занимает значительную часть территории области. Инженерно-геологические условия его аналогичны Бугульминско-Белебеевской возвышенности.

6. Район развития комплексов пород соликамской свиты (P_{2u1}), представленный известняками, доломитами, мергелями, глинами, песчаниками в неравномерном переслаивании и замещении. Отложения объединены в группу полускальных пород. Они развиты на междуречье Белой, Уфы и Быстрого Таныпа. Мощность свиты от 10—15 до 30 м. По правобережью р. Белой ниже г. Уфы и на междуречье рек Бирь и Быстрый Танып в ней появляются гипсы и ангидриты.

7. Район развития комплексов, представленных гипсами, ангидритами, реже известняками и доломитами кунгурского яруса (P_{1kg}), группы полускальных пород галогенной формации. Эти породы залегают в основном под соликамской свитой. В седьмом районе, как и в шестом, интенсивно развит карст. Современный карстовый процесс, как и на предыдущих этапах (древний карст), наиболее интенсивно протекает в речных долинах, на их склонах, особенно в зоне годовых колебаний уровня карстовых и речных вод (рис. 36).

8. Район развития комплекса алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, песчаников, известняков в переслаивании, местами с конгломератами и гипсами. Эти отложения отнесены к группе полускальных пород нижнетерригенной формации нижнепермского возраста (P_1). Они развиты на востоке области. Их восточная граница совпадает с границей внеледниковой формации востока Русской равнины.

Область Прибельской равнины наиболее освоена. Здесь расположены города Уфа, Стерлитамак, Салават, Ишимбай, Мелеуз, Бирск, Нефтекамск, рабочие поселки и крупные сельские населенные пункты. Вся территория, кроме заболоченных участков, имеющих ограниченное распространение, и площадей интенсивного развития карста, застроена или засеяна сельскохозяйственными культурами. Между городами проложены автодороги, газопроводы, нефтепроводы, опорные вышки электропередач, телевизионных мачт, сооружены мосты, теплотрассы, небольшие плотины и т. п. В городах ведется строительство 5-, 9-, иногда 12-этажных зданий и различных сооружений с сосредоточенной нагрузкой. Накопленный опыт строительства подтверждает достаточную устойчивость грунтов в основании разнообразных сооружений. Главным осложняющим фактором является активный карстовый процесс на значительной части территории области. Все известные деформации сооружений (растрескивание отдельных зданий, обрушение части построек и особенно деформации железнодорожного полотна на отрезке Дема — Уфа — Иглино в пределах Уфимского карстового косогора) в той или иной степени обусловлены карстом. Изучение этого процесса и опыт эксплуатации сооружений в карстовых районах, особенно в г. Уфе и ее окрестностях, позволили разработать ряд противокарстовых мероприятий (упо-

рядочение поверхностного стока, глубокий дренаж и отвод карстовых вод, усиление конструкций сооружений и др.), что дало возможность начать освоение площадей, считавшихся непригодными под строительство. В целом область, особенно в пределах междуречий и пологих склонов, благоприятна для строительства различных сооружений.

Область 1-г. Сакмаро - Бельская возвышенность характеризуется преобладанием резко выраженных холмов, увалов и отдельных гор с абс. отм. вершин 300—420 м. Водоразделы обычно выпуклые, постепенно переходящие в крутые сильно изрезанные склоны. Днища долин рек Белая, Нугуш, Бол. Ик широкие и плоские, с относительно большим врезом 100—230 м.

Аллювиально - делювиальные отложения распространены по долинам рек и их склонам. На склонах часты выходы дочетвертичных пород. Физико - технические свойства наиболее распространенных литологических разновидностей пород, являющихся большей частью основанием различных видов сооружений, характеризуются большими колебаниями допустимых нагрузок на грунты аллювиального и делювиального генезиса (табл. 24). По особенностям рельефа высокие водоразделы и сильно изрезанные склоны непригодны для освоения. Благоприятными для дальнейшего расширения промышленного и гражданского строительства являются широкие и плоские долины рек Бол. Ик и Белая. Грунтовые воды залегают преимущественно на глубине 5—15 м и более.

В зависимости от состава комплексов пород коренной основы в этой области выделяются шесть районов. Из них пять аналогичны районам, вы-

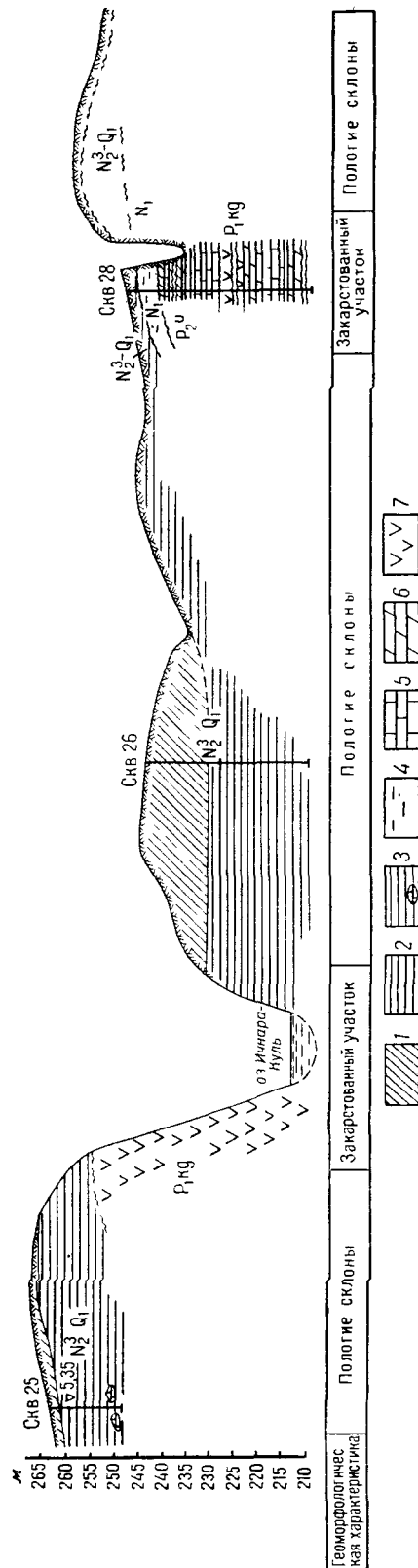


Рис. 36. Геологический разрез закарстованного участка в районе с. Толбазы (по материалам Д. П. Иноземцевой, 1963 г.)
1 — суглинок, 2 — глина, 3 — глина с обломками известняка, 4 — песок глинистый, 5 — известняк, 6 — мергель, 7 — гипс. Формации (их индекс по инженерно-геологической карте) — геологические индексы относимых к ним пород: выветриваемая часть Русской равнины N_1 , P_{1+2} , P_{1+2} , P_{1+2} , P_{1+2} .

Таблица 24

Показатели	Абсолютные показатели			Демонстрационные показатели		
	Группа	Среднее	Группа	Группа	Среднее	Группа
Глубина отбора проб, м.	1,5-2,6	-	1,6-3,5	-	1,0-3,5	1,8-6,0
Количество определений	-	14	-	15	-	11
Естественная влажность, %	21,5-40,4*	29,38*	21,59-38	27,32	19,12-28	23,01
Удельный вес, г/см ³	2,38-2,70	2,68	2,61-2,72	2,68	2,64-2,80	2,73
Объемный вес, г/см ³ при естественной влажности	1,74-1,97	1,83	1,84-1,99	1,89	1,73-2,19	1,97
Пластичность, %:						
верхний предел	40,0-54,4	47,9	38,0-39,5	38,2	36,6-38,4	44,47
нижний предел	21,3-27,7	25,0	19,5-23,0	18,2	17,4-37,5	23,38
Число пластичности	18-29	23,0	6-22	15	5-28	21
Пористость, %	42,40-51,40	48,16	42,18-50,4	45,79	36,4-49,0	41,39
Коэффициент пористости	0,73-1,07	0,937	0,72-1,06	0,844	0,57-0,85	0,71
Степень влажности	0,90	-	0,79	-	0,75-0,95	0,868
Показатель консистенции	-	-	-	-	0,7-17,20+0,25	0
Гранулометрический состав, мм:						
гравий 1,0	-	-	12,05	-	0,9-3,4	2,15
песчаные 0,0-0,05	12,24-32,5	20,35	12,4-51,3	30,21	4,0-37,6	16,21
пылеватые 0,05-0,005	32,7-48,06	38,08	19,7-62,8	41,45	9,5-45,4	28,3
глинистые 0,005	34,0-51,0	41,58	19,30-29	25,32	32,34-75	49,71
Угол внутреннего трения, град	17,03	-	28	-	12	-
Сцепление, кг/см ² , ...	0,39	-	0,075	-	0,80	0,25
Модуль общей деформации, кг/см ²	-	-	12,3	-	-	31
Коэффициент относительной прочности	-	-	0,0005	-	0,0006	0,004
Допустимая нагрузка, кг/см ²	-	-	1,5	-	2,0-3,6	2,7-3,7

* Пределы характеристик
х. Средние значения

деленным в Прибельской холмисто-увалистой равнине, и являются их естественным продолжением. Это районы развития верхнетерригенной формации плиоцена (N_2), миоцена (N_1), нижнего триаса (T_1), представленные комплексами песчаников, конгломератов, алевролитов, аргиллитов глин, которые в отличие от отложений Прибельской равнины отнесены к полускальной группе пород, верхней перми (P_2) и галогенной формации нижней перми (P_{1kg}).

Кроме того, здесь выделяется район распространения мезо-кайнозойских отложений верхнетерригенной формации ($Mz + Kz$). Они представлены комплексом глин, жирных и песчанистых песков, гравия, галечников, бурыми углями и песчаниками. Этот комплекс пород объединен в инженерно-геологическую группу пластичных пород с песчаными и галечниковыми. Рыхлые мезо-кайнозойские отложения выполняют отдельные мульды в пермских и триасовых образованиях. Палеогеновые и неогеновые породы в целом относятся к типу рыхлых и условно подразделяются на группы: связных — глины жирные (набухаемые, плотные, углистые), угли глинистые с зольностью свыше 40%; полусвязных — глины песчано-алевритистые, угли с зольностью менее 40%; несвязных — пески, алевриты, гравий, глинистые галечники. Все породы этих групп находятся в состоянии полного насыщения пор водой, обладают очень слабой водоотдачей и очень слабо поддаются дренированию (за исключением гравийно-галечных отложений). Некоторые разности жирных миоценовых глин обладают свойствами набухания (3,5—32%), что создает громадное давление в подземных выработках бурогольных месторождений вплоть до разрушения обычных одиночных и двойных креплений. На поверхности этих глин происходят деформации сооружений и железнодорожных путей. Мощные слои тонкозернистых песков, алевритов, песчано-алевритистых глин в воздушно-сухом состоянии являются связными, а при увлажнении приобретают свойства плавунув, образуя прорывы масс в горные выработки. Плывуны и оползни — основное препятствие к освоению бурогольных месторождений. Так, в связи со сложностью инженерно-геологических условий была прекращена эксплуатация Маячного и Тюльганского месторождений и с 1951 г. эксплуатируется лишь Бабаевский углеразрез, на базе которого возник г. Кумертау. Одним из наиболее эффективных методов улучшения инженерно-геологических условий является применение различных методов осушения.

Для наземного строительства сооружений в пределах области условия вполне благоприятные.

Область 1-д. Уфимское плато имеет плоские залесенные, участками заболоченные междуречья, расчлененные густой сетью глубоко врезанных крутосклонных речных долин и логов. На запад плато слабо понижается с изменением абс. отм. от 517—420 до 340—270 м. Крупные реки (Уфа, Юрюзань, Ай) имеют глубокие (до 250 м) каньонообразные долины.

Покровные отложения (от 0 до 30 м) междуречий Уфимского плато представлены делювиальным комплексом с частыми выходами пород коренной основы по крутым склонам и комплексом аллювиальных отложений в долинах. Физико-технические свойства их приведены в табл. 25. Грунтовые воды в элювиально-делювиальном чехле залегают на глубине 1—10 м.

На Уфимском плато выделен район развития комплекса известняков, реже доломитов с прослоями кремней, мергелей и глин нижнепермского возраста карбонатной формации (P_1). Эти породы разбиты трещинами северо-западного и северо-восточного простирания и интенсивно закарстованы. Карстовые воронки расположены на водораз-

Показатели	Углубие плато		Центральная часть равнины	
	Глубина	Среднее	Глубина	Среднее
Глубина отбора проб, м	1,8-3,0	2,0-4,6	3,3-4,5	2,0
Количество определений	11	4	4	4
Естественная влажность, %	22,4-29,7*	14,0-25,4	23,5-33,4	17,0-22,20
Удельный вес, г/см ³	2,70-2,72	2,71	2,73-2,76	2,59-2,70
Объемный вес, г/см ³ при естественной влажности	1,92-1,98	1,94	1,75-1,88	1,71-1,89
Плотность, г/см ³				
верхний предел	40,2-38,5	48,4	31,0-41,0	25,9-36,8
нижний предел	21,8-31,1	26,4	23,5-25,1	17,8-22,7
Число пластины	17-30	22	10-15	8-16
Пористость, %	41,0-45,5	43,6	39,7	39,7-47,0
Коэффициент пористости	0,70-0,86	0,778	0,658	0,658-0,807
Степень влажности	0,95-0,98	0,953	0,79	0,587-0,79
Показатель консолидации	от -0,26 до -0,23	0,04	0,13	от -0,2 до -0,13
Гранулометрический состав, мм				
гравий 1,0	0,1-5,0	2,17	5,0	—
песчаный 0,05	10,0-42,0	15,5	4,0-13,6	35,4-42,97
иловатый 0,005	13,0-51,0	41,24	30,1-40,6	41,1-46,87
глинистый 0,001	37,0-49,0	42,6	50,0-56,4	13,16-23,5
Угол внутреннего трения, град	10,4-14,35	12,45	—	27,4-30,3
Сцепление, кг/см ²	0,24-0,738	0,413	—	0,025-0,52
Модуль общей деформации, кг/см ²	28	—	—	—
Коэффициент относительной проницаемости	—	—	—	0,001-0,042
Допускная нагрузка, кг/см ²	1,5-3,0	—	—	—

* Среднее значение.

** Среднее значение.

делах, в днищах плоскодонных логов и в их выположенных верховьях. Элювиально-делювиальный глинистый покров на междуречьях предохраняет их от карстового процесса. Прослой кремнистых и глинистых известняков в разрезе создают условия для образования водоносных горизонтов подвешенного типа.

Уфимское плато освоено слабо. Здесь расположены небольшие населенные пункты. Из крупных сооружений следует отметить Павловскую ГЭС. В процессе изысканий здесь разработан, а при строительстве осуществлен ряд противофильтрационных мероприятий, главным из которых было создание цементной завесы и экранирование плотины. Во время эксплуатации выявилось, что приходная часть водного баланса водохранилища значительно превышает расходную, что, видимо, обусловлено потерями воды под и в обход плотины, т. е. недостаточной эффективностью проведенных противофильтрационных мероприятий.

Область 1-е. Приайская холмисто-увалистая равнина на западнее р. Ай имеет ровную поверхность с абс. отм. 300—350 м, слегка наклоненную на восток. Восточнее р. Ай она залесена и сильно расчленена речной сетью (до глубины 200 м). В южной части рельеф крупноувалистый. Реки Юрюзань и Ай текут в широких пологосклонных долинах. В западной части равнины развит карст.

Поверхностные элювиально-делювиальные отложения на междуречьях имеют почти сплошное распространение, аллювиальные отложения выполняют долины рек. Краткие свойства этих отложений приведены в табл. 25.

Среди пород коренной основы в этой области выделено пять геолого-генетических комплексов различных формаций, относящихся к инженерно-геологической группе полускальных пород.

1. Район развития комплекса гипсоносных песчаников, переслаивающихся с аргиллитами или глинистыми сланцами, участками с линзами гипсов нижнетерригенной формации пород кошелевской свиты ($P_1 kg ks$). Разлит гипсовый карст.

2. Район распространения комплекса известняков и мергелей в чередовании и частом выклинивании карбонатной формации лемазинской свиты ($P_1 kg lm$).

3. Район распространения комплекса известняков, песчаников, аргиллитов, глинистых сланцев и мергелей, реже ангидритов в неравномерном переслаивании терригенно-карбонатной формации филипповского горизонта ($P_1 kg fl$).

4. Район распространения комплекса переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, песчаников, известняков, местами конгломератов и гипсов нижнетерригенной формации нижней перми (P_1).

5. Район развития флишoidных и молассовых формаций карбона и нижней перми ($C + P_1$).

Первые три района в западной части области характеризуются спокойным залеганием пород. В восточной части области на правобережье р. Ай породы коренной основы смяты в складки. На площадях развития карбонатных и особенно гипсоносных пород наблюдаются карстовые явления. Восточная часть области малодоступна и практически не освоена, а в западной населенные пункты расположены по долинам рек.

В целом территория западного региона характеризуется разнообразными инженерно-геологическими условиями: на площади отдельных районов и областей развиты карстовые процессы, местами имеются оползни, а в пределах бурогольных месторождений песчано-алевритовые грунты обладают плавунными свойствами, жирные глины подвер-

жены набуханию. Тем не менее этот регион наиболее освоен в промышленном, транспортном и сельскохозяйственном отношении. Здесь эксплуатируется много нефтяных и газовых месторождений, в городах Уфе, Стерлитамаке, Салавате и др. созданы крупные заводы и другие предприятия. На железнодорожных станциях сооружены мощные зерноэлеваторы, ведется массовое жилищное строительство, особенно в крупных городах, расположенных в основном в долине р. Белой. Несмотря на сложность инженерно-геологических условий в отдельных районах, освоение территории региона продолжается. Этому способствуют возрастающий уровень знаний об инженерно-геологических условиях и рост технической оснащенности строительной индустрии.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РЕГИОН

Регион в тектоническом отношении соответствует Центрально-Уральскому поднятию и охватывает хребты и плато западного склона Урала. Поверхностные отложения принадлежат к формации горных склонов. Породы коренной основы здесь сильно дислоцированы, слагают ордовикско-верхнепалеозойский и позднепротерозойско-кембрийский структурные этажи и относятся к группам скальных и полускальных пород.

Формация горных склонов представлена тремя инженерно-геологическими группами пород.

1. Группа связных пород с песчаными включает геолого-генетический комплекс аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложений, представленных песчаными глинами, суглинками, супесями, песками, гравием, галькой, валунами и линзами серых глин, иногда щебня. Этот комплекс развит узкими полосами по долинам наиболее крупных рек.

2. Группа связных пород включает геолого-генетический комплекс элювиально-делювиальных отложений, представленных суглинками с дресвой и щебнем, гравием или (на водоразделах) несмещенными обломками скальных пород с линзами дресвы, реже супеси. Эти отложения имеют в разной степени прерывистое распространение, реже сплошной покров на поверхности хребтов, плато и склонов речных долин. На сильно обрывистых и крутых участках склонов они отсутствуют. Мощность их в основном не превышает 10 м. В средней части склонов в основании разреза участками выделяется «базальный слой» глыб (до 10 м), лежащий на породах коренной основы или на коре выветривания, и тогда мощность отложений может достигать 85 м.

3. Группа грубообломочных слабо связных и несвязных пород включает геолого-генетический комплекс элювиально-коллювиальных отложений (до 50 м), представленных россыпями и осыпями щебня и глыб (часто в смеси с песчано-глинистыми породами), несмещенными обломками в верхней интенсивно трещиноватой выветрелой зоне пород коренной основы. На гребнях хребтов они занимают небольшие площади и представлены преимущественно несмещенными или полусмещенными глыбами и обломками кварцитов и кварцитовых песчаников; вдоль гребней хребтов и вершин гор они образуют глыбовые шлейфы в виде осыпей с нагромождением глыб. От осыпей по склонам хребтов местами начинаются курумы протяженностью до 1,5 км. Вниз по склону элювиально-коллювиальные отложения постепенно сменяются элювиально-делювиальными.

Инженерно-геологические условия в регионе осложняются сильно пересеченным рельефом, непостоянной мощностью покровных отложений, частой сменой монолитных, раздробленных и рыхлых толщ, нали-

нием глубоких зон разрывных нарушений, в пределах которых породы по физико-техническим свойствам иногда близки к рыхлым отложениям. В пределах региона выделяются четыре области: II-а — низкогорные хребты западного склона Урала; II-б — среднегорные хребты западного склона Урала; II-в — хребет Уралтау; II-г — Зилаирское плато и плато Уралтау.

Область II-а. Низкогорные хребты западного склона Урала охватывают Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и западную часть Центрально-Уральского поднятия. Поверхность области представляет собой систему параллельных или кулисообразных залесенных хребтов и гряд протяженностью от 6—15 до 40 км, ориентированных преимущественно субмеридионально или в северо-восточном направлении. Лишь хр. Каратау имеет субширотное простирание. Абс. отм. хребтов 700—900 м, мелких хребтов и гряд около 500—700 м. Характерны слабо выпуклые водоразделы и крутые склоны. Превышение водоразделов над днищами долин составляет 250—600 м.

Поверхностные отложения формации горных склонов представлены аллювиальными отложениями в долинах рек, остальная часть площади покрыта элювиально-делювиальными отложениями различной мощности, но часто породы коренной основы покрова не имеют.

В пределах области выделено семь инженерно-геологических районов. Первый район характеризуется развитием полускальных преимущественно песчаниково-сланцевых пород нижнетерригенной формации (P_1), второй — полускальных пород ($C+P_1$) флишоидной и молассовой формаций. Они являются продолжением аналогичных районов Прибельской (1-в) и Приайской (1-е) холмисто-увалистых равнин и распространены вдоль западной границы и на юге области. В третьем районе развита карбонатная формация, сложенная комплексом известняков, доломитов и аргиллитов-алевролитов пород, песчаников, сланцев и кремней, объединенных в группу скальных пород ($D+C$). В пределах этой формации интенсивно проявляется карст в виде воронок, пещер, высокодебитных карстовых родников. Четвертый район характеризуется развитием также карбонатной формации, представленной комплексами доломитов, известняков, мергелей с прослоями глинистых и глинисто-известковистых сланцев миньярской (50—800 м) и катавской (150—650 м) свит верхнего протерозоя (Pt_{3mn} , Pt_{3kt}), входящих в группу скальных пород. В пятый район выделены породы карбонатно-терригенной формации, представленные комплексом кварцитов, песчаников, сланцев кварц-хлоритов-слюдистого состава, конгломератов, алевролитов, аргиллитов, местами пачками доломитов и тонкими прослоями известняков ордовика и силура ($O+S$). Они развиты в виде узких полос в районе широтного течения р. Белой и относятся к группе скальных пород. В шестом районе развиты породы авзянской свиты (Pt_{3av}), также относящиеся к карбонатно-терригенной формации. Это комплекс слюдисто-глинистых и глинистых сланцев, доломитов и известняков с прослоями алевролитов и песчаников. Доломиты и известняки закарстованы. Седьмой район характеризуется развитием нижнетерригенной формации мощностью до 3000 м и более, представленной нижнепалеозойско-верхнепротерозойским геолого-генетическим комплексом пород (Pt_3+Pz_1). В состав его входят кварциты, песчаники кварцевые, кварцитовидные, полимиктовые, аркозовые, сланцы кварц-хлорит-серицитослюдистого состава, конгломераты, алевролиты, аргиллиты, местами пачки доломитов, тонкие прослои известняков (инзерская, ашинская, зилаирская, зигальгинская и другие свиты, сходные по составу). Эти отложения составляют большую часть территории области.

Основными факторами, осложняющими инженерно-геологические условия в пределах области, являются сильно пересеченный рельеф и интенсивное развитие карста на площадях распространения карбонатных пород. К тому же территория ее залесена и в промышленном отношении очень слабо освоена. Исключением являются отдельные участки лесоразработок и эксплуатации небольших карьеров по добыче известняка. Населенные пункты располагаются в широких межгорных понижениях или в долинах небольших рек.

Область II-б. Среднегорные хребты западного склона Урала имеют протяженность от 15—40 до 60—90 км и абс. отм. вершин от 1000 до 1300 м и даже 1638 м. Гребни хребтов и гор скалистые безлесные, окаймленные глыбовыми развалами, склоны большинства из них пологие, ровные, постепенно переходящие в грядово-увалистые или холмистые залесенные межхребтовые понижения. Относительные высоты хребтов колеблются от 250 до 900 м. Южнее г. Белорецка возвышаются массивы Крака со сглаженной водораздельной поверхностью (абс. отм. 900—1000 м) и крутыми склонами, сильно изрезанными ущельями.

Для рельефа данной области характерны линейно-вытянутые депрессии, разделяющие хребты и ориентированные в меридиональном и северо-восточном направлениях. Обычно они имеют широкие, плоские днища и относительно пологие вогнутые склоны. Встречаются также котловинообразные депрессии, как правило, небольших размеров. Кроме того, отмечаются понижения, связанные с зонами широкого развития карбонатных и песчано-сланцевых пород. Они занимают значительные площади и отличаются сложно расчлененным рельефом (Багарыштинская, Инзерская, Туканская и др.). Верховья главных рек располагаются в межгорных депрессиях и ориентированы почти в меридиональном направлении. На участках средних течений реки имеют широтное направление (вкрест простирания структур) и образуют узкие глубоко врезанные долины.

В области развиты элювиально-делювиальные отложения формации горных склонов, почти сплошным чехлом покрывающие склоны хребтов. В их составе преобладает комплекс глин и суглинков с включениями обломков и глыб в рассеянном виде или в виде ряда прослоев (1—6) мощностью 0,4—8 м. От основания склонов к гребню количество и размеры обломков и глыб увеличиваются. Распространены также элювиально-коллювиальные отложения.

Среди пород дочетвертичной основы выделено пять формаций.

1. Нижнетерригенная формация включает два геолого-генетических комплекса пород: нижнего и среднего палеозоя и верхнего протерозоя — нижнего палеозоя (Pz_{1+2} и $Pt_3 + Pz_1$). Первый распространен на юге и юго-востоке области и представлен песчаниками граувакковыми, сланцами глинистыми, кремнистыми, углисто-кремнистыми, глинисто-туфогенными и алевролитами в неравномерном переслаивании, участками с прослоями и линзами известняков и жил кварца. Все эти отложения относятся к группе полускальных пород. Второй комплекс аналогичен комплексу пород, развитому в седьмом районе области II-а. Породы его распространены почти по всей территории области и объединены в группу скальных пород.

2. Карбонатно-терригенная формация развита в северо-западной части области и включает геолого-генетический комплекс авзянской свиты верхнего протерозоя (Pt_{3av}). По составу эти породы аналогичны развитым в области II-а (шестой район).

3. Терригенно-карбонатная формация, представленная геолого-генетическим комплексом пород (O, S+D), развита на востоке. Он со-

стоит из известняков, редко доломитов с прослоями аргиллитов, глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и мергелей, относимых к группе скальных пород. Карбонатные разности комплекса закарстованы.

4. Карбонатная формация развита на небольших участках. Представлена она миньярской (Pt_{3mn}) и катавской (Pt_{3kt}) свитами, миньякской (Pt_{3st_1}) и лапыштинской (Pt_{3st_5}) подсвитами саткинской свиты. Последние подсвиты сложены комплексом кристаллических средне- и толстослоистых известняков и доломитов, а отложения миньярской и катавской свит аналогичны развитым в области II-а.

5. Интрузивная формация с комплексом ультраосновных пород (Σ) в пределах области имеет ограниченное распространение (массивы Крака).

Инженерно-геологические условия в пределах области осложняются сильно пересеченным рельефом, карстом и оползнями. Карст развит в карбонатных породах преимущественно вдоль тектонических нарушений и контактов напластования. Оползни встречаются ограниченно и связаны с наличием коры выветривания по глинистым сланцам или по плоскостям тектонических контактов. Следы древних, иногда погребенных оползней встречены на склонах р. Бол. Инзер ниже Лемезинского завода, на р. Бол. Сюрюнзяк у Кызыл-Ташского месторождения магнетитов и на других участках.

В пределах области железорудные месторождения разрабатываются карьерами. Рудники Северный Наратай, Туканский и другие эксплуатируются с 30-х годов и ранее. Отдельные месторождения выработаны. На руднике Тукан глубина карьера достигла 80 м, а уровень подземных вод ожидается на глубине 90 м. Опыт эксплуатации показал, что наиболее слабыми, неустойчивыми в откосах карьеров являются окристо-порошковые руды и белики. В целом горнотехнические условия эксплуатации месторождений карьерами достаточно благоприятные, массовых оползневых явлений и обвалов (за исключением отдельных случаев) не наблюдается. Кызыл-Тышское месторождение магнетитов находится в очень сложных геолого-тектонических условиях и разобщено глубокими трещинами разлома на отдельные блоки. Широкие трещины большей частью выполнены раздробленными породами и глинистым материалом. В процессе разведки месторождения по специальной методике (Орехов, 1956) здесь установлены зоны с различной степенью трещиноватости, которым соответствуют определенные значения коэффициентов фильтрации. Соотношения зон трещиноватости, выхода керна и предельных значений коэффициентов фильтрации приведены в табл. 26.

Таблица 26

Зона	Характеристика зон трещиноватости пород	Соотношение зон, %	Выход керна по зонам, %	Коэффициенты фильтрации, $\mu\text{с/см}^2$
I	Раздробленные, разрушенные породы	3,7	48	3,0—39
II	Раздробленные, сильно трещиноватые породы	21	82	0,16—25
III	Слабо трещиноватые породы	43,6	95	0,0013—0,026
IV	Монолитные породы с тонковолокнистыми трещинами	20,1	99	Относительно водоупорные
—	Рыхлые породы (в основном элювий)	11,6	100	0,0—5,5

Огромные пространства описываемой области в основном залесены, малодоступны и практически не освоены. Строительство предприятий горнодобывающей промышленности, прокладка путей сообщения и жилищное строительство возможны главным образом в межгорных понижениях, т. е. на площадях развития песчано-сланцевых и карбонатных пород нижнетерригенной и терригенно-карбонатной формаций.

Область II-в. Хребет Уралтау соответствует главному водоразделу Южного Урала. Морфологически зона хр. Уралтау представлена системой вытянутых, параллельных более мелких хребтов и широких увалов. Хребты и увалы имеют сглаженную залесенную поверхность. Абсолютные отметки главного водораздела уменьшаются от 1000 м на севере 800—750 м на юге, где хр. Уралтау постепенно переходит в одноименное плато. Многочисленные ручьи и речки врезаны в хребет до 200 м, наиболее крупные — до 360 м.

Вся площадь области покрыта элювиально-делювиальными отложениями. В северной части на вершинах отдельных хребтов развиты элювиально-коллювиальные отложения. Под этими отложениями местами развита кора выветривания. Породы дочетвертичной основы представлены в основном комплексом метаморфической формации ($Pt_3 + Pz_1$), в который входят кварциты, кварцевые и кварцитовидные песчаники, сланцы кварц-хлорито-серицитовые, конгломераты, мелкие тела ультраосновных пород и габброидов. Этот комплекс относится к группе скальных пород. На севере области на небольшом участке развит комплекс этого же возраста нижнетерригенной формации, являющейся продолжением формации, развитой в области II-б.

Область II-в практически не освоена. В широких долинах и на пологих склонах условия для строительства благоприятны.

Область II-г. Зилаирское плато и плато Уралтау занимают обширную территорию южнее горных массивов Крака и хр. Уралтау. Поверхность междуречий пространств обоих плато плоская или слабоволнистая, полого наклоненная на юг (с абс. отм. от 640—700 до 500 м) и залесенная. Она пересечена долинами многочисленных рек и ручьев. Реки Бол. Ик, Бол. и Мал. Сурень, Иняк на большей части имеют каньонообразные долины.

Покровные элювиально-делювиальные отложения развиты слабо, и на значительных площадях в пределах плато на поверхность выходят породы коренной основы. Местами в центральных частях междуречий сохранилась кора выветривания. В долинах рек залегает маломощный аллювий.

В зависимости от состава коренной основы в области выделено два района.

Первый район соответствует Зилаирскому плато и характеризуется нижнетерригенной формацией, представленной комплексом неустойчивых к процессам денудации пород нижнего и среднего палеозоя (Pz_{1+2}), в состав которого входят песчаники граувакковые, сланцы глинистые, кремнистые, углисто-кремнистые, глинисто-туфогенные и алевролиты в неравномерном переслаивании. Местами встречаются прослои и линзы известняков, эффузивных пород и жил кварца. Все отложения объединены в группу полускальных пород.

Второй район выделен в пределах плато Уралтау, где развита метаморфическая формация, представленная комплексом пород верхнего протерозоя—нижнего палеозоя ($Pt_3 + Pz_1$). Этот район по существу является продолжением первого района области хр. Уралтау. Район мало освоен, но на плоских междуречьях и понижениях здесь имеются благоприятные условия для любого вида строительства.

ВОСТОЧНЫЙ РЕГИОН

Регион охватывает территорию западного крыла Магнитогорского мегасинклинария. В его пределах складчатые структуры третьего порядка и обычно разделяющие их разрывные нарушения имеют субмеридиональное простирание.

Поверхностные отложения в пределах региона относятся к формации горных склонов и типа мелкосопочника. Породы коренной основы представлены различными формациями и относятся к двум структурным этажам: мезо-кайнозойскому (отложения от нижнетриасовых и более молодые) ордовикско-верхнепалеозойскому (образования от московского яруса карбона до силура).

В регионе выделены четыре области: III-а — Сакмаро-Таналыкская высокая равнина; III-б — система низкогорных хребтов Ирендык—Крыкты; III-в — восточные грядово-мелкосопочные предгорья системы хребтов Ирендык-Крыкты; III-г — Кизило-Уртазымская пологохолмистая равнина.

Область III-а. Сакмаро-Таналыкская высокая равнина охватывает левобережье р. Сакмары и среднюю часть бассейна р. Таналык. Поверхность ее относительно плоская, снижается с 600—650 м на севере до 400 м абс. высоты на юге. Отдельные вершины сопок возвышаются на 60—120 м. Глубина вреза гидрографической сети 30—80 м, склоны долин пологие. Только вблизи р. Сакмары левые короткие притоки ее врезаны на глубину до 150 м, склоны долин крутые.

В области повсеместно развита поверхностная формация типа мелкосопочника, представленная элювиально-делювиальными и аллювиальными отложениями. В табл. 27 приведены средние данные анализов физико-механического состава наиболее часто встречающихся пород, которые являются основными несущими грунтами для различного вида сооружений. Аллювиальные отложения (от 2—3 до 10—30 м) состоят из комплекса глин песчаных, суглинков, супесей, песков, гравия и галечника. Элювиально-делювиальные отложения (10—50 м) представлены комплексом суглинков и песчаных глин с дресвой, щебенкой дочетвертичных пород и супесью неоген-четвертичного возраста (eldN + Q).

Породы коренной основы как континентальные, так и морские мелового и палеогенового возраста (Cr + Pg) представлены комплексом песков, глин, мергелей, песчаников, мела, опок и галечников. Они развиты вдоль правобережья р. Таналык, на междуречье Сакмары и Таналыка, отнесены к карбонатно-терригенной формации и объединены в группу песчаных и песчано-галечных пород с пластичными. Мощность их 50—70 м, в карстовых воронках в пределах площади развития карбонатных пород кизильской свиты она часто увеличивается.

В бассейне р. Таналык на ограниченной площади распространены прибрежно-морские и континентальные отложения нижней и средней юры (J_{1-2}), представленные комплексом глин с линзами и прослоями песков, галечников и алевроитов. Эти отложения относятся к верхнетерригенной формации. Слагающие ее комплексы пород объединены в группу пластичных пород с песчаными и галечниковыми. Они заполняют систему эрозионно-тектонических впадин на поверхности палеозойских пород и мощность их не превышает 200 м.

Большую часть области занимают породы эффузивно-осадочной формации, в которую входит геолого-генетический комплекс верхнего девона и нижнего карбона ($D_3 + C_1$), представленный граувакковыми песчаниками, чередующимися с алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, реже с кремнистыми туффитами, известково-мергелистыми

Таблица 27

Показатели	Агрегатные показатели		Детальные показатели	
	Граны	Странки	Граны	Странки
Глубина образца, мм	2,1-2,7	1,8-4,1	—	20-25
Количество определений	—	—	—	—
Естественная влажность, %	20,30-35,10 ³	19,95-22,5	7	9
Удельный вес, г/см ³	2,69-2,77	2,65-2,73	2,69	2,71
Объемный вес, г/см ³ при естественной влажности	1,68-2,15	1,57-2,05	1,59	1,96
Пластичность, %:				
верхний предел	33,0-50,0	31,0-53,3	39,9	41,6
нижний предел	21,4-23,1	14,7-30,7	22,3	21,8
Число пластиности	11-26	11-22	17	20
Пористость, %	40,0-50,0	38,00-50,9	43,71	42,0
Коэффициент пористости	0,68-1,00	0,610-1,027	0,623	0,737
Степень влажности	0,50-0,65	0,77-0,38	0,46	0,307
Показатель консистенции	-0,01+0,65	0,493	—	-0,133-0,31
Гранулометрический состав, мм:				
гравий 1,0	1,10-10,20	2,70-20,30	10,15	—
песчаные 1,0-0,05	8,10-20,30	25,20-44,20	35,91	29,3
пылеватые 0,05-0,005	16,8-47,9	22,1-46,6	38,55	25,42
глинистые 0,005	31,50-55,50	10,9-27,35	17,41	43,85
Угол внутреннего трения, град	14	—	—	19,52
Сцепление, кг/см ²	0,625	—	—	0,699
Модуль общей деформации, кг/см ²	—	—	—	—
Коэффициент относительной пружины	0,021	—	—	—
Допустимая нагрузка, кг/см ²	3,0	—	—	—

³ Прессом характеризуются⁴ Средние значения.

породами, туфогенными и известковистыми песчаниками и туфами. Все породы относятся к группе полускальных.

На западе области узкой полосой развиты ультраосновные породы интрузивной формации (Σ), комплекс которых отнесен к группе скальных пород.

Благодаря сильным ветрам северного и южного направлений в пределах области встречаются явления ветровой эрозии. В целях борьбы с ветровой, а также водной эрозией производится посадка древесной растительности по склонам балок и оврагов, насаждение лесных полос. Грунтовые воды залегают преимущественно ниже основания обычных фундаментов. Химический состав и минерализация вод пестрые, но преобладают воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/л. Воды повышенной минерализации характерны в основном для юрских отложений. В районе г. Бурибая имеются карьеры глубиной до 100 м по разработке медноколчеданных руд. Инженерно-геологические исследования в пределах карьеров проводились не всегда, но в процессе их эксплуатации особых осложнений не возникало. В целом на территории области инженерно-геологические условия сравнительно благоприятны для различных видов строительства.

Область III-б. Система низкогорных хребтов Ирендык — Крыкты простирается непрерывной полосой (до 8—20 км) на расстояние около 370 км и имеет ровную поверхность водораздела с абс. отм. 800—950 м (максимально 1114 м). Склоны хребтов почти сплошь обнажены, сильно расчленены ущельевидными долинами рек и ручьев, врезанных на 180—200 м. Верхние части склонов хребтов нередко покрыты глыбовыми осыпями. Южнее г. Баймака хр. Ирендык постепенно снижается и сменяется полосой сопок, с мягкими очертаниями и отметками менее 500 м. Врез гидрографической сети не превышает 80 м.

В области распространены аллювиальные и элювиально-делювиальные образования формации горных склонов. Аллювиальные отложения развиты по долинам рек Таналык и Урал и аналогичны аллювиальным отложениям центрального региона. Элювиально-делювиальные отложения (до 10 м) распространены в основном в нижних частях склонов и в плоскодонных межгорных понижениях. В верхних частях склонов наблюдаются небольшие участки элювиально-коллювиальных осыпей глыб и щебня.

Породы коренной основы верхнетерригенной формации представлены геолого-генетическим комплексом неогеновых глин с линзами песков и галечников (N), развитых в виде небольших островов на юге области. К востоку от пос. Тирлян и г. Белорецка выделяется карбонатная формация, представленная морскими отложениями визе-намюра (C_{1v2-n}), комплекс пород которой объединен в группу скальных пород. Это главным образом известняки с прослоями известняковых конгломератов, известковистых песчаников с прослоями и линзами кремней, доломитизированных известняков и доломитов. Отложения этого комплекса участками закарстованы. При этом преобладают древние погребенные и глубинные карстопроявления, а поверхностный карст развит слабо и представлен воронками, провалами, колодцами и шахтами. На небольших участках в области развиты полускальные породы зилаирской и колтубанской свит (D_3+C_1), относящиеся к эффузивно-осадочной формации. Эти отложения аналогичны развитым в области III-а.

Наибольшим распространением в области пользуются породы эффузивной формации силура и девона ($S+D$), представленные геолого-генетическим комплексом базальтового, липарито-базальтового, андезитового андезито-базальтового состава с присутствием туфов, вулкани-

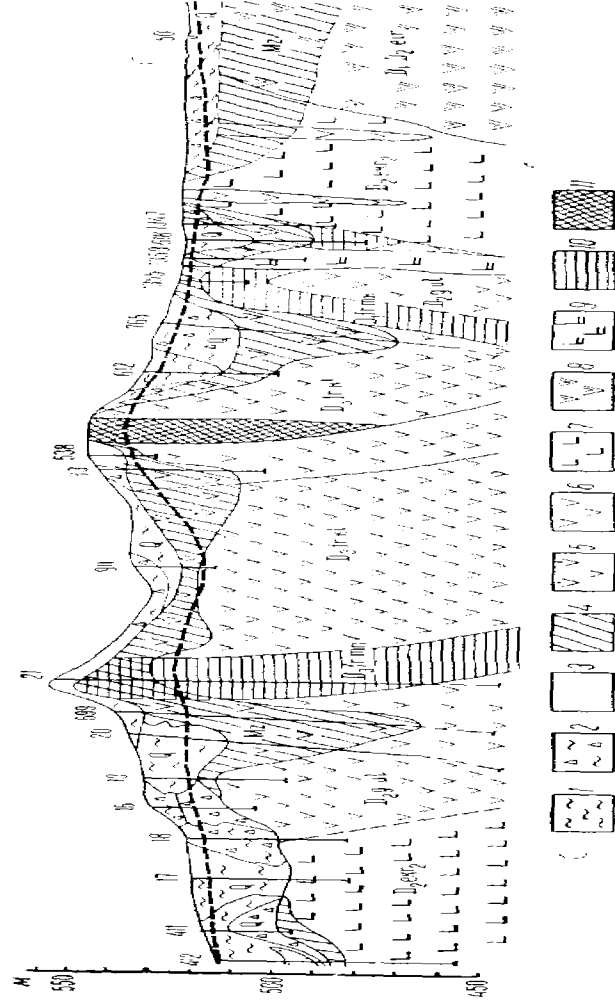


Рис. 8. Геологический разрез в районе г. Ужаны (по материалам Г. В. Дюпина, С. И. Терещенко)

[illegible]

ческих брекчий, прослоев, линз и толщ яшм, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, линз известняков. Породы объединены в группу скальных пород. На отдельных участках развиты ультраосновные породы (группы скальных), входящие в интрузивную формацию.

В дочетвертичных породах в пределах области наблюдается большое количество разломов и зон трещиноватости. Подземные воды залегают на глубине 0—20 м и обычно не агрессивны. По условиям рельефа эта область малодоступна и практически не освоена.

Область III-в. Восточные грядово-мелкосопочные предгорья системы хребтов Ирендык — Крыкты занимают полосу шириной от 7 до 30 км. Для них характерно чередование гряд, сопок, холмов и хребтов, разделенных плоскодонными понижениями, часть которых занята озерами, заболоченностями и небольшими реками. Абс. отметки вершин от 512 до 630 м, местами около 750 м. Превышения их над днищами понижений от 80—100 до 200—350 м.

Понижения мелкосопочного рельефа и долины рек заполнены озерными и аллювиальными отложениями (формация типа мелкосопочника). Элювиально-делювиальные отложения этой формации имеют почти сплошное распространение с выходами пород коренной основы на поверхность только на вершинах отдельных холмов и хребтов (рис. 37).

Из пород коренной основы в области развиты эффузивно-осадочная формация, представленная комплексом полускальных пород ($D_3 + C_1$), аналогичных развитым в области III-а, и эффузивная формация, представленная геолого-генетическим комплексом скальных пород силура и девона ($S + D$), аналогичных развитым в области III-б. Юго-восточнее и восточнее г. Учалы известны граниты и диориты-скальная группа интрузивной формации ($\gamma\delta$). В северной части области прослеживаются породы карбонатной формации нижнего карбона (C_{1v2-n}), аналогичные развитым в области III-б, и на небольшом участке развиты скальные породы эффузивной формации нижнего карбона (C_{1t-v}), характеристика которой будет дана ниже (в области III-г).

Условия для развития различных видов строительства в этой области вполне благоприятные только в пределах плоских понижений и на пологих склонах, за исключением заболоченных участков. Уровень грунтовых вод в понижениях часто может находиться на глубине заложения фундамента сооружений. Воды области имеют различный химический состав: от гидрокарбонатных кальциевых до сульфатных и хлоридных натриевых с минерализацией до 1 г/л и более. Площади понижений и пологих склонов используются для посевов. В районе г. Учалы имеется карьер по разработке медноколчеданных руд.

Область III-г. Кизило-Уртазымская пологохолмистая равнина занимает крайнюю восточную часть Башкирии. Рельеф ее представляет собой пологохолмистые пространства, расчлененные правыми притоками р. Урал на отдельные возвышенности с абсолютными отметками водоразделов около 300—450 м. Относительные высоты их 50—60 м. Местами в рельефе выражены блюдцеобразные карстово-суффозионные впадины. Река Урал от места выхода на равнину до устья р. Мал. Кизил течет в широкой долине с хорошо выраженными низкими террасами, ниже устья этой реки долина имеет крутые склоны, на которых сохранились лишь узкие фрагменты террас.

В области для поверхностных отложений характерная формация типа мелкосопочника. В долинах р. Урал и ее правых притоков развиты аллювиальные отложения мощностью до 10 м. Среди них известны породы от суглинисто-песчаного до гравийно-галечного состава. Иногда они заполняют карстовые впадины и их мощность возрастает до 50—70 м. Встречаются также комплексы, представленные глинами, суглин-

ками, супесями, песками с гравием, часто торфом, но повсеместное распространение получили элювиально-делювиальные отложения значительной мощности. В табл. 27 приведены данные о составе и физико-механических свойствах пород, большей частью являющихся основанием различного вида сооружений.

По составу пород коренной основы в области выделено семь районов. В первом районе на юге области развит комплекс пород терригенной формации неогена (N), представленный глинами с линзами песков и галечников, объединенных в группу пластичных пород с песчаными и галечниковыми. Во втором районе, расположенном восточнее первого, развит комплекс (до 200 м) валунно-галечных отложений с глинистым заполнителем и линзами песков, глин, слюдистых алевролитов и аргиллитов нижнетриасового возраста (T_1), объединенных в группу песчаных пород с пластичными. Третий район характеризуется развитием комплекса (до 750 м) известняков, известковистых конгломератов, песчаников, алевролитов, местами с прослоями глин и углисто-глинистых сланцев московского яруса карбона (C_{2m}) терригенно-карбонатной формации. Этот комплекс пород объединен в группу полускальных. На территории остальных районов развиты: карбонатная (C_{1v2-n}), эффузивно-осадочная (D_3+C_1) и эффузивная ($S+D$) формации, сложенные комплексами пород, описанными в соседних областях региона. Несколько шире, чем в предыдущей области, распространен геолого-генетический комплекс пород (до 1000 м) турнейско-визейского возраста (C_{1t-n}), входящий в эффузивную формацию. Этот комплекс представлен эффузивами основного состава: лавовые покровы чередуются со слоями туфов и туфобрекчий, изредка встречаются линзы известняков.

В целом территория области вполне благоприятна для развития любого вида строительства. Здесь располагаются крупные населенные пункты, в том числе г. Сибай, Сибайский карьер по добыче медных руд и другие рудники. Горнотехнические условия отработки Сибайского карьера вполне благоприятны. Глубина его около 370 м и углубка ведется при углах откоса бортов в скальных породах 40—50°. Рыхлые отложения на поверхности имеют мощность до 15 м. Грунтовые воды в пределах области часто располагаются ниже глубины заложения фундаментов зданий. Незначительные уклоны грунтового потока и слабые фильтрационные свойства грунтов способствуют увеличению минерализации вод. Кроме того, в южной части области этому способствует высокая испаряемость. Химический состав вод довольно пестрый — от гидрокарбонатных кальциевых до сульфатных и хлоридных натриевых.

На территории восточного региона наиболее хорошо развиты горнодобывающая промышленность и сельское хозяйство. Эксплуатация большинства меднорудных, полиметаллических, марганцевых и других месторождений (Учалинское, Межозерное, Сибайское, Маканское, Богдатное, Южно-Ремезовское и др.) осуществляется открытым способом. Шахтные разработки ведутся лишь на рудниках Бакртау, Тубинском, Семеновском, Миндякском и ряде других. Часть месторождений уже выработана. Однако специальные инженерно-геологические работы проведены лишь на Учалинском меднорудном месторождении Д. М. Антошкиным в 1965—1967 гг. в связи с проектированием углубления карьера до 240 и 400 м. В этом карьере наблюдаются локальные оползни и обрушения уступов в объеме от 400 до 100 000 м³. Причинами этого являются несоответствие фактического угла откоса уступа и расчетного, определенного по данным физико-механических свойств пород, и наличие систем трещин, образующих ослабленные поверхности, особенно при их подрезке откосом. В результате исследований установлено, что наибо-

лее сложны инженерно-геологические условия в местах, где развита глинистая кора выветривания с повышенной увлажненностью, физические свойства которой характеризуются низкой прочностью и сцеплением. На этих участках установлено большее количество обрушений и оползней. В карьере выделены три толщи, или разновидности пород (сверху вниз): слабая (глинистая) с пределом прочности на сжатие до 40 кг/см^2 , средней крепости (полускальная) с пределом прочности от 40 до 300 кг/см^2 и крепкая (скальная) с пределом прочности свыше 300 кг/см^2 . Рассчитанные на основе опытных работ оптимальные углы откосов уступов для карьера здесь составили: в глинистых породах $23\text{—}30^\circ$, в полускальных 45° , в скальных (с учетом степени трещиноватости) $50\text{—}63^\circ$. Медно-рудные месторождения им. XIX партсъезда и Сибайское находятся в аналогичных геологических условиях. Некоторые осложнения при разработке почти всех месторождений этого региона вызывают рыхлые аллювиально-делювиальные отложения и кора выветривания, достигающие значительных мощностей (до $30\text{—}40 \text{ м}$). Особенно это заметно в весенний период, когда из-за переувлажнения происходит ослабление их устойчивости, а отсюда оползневые явления и оплывы откосов. Наблюдениями в карьерах установлено, что сечение и количество трещин, связанных с процессами выветривания, с глубиной уменьшаются и глубже $60\text{—}70 \text{ м}$ трещиноватость пород обусловлена в основном разрывной тектоникой.

На основании приведенных данных можно сделать следующие выводы.

1. Инженерно-геологическая изученность территории Башкирии очень неравномерная. На западе ее (Западный регион) она наиболее высокая. Здесь исследования проводились на площади существующих и проектируемых городов, крупных населенных пунктов, железнодорожных станций, промышленныхстроек, тепло- и гидроэлектростанций, по трассам газонефтепроводов, линий электропередач и прочим объектам. Горная часть Башкирии (Центральный регион) в инженерно-геологическом отношении практически не изучена. Здесь проведены исследования только по трассе газопровода Шкапово — Магнитогорск, нефтепровода Ишимбай — Орск и изыскания для железной дороги Белорецк — Чишмы. Кроме того, проведены инженерно-геологические исследования на Кзыл-Ташском месторождении магнезита. На восточном склоне (Восточный регион) исследования также выполнялись на ограниченных площадях в связи с расширением существующих городов (Учалы, Баймак), центральных усадеб совхозов и на крупных месторождениях (Учалинском, Сибайском, Бакрtau и др.).

2. Инженерно-геологические условия на территории Башкирии весьма разнообразны, а на отдельных участках сложны (площади с интенсивным развитием карста, сильно пересеченным рельефом, периодическим затоплением паводковыми водами и т. д.).

3. Результаты различных инженерно-геологических исследований, многолетний опыт всех видов строительства сооружений, а также открытого и подземного способов разработки месторождений полезных ископаемых позволяют в известной мере прогнозировать инженерно-геологические условия на новых площадях, находящихся в сходной природной обстановке. Так, применение в последние годы свайных оснований под сооружениями в Западном регионе дало весьма эффективные результаты и значительно расширяет перспективы освоения площадей с неблагоприятными инженерно-геологическими условиями. Использование различных методов осушения Бабаевского бурогоугольного месторождения, безусловно, будет способствовать успешной эксплуатации новых бурогоугольных месторождений.

4. На основании имеющихся данных можно считать, что инженерно-геологические условия в пределах Западного региона наиболее благоприятны в Башкирии. Площади, пригодные под застройку и не требующие сложной инженерно-геологической подготовки, здесь составляют примерно 80—90%. Для освоения Центрального региона из-за сложных и разнообразных природных условий при отсутствии опыта крупного строительства потребуется проведение исследований по выяснению инженерно-геологических особенностей в районе планируемых объектов. Однако площади межгорных понижений и плоских водоразделов, где в основном возможно строительство, видимо, не превысят 35—50% территории региона. В Восточном регионе благоприятные перспективы для расширения строительства имеются примерно на 70—85% территории. Результаты инженерно-геологических исследований на Учалинском карьере возможно использовать для других проектируемых в аналогичной геолого-структурной обстановке карьеров.

5. Успешное применение различных методов по увеличению несущей способности пород в основании сооружений и выполнение рекомендаций, направленных на снижение активности карстовых и оползневых явлений, позволяют осуществлять строительство различных сооружений на заведомо непригодных площадях. Так, интенсивное гражданское и промышленное строительство в г. Уфе ведется на площадях, подверженных карстовым процессам.

6. Основной задачей предстоящих инженерно-геологических исследований является более детальное изучение инженерно-геологических условий в пределах республики, выявление закономерностей формирования, распространения и динамики современных геологических процессов, особенно карста, в различных геологических условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Том XV монографии «Гидрогеология СССР», Башкирская АССР, представляет собой первую достаточно всестороннюю сводку по гидрогеологическим и инженерно-геологическим условиям Башкирии после книги К. И. Макова «Подземные воды Башкирской АССР», вышедшей в 1946 г. В нем обобщены материалы по состоянию на 1 января 1970 г. Основой для составления тома послужили многочисленные материалы, полученные при мелко- и среднемасштабных гидрогеологических съемках, изучении гидрогеологических условий месторождений полезных ископаемых, гидрогеологических исследованиях для водоснабжения, изучения режима подземных вод, карстовых явлений, разведочном и поисковом бурении на нефть и газ, инженерно-геологических съемках и изысканиях под строительство зданий, сооружений, ЛЭП и т. д., а также обобщающие тематические работы по ряду специальных вопросов, которые в переработанном виде вошли в состав тома. Обобщение указанных материалов позволило:

1) дать региональную общую и количественную характеристику подземных вод Башкирии;

2) составить по методике ВСЕГИНГЕО единую гидрогеологическую карту масштаба 1 : 1 000 000, инженерно-геологическую карту и карту естественных ресурсов и прогнозных эксплуатационных запасов пресных подземных вод того же масштаба;

3) дать описание карста Башкирии;

4) произвести с учетом структурно-геологического строения гидрогеологическое районирование территории и показать особенности распределения и формирования подземных вод по выделенным районам;

5) для западной части Башкирии охарактеризовать гидрохимическую зональность подземных вод в разрезе и осветить некоторые вопросы по динамике;

6) наметить пути дальнейшего изучения территории.

Региональная характеристика подземных вод дана в виде описания форм скопления подземных вод, нашедших отражение на карте масштаба 1 : 1 000 000. Гидрогеологические условия неоднородны, что в значительной степени определяется геолого-структурным строением территории. В соответствии с этим в пределах Башкирии выделено два гидрогеологических района: Волго-Камский артезианский бассейн и бассейн трещинных вод складчатого Урала, по которым и приведено описание.

Осадочный чехол Волго-Камского артезианского бассейна сложен слабодислоцированными породами от верхнепротерозойских до современных, распределение подземных вод в них определяется литологией

пород, а динамика их — структурным планом территории. Бассейн представляет собой сложную гидрогеологическую систему этажнорасположенных водоносных горизонтов и комплексов, разделенных регионально выдержанными галогенными породами кунгурского яруса на два этажа: послекунгурский и докунгурский. Послекунгурский (водоносные горизонты и комплексы мезо-кайнозоя и водоносные комплексы верхнепермских отложений) в основном выходит на поверхность и содержит преимущественно безнапорные (часто межпластовые) подземные воды с минерализацией до 1 г/л (меньше 1—10 г/л) в терригенных, реже карбонатных породах. Движение их определяется эрозийной сетью и падением слоев. Докунгурский этаж (водоносные комплексы отложений от нижней перми до верхнего протерозоя) выведен на поверхность на небольших площадях вдоль восточной окраины бассейна, содержит подземные воды в карбонатных, меньше терригенных породах. Минерализация вод изменяется от пресных, преимущественно гидрокарбонатных кальциевых и кальциево-магниевых вод в областях выхода на поверхность до высококонцентрированных (329 г/л) хлоридных натриевых и натриево-кальциевых рассолов в наиболее погруженных частях бассейна. Воды преимущественно напорные, движение их происходит предположительно как со стороны выходов комплексов на поверхность вдоль восточной окраины бассейна, так и с севера и северо-запада.

В пределах бассейна трещинных вод складчатого Урала подземные воды широко развиты в зоне региональной трещиноватости различных по составу пород от каменноугольных до верхнепротерозойских, ниже они встречаются локально по зонам дроблений и расщеплений. Максимальная мощность зоны региональной трещиноватости характерна для карбонатных отложений (по имеющимся данным до 250 м), кремнистых и кварцсодержащих пород (80—100 м), минимальная — для всевозможных сланцев (до 40—60 м). Благодаря интенсивной и глубокой расчлененности рельефа в этом районе формируются воды интенсивного водообмена, направление движения которых определяется рельефом, а для узких полос известняков, доломитов, кварцитов, кремнистых сланцев и кварцсодержащих пород — общим (меридиональным) простиранием структуры в сторону погружения или общего снижения рельефа. Здесь развиты преимущественно пресные и ультрапресные гидрокарбонатные воды различного катионного состава. В формировании их большое значение имеют степень расчлененности рельефа, состав пород, количество осадков, наличие и характер элювиально-делювиального покрова. Роль последнего показана в разной обстановке.

Количественная характеристика подземных вод дана только для пресных вод (до вреза основной гидрографической сети) в виде оценки в модулях естественных ресурсов и прогнозных эксплуатационных запасов. Оценка естественных ресурсов и естественных запасов подземных вод проведена при значительной схематизации граничных условий, а также при условии части исходных параметров (взяты по аналогии, из литературных источников коэффициент водоотдачи). Отмечено неравномерное распределение ресурсов и запасов подземных вод по площади, что создает известные трудности при организации или расширении централизованного водоснабжения. На отдельных участках, составляющих около 5% площади республики, перспективы организации водоснабжения за счет местных ресурсов практически отсутствуют из-за неудовлетворительного качества вод (Уршак-Бельское и Уфа-Симское междуречья и другие пункты) или чрезвычайно низкой водоносности пород (среднее течение р. Таналык). Наиболее производительным и ценным для водоснабжения является водоносный горизонт аллювиальных четвертичных отложений, но на некоторых участках долин он ввиду тесной взаимосвя-

зи с реками загрязнен промышленными стоками. Поэтому очень остро встает вопрос об охране подземных и поверхностных вод от загрязнения.

В Башкирии известны сероводородные, йодо-бромные, радоновые и различные по составу и минерализации минеральные воды без специфических компонентов, используемые в бальнеологии. Они распространены в основном в Волго-Камском артезианском бассейне. На базе вод функционируют курорты, например Красноусольский, комплексно использующий радоновые, сероводородные, хлоридные натриевые, сульфатные кальциевые и хлоридные натриевые без специфических компонентов минеральные воды. Практический интерес для бальнеологии представляют высокоминерализованные воды, добываемые попутно с нефтью на многочисленных нефтяных месторождениях. Воды эти, как и возможности эксплуатации их, изучены недостаточно.

Кроме месторождений нефти и газа, республика богата другими полезными ископаемыми. Наиболее широко распространены месторождения с простыми гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями промышленного освоения. Сложные мероприятия по осушению при освоении требуются только на месторождениях, связанных с карбонатными отложениями, и бурогольных месторождениях.

При освоении инженерно-геологических условий территории использован принцип формационного и литолого-генетического анализа. В результате выделены и описаны три региона и 13 областей.

В целом для Башкирии, несмотря на достаточно всестороннее описание ее гидрогеологических и инженерно-геологических условий, из-за недостатка качественного фактического материала схематично освещены или совсем не освещены ряд вопросов: 1) выделение однотипных по водоносности групп пород для бассейна трещинных вод складчатого Урала и водоносных комплексов каменноугольных и девонских отложений по восточной окраине артезианского бассейна, а также их корреляция во многих случаях проведены схематично по общим соображениям; 2) мало обоснованы условия формирования и движения рассолов Волго-Камского артезианского бассейна, очень мало изучен и поэтому схематично пояснен их термальный и газовый режим; 3) практически не изучен режим межпластовых безнапорных и напорных вод, в естественных условиях и подземных вод в нарушенных; 4) мало изучен генезис минеральных вод Башкирии и возможности их эксплуатации; 5) весьма приближенно дана оценка естественных ресурсов и прогнозных эксплуатационных запасов и т. д.

Для решения этих вопросов, а также удовлетворения нужд народного хозяйства на ближайшее будущее рекомендуются следующие направления гидрогеологических и инженерно-геологических исследований.

1. Завершить государственные гидрогеологические среднемасштабные съемки с составлением и изданием региональных и полистных гидрогеологических и инженерно-геологических карт.

2. Продолжить работы по детальным поискам и разведке подземных вод для водоснабжения городов и сел. В этом направлении необходимо изучение особенностей распределения подземных вод в водоносных комплексах карбонатных пород нижней перми, карбона и девона вдоль восточной границы артезианского бассейна как наиболее перспективных после водоносного горизонта аллювиальных четвертичных отложений для крупного централизованного водоснабжения.

3. Продолжить региональное изучение режима подземных вод в естественных условиях для службы прогнозов, а также с целью решения конкретных практических задач в нарушенных условиях. В частности, в

последнем случае первоочередной следует считать постановку режимных наблюдений на вводимых в эксплуатацию водозаборах из верхне-пермских слоистых толщ в юго-западных районах Башкирии, имеющих очень сложные гидрогеологические и гидрохимические условия и ограниченные эксплуатационные запасы, для решения вопроса искусственного восполнения запасов. На этих водозаборах также необходимо применение методов моделирования для повышения надежности подсчета запасов и прогноза качества воды.

4. Одной из важных задач является более обоснованная оценка естественных ресурсов и региональных эксплуатационных запасов подземных вод. Для этого необходимо изучение граничных условий и расчетных параметров по водоносным горизонтам и комплексам; выделение типовых участков с одинаковыми граничными условиями и изучение на них режима подземных вод в естественных условиях и в процессе эксплуатации; изучение зоны аэрации и подземной составляющей речного стока по типовым бассейнам; налаживание более точного учета существующего водоотбора.

5. Изучение гидрогеологических условий месторождений твердых полезных ископаемых путем постановки детальных гидрогеологических и инженерно-геологических исследований с целью оценки условий их разработки.

6. Дальнейшее развитие исследований по изучению гидрогеологических и палеогидрогеологических условий палеозойских отложений Волго-Камского артезианского бассейна (нефтяные районы республики) с целью определения их перспективности для постановки поисковых работ на минеральные и промышленные воды.

7. Продолжить изучение карста Башкирии путем применения моделирования и математической статистики для определения скорости карстового процесса, прогнозов частоты и возможных размеров карстовых провалов.

8. Продолжить инженерно-геологические съемки, обратив особое внимание на изучение карста, на территории районных и промышленных центров в связи с их переустройством.

9. Усилить практическую результативность работ по контролю за охраной подземных вод от загрязнения и истощения. С этой целью необходимо изучение конкретных очагов загрязнения и возможностей подземного захоронения промышленных стоков.

10. Дальнейшее обобщение результатов гидрогеологических и инженерно-геологических исследований по отдельным районам, бассейнам или отдельным гидрогеологическим и инженерно-геологическим вопросам для нужд планирующих органов, проектирующих и строительных организаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О. А. Основы гидрохимии М.-Л., Гидрометеиздат, 1953
- Афанасьев Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональность М., Изд-во АН СССР, 1956
- Афанасьев Т. П. Гидрогеология и гидрогеохимия Поволжья М., изд-во «Наука», 1965
- Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования Тр. Геофиз. инта АН СССР, № 17 (144) М., Изд-во АН СССР, 1952
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954
- Биндемай Н. Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод М., Госгеотехиздат, 1963
- Биндеман Н. Н., Бочеввер Ф. М. Региональная оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод «Советская геология», 1964, № 1
- Богданов А. А. Зависимость интенсивности кливажа от мощности пласта «Советская геология», 1947, сб. 16
- Богомоллов Д. В. Почвы Башкирской АССР М., Изд-во АН СССР, 1954
- Бондаренко С. С. Подземные воды Поволжья и Прикамья «Советская геология», 1959, № 12
- Бондарик Г. К. Трещины донного отпора и зона разгрузки в речных долинах «Разведка и охрана недр», 1959, № 10
- Борзов А. А. Общий характер поверхности Уфимского Приуралья «Землеведение», т. XXVI, вып. I—II Госиздат, 1924.
- Бочеввер Ф. М. О классификации запасов подземных вод для целей водоснабжения «Советская геология», 1957, № 62
- Бродский А. А. Основы гидрохимического метода поисков сульфидных месторождений М., изд-во «Недра», 1964
- Буданов Н. Д. Подземные воды Челябинской области и использование их для водоснабжения сельского хозяйства. В сб. «Вопр. водоснабжения сельск. хоз. в районах Урала и Зауралья». М., Госгеолтехиздат, 1956
- Буданов Н. Д. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала «Советская геология», 1957, № 58
- Буданов Н. Д. Опыт региональной оценки ресурсов подземных вод на Урале «Разведка и охрана недр», 1959, № 12
- Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала М., изд-во «Наука», 1964.
- Быков В. Д. Сток рек Урала М., Изд-во МГУ, 1963
- Варсанюфьева В. А. В южной части Уфимского плоскогорья «Землеведение», кн. III—IV, 1916
- Васильев Б. В. О некоторых закономерностях карстовых проявлений в бассейне р. Ик (на юго-востоке Татарской АССР) Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 4
- Васильев Б. В. Карстовые пещеры в Октябрьском районе Башкирской АССР В сб. «Пещеры», вып. 2 Пермь, 1962
- Вахрушев Г. В. Минеральные воды и грязи Башкирской АССР «Хозяйство Башкирии», 1929, № 2—3.
- Вахрушев Г. В. Распространение и условия образования карстовых пещер в Башкирии Состояние и задачи охраны природы в Башкирии Уфа, Башкиргониздат, 1960
- Вахрушев Г. В. Минеральные воды и грязи Башкирии. Башкиргониздат, 1961.
- Вахрушев Г. В. Роль неотектоники в жизни наземных и подземных вод Башкирии Мат-лы по геоморф. и новейшей тектонике Урала и Поволжья, № 1. Уфа, Изд-во Башк. фил. АН СССР, 1962

- Вербицкая Н. П. Геоморфология Башкирской АССР и Оренбургской области «Геология СССР», т. XIII, ч. 1 М., изд. во «Недра», 1964а
- Вербицкая Н. П. Региональные особенности неотектоники Южного Урала Мат. геол. Урала. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 119. Л. 1964б
- Верзаков М. С., Костарев В. П. Карст сульфатных отложений Рязано-Охлебнинского вала Карст Урала и Приуралья (Мат. т. Всеуральск совещ., ноябрь 1968 г.) Пермь, 1968
- Виссарионова А. Я., Лайкам В. М. Расчленение и корреляция разрезов и распространение залежей нефти в среднем карбоне северо-западной Башкирии Тр. УФНИИ, вып. XX Уфа, Башкиргоиздат, 1967
- Гармонов И. В. Грунтовые воды степных и лесостепных районов Европейской части СССР и их гидрохимическая зональность М., Изд. во АН СССР, 1958
- Гатальский И. А. Значение динамики в формировании подземных вод Русской платформы Тр. ВНИГРИ, нов. серия, геол. сб. № 2 Госгостехиздат, 1956
- Гвоздецкий Н. А. Карст Изд. 2 М., Географиз, 1954
- Гвоздецкий Н. А. Вопросы типологии и классификации карста СССР В кн. «Типы карста в СССР» М., изд. во «Наука», 1965
- Геология СССР, т. XIII Башкирская АССР и Оренбургская обл. ч. 1, геологическое описание М., изд. во «Недра», 1964
- Герасимов В. Г. О некоторых практических выводах в связи с исследованиями наблюдательных гидрогеологических скважин в Татарской АССР «Геология нефти и газа», 1964, № 7
- Герасимов В. Г. Татария В кн. «Гидрогеология Волго-Уральской нефтегаз. обл.» М., изд. во «Недра», 1967
- Глазовская М. А. К методике геохимических поисков медноколчеданных месторождений на Южном Урале «Советская геология» 1959, № 8
- Глазовская М. А. и др. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале М., Изд. во МГУ, 1961
- Голева Г. А. Особенности формирования водных ореолов рассеяния скрытых медноколчеданных месторождений Южного Урала Тр. ВСЕГИНГЕО, нов. серия, № 9 М., изд. во «Недра», 1964
- Голева Г. А. Гидрохимические поиски скрытого оруденения М., изд. во «Недра» 1968
- Гончаров М. А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклиория) Бюлл. МОИП отд. геол., т. 38, вып. 4, 1963
- Гуревич Г. И. К вопросу о механизме разделения пластов горных пород и блоки Изв. АН СССР серия геофиз., 1954, № 5
- Гуревич М. С., Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Региональные гидрохимические закономерности артезианских бассейнов СССР Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16, 1958
- Добровольская Н. Д. Новый метод обработки материалов многолетних наблюдений за режимом подземных вод Бюлл. научн. техн. информ. № 1 (25) М. Госгеолтехиздат, 1960
- Дружинин И. К. Карст на Южном Урале Тез. докт. на совещ. по изуч. карста, вып. 16 М., Изд. во АН СССР, 1956
- Елифанов А. И. Ресурсы подземных вод Башкирии и их использование В кн. «Проблемы развития производства Башкирии» Башкиргоиздат, 1969
- Елифанов А. И. Распределение ресурсов подземных вод на территории Башкирии Мат. т. науч. сессии «Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования», ч. 1 Уфа, 1970
- Ефремова Т. Н. Прогноз естественного режима уровня грунтовых вод «Ртуть и охрана недр», 1960, № 8
- Журенко Е. Ю. Некоторые данные о поверхностном карсте Южного Приуралья в пределах Общего Сырта Вопр. геоморф. и геол. Башкирии, сб. № 1 Уфа Изд. во Башк. фил. АН СССР 1957
- Зайцев И. К. Основы гидрогеологического районирования Второго Баку «Советская геология» 1944, № 2
- Зайцев И. К. К вопросу формирования подземных рассолов Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4 Л., 1956
- Зайцев И. К. Региональные закономерности гидрохимии подземных вод СССР Сб. «Проблемы гидрогеологии» М., Госгеолтехиздат, 1960
- Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения подземных рассолов на территории СССР Сб. статей по вопр. гидрогеол. и инж. геол. М. Изд. во МГУ 1962
- Засухин Г. Н., Логинова Л. А. Опыт применения геохимических методов поисков колчеданных месторождений на Южном Урале М., Госгеолтехиздат, 1963
- Зерцалинов И. К. Методика исследования водяных скважин Урало-Поволжья М., Госгеолтехиздат, 1962
- Иванов Д. Л. Воронки на Уфимском участке Самаро-Златоустовской железной дороги Изв. Об. ва горных инж., № 1, СПб., 1897

- Иванов Д. Л. Уфимские воронки. Провалы на Самаро-Златоустовской дороге. Изв. Собрания инженеров путей сообщения. Спб., 1899.
- Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод М. изд-во «Недра», 1964.
- Иванов В. В., Овчинников А. И., Яроцкий Л. А. Основные закономерности распространения минеральных вод на территории СССР. Вopr. формир. и распростр. мин. вод СССР. М. 1960.
- Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры — основа гидрогеологического районирования территории СССР. «Советская геология» 1947, № 19.
- Игнатович Н. К. Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктур. Вopr. гидрогеол. и инж. геол., сб. № 13. Госгеол. издат. 1950.
- Кавеев М. С. О влиянии углекислоты, образовавшейся при разрушении нефтяных месторождений, на развитие карстовых процессов. Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 3.
- Кавеев М. С., Васильев Б. В. Гидрогеология нефтяных месторождений девонских отложений юго-востока Татарии. В сб. «Нефтегазоносность Урало-Волжской обл.». Изд. Казан. фил. АН СССР, 1955.
- Кадитчиков И. П. Карст окрестностей с. Кебячево. Зап. Башк. фил. геогр. об-ва СССР. вып. 1. Уфа, Башкиргоиздат, 1957.
- Каменский Г. Н. Гидрохимическая зональность в распределении подземных вод. Тр. МГРИ. т. 26. М. Госгеолтехиздат, 1954.
- Каменский Г. Н. и др. Режим подземных вод. ОНТИ, 1938.
- Каменский Г. Н., Климентов П. П., Овчинников А. М. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых. М. Госгеолиздат, 1953.
- Каменский Г. Н., Толстухина М. М., Толстухин Н. И. Гидрогеология СССР. М. Госгеотехиздат, 1959.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Госгеотехиздат, 1963.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. геофиз. ин-та АН СССР. т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Киссин И. Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М. изд-во «Наука», 1967.
- Ктер М. О. Гидрогеология Урала. Сб. тр. II Всесоюз. гидрогеол. съезда, 42, 1928.
- Ктер М. О. Понсковые признаки на подземные воды Урала. В сб. «Вopr. водоснабж. сельск. хоз. в районах Урала и Зауралья». М., Госгеотехиздат, 1956.
- Клеименов В. Ф. Воды терригенных отложений девона в Волго-Уральском артезианском бассейне. «Советская геология», 1968, № 6.
- Ковалев В. Ф. и др. Опыт применения гидрохимических методов поисков на медноколчеданные оруденения в Учалинском районе. Тр. Горногеол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 48. Гидрогеол. сб., № 1. 1960.
- Ковалев В. Ф. и др. Гидрохимическая характеристика природных вод зеленокаменной полосы Южного Урала и вопросы формирования гидрохимических ореолов рассеяния медноколчеданных месторождений. Тр. ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 62. Гидрогеол. сб., № 2. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1962.
- Ковалев В. Ф., Козлов А. В. Гидрохимические и гидрогеологические особенности района медноколчеданного месторождения имени XIX партсъезда. Тр. Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 62. Гидрогеол. сб., № 2. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1962.
- Ковалев В. Ф., Черняева Л. Е. Подземные воды восточной части Оренбургской области и их народнохозяйственное значение. Тр. Ин-та геологии Уральск. фил. АН СССР, вып. 69. Гидрогеол. сб., № 3. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1964.
- Ковалев В. Ф., Черняев А. М. Основные закономерности формирования подземных вод Бурбайгайского района. Тр. Ин-та геол. Уральск. фил. АН СССР, вып. 69. Гидрогеол. сб., № 3. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1964.
- Ковалевский В. С. Классификационная схема естественного режима грунтовых вод. «Разведка и охрана недр», 1959, № 9.
- Козин А. И. Состав поглощенных оснований пород продуктивных горизонтов нефтяных месторождений Куйбышевского Поволжья и его отношение к нефтеносности и формированию пластовых вод хлор-кальциевого типа. Тр. «Гипровостокнефти», вып. 1. (Геол. и разработка нефт. м-ний). Гостоптехиздат, 1958.
- Коломенский Н. В. Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей. М., Госгеолиздат, 1952.
- Коноплянцев А. А. О принципах региональной оценки режима грунтовых вод. «Разведка и охрана недр», 1959, № 7.
- Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности. М., Госгеолтехиздат, 1963.

- Корценштейн В В О механизме разгрузки глубинных подземных вод в Каспийскую впадину Докл АН СССР, 1962, т 142, № 3
- Кротова В А Волго-Уральская нефтеносная область Гидрогеология Тр ВНИГРИ вып 94, нов серия Л, Гостоптехиздат, 1956
- Кротова В А Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений М, Гостоптехиздат, 1962
- Куделин Б И Опыт региональной оценки естественных ресурсов грунтовых вод Докл АН СССР, 1957, т 114, № 2
- Куделин Б И Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод Изд во МГУ, 1960
- Кудряшов И К Районирование карста Башкирии Мат лы VI Всеуральск совещ по вопр геогр и охраны природы Уфа, 1961а
- Кудряшов И К Гипсовый карст Западной Башкирии Новости карстования и спелеологии, № 2 М Л, 1961б
- Кузнецов А М, Максимович Г А О закономерностях накопления брома в подземных рассолах Докл АН СССР, 1961 т 138 № 5
- Кузнецов Ю И, Надежкин А Д, Шатов Ю И Некоторые закономерности размещения залежей нефти в разрезе палеозоя платформенной Башкирии Тр УФНИИ, вып XX Уфа, Башкиргоиздат, 1957
- Ланге О К Подземные воды СССР Изд во МГУ 1959
- Лерман Б И Палеокарст в разрезе палеозоя Арланской площади Тр УФНИИ вып XX Уфа, Башкиргоиздат, 1967
- Лукин В С Провальные явления на Урале и в Предуралье Тр Инта геол Уральск фил АН СССР, вып 69 Гидрогеол сб, № 3 Свердловск, Изд во Уральск фил АН СССР, 1964
- Лушников Е А Районирование карста Башкирии Уч зап Пермск унта, т X, вып 2 Пермь, 1956
- Лыкошин А Г Многолетняя мерзлота в долине реки Уфы «Природа», 1952, № 1
- Лыкошин А Г Трещины бортового отпора Бюлл МОИП, 1953 т XXVIII
- Лыкошин А Г Павловская ГЭС на реке Уфе В кн «Геология и плотины», т 1, М, Госэнергиздат, 1959
- Лыкошин А Г Некоторые гидродинамические закономерности развития карста в платформенных областях «Землеведение», нов серия, т V, (XV) Изд во МГУ, 1960
- Лыкошин А Г, Соколов Д С Развитие карста в юго-западной части Уфимского плато Бюлл МОИП, 1954, т XXIX, № 1
- Лыкошин А Г, Соколов Д С Красный Ключ «Природа» 1957, № 8
- Львович М И, Козловский Д А Гидрогеологические работы 1927—1928 гг «Хозяйство Башкирии», 1929, № 10—12
- Макеев З А Принципы инженерно-геологического районирования карстовых областей «Карстование» 1948 вып 4
- Маков К И Подземные воды Башкирской АССР Изд во АН УССР, Киев, 1946
- Максимович Г А Районирование карста Урала и Приуралья Докл IV Всеуральск совещ по физ геогр и эконо геогр районированию Урала, вып 1 Пермь, 1958
- Максимович Г А Основы карстования, т I Пермь, 1963
- Максимович Г А Основы карстования, т II. Пермь, 1969
- Максимович Г А, Горбунова К А Типы карста Урала В кн «Типы карста в СССР» М, изд во «Наука», 1965
- Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1:100 000—1:500 000 и 1:200 000—1:100 000. М, Госгеолтехиздат, 1960
- Морозов С Г, Чагаев А Я Досреднедевонские образования Юрюзань-Айской впадины Тр УФНИИ, вып XX Уфа, Башкиргоиздат, 1967
- Новикова А С О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы Изв АН СССР, серия геол, 1951, № 5
- Ованесов Г П Новые данные о тектонике Западной Башкирии Вопр геол восточн окраины Русской платформы и Юж Урала вып 7 Башк фил АН СССР, 1960
- Овчинников А М Общая гидрогеология М, Госгеолтехиздат, 1955
- Овчинников А М Минеральные воды М, Госгеолтехиздат, 1963
- Озолин Б В Гидрогеологическая характеристика Бельско-Уфимского артезианского бассейна Тр УФНИИ, вып XI Уфа, Башкиргоиздат 1963
- Озолин Б В Гидрогеология Башкирского Предуралья в связи с нефтеносностью (автореферат) Л, 1965
- Озолин Б В Гидрохимические аномалии как показатели возможной нефтеносности (На материале юго-западной части платформенной Башкирии) Тр УФНИИ, вып XV Уфа, Башкиргоиздат, 1966

- Озолин Б В Башкирское Приуралье В кн «Гидрогеология Волго Уральской нефтегазоносной области» М, изд во «Недра», 1967
- Озолин Б В, Лерман Б И Закономерности изменения свойств пластовых вод продуктивных горизонтов девона в пределах платформенной области Башкирии Тр УФНИИ вып IV Гостоптехиздат 1959
- Озолин Б В, Лерман Б И, Чертков Н П Поглощающие горизонты разреза Шкаловской площади и характеристика объекта, рекомендуемого для сброса промышленных стоков Тр УФНИИ вып XV Уфа Башкиргоиздат, 1966
- Опалев А Ф Поддержание пластового давления с использованием естественной энергии напорных вод М изд во «Недра», 1965
- Орехов Б И К вопросу выделения зон с различной трещиноватостью пород по керну буровых скважин «Разведка и охрана недр», 1956, № 5
- Павлов В В Опыт гидрохимических поисков медиоколчеданных месторождений Опыт разработки гидрохимических поисков рудных месторождений М, Госгеолтехиздат, 1959
- Перевозчиков Б Ф К вопросу о закарстованности карбонатных пород некоторых участков Южноуральского бокситового бассейна Тр Ин та геол Уральск фил АН СССР вып 62, Гидрогеол сб № 2 Свердловск, Изд во Уральск фил АН СССР, 1962а
- Перевозчиков Б Ф О характере разгрузки карстовых вод в долине реки Ай района Южноуральских бокситовых месторождений Тр Ин та геол Уральск фил АН СССР, вып 62 Гидрогеол сб № 2 Свердловск, Изд во Уральск фил АН СССР 1962б
- Пермяков Е Н, Каравашкина Ю А Поиски и изучение платформенных структур методами исследования тектонической трещиноватости Бюлл МОИП, 1953 т XXVIII, № 6
- Пислегина Е А Опыт применения гидрохимического метода поисков медноколчеданных руд В сб «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала» М, Госгеолтехиздат, 1956
- Пиннекер Е В Рассолы Ангаро Ленского артезианского бассейна М, изд во «Недра» 1966
- Плотников Н А Иодо бромные воды и их месторождения Тр МГРИ т 25 М, Госгеолтехиздат, 1959
- Плотников Н И Группировка месторождений твердых полезных ископаемых по гидрогеологическим и инженерно геологическим условиям «Разведка и охрана недр» 1969 № 1
- Плотников Н И, Сыроватко М В и Щеголев Д И Подземные воды рудных месторождений М, Металлургиздат, 1957
- Посохов Е В Формирование химического состава подземных вод М, Гидрометеиздат, 1966
- Пыхачев Г Б Подземная гидравлика М, Гостоптехиздат, 1961
- Родионов Н В Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа Тр ВСЕГИНГЕО, нов серия 13 М, Госгеолтехиздат, 1963
- Рождественский А П Основные черты современного рельефа и новейшая тектоника восточной окраины Русской платформы и Предуральского краевого прогиба Геоморф и новейшая тектоника Волго Уральской обл и Юж Урала Башк фил АН СССР, 1960
- Рождественский А П, Журенко Ю Е Соотношения современных вертикальных тектонических движений, основных морфоструктур и новейшей тектоники центральной части Волго Уральской области Современные движения земной коры Сб статей, № 1 М, Изд во АН СССР, 1963
- Рыжиков Д В Природа карста и основные закономерности его развития Тр Горно геол ин та, вып 21 Уральск фил АН СССР, 1954
- Самойлов О Я, Соколов Д С О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод Изв АН СССР, отд хим наук, 1957а, № 3
- Самойлов О Я, Соколов Д С Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах Изв АН СССР, серия геол, 1957б, № 9
- Саркисян А А Вопросы комплексного использования и охраны водных ресурсов Башкирии В кн «Проблемы развития производ сил Башкирии» Башкиргоиздат, 1969
- Семенов С М О зональности режима грунтовых вод Европейской территории СССР Вопр изучения и прогноза режима подземных вод Тр ВСЕГИНГЕО, нов серия № 10 М изд во «Недра», 1964
- Семенов С М Определение гидрогеологических параметров по данным наблюдений за упорядоченным режимом подземных вод «Разведка и охрана недр», 1967, № 8
- Сигов А П Геоморфология Урала и основные эпохи карстообразования Тез докл Пермск карст конф Пермь, 1947

Силин Бекчурин А И К вопросу о формировании минеральных вод Башкирии Докл АН СССР, 1946, т III, № 1

Силин Бекчурин А И Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала Тр. ЛГПИ, т. 4 М, Изд-во АН СССР, 1949

Силин Бекчурин А И Движение глубоких подземных вод В сб «Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений» М, Изд-во АН СССР, 1959

Скворцов Г Г Оползни карстового происхождения в Южном Приуралье. Вопр гидрогеол и инж геол, сб 17 М, Госгеолтехиздат, 1959

Скворцов Г Г Вопросы инженерно-геологического изучения и оценки карста в основании железнодорожных сооружений Спец вопросы карстоведения М, Изд-во АН СССР, 1962

Славянова Л В Минеральные и промышленные воды Волго-Уральской области М, Госгеолтехиздат, 1963

Смехов Е М Трешиноватые породы как возможные коллекторы нефти и газа и их значение при поисково-разведочных работах в Сибири В сб «Геология и геохимия», 1 (VII) (ВНИГРИ и НТО нефтяников) Л., Гостоптехиздат, 1957.

Смирнов Г А О некоторых закономерностях в развитии трещин отдельности Изв АН СССР, серия геол., 1949, № 3

Соколов Д С Условия фильтрации через закарстованные известняки Белорецкого водохранилища Тр Пермск карст конф, вып 4, 1948

Соколов Д С О новейшей геологической истории Уфимского плато Бюлл МОИП, 1948в, т XXIII, № 3

Соколов Д С Основные условия развития карста М, Госгеолтехиздат, 1962

Соколов Н И Явления «отседания» склонов Тр Лабор гидрогеол пробы АН СССР, т XIV М, Изд-во АН СССР, 1957

Сулин В А Гидрогеология нефтяных месторождений М Гостоптехиздат, 1948

Тахаев Х Я Природные условия и ресурсы Башкирской АССР Башкингоиздат, 1959

Терещенко С М Опыт применения гидрогеохимического метода поисков междоколеданных месторождений на примере работ Учалинской геологической экспедиции Тр Межвед совещ по гидрогеохим методу поисков рудных месторождений Изд Томск гос ун-та, 1962

Ткалич С П Карст Уфа—Бельского междуречья Тез. докл на совещан по изуч карста, вып 16 М, Изд-во АН СССР, 1956

Ткалич С П Работы по изучению карста, проводимые Южно-Уральским геологическим управлением «Новости карстоведения и спелеологии» М, 1961, № 2

Толстухин Н И Гидрохимическая зональность артезианских бассейнов Западной Ленингр горн ин та, т 32, вып 2 М, Углетехиздат, 1956

Трифонов В П Геолого-геоморфологические признаки современных тектонических движений на Урале и в Зауралье Современные движения земной коры, сб № 1 М, Изд-во АН СССР, 1963

Турышев А В Формирование депрессии вдоль склонов Уфимского плато Геоморф и новейшая тектоника Волго-Уральской обл и Юж Урала Свердловск, Изд-во Уральск фил АН СССР, 1960

Турышев А В К вопросу изучения интенсивности развития карста гидрохимическим методом Тр Ин-та геол Уральск фил АН СССР, вып 62, Гидрогеол сб, № 2 Свердловск, Изд-во Уральск фил АН СССР, 1962а

Турышев А В Особенности подземного стока и разгрузки трещинно-карстовых вод северной части Уфимского плато Тр Ин-та геол Уральск фил АН СССР, вып 62, Гидрогеол. сб, № 2 Свердловск, Изд-во Уральск фил АН СССР, 1962б

Усольцев Л Н, Малоярославцев Д А. О приемистости водоносной палеокарстовой зоны Шпаковской площади Тр УФНИИ, вып XV Уфа, Башкингоиздат, 1966

Ходьков А Е О природе глубинных хлор-кальциевых рассолов Вестн ЛГУ, серия геол и геогр, 1964, вып 4, № 24

Чернышев Н И Тектоническая трещиноватость верхнепермских пород Пермско-Сарапульского Прикамья Изв высш учебн завед, серия геол и разведка, 1959, № 12

Черняев А М Металлоносность подземных вод Бурибай-Гайской структурной зоны В сб «Геология полезных ископаемых Урала» Тр Свердловск горн ин та, вып 42, 1962

Черняев А. М., Черняева Л Е Некоторые вопросы геохимии подземных вод гипергенеза Гайского месторождения «Геохимия», 1962, № 10

Черняев А М и др Сравнительная оценка гидрогеохимических поисков сульфидных месторождений в засушливых районах Урала, Зауралья и Северного Казахстана Формирование химического состава и запасов подземных вод Гидрогеол сб, № 5 Ин-т геол и геохим Уральск фил АН СССР, 1968

Чистосердов А С К расчету водоотлива из карьеров месторождений в раздробленных и трещиноватых скальных породах Мат-лы по геол и полезн ископаемым Урала, вып 2 М, Гостеолтехиздат, 1960

Шатский Н С Фосфоритные формации и классификация фосфоритовых залежей, вып II, доклады М, Изд во АН СССР, 1955

Штильмарк В В Экзогенная термальная аномалия горы Янган-Тау в Западном Предуралье Сб «Проблемы гидрогеологии» М, Гостеолтехиздат, 1960

Шеголев Д И, Толстихин Н И Подземные воды в трещиноватых породах Тр СПЕЦГЕО (Ленингр отд), вып 1. Гостоптехиздат, 1939

Щелкачев В Н Упругий режим пластовых водонапорных систем М, Гостоптехиздат, 1959

Эз В В Гафт Д Е, Кузнецов Б И Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала М, изд во «Наука», 1965

Юнусов М А и др Литолого-фациальные особенности и перспективы нефтеносности карбонатных отложений верхнего девона и турнейского яруса Западной Башкирии Тр УФНИИ, вып XX Башкиргоиздат, 1967

Ягодни В В К методике определения приведенного давления пластовой воды в скважинах Тр ВНИИ, вып XI М, Гостоптехиздат, 1957

Якобсон Г П Гидродинамические особенности продуктивных комплексов Волго-Уральской области и их роль в распределении нефтегазовых скоплений В кн «Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области» М, изд во «Недра» 1967

Якобсон Г П, Качалов Ю М О методике вычисления приведенных давлений пластовых вод «Геология нефти и газа», 1965, № 6

Яроцкий Л А Основные закономерности образования сероводородных вод. Вопр формир и распростр мин вод СССР М, Медгиз, 1960

Данные по родникам, вынесенным на гидрогеологическую карту

№ на карте	Абс. отм. м. Год обследования	Водосодержащие породы	Дебит, м³/сек	Содержание компонентов, мг-экв/л						Формула химического состава воды
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	

Волго-Камский артезианский бассейн

Воды спорадического распространения отложений неогена (N)

39	$\frac{118}{1965}$	Галечники	2,5	—	0,16	5,5	0,41	4,74	1,2	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 87}}{\text{Ca 75 Mg 19 Na 6}}$
40	$\frac{103}{1965}$	Галечники	1,7	0,1	0,12	6,9	0,59	4,9	1,65	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 97}}{\text{Ca 69 Mg 23 Na 8}}$
77	$\frac{110}{1961}$	Пески	0,07	0,1	0,43	4	0,52	2,99	1,28	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 84}}{\text{Ca 62 Mg 27}}$
94	$\frac{—}{1968}$	Галечники и пески	0,3	1,6	0,2	6,6	3,28	3	2,3	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 77 Cl 20}}{\text{Na 39 Ca 35 Mg 26}}$
114	$\frac{242}{1966}$	Пески глинистые	0,4	0,1	0,26	6,05	0,91	4,1	2,35	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 82 CO}_3 \text{ 10 SO}_4 \text{ 7}}{\text{Ca 56 Mg 32 Na 12}}$
130	$\frac{200}{1963}$	Пески с галькой	1	1,05	0,89	8,3	4,54	3,25	2,75	M _{0,6} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 79 Cl 10 SO}_4 \text{ 8}}{\text{Na 43 Ca 31 Mg 26}}$

Водоносный комплекс отложений нижнего триаса (T₁)

90	$\frac{300}{1961}$	Валуино-галечные отложения	0,8	0,18	0,63	0,2	0,59	0,21	0,21	M _{0,1} $\frac{\text{SO}_4 \text{ 62 HCO}_3 \text{ 20 Cl 18}}{\text{Na 58 Ca 21 Mg 21}}$
138	$\frac{340}{1964}$	Конгломераты	2,75	4,03	1,69	3,8	7,83	0,85	0,84	M _{0,6} $\frac{\text{Cl 42 HCO}_3 \text{ 40 SO}_4 \text{ 18}}{\text{Na 82 Ca 9 Mg 8}}$

141	$\frac{476}{1962}$	Песчаники	1,2	0,09	—	6,7	0,63	3,27	2,89	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3,99}{Ca,48 \text{ Mg},43 \text{ Na},9}$

Водобольный комплекс отложений верхней юрмы (P₂)

129	$\frac{250}{1963}$	Алевриты	0,2	0,75	1,12	6	2,44	3,16	2,64	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,74 \text{ SO}_4,14 \text{ Cl},9}{Ca,37 \text{ Mg},33 \text{ Na},30}$
142	$\frac{276}{1961}$	Конгломераты	1	0,23	2,38	5,65	1,04	4,56	2,71	$M_{0,5}$ $\frac{HCO_3,69 \text{ SO}_4,29}{Ca,55 \text{ Mg},33 \text{ Na},12}$
144	$\frac{200}{—}$	Песчаники и армиллиты	4	2,26	0,99	5,7	4,43	1,8	2,72	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3,61 \text{ Cl},24 \text{ SO}_4,11}{Na,52 \text{ Mg},29 \text{ Ca},19}$
146	$\frac{260}{1961}$	Известняки	1	0,19	7,78	3,6	0,47	8	3,2	$M_{0,5}$ $\frac{SO_4,67 \text{ HCO}_3,30}{Ca,69 \text{ Mg},27}$
147	$\frac{255}{1958}$	Конгломераты	1,1	0,3	0,81	4,8	1,47	2,32	1,92	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3,81 \text{ SO}_4,11 \text{ Cl},15}{Ca,43 \text{ Mg},32 \text{ Na},25}$
149	$\frac{200}{1962}$	Конгломераты и песчаники	Σ5	0,67	6,25	4,2	2,36	4,62	4,04	$M_{0,5}$ $\frac{SO_4,56 \text{ HCO}_3,37 \text{ Cl},16}{Ca,41 \text{ Mg},36 \text{ Na},23}$

Водобольный комплекс отложений нижнетатарского подбара (P_{1f})

101	$\frac{337}{1961}$	Песчаники	1,6	—	—	—	—	—	—	—
118	$\frac{255}{1958}$	Песчаники	0,5	1,4	2	5,4	—	5	3,8	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3,61 \text{ SO}_4,23 \text{ Cl},16}{Ca,57 \text{ Mg},43}$
70	$\frac{178}{1959}$	Песчаники	0,25	0,12	0,61	6,6	2,03	2,24	3,06	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,39 \text{ SO}_4,8}{Mg,42 \text{ Ca},30 \text{ Na},18}$

№ на карте	Абс. отв., м Г. А. исследо- вания	Восстановление пород	Добыч. дней	Содержание катионов, мг/л					Формы химического состава воды
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
75	170 —	Песчанки	1	0,5	0,27	5,8	2,25	0,53	2,78
									M _{0,3} HCO ₃ 88 Cl 18 Mg 57 Na 34 Ca 9
81	140 1959	Песчанки	2,5	—	0,86	6,4	0,57	3,71	3,22
									M _{0,4} HCO ₃ 85 SO ₄ 12 Ca 50 Mg 43 Na 7
88	190 1959	Песчанки	7	0,1	0,5	6,15	0,72	3,2	3,17
									M _{0,4} HCO ₃ 84 SO ₄ 8 Mg 45 Ca 43 Na 12

Взвешенный комплекс окислитель сернокислотного подбора (P₅₀₀)

100	270 1959	Известняки	3	0,23	1,41	5,4	0,4	3,69	2,05
									M _{0,4} HCO ₃ 77 SO ₄ 20 Ca 52 Mg 42 Na 9
105	265 1940	Известняки	12	0,21	0,21	5,2	1,68	3,59	1,14
									M _{0,3} HCO ₃ 92 Ca 56 Na 26 Mg 18
109	346 1959	Песчанки	4,2	0,11	2,29	4,4	1,54	2,97	2,29
									M _{0,4} HCO ₃ 65 SO ₄ 34 Ca 44 Mg 33 Na 23
110	215 1940	Известняки	1,5	—	—	—	—	—	—
121	150 1958	Известняки	80	0,4	14,4	5	1,6	13,6	4,6
									M _{1,2} SO ₄ 73 HCO ₃ 25 Ca 69 Mg 23 Na 8
126	170 1958	Мергели и известняки	40	0,2	3,4	2,6	2,2	2,8	1,2
									M _{0,4} SO ₄ 55 HCO ₃ 42 Ca 45 Na 36 Mg 19
128	280 1963	Песчанки	0,9	—	—	7,2	1,28	2,55	3,05
									M _{0,4} HCO ₃ 99 Mg 42 Ca 40 Na 18

132	$\frac{20}{193}$	Известный	25	—	0,41	6,3	1,14	3,06	2,84	$M_{0,1} \frac{HCO_3,90 SO_4,6}{Ca,43 Mg,39 Na,16}$
136	$\frac{90}{193}$	Известный	13	—	0,6	6,7	1,16	3,16	2,84	$M_{0,1} \frac{HCO_3,88 SO_4,4}{Ca,41 Mg,37 Na,22}$

Результаты расчета относительной кажущейся подвижности (Р-кз)

104	$\frac{132}{1939}$	Известный	5,6	—	—	—	—	—	—	—
108	$\frac{20}{1939}$	Известный	10	0,23	2,74	5	1,11	3,2	3,66	$M_{0,1} \frac{HCO_3,83 SO_4,24}{Mg,46 Ca,40 Na,14}$
111	$\frac{215}{1941}$	Известный	1,5	—	—	—	—	—	—	—
116	$\frac{200}{1958}$	Известный	4	0,2	1,2	5,8	1	3,4	2,8	$M_{0,1} \frac{HCO_3,81 SO_4,17}{Mg,46 Ca,40 Na,14}$
119	$\frac{20}{1958}$	Известный	27	0,09	0,51	4,7	0,76	2,45	2,66	$M_{0,1} \frac{HCO_3,88 SO_4,10}{Mg,45 Ca,42 Na,13}$
122	$\frac{418}{1965}$	Известный	1	0,1	1,07	7,1	2,81	3,7	2,7	$M_{0,15} \frac{HCO_3,77 SO_4,22}{Ca,40 Na,31 Mg,20}$
127	$\frac{285}{1965}$	Известный	27,6	0,09	0,3	6,4	0,78	3,7	2,7	$M_{0,1} \frac{HCO_3,94 SO_4,5}{Ca,32 Mg,38 Na,10}$
136	$\frac{240}{1963}$	Известный	1	4,48	3,04	9,4	3,55	1,42	9,65	$M_{0,9} \frac{HCO_3,56 Cl,26 SO_4,18}{Mg,57 Na,35 Ca,8}$
140	$\frac{180}{1963}$	Известный	13,3	0,65	0,71	7,1	2,42	3,05	3,25	$M_{0,15} \frac{HCO_3,81 SO_4,8 Cl,7}{Mg,37 Ca,35 Na,28}$

№ на карте	Абс. отм., м Год обследо- вания	Водосодержащие породы	Дебит, л/сек	Содержание компонентов, мг-экв/л						Формула химического состава воды
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
Водоносный комплекс отложений уфимского яруса (P _{2u})										
1	— 1957	Песчаники	1,2	0,3	0,67	4,1	0,61	2,91	1,55	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3\ 81\ \text{SO}_4\ 13\ \text{Cl}\ 6}{\text{Ca}\ 57\ \text{Mg}\ 31\ \text{Na}\ 12}$
2	120 1958	Песчаники	1	—	—	—	—	—	—	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3\ 95}{\text{Ca}\ 78\ \text{Mg}\ 14\ \text{Na}\ 8}$
3	142 1958	Известняки	3,7	—	—	—	—	—	—	M _{0,5} $\frac{\text{HCO}_3\ 83\ \text{SO}_4\ 9}{\text{Ca}\ 63\ \text{Mg}\ 28}$
12	151 1958	Обломки аргиллитов	2	—	—	—	—	—	—	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3\ 80\ \text{Cl}\ 7}{\text{Ca}\ 81\ \text{Mg}\ 15\ \text{Na}\ 4}$
17	145 1965	Алевриты	1,5	0,05	0,12	5,5	0,37	4,5	1,05	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3\ 93}{\text{Ca}\ 76\ \text{Mg}\ 18\ \text{Na}\ 6}$
26	100 1965	Песчаники	0,1	0,09	7,06	4,2	1,27	6,95	3,13	M _{0,6} $\frac{\text{SO}_4\ 62\ \text{HCO}_3\ 37}{\text{Ca}\ 61\ \text{Mg}\ 28\ \text{Na}\ 11}$
41	120 1965	Песчаники	10	0,05	0,53	5,45	0,5	4,25	1,45	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3\ 88\ \text{SO}_4\ 8}{\text{Ca}\ 68\ \text{Mg}\ 24\ \text{Na}\ 8}$
49	80 1966	Известняки	0,15	0,1	3,05	5,7	0,72	6	2,6	M _{0,5} $\frac{\text{HCO}_3\ 61\ \text{SO}_4\ 33}{\text{Ca}\ 64\ \text{Mg}\ 28\ \text{Na}\ 8}$
72	160 1966	Песчаники	0,5	0,3	0,2	3,95	0,05	3,5	0,9	M _{0,2} $\frac{\text{HCO}_3\ 89\ \text{Cl}\ 7}{\text{Ca}\ 79\ \text{Mg}\ 20}$
82	100 1959	Песчаники	0,2	0,23	0,6	7	1,1	0,81	5,95	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3\ 89\ \text{SO}_4\ 8}{\text{Mg}\ 76\ \text{Na}\ 14\ \text{Ca}\ 10}$
85	187 1962	Песчаники	1,1	0,1	0,2	5,7	0,45	4,16	1,39	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3\ 95}{\text{Ca}\ 69\ \text{Mg}\ 23\ \text{Na}\ 8}$

89	147 1959	Песчанки	1,5	0,05	0,09	3,5	0,61	3,25	2,35	$M_{0,9}$ $\frac{HCO_3,40}{Ca,32 Mg,38 Na,10}$
92	235 1959	Песчанки	2,5	0,15	30,25	4,25	0,71	27,6	6,4	$M_{0,3}$ $\frac{SO_4,87 HCO_3,12}{Ca,80 Mg,18}$
93	110 1961	Асеровки (?)	1	0,09	0,32	0,8	2,25	5,77	2,34	$M_{0,5}$ $\frac{HCO_3,46}{Ca,36 Mg,22 Na,22}$
99	130 1959	Мерели	2	0,58	6,75	6,4	1,58	8,68	3,17	$M_{0,8}$ $\frac{SO_4,40 HCO_3,47}{Ca,63 Mg,25 Na,12}$

Водяной комплекс нижней части офиолитов дуба (галазийский стиль) (Р.41.)

4	114 1958	Известняки	0,8	—	—	—	—	—	—	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,33 SO_4,8}{Ca,66 Mg,33}$
18	175 1984	Известняки	3,5	0,04	1,2	6,2	0,65	7,2	1,8	$M_{0,8}$ $\frac{HCO_3,64 SO_4,12 Cl,7}{Ca,75 Mg,19 Na,6}$
27	112 1986	Известняки	1,5	0,09	11,3	5,8	0,8	12,05	4,4	$M_{1,1}$ $\frac{SO_4,60 HCO_3,33}{Ca,70 Mg,25 Na,5}$
38	125 1984	Известняки	2	0,37	18,6	4,7	0,31	20	3,6	$M_{1,9}$ $\frac{SO_4,78 HCO_3,20}{Ca,89 Mg,15}$
42	200 1994	Известняки	0,8	0,18	0,21	4,1	0,33	4,08	0,43	$M_{0,5}$ $\frac{HCO_3,41}{Ca,81 Mg,9 Na,7}$
50	270 1964	Известняки (?)	1	0,18	0,32	5	0,13	5,05	0,32	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,61 SO_4,6}{Ca,92 Mg,6}$
78	120 1961	Известняки	0,11	0,1	0,32	6,7	0,32	5	1,6	$M_{0,4}$ $\frac{HCO_3,44}{Ca,70 Mg,23}$
86	154 1961	Известняки	1,2	0,09	0,32	7	1,15	5,4	1,24	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3,40 SO_4,9}{Ca,60 Mg,16 Na,15}$
87	126 1961	Известняки	0,26	0,1	0,25	5,6	0,16	4,6	1,6	$M_{0,3}$ $\frac{HCO_3,48}{Ca,72 Mg,25}$

№ из карты	Абс. отм. в бод (1922-89- ны)	Вод. содержание донных осадков	Добыт, дт/г	Содержание компонентов, мг/кг					формула минеральной составляющей
				Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}

Водоненасыщенный отложений киндерского яруса (Р148)

7	185 1958	Налестники	23	-	-	-	-	-	Mg^{2+} $\frac{\text{HCO}_3 \cdot 60 \text{ SO}_4 \cdot 28}{\text{Ca} \cdot 76 \text{ Mg} \cdot 15 \text{ Na} \cdot 6}$
10	- 1957	Пресновки и саванна	15	-	-	-	-	-	Mg^{2+} $\frac{\text{HCO}_3 \cdot 87 \text{ SO}_4 \cdot 11}{\text{Ca} \cdot 75 \text{ Mg} \cdot 19 \text{ Na} \cdot 6}$
13	- 1967	Налестники	20	0.19	0.47	4.3	0.06	4.27	0.63 Mg^{2+} $\frac{\text{HCO}_3 \cdot 37 \text{ SO}_4 \cdot 9}{\text{Ca} \cdot 80 \text{ Mg} \cdot 15}$
23	110 1965	Налестники и саванна	400	0.35	23.80	3.9	1.44	23.3	3.5 Mg^{2+} $\frac{\text{SO}_4 \cdot 65 \text{ HCO}_3 \cdot 14}{\text{Ca} \cdot 83 \text{ Mg} \cdot 12 \text{ Na} \cdot 5}$
29	90 1961	Гипсы	15	0.35	39.85	4.75	1.27	28.7	5.1 Mg^{2+} $\frac{\text{SO}_4 \cdot 35 \text{ HCO}_3 \cdot 14}{\text{Ca} \cdot 82 \text{ Mg} \cdot 14}$
84	95 1961	Гипсы	0.6	0.67	28.4	4.06	1.42	28.45	3.25 Mg^{2+} $\frac{\text{SO}_4 \cdot 36 \text{ HCO}_3 \cdot 12}{\text{Ca} \cdot 85 \text{ Mg} \cdot 10}$
95	119 1961	Гипсы	0.1	0.65	28.2	2.6	0.06	28.62	2.35 Mg^{2+} $\frac{\text{SO}_4 \cdot 91 \text{ HCO}_3 \cdot 8}{\text{Ca} \cdot 92 \text{ Mg} \cdot 8}$
105	130 1961	Налестники	15	0.19	28.66	5.5	0.92	29.36	3.87 Mg^{2+} $\frac{\text{SO}_4 \cdot 33 \text{ HCO}_3 \cdot 16}{\text{Ca} \cdot 86 \text{ Mg} \cdot 10}$
112	135 1959	Гипсы и ангидриды	5	0.2	29.43	5.25	0.52	29.63	4.73 Mg^{2+} $\frac{\text{SO}_4 \cdot 84 \text{ HCO}_3 \cdot 15}{\text{Ca} \cdot 85 \text{ Mg} \cdot 14}$
113	160 1965	Гипсы	74.6	0.4	32.67	4.9	2.97	27.8	7.2 Mg^{2+} $\frac{\text{SO}_4 \cdot 66 \text{ HCO}_3 \cdot 13}{\text{Ca} \cdot 73 \text{ Mg} \cdot 18 \text{ Na} \cdot 9}$

Водный комплекс отложений конгелеской свиты ангарского яруса (Р-46-45)

21	$\frac{215}{1967}$	Песчанки и сланцы	0,5	0,4	0,87	4,8	0,21	4,59	1,27	$M_{0,3} \frac{HCO_3,79 SO_4,14 Cl,7}{Ca,76 Mg,21}$
34	$\frac{-}{1967}$	Песчанки	20	1,05	11,4	22,4	1,07	27,46	6,53	$M_{0,4} \frac{HCO_3,64 SO_4,33}{Ca,80 Mg,17}$
46	$\frac{-}{1967}$	Песчанки	1	2,02	3,15	5,8	3,15	8,71	2,56	$M_{0,7} \frac{HCO_3,40 SO_4,22 Cl,14}{Ca,61 Na,23 Mg,16}$

Водный комплекс отложений дачинской свиты ангарского яруса (Р-46-46)

15	$\frac{179}{1967}$	Основы известняков	0,5	0,6	7,2	4,4	1	7,6	3,6	$M_{0,7} \frac{SO_4,39 HCO_3,35 Cl,5}{Ca,62 Mg,30 Na,8}$
35	$\frac{-}{1967}$	Мерзлы на коряжце с известняками	230	0,38	20,95	4,95	1,12	18,78	6,39	$M_{1,7} \frac{SO_4,80 HCO_3,17}{Ca,79 Mg,24 Na,5}$
53	$\frac{285}{1967}$	Известняки	30	0,05	1,72	5,95	0,77	4,25	2,15	$M_{0,4} \frac{HCO_3,75 SO_4,21}{Ca,39 Mg,30 Na,11}$

Водный комплекс отложений флишовой свиты ангарского яруса (Р-46-47)

11	$\frac{-}{1967}$	Песчанки	14	-	-	-	-	-	-	$M_{0,3} \frac{HCO_3,85 SO_4,7 Cl,7}{Mg,46 Ca,43 Na,11}$
22	$\frac{-}{1967}$	Низ под задрозняном слою	80	0,58	0,55	5,2	0,51	4,23	1,39	$M_{0,3} \frac{HCO_3,45 Cl,9 SO_4,6}{Ca,69 Mg,22 Na,8}$
47	$\frac{-}{1967}$	Известняки	5	0,19	1,16	5,10	0,35	4,44	1,75	$M_{0,9} \frac{HCO_3,76 SO_4,16}{Ca,66 Mg,27 Na,5}$

№ п/п крат.	Абс. тем. в град. абсолютной	Выделяющиеся формы	Добр., диск.	Содержание в анализе, мг/л						Формулы эмпирических составов воды
				Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	

Водяной комплекс ортокремнистой кислоты (P_1)

5	$\frac{-}{1957}$	Известия	2	0,1	-	3,4	0,17	1,37	1,96	$\text{Mg}_{0,2} \frac{\text{HCO}_3,97}{\text{Ca} 30 \text{ Na } 5}$
8	$\frac{-}{1957}$	Известия	250	0,19	-	5	0,97	3,8	0,42	$\text{Mg}_{0,1} \frac{\text{HCO}_3,96}{\text{Ca } 73 \text{ Na } 19 \text{ Mg } 8}$
9	$\frac{-}{1957}$	Известия	150- -200	-	-	-	-	-	-	
14	$\frac{-}{1957}$	Известия	7	0,15	-	4,1	0,18	2,59	1,54	$\text{Mg}_{0,2} \frac{\text{HCO}_3,96}{\text{Ca } 60 \text{ Mg } 36}$
19	$\frac{317}{1956}$	Объемы известия	0,1	0,1	0,6	2,2	0,75	1,4	0,8	$\text{Mg}_{0,15} \frac{\text{HCO}_3,75 \text{ SO}_4,20}{\text{Ca } 48 \text{ Mg } 27 \text{ Na } 25}$
20	$\frac{92}{1956}$	Объемы известия	0,2	-	-	-	-	-	-	
20	$\frac{150}{1951}$	Известия	30	0,2	10,09	5,3	0,42	11,8	3,46	$\text{Mg}_{0,9} \frac{\text{SO}_4,65 \text{ HCO}_3,31}{\text{Ca } 75 \text{ Mg } 22}$
30	$\frac{290}{1956}$	Известия	0,1	-	-	-	-	-	-	
33	$\frac{298}{1956}$	Известия	20	0,05	0,12	4,5	0,08	3,1	1,6	$\text{Mg}_{0,25} \frac{\text{HCO}_3,94}{\text{Ca } 65 \text{ Mg } 34}$
43	$\frac{235}{1954}$	Известия	0,5	0,05	0,21	4,8	0,23	3,74	1,39	$\text{Mg}_{0,2} \frac{\text{HCO}_3,95}{\text{Ca } 70 \text{ Mg } 26}$
44	$\frac{160}{1954}$	Известия	1,8	0,18	0,21	6	0,32	4,08	2,15	$\text{Mg}_{0,1} \frac{\text{HCO}_3,92}{\text{Ca } 42 \text{ Mg } 33 \text{ Na } 5}$

45	273 1966	Известняки	56	0,1	0,4	8,4	0,5	2,1	1	M_{HCO_3} $\frac{Ca 62 Mg 26 Na 12}{HCO_3 97}$
51	200 1961	Известняки	64	0,09	0,21	4,2	0,2	2,36	1,99	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 93 SO_3 5}{Ca 52 Mg 49 Na 5}$
52	272 1966	Известняки	7,7	0,1	0,6	4,3	0,68	2,8	1,6	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 85 SO_3 12}{Ca 55 Mg 32 Na 13}$
57	180 1964	Известняки	9	0,18	0,54	5	0,35	3,55	1,72	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 87 SO_3 9}{Ca 64 Mg 30 Na 6}$
58	220 1964	Известняки	0,1	0,18	0,32	4,5	0,28	3,22	1,61	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 88 SO_3 6}{Ca 63 Mg 31 Na 6}$
59	156 1966	Известняки	2170	0,05	0,1	4,1	0,17	2,8	1,6	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 96}{Ca 61 Mg 35}$
60	270 1966	Обломки известняков	0,1	0,05	0,2	3,2	0,05	2,6	0,8	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 43 SO_3 6}{Ca 75 Mg 23}$
63	115 1964	Известняки	45	0,35	2,04	1,8	0,62	19,35	0,02	M_{SO_3} $\frac{SO_3 71 HCO_3 19}{Ca 74 Mg 23}$
64	160 1964	Известняки	9,7	0,18	0,32	4,1	0,07	3,22	1,61	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 90 SO_3 6}{Ca 66 Mg 33}$
74	105 1964	Известняки (под. Крым- ский Ключ) от 2-го б. яруса вплоть до 30-58 м/сек пеской	Средне- годовой 14 я/сек	0,18	0,43	2,8	0,62	2,15	0,64	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 82 SO_3 13 Cl 5}{Ca 63 Mg 19 Na 18}$
76	162 1969	Известняки (под. Сарай)	3,50	0,15	0,08	2,4	—	2	0,65	M_{HCO_3} $\frac{HCO_3 41 Cl 6}{Ca 76 Mg 24}$
125	420 1961	Известняки	2	0,05	2,08	5,25	0,57	0,29	0,61	M_{SO_3} $\frac{SO_3 83 HCO_3 17}{Ca 96}$

№ на карте	Абс. отм., м Год обследования	Видо-содержащие породы	Дебит, л/сек	Содержание компонентов, мг-экв/л						Формула химического состава воды
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	

Водоносный комплекс отложений нижней перми и карбона (C+P₁)

23	— 1957	Песчаники	0,4	0,77	0,28	6,2	1,48	4,61	1,05	M _{0,4} — $\frac{\text{HCO}_3\ 86\ \text{Cl}\ 11}{\text{Ca}\ 64\ \text{Na}\ 20\ \text{Mg}\ 14}$
24	— 1958	Песчаники	2	0,18	0,33	4,8	0,01	4,46	0,84	M _{0,3} — $\frac{\text{HCO}_3\ 91\ \text{SO}_4\ 6}{\text{Ca}\ 84\ \text{Mg}\ 16}$
25	— 1957	Песчаники	1,5	—	—	—	—	—	—	—
31	— 1957	Конгломераты	2	0,19	0,08	5,2	0,68	3,84	0,96	M _{0,4} — $\frac{\text{HCO}_3\ 95}{\text{Ca}\ 70\ \text{Mg}\ 18\ \text{Na}\ 12}$
32	— 1958	Сланцы и песчаники	0,3	0,36	0,12	5,6	0,79	5,32	1,98	M _{0,3} — $\frac{\text{HCO}_3\ 92\ \text{Cl}\ 5}{\text{Ca}\ 51\ \text{Mg}\ 30\ \text{Na}\ 19}$
36	— 1957	Песчаники	100	0,28	1,46	5,8	0,06	5,47	2,01	M _{0,4} — $\frac{\text{HCO}_3\ 77\ \text{SO}_4\ 19}{\text{Ca}\ 72\ \text{Mg}\ 27}$
37	— 1957	Конгломераты и песчаники	20	0,4	0,4	4,8	0,45	3,45	1,63	M _{0,3} — $\frac{\text{HCO}_3\ 86\ \text{SO}_4\ 7\ \text{Cl}\ 7}{\text{Ca}\ 62\ \text{Mg}\ 29\ \text{Na}\ 8}$
48	— 1957	Песчаники	50	0,25	—	5,4	—	3,35	2,3	M _{0,3} — $\frac{\text{HCO}_3\ 95\ \text{Cl}\ 5}{\text{Ca}\ 59\ \text{Mg}\ 41}$
54	— 1957	Песчаники и конгломераты	3,5	—	0,5	6,8	0,45	4,7	2,1	M _{0,4} — $\frac{\text{HCO}_3\ 93\ \text{SO}_4\ 7}{\text{Ca}\ 64\ \text{Mg}\ 29\ \text{Na}\ 6}$
55	—	Известняки	1,5	—	—	—	—	—	—	—
61	— 1957	Песчаники	1	—	0,28	5,8	0,71	3,84	1,53	M _{0,5} — $\frac{\text{HCO}_3\ 95\ \text{SO}_4\ 5}{\text{Ca}\ 63\ \text{Mg}\ 25\ \text{Na}\ 12}$

65	— 1957	Мергел	15	1,15	1,14	6,2	0,25	3,38	4,86	$M_{0,4} \frac{HCO_3 73 Cl 14 SO_4 13}{Mg 57 Ca 40}$
66	— 1957	Известняк	15	0,19	0,28	5,4	0,49	4,01	1,36	$M_{0,4} \frac{HCO_3 92 SO_4 5}{Ca 68 Mg 23 Na 8}$
68	— 1959	Известняк	25	0,15	0,33	4,4	—	3,2	2,2	$M_{0,9} \frac{HCO_3 90 SO_4 7}{Ca 50 Mg 41}$
69	— 1958	Известняк	0,8	0,5	0,2	5,6	0,61	3,71	2	$M_{0,0} \frac{HCO_3 88 Cl 9}{Ca 38 Mg 32 Na 10}$
79	— 1958	Песчаник	5	0,09	0,62	6,3	0,62	4,31	2,08	$M_{0,4} \frac{HCO_3 80 SO_4 9}{Ca 61 Mg 29 Na 10}$
143	400 1961	Известняк	4,5	0,05	0,36	4,4	0,21	4,1	0,5	$M_{0,9} \frac{HCO_3 91 SO_4 8}{Ca 85 Mg 10}$
145	300 1962	Известняк	100	0,05	0,38	2,6	0,31	2,1	0,65	$M_{0,2} \frac{HCO_3 84 SO_4 13}{Ca 70 Mg 20 Na 10}$
148	280 1962	Песчаник	0,2	—	—	—	—	—	—	$M_{0,15} \frac{HCO_3 84 SO_4 13}{Ca 70 Mg 20 Na 10}$
150	240 1963	Известняк	5	—	—	—	—	—	—	$M_{0,2} \frac{HCO_3 84 SO_4 13}{Ca 70 Mg 20 Na 10}$
151	190 1962	Известняк	7	0,16	0,86	1	0,58	3,6	0,86	$M_{0,3} \frac{HCO_3 79 SO_4 17}{Ca 71 Mg 17 Na 11}$
152	310 1962	Песчаник	0,4	0,21	0,21	6	1,23	1,61	4,78	$M_{0,4} \frac{HCO_3 94 CO_2 6}{Mg 63 Ca 21 Na 16}$
153	291 1962	Песчаник	2,5	0,36	0,79	4,6	—	3,82	2,11	$M_{0,1} \frac{HCO_3 83 SO_4 13}{Ca 61 Mg 39}$
154	360 1959	Известняк	1,5	—	—	—	—	—	—	$M_{0,3} \frac{HCO_3 72 SO_4 27}{Ca 63 Na 22 Mg 15}$

№ на карте	Абс. отм. м. Год обследования	Водосодержащие породы	Дебит, л/сек	Содержание компонентов, мг-экв/л						Формула химического состава воды
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	

Водоносные комплексы отложений карбона и девона (D+C)

6	— 1957	Песчано-глинистые породы	0,85	—	—	—	—	—	—	—
38	— 1958	Известняки	100	—	—	—	—	—	—	—
62	— 1958	Известняки	25	—	—	—	—	—	—	—
67	— 1957	Известняки	115	0,38	0,71	6,2	0,64	3,37	3,28	$M_{0,4} \frac{HCO_3 85 SO_4 10 Cl 5}{Ca 46 Mg 45 Na 9}$
80	— 1959	Известняки	70	—	0,19	3,77	0,09	2,3	1,48	$M_{0,2} \frac{HCO_3 95 SO_4 5}{Ca 60 Mg 37}$
91	27 1962	Известняки и песчаники	2,5	0,05	0,25	5,15	0,06	3,6	1,85	$M_{0,3} \frac{HCO_3 93 SO_4 5}{Ca 65 Mg 34}$
96	260 1954	Известняки	1	0,18	0,64	5,3	1,03	5,04	0,21	$M_{0,3} \frac{HCO_3 86 SO_4 11}{Ca 82 Na 15}$
97	130 1961	Обломки известняков	67	23,47	1,32	3,7	23,65	3,38	1,46	$M_{1,7} \frac{Cl 82 HCO_3 13 SO_4 5}{Na 83 Ca 12 Mg 5}$
102	280 1961	Доломиты	2,2	0,15	0,07	4,3	0,28	2,83	1,41	$M_{0,2} \frac{HCO_3 95}{Ca 62 Mg 31 Na 6}$
103	360 1961	Песчаники	0,5	0,1	0,45	3,65	0,21	3,24	0,75	$M_{0,2} \frac{HCO_3 87 SO_4 11}{Ca 77 Mg 18 Na 5}$
107	125 1961	Известняки	45	53,5	2,53	4,15	53,63	4,67	1,88	$M_{3,7} \frac{Cl 89 HCO_3 7}{Na 89 Ca 8}$

115	$\frac{305}{1962}$	Известняк	130-- --200	0,09	0,21	3,3	0,05	24	1,15	$M_{0,9} \frac{HCO_3,92 SO_4,6}{Ca 67 Mg 32}$
117	$\frac{210}{1963}$	Известняк	300	0,09	0,15	3,4	0,21	2,6	0,8	$M_{0,9} \frac{HCO_3,94}{Ca 71 Mg 22 Na 7}$
120	$\frac{420}{1963}$	Известняк	10	0,05	0,17	4,65	0,17	2,8	1,9	$M_{0,3} \frac{HCO_3,96}{Ca 18 Mg 39}$
123	$\frac{220}{1962}$	Известняк	780-- --1200	0,05	0,34	3,15	0,24	2,3	1,0	$M_{0,2} \frac{HCO_3,89 SO_4,10}{Ca 65 Mg 28}$
124	$\frac{340}{1961}$	Известняк	210	0,1	0,22	2	0,32	1,5	0,5	$M_{0,11} \frac{HCO_3,86 SO_4,10}{Ca 65 Mg 22 Na 13}$
131	$\frac{380}{1961}$	Известняк	1,8	0,1	0,39	5,4	0,58	3,94	1,37	$M_{0,9} \frac{HCO_3,92 SO_4,6}{Ca 65 Mg 23 Na 10}$
133	$\frac{307}{1962}$	Известняк	2	0,09	0,09	4,1	0,43	3,65	0,19	$M_{0,2} \frac{HCO_3,91}{Ca 85 Na 10 Mg 5}$
134	$\frac{240}{1962}$	Известняк	100	0,09	0,19	5,5	0,39	4,42	0,97	$M_{0,9} \frac{HCO_3,95 SO_4,5}{Ca 77 Mg 17 Na 6}$
137	$\frac{400}{1962}$	Известняк	1,5	0,1	0,38	4,6	0,56	3,84	0,88	$M_{0,11} \frac{HCO_3,90 SO_4,8}{Ca 76 Mg 13 Na 11}$
139	$\frac{380}{1962}$	Известняк	0,15	0,05	0,36	5,75	0,36	3,85	1,35	$M_{0,15} \frac{HCO_3,93 SO_4,6}{Ca 82 Mg 22 Na 6}$

Бассейн трещинных вод Центрально-Уральского поднятия

Поданы образцы региональной предраспещенности пластовый, средний и нижний мелкого (P_{2m})

191	$\frac{470}{1956}$	Углекислосодержащие сани	0,5	1	1,99	1	3	0,55	0,44	$M_{0,25} \frac{SO_4,30 HCO_3,25 Cl 25}{Na 75 Ca 14 Mg 11}$
194	$\frac{720}{1956}$	Песчанки	0,07	0,19	0,41	4,4	1,26	2,85	1,23	$M_{0,15} \frac{HCO_3,92 SO_4,8}{Ca 53 Na 24 Mg 23}$

№ на карте	Мас. доля Под обозначения	Владеющая форма	Дебит, м³/сек	Содержание катионов, мг/л					Формула химического состава воды
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CaCO ₃	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
185	$\frac{390}{1956}$	Песчаный	0,55	0,05	0,24	0,6	0,36	0,39	0,24
200	$\frac{520}{1956}$	Кремнистые сланцы	0,4	0,3	1,11	0,6	0,57	1	0,33
201	$\frac{520}{1956}$	Щебень известняков	0,4	0,19	0,46	1,7	0,77	1,07	0,61
204	$\frac{500}{1956}$	Глинисто-хлоридное сланцы	0,6	0,2	0,22	0,6	0,36	0,41	0,22
206	$\frac{280}{1959}$	Песчаный	1	—	—	—	—	—	—
208	$\frac{409}{1959}$	Песчаный	9	—	—	—	—	—	—

Водобольный состав: отнесенный дебит и соли (S+D)

167	$\frac{—}{1955}$	Известняки	15	0,05	0,2	2,95	0,2	2,4	0,6
183	$\frac{400}{1956}$	Известняки битуминозные	2	0,29	0,25	3,65	0,55	3,08	0,7
190	$\frac{389}{1956}$	Известняки	1,5	1	3,78	9,2	4,21	2	0,77
193	$\frac{320}{1956}$	Известняки	125	0,1	0,41	8,4	0,44	2,46	0,51

Подземка воды для региональной пригодности орошаемой оазисной почвы карибы (Cm.05)

175	380 1961	Почва	0.1	0.15	0.24	0.1	0.09	0.2	0.1	$M_{0.06}$ $\frac{HCO_3 50 SO_4 31 Cl 19}{Na 02 Ca 25 Mg 13}$
178	530 1963	Почва	20	0.09	—	0.3	0.09	0.2	0.1	$M_{0.05}$ $\frac{HCO_3 77 Cl 23}{Ca 51 Mg 26 Na 23}$
185	660 1963	Супер	0.45	—	—	—	—	—	—	—

Подземка воды для региональной пригодности орошаемой почвы карибы и верхнего центра (P1, P2, P3)

156	578 1960	Разрушенный материал из карибы скарпи- литов и карибы	12	—	—	—	—	—	—	—
157	700 1961	Карибы	6	—	0.34	0.6	0.49	0.31	0.11	$M_{0.1}$ $\frac{HCO_3 64 SO_4 36}{Na 52 Ca 36 Mg 12}$
163	595 1961	Карибы-скарпные скалы	2.5	—	1	1.6	0.9	0.8	0.9	$M_{0.11}$ $\frac{HCO_3 62 SO_4 38}{Mg 35 Na 35 Ca 30}$
172	730 1962	Общая скарпная кариба	0.1	—	—	—	—	—	—	—
181	680 1961	Карибы скарпные	0.9	0.09	0.21	0.6	0.48	0.36	0.06	$M_{0.05}$ $\frac{HCO_3 66 SO_4 23}{Na 53 Ca 35}$
189	730 1953	Скалы скарпной- скалы	0.4	0.1	0.12	0.65	0.06	0.05	0.75	$M_{0.01}$ $\frac{HCO_3 75 SO_4 11 Cl 11}{Mg 81 Na 7 Ca 6}$
192	630 1953	Карибы	3	1.03	1.2	0.8	2.25	0.44	0.33	$M_{0.18}$ $\frac{SO_4 39 Cl 34 HCO_3 27}{Na 75 Ca 14 Mg 11}$
196	640 1953	Скалы	0.4	0.2	0.11	0.8	0.45	0.44	0.22	$M_{0.06}$ $\frac{HCO_3 72 Cl 18 SO_4 19}{Na 41 Ca 39 Mg 20}$

№ на карте	Масштаб $\frac{1:4}{\text{образованная}}$	Вид сульфидной породы	Добыча, тонн	Содержание компонентов, % экв. г						Формула минерального остатка в виде
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
197	$\frac{500}{1956}$	Щебень-углистые образования	0,1	0,19	0,2	1,3	0,36	0,92	0,41	$M_{0,11} \frac{HCO_3,77 SO_4,12 Cl,11}{Ca,55 Mg,24 Na,21}$
199	$\frac{390}{1956}$	Сланцы	3	0,19	0,2	2,6	0,65	1,73	0,61	$M_{0,11} \frac{HCO_3,87 SO_4,17 Cl,16}{Ca,58 Na,22 Mg,20}$
202	$\frac{600}{1956}$	Сланцы	0,3	0,1	0,15	2,55	0,16	1,55	0,75	$M_{0,15} \frac{HCO_3,88 SO_4,6}{Ca,66 Mg,28 Na,6}$
203	$\frac{480}{1956}$	Сланцы	3,5	0,15	0,39	1,9	0,51	1,2	0,7	$M_{0,16} \frac{HCO_3,78 SO_4,16 Cl,16}{Ca,49 Mg,29 Na,22}$
205	$\frac{300}{1956}$	Песчаники кварцевые	3,6	0,2	0,11	2,9	0,49	1,56	0,76	$M_{0,16} \frac{HCO_3,91 Cl,6}{Ca,61 Mg,24 Na,15}$
207	$\frac{300}{1959}$	Сланцы глинистые	0,3	—	—	—	—	—	—	$M_{0,11} \frac{HCO_3,93}{Ca,45 Na,38 Mg,19}$

Водоносный горизонт в доломит-карбонатной свите верхнего кристаллического (Рудня)

179	$\frac{310}{1962}$	Обломки доломитов	0,3	0,1	0,1	4,6	0,36	2,6	2	$M_{0,9} \frac{HCO_3,45}{Ca,64 Mg,41 Na,5}$
185	$\frac{540}{1941}$	Известняки	3	—	—	—	—	—	—	—
188	$\frac{280}{1941}$	Доломиты	100	0,05	0,77	3,2	—	2,52	0,94	$M_{0,9} \frac{HCO_3,96}{Ca,53 Mg,27}$

Балансировка содержания катионов силикато-кварцевой протекции (Р_{кв})

161	30 1949	Мелкий	2	0,4	0,02	4,8	3	2,7	0,6	$M_{0,3} \frac{HCO_3,83 SO_4,10 Cl,7}{Na,22 Ca,38 Mg,10}$
171	80 1935	Песчаный	0,2	—	—	—	—	—	—	—

Поддержание силикато-кварцевой протекции силикато-кварцевой протекции (Р_{кв})

169	30 1949	Мелкий	2	0,4	0,02	4,8	3	2,7	0,6	$M_{0,3} \frac{HCO_3,83 SO_4,10 Cl,7}{Na,22 Ca,38 Mg,10}$
171	80 1935	Песчаный	0,2	—	—	—	—	—	—	—

Балансировка содержания катионов силикато-кварцевой протекции (Р_{кв})

169	30 1949	Мелкий	2	0,4	0,02	4,8	3	2,7	0,6	$M_{0,3} \frac{HCO_3,83 SO_4,10 Cl,7}{Na,22 Ca,38 Mg,10}$
171	80 1935	Песчаный	0,2	—	—	—	—	—	—	—

Поддержание силикато-кварцевой протекции силикато-кварцевой протекции (Р_{кв})

160	65 1952	Известняковый	0,1	—	—	—	—	—	—	—
162	75 1952	Обломки кварца	1,5	0,38	0,12	0,5	0,5	0,1	0,4	$M_{0,6} \frac{HCO_3,50 Cl,38 SO_4,12}{Na,50 Mg,40 Ca,10}$
171	70 1955	Обломки кварца	0,13	0,005	0,15	0,09	0,01	0,2	0,14	$M_{0,20} \frac{HCO_3,95 SO_4,5}{Na,89 Ca,6}$
176	60 1956	Песчаный	0,23	0,1	0,17	1,65	0,33	0,09	0,3	$M_{0,17} \frac{HCO_3,83 SO_4,11 Cl,6}{Ca,61 Na,20 Mg,19}$
181	60 1956	Элювиальный	0,5	0,15	0,14	0,8	0,1	0,5	0,9	$M_{0,11} \frac{HCO_3,73 Cl,14 SO_4,13}{Ca,46 Mg,45 Na,9}$
186	50 1956	Кварцевые осколки в зоне разлома	10	—	—	—	—	—	—	—

№ инвентаризационного листа	Мас. част., % Гидрокарбонаты	Высодержание породы	Дробь, дробей	Содержание катионов, мг/экв/л						Формула химического состава воды
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	

Надписи: воды зоны региональной трещиноватости отложений эоценовой свиты северного протектора (P_{1-2g})

155	$\frac{980}{1962}$	Глиба кварцитов	20	0,1	0,14	0,2	0,14	0,15	0,15	$M_{0,63} \frac{HCO_3, 45 \text{ SO}_4, 32 \text{ Cl } 23}{Ca 34 \text{ Mg } 34 \text{ Na } 32}$
164	$\frac{1060}{1965}$	Глиба кварцито-песчаная	0,5	0,05	0,47	0,4	0,12	0,8	—	$M_{0,66} \frac{SO_4, 22 \text{ HCO}_3, 41}{Ca 87 \text{ Na } 13}$
166	$\frac{1100}{1965}$	Глиба кварцито-песчаная	2	—	0,32	—	—	0,2	0,1	$M_{0,62} \frac{SO_4, 100}{Ca 67 \text{ Mg } 33}$
170	$\frac{1100}{1965}$	Глиба кварцита	2	—	—	—	—	—	—	—

Воды скважины «Саркент» (минерализация) подвосты саркентской свиты северного протектора (P_{1-2g})

175	$\frac{300}{1965}$	Глиба кварцита	0,5	0,2	0,22	5	0,54	1,66	0,22	$M_{0,29} \frac{HCO_3, 92}{Ca 86 \text{ Na } 10}$

Подземные воды зоны региональной трещиноватости ультраосновных пород (Σ)

177	$\frac{680}{1962}$	Обломки перидотитов	0,5	0,05	0,20	2,45	0,4	0,14	2,25	$M_{0,15} \frac{HCO_3, 88 \text{ SO}_4, 10}{Mg 81 \text{ Na } 14}$
190	$\frac{920}{1962}$	Глиба перидотитов	2,4	—	—	3,6	—	0,2	3,1	$M_{0,16} \frac{HCO_3, 100}{Mg 84 \text{ Ca } 6}$
187	$\frac{450}{1965}$	Серпентиниты	1	0,1	0,08	6,8	0,01	0,99	5,98	$M_{0,32} \frac{HCO_3, 98}{Mg 80 \text{ Ca } 14}$

188	580 1955	Перидотиты	0,5	1,4	0,1	4,8	1,13	0,8	4,37	$M_{0,28}$ $\frac{HCO_3,75\ SO_4,22}{Ag,49\ Na,18\ Ca,13}$

Бассейн трещинок вод Тагало-Матигторского прогиба

Воды среднеинтэнсивно распространены отложений палеогена и мела (Cr-Pg)

223	286 1958	Мергель и мел	0,5	—	—	—	—	—	—	$M_{0,5}$ $\frac{HCO_3,66\ SO_4,27\ Cl,7}{Ca,59\ Na,28\ Mg,13}$

Песчаные воды зоны региональной трещиноватости отложений нижнего перидота и верхнего двояка (D_3+D_4)

222	484 1961	Песчанки и терриг-порфиры	1,5	1,3	1,97	3,4	2,4	1,87	2,43	$M_{0,11}$ $\frac{HCO_3,30\ SO_4,20\ Cl,19}{Mg,36\ Na,35\ Ca,29}$

Подземные воды зоны региональной трещиноватости образований двояка и силера (S-D)

209	440 1960	Альбитофиты	1	—	0,2	3,6	0,49	1,6	1,21	$M_{0,39}$ $\frac{HCO_3,36\ SO_4,5}{Ca,12\ Mg,32\ Na,26}$
210	451 1960	Порфиры	2,5	0,48	0,29	4	0,17	2,28	2,12	$M_{0,25}$ $\frac{HCO_3,77\ Cl,10\ SO_4,5}{Ca,50\ Mg,41}$
211	460 1961	Порфиры на контакте с альбитофитами	3,7	0,38	0,41	2,6	0,34	1,94	0,81	$M_{0,15}$ $\frac{HCO_3,75\ SO_4,13\ Cl,12}{Ca,63\ Mg,26\ Na,11}$
212	630 1961	Известники ираморанитовые	43	0,1	0,26	2,3	0,27	1,75	0,64	$M_{0,1}$ $\frac{HCO_3,86\ SO_4,10\ Cl,4}{Ca,66\ Mg,21\ Na,10}$
213	510 1961	Известники	1,7	0,24	0,17	2,8	0,37	2,1	0,9	$M_{0,2}$ $\frac{HCO_3,85\ Cl,7\ SO_4,5}{Ca,62\ Mg,27\ Na,11}$

№ п/п	Авс. стр., № год обследования	Волканические породы	Дабит, $\Delta T_{\text{вск}}$	Содержание компонентов, %-овая					Формула минеральной соды воды
				Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}
214	530 / 1961	Обломки яши	21	—	—	—	—	—	—
215	437 / 1961	Туфы	11,5	—	0,21	1,5	0,08	1,48	0,57
									$M_{0,11} \frac{\text{HCO}_3 86 \text{ SO}_4 10}{\text{Ca } 71 \text{ Mg } 25}$
216	520 / 1961	Диабазы	1	0,19	0,21	5,2	2,46	2,53	0,63
									$M_{0,9} \frac{\text{HCO}_3 92}{\text{Ca } 45 \text{ Na } 41 \text{ Mg } 11}$
217	410 / 1961	Туфы пироксен-ангидри-кварцевые состава	3	0,4	0,41	4,25	0,36	1	3,4
									$M_{0,9} \frac{\text{HCO}_3 89 \text{ SO}_4 9}{\text{Mg } 71 \text{ Ca } 41 \text{ Na } 8}$
218	470 / 1960	Туфы пироксен-ангидри-кварцевых порфиров	0,5	0,19	0,42	2,3	0,61	2,15	0,78
									$M_{0,22} \frac{\text{HCO}_3 65 \text{ SO}_4 12}{\text{Ca } 61 \text{ Mg } 22 \text{ Na } 17}$
219	440 / 1960	Диабазовые порфиры	0,75	0,65	0,29	3,2	0,94	1,93	0,67
									$M_{0,9} \frac{\text{HCO}_3 90 \text{ SO}_4 8}{\text{Ca } 55 \text{ Na } 26 \text{ Mg } 19}$
220	525 / 1961	Диабазы с ангидри-яши	1,6	0,4	0,84	1,8	1,46	1,05	0,26
									$M_{0,2} \frac{\text{HCO}_3 65 \text{ SO}_4 30}{\text{Na } 33 \text{ Ca } 39 \text{ Mg } 9}$
221	490 / 1961	Диабазовые порфиры	0,2	0,82	1,89	2,8	3,07	1,16	1,36
									$M_{0,32} \frac{\text{HCO}_3 30 \text{ SO}_4 34 \text{ Cl } 5}{\text{Na } 55 \text{ Mg } 21 \text{ Ca } 21}$

Данные гидрогеологического обследования скважин, вынесенных на гидрогеологическую карту

№ скважины на карте	Год бурения	Асс. отм.	Водоносная группа в обследованном участке	Интервал, м	Глубина погружения, м	Глубина устья, м	Левый, м/сек	Понижение, м	Содержание в воде следующих элементов, мг/литра					Формула минерализации по составу анионов
									Ca	Mg	Na+K	Cl	SO ₄	

Волго-Камский артезианский бассейн

Водоносный горизонт осадочных четвертичных отложений (м/л)

1	1963	—	Песчано-гравийно-галечные отложения	7,80—20	7,86	7,86—22,6	4,75	1,71	1,37	2,4	2,2	2,61	0,67	$M_{10,5} \frac{HCO_3, 14 \text{ Cl } 31 \text{ SO}_4, 25}{Ca 43 \text{ Na } 40 \text{ Mg } 12}$
8	1962	71,55	Гравийно-галечно-песчаные отложения	6,4—19,7	6,4	6,1	8	—	—	—	—	—	—	—
26	1958	94,65	Песчано-гравийно-галечные отложения	3,6—31	3,6	3,6	25	0,5	0,1	14,99	5,6	0,12	17,9	$M_{1,1} \frac{SO_4, 72 \text{ HCO}_3, 27}{Ca 83 \text{ Mg } 16}$
31	1961	100	Галечно-гравийно-песчаные отложения	17,6—28,4	17,5	11,2	6,2	0,72	0,69	24,72	6,4	4,01	20,35	$M_6 \frac{SO_4, 78 \text{ HCO}_3, 21}{Ca 78 \text{ Mg } 18}$
39	1961	95	Гравий и галечка с песком	5,3—25	—	5,3	4,78	0,3	0,38	21,48	5	0,89	24,5	$M_6 \frac{SO_4, 82 \text{ HCO}_3, 17}{Ca 42 \text{ Mg } 15}$
41	1961	97,6	Песчано-гравийно-галечные отложения	4,6—10,7	4,6	3,75	10,31	3,72	0,1	3,78	5,85	2,78	4,64	$M_{10,6} \frac{HCO_3, 60 \text{ SO}_4, 39}{Ca 49 \text{ Mg } 25 \text{ Na } 24}$
42	1962	106,1	Гравийно-галечные отложения	3,2—22,6	3,2	3,2	31	1	0,15	0,43	4,9	0,68	3,4	$M_{10,1} \frac{HCO_3, 80 \text{ SO}_4, 8}{Ca 62 \text{ Mg } 26 \text{ Na } 12}$
43	1961	100	Гравийно-галечные отложения с песчано-галечными залежами	5,8—18,5	5,8	5,8	0,9	1	0,2	20,57	5,2	1,57	20,2	$M_{1,5} \frac{SO_4, 78 \text{ HCO}_3, 20}{Ca 75 \text{ Mg } 18 \text{ Na } 8}$
48	1952	110	Суглинки и песчано-гравийно-галечные отложения	12,6—32	—	12,6	0,9	0,9	—	0,17	7,7	0,85	4,73	$M_{10,4} \frac{HCO_3, 98}{Ca 60 \text{ Mg } 29 \text{ Na } 11}$

№ скважины на карте	Год бурения	Абсц. отн. м.	Водоотделительный проход в поровидном интервале	Интервал опробования, м	Глубина погружения, м	Литология пород.	Литог. колонка, м	Содержание в виде окислов элементов, в %							Формулы эмпирического анализа	
								L								
								Si	Al	Fe	Mn	Zn	Ca	Mg		
54	1962	109	Галечно-гравийно-песчаные отложения	8,3-18	8,3	8,1	18	1,5	48,23	6,53	4,7	12,91	8,3	2,35	—	$Cl_{179} SO_{4,12} HCO_3,9 Na_{80} Ca_{16} Mg_4$
69	1963	146,5	Песчано-гравийно-галечные отложения	4,6-7,5	4,6	4,6	18,6	0,6	1,61	0,88	3,04	2,42	2,1	1,2	—	$HCO_3,53 Cl_{128} SO_{4,18} Na_{12} Ca_{37} Mg_{21}$
71	1961	150,87	Песчано-гравийно-галечные отложения	2,07-3,0	2,67	2,67	35	1	3,52	0,27	4,67	5,32	1,78	1,37	—	$HCO_3,35 Cl_{12} Na_{63} Ca_{21} Mg_{16}$
74	1963	161,7	Гравий с галькой и песком	4,7-7,5	4,7	4,7	1,33	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—

Воды стокровых радиотранзистных отложений неогена (N)

18	1962	120	Глина с прослойками песков и галечником	9,2-32,2	9,2	8,6	0,73	1,9	—	0,24	8,30	1,63	4,85	2,45	—	$HCO_3,97 Ca_{55} Mg_{27} Na_{18}$
			Пески и галечники	12,4-15,4	12,4	13,5	1	1	5,27	14,6	2,64	18,8	2,2	15,2	—	$SO_{4,85} Cl_{10} Ca_{44} Na_{27} Mg_{22}$
28	1963	170	Пески глинистые с прослойками галл	20,4-61,2	20,4	19,2	1,11	2,3	0,38	0,8	6	1,12	5,25	1,5	—	$HCO_3,81 SO_{4,12} Ca_{71} Na_{15} Mg_{14}$
44	1962	120	Пески	9,9-13	9,9	9,7	1,2	2,9	0,05	0,22	7,1	0,66	4,44	2,4	—	$HCO_3,95 Ca_{59} Mg_{32} Na_9$
51	1962	170	Гравийно-галечные отложения	33,8-42,6	33,8	29,8	0,9	4,9	0,1	0,36	7,85	2,16	2,3	4,3	—	$HCO_3,91 Mg_{50} Ca_{27} Na_{23}$
52	1963	155	Гравийно-галечные отложения, алебастр	16,8-24,7	16,8	2	1,7	3,5	0,37	31,7	4,8	3,07	27,65	6,15	—	$SO_{4,86} HCO_3,13 Ca_{75} Mg_{17} Na_{22}$

56 1966/164	Песчаники и алев- рогит	65-67,9	65	26,5	1	9,3	6	12,97	5,4	5,22	11,05	8,1	M_{11} $\frac{SO_3 \cdot 3Cl \cdot 25 HCO_3 \cdot 22}{Ca \cdot 45 Mg \cdot 30 Na \cdot 22}$
	Песчаники	70,5-79,2	70,5	26,5	0,35	3,65	—	—	—	—	—	—	—
57 1966/112	Галечники	108-122	108	—	22	Само- валит	6,2	35,72	3,5	8,36	26,9	10,4	M_{10} $\frac{SO_3 \cdot 78 Cl \cdot 13 HCO_3 \cdot 8}{Ca \cdot 59 Mg \cdot 25 Na \cdot 18}$
58 1966/130	Галечники с песком	55,4-66,6	56,4	—	33	—	—	—	—	—	—	—	M_{11} $\frac{SO_3 \cdot 80 HCO_3 \cdot 13}{Ca \cdot 71 Na \cdot 20 Mg \cdot 9}$
66 1966/195	Пески и глина мелко- алевритовые	16,5-34	16,15	16,15	1,3	3,1	0,06	0,26	8,4	4,26	2,3	2,4	M_{10} $\frac{HCO_3 \cdot 91}{Na \cdot 47 Mg \cdot 27 Ca \cdot 36}$
67 1966/157	Гравийно-галечно-валит- ные отложения и пе- ски	16,7-59,6	16,7	16,7	0,6	5,1	1	6,36	5,9	4,98	5,8	2,8	M_{13} $\frac{SO_3 \cdot 48 HCO_3 \cdot 41 Cl \cdot 7}{Ca \cdot 13 Na \cdot 36 Mg \cdot 21}$
79 1962/178/64	Гравий	15,4-24,1	—	2,85	20	1,54	—	—	—	—	—	—	—

Водородный комплекс отложений озимого тундры (T₁)

74 1963/161,7	Контломераты	11,35-18,55	—	4,77	6	2	—	—	—	—	—	—	—

Водородный комплекс отложений южной тундры (P₂)

36 1960	Переслаивание песчан- ков, алевролитов, глин, при глубо- ном выветривании	Сахарозитов 32,5	—	—	27	Само- валит	0,05	0,34	7	1,27	2,27	3,94	M_{11} $\frac{HCO_3 \cdot 94}{Mg \cdot 53 Ca \cdot 30 Na \cdot 17}$
45 1962/175	Переслаивание алевро- литов, песчанников, глин, известняков, контломератов	12-41,8	—	2,32	1	1	0,28	0,36	8,5	1,00	4,6	3,7	M_{10} $\frac{HCO_3 \cdot 30 SO_3 \cdot 4}{Ca \cdot 49 Mg \cdot 40 Na \cdot 10}$
		43,4-82,5	—	2,27	0,85	1,9	0,05	0,56	8,5	0,95	1,8	3,5	M_{15} $\frac{HCO_3 \cdot 92 SO_3 \cdot 6}{Ca \cdot 52 Mg \cdot 30 Na \cdot 9}$

№ среза на карте	Год бурения	Абс. отв. устья, м	Водоотделение, м³/сек в оборудованном материале	Плотность, г/см³	Глубина пола, м	Глубина устья, м	Глубина, м	Содержание в воде отдельных компонентов, мг/л						Формы химического состава воды
								Ca	Mg	SO ₄	Cl	Na	K	
62	1963	190	Переслаивание алевро- литов, песчаников, ар- гиллитов, конгломератов	15-50	15	87	0,5	128	0,05	0,34	6,3	1,45	27	26
														$M_{0,4}$ HCO_3SO_4 Ca 40 Mg 31 Na 21
64	1963	160	Переслаивание алевро- литов, аргиллитов, песча- ников, известняков	72-74	-	1478	1,9	41	0,05	0,35	5,4	1,39	2	31
														$M_{0,3}$ HCO_3SO_4 Mg 48 Ca 31 Na 31
				79-134	-	+0,6	1,1	1,64	0,06	0,32	6,15	1,77	205	32
														$M_{0,3}$ HCO_3SO_4 Mg 46 Ca 29 Na 25
68	1965	238,5	Глина, песчаники	172-207	-	-	15,1	Само- налив	1	1,1	7,3	2,1	32	41
														$M_{0,3}$ HCO_3SO_4 Mg 43 Ca 34 Na 23
70	1963	220	Переслаивание аргилли- тов и песчаников	65-110	0,65	0,65	2,3	0,15	0,2	0,39	3,6	1,23	285	242
														$M_{0,3}$ HCO_3SO_4 Ca 14 Mg 37 Na 19
77	1964	210	Переслаивание песчан- ков и аргиллитов	89-100	80	40	1,5	25	0,17	1,3	5,2	2,57	17	24
														$M_{0,4}$ HCO_3SO_4 Na 36 Mg 36 Ca 26
82	1964	260	Переслаивание аргилли- тов, алевролитов, пес- чаников, конгломератов, известняков	17-68	112	4,86	5,4	19,7	0,18	0,21	6,1	1,91	254	232
														$M_{0,5}$ HCO_3SO_4 Ca 38 Mg 34 Na 28
				79-104	-	3,12	1,13	34,1	0,15	0,2	5,7	2,72	11	2
														$M_{0,3}$ HCO_3SO_4 Na 17 Mg 34 Ca 19
				113-177,2	-	0,3	1	40	0,15	0,25	5,25	3,77	0,8	1,15
														$M_{0,5}$ HCO_3SO_4 Na 63 Mg 24 Ca 13
85	1963	300	Переслаивание аргилли- тов, алевролитов, пес- чаников	16,5-76	16,5	9,9	0,55	4	0,09	0,28	6,7	1,87	3,08	5,3
														$M_{0,9}$ SO_4SO_4 Ca 48 Mg 36 Na 16

Водоносный комплекс отложений кембрийского яруса (Р.4с2)

3	1959/160	Алевриты с прослойками аргиллитов	19—31,1	19	6,3	0,1	8,6	10,99	142	6,6	11,56	8,44	2,01	$M_{0,3}$	$\frac{Cl,50 HCO_3,30 SO_4,20}{Na,63 Ca,38 Mg,9}$
23	1959/224	Алевриты	8—18,7	8	0,02	4,6	0,11	2,39	5,6	1,82	1,6	2,75	$M_{0,4}$	$\frac{HCO_3,70 SO_4,38}{Ca,49 Mg,35 Na,23}$	

Водоносный комплекс отложений верхнекембрийского подъяруса (Р.4с2)

55	1966/278	Песчанники с прослойками глин	8—12,8	8	8	0,2	3	0,1	0,41	6,2	0,88	3,95	3,15	$M_{0,3}$	$\frac{HCO_3,78 SO_4,5}{Ca,49 Mg,40 Na,11}$
60	1966/284	Песчанники с прослойками аргиллитов	5,95—18,5	5,95	5,95	0,23	6,63	0,1	1,73	9,55	7,35	1,4	3,2	$M_{0,3}$	$\frac{HCO_3,80 SO_4,16}{Na,61 Mg,27 Ca,12}$
73	1966/285	Песчанники и алевриты	29—54	32	31,7	1,1	1,3	0,1	0,14	6,55	6,02	0,5	1,2	$M_{0,4}$	$\frac{HCO_3,85}{Na,78 Mg,16 Ca,6}$
81	1966/310	Песчанники и алевриты	12,9—39,1	12,61	12,64	1,03	11,7	0,05	1,04	6,3	2,64	2,2	3,05	$M_{0,4}$	$\frac{HCO_3,80 SO_4,13}{Mg,39 Na,33 Ca,28}$

Водоносный комплекс отложений нижнекембрийского подъяруса (Р.4с1)

37	1959/300	Песчанники и аргиллиты	24—49,2	24	24	0,23	0,45	—	—	—	—	—	—		
60	1966/284	Песчанники и алевриты	23,9—31,85	18,5	17,2	3,8	1,4	0,1	2,53	10,7	7,08	1,5	4,8	$M_{0,3}$	$\frac{HCO_3,80 SO_4,19}{Na,63 Mg,38 Ca,11}$
61	1966/275	Перехватывание песчан- ков и алевритов	23,5—40,2	23,25	23,25	0,2	17,6	0,4	0,77	5,6	2,27	1,85	2,85	$M_{0,4}$	$\frac{HCO_3,80 SO_4,11 Cl,6}{Mg,41 Na,33 Ca,26}$
63	1966/280	Песчанники	18,6—20,6	18,6	18,6	0,05	6,36	0,6	0,72	6	2,53	2,45	2,45	$M_{0,4}$	$\frac{HCO_3,81 SO_4,10 Cl,8}{Ca,33 Mg,33 Na,34}$

№ скважины по карте	Глубина, м	Водонасыщение породы в опробованном интервале	Интервал опробования, м	Глубина погружения в воду, м	Уровень грунтовых вод, м	Понижение, м	Содержание в воде основных компонентов, мг-%						Формула типичного состава воды
							Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na+K	CO ₃	
72 1963/80		Известняк и армиллит	62-267	62	62	22	0,05	1,00	5,9	0,67	3,15	3,35	HCO_3 59 SO ₄ 15 Mg 47 Ca 44 Na 9
81 1963/80		Песчаник	48-72	48	158	197	0,05	4,2	7,75	2,6	2,9	6,5	HCO_3 65 SO ₄ 35 Mg 34 Ca 24 Na 22
85 1963/25		Песчаник и известняк	20,5-27	20,5	0,45	0,3	0,15	0,32	5,1	1,08	2,5	2,3	HCO_3 87 SO ₄ 5 013 Ca 42 Mg 39 Na 18
		Известняк и армиллит	33,1-44,6	—	28,68	0,8	4,4	0,55	1,7	5,2	3,65	1,2	HCO_3 70 SO ₄ 23 Cl 7 Na 49 Mg 35 Ca 16
		Известняк, мергель, армиллит	52-84,6	—	20,68	2,35	3,77	1,01	2,92	5	4,45	1,27	HCO_3 60 SO ₄ 28 Cl 2 Na 53 Mg 32 Ca 15

Водородный баланс типичной армиллитовой яриды (Р-4)

7 1963/13		Горелавинские алевролиты и армиллит	20-46	25	24	1,6	2,6	0,05	0,26	6,8	0,91	5	1,65	HCO_3 90 Ca 70 Mg 20 Na 10
9 1963/40		Песчаник и армиллит	29-46,7	28	27,8	0,7	19,2	0,2	0,87	4,6	0,42	4,8	1	HCO_3 74 SO ₄ 14 Ca 77 Mg 16 Na 7
10 1958/62		Переслаивание алевролитов, песчаников, известняков, армиллитов	37,2-79	37,2	11,4	0,1	24	3,45	0,52	5,2	4,57	2,45	2,45	HCO_3 54 Cl 41 SO ₄ 5 Na 47 Ca 27 Mg 26
14 1963/67		Переслаивание песчаников, алевролитов, армиллитов, известняков	8-30,1	8	4	0,17	35,2	0,09	0,41	5,6	0,42	3,34	2,34	HCO_3 90 SO ₄ 5 Ca 34 Mg 38 Na 8

20	1963/1616	Переслаивание известняков, глин, арцилитов, алевролитов, мергелей	25-61,6	25	0,73	0,47	0,05	0,65	6,2	0,75	5,3	0,85	$M_{14} \frac{HCO_3, 80 SO_4, 9}{Ca, 77 Mg, 12 Na, 11}$
22	1963/166	Переслаивание песчаников, алевролитов, арцилитов, известняков	16,7-70,2	16,7	0,5	13,8	0,1	0,38	3,91	0,21	3,3	0,9	$M_{11} \frac{HCO_3, 72 SO_4, 21 Cl, 7}{Ca, 62 Mg, 19 Na, 19}$
29	1963/172	Переслаивание арцилитов, алевролитов, песчаников	26,7-44,7	26	0,6	2,6	—	0,22	6,1	1,5	3	1,9	$M_{13} \frac{HCO_3, 45}{Ca, 47 Mg, 30 Na, 23}$
30	1963/90	Переслаивание песчаников, глин, алевролитов	40-61,9	40	0,2	9,28	0,41	31,4	4,7	8	16,5	11,6	$M_{14} \frac{SO_4, 86 HCO_3, 13}{Ca, 45 Mg, 23 Na, 22}$
31	1963/210	Переслаивание алевролитов и арцилитов	5,8-55	5,8	0,36	6,1	0,11	7,33	5	2,37	7,1	2,97	$M_{16} \frac{SO_4, 30 HCO_4, 40}{Ca, 57 Mg, 24 Na, 9}$
35	1963/155	Переслаивание мергелей, арцилитов, алевролитов	30-85	30	0,5	44	1,97	14,3	6,5	4,9	12,4	6,6	$M_{14} \frac{SO_4, 63 Cl, 29 HCO_3, 48}{Ca, 64 Mg, 24 Na, 22}$
38	— 189	Песчаники	7,9-9,4	7,9	0,25	1,4	—	—	—	—	—	—	
		Песчаники	26-37,2	26	5,4	1,8	6	—	—	—	—	—	
40	1963/255	Переслаивание арцилитов, алевролитов, песчаников	25,2-51,8	25,2	3,1	8	0,25	2,05	4,9	1,04	1,6	2,55	$M_{14} \frac{HCO_3, 68 SO_4, 28}{Ca, 44 Mg, 11 Na, 44}$
49	1967/200	Переслаивание глин и песчаников	13,7-22,3	13,7	0,15	4,2	—	—	—	—	—	—	$M_{10} \frac{SO_4, 95}{Ca, 43 Mg, 34 Na, 23}$
50	1967/161	Алевролиты, арцилиты, песчаники	33,5-39	33,5	0,13	2,30	0,77	0,86	6,1	2,99	1,77	2,97	$M_{14} \frac{HCO_3, 79 SO_4, 11}{Mg, 30 Na, 28 Ca, 23}$
60	1963/284	Переслаивание песчаников и алевролитов	32,0-73,65	—	20,8	0,2	0,25	1,01	10,2	5,69	1,5	4,4	$M_{16} \frac{HCO_3, 88 SO_4, 9}{Na, 49 Mg, 28 Ca, 13}$
63	1963/280	Переслаивание песчаников, алевролитов и арцилитов	60,4-87,3	60,4	60,4	1,28	4,1	0,7	0,88	6,8	2,01	2,25	$M_{14} \frac{HCO_3, 81 SO_4, 10 Cl, 8}{Mg, 40 Ca, 27 Na, 21}$

№ скважина на карте	Гор. бурения	Абс. отм. устья, м	Водоносные породы в приобводненном интервале	Интервал опробования, м	Лагуна повн.-лагуна, м	Лагуна, устья, м	Лагун, атлант	Понижение, м	Содержание в воде основных компонентов, ж-экв. г						Формула химического состава воды
									Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	N ⁺ K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
72 (1964/90)			Переслаивание песчаных, алевролитов, известняков, аргиллитов	83—180	—	—	0,28	61,5	48,68	16,49	2,9	19,65	31,71	3,71	M _{25,15} Cl 71 SO ₄ 25 HCO ₃ 4 Ca 47 Na 44 Mg 9

Возможный состав озонированной нижней части (фундаментальной системы) (P-34)

4 (1965/175)	Известняки с прослоями аргиллитов и глин	33,4-67,7	53,1	53,1	1	0,2	0,05	0,92	6,1	1,22	4,3	1,7	M ₁₄ HCO ₃ 85 SO ₄ 13 Ca 60 Mg 24 Na 16
5 (1965/138)	Известняки с прослоями глин	15,7-46,5	15,7	15,7	1,1	6,78	0,05	11,71	4,2	1,93	12,2	1,9	M ₁ SO ₄ 73 HCO ₃ 27 Ca 76 Mg 12 Na 12
6 (1965/255)	Известняки с прослоями глин и мергелей	10,65-33,6	10,65	1,55	1,5	6,85	0,05	0,71	5,45	1,22	3,55	1,55	M _{10,3} HCO ₃ 86 SO ₄ 11 Ca 56 Mg 25 Na 19
15 (1965/180)	Известняки с прослоями глин	43,6-76	43,6	43,6	0,2	2,5	0,1	0,46	6,1	0,98	3,6	3,15	M _{10,1} HCO ₃ 89 SO ₄ 8 Ca 33 Mg 46
19 (1965/105)	Переслаивание песчан.-ков и известняков	25-60	25	25	6,6	4	0,47	29,06	5,1	1,15	27,1	6,08	M _{2,3} SO ₄ 84 HCO ₃ 15 Ca 79 Mg 18 Na 3
25 (1965/110)	Переслаивание известняков, мергелей и глин	20-34,9	20	13,7	0,64	1,66	0,44	0,94	5,79	0,04	5,05	2,2	M _{10,5} HCO ₃ 68 SO ₄ 11 Cl 5 Ca 59 Mg 40
27 (1965/190)	Переслаивание известняков и глин	17,4-29	17,4	15,7	1,55	1,5	—	—	—	—	—	—	—
33 (1965/140)	Известняки с прослоями глин	34,6-52,2	34,6	19,08	0,85	1	0,01	18,1	6,2	0,29	22,01	2,087	M _{1,5} SO ₄ 73 HCO ₃ 25 Ca 90 Mg 9

Водоносный горизонт в отложениях кунгурского яруса (P₁kg)

18	1962	120	Известняки, доломиты, глины	170,8—192,8	170,8	14,23	0,69	16	20,39	47,1	1,45	25,24	25,2	18,5	M _{4,5}	$\frac{\text{SO}_4 \text{ 68 } \text{Cl } 30}{\text{Ca } 37 \text{ Na } 36 \text{ Mg } 27}$
21	1963	210	Известняки с прослоями глины, гипсы	30,7—60,15	—	30,7	0,42	4,38	0,05	2,99	4,4	0,45	5,79	1,2	M _{0,5}	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ 60 } \text{Cl } 39}{\text{Mg } 71 \text{ Ca } 23}$
24	1959	129	Гипсы глинистые	61,7—85	61,7	6,9	2,87	2,85	—	—	—	—	—	—	M _{2,6}	—
47	1956	120	Гипсы с прослоями доломитов	232—233,5 Провал бурового инструмента	Са-мо-из-лив		8,1	—	10,28	40,49	3,7	11,34	30,25	12,88	M _{3,5}	$\frac{\text{SO}_4 \text{ 74 } \text{Cl } 19 \text{ HCO}_3 \text{ 7}}{\text{Ca } 56 \text{ Mg } 24 \text{ Na } 20}$

Водоносный комплекс отложений нижней перми (P₁)

2	1956	220	Доломиты	57,5—101	57,5	47	1,6	1	0,1	0,17	4,49	0,05	3,2	1,6	M _{0,3}	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ 93 } \text{SO}_4 \text{ 5}}{\text{Ca } 66 \text{ Mg } 32}$
11	1958	255	Известняки доломитизированные	139—220	—	139	—	—	0,09	0,5	3,3	0,36	2	1,71	M _{0,2}	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ 81 } \text{SO}_4 \text{ 12}}{\text{Ca } 49 \text{ Mg } 42 \text{ Na } 9}$
12	1964	300	Известняки	99—204,5	—	99	0,8	15	0,04	0,2	3,2	0,3	2,4	1	M _{0,2}	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ 87 } \text{SO}_4 \text{ 5}}{\text{Ca } 65 \text{ Mg } 27 \text{ Na } 8}$
13	1958	320	Известняки	26—90	26	26	2,5	27	0,2	0,09	4,8	0,47	4,1	0,75	M _{0,3}	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ 90 } \text{Cl } 4 \text{ SO}_4 \text{ 2}}{\text{Ca } 77 \text{ Mg } 14 \text{ Na } 9}$
16	1963	120	Известняки доломитизированные	12,5—43,2	12,5	12,5	0,8	1,34	0,05	0,53	3,4	0,59	2,7	0,75	M _{0,2}	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ 84 } \text{SO}_4 \text{ 13}}{\text{Ca } 67 \text{ Mg } 19 \text{ Na } 14}$
17	1963	130	Известняки	23,15—45	23,15	23,15	0,8	2,4	0,05	0,34	5,2	0,69	3,5	1,7	M _{0,3}	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ 88}}{\text{Ca } 59 \text{ Mg } 29}$
46	1962	220	Известняки, сланцы, алевриты	10,8—48,6	10,8	10,8	0,8	2	0,05	0,51	7	0,76	3,9	2,9	M _{0,4}	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ 92 } \text{SO}_4 \text{ 7}}{\text{Ca } 51 \text{ Mg } 38 \text{ Na } 11}$

№ скважины на карте	Гор. бурения	Абс. отв. устья, м	Водоносные породы в оборудованном интервале	Интервал опробования, м	Главная точка	Уровень, м	Доброт, $\mu\text{сек}$	Понижение, м	Содержание в воде основных компонентов, мг/л						Формы химического состава в г/л
									Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃	N ⁺ P ⁺ K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
53	1963/220		Песчинки	9,8—37,3	9,8	9,7	0,2	0,2	0,1	3,85	5,5	0,19	6,76	2,5	Mg _{0,5} HCO ₃ 58 SO ₄ 41 Ca 72 Mg 26
58	1963/305		Переслаивание известняков, травертинов, сланцев	6,1—22,8	6,1	6,1	0,8	2,6	0,09	1,03	5,05	1,27	4,4	0,55	Mg _{0,3} HCO ₃ 81 SO ₄ 17 Ca 71 Na 20 Mg 9
65	1963/260		Известняки, известковая breccia	12,7—33,2	12,7	12,7	2,25	Без понижения	0,19	0,61	5	1,16	3,57	1,33	Mg _{0,3} HCO ₃ 83 SO ₄ 10 Cl 3 Ca 59 Mg 22 Na 19
			Сланцы глинистые	26,5—31,5	26,5	9,34	0,84	15	2,06	1,84	7,8	8,29	1,53	1,94	Mg _{0,1} HCO ₃ 66 Cl 17 SO ₄ 16 Na 71 Mg 16 Ca 13
78	1963/230		Аргалиты	14,15—69,3	14,15	14	0,9	2,9	0,09	7,55	6,15	2,44	6,55	5	Mg _{0,9} SO ₄ 34 HCO ₃ 44 Ca 47 Mg 36 Na 17
80	1963/245		Переслаивание известняков и аргалитов	13—71,7	13	6,8	0,9	2	43,79	2,46	6,85	41,28	4,65	7,2	Mg _{0,1} Cl 32 HCO ₃ 13 SO ₄ 5 Na 78 Mg 13 Ca 9

Обобщенные комплексные диаграммы карбоната и двоицы (D+C)

75	1957/191		Известняки окремненные и доломитизированные	3,38—50,25	—	3,38	21,8	0,2	2,99	1,5	4,16	2,75	2,37	1,53		Mg _{0,4} HCO ₃ 46 Cl 34 SO ₄ 17 Ca 50 Na 22 Mg 18

Бассейн трещинных вод Центрально-Уральского поднятия

Подземные воды зоны региональной трещиноватости отдаленной средней и южной платформ (P₂₋₉)

98	1957/540		Переслаивание глинистых сланцев и песчаников	8—40,5	8	8	1	10,2	0,9	0,52	2,46	1,94	1,5	1,4		Mg _{0,2} HCO ₃ 64 Cl 23 SO ₄ 13 Ca 38 Mg 36 Na 26

96 1960/20	Песчанки и сланцы уг- листо-кремневые	2-62,56	2	0,4	3	—	—	—	M_{41} $\frac{HCO_3 67 SO_3 29 Cl 10}{Ca 67 Na 22 Mg 11}$
97 1960/20	Переслаивание песчан- ков и глинистых слан- цев	4,25-49,2	4,25	4,25	0,71	2	—	—	M_{42} $\frac{HCO_3 78 SO_3 18}{Ca 55 Mg 35 Na 11}$

Водоносный комплекс сложенных долом и сланца (S+D)

89 1960/600	Известняки доломитизи- рованные	12,4-63,5	12,4	12,4	4,4	1	0,19	0,23	4,8	0,25	4,55	0,62	M_{43} $\frac{HCO_3 80 SO_3 5}{Ca 84 Mg 11 Na 5}$

Подземные воды зоны региональной трансформации сложенных известняков и верхнего протерозоя (P₁+P₂)

86 1960/607	Серпентиниты оглево- нальные	38,14-111	—	38,14	0,1	14	—	—	—	—	—	—	M_{44} $\frac{HCO_3 75 SO_3 21}{Ca 13 Mg 84 Na 23}$
87 1960/642	Раскисляющие серпенти- то-карбонатные породы	0,58-20,2	0,58	0,58	0,41	7,66	0,1	0,51	1,8	0,37	1,02	0,92	M_{45} $\frac{Cl 82 SO_3 18}{Na 70 Mg 18 Ca 12}$
90 1960/650	Сланцы оваритовые-х- оритогальково-серп- ициновые	15-68,8	—	15	0,0	2,55	11,42	2,37	—	9,74	1,68	2,22	M_{46} $\frac{HCO_3 67 SO_3 34 Cl 9}{Ca 37 Mg 37 Na 26}$
91 1960/660	Сланцы кварцево-слюд- истые и кварцево-про- фитовые	5,8-26,2	—	5,8	0,29	8,7	0,08	1,02	2,9	1,14	1,58	1,58	M_{47} $\frac{HCO_3 60 SO_3 37}{Na 55 Ca 40 Mg 5}$
92 1960/665	Сланцы кварцево-слюд- истые	6,1-57,2	—	6,1	0,20	2,36	—	—	—	—	—	—	M_{48} $\frac{HCO_3 87 Cl 8 SO_3 5}{Na 60 Ca 21 Mg 19}$
94 1960/680	Сланцы тальково-хари- то-серпентинные	8-83,5	8	8	0,4	20	0,34	5,79	6	5,61	2,00	0,58	M_{49} $\frac{HCO_3 87 Cl 8 SO_3 5}{Na 60 Ca 21 Mg 19}$
95 1960/685	Кварциты	29-43	23	7,6	1,49	5	0,79	0,42	8,19	5,18	1,75	1,65	M_{50} $\frac{HCO_3 87 Cl 8 SO_3 5}{Na 60 Ca 21 Mg 19}$

№ скважины по карте	Год бурения	Абс. отм. устья, м	Высодержание породы в описанном интервале	Интервал опробования, м	Глубина подв. уровня воды, м	Глубина устья, м	Легенда, м/сек	Понижение, м	Содержание в воде основных компонентов, мг/л					Формула, приведенная к составу воды
									Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	Zn ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺

Подземная вода зоны региональной транзитивности отложений верхнего протерозоя (Н₁)

88	1966-700		Песчано-глинистые породы с обломками кварцитов	10-47,5	43	-	20	-	-	-	-	-	-	-

Бассейн грешинных вод Тално-Матаготорского прогиба

Вода сподифического распространения низко-среднепроточных отложений (I₁₋₃)

140	1955-640		Перекарпание глин, песков, песчанников	20,85-190	120,85	184	0,2	8,1	-	-	-	-	-	-

Водосодержательный комплекс отложений молассового яруса (архейской свиты) среднего карбона (С₂п)

141	1967-280		Сланцы известково-глинистые	19-36,5	19	19	1,4	9	2,45	11,2	7,2	12,37	3,4	3,48
									M ₁₃ $\frac{SO_4 51 HCO_3 34 Cl 12}{Na 62 Mg 26 Ca 12}$					

Водосодержательный комплекс среднекаменноугольных отложений (кашукской свиты) нижнего карбона (С₂п-п)

114	1959-380,5		Известняки хромитовые и осредненные	-	-	18,6	8,2	2,3	-	-	-	-	-	-
117	1957-360		Галечники с песком и гравием	16,02-33,3	16,42	16,42	2,1	0,6	4,85	5	8	0,2	3	5,6
									M ₁ $\frac{HCO_3 45 SO_4 28 Cl 27}{Na 51 Mg 32 Ca 17}$					

121 1957115	Известняки (разрушен- ные)	98—113	98	18	73	92,0	36,6	7	42	27,2	7,3	M_{47} $\frac{SO_4 48 \text{ Cl } 13 \text{ HCO}_3 9}{Na 55 \text{ Ca } 36 \text{ Mg } 9}$
122 — 340	Известняки	1—65	1	5	49	6,8	6,57	3,9	107	3,14	0,94	M_{103} $\frac{HCO_3 76 \text{ SO}_4 17 \text{ Cl } 17}{Ca 61 \text{ Na } 21 \text{ Mg } 18}$
123 1963330	Известняки	76—94	76	64	65	25	16,1	8,97	7,2	17,91	5,91	M_{119} $\frac{Cl 50 \text{ SO}_4 28 \text{ HCO}_3 22}{Na 55 \text{ Mg } 27 \text{ Ca } 18}$
136 1963371	Известняки	14—40,5	14	7,9	45,7	3,6	17,34	8,1	3,5	17,98	6,12	M_{115} $\frac{Cl 60 \text{ SO}_4 28 \text{ HCO}_3 12}{Na 62 \text{ Ca } 21 \text{ Mg } 17}$
137 1963338	Известняки	35,9—44,9	35,9	1,64	5,74	1,08	21,4	4,86	3,4	17,78	6,12	M_{115} $\frac{Cl 72 \text{ SO}_4 16 \text{ HCO}_3 12}{Na 60 \text{ Ca } 21 \text{ Mg } 19}$

Подземные воды зоны региональной трещинности туркеско-казахских образований (бразевский и чаров казанский сегм.) нижнего карбона (C₁l—v)

118 1963360	Базальты, доломиты, доломиты	—	—	22,5	2,74	5,82	—	—	—	—	—	M_{146} $\frac{Cl 61 \text{ SO}_4 21 \text{ HCO}_3 18}{Mg 49 \text{ Na } 39 \text{ Ca } 12}$
122 1963320	Порфириты, их туфы и туфобрекчия	14,35—45,7	14,35	14,35	0,61	0,65	12,9	4,5	3,8	8,2	2,6	M_{108} $\frac{Cl 47 \text{ HCO}_3 34 \text{ SO}_4 19}{Na 32 \text{ Ca } 24 \text{ Mg } 24}$
140 — 370	Порфириты, плагиоклазы	6—31,1	6	6	1,14	21	18,38	2,7	5	7,68	3,5	M_{108} $\frac{Cl 47 \text{ HCO}_3 34 \text{ SO}_4 19}{Na 32 \text{ Ca } 24 \text{ Mg } 24}$

Подземные воды зоны региональной трещинности отложений нижнего карбона и верхнего девона (D₁—C)

109 1963458	Переслаивание песчаных и глинистых слоев	9,5—23	9,5	7,8	1,38	9	2,67	1,12	7	5,21	2,65	M_{105} $\frac{HCO_3 60 \text{ Cl } 20 \text{ SO}_4 11}{Na 51 \text{ Ca } 26 \text{ Mg } 23}$
112 1963470	Алевриты	8—18	н. с.	8	1	3,5	0,1	0,5	4,3	1,61	2,65	M_{104} $\frac{HCO_3 81 \text{ SO}_4 9}{Ca 44 \text{ Na } 30 \text{ Mg } 26}$

№ скважины на карте	Год бурения	Абс. отм. устья, м	Водоупорная пор. и в оприформном источнике	Глубина взора, м	Глубина устья, м	Легенда, м/сек	Горючесть, м	Содержание в воде окисляемых элементов, мг-%/г					Формулы эмпирического состава воды	
								C	SO ₄	HCO ₃	Zn	Ca		Mg
112 1562/470			Туфобелая, туф, габбро-диорит	33	33	н. с.	н. с.	—	0,41	4,7	1,76	2,27	1,14	M _{10,1} HCO ₃ 91 SO ₄ 3 Ca 44 Na 34 Mg 22
115 1562/450			Сланцы глинисто-известковые, известняк, алевролиты, песчаники	36-51	36	3,6	1,5	0,28	0,3	6,3	4,45	1,34	1,24	M ₁₄ HCO ₃ 90 SO ₄ 4 Na 63 Ca 19 Mg 18
116 1561/520			Кремнистые порош. алевролиты	16,7-33,1	16,7	16,7	0,9	0,6	0,25	0,10	—	1,06	1,35	M _{10,1} HCO ₃ 71 SO ₄ 17 Cl 12 Mg 55 Ca 45
119 1561/600			Песчано-глинистые порош. туфобелая	5-70,2	5	1,5	0,06	1,4	—	2,73	3,61	1,68	2,04	M _{10,5} HCO ₃ 66 SO ₄ 34 Na 43 Mg 36 Ca 21
120 1561/560			Переслаивание песчаных и кремнисто-глинистых осадков	22,32-44,4	н. с.	22,32	0,54	0,1	0,06	0,30	0,63	1,76	2,34	M _{10,2} HCO ₃ 40 SO ₄ 8 Mg 50 Ca 37 Na 13
124 1561/400			Кремнистые порош. и туфиты	11,5-43,20	11,5	11,5	0,66	1,4	0,1	0,22	0,6	1,5	2,44	M _{10,2} HCO ₃ 90 SO ₄ 6 Mg 61 Ca 35
126 1561/500			Туфиты, диабазы	8,5-33,4	8,5	8,5	1,2	1,5	0,2	2,4	0,07	1,75	4,15	M _{10,3} HCO ₃ 40 SO ₄ 40 Mg 70 Ca 20
127 1558/400			Туфобелая, оваритованная	48,5-23,8	н. с.	46,5	0,44	0,09	0,00	0,31	0,4	2,32	1,00	M _{10,4} HCO ₃ 87 SO ₄ 8 Ca 79 Mg 28 Na 13
128 1561/330			Туфобелая, туфиты, алевролиты	15-61,05	н. с.	15	0,2	9	5,51	0,8	0,4	2,13	3,5	M _{10,4} Cl 82 SO ₄ 12 HCO ₃ 6 Ca 52 Na 32 Mg 16
129 1558/550			Туфобелая, кремнистые сланцы, туфиты	12,5-33,3	12,5	12,5	1	15,5	67,32	15,23	4,1	17,43	33,4	M _{10,8} Cl 77 SO ₄ 17 HCO ₃ 5 Ca 42 Mg 38 Na 20
130 1561/530			Глинистые сланцы, туфобелая	25-55,9	н. с.	25	0,1	10	2,04	0,27	4,8	0,51	3,5	M _{10,1} HCO ₃ 68 Cl 29 Ca 70 Mg 45 Na 7

138	1658/20	Песчанки	12,15-31,1	12,15	0,4	17,55	1,30	3,13	1,08	4,04	3,5	2,96	$M_{0,6}$	$HCO_3, 45 SO_3, 30 Cl, 18 Na, 30 Ca, 33 Mg, 28$
139	1663/25	Сланцы известняк, ту- фопесчанки	11,5-44,8	11,5	4,85	0,8	2,33	2,35	0,81	0,4	8,02	3,47	$M_{0,7}$	$HCO_3, 74 Cl, 19 SO_3, 6 Na, 63 Ca, 20 Mg, 17$
142	1665/20	Сланцы известняк, ту- фопесчанки	8,5-31,5	8,5	8,5	0,43	41,5	1,86	0,79	4	4,66	9	$M_{0,7}$	$HCO_3, 61 Cl, 27 SO_3, 12 Na, 55 Ca, 30 Mg, 5$
144	1666/300	Алгиты, песчанки, сланцы глинистые	20-н.с.	20	20	0,14	5,0	1,92	2,45	6,26	6,17	1,6	$M_{0,6}$	$HCO_3, 50 SO_3, 23 Cl, 18 Na, 67 Mg, 18 Ca, 15$

Подсчета воды зольности, реактивности, образований демина и сахара (S+D)

146	1667/85	Разрушенные порфириты	14-Е	н.с.	1,4	3	11,1	0,4	0,42	3,8	0,19	2,3	2,2	$M_{0,7}$	$HCO_3, 82 SO_3, 9 Cl, 9 Ca, 30 Mg, 47$
149	1669/17	Кремнистые туффы, лессовидные порфры	8,5-н.с.	—	8,55	0,9	1,7	—	0,71	3	0,24	1,83	1,64	$M_{0,7}$	$HCO_3, 81 SO_3, 19 Ca, 40 Mg, 44 Na, 7$
150	1668/400	Кварцевые алабастры	11,4-22,8	11,4	11,4	0,9	0,05	1,4	0,29	9,6	1,33	4,3	3,89	$M_{0,6}$	$HCO_3, 84 Cl, 12 Mg, 51 Ca, 37 Na, 12$
152	1662/382	Туффы, туфобрихи пор- фиритов	—	20,5	+0,2	—	—	0,00	1,43	5	1,92	2,35	2,35	$M_{0,6}$	$HCO_3, 77 SO_3, 22 Ca, 36 Mg, 36 Na, 28$
153	1659/40	Порфириты, кварцевые- риштовые порфры	3,6-32,8	н.с.	6,6	0,4	1,4	0,3	0,37	2,2	0,47	1,8	0,8	$M_{0,2}$	$HCO_3, 72 SO_3, 19 Cl, 9 Ca, 38 Mg, 26 Na, 16$
154	— 440	Дробленки, сланцы	1-20	1	1	1,6	5,5	3,24	2	0,2	—	3,03	3,11	$M_{0,5}$	$HCO_3, 38 Cl, 38 SO_3, 24 Ca, 63 Mg, 37$
155	1650/480	Туффы порфиритов	2,5-30,7	2,5	1,5	0,82	10,46	—	0,41	3,8	0,53	2,14	1,94	$M_{0,2}$	$HCO_3, 82 SO_3, 9 Ca, 47 Mg, 42 Na, 11$
156	1650/567	Глины известняк, порфи- риты известняк	4,5-32,4	н.с.	4,5	0,48	8,5	0,5	0,6	5,2	2,58	2,4	0,8	$M_{0,5}$	$HCO_3, 90 Cl, 9 Na, 45 Ca, 41 Mg, 14$
157	1661/400	Пески с ваурами, туффы	3,1-36,1	3,1	3,1	1,04	1,72	0,19	—	3,5	—	1,38	1,80	$M_{0,2}$	$HCO_3, 94 Cl, 5 Mg, 53 Ca, 47$
158	1660/400	Туффы, кора известняк- порфиритов	25-32	23	7	0,9	17	0,27	0,27	4,4	1,63	2,11	1,15	$M_{0,3}$	$HCO_3, 80 SO_3, 6 Cl, 5 Ca, 40 Na, 34 Mg, 23$
159	1662/540	Порфириты известняк- сланцы	14,35-46	14,35	14,35	0,55	10	0,05	0,21	3	0,63	2	0,7	$M_{0,2}$	$HCO_3, 50 SO_3, 6 Ca, 60 Mg, 21 Na, 19$

№ скважины на карте	Гол. бурения	Абс. глм. устья, м	Водопроницаемые породы в сиробавии интереса	Интервал м опробования	Глубина поств. колонны, м	Глубина устья, м	Погрешен., м	Содержание в воде свободных компонентов, мг-%					Формула химического состава воды		
								Ca	SO ₄	Na+K	Cl	Mg			
113 1952420			Туфы, туфобрекчия сие-ланского состава	10,7-37,5 н. с.	10,7		1,34	5	0,05	0,19	3,3	0,87	1,91	0,86	Mg ₂ Ca 32 Mg 24 Na 21 HCO ₃ 100
120 1961540			Туфы порфиритов	24-33,6	24	24	0,5	1	—	2	0,11	1,47	0,42		Mg ₃ Ca 73 Mg 21 Na 6
125 1958400			Глина с гравием, галькой, порфириты	3,7-23,13	3,7	3,7	0,88	8,8	0,18	0,41	3,15	1,22	1,32		Mg ₂ HCO ₃ 84 SO ₄ 11 Cl 15 Mg 35 Na 33 Ca 32
131 — 1958,5			Ямлы, кварцевые альбитовые порфиды	—	1,5	10,3	5	243	0,06	0,38	1,9	0,43	1,3	0,61	Mg ₁₁ HCO ₃ 81 SO ₄ 16 Ca 56 Mg 26 Na 18
134 1958 н. с.			Серпентино-хорнито-хвирцевые порфиды	17,35-40,1	17,35		0,34	0,3	1,48	0,94	3,7	2,58	2,02	1,53	Mg ₁₄ HCO ₃ 90 Cl 24 SO ₄ 16 Na 43 Ca 32 Mg 25
135 1961370			Туфы порфиритов	5,2-29	5,2	4	0,46	16	1,02	0,34	4	2,2	3,64	6,35	Mg ₇ SO ₄ 51 HCO ₃ 32 Cl 8 Mg 51 Ca 32 Na 17
143 1957300			Порфириты пороксен-латитовые	9-45,25	9	9	0,45	11	0,90	0,83	4	2,37	1,75	1,7	Mg ₃ HCO ₃ 89 Cl 17 SO ₄ 11 Na 41 Ca 30 Mg 29
145 1958410			Элювий туфов, туфы лабазов	35-86,13	35	9	1,54	18	3,42	7,49	4	5,71		4,2	Mg ₁ SO ₄ 50 HCO ₃ 27 Cl 23 Na 39 Mg 27 Ca 14
146 1958377			Туфы альбитовые, кораллы, валерияны	2,65-60,8	2,65	2,65	2,3	8,2	6,1	12,34	7	16,3	9,35	2,30	Mg ₁₇ SO ₄ 14 Cl 32 HCO ₃ 24 Na 57 Ca 33 Mg 10
148 1958326			Туфы порфиритов	16-42,3	16	17	0,5	24,53	1,92	1,56	3,2	4,48	0,87	1,32	Mg ₁₁ HCO ₃ 48 Cl 29 SO ₄ 23 Na 67 Mg 20 Ca 13
111 1952420			Серпентины	10,6-67,5	10	10	1,5	19,8	0,65	0,17	5,85	0,21	1,44	4,5	Mg ₃ HCO ₃ 95 Mg 73 Ca 23

Подписные воды зоны региональной трещиноватости ультрабазических пород (Σ)

Подземные воды зоны региональной трещиноватости (карстовых пород) (Σ)

Данные гидрогеологического ороborания нефтегазовых скважин, вынесенных на гидрогеологическую карту

№ скважины на карте	Номер скважины, нефтегазовая площадь	Абс. отм. м.	Интервал, м. ороborования	Абс. отм. м. ороborования	Удельный вес воды, г/см ³	Содержание в воде основных компонентов, мг-экв/л					Микроэлементы, мг/л	Формула химического состава воды		
						Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺			Mg ²⁺	
3	353, Волыцкая	—	483—486	—	1,133	3400	30,7	4,8	2725	353	350	—	—	M ₂₀₀ Na+K 80 Ca 10 Mg 10 Cl 100
6	45, Хужовская (структурно-полюсная площадь)	148,5	с глубины 245	—	1,095	44,2	32,7	5,43	45,8	37,7	5,43	—	—	M ₆₀ Na+K 45 Ca 55 Mg 18 SO ₃ 31 Cl 44
7	455, Мелецкая	65,9	330—330	—	1,168	4365	18,2	7,24	1383	396	611	—	543	M ₂₅₀ Na 77 Mg 11 Ca 9 Cl 100
14	12, Дачная зона	—	733—748	—	—	1041	68	2	1079	26	5,4	—	—	M ₂₀ Cl 94 SO ₄ 6 Na+K 97
15	16, Хужовская	134,8	150—185	—	1,101	102,8	113	20,3	1571	38,7	40,4	—	—	M ₁₅ SO ₄ 48 Cl 11 HCO ₃ 8 Na+K 67 Mg 17 Ca 16 Cl 100
18	5, Мелянская	—	975—1020	—	1,082	2121	2,1	1,62	1753	238	130	13	288	M ₁₂₀ Na+K 83 Ca 11 Mg 6 Cl 100
20	85, Ипповская	164,8	при глубине 418	—	1,153	3306	22,7	3,2	3301	574	33,8	—	—	M ₁₀₀ Na+K 77 Ca 11 Mg 9 Cl 100
33	215, Чагаровская (структурно-полюсная)	80,2	285	80,2	1,036	753	84	6	703,6	72,5	—	—	—	M ₉₀ Cl 91 SO ₄ 9 Na+K 92 Ca 8 Cl 100
34	12, Деминская	112,3	770—800	—	1,177	4532	18,1	0,6	3449	718	388	—	—	M ₅₅₀ Na+K 76 Ca 16 Mg 9 Cl 100

Волго-Камский артезианский бассейн

Водобойный комплекс неглубоководных карбонатных отложений (Р1)

№ скважины на карте	Номер скважины, нефтегазовая площадь	Δсв. отн. м	Интервал, м	Δсв. отн. м	Δсв. отн. м	Δсв. отн. м	Содержание в воде основных компонентов, мг/л						Максимальная температура, °С	Формула химического состава воды
							Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺		
36	43, Чилинская	—	392-55	—	1,091	2235	87,6	3,1	2009	178	138,4	—	—	Mg ₆₅ Na+K 86 Ca 8 Mg 6
38	Г. Октябрьский	114	—	114	—	317	122	4	364	35	41	—	19	Mg ₅₁ Cl 71 SO ₄ 28 Na+K 82 Mg 9 Ca 8
40	16 уф. Сулейманская	125,3	300-400	125,3	1,113	2854	47,1	1,8	2347	237,6	118,8	—	—	Mg ₁₀₈ Cl 98 Na+K 88 Ca 8
42	337, Бушмелевская (структурно-плоскостная)	114,66	320	105,6	1,626	1626	12,3	3,5	1002,6	71,3	47,7	—	—	Mg ₁₇₁ Cl 94 SO ₄ 6 Na 33
48	612, Тобольская (структурно-плоскостная)	155	210-329	11	1,22	53,1	2,53	123,33	49,5	4,5	—	—	—	Mg ₁₁ Cl 70 SO ₄ 30 Na+K 60 Ca 28
50	47, Золотой мыс	139,8	702-738	1,196	3,009	27,4	3,9	4674	239	167,4	8	300	—	Mg ₁₀₀ Cl 90 Na+K 91 Ca 6

Водородный класс: отложений нижний перм и карбона (C+P₁)

12	4, Беззатейная	—	800—1000	2029	17	7	2020	27	2	—	—	—	Mg ₁₇₁ Cl 97 Na+K 98

Водородный класс: карбонатных отложений верхнего и среднего карбона (C₂-C₃)

4	372, Ямалская	106,2	892—970	1,155	4000	25	2,54	2358	638,9	402	—	—	Mg ₂₀₀ Cl 98 Na+K 72 Ca 16 Mg 12
9	26, Казембурская	188,9	с глубиной 1085	1,093	680	87	9,2	617	108	51,4	—	—	Mg ₁₀₀ Cl 87 SO ₄ 11 Na+K 79 Ca 14 Mg 7

13	19, Дунайская гора	—	с габбро 1200	1108	715	2	41	371	215	41	—	—	M_{Ca} Na+K 72 Ca 27

Водоносный комплекс карбонатных отложений среднего и южного карбона (C_{14})

1	24, Волынская	—	1046—1056	—	1168	413	207	0,38	310	731	331	8,5	—	M_{Ca} Na+K 75 Ca 18 Mg 7
19	35, Ишнейская	150	1092—1105	27	11637	4226	22	3	3309	564	316	—	—	M_{Ca} Na+K 80 Ca 13 Mg 7
28	15, Баканская	85,6	975—978	—	1177	4520	26	1,6	3907	398	188	4	335	M_{Ca} Na+K 88 Ca 8
41	2 уф. Суздальская	261	1392—1400	—	1196	3420	5	0,9	2554	340	311	—	—	M_{Ca} Na+K 75 Ca 16 Mg 9
43	28 уф. Суздальская	180	1152—1175	—	11905	3928	35	1,4	2967	277	119	—	—	M_{Ca} Na+K 88 Ca 8

Водоносный комплекс терригенных отложений южного карбона (K_4)

8	3, Усть-Амская	255,7	1786—1790	—	1147	3725	12,5	1,7	2521	898	320	—	—	M_{Ca} Na+K 67 Ca 21 Mg 9
10	1, Ардская	85,3	1270—1272	14	1170	4009	6	1	3016	470	223	—	270	M_{Ca} Na+K 85 Ca 10
11	2, Ардская	237,8	1381—1392	19	1175	4430	7,4	0,35	3348	705	388	5	500	M_{Ca} Na+K 76 Ca 16 Mg 8
17	5, Усть-Амская	109,9	1323—1333	—29	1172	4548	14,3	0,7	3200	840	352	0	400	M_{Ca} Na+K 73 Ca 19 Mg 8
32	3, Михайловская	183,5	1270—1282	8,5	1165	4222	18,5	1,4	3705	419	221	—	—	M_{Ca} Na+K 85 Ca 10
53	3, Холмогорская	205,3	1805—1807	8	1178	4540	21	1,4	4023	420	220	—	151	M_{Ca} Na+K 86 Ca 9

№ скважины на карте	Номер скважины, петрографическая площадка	Абс. отн. м.	Интервал, м.	Абс. отн. г.с. устья, м	Удельный вес пес.	Содержание в воде основных компонентов, мг/дм ³						Максималь- ный, мг/л	Формула химического состава воды
						Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺		

Водный комплекс карбонат-терридных отложений верхнего и среднего девона (D₃₋₅)

16	5, Балабанская	213,3	1736-1750	-105	1211	5139	5,2	0,6	2553	2864	242	5	2000	M ₅₀ Cl 100 Ca 51 Na 43 Mg 6
17	5, Ужумская	180,9	1758-1766	-70	1200	5186	0,8	0,12	2834	2025	325	-	1850	M ₅₀ Cl 100 Na+K 55 Ca 39 Mg 6
22	7, Старо-Петровская	84,6	1831,5-1834	-	1130	4876	1,8	0,47	2578	2146	280	0	1700	M ₅₅ Cl 100 Na+K 52 Ca 43
24	10, Старо-Петровская	85,7	1825- -1826,5	-44	1110	4879	0,95	0,47	2570	1854	345	1	1780	M ₅₅ Cl 100 Na+K 51 Ca 42 Mg 7
25	1, Чкаловская	169,8	1837-1855	-30	1185	4633	0,47	0	2583	1612	458	3	1650	M ₅₁ Cl 100 Na+K 56 Ca 35 Mg 9
29	1, Терешинская	227	1801-1808	-	1182	4831	1,07	0,24	2722	1667	444	7	1566	M ₅₃ Cl 100 Na+K 36 Ca 35 Mg 9
30	1, Ардатовская	149,5	1659-1683	-30	1190	5140	0,48	0,4	3308	1416	417	5	1730	M ₅₁ Cl 100 Na+K 64 Ca 28 Mg 8
35	11, Яныковская	224,7	2014-2018	-33	1188	4871	0,7	0,7	2851	1616	404	-	1380	M ₅₅ Cl 100 Na+K 58 Ca 33 Mg 8
37	2, Чесновская	104,3	2210-2229	-38	1176	4304	5,6	4,9	2787	1305	423	0,2	173	M ₅₄ Cl 100 Na+K 62 Ca 29 Mg 9
39	3, Давыдовская	105,6	2030-2050	-28	1188	4728	0,6	1,2	2614	1735	380	5	1480	M ₅₅ Cl 100 Na+K 55 Ca 37 Mg 8
44	43, Балабанская	175	1958-1961	-12	1192	4645	0,6	0	2880	1387	368	6	1151	M ₅₀ Cl 100 Na+K 63 Ca 30 Mg 7
45	57, Балабанская	344,7	2101-2104,5	-20	1180	4633	0,47	0	2757	1537	340	8	1188	M ₅₆ Cl 100 Na+K 57 Ca 36 Mg 7
46	92, Шкловская	370,6	2130-2206	-75	1188	4776	0,24	0	2744	1399	333	4	142	M ₅₀ Cl 100 Na+K 57 Ca 36 Mg 7

№ скважины на карте	Номер скважины, неглубинная площадка	Абс. отн. устья, м	Глубина, м	Абс. отн. установивше- гося уровня, м	Х водный, л/сек	Содержание в воде основных катионов, мг-экв/л							Микроэлемен- ты, мг/л	Формула химического состава воды
						Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	J		

Водный комплекс термально-карбонатных отложений среднего кайбана (С₄)

2	388, Акиноско-Балганское	186,2	986—1000	—	1,106	2574	60,1	1	2212	240	181,4	—	—	$M_{100} \frac{Cl 98}{Na+K 84 Ca 9 Mg 7}$
23	3, Далинская	—	с глубины 1500	—	1,085	2116	6	0,22	1758	260,4	108,5	4	208	$M_{100} \frac{Cl 100}{Na+K 83 Ca 12}$
26	2, Карага-Елгинская (данные по скв. 9)	—	931—964	—	1,144	3653	10,3	3,4	3005	939	184	—	—	$M_{100} \frac{Cl 87}{Na+K 77 Ca 20}$
49	15, Степобашинская	133,5	1926—1946	-65	1,201	5152	0	0,6	2834	1886	492	9	1470	$M_{100} \frac{Cl 100}{Na+K 52 Ca 40 Mg 8}$
51	154, Киндубашинская	274	2408—2456	—	1,1	2066	62,7	1,3	2423	82,5	25	—	—	$M_{100} \frac{Cl 97}{Na+K 96}$
52	4, Степобашинская	430	2732—2745	—	1,108	5163	6,2	0,7	2708	2065	393	—	1730	$M_{100} \frac{Cl 100}{Na+K 52 Ca 40 Mg 8}$
54	6, Фаировская	—	2722—2736	—	1,227	5804	6,5	2,3	3129	2282	405	10	1002	$M_{100} \frac{Cl 100}{Na+K 51 Ca 29 Mg 7}$